



**HAL**  
open science

# Apport des méthodes de télédétection à très haute-résolution spatiale dans l'étude des variations de la cryosphère des Pyrénées

Renaud Marti

► **To cite this version:**

Renaud Marti. Apport des méthodes de télédétection à très haute-résolution spatiale dans l'étude des variations de la cryosphère des Pyrénées. Sciences de la Terre. Université Toulouse le Mirail - Toulouse II, 2016. Français. NNT : 2016TOU20024 . tel-01540865

**HAL Id: tel-01540865**

**<https://theses.hal.science/tel-01540865>**

Submitted on 16 Jun 2017

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

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



Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse - Jean Jaurès*

---

---

Présentée et soutenue le 09/05/2016 par :

**RENAUD MARTI**

Apport des méthodes de télédétection à très haute-résolution spatiale  
dans l'étude des variations de la cryosphère des Pyrénées

---

---

## JURY

MARIE-FRANÇOISE ANDRÉ	Professeur des universités
ANTOINE RABATEL	Physicien-Adjoint-HDR
PIERRE ETCHEVERS	Ingénieur-ICPEF
J. IGNACIO LÓPEZ MORENO	Chargé de recherche
DOMINIQUE LAFFLY	Professeur des universités
SIMON GASCOIN	Chargé de recherche

---

### École doctorale et spécialité :

*TESC : Géographie et aménagement*

### Unité(s) de Recherche :

*GEODE-Géographie de l'environnement-UMR 5602*

*CESBIO-Centre d'études spatiales de la biosphère-UMR 5126*

### Directeur(s) de Thèse :

*Dominique Laffly et Simon Gascoin*

### Rapporteurs :

*Marie-Françoise André et Antoine Rabatel*



## SOMMAIRE

<b>Avant-propos</b>	<b>iii</b>
<b>Remerciements</b>	<b>v</b>
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
<b>I Cadres de l'étude : milieux, enjeux, et observations</b>	<b>19</b>
1 CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU SUD DE L'EUROPE ET EN MONTAGNE	25
2 CRYOSPHERE : DUALITÉ HYDRO-CLIMATIQUE	31
3 VARIATIONS DE LA CRYOSPHERE : OBSERVER DE LOIN SI POSSIBLE	47
4 ÉTUDES ANTÉRIEURES DE LA CRYOSPHERE DES PYRÉNÉES	59
5 MÉTHODES, MÉTRIQUES ET SITES D'ÉTUDES RETENUS	75
<b>II Suivi de la cryosphère des Pyrénées à fine échelle</b>	<b>85</b>
1 CARTOGRAPHIE DE L'ALTITUDE D'UN PETIT GLACIER DE MONTAGNE	93
2 ESTIMATION DES HAUTEURS DE NEIGE DANS UN PETIT BASSIN VERSANT	103
3 SUIVI DE SURFACES ENNEIGÉES DANS UN PETIT BASSIN VERSANT	127
<b>III Reconstruction des variations des glaciers des Pyrénées</b>	<b>139</b>
1 SURFACES DES GLACIERS DES PYRÉNÉES EN 1850 ET 2011	149
2 RECONSTRUCTION HISTORIQUE DU GLACIER D'OSSOUE	161
3 MODÉLISATION DE L'ÉVOLUTION DU GLACIER D'OSSOUE	187
CONCLUSION GÉNÉRALE	199
<b>Annexes</b>	<b>209</b>
BIBLIOGRAPHIE	241
TABLE DES FIGURES	265



LISTE DES TABLEAUX	269
TABLE DES MATIÈRES	271

# AVANT-PROPOS

Si l’observation et la réflexion à l’échelle globale permettent d’avancer significativement sur les grandes questions climatiques, il appartient aux collectivités locales et régionales de suivre finement les changements sur leur territoire. Cette connaissance doit permettre d’en anticiper et d’en atténuer les impacts. Le cadre de cette thèse témoigne de cette démarche collective de proximité dans la production de connaissance : les financements sont issus de la Région Midi-Pyrénées et de l’Université Fédérale de Toulouse, les terrains d’études se situent en Ariège et dans les Hautes-Pyrénées, et la plupart des institutions engagées sont situées dans l’agglomération toulousaine.

Ce travail de thèse a pour origine une demande de financement intitulée « projet CRYO-PYR » établie en 2012 auprès de la Région Midi-Pyrénées et du PRES<sup>1</sup> Toulouse. Cette demande a été rédigée par les encadrants de cette thèse, Dominique Laffly et Simon Gascoin, ainsi que Thomas Houet, membre du comité de pilotage et chargé de recherche au laboratoire GEODE. Le titre initial de la thèse associée à cette demande était « Dynamiques temporelles de la cryosphère et évolution des marges proglaciaires et pronivales dans les Pyrénées ». Ce type de financement prévoit un fonctionnement en co-direction incluant deux laboratoires, dans notre cas le GEODE Géographie de l’environnement et le CESBIO Centre d’études spatiales de la biosphère. Cette condition doit favoriser une approche interdisciplinaire, illustrée ici par la complémentarité naturelle entre la géographie et la télédétection satellite.

Suite au recrutement de l’auteur de ce manuscrit, la thèse a pu commencer au mois de novembre 2012, avec une première sortie ardue, les pieds dans la neige fraîchement tombée qui recouvrait le glacier d’Ossoue (Hautes-Pyrénées) et le récepteur GPS différentiel dans les mains. La rencontre avec le bassin versant de Bassiès dans la vallée du Vicdessos (Ariège) s’est faite un mois plus tard pour poser le premier appareil photographique, source de nombreuses sorties terrain et de quelques déconvenues techniques. . .

Le résultat du travail mené pendant les 42 mois qui ont suivi est une thèse sur articles. Dans le manuscrit soumis à évaluation, deux articles ont été publiés, en novembre 2014 et décembre 2015, et un troisième article a été soumis en janvier 2016<sup>2</sup>. Ce type d’organisation ne facilite pas le travail du lecteur, puisqu’il faut alterner entre le français et l’anglais, langue de publication de deux des articles. La présence des articles conduit également à des changements de mise en page, puisque nous avons fait le choix de respecter la présentation originelle des revues associées aux articles. Pour faciliter la lecture de la thèse, nous avons

---

1. aujourd’hui Université Fédérale  
2. publié en juillet 2016

introduit des points de pause où nous récapitulons le fil de notre démarche. Ces textes sont surmontés d'un pictogramme et s'inscrivent de manière indépendante dans la structure du manuscrit.

Une autre raison de complication réside dans la problématique, élément clef d'une réflexion de recherche, et qui n'est ici pas simple à formuler en une phrase. Du titre de thèse initial, il ne reste que les mots « cryosphère » (manteau neigeux et glacier) et « Pyrénées ». Le titre d'une thèse évolue avec celle-ci et nous n'avons pas dérogé à la règle. Les complications liées à l'acquisition d'images par les caméras *in situ* ont amené à revoir la notion de « dynamique temporelle ». Parallèlement aux difficultés d'acquisition sur notre site ariègeois, nous avons obtenu un couple d'images satellite<sup>3</sup> stéréoscopiques sur le glacier d'Ossoue. Cette acquisition a été effectuée dans le cadre de la recette thématique utilisateur (RTU) du satellite Pléiades mise en place par le Centre National d'Études Spatiales (CNES). Nous avons effectué la demande de deux acquisitions supplémentaires Pléiades dans le cadre du programme ISIS<sup>4</sup> en 2014 et 2015 auprès du CNES. Cette disponibilité d'images stéréoscopiques issues de capteurs présentant une résolution submétrique ont conduit à se focaliser davantage sur la dimension spatiale et motive l'approche retenue.



---

3. cf. l'avant propos de la thèse de Julie Gardelle : « L'Académie Française a récemment condamné la graphie image-satellite, ainsi que l'adjectif satellital, privilégiant ainsi les adjectifs satellite et satellitaire. Cependant, on préférera l'apposition satellite (de forme invariable), le suffixe -aire marquant un rapport instrumental : l'adjectif satellitaire peut désigner ce qui fait partie d'un satellite » (Gardelle, 2012).

4. Le programme ISIS vise à promouvoir l'utilisation de l'imagerie spatiale SPOT et Pléiades auprès de la communauté scientifique en lui permettant d'acquérir ces données satellite à un tarif préférentiel (1 € du km<sup>2</sup>).

# REMERCIEMENTS

Puisque ces travaux de thèse ont bénéficié d'un financement, ce qui n'est hélas pas le cas de toutes les thèses, je tiens à remercier la région Midi-Pyrénées et le PRES Toulouse<sup>5</sup>. Je remercie également la fondation Eau, Neige, & Glace pour un financement complémentaire, accordé en 2013, ayant permis la mise en place d'un anémomètre sur le col de Cerbillona (3201 m, Hautes-Pyrénées)<sup>6</sup>. Et puisque cette thèse a débordé de 6 mois son cadre contractuel, je remercie Pole-Emploi et le système de protection sociale français en général, qui m'ont permis de terminer sa rédaction dans des conditions décentes.

Une thèse, cela s'encadre. Je tiens à remercier Dominique Laffly pour m'avoir fait part de son expérience, iconoclaste et tempétueuse, de la recherche. Je tiens à remercier Simon Gascoin pour son très haut degré d'implication dans les publications associées à cette thèse, et qui en constituent le corpus principal. Thomas Houet, qui n'a pas l'heur d'une nomination en couverture, ¡ surprenante discrétion! , a été également de toutes les lectures, celles des papiers ou du terrain. Les contributions et les relectures des co-auteurs des articles de ce manuscrit ont été décisives pour atteindre les exigences de publication. À ce titre, je remercie tout particulièrement Sébastien Monnier et Étienne Berthier.

Je tiens à remercier un partenaire scientifique essentiel de cette thèse, l'Association Moraine<sup>7</sup> et son président Pierre René, pour les nombreux échanges fructueux, le support logistique des missions terrain, et la collecte d'incalculables documents d'archives à l'heure de quantifier les variations des glaciers pyrénéens. Afin de mieux appréhender la relation glacier-climat, j'ai pu bénéficier de l'expertise de Jean-Michel Soubeyroux et de Samuel Morin de Météo-France.

Je tiens à remercier les membres du jury de thèse pour le temps dédié à la lecture critique de ce manuscrit, et aux riches discussions suscitées lors de la soutenance de thèse. *Como te echamos de menos en aquel día, te mando aquí un cordial saludo Nacho.*

Je profite de cette page pour saluer les personnes qui m'ont initié à la réflexion scientifique lors de mon stage de master à la Maison de la Télédétection à Montpellier : Sylvain Labbé, Agnès Bégué et Valentine Lebourgeois.

Merci aux structures d'accueil, l'Université Toulouse Jean Jaurès du campus du Mirail et l'Observatoire Midi-Pyrénées, aux laboratoires GEODE et CESBIO, à leurs directeurs et leurs personnels administratifs, indispensables appuis de la science institutionnelle. Aux membres scientifiques et techniques de ces laboratoires, je souhaite également une très bonne

---

5. Aujourd'hui respectivement la Région Occitanie Pyrénées-Méditerranée et l'Université Fédérale de Toulouse

6. <http://www.fondation-eng.org/laureats.php?lg=fr>

7. <http://asso.moraine.free.fr/>

continuation. Un grand merci appuyé aux volontaires (auto)désignés et enthousiastes à l'idée de venir faire leur trace dans la neige. Plutôt que d'égrener des noms tel un chapelet d'orthodoxe, je vous dis à bientôt pour ceux que j'aurais le grand plaisir de recroiser !

Dans les remerciements, il est de coutume de glisser une forme de ressenti sur ses émotions, puisque le reste des pages n'est que recherche de rigueur et d'aridité scientifique. La métaphore du voyage est filée sous toutes ses formes, avion, fusée, randonnée, chacun rend compte de son périple en terres de recherche. Cela ne sera pas le cas ici. Je profite juste de l'opportunité pour glisser un mot aux doctorants, doctorantes, gratifié(e)s de la recherche de master ou d'ailleurs, égaré(e)s dans ces remerciements sous prétexte de faire de la biblio, et qui vacilleraient dans la difficulté : prenez-soin de vous ! Quelques soient les injonctions, cohérentes ou paradoxales, des zélés au-dessus de vos têtes, il n'existe à ma connaissance qu'une unique *dead-line*, le reste n'étant que littérature et petites pierres à l'édifice. Écoutons les bienveillants !

# INTRODUCTION GÉNÉRALE

*Neige et glace sont « deux marqueurs du froid » dont les usages se construisent par l'expérience. [...] Peu à peu les savants sortent de leur chambre [...] vers les hautes latitudes et les hautes altitudes pour toucher à ces neiges et ces glaces et vivre le « froid, dans l'effroi », mais aussi dans la joie. Celle par exemple d'être les premiers à fixer sur une plaque photographique un paysage glaciaire, rien d'évident avec les techniques du XIX<sup>e</sup> siècle. C'est ce qu'on réussit les frères Bisson, auteur de clichés d'anthologie du massif du Mont-Blanc. Pour ceux que ces hardiesses ne séduisent guère, il reste le loisir de déguster la glace dans son salon. [...] En quoi notre temps est-il porteur d'étrangeté ? N'y a-t-il pas dans le passé des phénomènes comparables propices à nous rassurer ? Pour les neiges et les glaces, la réponse est sans appel.*

François Walter. Préface de « Neiges et glaces. Faire l'expérience du froid (XVII<sup>e</sup>-XIX<sup>e</sup> siècles) » d'Alexis Metzger et Frédérique Rémy. Editions Hermann (2015).



## LES PYRÉNÉES : UNE MONTAGNE EXPOSÉE AUX CHANGEMENTS

*Par le mot Pyrénées on entendrait, non les localités restreintes que sillonnent les touristes vulgaires et que fréquentent annuellement les baigneurs, mais la majestueuse chaîne qui s'étend depuis le cap Creux jusqu'à son extrémité occidentale et qui se ramifie en patte d'oie dans les Asturies; non pas seulement le versant septentrional qui appartient à la France, mais la vaste pente méridionale qui appartient à l'Espagne.*

Bulletin de la société Ramon, 1866.

Les Pyrénées s'étendent sur 435 km entre le golfe de Gascogne et la Méditerranée (fig. 1). Sur la partie atlantique, entre l'Océan et le Pic d'Anie, la chaîne présente des altitudes modérées, inférieures à 2 000 m. Dans la partie centrale, la chaîne pyrénéenne forme une imposante barrière où l'on trouve les points culminants : le Vignemale (Pique Longue) à 3 298 m (France), et le Pic d'Aneto à 3 404 m (Espagne). Du fait de sa relative basse latitude (<43 °N), le massif constitue une frontière entre le climat humide océanique et le climat sec subtropical. Les extrêmes de températures sont atténués par la proximité de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée. L'influence océanique est prépondérante à l'Ouest et au Nord, tandis que le Sud et l'Est sont soumis à des influences méditerranéenne et continentale. Ce jeu d'influence induit des contrastes sur les précipitations, 2 000 mm de précipitation annuelle sur la partie ouest française et moins de la moitié à l'Est, et sur les températures où la moyenne annuelle à l'Ouest (5 °C) est inférieure de 1° à la moyenne observée à l'Est (près de 6 °C) (Réanalyse SAFRAN 1958–2008 Maris *et al.*, 2009). Sur la base d'un gradient thermique estimé à 0.6 °C 100 m<sup>-1</sup> (Ruiz *et al.*, 1986) ou 0.63 °C 100 m<sup>-1</sup> (López-Moreno *et al.*, 2009a), on peut situer l'isotherme 0 °C entre 1600 m et 1700 m entre novembre et avril (fig. 2). L'altitude de la chaîne permet donc le maintien d'un manteau neigeux saisonnier persistant de novembre à avril à partir de 1 600 m (López-Moreno *et al.*, 2009a). L'isotherme 0 °C annuel est estimé en moyenne vers 2 900 m (Chueca *et al.*, 2003). On observe des formes périglaciaires à partir de 2 300 m (Feuillet, 2010) et un environnement glaciaire constitué de petits glaciers à partir de 2 700 m (Gonzalez Trueba *et al.*, 2008) (figures 3 et 7).

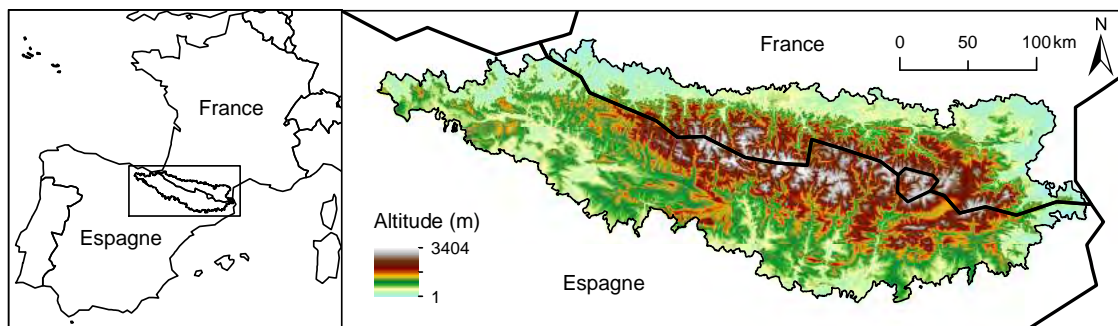


FIGURE 1 – Le massif des Pyrénées et sa composante hypsométrique. Le contour est celui retenu par la Communauté de Travail des Pyrénées (CTP) pour définir le massif.



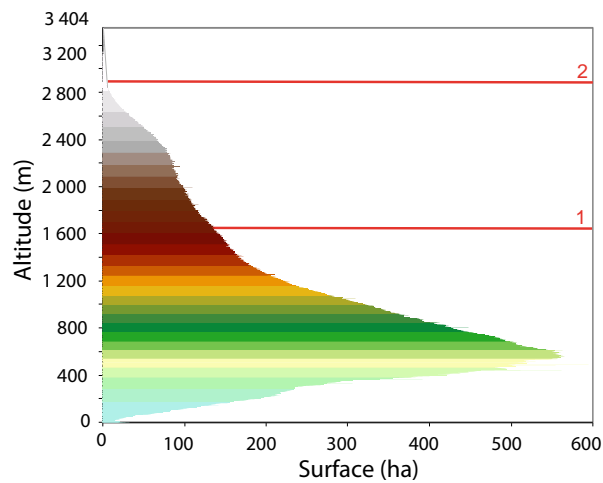


FIGURE 2 – Distribution hypsométrique des Pyrénées en fonction de la surface (contour de la Communauté de Travail des Pyrénées, cf. figure 1). La première limite verticale (1) indique l'isotherme 0 °C de la saison hivernale d'octobre à avril (1 650 m). La seconde limite verticale (2) indique l'isotherme 0 °C annuel (2 850 m).

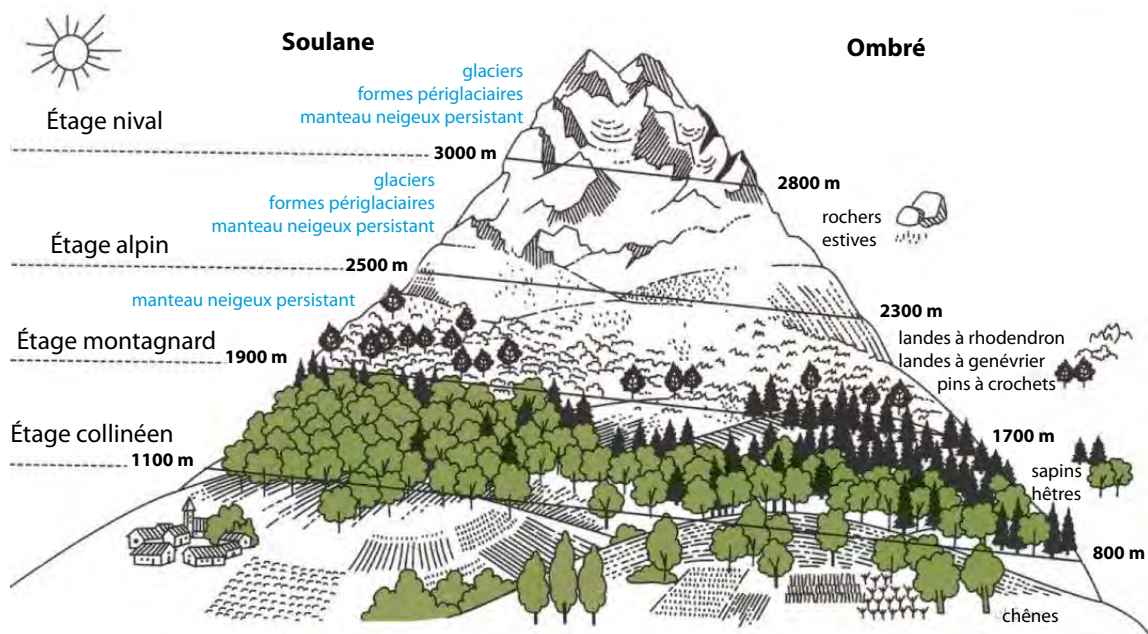


FIGURE 3 – Étagement de la montagne dans le cas des Pyrénées. Source : “Fleurs des Pyrénées”. Adapté de Philippe Mayoux ©Rando Edition

Le climat des Pyrénées connaît une augmentation significative des températures depuis plus d'un siècle. La série de température la plus ancienne de la chaîne est celle du Pic du Midi (2 880 m) et débute en 1882 (Bücher et Dessens, 1991; Dessens et Bücher, 1995). La température a augmenté de 0.83 °C entre 1882 et 1970, avec une baisse significative de l'étendue de la moyenne diurne annuelle (2.89 °C) due à une hausse des minima (Bücher et Dessens, 1991; Dessens et Bücher, 1995). Les travaux d'homogénéisation effectués dans le cadre de l'Observatoire Pyrénéen du changement Climatique (OPCC) mettent en évidence un réchauffement spatialement uniforme à l'échelle du massif sur les soixante dernières années, et un réchauffement significatif depuis les années 1980 (Soubeyroux *et al.*, 2011). Au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, on note une augmentation significative des précipitations en Ariège, et une baisse non significative dans les Hautes-Pyrénées (Moisselin *et al.*, 2002). D'une manière générale les tendances sur les précipitations annuelles et saisonnières ne sont pas significatives (période 1950–2002 López-Moreno *et al.*, 2009b). La durée de la couverture de la neige au sol a décliné à toutes les altitudes depuis 1958 (Maris *et al.*, 2009). L'analyse des mesures de hauteurs de neige effectuées par le programme d'état espagnol EHRIN<sup>8</sup> a mis en évidence l'augmentation de la hauteur de neige au-dessus de 2 200 m, et sa diminution pour des altitudes inférieures (López-Moreno, 2005; Morán-Tejeda *et al.*, 2012).

Les projections climatiques du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) basées sur un scénario de production industrielle modéré (RCP 4.5) dessinent une augmentation de température de 2 °C au sud de l'Europe à la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle, et une très légère baisse des précipitations frappée d'un fort coefficient d'incertitude. Dans le cadre du projet SCAMPEI<sup>9</sup>, un travail de simulation a été effectué pour estimer l'enneigement des massifs français au XXI<sup>ème</sup> siècle. Le principal résultat est la diminution forte dès le milieu du XXI<sup>ème</sup> siècle de la durée d'enneigement de tous les massifs jusqu'à une altitude de 2 500 m. Les variations dans la partie centrale des Pyrénées apparaissent très importantes, la diminution pouvant atteindre jusqu'à 80 % de la durée de référence (figure 4). La significativité des variations sur le reste du massif des Pyrénées est cependant limitée par le faible enneigement du temps présent. A la fin du siècle, l'impact sur l'enneigement devrait être très marqué en moyenne montagne. Selon le type de scénario, la durée annuelle d'enneigement varie entre 50 et 80 %. Si SCAMPEI met en évidence une diminution progressive du manteau neigeux à basse et moyenne altitude, cette évolution serait moins marquée à haute altitude. En s'appuyant sur un modèle climatique régional, López-Moreno *et al.* (2009a) ont obtenu des résultats comparables : une réduction de la durée d'enneigement de 70 % à 1 500 m et une diminution des impacts projetés selon un gradient altitudinal. Cette étude met aussi en évidence la forte diminution de l'équivalent en eau du manteau neigeux (quantité d'eau emmagasinée dans le manteau) en particulier dans les Pyrénées centrales et l'est des Pyrénées.

---

8. *Evaluación de Recursos Hídricos procedentes de la Innivación*

9. Scénarios Climatiques Adaptés aux zones de Montagne : Phénomènes extrêmes, Enneigement et Incertitudes

Simulations de la durée d'enneigement à 1500 m, résolution 8 km, scénario A1B (IPCC,2007)

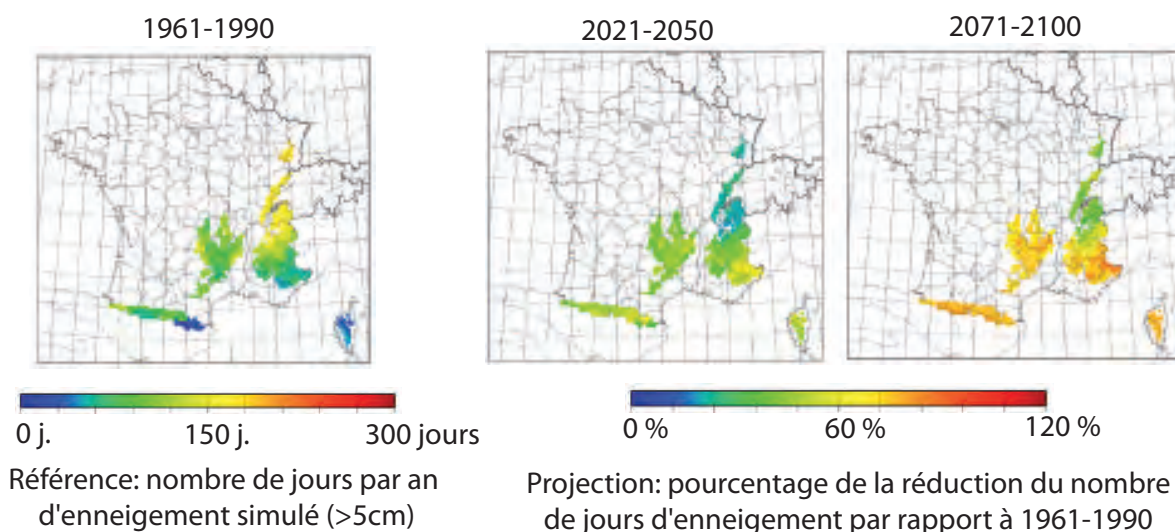


FIGURE 4 – Variations de la durée d'enneigement à l'altitude de 1 500 mètres modélisées dans le cadre du programme ANR-SCAMPEI. Les modèles atmosphériques ont été couplés avec le modèle de surface ISBA-ES sur une maille de 8 km, et selon le scénario d'émission de dioxyde de carbone A1B du GIEC (IPCC, 2007). La période de référence 1961–1990 simulée est en cohérence avec les données d'observation. En plus de la zone centrale des Pyrénées, on peut noter la diminution de la durée d'enneigement marquée dans les Alpes du Sud. Source projet ANR-SCAMPEI.

## CRYOSPHERE DES PYRÉNÉES : SOURCE DE VULNÉRABILITÉ

Dans les Pyrénées, le manteau neigeux constitue une réserve naturelle d'eau solide importante. Sa superficie moyenne au mois de janvier varie entre 10 et 20 000 km<sup>2</sup> (données MODIS, période 2000–2013 Gascoin *et al.*, 2015). Les Pyrénées abritent quelques dizaines de glaciers de petites dimensions (<1 km<sup>2</sup>). Ces deux composantes font partie de la cryosphère, la partie de la surface terrestre constituée d'eau solide. La présence et le maintien d'eau sous forme solide est conditionnée par les motifs de température et de précipitation issues des conditions atmosphériques (Morán-Tejeda *et al.*, 2012), ce qui en fait un intégrateur naturel de la variabilité climatique (IPCC, 2013). L'augmentation significative de la température de l'air modifie les conditions d'existence et de maintien des composantes de la cryosphère pyrénéenne.

Dans la plupart des bassins pyrénéens, la fonte nivale printanière contribue plus à l'écoulement que la pluie (López-Moreno et García-Ruiz, 2004). Les Pyrénées comptent un très grand nombre de barrages et de lacs artificiels qui servent à la production d'hydroélectricité, la régulation des cours d'eau, ou la gestion de l'irrigation des plaines agricoles (figure 5). Ces installations sont devenues intimement liées aux paysages des vallées pyrénéennes (Rodríguez et Oiry-Varacca, 2012). Les Pyrénées représentent un véritable « château d'eau » pour les régions du nord de l'Espagne et du sud-ouest de la France (López-Moreno *et al.*, 2008; Gascoin *et al.*, 2015). La gestion de la ressource en eau dans les plaines adjacentes, comme

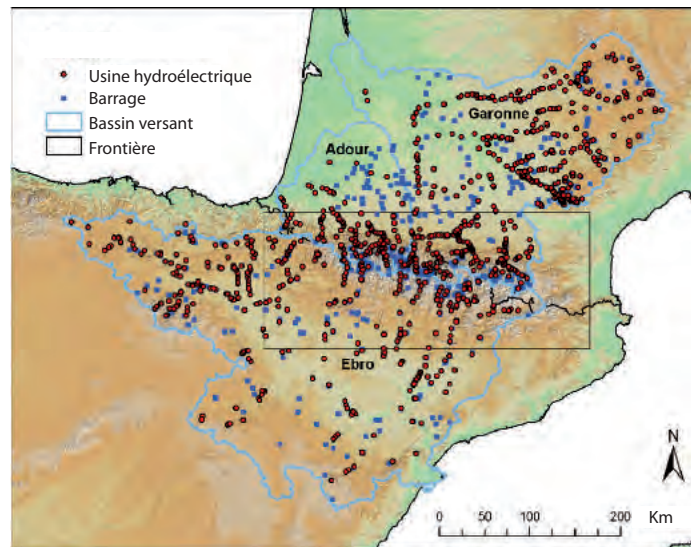


FIGURE 5 – *Infrastructures hydrauliques dans les Pyrénées. Source : (Gascoïn et al., 2015)*

les bassins de l'Ebre ou de l'Adour-Garonne (figure 5), est donc fortement conditionnée par la dynamique et l'importance du manteau neigeux dans les Pyrénées. Cette dépendance peut devenir critique en regard de la pression exercée sur l'usage de l'eau de ruissellement et la capacité liée au manteau neigeux à maintenir un ruissellement compatible avec son exploitation (Barnett *et al.*, 2005; Viviroli *et al.*, 2011).

Les projections climatiques sur le XXI<sup>ème</sup> siècle associent hausse des températures et incertitude sur les variations de précipitations. Ce type de situation peut conduire à une modification de la dynamique du régime hydrographique des bassins versants à régime nival, avec une fonte plus précoce et une diminution du caractère nival (Etchevers, 2002). La relation de sensibilité du manteau neigeux aux variations climatiques est complexe et déterminée par des phénomènes à effet de seuil (p.ex. changement de phase liquide–solide Martin *et al.*, 1994). Dans les Pyrénées, Morán-Tejeda *et al.* (2012) ont mis en évidence la sensibilité du manteau neigeux pyrénéen à des motifs combinant des conditions à la fois chaudes et sèches favorables à la fonte, des conditions humides et froides favorables aux chutes de neige et sèches et froides favorables à la persistance du manteau neigeux. Les montagnes ont en commun leur complexité topographique et la particularité de créer des climats locaux très spécifiques (Beniston, 2005). La compréhension de la problématique hydrologique associée aux régions de montagnes est ainsi étroitement liée à la problématique climatique. Cette dualité hydro–climatique devient source de vulnérabilité lorsque les réserves d'eau solide représentent un enjeu sociétal. La complexité des variations climatiques et des processus à l'œuvre dans ces milieux très hétérogènes conduisent à considérer conjointement les deux types d'observations :

[...] *in line with the need for establishing a more integrated approach to mountain water resources research, e.g. by linking more closely hydrological and climatological research* (Viviroli *et al.*, 2011).



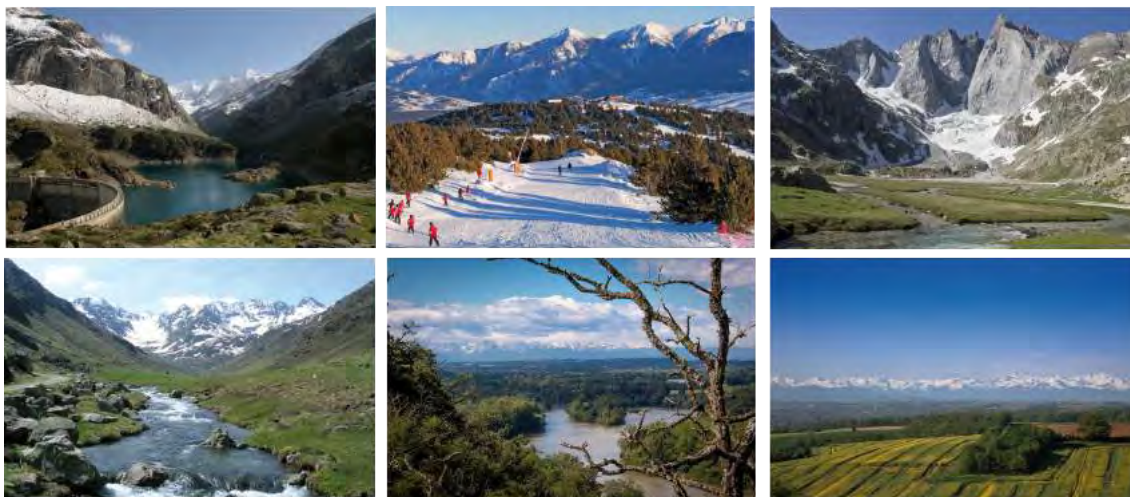


FIGURE 6 – Photographies illustratives des différents aspects de la ressource en eau liée à l’accumulation et à la fonte nivale. De gauche à droite, et de haut en bas (crédits) : barrage des Gloriettes (S. Briffaud) , station de ski de Font Romeu (anonyme), Glacier des Oulettes (P. René), cours d’eau de la vallée de Soulcem, Vicdessos (J. Dalsiva), les Pyrénées depuis un bras de la Garonne (T.C. Jamie), et cultures irriguées (anonyme).

Pour Soubeyroux *et al.* (2011) : « Le renforcement de la connaissance du climat sur les Pyrénées [peut] être mené grâce à des approches interdisciplinaires. Ainsi, le rapprochement entre climatologie et glaciologie pourrait s’avérer mutuellement bénéfique pour la description des conditions moyennes en haute montagne, peu accessible par les observations météorologiques directes, en s’appuyant sur les nouvelles mesures de bilan de masse [...] ainsi que sur les relevés plus anciens ». Les glaciers sont des marqueurs du changement climatique particulièrement sensibles aux anomalies de température et de précipitation (IPCC, 2013). Les glaciers de faibles dimensions comme ceux des Pyrénées ont été relativement peu étudiés bien que leur temps de réponse aux changements climatiques semblent particulièrement courts (Carrivick et Brewer, 2004). Leur caractère pérenne et l’attrait qu’ils exercent conduisent à disposer parfois d’archives permettant de reconstruire leurs variations.

De nombreuses activités humaines et des équilibres environnementaux dépendent du ruissellement issu de la fonte nivale. Les questions de la gestion régionale de la ressource en eau et du suivi d’indicateurs climatiques dépendent donc de la capacité à mesurer de manière fiable les métriques du manteau neigeux et des glaciers (López-Moreno et García-Ruiz, 2004; López-Moreno *et al.*, 2008; Soubeyroux *et al.*, 2013) (figure 8).

## UN BESOIN DE NOUVELLES MÉTHODES D’OBSERVATION EN CONTEXTE MONTAGNEUX

La connaissance des processus glacio-nivo-hydrologiques et l’estimation des ressources associées constituent une problématique clef de l’observation en montagne (Hingray *et al.*, 2012). L’étude de la cryosphère en zone de montagnes est rendue complexe par la topogra-

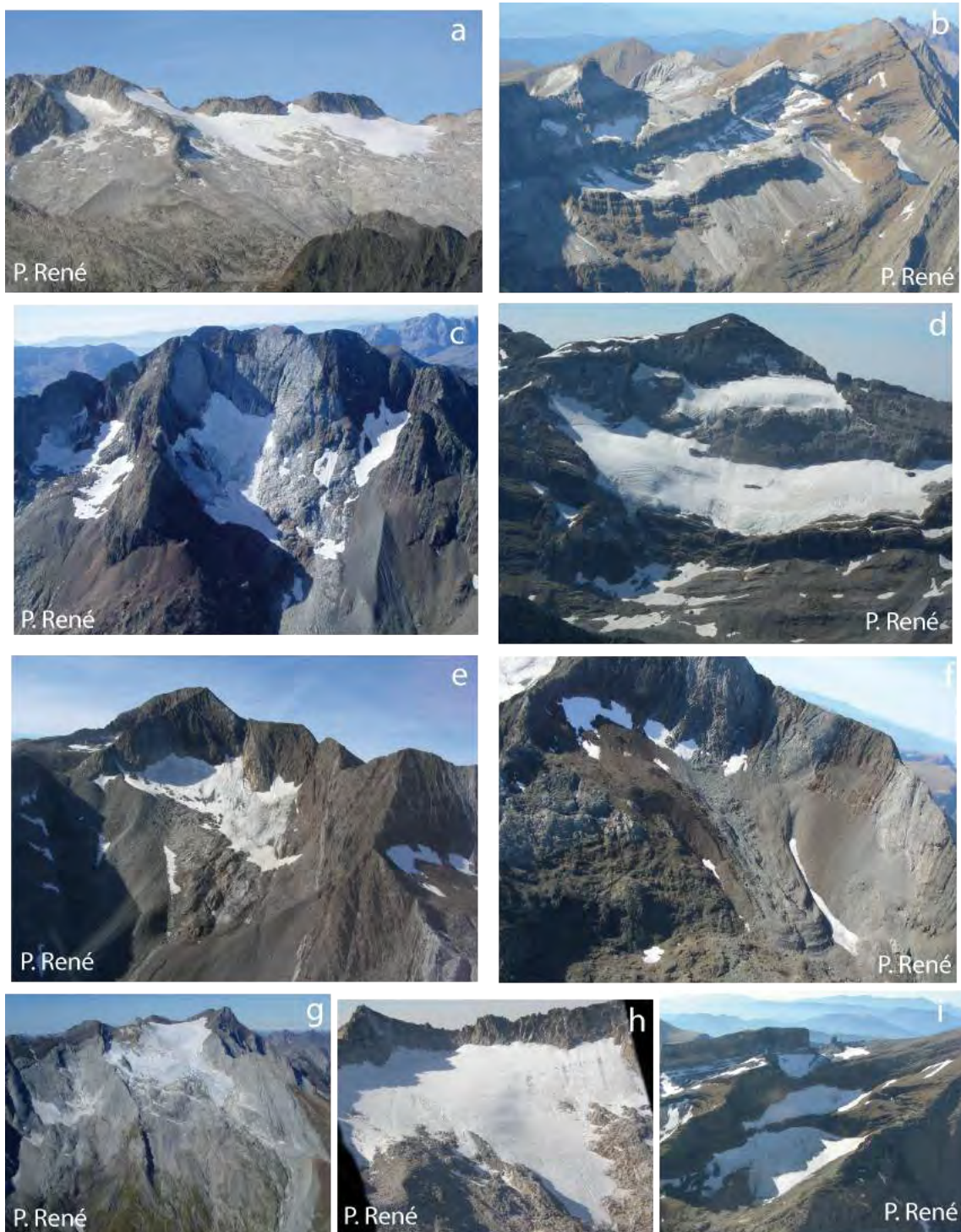


FIGURE 7 – Photographies des glaciers des Pyrénées prises depuis un hélicoptère au 1<sup>er</sup> octobre 2008 (Pierre René, Association Moraine <http://asso.moraine.free.fr/>. Légende : a) Massif de l'Aneto b) Massif de Gavarnie c) Massif del Infierno d) Massif del Monte Perdido e) Massif de Posets f) Massif de Posets (glacier rocheux) g) Massif du Vignemale (glacier d'Ossoue) h) Massif de l'Aneto (glacier de la Maladeta) i) Massif de Gavarnie (glacier du Taillon)..

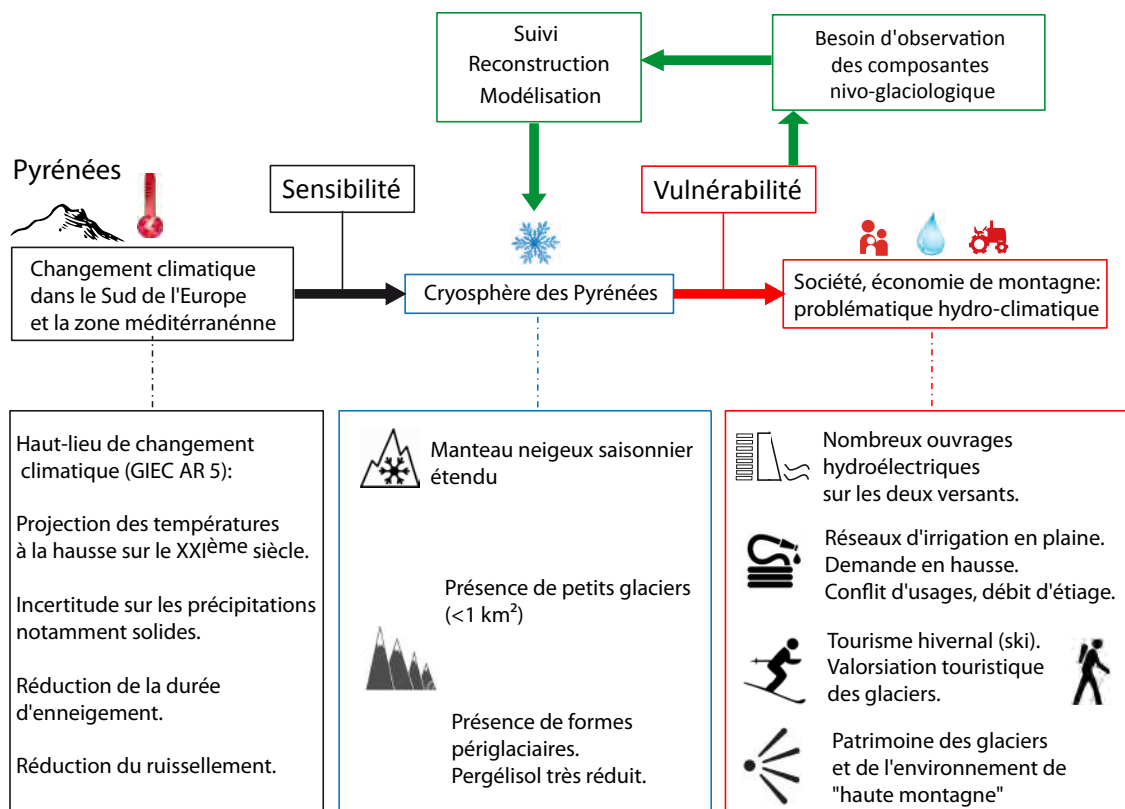


FIGURE 8 – Schéma illustrant la situation de vulnérabilité associée aux processus hydro-climatiques dans les Pyrénées (cadres rouges), et la réponse méthodologique apportée (cadres verts).

phie et requiert un niveau d'observation très fin. Les mesures *in situ* sont associées à une prise de risques pour l'intégrité physique des personnes, et leur faible représentativité limite leur exploitation dans l'évaluation quantitative des variations du manteau neigeux et des glaciers. Les réseaux d'observation nivologiques institutionnels (Météo-France, EDF) révèlent un défaut d'instrumentation sur de larges étendues associé à une faible densité des moyens observations en altitude (Soubeyroux *et al.*, 2011; Perret *et al.*, 2012). Dans ce contexte, le développement et la valorisation des images et capteurs de télédétection apparaissent comme une approche complémentaire prioritaire (Hingray *et al.*, 2012). Le développement de méthodes liées à la télédétection satellite permet d'investir sur des techniques à très large couverture spatiale, susceptibles d'être appliquées dans de nombreux contextes. La conception de missions spatiales récentes s'appuyant sur une mutualisation des connaissances techniques permet d'atteindre des niveaux d'observations inédits (p. ex. programme Orfeo, Gleyzes *et al.*, 2013a). L'accès aux données d'imagerie à des tarifs préférentiels, ou idéalement gratuites dans le cadre de programmes scientifiques, permet d'envisager des développements méthodologiques tout en ayant un budget limité.

Dans le cadre de l'observation de la cryosphère de montagne par télédétection satellite, les méthodes fondées sur la technique radar permettent de s'affranchir des contraintes de nébulosité, particulièrement présentes en montagne, et offrent des résolutions spatiales (typiquement 10–30 m) compatibles avec le niveau d'observation défini par les variations topographiques. Cependant, ces méthodes restent complexes à mettre en œuvre, en particulier en contexte montagneux, et posent des questions méthodologiques encore non résolues (Rott *et al.*, 2014). Les bandes des capteurs radar actuellement opérationnels sur les satellites défilants ne présentent pas des spécifications techniques optimales dans la détection du volume du manteau neigeux.

L'amélioration de la résolution de système spatiaux d'observation de la Terre, comme le satellite Pléiades (pas d'échantillonnage au sol de 0.7 m en mode panchromatique) ainsi que les capacités croissantes d'acquisitions en mode stéréoscopique et multi-stéréoscopique permettent d'envisager sous une perspective nouvelle les questions posées sur la cryosphère en montagne. La possibilité de programmer l'acquisition à une date ou une série de dates spécifiques permet d'étudier un moment clef d'un processus environnemental avec une précision temporelle potentiellement journalière (p. ex. fin d'un cycle hydrologique). Ce potentiel technique semble très prometteur pour caractériser finement les métriques associées aux variations de la cryosphère (figure 9). Cependant, leur exploitation en glaciologie et pour le suivi du manteau neigeux nécessite une démarche préalable de validation. Cette étape consiste à évaluer l'erreur associée à la métrique recherchée par des mesures de référence effectuées *in situ*. Ce type de nouveaux capteurs optiques doit permettre d'envisager une exploitation plus fréquente des données de télédétection dans le domaine des sciences hydrologiques qui en font un usage encore limité (Lettenmaier *et al.*, 2015).



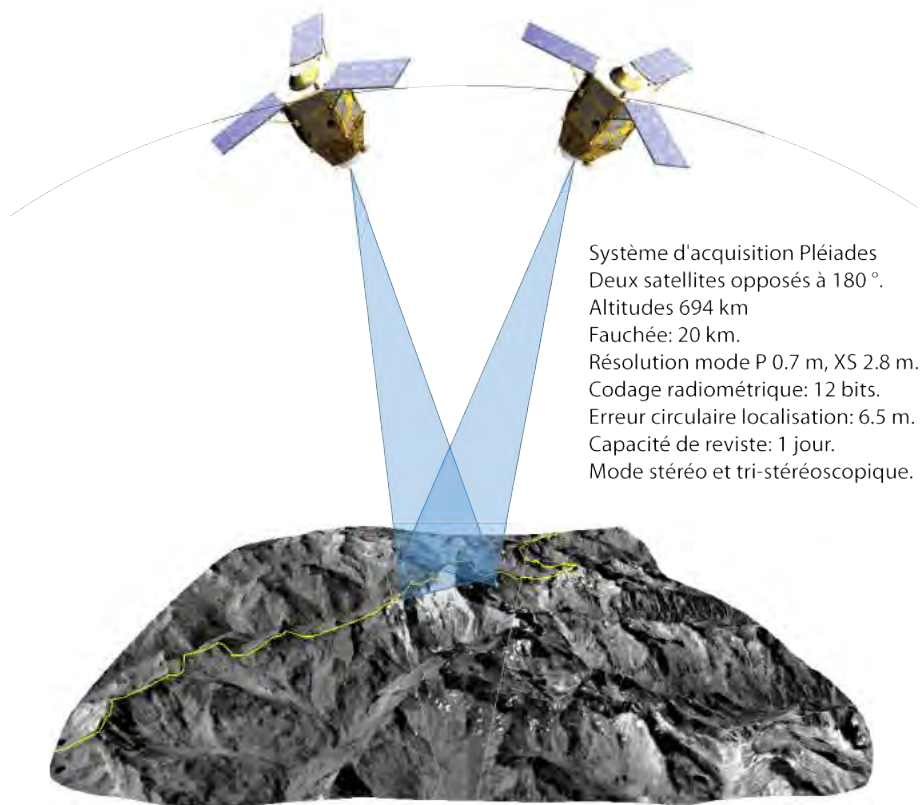


FIGURE 9 – *Illustration d'une acquisition stéréoscopique par le satellite Pléiades au-dessus du glacier d'Ossoue (Haute-Pyrénées).*

## SUIVRE, RECONSTRUIRE ET MODÉLISER LES VARIATIONS DE LA CRYOSPHERE

La métrique essentielle pour caractériser le manteau neigeux en lien avec la ressource nivale est l'équivalent en eau de la neige (SWE *snow water equivalent*). Cette mesure conditionne la gestion des responsables d'ouvrages hydroélectriques, l'importance du ruissellement printanier et l'irrigation des plaines agricoles. La mesure du SWE est hautement variable dans l'espace et dans le temps, et sa distribution spatiale reste encore délicate à cartographier, en particulier en montagne :

*Estimating the spatial distribution of [SWE] in mountainous terrain [...] is currently the most important unsolved problem in snow hydrology.* (Dozier *et al.*, 2016).

Diverses méthodes *in situ* permettent une mesure ponctuelle du SWE, comme la fonte d'une colonne élémentaire de neige. La recherche d'une évaluation précise de la ressource nivale amène à s'intéresser à des méthodes de mesures spatialement continues. L'une des méthodes pour estimer spatialement le SWE consiste à reconstruire la quantité de neige à partir d'un modèle de fonte et de disposer d'une série temporelle de la surface enneigée au cours de la fonte. Cette série permet de spatialiser la présence de neige au sol et de détecter le dernier jour de fonte associé à la disparition du manteau neigeux. Cette méthode est déjà utilisée à partir de données issues de l'imagerie satellite (p. ex. Molotch et Margulis, 2008), mais l'erreur associée à la détection du dernier jour de fonte, et sa répercussion dans le calcul du SWE associé, n'est pas précisément quantifiée dans la littérature. Par ailleurs, les caractéristiques des capteurs actuels nécessitent de faire un choix entre la résolution spatiale et la résolution temporelle. Le faible coût d'acquisition de données d'imagerie à partir d'un appareil photographique *in situ* de type réflex permet de constituer une série temporelle de référence à très haute résolution spatiale et temporelle. Une telle série *in situ* permet d'évaluer l'information manquante dans les séries d'imagerie satellite.

L'équivalent en lame d'eau du manteau neigeux (SWE) peut également être décomposé comme le produit de la hauteur de neige et de la densité du manteau. Entre ces deux variables de décomposition, la hauteur de neige intègre la plus large part de la variabilité spatiale de l'équivalent en eau de la neige (Fassnacht et Heun, 2010; López-Moreno *et al.*, 2013). Une méthode pour calculer une estimation du SWE consiste donc à cartographier la hauteur de neige et à déduire l'équivalent en eau en effectuant une hypothèse sur la densité du manteau neigeux.

Dans le cas du suivi des glaciers, la métrique fondamentale est le bilan de masse :

*Glacier mass balance is the direct and undelayed response to atmospheric conditions and hence is among the essential variables required for climate system monitoring.* (Zemp *et al.*, 2009)

La cartographie de l'altitude de la surface du glacier à la fin de cycles hydrologiques suffisamment espacés dans le temps, typiquement 5–10 ans, permet de déterminer la hauteur de variation dans l'intervalle écoulé. Les variations de volume se déduisent des variations de hauteur et de surface du glacier, dans le cas où ses limites sont identifiables. Cette variation de hauteur (volume) permet de calculer une approximation  $B_{geod}$  du bilan de masse réel du glacier moyennant une hypothèse sur la densité du névé d'accumulation ou de la glace constituant la variation.

Notre démarche de quantification de la ressource nivale et des variations glaciaires se fonde donc sur le calcul des métriques suivantes : surface enneigée (dernier jour de fonte), hauteur de neige et bilan de masse glaciaire. Dans le cadre de l'estimation de ces trois métriques, nous envisageons l'emploi de méthodes à très haute résolution spatiale adaptées aux variations de la topographie des zones de montagnes. Si le suivi des variations actuelles renseigne sur les changements en cours, la reconstruction de leurs variations historiques permet d'en apprécier les dynamiques (figure 10). Dans le cas de notre étude, nous ne disposons pas d'archives associées à la mesure du manteau neigeux. Notre approche se fonde sur la reconstruction des fluctuations des glaciers pyrénéens à partir d'archives. Nous devons inventorier les glaciers des Pyrénées, puis examiner le corpus d'archives disponible. Une fois reconstruites, ces variations glaciologiques constituent une base de référence pour aborder la validation d'un modèle d'évolution du glacier. Le recours à la modélisation permet de compléter les périodes où les archives font défaut et d'envisager la simulation des variations futures.

L'approche retenue dans cette étude comporte une phase importante de développement d'outils méthodologiques appliqués à l'hydrologie nivale, et un travail de reconstruction de variables glaciologiques en lien avec la question climatique. Ce double cadre, à la fois méthodologique et thématique, nous amène aux questionnements suivants qui accompagneront notre démarche :

- Quelles informations nouvelles apportent l'utilisation de données optiques à très haute résolution spatiale pour le suivi de la cryosphère des Pyrénées ? Peut-on en définir la précision, la résolution, et les applications potentielles ?
- Comment insérer ces outils et observations dans l'étude des processus hydro-climatiques et la connaissance nivo-glaciologique ?

## STRUCTURE DU MANUSCRIT

La sensibilité des composantes de la cryosphère aux variations climatiques est à l'origine d'une situation de vulnérabilité socio-économique dans les Pyrénées associée à la question de la ressource en eau issue de la fonte nivale. Ce diagnostic s'accompagne du constat d'un manque de moyens d'observation pour suivre les variations du manteau neigeux et des glaciers dans les Pyrénées. Dans ce contexte montagneux, les techniques de télédétection satellite et terrestre à haute résolution spatiale semblent prometteuses. La connaissance des variations historiques de la cryosphère pyrénéenne nécessite un travail de reconstruction

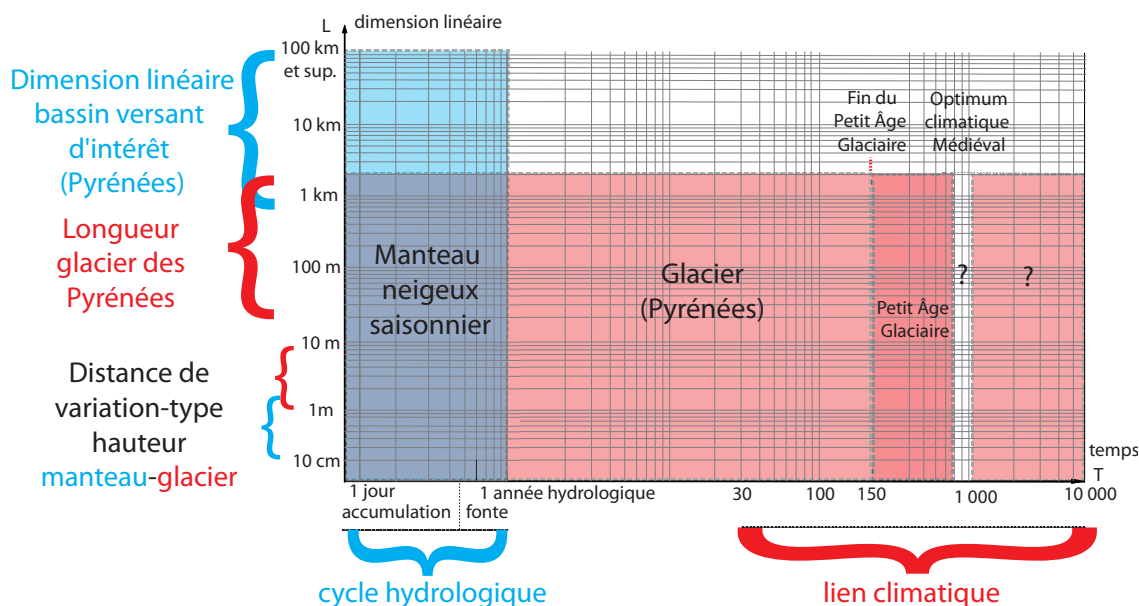


FIGURE 10 – *Emboîtement des échelles spatiales et temporelles représentées sur un diagramme de type logarithmique en abscisse et en ordonnée. Le manteau neigeux recouvre le glacier sur la totalité ou sur une partie de l'année hydrologique (début 1<sup>er</sup> octobre). Nous utiliserons ce type de représentation régulièrement au long du manuscrit pour y reporter les échelles spatiales et temporelles des techniques utilisées et des données qui en sont issues.*

basé sur les archives disponibles. La modélisation des variations passées et la simulation des variations futures impliquent de valider un modèle de glacier sur une période où des mesures de référence sont disponibles.

Dans la partie I, nous définissons les systèmes d'intérêt de notre étude, les enjeux et les types d'observations susceptibles d'apporter des éléments de réponses. Après avoir défini les grands cadres géographiques (chapitre 1), nous étudions les processus associés à la cryosphère : intégration du climat et dynamiques de fonte des composantes-réservoirs (chapitre 2). Nous étudions l'éventail des techniques d'observations utilisées dans le suivi de la cryosphère en considérant la contrainte des milieux montagneux (chapitre 3). Enfin, nous recensons les études menées sur la cryosphère des Pyrénées (chapitre 4), avant d'introduire les sites retenus dans le cadre du traitement de notre problématique hydro-climatique (chapitre 5).

Dans la partie II, nous étudions la contribution de l'imagerie à très haute résolution au suivi de la cryosphère dans l'emprise des sites d'études. L'idée directrice est de pouvoir quantifier les variations de volume des réservoirs de la cryosphère. La méthode retenue consiste à établir des modèles numériques d'élévations du manteau neigeux et des glaciers à plusieurs dates (MNE multi-temporels) (chapitre 1 et chapitre 2). Nous étudions également la possibilité de suivre l'évolution de la surface enneigée d'un bassin versant au cours de la période de fonte à partir de l'imagerie terrestre oblique (chapitre 3). Cette approche doit permettre de détecter le dernier jour de fonte et d'estimer les incertitudes associées aux produits de l'imagerie satellite.

Dans la partie III, nous introduisons une profondeur temporelle aux variations de la cryosphère. La reconstruction des variations de surface des glaciers pyrénéens entre la date de fin estimée du petit âge glaciaire (PAG) et la période actuelle est possible grâce aux marqueurs géomorphologiques (moraines) laissés par les glaciers (chapitre 1). Nous exploitons une partie des méthodes développées précédemment pour reconstruire les variations d'un glacier pyrénéen. En complétant cette information par les archives disponibles et les moyens d'observations récents, il est possible de reconstruire les fluctuations du glacier d'Ossoue depuis la fin du PAG à un pas de temps irrégulier compte-tenu des sources d'archives disponibles (chapitre 2). Nous abordons la possibilité de compléter les périodes méconnues des fluctuations du glacier à partir d'un modèle basé sur la physique du manteau neigeux (chapitre 3). L'étape de validation de ce modèle ouvre la perspective de simuler l'évolution future du glacier d'Ossoue.

En conclusion, nous verrons comment la mise en perspective de ces différentes approches liées par la très haute résolution spatiale permet d'ancrer les variations actuelles dans une incertitude quantifiée et d'élargir la perception de ces variations dans les temps historiques et projetés.

## Emboîtement des systèmes étudiés **partie I**

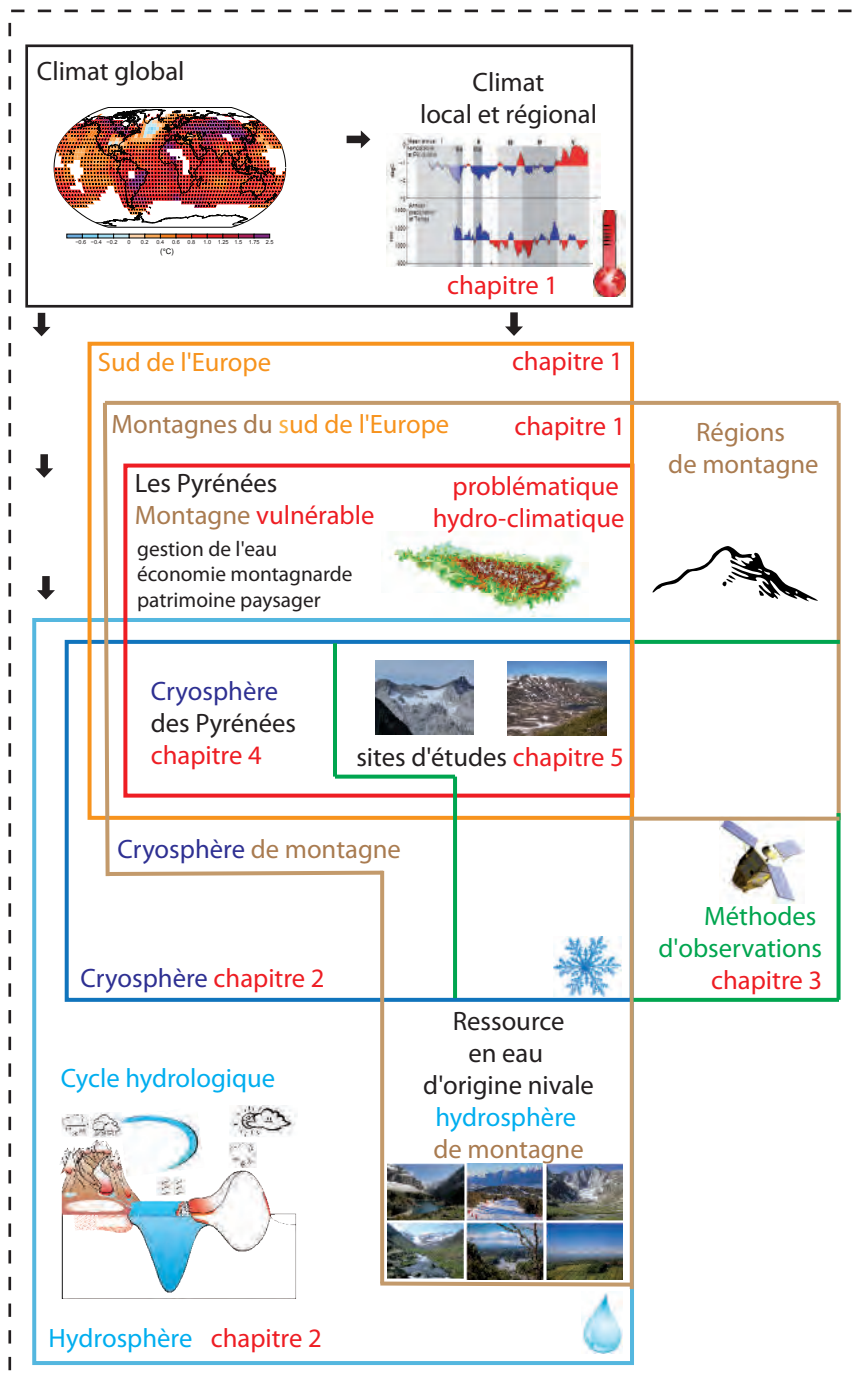


FIGURE 11 – *Systèmes emboîtés autour de la problématique de thèse.*

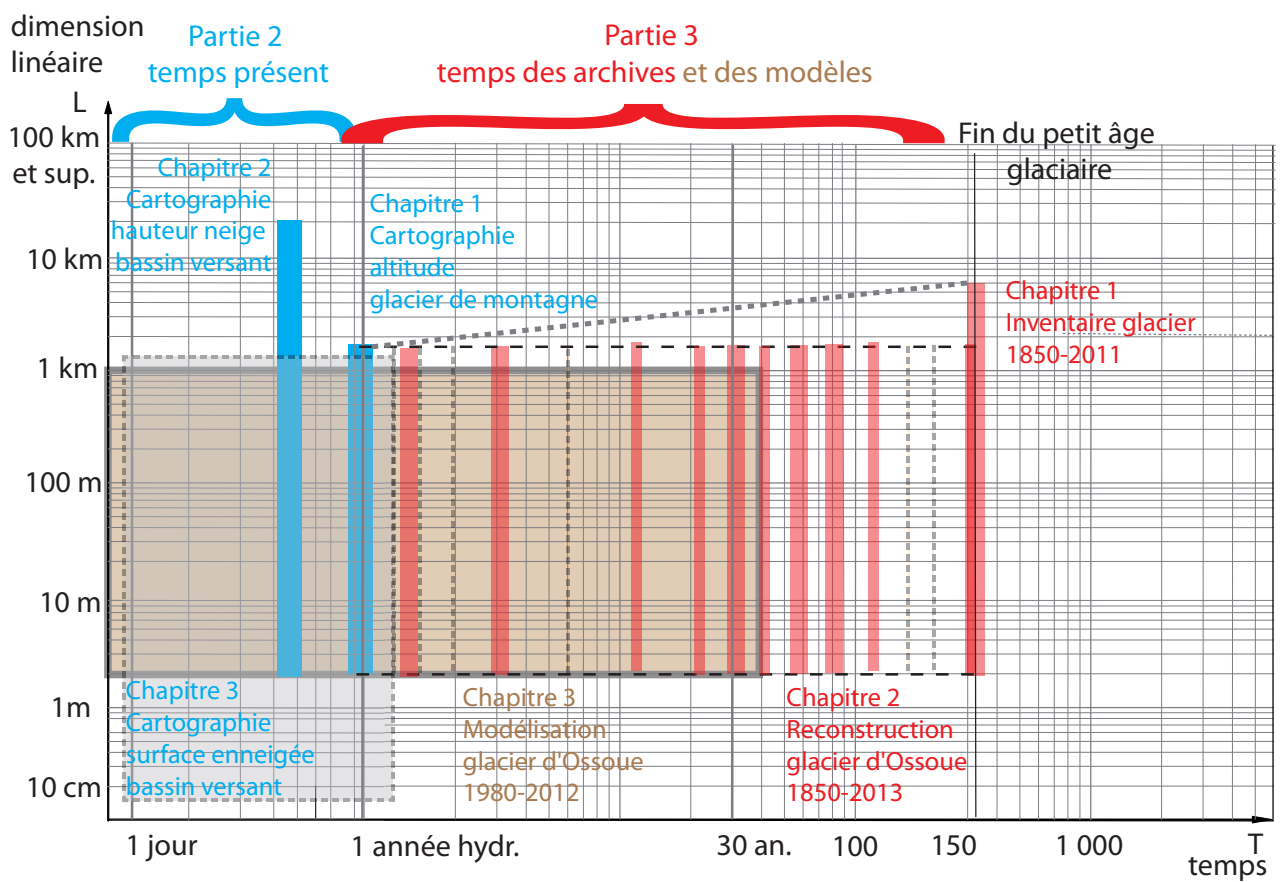


FIGURE 12 – Réponses à la problématique d'observation et de connaissance de la cryosphère des Pyrénées considérées selon les échelles spatiales et temporelles.

# I

Cadres de l'étude : milieux, enjeux, et  
observations







**Cadrages géographiques et emboîtements de systèmes d'intérêts** Nous avons introduit une problématique : observer les variations de la cryosphère des Pyrénées en lien avec la ressource nivale et le changement climatique. Avant de focaliser notre attention sur le manteau neigeux et les glaciers des Pyrénées, nous allons d'abord définir les grands systèmes d'intérêt et les grands cadres géographiques de notre zone d'étude : d'abord le large cadre du sud de l'Europe, puis celui finement ciselé par les cimes des Pyrénées. Dans le deuxième chapitre, nous cherchons à définir la cryosphère et ses composantes, son interaction avec le climat et ses dynamiques de réservoir. Nous recensons les métriques associées aux glaciers et au manteau neigeux, et leurs différentes techniques d'observation et de modélisation. L'enjeu est de pouvoir justifier nos choix techniques et méthodologiques en fonction de nos contraintes d'observation. Nous recensons les études de la cryosphère des Pyrénées antérieures afin d'identifier le contexte scientifique de notre contribution. Enfin nous introduisons notre cadre méthodologique et les sites d'études retenus.

*Le mot « glaciologie » est très récent puisqu'il date de 1892 alors que le mot météorologie est apparu dès 1547, océanographie en 1584, géodésie en 1644, géologie en 1751, climatologie en 1834...*

Frédérique Rémy « Histoire de la glaciologie » (2007). Editions Vuibert-Adapt-SNES, série « Inflexions »

---

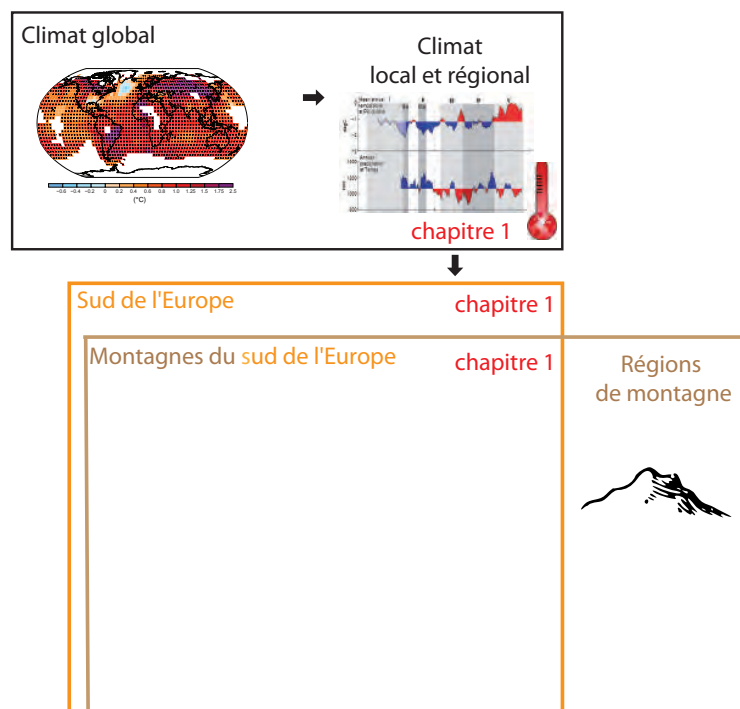
<b>1</b>	<b>Changements climatiques au sud de l'Europe et en montagne</b>	<b>25</b>
1.1	CHANGEMENT CLIMATIQUE OBSERVÉ À L'ÉCHELLE GLOBALE . . . . .	26
1.2	PROJECTIONS CLIMATIQUES AU SUD DE L'EUROPE . . . . .	26
1.3	IMPACTS DANS LES RÉGIONS DE MONTAGNES : ÉCOSYSTÈMES ET RÉSERVES D'EAU SOLIDE . . . . .	27
<b>2</b>	<b>Cryosphère : dualité hydro-climatique</b>	<b>31</b>
2.1	COMPOSANTES DE LA CRYOSPHERE . . . . .	32
2.2	CRYOSPHERE : INTÉGRATEUR DU CLIMAT . . . . .	37
2.3	CRYOSPHERE : RÉSERVOIR DU CYCLE HYDROLOGIQUE . . . . .	41
2.4	CRYOSPHERE : IMPACTS SOCIÉTAUX . . . . .	42
<b>3</b>	<b>Variations de la cryosphère : observer de loin si possible</b>	<b>47</b>
3.1	MÉTRIQUES OBSERVÉES . . . . .	48
3.2	TECHNIQUES DE MESURES . . . . .	49
3.3	MODÉLISATION DE LA CRYOSPHERE . . . . .	55
<b>4</b>	<b>Études antérieures de la cryosphère des Pyrénées</b>	<b>59</b>
4.1	LES PREMIÈRES OBSERVATIONS . . . . .	60
4.2	LES SYSTÈMES D'OBSERVATIONS ACTUELS . . . . .	61
4.3	GLACIERS DES PYRÉNÉES . . . . .	66
4.4	FORMES PÉRIGLACIAIRES ET GLACIERS ROCHEUX . . . . .	67
4.5	MANTEAU NEIGEUX DES PYRÉNÉES . . . . .	67
4.6	ASPECTS SOCIO-ÉCONOMIQUES . . . . .	71
4.7	ASPECTS ENVIRONNEMENTAUX . . . . .	72
<b>5</b>	<b>Méthodes, métriques et sites d'études retenus</b>	<b>75</b>
5.1	MÉTRIQUES ET MÉTHODES . . . . .	76
5.2	SITES D'ÉTUDES . . . . .	79

---



# CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU SUD DE L'EUROPE ET IMPACTS DANS LES RÉGIONS DE MONTAGNES

1



## 1.1 CHANGEMENT CLIMATIQUE OBSERVÉ À L'ÉCHELLE GLOBALE

Le réchauffement actuel du système climatique est sans équivoque, et la plupart des changements observés depuis les années 1950 n'ont pas de précédent sur la période historique. L'atmosphère et l'océan se sont réchauffés (figure 1.1), les quantités de neige et de glace ont diminué, et le niveau de la mer a augmenté. Le cinquième et dernier rapport du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) laisse peu de place au doute : il est « extrêmement probable » que l'influence de l'homme soit devenue la cause principale du réchauffement climatique depuis le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle (IPCC, 2013). Les émissions continues de gaz à effet de serre à leur taux actuel et l'inertie du système climatique rendent inéluctable la poursuite du réchauffement dans les décennies à venir.

Les changements associés aux précipitations ne présentent pas de tendances aussi identifiables que dans le cas des variations de température (figure 1.2). A l'échelle mondiale, il y a une confiance « modérée » dans une influence humaine significative sur les changements liés aux précipitations. Il est néanmoins « vraisemblable » que les activités humaines aient affectés le cycle de l'eau depuis les années 1960 (IPCC, 2013).

Les tendances observées sur les anomalies de température ou de précipitations à l'échelle globale sont marquées par de fortes disparités aux échelles régionales, certaines régions constituant de hauts-lieux de changement.

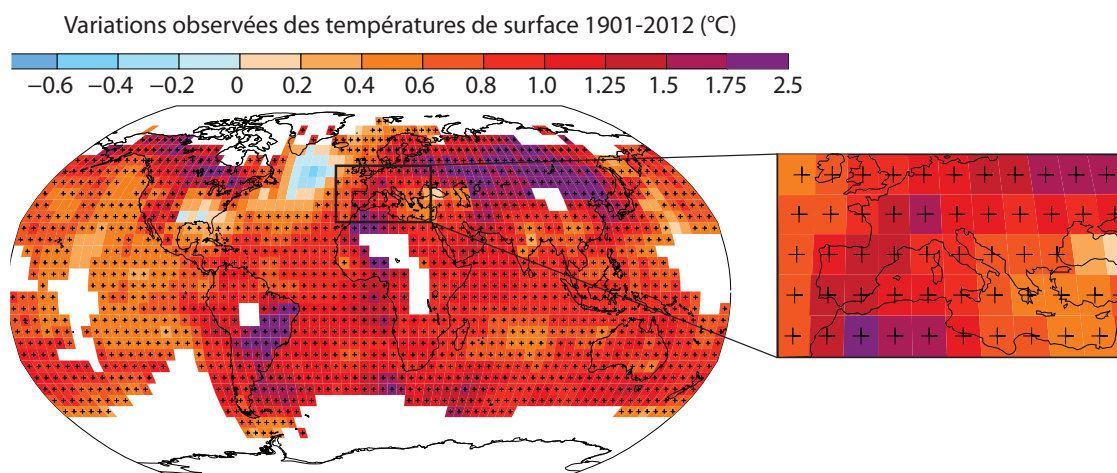


FIGURE 1.1 – Carte des variations des températures de surface observées sur la période 1901–2012, et agrandissement centré sur l'Europe. Ces variations sont basées sur les tendances linéaires calculées sur les anomalies de température par rapport à la période de référence 1961–1990. Le signe + indique les tendances significatives à 10%. Source (IPCC, 2013).

## 1.2 PROJECTIONS CLIMATIQUES AU SUD DE L'EUROPE

Le Sud de l'Europe (<45 °N) est identifié comme un milieu à forts changements dans les projections climatiques. L'augmentation des températures de l'air devrait être plus marquée sur la période estivale au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle (figure 1.3), et être accompagnée d'une légère diminution des précipitations (figure 1.4). L'oscillation nord atlantique ou *NAO* en anglais (différences de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande), ou l'oscillation multidécennale atlantique ou *AMO* en anglais (anomalies des températures de surface de l'Océan Atlantique) peuvent modifier

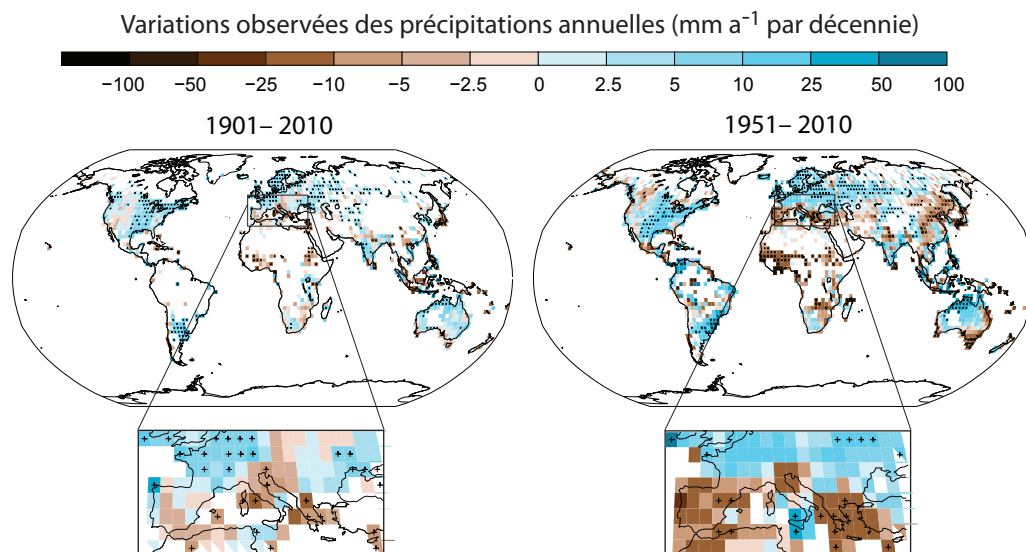


FIGURE 1.2 – Carte des variations des précipitations observées sur les périodes 1901–2010 et 1951–2010, et agrandissement centré sur l’Europe. Ces variations sont basées sur les tendances linéaires décennales calculées sur les anomalies de précipitations par rapport à la période de référence 1961–1990. Le signe + indique les tendances significatives à 10 %. Source (IPCC, 2013).

les régimes de températures et de précipitations. Il est « peu vraisemblable » que l’on observe un changement de comportement de l’indice AMO. Cependant, il est « vraisemblable » que la variabilité naturelle de l’AMO influe ou continue d’influer sur les climats régionaux, en particulier sur les conditions estivales en Europe (IPCC, 2013). L’indice NAO pourrait présenter des tendances liées à sa phase positive plus marquée, ce qui impliquerait des séries d’hivers plus secs sur le sud de l’Europe. Parmi les impacts de ces changements climatiques, il est projeté une augmentation des besoins d’irrigation en agriculture, une diminution du potentiel des centrales hydro-électriques concomitante à une augmentation du pic de demande d’électricité en été, des déplacements des espèces végétales, et une diminution du tourisme hivernal (figure 1.5).

### 1.3 IMPACTS DANS LES RÉGIONS DE MONTAGNES : ÉCOSYSTÈMES ET RÉSERVES D’EAU SOLIDE

Les régions montagneuses couvrent environ un cinquième des surfaces continentales (Beniston *et al.*, 1997). Ces régions sont dans leur majorité habitées, hormis sur le continent antarctique. On estime que 10 % de la population mondiale dépend directement des ressources issues des zones montagneuses, et qu’environ 50 % en dépendent indirectement (Beniston *et al.*, 1997).

La majeure caractéristique des zones montagneuses est leur fort gradient hypsométrique. Sur de courtes distances horizontales, on retrouve des changements de régimes climatiques similaires à ceux séparés par de larges ceintures latitudinales. Ces variations rapides de régimes climatiques favorisent la présence d’une grande biodiversité. La définition des zones climatiques s’appuie en retour sur ces typologies végétales qui permettent d’établir des limites de transition en altitude et latitude (Fig. 3). D’une certaine manière, les systèmes montagneux réinterprètent le climat régional, et génèrent de multiples configurations locales en fonction des variations topographiques (Beniston *et al.*, 1997).

Les écosystèmes montagneux risquent d’être particulièrement perturbés, avec des remontées en



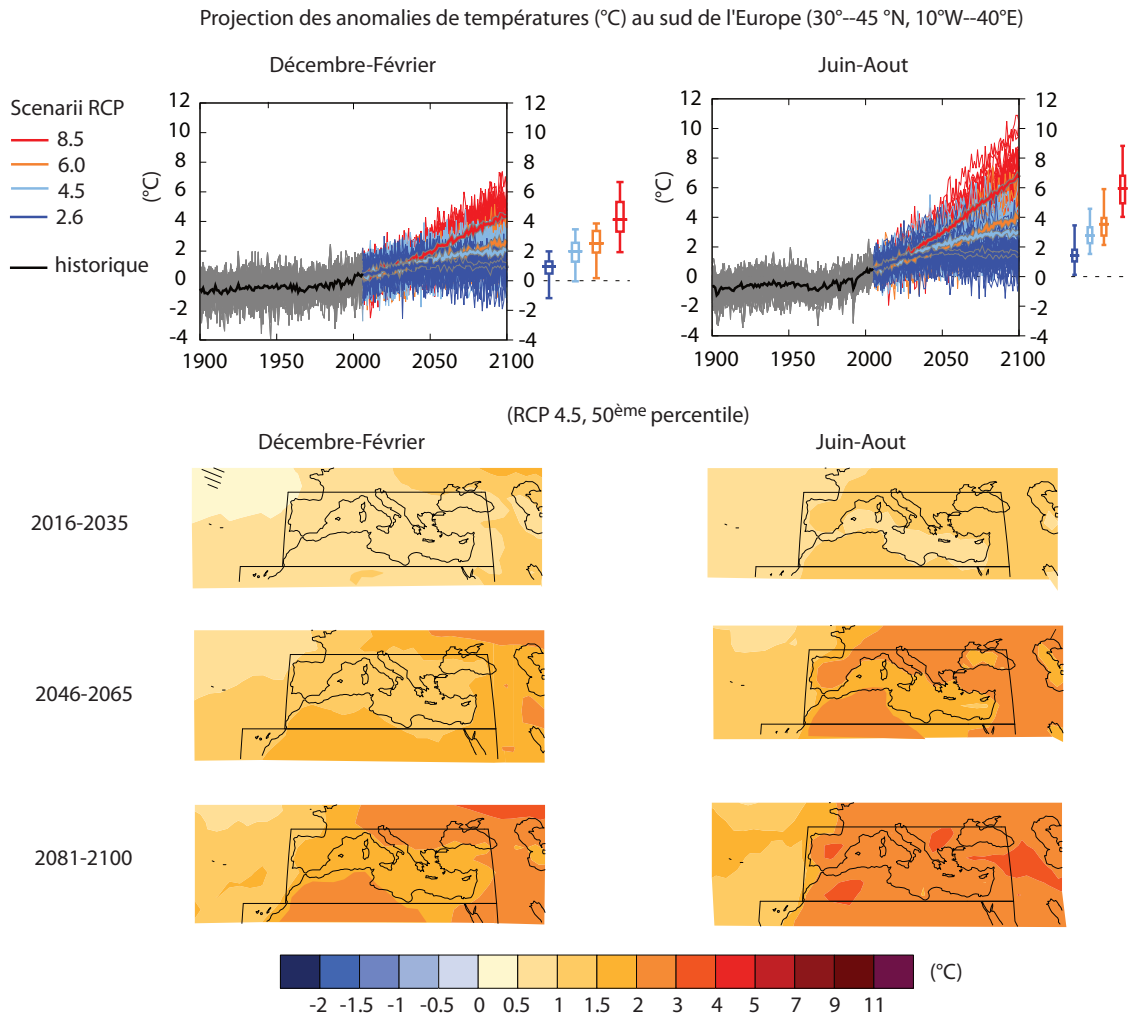


FIGURE 1.3 – *Changements projetés des anomalies de température sur trois périodes du XXI<sup>ème</sup> siècle. RCP signifie Representative Concentration Pathway et correspond à la plus récente prise en compte des concentrations des gaz à effet de serre par le GIEC dans les scénarios. Ces scénarios sont identifiés par le forçage radiatif attendu dans l'année 2100 par rapport à l'année 1750 (p. ex. RCP 4.5 désigne un scénario où le forçage est de 4.5 W m<sup>-2</sup> plus élevé en 2100 qu'en 1750, soit un scénario de « stabilisation »). Les cartes représentent les moyennes spatialisées du 50<sup>ème</sup> percentile (IPCC, 2013).*

Projection des anomalies de précipitations (mm) au sud de l'Europe (30°--45 °N, 10°W--40°E)

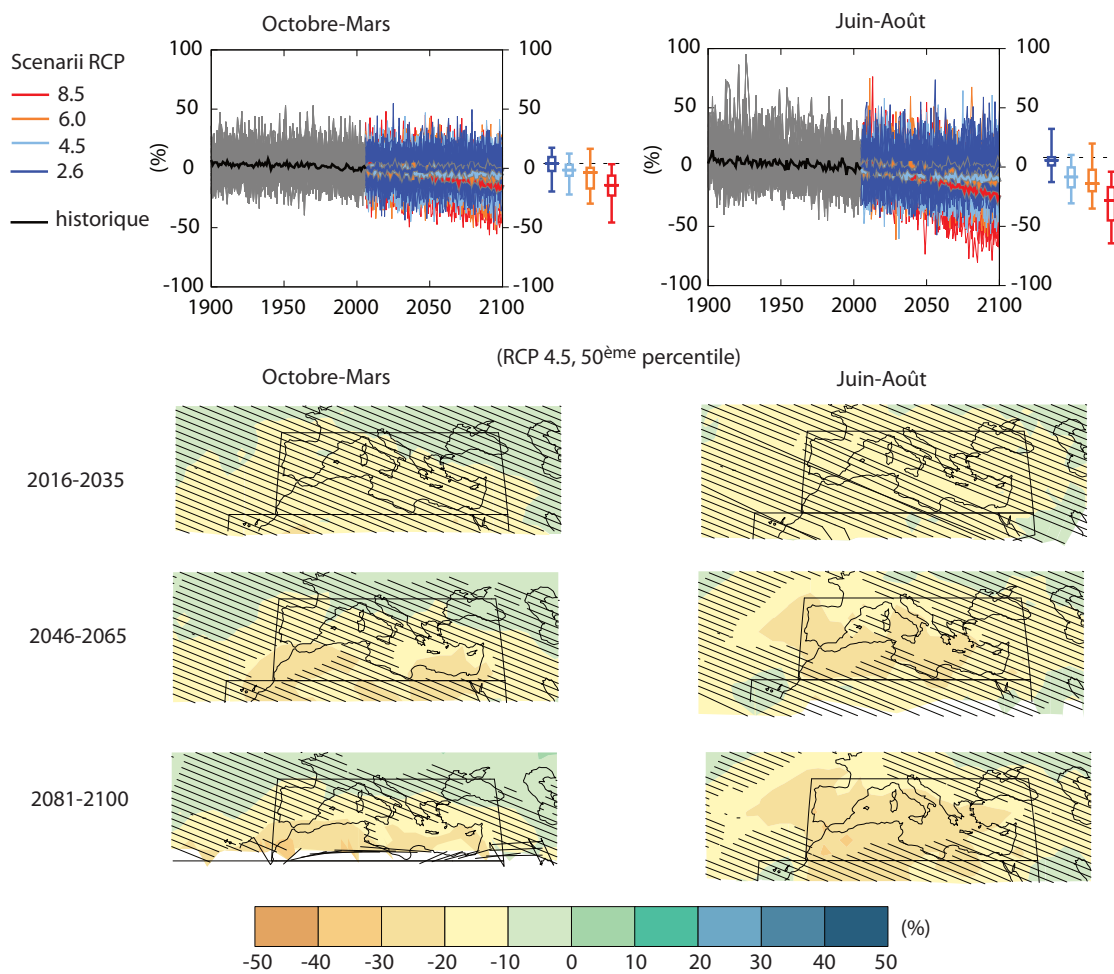


FIGURE 1.4 – *Changements projetés des anomalies de précipitations sur trois périodes du XXI<sup>ème</sup> siècle. La légende est identique à la figure 1.3. Les zones de hachures correspondent à des variations à forte incertitude.*

## Projections climatiques et impact attendus



■ Sud de l'Europe ■ Régions de montagne

**Régions de montagne**  
 Augmentation de la température supérieure à la moyenne européenne.  
 Diminution des glaciers en surface et volume.  
 Diminution des surfaces de pergélisol.  
 Migration altitudinale des espèces végétales et animales.  
 Risques d'extinction d'espèces.  
 Risques d'érosion des sols.  
 Diminution du tourisme hivernal (ski).  
 Baisse du potentiel hydro-électrique.

**Sud de l'Europe**  
 Augmentation de la température supérieure à la moyenne européenne.  
 Diminution des précipitations annuelles.  
 Diminution des débits des rivières.  
 Risque de perte de biodiversité.  
 Risque de désertification.  
 Augmentation de la demande en eau pour le secteur agricole.  
 Perte de rendement dans la culture des céréales.  
 Baisse de potentiel hydroélectrique et demande énergétique en hausse.  
 Diminution du tourisme estival et augmentation potentielle dans les autres saisons.

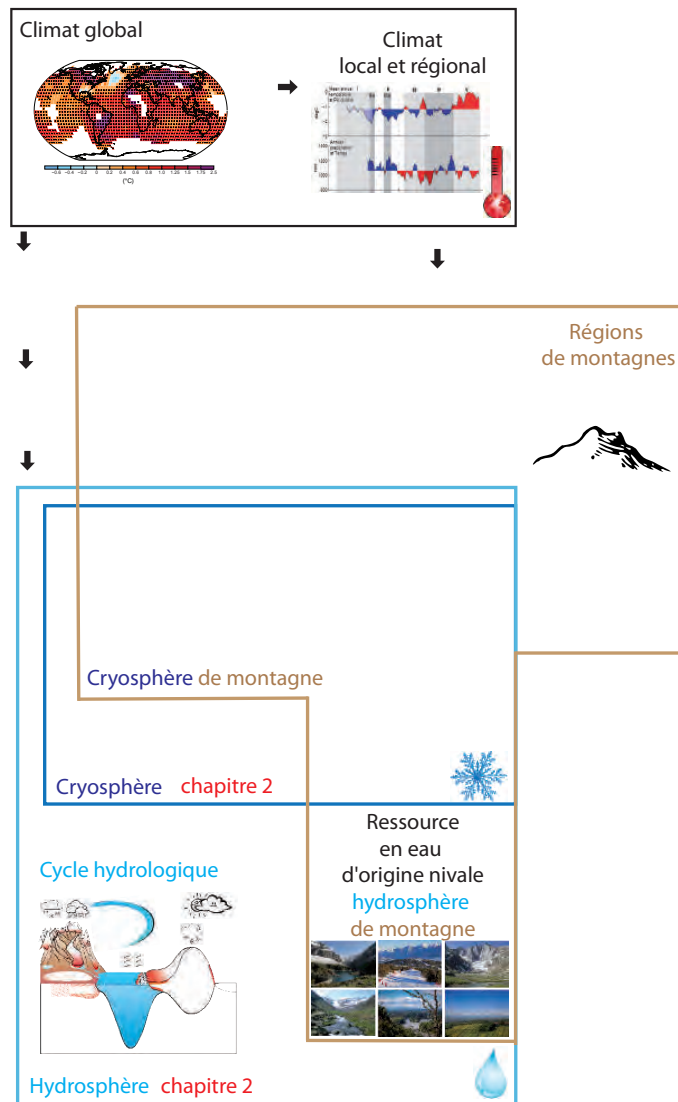
FIGURE 1.5 – Projections climatiques et impacts attendus en Europe par grands ensembles régionaux. Le contour noir délimite le massif des Pyrénées. Adapté de (EEA, 2012).

altitudes de nombreuses espèces et des redistributions d'habitats pour les espèces nécessitant un climat froid (figure 1.5).

Les régions montagneuses constituent un élément clef du cycle hydrologique, en étant la source des principaux systèmes fluviaux (Viviroli *et al.*, 2003; 2011; Hingray *et al.*, 2012). L'eau peut y être conservée de manière naturelle dans le manteau neigeux, les glaciers, et dans les réservoirs souterrains (aquifères). Ces réservoirs introduisent des temps de résidence spécifiques qui rythment la restitution de l'eau sous la forme d'un écoulement. Un changement climatique significatif, comme une modification du régime de précipitations ou une augmentation des températures peut ainsi perturber le cycle hydrologique en montagne. Les structures sociétales sont directement impactées par les altérations de ces réservoirs d'eau : irrigation, potentiel hydro-électrique, tourisme, patrimoine paysager (figure 1.5). (Beniston *et al.*, 1997).

# CRYOSPHERE : DUALITÉ HYDRO-CLIMATIQUE

# 2



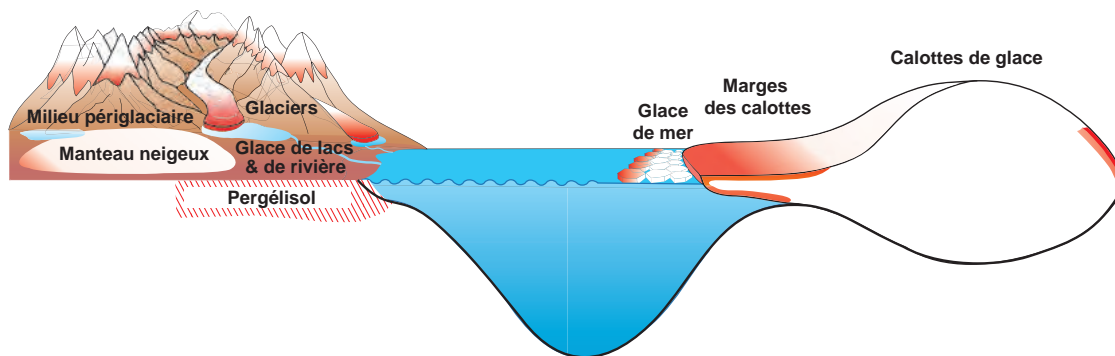


FIGURE 2.1 – Les différentes composantes de la cryosphère. La couleur rouge sert à illustrer les surfaces particulièrement exposées aux processus de fonte. Adapté de (IPCC, 2013).

## 2.1 COMPOSANTES DE LA CRYOSPHERE

### 2.1.1 Définition de la cryosphère

La cryosphère (du grec « kryos » : froid, gel, littéralement « froid glacé ») désigne les milieux où l'eau est présente sous sa forme solide, et inclue : le pergélisol, le manteau neigeux et la neige, les glaciers, la glace de lac et de rivière, les calottes glaciaires et la glace de mer (figure 2.1). Le terme « cryosphère » est proposé pour la première fois par le scientifique Polonais A.B. Dobrowolski dans son livre « The Natural history of Ice » publié en 1923 (Barry *et al.*, 2011). Il définit la cryosphère comme étant la zone s'étendant de la partie haute de la troposphère, où les cristaux de glace sont présents dans les nuages, jusqu'à la base du pergélisol. Dobrowolski s'appuie sur l'homogénéité de la composition de toutes les formes de glace, en incluant les cristaux de neige, pour décrire conjointement cette portion de la surface terrestre où l'eau est sous sa phase solide, indépendamment de son origine. L'acceptation de ce terme-concept a connu des résistances, voire l'oubli, avant qu'il soit adopté en Union Soviétique dans les années soixante-dix, puis en Amérique du Nord à partir des années quatre-vingt (Barry *et al.*, 2011). Aujourd'hui, le terme est internationalement accepté et promulgué par des associations scientifiques de premier plan comme l'*International Association for Cryospheric Sciences* (IACS), créée sous l'égide de l'*International Union of Geodesy and Geophysics* (IUGG) (Jones, 2008). Seule la composante atmosphérique est à présent exclue de la définition originelle, sauf pour désigner les précipitations solides. La cryosphère a donc pour origine soit une précipitation solide (p. ex. neige), soit une solidification de l'eau sur ou sous la surface terrestre ou océanique.

### 2.1.2 Définition des composantes

La neige se forme dans les nuages à une température inférieure au point de gelée par déposition de vapeur d'eau sur un noyau de condensation d'une taille de 0.1 à 10  $\mu\text{m}$  (particules exogènes ou noyau de congélation). Sans noyau l'eau peut rester en surfusion. Une fois au sol (ou interceptée par la végétation) la neige se métamorphose : les cristaux perdent leur forme initiale, avec un changement de leur taille et de leur forme. On distingue sept formes-type de cristaux de neige : plaquettes, étoiles, aiguilles, dendrites, colonnes à capuchon et cristaux irréguliers. La faible masse des cristaux de neige facilite leur transport par le vent, leur redistribution dans le paysage et leur accumulation en surface.

Le manteau neigeux désigne la neige accumulée au sol, et se distingue des précipitations solides qui en sont à l'origine (chutes de neige). Le métamorphisme des cristaux de neige conduit à l'évolution des propriétés thermiques et mécaniques du manteau neigeux. Les précipitations neigeuses sont

<b>Glace continentale</b>	Surface continentale couverte	Équivalent niveau marin
	(en %)	(mètres)
Calotte antarctique	8.3	58.3
Calotte groenlandaise	1.2	7.36
Glaciers	0.5	0.41
Pergélisol terrestre	9–12	0.02–0.1
Pergélisol discontinu	33	–
Manteau neigeux saisonnier (HN)	1.3–30.6	0.001–0.01
Lac et rivière glacés (HN)	1.1	–
<b>Total</b>	<b>52–55</b>	<b>66.1</b>
<b>Glace marine</b>	Surface océanique couverte	Volume
	(en %)	(en 10 km <sup>3</sup> )
Marge antarctique	0.45	380
Glace de mer antarctique (été austral)	0.8 (5.2)	3.4 (11.1)
Glace de mer arctique (automne boréal)	1.7 (3.9)	13.0 (16.5)
Pergélisol sous-océanique	0.8	–
<b>Total</b>	<b>5.3–7.3</b>	–

TABLE 2.1 – *Surfaces relatives et hauteur d'eau équivalente par rapport au niveau marin des différentes composantes de la cryosphère (IPCC, 2013). HN désigne l'hémisphère nord.*

également à l'origine des glaciers et des calottes glaciaires, et interagissent fortement avec toutes les autres composantes de la cryosphère, à l'exception du pergélisol océanique.

On distingue les calottes polaires des glaciers continentaux. Les glaciers ne présentent pas le dôme caractéristique des calottes, et s'écoulent le long du flanc d'une montagne en s'adaptant à la topographie locale. Un glacier peut être défini comme une masse de glace d'une surface minimale définie (p.ex. >1ha), permanente au moins sur plusieurs décennies (p.ex. à l'échelle d'une vie humaine), et qui se déforme sous son propre poids (adapté de (Francou et Vincent, 2007)). Cette masse s'écoule à une vitesse annuelle d'ordre métrique à kilométrique en surface. Le critère essentiel est donc la pérennité, les inventaires introduisant des superficies minimales variables. Un glacier est modelé par le relief et peut prendre différentes formes : coupole (calottes glaciaires), éventail lorsqu'il est entouré de crêtes rocheuses (glaciers de cirque), amas suspendu à une paroi inclinée (glacier suspendu), ou présenter une langue très allongée serpentant au fond d'une vallée (glacier de vallée). Ces différentes formes peuvent se combiner (Francou et Vincent, 2007).

La glace de mer désigne la fraction de l'eau de mer gelée. Cette glace flottante peut-être formée de morceaux dérivant sous l'effet des courants et du vent, ou rattachée à la glace continentale. On distingue la glace pérenne qui perdure plusieurs saisons de la composante saisonnière. La glace de mer présente dans l'Océan Arctique et autour du continent Antarctique ont des caractéristiques assez différentes.

Le pergélisol est la partie du sol située sous la surface qui ne dégèle pas pendant au moins deux années consécutives. Son épaisseur varie de la vingtaine de mètres dans son extension méridionale pour atteindre 300 m dans les zones déglacées au Tardiglaciaire-Holocène, et plus de 600 m dans les secteurs hypercontinentaux non-englacés au Quaternaire (Sibérie).

### 2.1.3 Aperçu global des glaciers et du manteau neigeux

**Masses de glace** La cryosphère couvre les parties du système Terre où les températures sont susceptibles de se situer en dessous de l'isotherme 0 °C au moins une partie de l'année (Fig. 2.2). Suivant l'influence d'un gradient latitudinal, la cryosphère est principalement concentrée dans les régions polaires. Du fait du gradient thermique altitudinal, la cryosphère est également présente dans les régions montagneuses. L'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud présentent de fortes disparités dans le type et la répartition des composantes de la cryosphère associée (figure 2.2). On estime que

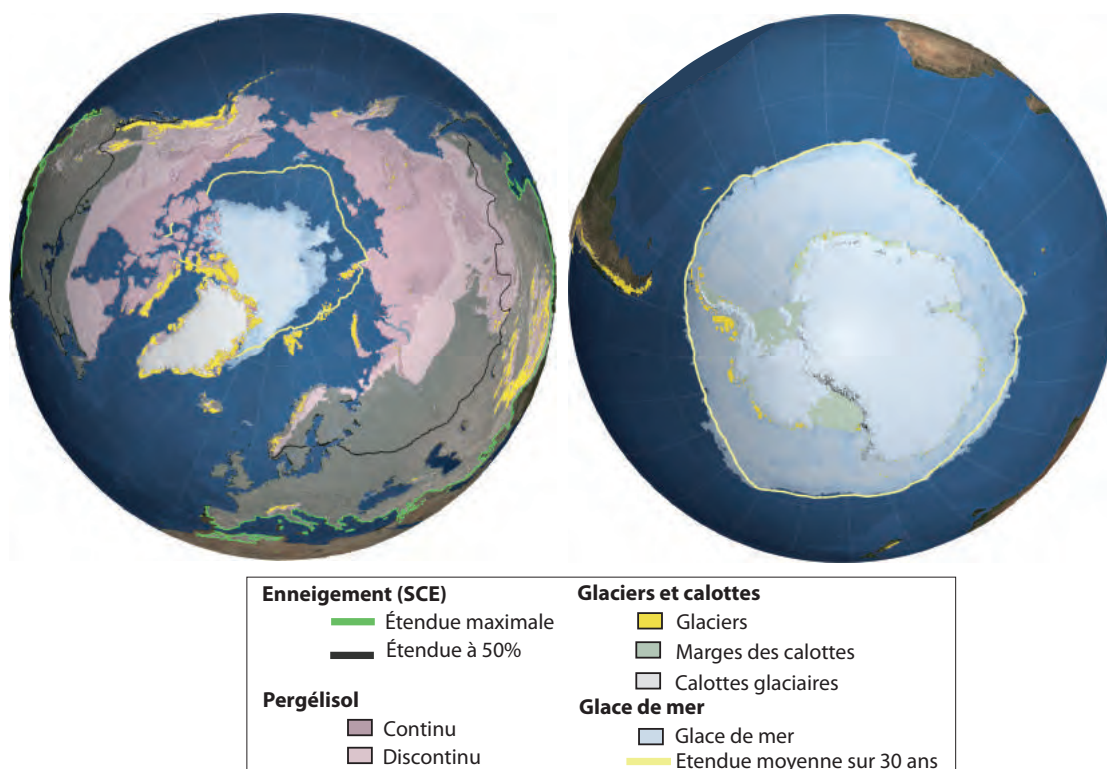


FIGURE 2.2 – Vision hémisphériques des différentes composantes de la cryosphère globale. SCE : Snow cover extent. Adapté de (IPCC, 2013).

le nombre de glaciers dans le monde se situe aux alentours de 250 000, et représente une superficie de 730 000 km<sup>2</sup> (Gardner *et al.*, 2013; IPCC, 2013; Pfeffer *et al.*, 2014)(Fig. 2.3). Si toute la masse de glace contenue dans ces glaciers venait à fondre, cela représenterait une élévation du niveau marin de 0.4 m. Comparativement, la calotte groenlandaise couvre une superficie de 1 700 000 km<sup>2</sup> pour un équivalent niveau marin de 7 m, et la calotte antarctique couvre 13 000 000 km<sup>2</sup> avec un équivalent niveau marin de l'ordre de 58 m (Tab. 2.1). La majeure partie des glaces d'aujourd'hui sont contenues dans la calotte Antarctique (90 %) et le Groenland (9 %) (Tab. 2.1). L'ensemble des autres calottes polaires et des glaciers continentaux ne représente donc que 1 % des glaces actuelles (Rémy, 2007). Les contributions annuelles à l'élévation du niveau marin sont proportionnelles aux surfaces et aux vitesses de fonte. Du fait d'une vitesse de fonte plus élevée, les glaciers de montagne représentent actuellement les principaux contributeurs de la cryosphère en terme de hausse du niveau marin (IPCC, 2013, 0.8 mm.an<sup>-1</sup>).

**Variations** La dernière période favorable à l'extension des glaciers, et d'une manière plus générale à l'ensemble des composantes de la cryosphère, est le Petit Âge Glaciaire (PAG). Cette période est caractérisée par un climat plus froid que l'actuel, et a duré de cinq à six siècles entre le début du XIV<sup>ème</sup> siècle et la fin du XIX<sup>ème</sup>. En Europe, cette période fait suite à l'Optimum Climatique Médiéval (OCM, X<sup>ème</sup>–XIII<sup>ème</sup> siècles). Le PAG est relativement bien documenté en Europe sur la base d'archives environnementales (lichens de moraines, cernes des arbres) et de documents historiques. Même si les données sont plus rares ailleurs, des avancées sont bien constatées entre le XIV<sup>ème</sup> et le XIX<sup>ème</sup> siècle dans les Rocheuses canadiennes, l'Alaska, les Andes, l'Himalaya ou en Nouvelle Zélande. Les extensions maximales s'échelonnent principalement entre le XVII<sup>ème</sup> et la fin du XIX<sup>ème</sup>



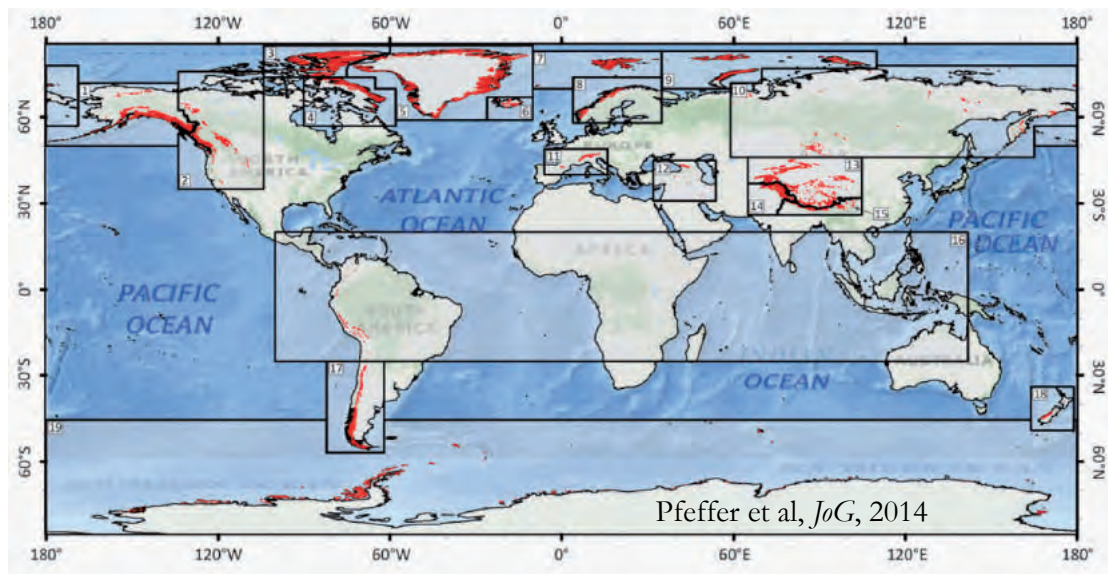


FIGURE 2.3 – Localisation des glaciers dans le monde (Pfeffer et al., 2014).

siècles (Fig. 2.4). Les fluctuations des glaciers vont se poursuivre globalement, jusqu'au fort mouvement de récession enclenché au XIX<sup>ème</sup> siècle (Francou et Vincent, 2007). Les glaciers reculent dans le monde depuis au moins 1880, beaucoup ayant commencé leur décrue vers 1850-1860, d'autres vers 1830 comme dans les Alpes (Francou et Vincent, 2007). La quasi-totalité des glaciers du globe ont diminué en longueur, surface, volume et masse. De nombreux glaciers de taille modeste ont disparu. Les glaciers dans leur emprise actuelle sont hors d'équilibre avec le climat, et devraient très probablement continuer à diminuer dans le futur, même en l'absence d'une augmentation significative de température (IPCC, 2013).

Outre la réduction des glaciers de montagne (Dyurgerov, 2003), l'un des effets les plus apparents du réchauffement climatique sur le XX<sup>ème</sup> siècle porte sur la réduction de la durée du manteau neigeux (Brown, 2000; Brown et Mote, 2009; Brown et Robinson, 2011). Le manteau neigeux saisonnier représente la deuxième composante de la cryosphère la plus étendue, après le pergélisol, couvrant jusque 53 % des terres de l'hémisphère Nord, et 44 % des terres globales (figure 2.5). L'étendue couverte par le manteau neigeux saisonnier, *Snow cover extent* (SCE), présente une large variabilité intra-annuelle (figure 2.6). Le suivi des variations de cette étendue par des méthodes *in situ* et dérivées d'observations satellite a permis de suivre les variations du SCE de l'hémisphère Nord (Brown et Robinson, 2011). Cette série temporelle est caractérisée par une tendance négative et significative sur la période 1922–2012, avec une forte réduction observée dans les années quatre-vingt. Cette réduction est plus marquée sur les mois de printemps. Les SCE moyens des mois de mars et d'avril ont diminué de 0.8 % par décennie sur la période 1922–2012 (figure 2.7).

Entre autres variations notables de la cryosphère à l'échelle globale, la date de rupture de la glace des lacs et des rivières a connu une avancée de 6.5 jours par siècle depuis 1850 (Magnuson *et al.*, 2000). Depuis 1979, les observations par imagerie satellite ont permis de mettre en évidence l'évolution des surfaces de glace de mer annuelle et pérenne en Arctique, avec une diminution de 3.5 à 4.1 % pour la surface annuelle et de 11.5 % pour la surface pérenne (par décennie). La période de fonte de la composante saisonnière s'est allongée de 5–6 jours par décennie depuis 1979. Sur l'Antarctique, il existe de fortes disparités régionales avec un taux moyen d'accroissement de 1.2–1.8 % par décennie sur 1979–2012.



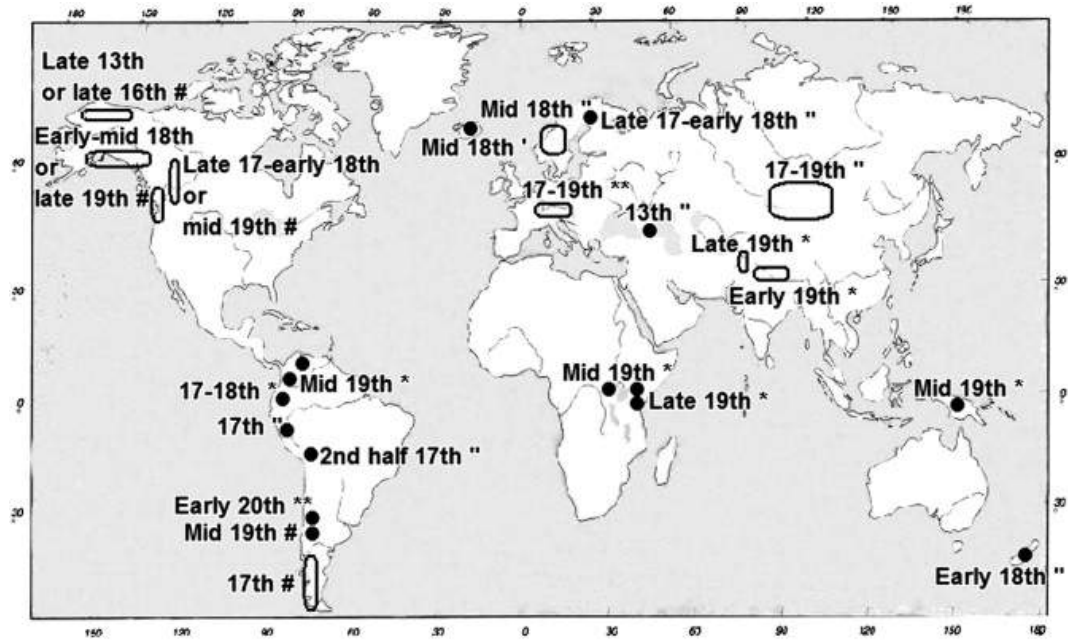


FIGURE 2.4 – Dates estimées du maximum glaciaire au cours du Petit Âge Glaciaire (PAG) (Rabatel et al., 2008). Les différentes méthodes de datation reposent sur : la lichénométrie, les documents historiques, la dendrochronologie et la tephrochronologie (basée sur les cendres expulsées dans les airs lors d'une éruption volcanique).

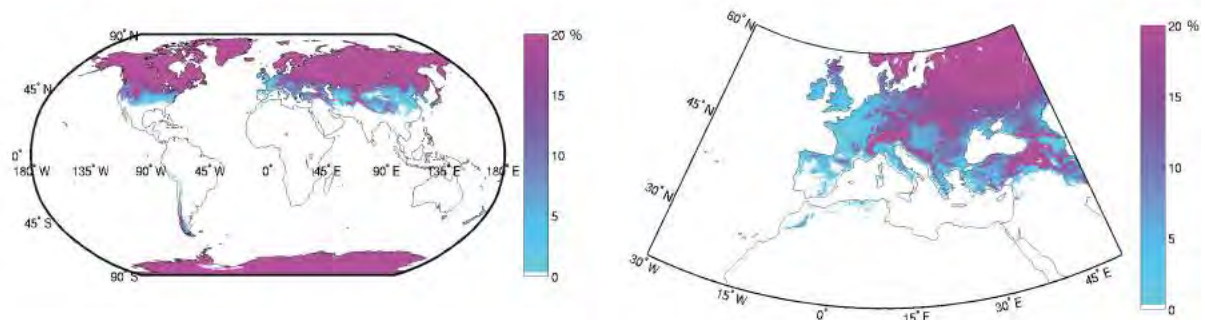


FIGURE 2.5 – Pourcentage de durée annuelle de la surface enneigée sur une grille de 0.5° à l'échelle globale (gauche) et centrée sur l'Europe (droite), moyennée sur la période 2000–2014. Figures : Simon Gascoïn (CESBIO). Source des données : MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 0.05–Deg CMG, Version 5.



FIGURE 2.6 – Séries de mosaïques d'images MODIS centrées sur le continent européen acquises au cours de l'hiver 2001-2002 : 1er octobre, 1er janvier et 1er mars. Captures issues du NASA/Goddard Space Flight Center Scientific Visualization Studio.

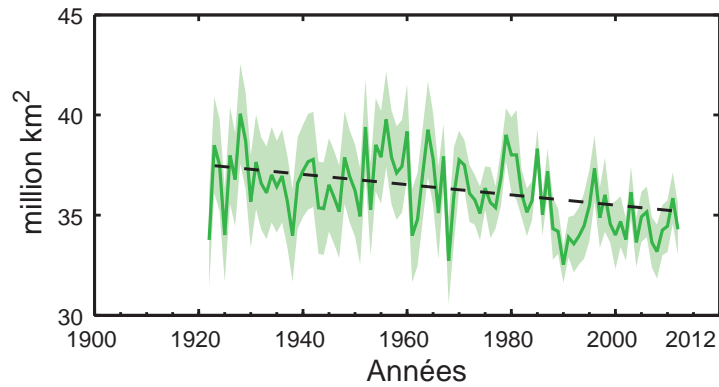


FIGURE 2.7 – Évolution de l'étendue moyenne d'enneigement saisonnier (mars-avril) pour l'hémisphère Nord (IPCC, 2013).

## 2.2 CRYOSPHERE : INTÉGRATEUR DU CLIMAT

Les variations du climat s'observent à partir d'un temps moyen de l'ordre d'une trentaine d'années. Les séries de mesures multi-décennales des paramètres météorologiques constituent la première source de données pour extraire les tendances climatiques (figure 1.1 et 1.2). L'observation des modifications environnementales constitue une autre approche pour appréhender les variations du climat (figure 2.8). De nombreux systèmes naturels sont affectés par les changements climatiques régionaux, en particulier l'augmentation de la température ou les variations de précipitations. Ces marqueurs, ou proxy, ont leur propre type d'interaction avec le climat et les variables météorologiques.

La cryosphère présente des liens et des interactions complexes avec des variables comme les flux d'énergie, les flux d'humidité, les précipitations, ou les circulations atmosphériques et océaniques (figure 2.9 et 2.10) (Armstrong et Brun, 2008). Elle constitue l'une des cinq composantes retenues pour définir le système climatique, conjointement avec l'atmosphère, les surfaces continentales, l'hydrosphère et la biosphère. Toutes les composantes de la cryosphère sont sensibles aux variations de température et de précipitation sur une large gamme d'échelles de temps, et constituent des intégrateurs naturels de la variabilité climatique. La prise en compte des surfaces enneigées et englacées est primordiale dans l'étude et la compréhension du climat global. Les propriétés de réflectance de ces surfaces (albédo) modifient significativement le bilan d'énergie de surface par un mécanisme de rétroaction (Wiscombe et Warren, 1980; Armstrong et Brun, 2008). Les propriétés d'isolation thermique du manteau neigeux limite l'importance du pergélisol et influe sur le cycle de l'eau (Lynch-Stieglitz, 1994; Armstrong et Brun, 2008). La sensibilité des composantes de la cryosphère aux fluctuations climatiques, notamment température et précipitation, en fait des objets privilégiés dans les études climatiques à tous les niveaux d'échelles spatiales et temporelles (IPCC, 2013).

Manteau neigeux et glaciers sont susceptibles de fondre, voire de se sublimer, dans des conditions assez similaires. Ces deux composantes partagent une même origine : les accumulations de neige. Les chutes de neige sont elles-mêmes dépendantes des conditions météorologiques, principalement de la combinaison entre température et précipitations. L'état et la combinaison de ces variables météorologiques sont soumis à des oscillations climatiques de plus larges emprises qui induisent un lien avec le manteau neigeux (p. ex. Oscillation Nord-Atlantique Scherrer (2004)). La sensibilité aux conditions atmosphériques peut être exprimée à partir des variations de grandeurs physiques. Il existe un lien entre les quantités d'énergie et de masse apportées aux systèmes manteau neigeux et glaciers

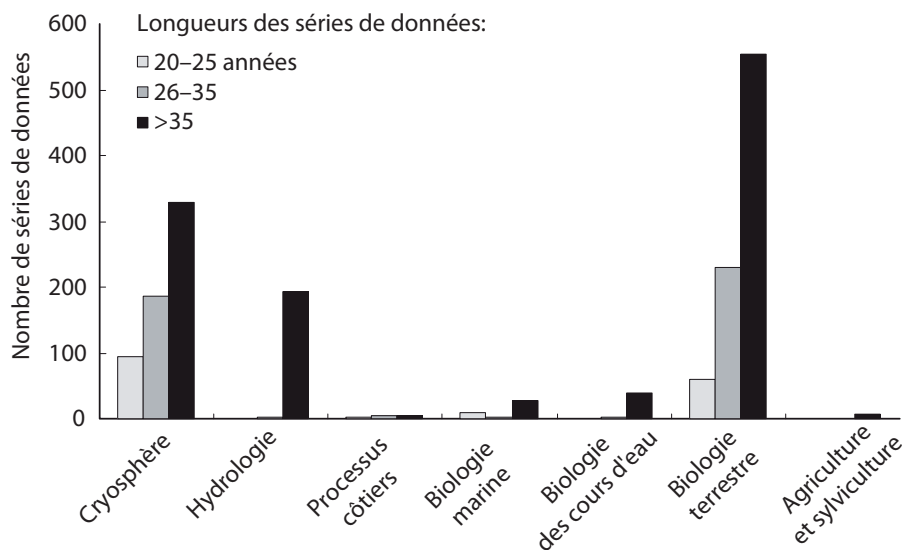


FIGURE 2.8 – Nombres et durées des séries de données basées sur des marqueurs environnementaux permettant d’identifier des modifications climatiques. Source : (Rosenzweig et al., 2008).

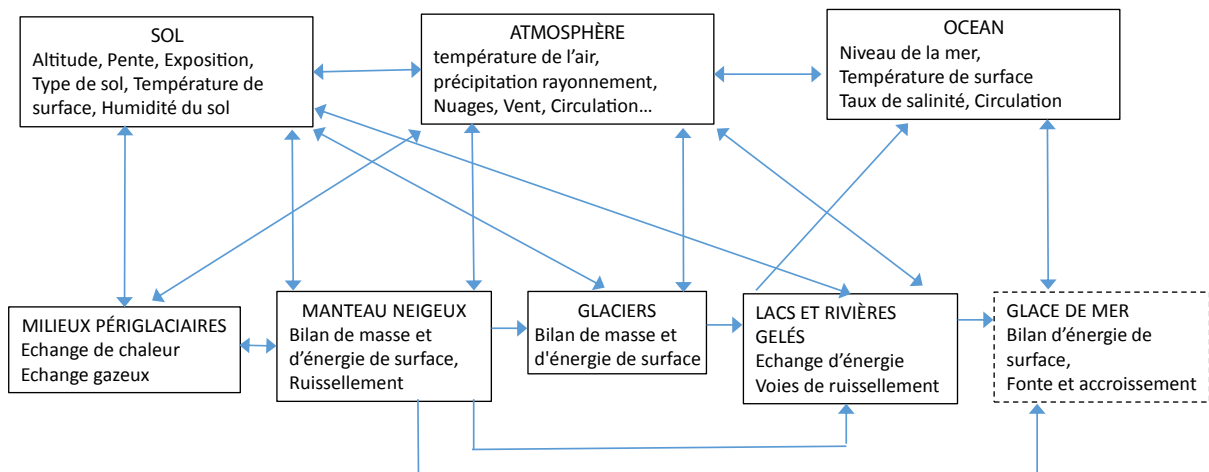


FIGURE 2.9 – Liens et interactions entre les grandes composantes du système climatique (cadres supérieurs) et les composantes de la cryosphère (cadres inférieurs ; en pointillés la composante absente des milieux montagneux). Dans les cadres supérieurs, des variables d’état importantes du système climatique, dans ceux du bas les principaux processus résultat des interactions avec les composantes de la cryosphère. Adapté de “Snow and Climate” (Armstrong et Brun, 2008).

et dans leurs variations résultantes, puisque le bilan d'énergie est couplé au bilan de masse par les flux associés aux précipitation et par les termes de fonte et de sublimation (figure 2.10).

Ces composantes créent également leurs propres conditions climatiques locales dans une forme de résilience au climat : ce sont à la fois des réservoirs d'eau et de froid. Le fort albédo du manteau neigeux permet de limiter l'absorption d'énergie incidente due au rayonnement solaire ( $S_{incident}$ , figure 2.10). En présence d'un réchauffement atmosphérique, un manteau neigeux à température négative peut évacuer l'énergie incidente supplémentaire en augmentant son émission infrarouge ( $L_{emission}$ , figure 2.10), et donc, sa température de surface (Martin *et al.*, 1994). Ce mécanisme fonctionne en conditions froides, tant que le point de fusion n'est pas atteint à la surface du manteau neigeux. Quand le point de fusion est atteint, une partie du manteau neigeux fond, et la part de phase liquide augmente au sein du manteau neigeux. Cette phase liquide est susceptible de regeler si le refroidissement des conditions atmosphériques le permet. Sinon, le contenu en froid (*cold content*) du manteau neigeux diminue, la part liquide augmente et percole dans le manteau du neigeux. Quand la quantité de matière liée à la phase liquide atteint la capacité de rétention maximale du manteau (saturation), l'eau est libérée ( $R$ ), et le manteau perd de sa masse ( $M$ ).

L'influence d'un réchauffement de l'atmosphère sur l'enneigement est surtout prédominant lors des périodes de fonte, où l'eau liquide est présente dans tout le manteau neigeux. En cas de réchauffement, le manteau neigeux est alors susceptible de disparaître plus rapidement. Dans le cas de l'hiver, pour les altitudes élevées, on reste généralement en présence de conditions froides, et l'influence d'un réchauffement de l'atmosphère est minime sur la quantité de neige au sol du fait des mécanismes de refroidissement du manteau neigeux décrits précédemment. À moyenne altitude, un réchauffement significatif de l'atmosphère au cours de l'hiver peut avoir une conséquence plus marquée, puisque les conditions limites de fonte peuvent être atteintes. L'effet d'une tendance liée à l'augmentation de la température de l'air est donc susceptible d'être observé à partir d'une altitude seuil. Même si les tendances associées aux projections climatiques présentent des incertitude sur l'amplitude et la localisation des évolutions, on peut attendre un impact important sur la diminution de la surface enneigée, l'avancement des hauts débits liés à la fonte, voire la disparition du caractère nival de certaines rivières (Etchevers, 2002; Etchevers et Martin, 2002).

La variabilité spatiale de l'enneigement au sein d'un massif montagneux est très grande (Martin *et al.*, 1994) (p. ex. figure 2.11), de même que la variabilité temporelle sur un site donné (p. ex. figure 2.12). Cette haute variabilité spatio-temporelle illustre le degré de sensibilité du manteau neigeux aux conditions atmosphériques et aux paramètres topographiques. La difficulté à évaluer le devenir de l'enneigement d'un massif ou d'un site donné est également conditionnée par l'évolution de ces paramètres. L'évaluation du caractère normal ou exceptionnel de l'enneigement d'un hiver ne peut être menée qu'en référence aux observations passées (Martin *et al.*, 1994). Il est cependant difficile de reconstituer les variations d'enneigement, en particulier en montagne.

Les glaciers intègrent les variations d'accumulation neigeuse au milieu d'autres processus climatiques qui peuvent être antagonistes comme la fonte. Si la fonte peut être estimée, les fluctuations des glaciers permettent d'évaluer les variations d'enneigement au cours d'une période climatique donnée. Vincent (2005) a montré de cette manière que la sortie du petit âge glaciaire dans les Alpes pouvait être expliquée par une baisse des précipitations. Si seules les fluctuations glaciaires annuelles sont connues, le glacier sert de marqueur climatique et intègre dans son évolution les variations des températures, des précipitations et des variations des facteurs topo-climatiques influents.

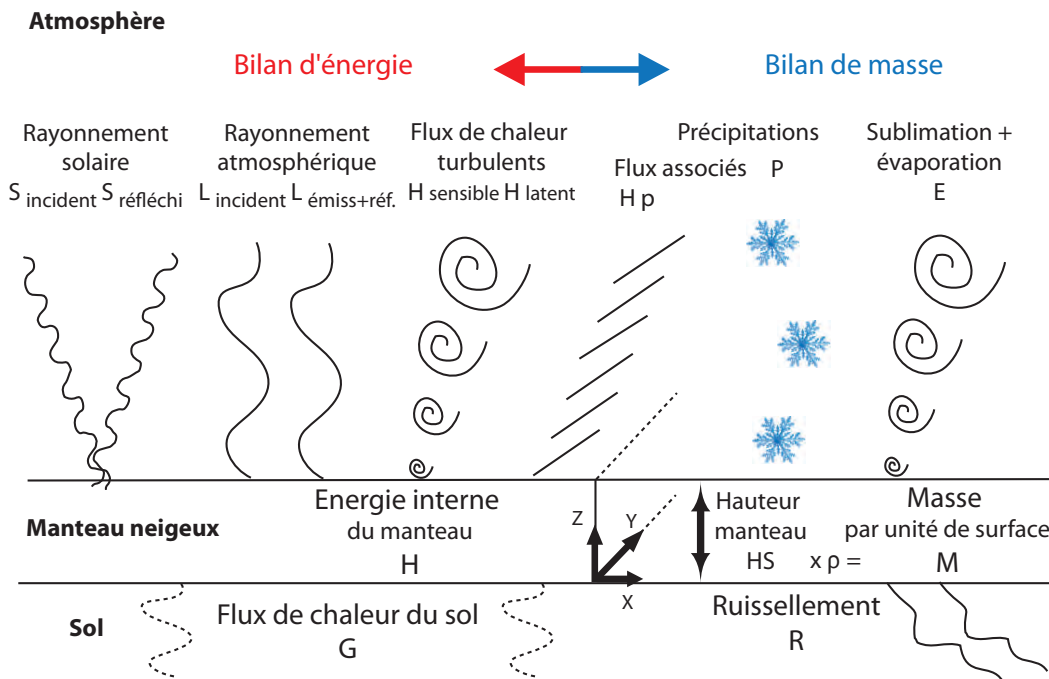


FIGURE 2.10 – Bilans de masse et d'énergie pour le manteau neigeux en milieu ouvert. Adapté de (Armstrong et Brun, 2008).

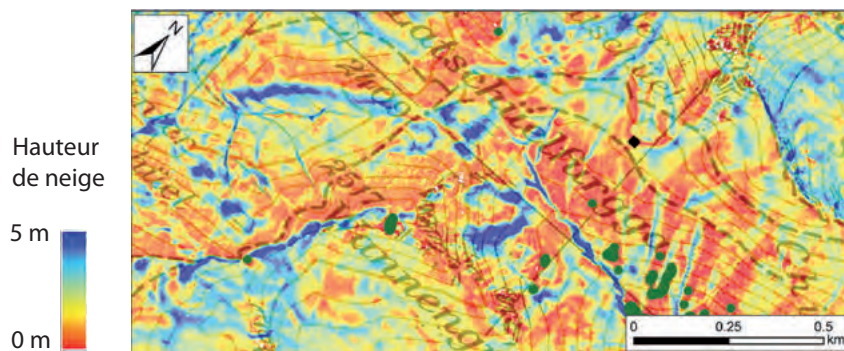


FIGURE 2.11 – Carte de hauteur du manteau neigeux dans la région du Wannengrat, dans les Alpes Suisses. Emprise de la zone cartographiée : 0.7 km par 1.7 km. Source (Bühler et al., 2015).

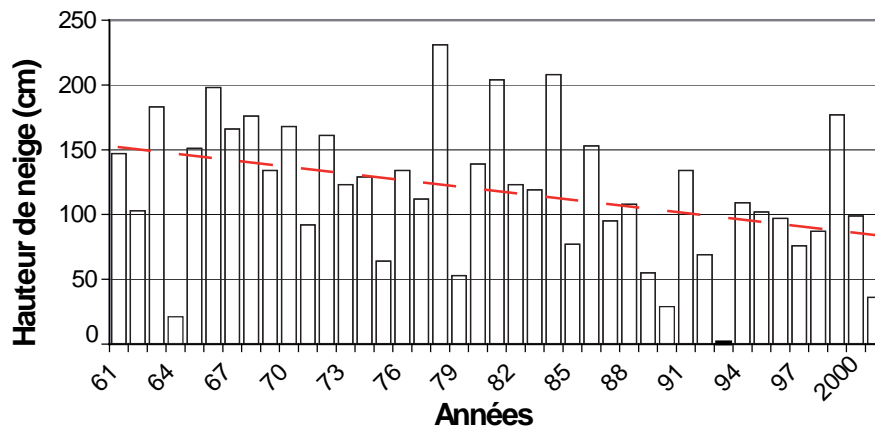


FIGURE 2.12 – Série d’enneigement (1961–2002) au col de Porte dans les Alpes françaises, massif de la Chartreuse, à 1 320 m. Source : (Etchevers et Martin, 2002).

## 2.3 CRYOSPHERE : RÉSERVOIR DU CYCLE HYDROLOGIQUE

La cryosphère constitue l’un des réservoirs de l’hydrosphère. L’hydrosphère est l’ensemble des espaces terrestres qui contiennent de l’eau liquide. Chaque molécule d’eau reste dans un réservoir donné pendant une certaine période dont la durée moyenne est appelée « temps de résidence ». Il existe de grandes différences entre les temps de résidence des différents réservoirs, de quelques heures à quelques millénaires (Fig. 2.13). Les tailles des réservoirs diffèrent également considérablement. Si la très grande majorité de l’eau douce est stockée dans les calottes polaires<sup>1</sup> (Tab. 2.1), les enjeux sociétaux autour de la ressource en eau se cristallisent essentiellement sur la question de la ressource nivale, ou glaciaire, issue des zones de montagne. Le rôle des montagnes dans le cycle hydrologique est fondamental (Viviroli *et al.*, 2003) et l’apport de leur ruissellement est crucial pour les plaines adjacentes (« water towers for humanity » Viviroli *et al.*, 2007). Dans le cadre d’une approche globale, Viviroli *et al.* (2003) ont estimé que la contribution relative du ruissellement issu des régions de montagnes correspondait à 63 % du ruissellement total observé. Selon les auteurs et les régions observées, la part de cette contribution s’inscrit dans une large gamme d’amplitude : entre 40 % et 90 % (Viviroli *et al.*, 2003)

Aux échelles globales et régionales, la fonte des glaciers contribue à la hausse du niveau marin (Radic et Hock, 2014). Aux échelles des bassins versants à régime nivo-glaciaire, la contribution hydrologique des glaciers concerne principalement le soutien du débit d’été et dépend du degré d’englacement du bassin. Cette contribution peut être élevée dans les régions où la part relative de la composante glaciaire du bassin versant est importante, et où la fonte des glaciers est prononcée. Cette contribution est amenée à être maintenue voire à augmenter dans les décennies à venir. Sur un temps long, sa diminution deviendra significative avec la réduction des glaciers (Huss *et al.*, 2010; Radic et Hock, 2014). L’estimation de la part relative du ruissellement dû aux glaciers dans le ruissellement total d’un bassin versant englacé est délicate à quantifier (Radic et Hock, 2014), et peut conduire à des résultats apparemment contradictoires et difficilement comparables (Weber et Braun, 2010; Huss, 2011).

Dans les bassins de montagne à caractère nival, l’hydrologie de surface est majoritairement définie

1. On estime à environ 8.2 millions de km<sup>3</sup> l’eau contenue dans les nappes souterraines et à environ 27.5 millions de km<sup>3</sup> l’eau contenue dans les calottes. Source <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/doseau/decouv/cycle/stocksEau.html> dernier accès janvier 2017.



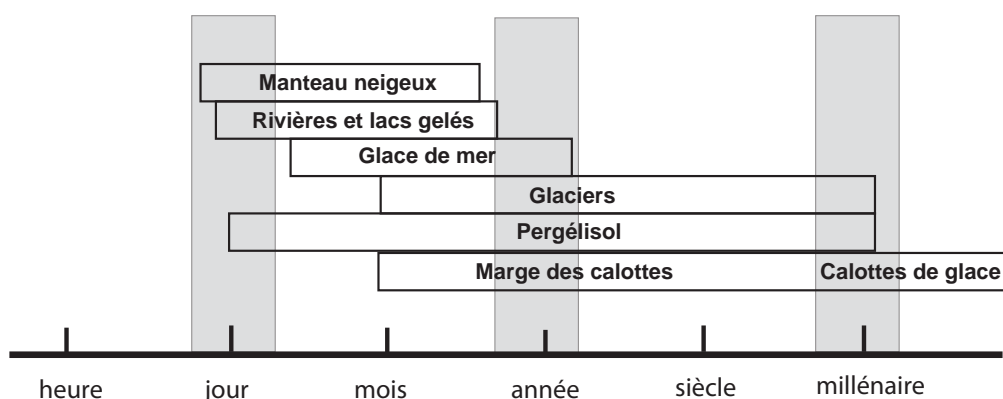


FIGURE 2.13 – Temps de résidence-type des différents réservoirs d'eau de la cryosphère.

par l'accumulation hivernale et la fonte printanière. Contrairement au cadre du régime pluvial, le rythme (*timing*) des précipitations dans le régime nival a une faible influence sur le ruissellement observé au-dessus de l'isotherme 0 °C. Ce dernier reste faible durant l'hiver, et atteint un pic au printemps lors de la fonte du manteau (p. ex. dans les Pyrénées, López-Moreno et García-Ruiz, 2004). La production de débit est contrôlée par l'énergie disponible durant la fonte (termes  $S_{incident}$ ,  $L_{incident}$ ,  $H_{sensible}$  et  $H_{latent}$  de la figure 2.10). La part de rayonnement solaire  $S_{incident}$  absorbée dépend notamment de l'état de la neige qui conditionne sa valeur d'albédo (p.ex. taille des grains ou présence de suie type *black carbon* en surface), tandis que le flux de chaleur latent est lié à l'hygrométrie de l'air. Les composantes rayonnement atmosphérique incident  $L_{incident}$  et flux de chaleur sensible  $H_{sensible}$  du bilan d'énergie sont liées à la température de l'air, et peuvent, selon les conditions atmosphériques, fournir une large part de l'énergie de fonte (Hock, 2003). L'augmentation de la température de l'air est donc susceptible d'élever le taux de fonte, ce qui réduit le temps mis pour « consommer » le contenu en froid (*cold content*) du manteau neigeux. L'effet d'une tendance multi-décennale liée à l'augmentation de la température de l'air peut ainsi conduire à une modification (*shift* ou décalage) du régime hydrographique avec un pic de fonte plus précoce.

La dynamique temporelle du ruissellement est particulièrement sensible aux variations de température (Barnett *et al.*, 2005). Le ruissellement annuel est sensible aux variations de précipitations (Etchevers, 2002), mais il n'y a pas de consensus indiquant un décalage temporel dans les régimes de précipitations automnales ou estivales (Barnett *et al.*, 2005). L'augmentation des températures projetée sur le XXI<sup>ème</sup> siècle devrait donc impacter les régions où la capacité d'accumulation liée au manteau neigeux est critique en regard du maintien d'un ruissellement compatible avec les activités humaines qui en dépendent : hydroélectricité, irrigation, eau potable (figure 2.14).

Bien que les changements de température et de régime de précipitations soient la première cause pouvant affecter la ressource en eau d'origine nivale, il existe d'autres facteurs d'influence selon la région concernée. Le changement des modes d'usage et d'occupation du sol sont susceptibles de modifier le ruissellement et d'influer sur la fonte du manteau neigeux (López-Moreno *et al.*, 2008; 2014b;a; Szczypta *et al.*, 2015).

## 2.4 CRYOSPHERE : IMPACTS SOCIÉTAUX

En plus des interactions avec le système climatique, les variations des composantes de la cryosphère peuvent avoir un impact significatif dans de nombreux processus en lien avec l'écologie (Jones,

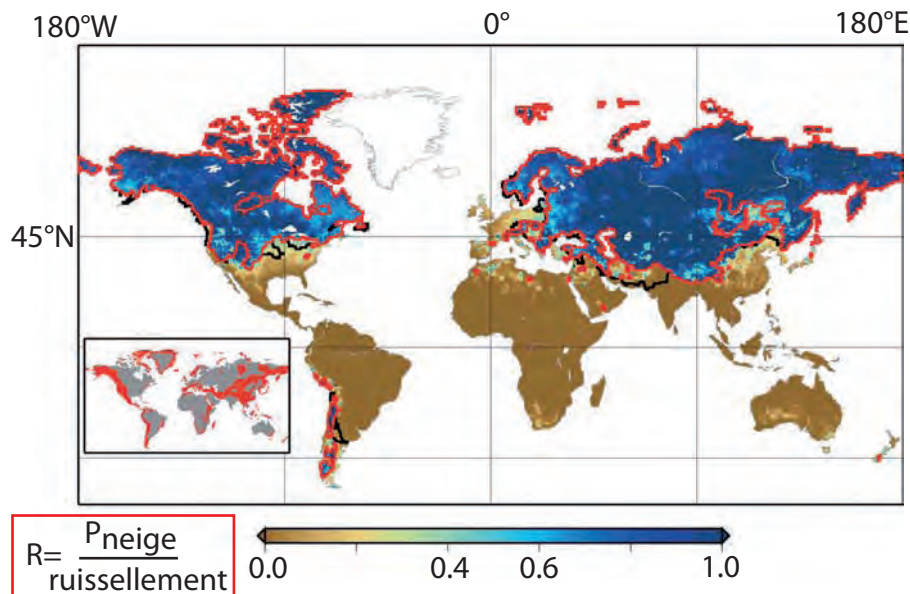


FIGURE 2.14 – Cartographie du rapport entre les précipitations neigeuses cumulées et le ruissellement annuel (sans unité). Les données sont issues de la sortie d'un modèle hydrologique global (résolution 0.5°). La ligne rouge indique les régions où le ruissellement est à dominante nivale et où il existe une inadéquation entre la capacité du réservoir à temporiser les changements de régime hydrographique (fonte précoce) et le ruissellement simulé (associé à la demande de ressource en eau). L'encart à gauche indique les régions présentant une topographie complexe, de type système montagneux (Barnett et al., 2005).

2010), l'hydrologie (DeWalle et Rango, 2008), l'économie, le transport et les loisirs (Adams *et al.*, 2004). Les accumulations brutales de neige représentent un aléa associé à des risques importants. Les tempêtes de neige sont susceptibles de détruire la production agricole, de décimer le bétail, et de causer de graves accidents de la circulation. Les chutes de neiges s'avèrent particulièrement coûteuses pour l'industrie des transports. On estime qu'une chute de neige minime de cinq centimètres dans une zone urbanisée augmente la consommation de carburant de l'ordre de 50 % (Armstrong et Brun, 2008). Aux États-Unis, le coût du déblayage de la neige des aires de transports et des pistes d'atterrissage et le coût additionnel dû aux annulations de vols et aux retards occasionnés se comptent en milliards de dollars (Adams *et al.*, 2004).

Le manteau neigeux constitue une ressource économique importante dans l'industrie des loisirs et des sports d'hiver. De nombreuses économies montagnardes des régions de moyenne latitude dépendent de cette ressource variable (p. ex. les Alpes ou les Pyrénées en Europe, les Montagnes Rocheuses aux États-Unis). L'eau stockée dans le manteau neigeux est une ressource renouvelable de première importance : un tiers de l'eau utilisée pour l'irrigation dans le monde provient de la fonte du manteau neigeux. On estime qu'un milliard de personnes dépendent de la ressource en eau issue de la fonte nivale, et dans une moindre mesure des glaciers (Armstrong et Brun, 2008). Dans de nombreuses régions montagneuses semi-aride, le ruissellement issu de la fonte des neiges représente la première source d'alimentation des nappes souterraines et des systèmes fluviaux. Dans les régions où l'apport de la fonte nivale est primordial, toute baisse significative des précipitations a un impact direct sur la quantité d'eau potable, l'irrigation, la gestion des centrales hydro-électriques, et les systèmes écologiques associés. Selon Barnett *et al.* (2005), un sixième de la population mondiale vit dans des régions où le ruissellement est à dominante nivale et issu de réservoirs à faible capacité d'ac-



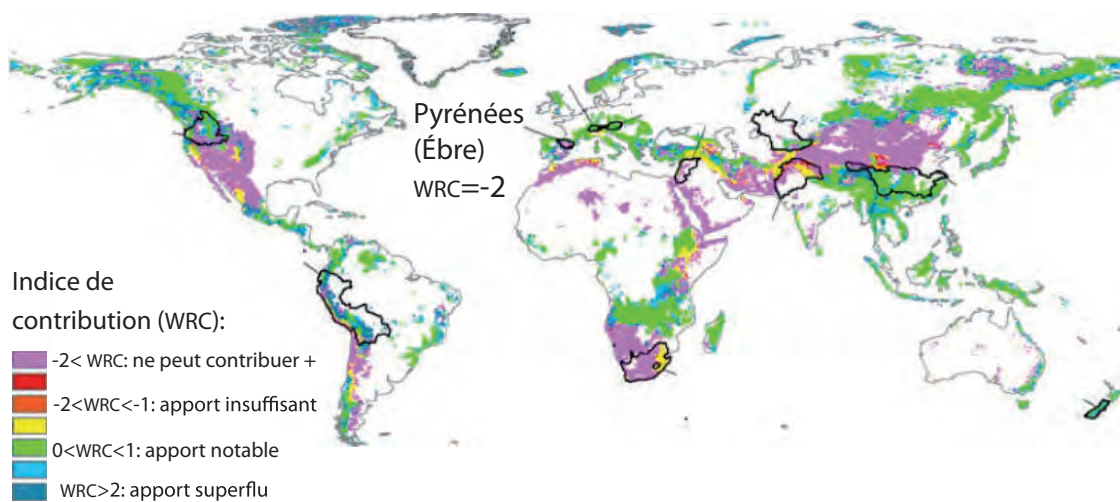


FIGURE 2.15 – Contribution hydrique des zones de montagne. L'indice WRC (Water Resource Contribution) est décrit par Viviroli et al. (2007), et témoigne de l'importance relative des zones de montagne par rapport aux zones de plaine adjacente en termes de ressource en eau. Au-dessus de la valeur 1, l'apport des zones de montagne n'est pas nécessaire. En dessous de la valeur 0, les zones de plaine présentent un déficit hydrique, et sont dépendantes d'un apport extérieur. Entre les valeurs -1 et 0, la ressource hydrique issue des zones de montagne est suffisante pour pallier ce déficit. En-dessous de la valeur -1, la contribution des zones de montagne devient insuffisante, voire très insuffisante, avec les infrastructures existantes. En-dessous de -2, il est impossible que les zones de montagne contribuent davantage. Dans ces derniers cas ( $WRC < -1$ ), il faut obligatoirement trouver des sources supplémentaires (pompage, détournement de rivière, désalinisation). Les contours noirs correspondent aux zones retenues dans l'étude (p.ex. bassin de l'Ebre, Pyrénées espagnoles). Source : (Viviroli et al., 2011).

cumulation. Ces régions sont en situation de vulnérabilité devant une modification du ruissellement issu d'une fonte nivale précoce causée par un changement des conditions climatiques. C'est le cas par exemple de la plaine de l'Ébre dans les Pyrénées espagnoles (figure 2.15) (Viviroli *et al.*, 2011). Dans certaines régions, le développement économique peut accroître la pression exercée sur la ressource en eau. La demande peut évoluer avec le besoin croissant en eau potable si la population augmente, ou en cas d'un recours plus marqué à l'irrigation des plaines agricoles (p. ex. en cas d'évapotranspiration plus importante). Cette situation qui associe une hausse de la demande à une modification de la dynamique du ruissellement peut conduire à un contexte de mise de tension autour de la question de la ressource en eau (Ludwig *et al.*, 2011). Les questions autour de la politique de l'eau nécessite la prise en compte de nombreux acteurs et de fonder des cadres d'études résolument interdisciplinaires (Krueger *et al.*, 2016).

En montagne, les avalanches constituent un risque permanent difficile à prévenir pour les personnes et les infrastructures. Entre 1985 et 2005, McClung et Schaerer (2006) ont comptabilisé une moyenne annuelle de 20 à 30 accidents mortels dus aux avalanches aux États-unis et 120 dans les Alpes. En France, les avalanches dramatiques de l'hiver 1969–70 ont conduit à améliorer les moyens d'études et de prévention, avec la création en 1971 de l'Association Nationale pour l'Étude de la Neige et des Avalanches (ANENA)<sup>2</sup>, et le développement du centre d'études de la neige (CEN) de Météo-France. Ce centre assure la coordination technique de l'estimation du risque d'avalanche en se basant sur un réseau nivo-météorologique destiné à l'observation du manteau neigeux et qui comprend 140 stations de mesures situées entre 1 000 et 2 500 m d'altitude en majorité sur les domaines skiables.

Il existe plusieurs risques d'origine glaciaire : les ruptures de poches d'eau situées à l'intérieur d'un glacier, les vidanges de lacs glaciaires, ou encore les chutes de séracs qui peuvent déclencher des avalanches. En France, le cas historique le plus marquant est la brutale vidange d'une cavité infra-glaciaire au glacier de Tête Rousse en 1892 (Vincent *et al.*, 2010). Cette poche d'eau fait aujourd'hui l'objet d'un suivi régulier (Vincent *et al.*, 2012). A l'échelle européenne, les projets européens Glaciorisk (2001–2003), puis GlaRiskAlp (2010–2013) se sont attachés au suivi et à la prévention des désastres glaciaires en établissant des inventaires, des simulations numériques, et des plans de prévention<sup>3</sup>.

---

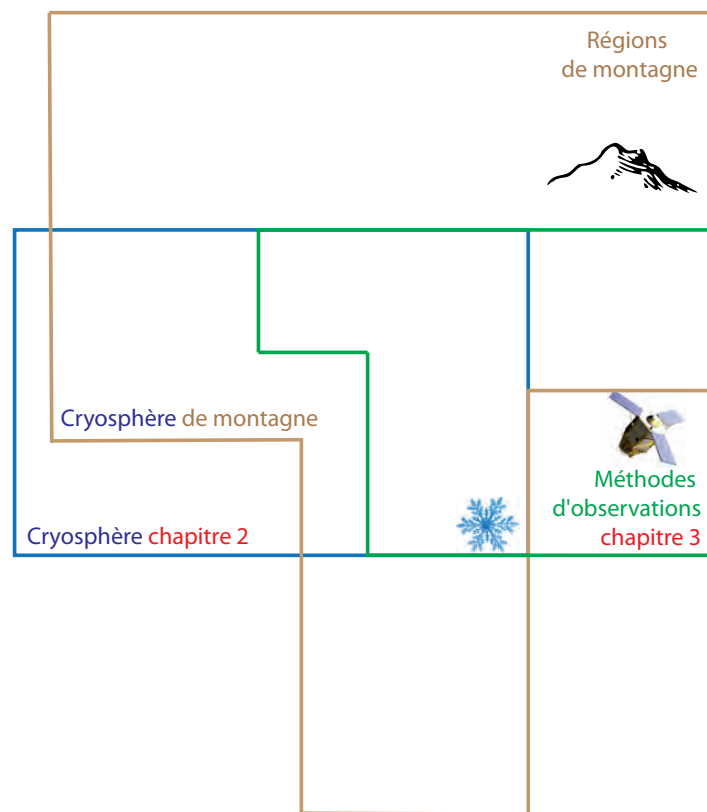
2. <http://www.anena.org/7040-analyse-des-caracteristiques.htm>

3. [http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr/projet\\_glaciorisk.htm](http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr/projet_glaciorisk.htm)



# VARIATIONS DE LA CRYOSPHERE : OBSERVER DE LOIN SI POSSIBLE

# 3



## 3.1 MÉTRIQUES OBSERVÉES

Nous présentons les métriques d’observation des composantes de la cryosphère en lien avec les variations de masse, de volume et de surface<sup>1</sup>. Ces métriques sont communes aux diverses échelles d’études de la cryosphère. Nous n’aborderons pas les processus internes associés aux glaciers et au manteau neigeux.

### Manteau neigeux

Dans l’étude du manteau neigeux, les principales variables d’études utilisées sont :

- la mesure des précipitations solides  $P_s$  (chutes de neige) ;
- la surface enneigée dans une emprise donnée en unité de surface (*snow cover area* SCA ou *snow cover extent* SCE) ;
- la hauteur du manteau neigeux exprimée en mètres (*height of snow* HS (Fierz *et al.*, 2009), aussi parfois intitulée *snow depth* SD) ;
- l’équivalent en eau du manteau neigeux communément exprimé en hauteur d’eau équivalent (*snow water equivalent* SWE) ; Cogley *et al.* (2011) proposent d’utiliser le mètre d’eau équivalent, noté m w.e. (*meter water equivalent*), comme une extension du système international (SI). En terme de dimension, cette unité est équivalente à une densité de surface  $\text{kg m}^{-2}$  ;
- la durée de la couverture du manteau neigeux, soit le nombre de jours où HS dépasse une hauteur seuil préétablie (*snow cover duration* SCD) ;
- la densité du manteau  $\rho_s$ .

La densité du manteau neigeux  $\rho_s$  permet d’estimer l’équivalent en eau SWE du manteau neigeux à partir de la hauteur du manteau HS :

$$SWE = \rho_s * HS \quad (3.1)$$

Une période clef dans la mesure du SWE, de HS et de  $\rho_s$ , est le pic d’accumulation généralement atteint en fin d’hiver. Cette mesure permet d’évaluer la ressource en eau maximale disponible lors de la fonte et du ruissellement induit. La densité moyenne du manteau est généralement maximale à cette période et proche de  $500 \text{ kg m}^{-3}$ .

### Glacier

Un glacier est défini comme un ensemble continu spatialement, même s’il peut être crevassé, contrairement au manteau neigeux qui peut être spatialement hétérogène (p. ex. névés ou *patch* de neige isolés). L’observation des limites d’un glacier n’est cependant pas toujours facile à établir, les bords de glaciers étant parfois couverts de neige, de roches ou de débris rocheux (Raup *et al.*, 2007; Bernard *et al.*, 2014). Les bilans de masse de surface des glaciers sont une réponse rapide et directe aux variations climatiques, via les processus d’accumulation et d’ablation. Les variations de vitesse d’écoulement de la glace, d’épaisseur de glace sur une zone limitée du glacier, de superficie ou de longueur du glacier intègrent une réponse aux forçages climatiques et aux processus de dynamique du glacier, ce qui rend plus complexe l’interprétation climatique de leurs variations (Francou et Vincent, 2007). Dans l’étude des fluctuations des glaciers, on s’intéresse à de nombreuses métriques du manteau neigeux introduites précédemment, complétées de mesures spécifiquement glaciaires :

---

1. La partie introductive de l’article présenté au chapitre 2 de la partie II présente une vue d’ensemble des techniques utilisées pour mesurer les métriques SCA, HS et SWE. La partie introductive de l’article du chapitre 1 de la partie II renseigne sur la mesure du bilan de masse d’un glacier.

- la longueur  $L$  du glacier mesurée dans l’axe de flux principal. La matérialisation sur le terrain de la position du front du glacier permet de suivre les variations de longueurs successives. Cette métrique correspond généralement aux séries de données les plus anciennes ;
- la superficie  $S$  du glacier ;
- la distribution d’altitude de la surface du glacier (ou hypsographie), utilisée dans le bilan de masse cartographique ou topographique ;
- l’épaisseur de glace, et la distribution d’altitude du lit rocheux sur lequel repose le glacier (*bed rock*) ;
- la hauteur du névé et le profil de densité associé établi à la fin de la période d’accumulation. Ce terme est utilisé dans le calcul du bilan de masse par méthode glaciologique ;
- le bilan de masse glaciologique établi en fin d’année hydrologique, ou calculé à l’échelle saisonnière, par mesure de la hauteur émergente de balises d’ablation ;
- l’altitude de la ligne d’équilibre du glacier (*Equilibrium Line Altitude ELA*) ;
- la vitesse d’écoulement mesurée en superficie ou au niveau du substratum rocheux du glacier.

D’autres métriques peuvent être exploitées, comme le bilan de masse hydrologique qui apporte une mesure complémentaire du bilan de masse glaciologique (p.ex. (Soruco *et al.*, 2009)). La dimension des moulins (zone où l’eau de fonte s’infiltré) donne une estimation de la profondeur *a minima* du glacier. Les amas de débris rocheux érodés et transportés par le glacier peuvent former des moraines qui restent après le retrait du glacier. Les moraines sont des marqueurs géomorphologiques essentiels qui renseignent sur la superficie occupée par le glacier à une époque antérieure à son retrait. La datation par lichénométrie, dendrochronométrie, ou par décomposition de radionucléides permet d’estimer la date de constitution de ces moraines.

## 3.2 TECHNIQUES DE MESURES

### Connaître les variations historiques

Dans le suivi de la neige et du manteau neigeux, les longues séries d’enregistrement sont rares en raison des nombreuses difficultés dues aux changements d’instruments et aux interruptions de mesures pour constituer des séries homogènes (Kunkel *et al.*, 2007). Les données historiques sont basées sur la répétition de parcours de mesures de hauteurs et de densité de neige type *snow-course* au Canada, États-Unis et ex-URSS et ne remontent pas au-delà du XX<sup>ème</sup> siècle. En montagne, les séries longues de mesures du manteau neigeux sont très rares avant les années 1950. A la différence du manteau neigeux, le caractère pérenne des glaciers permet d’établir une correspondance entre la mesure effectuée au temps présent et une mesure extraite d’une donnée historique. Les données d’archives permettent de reconstruire les variations des glaciers sur des périodes où des témoignages, des mesures, des cartes ou des marqueurs géomorphologiques d’origine glaciaire sont identifiés (table 3.3).

Diverses méthodes ont conduit aux premières observations historiques de la cryosphère des pôles avant le début de l’ère des observations satellites : navires d’explorations, sous-marins (p. ex. (Wadhams, 1990)) ou campagnes aériennes (p. ex. (Walsh et Chapman, 2001)).

### Méthodes *in situ*

Les stations météorologiques sont, pour leur majorité, situées dans les zones habitées, et rares sont les stations situées au-dessus des zones de piémont. Hormis la température de l’air, les principales données disponibles en lien avec le manteau neigeux sont la hauteur de la neige  $HS$  et les précipitations  $P$ . La mesure de la fraction de précipitations solides  $P_s$  est loin d’être systématique et nécessite de pouvoir faire fondre la neige (alimentation en électricité) ou l’utilisation d’un système avec liquide

antigel (type ©Geonor). Cette mesure est compliquée par les effets du vent qui altère la précision. En montagne, les stations doivent être autonomes en termes d'enregistrement et d'alimentation (p. ex. *Automatic Weather Station AWS* ou micro-station). La densité de mesures décroît rapidement avec l'altitude et, dans un contexte de recherche, il faut souvent équiper avec des moyens propres les sites d'étude pour avoir des données proches (< plusieurs kilomètres).

Lors de campagnes de mesures terrain, le creusement d'une fosse dans la neige permet de mesurer la densité  $\rho_s$  selon un profil vertical. Ce travail est long et physiquement exigeant. Il est difficile d'effectuer de nombreuses mesures de profils de densité lors des campagnes *in situ*, et il convient d'adopter des stratégies d'échantillonnage selon la variabilité spatiale du manteau neigeux (López-Moreno *et al.*, 2011a). *A contrario* la mesure de hauteur de neige HS par sonde manuelle est rapide et il est possible d'effectuer plusieurs centaines de sondages sur une seule journée de terrain. Sturm *et al.* (2010) ont montré que le temps nécessaire pour effectuer une mesure de densité est équivalent à celui d'une trentaine de mesures de hauteur de neige. Un aspect important qui vient partiellement compenser ce déséquilibre en terme de densité de mesure est la grande variabilité de la hauteur de neige en comparaison de celle associée à la densité. La variabilité du SWE est en premier ordre définie par celle de HS.

Il existe de nombreuses manières de mesurer automatiquement, de manière directe ou dérivée, les métriques du manteau neigeux. Étant donné leur caractère ponctuel, toutes posent le problème de la représentativité spatiale et nécessitent d'être extrapolées par des méthodes statistiques pour représenter de plus grandes emprises. Si la manière la plus directe d'obtenir l'équivalent en eau de la neige SWE est de faire fondre une colonne élémentaire de neige, il existe de multiples méthodes s'appuyant sur des aspects différents de la physique du manteau neigeux pour automatiser les mesures : nivomètre à rayonnement cosmique (SWE, HS (type réseau EDF<sup>2</sup> Gottardi *et al.*, 2013)), coussin à neige SWE (réseau opérationnel depuis les années 1970 aux États-Unis Dozier *et al.*, 2016), ou encore mesures s'appuyant sur la modulation des ondes du signal du GPS induite par le manteau neigeux (Larson *et al.*, 2009; Gutmann *et al.*, 2012).

Une manière de prévoir le volume de fonte de manière empirique est de constituer un indice liant le volume de fonte mesurée par débit aux métriques ponctuelles du manteau neigeux sous la forme d'abaques (*snow depletion curves*). Cet indice est d'autant plus robuste que les chroniques sont longues.

## Méthodes de télédétection

La télédétection aérienne s'est enrichie progressivement de nombreux types de capteurs venant compléter les traditionnels clichés aériens : altimètre laser (Thomas *et al.*, 2009), sondage électromagnétique (Haas *et al.*, 2010), scanner à capacité stéréoscopique et station inertielle (Bühler *et al.*, 2015), montage appareil et DGPS (Nolan *et al.*, 2015). Les principales contraintes associées aux acquisitions aériennes sont la limitation de l'emprise comparativement au satellite, la difficulté d'avoir des revisites fréquentes, et les coûts élevés des campagnes. Le développement récent des systèmes de type drones<sup>3</sup> permet de s'affranchir de la présence d'un pilote et offrent des performances élevées dans le cas d'emprises de quelques kilomètres carrés pour un faible coût d'investissement (Jagt *et al.*, 2015; Harder *et al.*, 2016; Bühler *et al.*, 2015). Les altimètres basés sur la technique Lidar<sup>4</sup> représentent une avancée significative dans la cartographie des surfaces englacées et enneigées dans une large

---

2. Électricité de France

3. *En anglais Unmanned Aerial Vehicles UAV.*

4. Le Lidar est schématiquement un faisceau laser qui permet de mesurer la distance entre la plateforme d'émission et le sol en se basant sur le temps de propagation

Techniques satellites globales	Plateforme-instruments (résolution)	Période	Métriques suivies (couverture)
<b>Radiométrie</b>			
Différentiel de canaux	Nimbus 7 SMMR–DMSP SSM/I AMSR–E (25 km–40 km)	1978–2015 2002–2011	Étendue de glace, neige “
<b>Altimétrie</b>			
Altimétrie radar répétée	ERS–1 (RA (Ku) 16 km)	1993–2001	Épaisseur de glace
“	ERS–2 (SAR (C) 30 m)	199–2011	“ (< 81.5°N)
“	CryoSat–2 (250 m)		“ (< 89°N)
Altimétrie laser répétée	ICESat–GLAS (70 m tous les 170 m)	2003–2009	“ (< 81.5°N) Variations altitude glaciers et calottes
<b>Imagerie optique</b>			
Stereo IR (dMNE)	ASTER global (30 m)	2000	Altitude glaciers et calottes (81°N)
Stereo visible (dMNE)	SPOT 5–HRS (5–10 m) MNT SPIRIT (40 m)	2002–2015 2007–2009	
<b>Interférométrie radar</b>			
Bandes C et X (dMNE)	SRTM (30 m)	Février 2000	Altitude (60°N) “ Champs vitesse glace
<b>Gravitométrie</b>			
Détection d’anomalies de gravité	GRACE (200–300 km)	2002–2015	Variations masse des calottes

TABLE 3.1 – Méthodes d’observation globale des composantes de la cryosphère issues de la télédétection satellite. Acronymes : SSMR Scanning Multichannel Microwave Radiometer, SSM/I Special Sensor Microwave/Imager, ERS European Remote Sensing, ICESat (NASA) Ice Cloud and land Elevation Satellite, GRACE : Gravity Recovery and Climate Experiment. L’acronyme (dMNE) désigne la différence de MNE multi-temporels. Source : (IPCC, 2013).

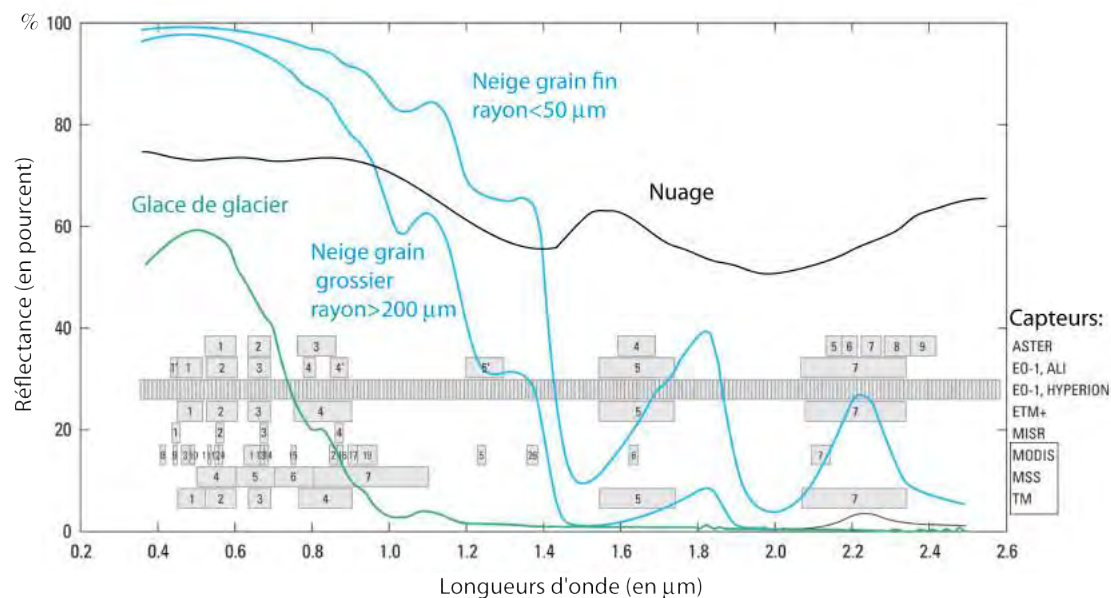


FIGURE 3.1 – Réflectance du manteau neigeux et de la glace, et d’un nuage-type. Spectres d’acquisition de différents capteurs satellitaires utilisés en télédétection des surfaces enneigées ou englacées. Adapté de (Williams et Ferrigno, 2012).



gamme d'échelles spatiales et de milieux (pour une recension Deems *et al.*, 2013), (*Airborne Snow Observatory* Painter et Berisford, 2014). Dans le cas du Lidar aérien, il est possible de déterminer la hauteur de neige en montagne par méthode indirecte (nécessité d'une surface de référence sans neige), même dans le cas des surfaces sous couvert forestier (Hopkinson et Sitar, 2004).

Depuis le début des années 1970, la télédétection satellite a permis de développer une approche synoptique dans l'étude de la cryosphère<sup>5</sup> (Tab. 3.1). L'une des métriques importantes générées par les méthodes de télédétection satellite est la mesure de la surface enneigée (SCA). La surface du manteau neigeux présente des propriétés optiques très spécifiques, dues à la distribution de sa réflectance en fonction de la longueur d'onde. Schématiquement, la surface du manteau se comporte comme un corps noir au-delà de la longueur d'onde 1.5  $\mu\text{m}$  et comme un miroir dans le spectre visible dans le cas d'une neige fraîche présentant de petits grains (figure 3.1)<sup>6</sup>. Ces propriétés sont à l'origine de la définition de l'indice *Normalized Difference Snow Index* NDSI utilisé pour distinguer le manteau neigeux des autres surfaces très réfléchissantes (p. ex. nuages, surfaces rocheuses) :

$$NDSI = \frac{Bande_{visible} - Bande_{infra-rouge}}{Bande_{visible} + Bande_{infra-rouge}} \quad (3.2)$$

En fixant le seuil du NDSI, on peut produire une cartographie automatique de la surface enneigée (SCA). Le NDSI permet de classer une surface comme enneigée pour des épaisseurs très fines de manteau, ce qui permet de détecter précisément le dernier jour de fonte. La détection de cette fin de l'enneigement à partir des séries temporelles de SCA, permet de reconstruire la quantité de neige fondue et l'équivalent en eau du manteau neigeux SWE à partir d'un modèle de fonte. Cette méthode ne peut logiquement pas être utilisée de manière prévisionnelle. Les satellites optiques à moyenne et basse résolutions fournissent des données journalières à une résolution de 500 m (Terra-MODIS), 1 km (SPOT-VGT), ou 4 km (NOAA-AVHRR). MODIS a été jusqu'à présent le meilleur compromis pour les zones de montagne dans le suivi quotidien du SCA (p. ex. Gascoin *et al.*, 2015).

La mesure directe du SWE est possible sur des zones à faible contraste topographique à partir des radiomètres micro-ondes. Ces radiomètres présentent une très basse résolution spatiale (25 km) due à la faible énergie des micro-ondes et sont inexploitable en montagne. Dans les grandes étendues comme les grandes prairies canadiennes ou le plateau tibétain, leur principale limite est de ne pas pouvoir mesurer des valeurs de SWE supérieure à 120 mm et le cas de la neige humide (Fig. 3.2, Tab. 3.2). Les techniques radar type SAR (*Synthetic Aperture Radar* émettent leur propre énergie et peuvent atteindre des résolutions spatiales bien plus fines (30 m). Leur limite actuelle vient de la nature de la bande C qui n'est pas sensible au signal de rétrodiffusion des particules du manteau neigeux. Les études en cours se basent sur la combinaison de bandes plus appropriées comme (Ku, X) mais les problèmes d'inversion restent complexes (Rott *et al.*, 2014). Les propositions de missions spatiales CoReH20 et SCLP basées sur cette exploitation physique n'ont pas été retenues ni par l'ESA ni par la NASA<sup>7</sup>. Les méthodes dérivées des techniques radar ne sont pas encore exploitables en région montagneuse malgré leur potentiel élevé (Rott *et al.*, 2014).

Les méthodes basées sur des différences de MNE multi-temporels, comme les mesures issues de l'altimétrie satellite (ICESat, tableau 3.1) permettent d'estimer des variations de hauteur et d'en déduire le bilan de masse  $B_{\text{geod}}$  de grandes calottes ou de glaciers de montagne (p. ex. ICESat Treichler et Kääb, 2016).

5. Le programme Landsat fournit des images au début des années 1970, et les archives antérieures des satellites espions sont à présent déclassifiées.

6. <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386a/gallery2-fig77.html>

7. *European Spatial Agency and National Aeronautics and Space Administration*

Métriques	Méthode	Technique	Résolution horizontale	Précision–type des mesures*	Fréquence de mesures
SCA	Imagerie optique nadir	seuillage multi-canaux	500 m	hectométrique	1 j. MODIS
	“	“	30 m	décamétrique	16 j. Landsat
	Imagerie oblique <i>Time-lapse</i>	seuillage multi-canaux	0.5–10 m	métrique	< 1 j.
HS	Optique stéréo aérien	Différence de MNE	1–2 m	0.3 m*	ponctuel
	Lidar terrestre	“	0.1 m–5 m	0.1 m–1 m*	ponctuel
	Lidar aérien	“	1 m	0.3 m–1 m*	ponctuel
SWE	Imagerie optique nadir	Reconstruction	pixel natif		
	Radiomètres micro-ondes	Différence de canaux	15 km	0.1 m eau eq.	1 j.
	Radar	Inversion du signal	10–30 m	0.04 m.dB <sup>-1</sup> (Ku)	24–35 j.
	Radar	Inversion du signal	10–30 m	0.1 m.dB <sup>-1</sup> (X)	24–35 j.

TABLE 3.2 – *Vue d’ensemble des méthodes de télédétection utilisées pour déterminer les métriques du manteau neigeux. \*Ces valeurs sont données dans le contexte du suivi en montagne quand cette donnée est disponible.*

En prenant en compte les considérations précédentes et les informations issues des tableaux 3.1, 3.2 et des figures 3.2 et 3.3, il ressort que la seule méthode à l’heure actuelle dont on peut attendre des résolutions spatiales cohérentes avec l’étude de la variation volumique de la cryosphère de montagne est la production de MNE multi-temporels (dMNE)<sup>8</sup> à partir de la stéréoscopie d’imagerie optique. Il existe des satellites récents à très haute résolution et à capacité stéréoscopique permettant d’atteindre une résolution d’ordre métrique, qui est l’ordre de grandeur attendu dans les Pyrénées (p. ex.<sup>9</sup> Ikonos, Quickbird, WorldView, ou plus récemment Pléiades-1A et 1B, lancés en décembre 2011 et 2012).

Les principales limites liées au suivi de la cryosphère par imagerie satellite optique sont la présence d’un couvert forestier et la nébulosité, particulièrement importante en montagne. La distinction entre les nuages et le manteau neigeux peut être automatisée si l’instrument possède une bande centrée autour de 1.6  $\mu\text{m}$  où la réflectance de la neige est faible (calcul du NDSI). Les évolutions du manteau neigeux sont marquées par des phénomènes à effet de seuil, et la résolution temporelle des satellites peut être prise en défaut. La haute résolution spatiale était jusqu’à très récemment associée à une faible fréquence d’acquisition imposant un choix entre les types de résolution (p. ex. données Landsat à 16 jours, pixel à 30 m). Les données de type Sentinel-2 vont permettre de lever ce compromis avec une acquisition à 20 m et une capacité de revisite tous les 5 jours.

Les systèmes associant une caméra numérique commerciale, une source d’énergie autonome (panneau solaire) et un environnement programmable (intervalomètre) permettent des acquisitions de séries temporelles d’images *in situ* sur de petites emprises (quelques  $\text{km}^2$ ) à des coûts peu élevés. Ces systèmes permettent de suivre finement la surface enneigée (SCA), et d’évaluer les produits de l’imagerie satellite.

A la croisée des techniques de modélisation et d’observation, le système SNODAS assimile des données de stations météorologiques HS, des mesures aériennes de SWE et des mesures d’étendue de la neige issue de la télédétection SCE dans un modèle météorologique combiné à un modèle physique du manteau neigeux. SNODAS produit une estimation du SWE à un pas horaire mais son emprise reste cependant limitée aux États-Unis et au Canada. La qualité de SNODAS dans les régions montagneuses est fortement contrainte par les données d’observation disponibles. Dozier *et al.*

8. On désigne par dMNE la différence de MNE, ou dDEM en anglais.

9. Le lecteur peut se référer à la partie II de cet ouvrage.

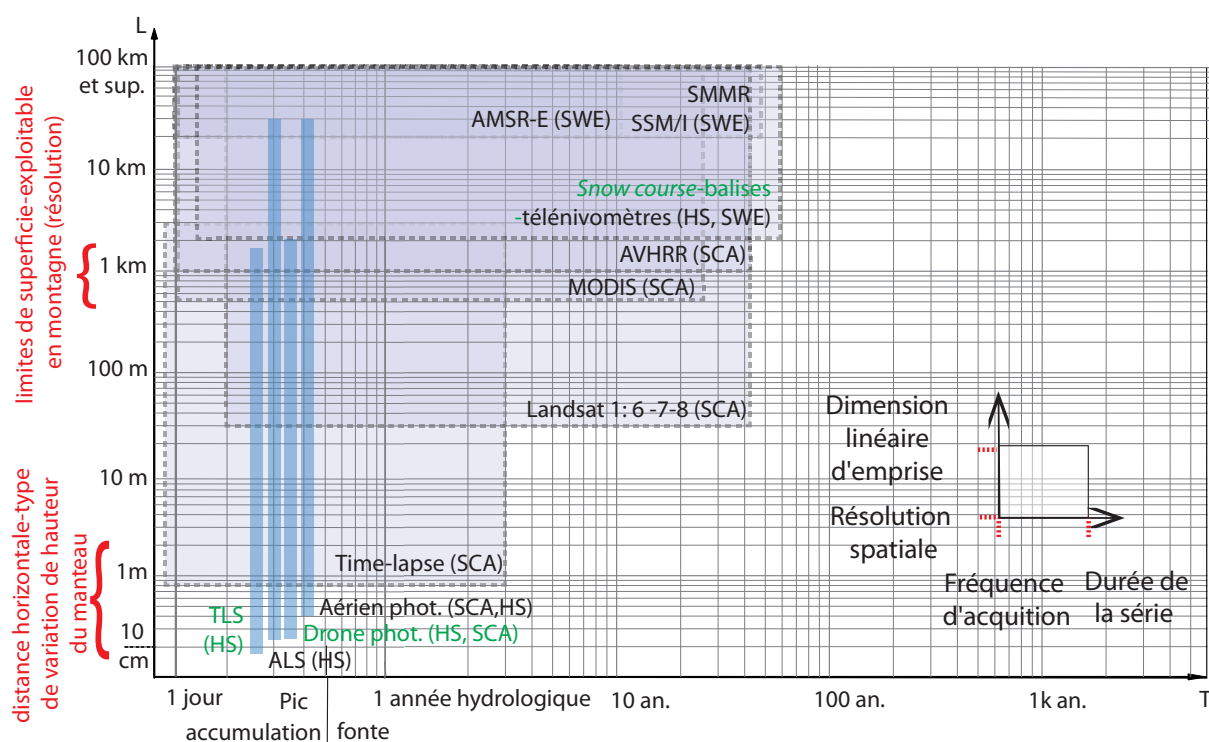


FIGURE 3.2 – Vue d'ensemble des techniques d'observation du manteau neigeux considérées selon leurs caractéristiques spatiales et temporelles. Les intervalles selon l'axe des ordonnées prennent en compte le contexte de la mesure en montagne. Les métriques associées sont indiquées entre parenthèses (SCA, HS, SWE). En vert, les données nécessitant la présence d'un opérateur in situ. L'abréviation phot. désigne la photogrammétrie. Au delà des résolutions des satellites type MODIS, on rentre dans le domaine des mesures ponctuelles ou dans des niveaux de l'observation satellite incompatibles avec l'observation des zones montagneuses même à une échelle régionale.

Métrique	Méthode	Technique	Précision-type	Intervalle de mesures
Variation de longueur $\Delta L$	Photographies, cartes...	Reconstruction	10 m	annuel à séculaire
	Terrain	Mesures in situ	submétrique	annuelle
	Télédétection	Photogrammétrie	métrique	annuelle
Variation de surface $\Delta S$	Cartes	Cartographie	5 % surface	décennal
	Télédétection	Traitement d'images	5 % surface	sub-décennal
Variation de volume $\Delta V$	Télédétection	Profil Laser et radar	0.1 m	annuel
	"	Différence de MNE dMNE	0.5 m	décennal
Bilan de masse $B_{\text{glacier}}$	Terrain	Mesures par balises	0.2 m	saisonnier
	Télédétection	Gravimétrie (GRACE)	variable	saisonnier

TABLE 3.3 – Vue d'ensemble des méthodes utilisées pour déterminer les variations des glaciers. La variation de volume  $\Delta V$  peut être reliée à la variation de masse moyennant une hypothèse sur la densité du névé ou de la glace de surface. L'acronyme dMNE, dDEM en anglais, signifie différence de MNE. Adapté de (IPCC, 2013).

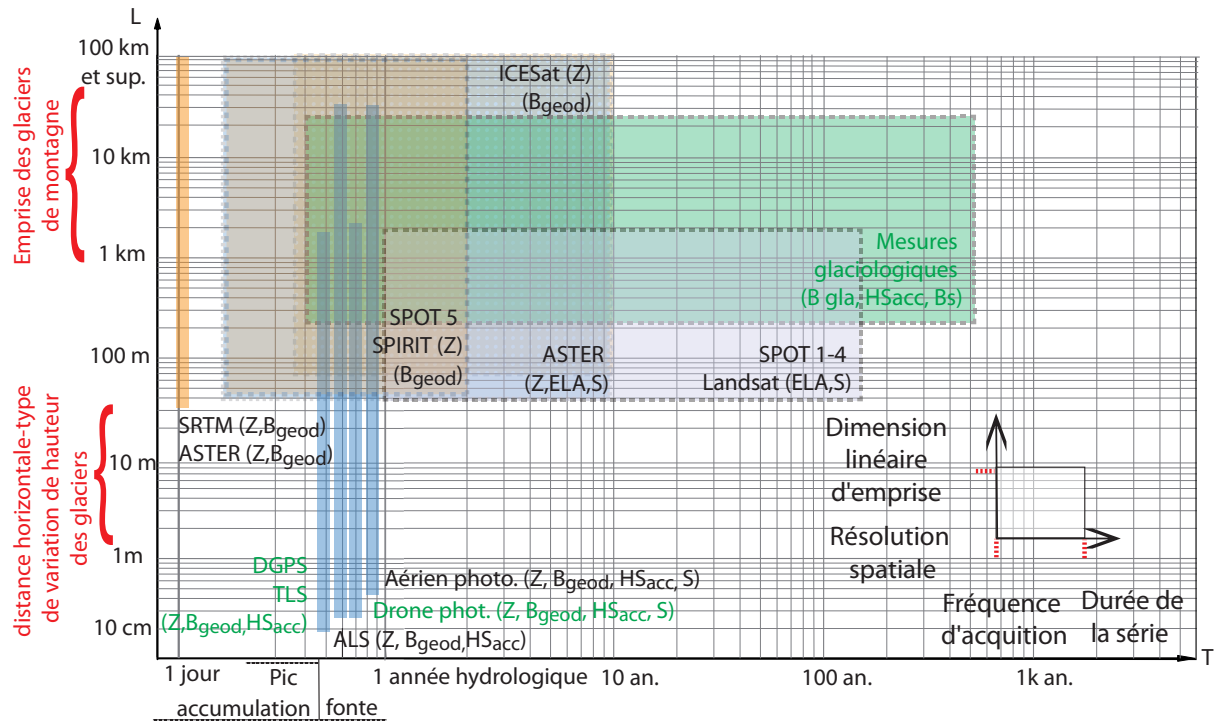


FIGURE 3.3 – Vue d’ensemble des techniques d’observation des glaciers considérées selon leurs caractéristiques spatiales et temporelles. Entre parenthèse, nous indiquons les métriques que les techniques présentées permettent de calculer. En vert, les données nécessitant la présence d’un opérateur in situ. L’abréviation phot. désigne la photogrammétrie.

(2016) ont montré que la donnée d’observation expliquait 30 % de la variance dans les Montagnes Rocheuses.

### 3.3 MODÉLISATION DE LA CRYOSPHERE

L’importance de la température de l’air dans les processus de fonte de la neige et de la glace était déjà largement connue à la fin du dix-neuvième siècle (von Hann, 1903). En l’absence d’observations directes disponibles, Finsterwalder (1887) propose de relier l’ablation sur un glacier au nombre de jours sans neige et à la température moyenne supérieure au point de gelée sur cette période. Le produit de ces deux facteurs évoque explicitement l’approche degrés-jours, très utilisée dans les bassins de montagne (Hock, 2003). Cette méthode estime la fonte du manteau neigeux par la somme des degrés par rapport à un seuil à fixer (p. ex. 0 °C). Le calcul des coefficients permettant de relier la somme des degrés (énergie de fonte) aux quantités de neige et de glace fondues demande une calibration spécifique sur une période dite d’apprentissage. Le terme d’accumulation est la somme des précipitations en dessous d’une certaine température de l’air. Les premiers travaux de modélisation du manteau neigeux, initiés dans les années 1960, vont se baser sur cette méthode. L’objectif des premiers modèles numériques du manteau neigeux est de simuler l’accumulation et la fonte des neiges pour estimer la ressource en eau. Diverses considérations techniques et conceptuelles éclairent cette orientation historique dans la modélisation : la connaissance limitée des processus radiatifs entre la neige et l’atmosphère, la difficulté d’acquérir des données autres que température et précipitation, l’absence ou la limitation de systèmes d’observations spatiaux et une informatique limitée (Brun *et al.*, 2012b).

L'introduction des équations de la physique dans les modèles s'est faite en plusieurs temps. D'abord en simulant les échanges superficiels d'énergie (p. ex. Obled, 1971), puis en simulant l'évolution temporelle des principales variables descriptives du manteau neigeux avec la prise en compte de processus internes (p. ex. Anderson, 1976), et enfin en modélisant intégralement la structure interne du manteau neigeux. Le modèle CROCUS de Météo-France appartient à cette génération et fut l'un des premiers à simuler la stratification successive du manteau neigeux (Brun *et al.*, 1992).

Le principal mode d'utilisation des modèles de manteau neigeux en contexte d'hydrologie nivale est le mode forcé. Le lien entre le modèle et le bassin versant d'étude repose sur les choix de spatialisation. Les paramètres topographiques ou l'occupation du sol du bassin versant peuvent être structurés par grandes classes (p. ex. découpage altitudinal, type de végétation) ou considérés comme des surfaces élémentaires d'une grille. Les données météorologiques de forçage du modèle doivent être spatialisées selon le même découpage. Le bilan d'énergie est résolu pour une surface élémentaire ou une combinaison de classes du domaine modélisé. Le bilan de masse est couplé avec le bilan d'énergie pour mettre à jour le SWE en chaque point après la fonte et la sublimation. On peut raffiner le modèle en considérant les transferts latéraux de neige par le vent ou les avalanches. Les modèles distribués permettent d'incorporer naturellement des données de télédétection pour mieux contraindre les simulations (calibration, validation, assimilation) (p. ex. bassin versant de Bassiès, Pyrénées, résolution 25 m, Szczypta *et al.*, 2013).

Le couplage des modèles du manteau neigeux avec les modèles numériques de prévisions atmosphériques permettent des études de large emprise dans l'estimation de la variabilité du manteau et du ruissellement ou la prévision d'avalanches. La résolution spatiale des grilles générées dépend du forçage atmosphérique et peut être kilométrique dans les régions montagneuses : (Quéno *et al.*, 2016) à 2.5 km pour une étude sur les Pyrénées, (Bellaire *et al.*, 2014) à 1 et 3 km de résolution dans les Alpes de Nouvelle-Zélande. Les modèles globaux, en revanche, ne permettent pas de représenter correctement le fort gradient hypsométrique des milieux montagneux (figure 3.4) pour modéliser les variations de la cryosphère de montagne.

La modélisation des glaciers est très généralement spécifique au site d'étude. La modification des modèles du manteau neigeux peut permettre de considérer la glace comme une couche particulière, et représenter de manière satisfaisante l'évolution d'un glacier (Gerbaux *et al.*, 2005). C'est cette approche que nous retiendrons dans la partie III (chapitre 3). L'étude de la dynamique d'un glacier nécessite de considérer un modèle qui ne soit pas unidimensionnel et qui simule l'écoulement de la glace (figure 3.5).

Les méthodes de réanalyse consistent à faire tourner un modèle de prévision météorologique en assimilant des données d'observation supplémentaires pour produire des archives d'un grand nombre de variables atmosphériques. Les périodes de réanalyses couvrent une période de plusieurs décennies sur lesquelles le réseau d'observations est estimé suffisamment dense et fiable. Les résolutions horizontales et verticales sont définies sur toute la période de réanalyse, et la résolution temporelle est au pas horaire ou de quelques heures. En couplant cette réanalyse atmosphérique avec un modèle de surface prenant en compte les surfaces enneigées, on peut ainsi produire des séries de données non observées comme la hauteur de neige, ou l'équivalent en eau de la neige. Le système d'analyse SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie) a été spécifiquement destiné à son origine à produire des forçages atmosphériques dans le contexte de l'évaluation du risque avalancheux (Durand *et al.*, 1993). Le couplage de SAFRAN avec le modèle CROCUS utilisé pour représenter les surfaces enneigées a permis de produire des données de réanalyse sur les Alpes françaises sur les période 1958–2002 (tendances sur la température de l'air et précipitations Durand *et al.*, 2009a) et 1958–2005 (tendances sur la couverture neigeuse Durand *et al.*, 2009b). Dans les

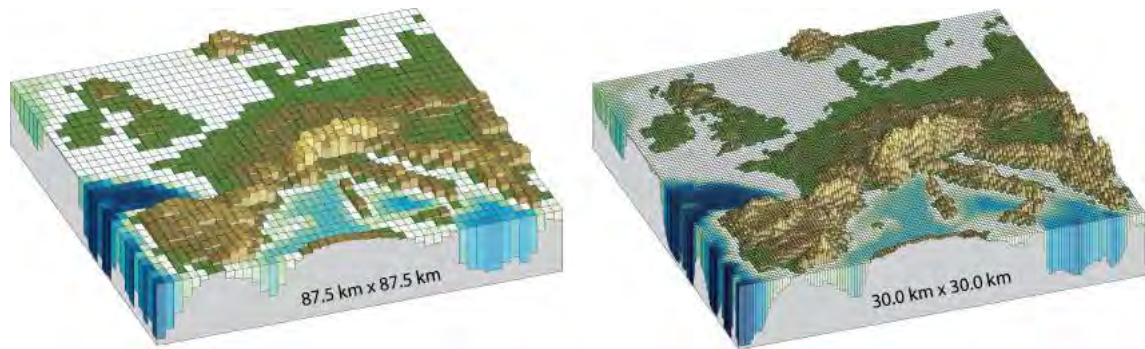


FIGURE 3.4 – Représentations de la topographie européenne dans les modèles de circulation globaux à la résolution horizontale maximale du rapport AR4 (AR : Assessment report) du GIEC (87.5 km) et à l'étude (30 km) dans le rapport AR5. Extrait du rapport AR5 du GIEC (IPCC, 2013).

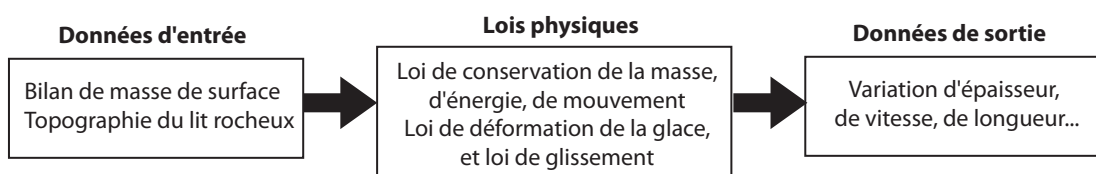


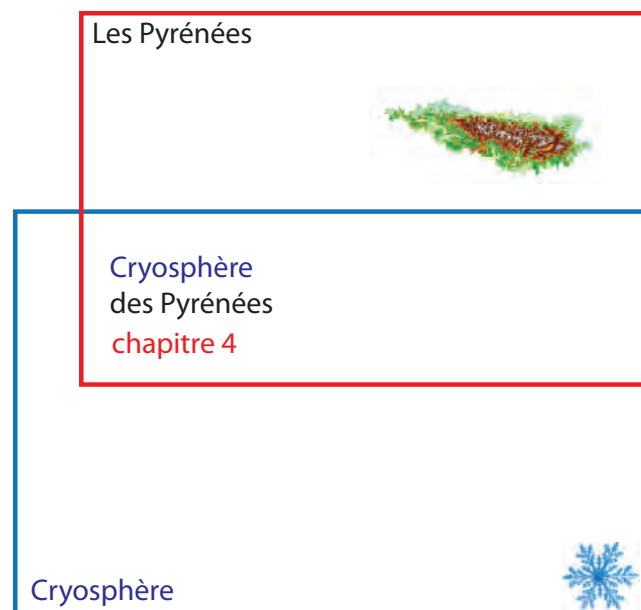
FIGURE 3.5 – Modélisation de la dynamique d'un glacier (Francou et Vincent, 2007).

Pyrénées, cette réanalyse SAFRAN-CROCUS a été effectuée sur la période 1958–2008 (Maris *et al.*, 2009).

La distribution spatiale des précipitations, qui constituent un forçage essentiel des modèles, reste faiblement résolue en regard de leur variabilité. L'absence de la prise en compte du transport par le vent peut conduire à des écarts importants avec les mesures *in situ*. Dans le but d'initialiser, de comparer, et de vérifier les sorties de modèles, la constitution de jeux de données fiables, notamment à hautes altitudes reste essentielle (Beniston *et al.*, 1997).



CRYOSPHERE DES PYRÉNÉES : DE  
L'OBSERVATION DES PYRÉNÉISTES À  
L'IMAGERIE SATELLITE  
(ARTICLE EN RÉDACTION)





*Un beau jour, deux ou trois indisciplinés, de ces gens qui ne font rien comme les autres, proie toute préparée pour les futurs Clubs Alpains, se hasardent dans ce dédale inconnu avec quelques hommes du pays. C'est Ramond qui lutte bien des années contre le Mont-Perdu et qui arrive à le vaincre, mais sans avoir le temps d'en étudier les formes et les environs. C'est M. le Marquis de Turenne, notre cher et vénéré collègue, qui va chasser le bouquetin dans les vallées méridionales du Mont-Perdu en 1844; M. de Franqueville ou M. Platon de Tchihatchef qui gravissent la Maladetta; c'est M. Ch. Packe qui étudie le premier les Monts-Maudits et le Mont-Perdu et qui publie, sans espoir d'être suivi de longtemps, vox clamantis in deserto, une carte des Pyrénées Centrales, bien incomplète, bien pleine de fautes, admirable cependant, car c'était la première qui embrassât les deux versants. Puis vient le Comte Russell, qui passe sa vie à voler de pic en pic, en vrai poète, recherchant l'intimité profonde de la nature et exprimant ses sentiments d'une façon incomparable.*

Franz Schrader

Pyrénées. Vol. II. Science et art. Editions Henri Didier, Paris, 1936.

## 4.1 LES PREMIÈRES OBSERVATIONS

« Longtemps, la montagne pyrénéenne fut regardée de la plaine, et avec crainte » (Pinet J.-M., 2011). Au début du XIX<sup>ème</sup> siècle, les vallées à basse altitude s'ouvrent au thermalisme et à la vilégiature. Seuls les bergers ou les contrebandiers arpentent la montagne sans laisser de témoignages directs de leurs ascensions. À la demande des officiers géodésiens, des bergers sont sollicités pour ériger des signaux lors de la levée de la carte d'État-Major (p.ex. signal de Montferrat en 1792). Cette cartographie militaire inclue les glaciers et l'effort de précision est remarquable (p.ex. l'altitude du Vignemale est indiquée à 3 298 m, soit l'altitude, arrondie, relevée avec un GPS différentiel) (figure 4.1). La carte d'État-Major constitue l'une des plus anciennes archives exploitables dans les travaux de reconstruction des glaciers pyrénéens (cf. partie III chapitre 2 de ce manuscrit). En dehors de ce contexte militaire, on peut néanmoins considérer que les premières études des surfaces englacées des Pyrénées commencent avec un courant identitaire et idéaliste : le pyrénéisme. Le pyrénéisme désigne une forme de pratique de l'alpinisme dans une relation inédite et passionnée aux Pyrénées. La notion de pyrénéisme, définie par Henri Béraldi au début du XX<sup>ème</sup> siècle (Béraldi, 1903), va évoluer avec les époques et les pratiques. Avant l'émergence d'autres variantes au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, Suchet (2009) distingue trois périodes : une période ancienne avec Ramond de Carbonnières (1755–1827 à Paris), un âge moyen avec Vincent de Chausenque (1782–1868 à Gontaud), et une période moderne qui démarrerait avec le comte Henri Russell (1834–1909 à Biarritz). Le trait commun dans la trajectoire du pyrénéisme reste ce prolongement de l'engagement physique par la recherche de précision dans les productions associées, sous formes de récits, illustrations, cartes ou photographies. La transcription rigoureuse des observations de terrain, la dimension résolument géographique des productions du pyrénéisme et la logique de publication permettent d'intégrer les observations historiques dans le champ de la recherche scientifique (Suchet, 2009). Ramond est probablement l'une des rares personnes de son époque à s'aventurer à la saison hivernale dans les Pyrénées pour le plaisir de l'observation (Fourcassie, 1939). Dans les années 1870, Trutat établit un protocole qui constitue très probablement la première tentative de mesures glaciologiques dans les Pyrénées sur le glacier de la

*Maladeta* (figure 4.2). Eugène Trutat, Roland Bonaparte, Denis Eydoux, Léon Maury, Franz Schrader, Ludovic Gaurier pour ne citer que quelques noms de cette époque pionnière : l'histoire erratique de la glaciologie pyrénéenne reste encore fragmentaire et abordée par peu d'auteurs<sup>1</sup>. Grove (2004) en propose une description fondée sur de nombreuses archives. L'abbé Gaurier tient sans doute une place à part si l'on considère la rigueur de son approche et l'intense travail qu'il fournit : « Il y a plus d'un quart de siècle que M. Ludovic Gaurier parcourt les Pyrénées entre l'Adour et la vallée d'Aspe. Il a mis en observation depuis 1904 les glaciers qui s'écoulent par le gave de Pau. » (Boucau, 1922). Le fondateur de la Commission Internationale des Glaciers, le suisse Alphonse Forel, est soucieux de compléter l'observation des glaciers alpins par des observations portant sur d'autres massifs soulignant « le grand intérêt de posséder des observations précises, et comparables avec celle des Alpes, dans d'autres chaînes de montagnes, spécialement dans les Pyrénées » (Forel, 1887; Grove, 2004). Après Roland Bonaparte, Ludovic Gaurier devient correspondant de cette commission durant près de deux décennies et fournit des observations méticuleuses, allant jusqu'à corriger ses prédécesseurs : « Les observations que j'ai faites en 1907, du sommet du Balaitous, puis en 1908, en traversant tout le cirque de Cristail, me font suspecter l'exactitude des informations de Wallon sur ce glacier. [...] Une fois de plus, on a dû confondre les névés avec le glacier proprement dit » (Gaurier, 1913).

L'entreprise unique et résolument moderne de la cartographie des glaciers du Vignemale<sup>2</sup> par De Larminat (1929) et Meillon et de Larminat (1933) est remarquée par différents auteurs (Plandé, 1939; Grove, 2004; Guilhot, 2005). Avant et après guerre, l'administration des Eaux et Forêts s'implique dans la cartographie des glaciers pyrénéens (Mercanton, 1956). Cette incursion dans la glaciologie conduit à de rares productions qui n'en sont pas moins très soignées (p. ex. carte du glacier du lac Tourrat au 1 : 2 500 en 1933, René, 2014). A part quelques tentatives sporadiques et de courtes durées (p. ex. le groupe d'études des glaciers des Pyrénées, Cazenave-Piarrot *et al.*, 1987), il n'y a pas de systèmes d'observations organisés avant une époque très récente.

## 4.2 LES SYSTÈMES D'OBSERVATIONS ACTUELS

La délimitation des Pyrénées entre la France et l'Espagne a été déterminée par le traité des Pyrénées signé en 1659. L'article 42 stipule que « les monts Pyrénées qui avaient anciennement divisé les Gaules des Espagnes seront aussi dorénavant la division des deux mêmes royaumes ». Dans le versant sud, la France annexe le comté de Roussillon, les pays de Vallespir, de Conflent et de Capcir et les bourgs et villages de l'est du comté de Cerdagne. Le texte indique la définition d'une frontière de manière assez évasive : « la crête des montagnes qui forment les versants des eaux ». A cet époque, le tracé n'est pas matérialisé sur le terrain, et ce n'est que deux siècles plus tard, sous le Second Empire, que la frontière terrestre sera délimitée par 602 bornes (traité de Bayonne).

La frontière pyrénéenne détermine d'une certaine manière le réseau actuel de mesures nivoglacielogiques conduites par une pluralité d'acteurs. Les thématiques d'observation sont intimement liées à la question hydro-climatique mais elles conduisent à un niveau de division institutionnelle supplémentaire : météorologie-climatologie (Météo-France, AEMET<sup>3</sup>), et ressource nivale (MAGRAMA<sup>4</sup> au travers du programme EHRIN<sup>5</sup> sur le versant espagnol (Cobos *et al.*, 2010), et EDF côté français (Perret *et al.*, 2012)).

- 
1. La deuxième partie de l'article présenté au chapitre 2 de la partie III en propose une courte évocation.
  2. La carte du glacier d'Ossoue issue de ces travaux sera exploitée dans la suite de ce manuscrit, partie III.
  3. *Agencia Estatal de Meteorología*
  4. Ministerio de Agricultura Alimentación y Medio Ambiente
  5. Evaluación de Recursos Hídricos procedentes de la Innivación

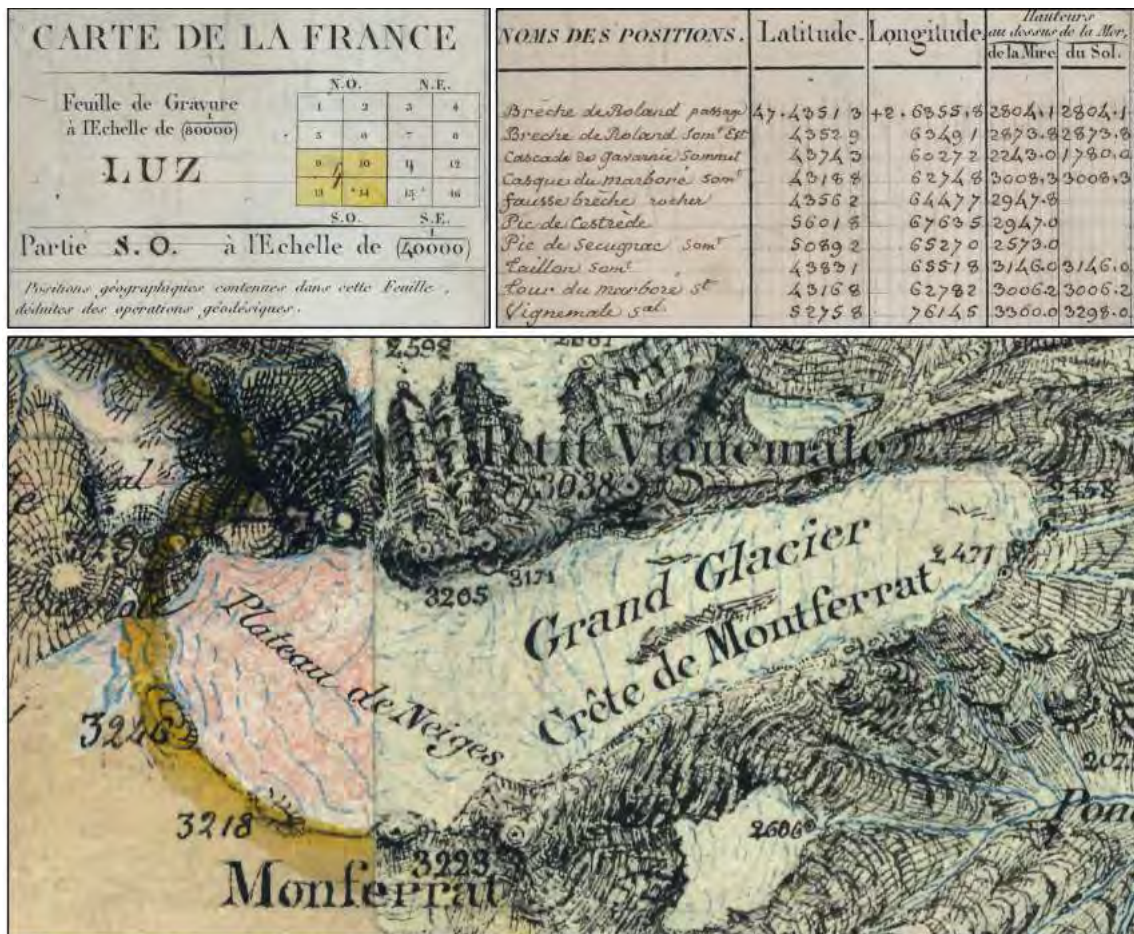


FIGURE 4.1 – Extrait de la carte d'État-Major de la région de Luz centré sur le glacier d'Ossoue (nom actuel) à l'échelle 1 : 40 000 (éditée en 1851). La projection initiale est une projection de Bonne (ellipsoïde de Plessis), et a été reprojetée en Lambert 93 par l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN).



FIGURE 4.2 – Mesures du « champs de vitesses » du glacier de la Maladeta en 1876. Ces mesures ne seront hélas pas couronnées de succès, Eugène Trutat ne retrouvant pas les piquets installés d’une année sur l’autre.

Concernant les réseaux EDF et EHRIN, on peut noter les distributions suivantes (figures 4.3 et 4.4) :

- 58 perches à neige EDF réparties entre 1 400 et 2 570 m, et 11 télénivomètres entre 1 870–2 560 m (mesures de HS et SWE).
- 106 perches à neige EHRIN réparties entre 1 155 et 2 740 m, et 11 télénivomètres entre 1 820–2 580 m.

Les séries EDF sont probablement parmi les plus anciennes de la chaîne (Duband et Lallement, 1992; Tourasse, 2014; Perret *et al.*, 2012). Le réseau de perches est cependant moins dense qu’auparavant pour deux raisons : le coût associé au personnel de terrain pour assurer des relevés réguliers, et l’automatisation des mesures au travers de la mise en place d’une douzaine de nivomètres à rayonnement cosmiques (NRC) associés à un système de télé-transmission ne nécessitant qu’une maintenance annuelle (Perret *et al.*, 2012). Dans les Pyrénées, le réseau de mesures des débits EDF est sous-dimensionné comparativement à l’observation des précipitations, ce qui peut potentiellement limiter une gestion basée sur des données d’observation de référence. Le recours aux techniques spatiales est historiquement plutôt modeste (Tourasse, 2002), et reste encore assez limité en comparaison de la prédominance accordée au réseau de mesures *in situ*.

Dans ce contexte frontalier, les approches collaboratives sont indispensables dans le développement d’une connaissance nivo-glaciologique à l’échelle du massif (Soubeyroux *et al.*, 2011; 2013). La Communauté de Travail des Pyrénées (CTP) constitue une structure de coopération transfrontalière entre l’Andorre, la France et l’Espagne<sup>6</sup>. Elle est née en 1983 sous l’impulsion du Conseil de l’Europe. En 2005, elle s’est dotée d’un *Consortio*, une entité juridique de droit espagnol, qui permet la gestion de fonds et de programmes européens. La CTP a mis en place un Observatoire Pyrénéen du Changement Climatique (OPCC) le 14 janvier 2010 (Soubeyroux *et al.*, 2011). L’OPCC vise à mieux suivre et comprendre le phénomène du changement climatique à l’échelle des Pyrénées. L’enjeu est d’en limiter les impacts et de définir des stratégies d’adaptation dans les secteurs socio-économiques et les

6. <https://ctp.org/index.php>

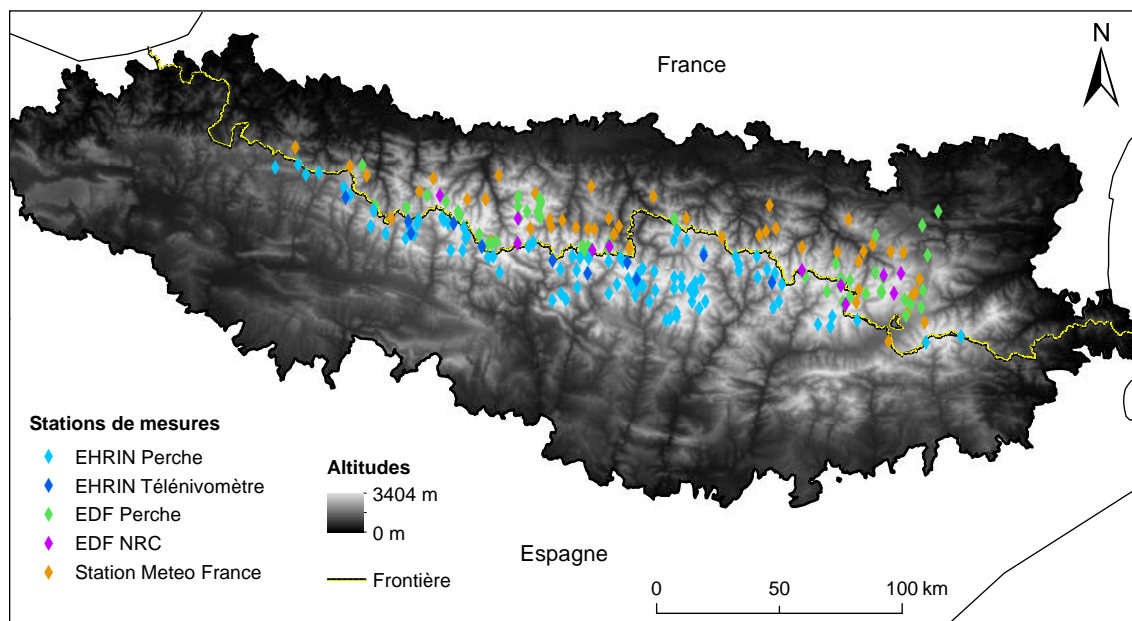


FIGURE 4.3 – Les réseaux de mesures de hauteurs de neige, équivalent en lame d'eau de la neige dans les Pyrénées françaises et espagnoles. EHRIN : Evaluación de Recursos Hídricos procedentes de la Innivación . EDF : Electricité de France. NRC : Nivomètres à Rayonnement Cosmiques.

espaces naturels identifiés comme étant les plus vulnérables<sup>7</sup>. L'OPCC a dynamisé la mutualisation des données climatologiques en soulignant l'intérêt d'approches interdisciplinaires pour construire des indicateurs nivo- et glacio-climatiques qui complètent les séries météorologiques. Un total de 75 séries sont susceptibles de dépasser 50 ans avec une ouverture de poste avant 1961 (Soubeyroux *et al.*, 2011). Les secteurs de moyenne et haute altitudes sont très peu instrumentés jusque dans les années 1990 et le développement de réseaux automatisés de type « Nivôse » orientés vers la prévision opérationnelle des risques d'avalanche. Il existe moins d'une dizaine de séries au-dessus de 1 500 m, altitude où le manteau neigeux est considéré comme persistant sur la saison hivernale (Soubeyroux *et al.*, 2011).

Les glaciers du versant français sont suivis depuis 2001 par l'association Moraine. L'héritage de cette forme passionnée de la montagne associé à une observation rigoureuse insufflée par le pyrénéisme se retrouve en quelque sorte au sein de l'Association Moraine, créée par Pierre René en 2001 (René, 2014). L'origine de l'Association Moraine s'est fondée sur un constat : l'absence d'observations d'ensemble des glaciers pyrénéens français depuis la fin des années 1980. Un travail de collecte d'archives considérable a permis de mettre en évidence la réduction marquée des glaciers pyrénéens par photo-comparaison (figure 4.5) (René, 2013). Sur le versant espagnol, le programme EHRIN a organisé un suivi régulier des glaciers. Dans le cadre de ce programme, un protocole a été mis en place depuis 1991 sur le glacier de la *Maladeta* (massif de l'*Aneto*) pour établir un bilan de masse annuel du glacier par méthode glaciologique (balises d'ablation). Les échanges entre l'association Moraine et les agents de terrain du programme EHRIN permettent d'harmoniser les protocoles de mesures et d'échanger les données relatives aux glaciers des Pyrénées.

7. <http://www.opcc-ctp.org/>



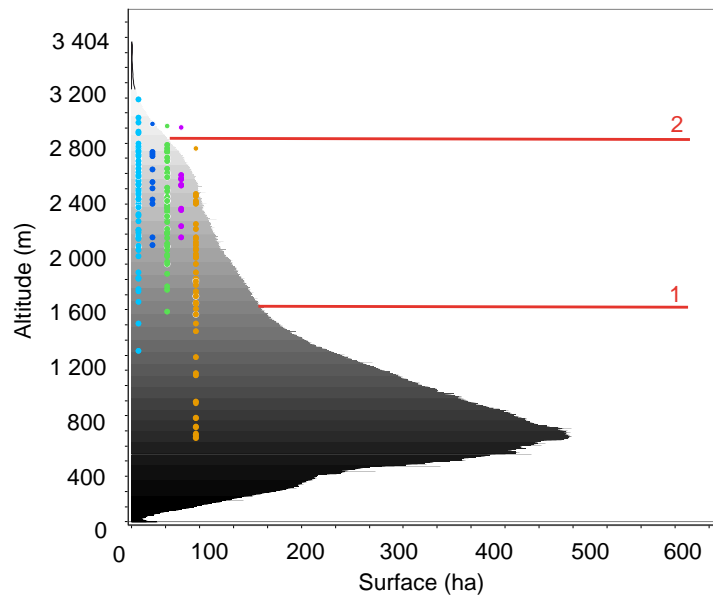


FIGURE 4.4 – *Distribution altitudinale du réseau de mesures nivologiques dans les Pyrénées françaises et espagnoles (se reporter à la figure 4.3 pour la légende des types de stations de mesures). La distribution grisée correspond à la répartition des classes d'altitude du massif des Pyrénées en fonction de leurs surfaces respectives (abscisse, en ha). La légende utilisée est la même que celle de la figure 4.3. Les lignes horizontales représentent l'isotherme 0 °C hivernal (1) et annuel (2) établis par méthode statistique.*



FIGURE 4.5 – *Photo-comparaison du glacier de Gours Blancs en 1882 (Maurice Gourdon, fond de la bibliothèque de Toulouse) et en 2011 (Gabriel Nogué) (Localisation 42.70 °N 0.48 °E, frontière entre la Haute-Garonne et les Hautes-Pyrénées). L'accès au Pic du Portillon d'Oô et des Gours Blancs s'est singulièrement compliqué, la roche étant instable sur l'approche sommitale. La fonte des glaciers peut ainsi compliquer certaines ascensions. Source : (René, 2014).*

## 4.3 GLACIERS DES PYRÉNÉES

### 4.3.1 Grandes et petites phases glaciaires

Durant le Quaternaire, les Pyrénées ont connu un englacement beaucoup plus marqué qu'au temps présent bien qu'estimé moins spectaculaire que dans les Alpes. Les limites de la glaciation du milieu du Pléistocène et du Würm ont été cartographiées à l'échelle des Pyrénées par Calvet (2004), et mises à jour par Calvet *et al.* (2011). Cette cartographie met en évidence une distribution inégale, avec une extension des surfaces englacées plus prononcée sur le versant Nord et une ligne d'équilibre vers 1 200 m–1 600 m. La dynamique d'englacement au cours du Würm a longtemps divisé les partisans d'une théorie mono-glacialiste, caractérisée par une avancée et un retrait unique (Taillefer, 1985), de ceux défendant la thèse de phases de glaciations–déglaciations successives. Les dernières approches semblent confirmer le comportement erratique et non uniforme de la glaciation würmienne pyrénéenne qui aurait été asynchrone avec le dernier maximum glaciaire observé à l'échelle globale (Calvet *et al.*, 2011). Pour Andrieu-Ponel *et al.* (1988), le début de la déglaciation würmienne dans les Pyrénées est antérieur à 38 000 ans avant l'actuel et serait virtuellement terminée pendant la phase d'aridité maximale enregistrée en Europe vers 15 000 ans avant l'actuel. Dans le cirque du Marboré, Garcia-Ruiz *et al.* (2014) datent la fin de la déglaciation vers 12 700 ans avant l'actuel.

Les fluctuations glaciaires durant l'holocène (depuis 11 500 ans) sont très mal connues jusqu'à la fin du petit âge glaciaire. L'englacement au début de l'Holocène est supposé mineur (Garcia-Ruiz *et al.*, 2014). Une avancée est datée au milieu de l'Holocène (5 000 ans avant l'actuel) dans le cirque du Marboré et l'englacement du *Monte-Perdido* semble caractérisé par une unique surface de glace englobant le cirque jusqu'au pied de la moraine « néoglaciale » encore visible en contrebas. Une phase de retrait est identifiée durant l'âge de bronze (3 400–2 500 ans av. J.-C.). La fonte associée à la phase de l'optimum climatique médiéval (OCM, vers 1 200 ans apr. J.-C.) est précédée par une petite expansion à l'« Âge Sombre » (*Dark Age Cold*, 1 400–1 200 ans apr. J.-C.).

Le petit âge glaciaire (PAG) est clairement marqué par une expansion glaciaire dans les Pyrénées. Julián et Chueca (1998) attribuent cette expansion à une diminution des températures annuelles moyennes de l'ordre de 0.9–0.95 °C. Cette valeur de température a été estimée en se fondant sur la localisation des surfaces englacées durant le PAG et en appliquant un gradient altitudinal de 0.5 °C pour 100 m calculé sur les observations météorologiques actuelles. De nombreuses masses de glace indépendantes peuvent être identifiées dans les cirques glaciaires à partir des moraines d'avancée du PAG. A partir d'indicateurs géomorphologiques, deux pulsations glaciaires sont suspectées, l'une marquée à l'articulation du XVII<sup>ème</sup> et du XVIII<sup>ème</sup> siècle, l'autre laissant des dépôts morainiques moins importants entre la fin du XVIII<sup>ème</sup> et les premières décennies du XIX<sup>ème</sup>. Les observations effectuées par Louis-François Ramond de la Carbonnières au Mont-Perdu constituent un premier témoignage de l'état des glaciers à la fin du XVIII<sup>ème</sup> siècle (Ramond et de Carbonnières, 1801).

### 4.3.2 Les glaciers depuis la fin du petit âge glaciaire

Un environnement glaciaire de haute-montagne existe encore dans les Pyrénées (Gonzalez Trueba *et al.*, 2008). Les glaciers pyrénéens présentent aujourd'hui des superficies réduites ( $< 1 \text{ km}^2$ ) et une surface cumulée proche de  $3 \text{ km}^2$  (Chueca et Julian, 2004; René, 2014). Les travaux de reconstruction sont assez rares, probablement à cause de la faiblesse du corpus d'archives (figure 4.6). Une recension, plutôt orientée sur le versant espagnol, est donnée par Chueca *et al.* (2004). Les reconstructions les plus notables permettent de connaître l'évolution de trois glaciers pyrénéens au cours du XX<sup>ème</sup> ou jusqu'au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle : glacier du Taillon (Gellatly *et al.*, 1994), glacier de Coronas (Chueca

*et al.*, 2003), glacier de la Maladeta depuis 1850 (Chueca *et al.*, 2007), et glacier de la Maladeta, période 1983–2007 (Chueca *et al.*, 2007). Ces reconstructions confirment un retrait important des glaciers, avec néanmoins quelques phases de stabilisation, notamment dans les années 1960 et 1970.

## 4.4 FORMES PÉRIGLACIAIRES ET GLACIERS ROCHEUX

Le retrait des glaciers pyrénéens peut favoriser la constitution de formes périglaciaires (Feuillet et Mercier, 2012). Une quinzaine de glaciers rocheux, et plus d’une centaine de vestiges de glaciers rocheux ainsi que des formes périglaciaires ont été observées et parfois étudiées (Sanjosé, 2014; Feuillet, 2010). L’altitude limite d’observation se situe généralement au-dessus de 2 300 m (Feuillet, 2010).

## 4.5 MANTEAU NEIGEUX DES PYRÉNÉES

### 4.5.1 Observations sur le XX<sup>ème</sup> siècle

Plandé (1939) est l’un des premiers à mettre en évidence le manque de connaissance sur le manteau neigeux et les glaciers des Pyrénées. Il fait état des observations de l’époque : réseau de mesures de l’enneigement, moyennes observées et interactions climatiques (influence des fronts de précipitations issus de la façade atlantique). Il rappelle également le rôle précurseur de Franz Schrader au travers de ses écrits et productions picturales, et revient sur les motivations premières associées à la houille blanche dans la connaissance du manteau neigeux. Sa comparaison entre les quantités de neige qui tombent dans les Pyrénées et les Alpes ont le mérite de susciter le débat. Si pour Plandé (1939) : « Les Pyrénées ariégeoises et garonnaises reçoivent à la même altitude et surtout entre 1 000 et 1 500 mètres plus de neige que les Alpes du Nord », Blanchard (1940) estime pour sa part que « La primauté nivale de la partie septentrionale des Alpes françaises [lui] paraît incontestable ».

L’une des premières études scientifiques du manteau neigeux des Pyrénées a été menée par Suzlée (1949)<sup>8</sup>. Il s’agit alors d’étudier les propriétés mécaniques du manteau neigeux dans le cadre de travaux de protection de la ville de Barrèges contre les avalanches (Hautes-Pyrénées). Au cours de son histoire, cette ville a été exposée à des avalanches particulièrement destructrices, et parfois même meurtrières (Lanusse, 1988). Les travaux de Suzlée (1949) portent sur la résistance mécanique de la neige, avec des mesures par sonde à battage.

Le manteau neigeux représente de loin la composante cryosphérique la plus étendue du massif pyrénéen. L’enjeu en terme de ressource en eau ne porte que sur cette composante dans les Pyrénées. Durand (1961) a recensé les moyens d’observation disponibles pour estimer l’influence des glaciers sur les cours d’eau pyrénéens. Son constat met en évidence la faiblesse du réseau de mesures limnigraphiques de l’époque pour estimer la part de ruissellement d’origine glaciaire.

### 4.5.2 Études récentes

Les études récentes abordent différents aspects de la nivologie et illustrent l’affirmation de la problématique hydro-climatique dans les Pyrénées : tendances climatiques dans les séries de hauteurs de neige (p. ex. López-Moreno, 2005), sensibilité du manteau neigeux aux schémas de précipitation et de température (Morán-Tejeda *et al.*, 2012), variabilité spatiale de la hauteur de neige et de

---

8. Charles Suzlée était alors inspecteur-adjoint des Eaux et Forêts à Pau.



## Approche massif

Serrat-Ventura, 1988 (inventaire-massif)  
Ehrin, 1995 (versant--espagnols)

Grove, 2004 (archives)  
René, 2014 (Observatoire Moraine)

Pison 1992 (versant espagnol)  
Chueca 2009 (versant espagnol)  
Gonzalez Trueba 2008 (PAG et présent)

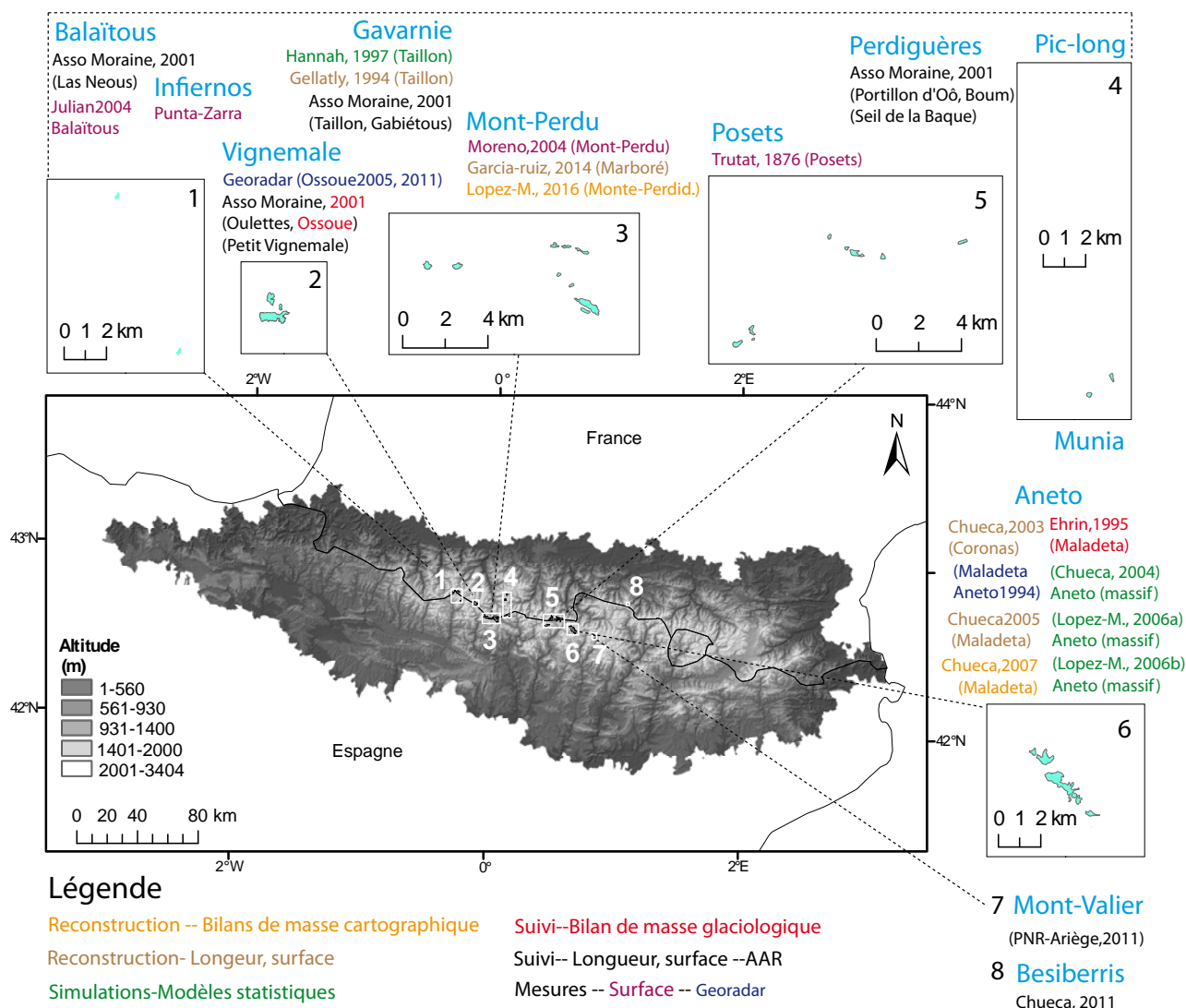


FIGURE 4.6 – Études et suivis des glaciers pyrénéens recensés dans la littérature. En bleu clair est indiqué le nom des massifs. On peut noter le nombre élevé de travaux effectués sur le massif de l'Aneto en comparaison des autres massifs, et l'absence ou quasi-absence d'études dans d'autres massifs. De nombreux glaciers pyrénéens ont très probablement disparu sans avoir été véritablement observés.

l'équivalent en lame d'eau (p. ex. Fassnacht et Heun, 2010; López-Moreno et Alvera, 2010; López-Moreno *et al.*, 2013), influence de l'accumulation neigeuse sur le ruissellement (López-Moreno et García-Ruiz, 2004), variabilité de la hauteur de neige à l'échelle métrique et décimétrique et stratégies de mesure (*plot*) (López-Moreno *et al.*, 2011a), et interpolation des hauteurs de neige (López-Moreno et Nogués-Bravo, 2006; López-Moreno *et al.*, 2010; López-Moreno et Alvera, 2010) .

On peut noter le nombre plus important d'études menées sur le versant espagnol (figure 4.7). Ceci peut être dû à une problématique sociétale plus marquée autour de la question de la ressource en eau (bassin de l'Ebre) et à un investissement financier plus important, ou à la mise à disposition de jeu de données d'observations par les acteurs institutionnels (séries de hauteurs de neige du réseau de perches Ehrin débutant en 1985).

L'emploi de techniques de télédétection dans le suivi et la compréhension du manteau neigeux commence à s'affirmer dans les Pyrénées. Au travers de l'utilisation du Lidar terrestre (TLS)<sup>9</sup> dans le bassin versant d'*Izas* (Pyrénées centrales espagnoles), Revuelto *et al.* (2014) ont mis en évidence l'influence relative des différents paramètres topographiques sur la distribution spatiale de la hauteur de neige. Dans le *vall de Núria*, Moreno-Banos *et al.* (2009) ont pu calculer une estimation du volume du manteau neigeux sur une large emprise (38 km<sup>2</sup>) validée par un modèle de distribution du manteau neigeux (écart entre les valeurs inférieur à 1.4 %). Gascoin *et al.* (2015) ont exploité les données du produit neige issues du capteur MODIS à 500 m de résolution pour cartographier la superficie enneigée à l'échelle du massif sur 2000–2013. Le produit MODIS a pu être validé à partir de données *in situ* et d'images Landsat à haute résolution (30 m). La superficie du manteau neigeux pyrénéen (SCA) a pu ainsi être mesurée pour la période 2001–2013, ainsi que la durée moyenne d'enneigement mensualisée (figure 4.8). Sur le mois de janvier, la moyenne est d'environ 20 000 km<sup>2</sup>. La neige est présente au moins 50 % du temps au-dessus de 1 600 m entre décembre et avril, soit la période favorable à l'accumulation (Gascoin *et al.*, 2015). Cette étude permet d'aborder la problématique hydro-climatique à l'échelle du massif avec un niveau de détection de neige au sol très sensible (seuil de détection d'un pixel enneigée : hauteur (HS) entre 0.1 et 0.12 m, seuil lame d'eau équivalente 0.02–0.06 m eau eq.). Ce haut niveau de détection est associé à une haute fréquence d'acquisition (quotidienne ou hebdomadaire selon le produit d'images retenu) permettant de définir avec précision la durée d'enneigement. Cependant, la série climatique est en construction (début de série : 2000), et l'exploitation en contexte hydrologique doit être faite avec attention (Gascoin *et al.*, 2015). Les données MODIS ont pu être assimilées dans un modèle hydrologique pour estimer la ressource en eau associée au bassin de la Garonne (Martin *et al.*, 2016).

### 4.5.3 Apports des modèles

Selon les projections de modèles climatiques régionaux, l'épaisseur et la durée du manteau neigeux pyrénéen devraient décliner au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle (López-Moreno *et al.*, 2009a). La plupart des changements devraient avoir lieu entre 1 500 m et 2 000 m. À ces altitudes, on devrait observer une augmentation de la température de l'air qui devrait diminuer la fraction des précipitations solides, ainsi qu'un changement dans le mode d'occupation des sols (Vacquié *et al.*, 2015). L'évolution des modes d'occupation des sols a été prise en compte par Szczypta *et al.* (2015) dans le cas du bassin versant de Bassiès (Ariège) conjointement aux effets du changement climatique pour en évaluer l'impact sur le manteau neigeux. Les projections du modèle indiquent une diminution de la hauteur du manteau neigeux sous l'effet des deux influences. L'enforestement modère l'effet du climat sur la durée de fonte (ombrage) en dépit d'une augmentation de l'albédo (débris végétaux). Les changements

---

9. *Terrestrial Laser Scanner*

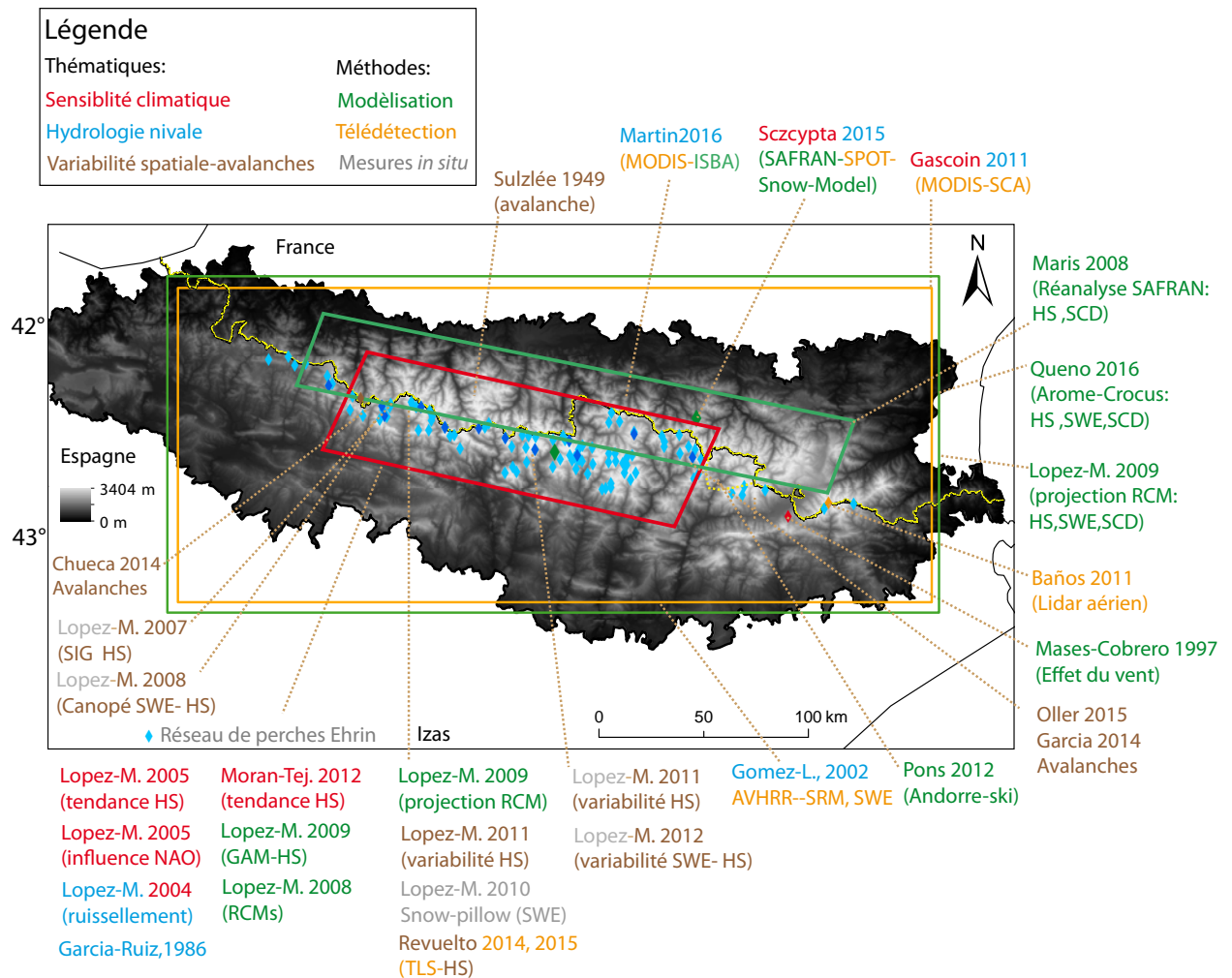


FIGURE 4.7 – Études nivo-climatiques recensées sur le massif des Pyrénées : sensibilité climatique (tendances sur les hauteurs de neige, durée d'enneigement), hydrologie nivale (mesures de l'étendue du manteau neigeux et la hauteur de neige), variabilité spatiale et avalanche. Les études s'appuyant sur les techniques de télédétection sont recensées en orange, les études s'appuyant sur un modèle en vert, et celles sur des mesures *in situ* en gris. Si ce recensement est loin d'être exhaustif, son barycentre plutôt localisé sur le versant espagnol semble assez réaliste.

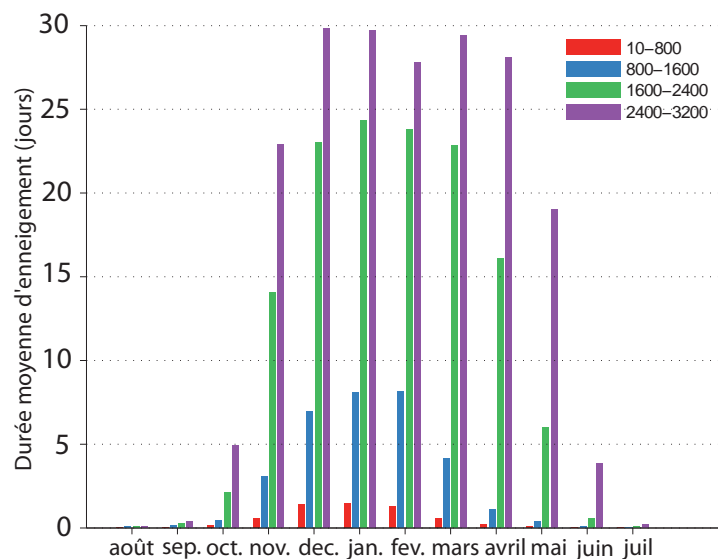


FIGURE 4.8 – *Durée moyenne de l’enneigement dans les Pyrénées sur la période 2000–2013 calculée à partir de données du capteur MODIS. Les durées sont données par classes d’altitude. La répartition des surfaces de la zone d’emprise est définie selon les bandes d’altitude avec 53 % entre 10–800 m, 31 % entre 800–1 600 m, 13 % entre 1 600–2 400 m, et 2.5 % entre 2 400–3 200 m. Seulement 4 pixels représentent les altitudes au-dessus de 3 200 m. Source (Gascoïn et al., 2015).*

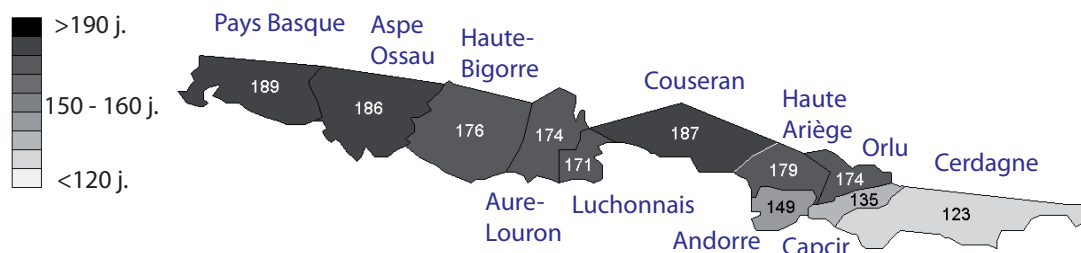
les plus importants sont attendus dans l’intervalle d’altitude 1500–2000 m qui conjugue l’effet des températures sur la phase des précipitations et les changements effectifs d’occupation du sol. Cet effet n’influerait cependant pas de manière significative sur le ruissellement puisque les plus fortes valeurs d’accumulation sont situées au-dessus de cet intervalle d’altitude.

Les travaux de réanalyses effectués avec la chaîne de modélisation SAFRAN–Crocus sur la période 1958–2008 permettent de compenser les manques d’observations directes sur le manteau neigeux (Maris *et al.*, 2009). Les métriques « hauteur de neige » et « durée d’enneigement » ont pu être calculées sur l’ensemble du massif (figure 4.9). On note le fort contraste entre la partie Ouest et la partie Est de la chaîne. Les températures sont plus froides et les précipitations plus abondantes à l’Ouest. Ces précipitations sont principalement apportées par les dépressions qui se creusent sur l’Atlantique Nord. En termes de tendance, la durée de la couverture de la neige au sol SCD a décliné à toutes les altitudes depuis 1958 (Maris *et al.*, 2009).

## 4.6 ASPECTS SOCIO-ÉCONOMIQUES

L’hydro-électricité a été l’élément d’attraction d’une industrie lourde qui se reconvertit aujourd’hui vers des secteurs de pointe comme les aciers spéciaux ou l’aérospatial. Le tourisme est la première source économique de nombreuses vallées pyrénéennes. Le tourisme hivernal a pris une place qui ne semblait pas si évidente à ses origines : « Jusqu’à ces dernières années, les gens sensés estimaient, aux Pyrénées comme ailleurs, que la montagne, en hiver, n’offre que danger sans plaisir. [...] Quel peut-être l’avenir de ce développement ? Ce serait une exagération grave de croire que ces saisons d’hiver arriveront jamais à égaler les saisons d’été. » (Fourcassie, 1939). Depuis l’investissement massif dans les infrastructures en lien avec l’activité ski est venu démentir ce postulat fondé sur la difficulté d’approvisionnement et d’accès aux stations de montagne. La trentaine de stations de ski

Moyenne annuelle sur 1958–2008  
du nombre de jours de présence de neige au sol



Moyenne annuelle sur 1958–2008  
du maximum de hauteur de neige (à 1800 m)

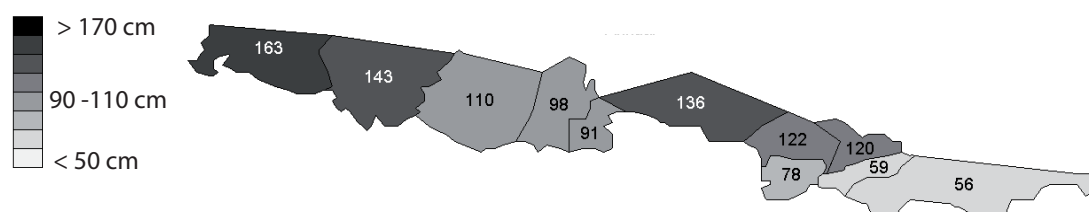


FIGURE 4.9 – Cartes de réanalyse SAFRAN–CROCUS. Le découpage en massif ne concerne ici que le versant français. La surface du modèle est située à 1 800 m Source : (Maris et al., 2009)

des Pyrénées représentent environ 10 % de l’offre nationale avec 4 à 6 millions de journées–skieurs par an. Les stations sont spécialisées en grande partie dans le ski alpin, avec une dépendance forte aux conditions d’enneigement. Ces stations se répartissent sur 6 départements : Pyrénées Orientales (10), Aude (1), Ariège (9), Haute Garonne (4), Hautes–Pyrénées (12), Pyrénées Atlantiques (6). Les deux plus grandes stations sont La Mongie et St Lary Soulan avec des domaines skiables d’une centaine de kilomètres environ. Ces stations ne présentent pas toutes des modes de gestion optimisés (Botti *et al.*, 2012). Pons *et al.* (2015) ont étudié la vulnérabilité des stations de ski dans le cadre d’un scénario de changement climatique modéré (+2°C). L’étude met en évidence une réduction de la saison de ski, en particulier aux altitudes moyennes. La forme de robustesse qui accompagne l’investissement dans la neige de culture ne peut constituer une réponse adaptée à l’ensemble des stations de ski des Pyrénées. Pour certaines stations, cet enneigement artificiel resterait insuffisant pour compenser la diminution du manteau neigeux.

En comparant la perception du changement climatique dans deux milieux touristiques, Pyrénées catalanes et côte méditerranéenne, March *et al.* (2013) ont mis en évidence une perception accrue et un degré d’implication plus élevé chez les touristes privilégiant un tourisme lié aux activités de montagne dans les Pyrénées. Cette meilleure prise en compte des effets potentiels du changement climatique chez les touristes fréquentant les Pyrénées laisse suggérer que des mesures d’adaptation venant modifier l’offre touristique (p. ex. fermeture de stations de ski et offre de randonnées hivernales) pourraient être admises et assimilées rapidement dans la pratique touristique.

## 4.7 ASPECTS ENVIRONNEMENTAUX

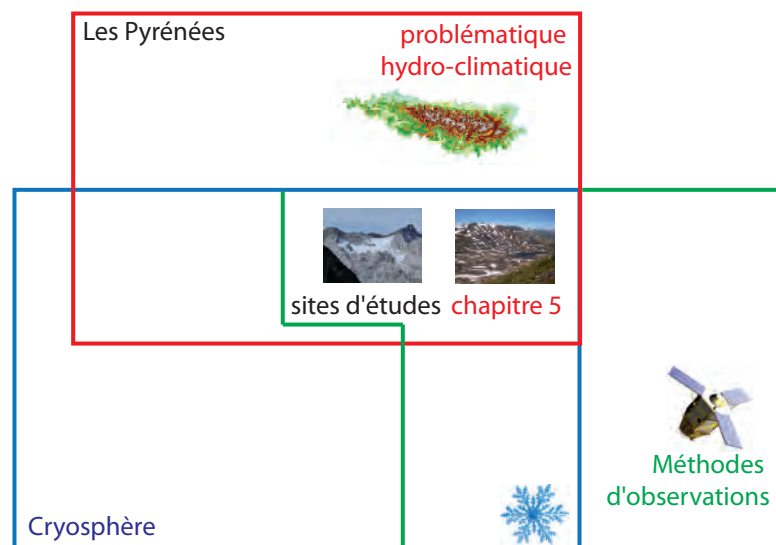
Le manteau neigeux conditionne l’équilibre et le développement de nombreuses espèces végétales (Jones, 2010). Le lien entre cryosphère et diversité végétale a conduit à un faible nombre de publications dans les Pyrénées. Les communautés végétales alpines *salix herbacea* observées dans les

combes à neige seraient potentiellement des marqueurs sensibles du changement climatique. Elles font l'objet d'un suivi régulier dans le cadre d'un programme mis en place par l'OPCC en partenariat avec le Conservatoire Botanique National des Pyrénées. Domènech *et al.* (2014) ont étudié les facteurs spécifiques aux sites des combes à neige. Ces facteurs locaux seraient susceptibles d'influer sur le stade phénologique et sur la diversité des variétés végétales en réponse aux changements de température et de dynamique de fonte. L'influence des eaux de ruissellement d'origine glaciaire sur la diversité végétale a été étudiée par Finn *et al.* (2013) et Brown *et al.* (2007). Ces deux études ont mis en évidence une baisse possible de la biodiversité inter-sites (biodiversité de type  $\beta$ ) et une augmentation de la diversité spécifique au site (biodiversité  $\alpha$ ) avec la diminution ou la disparition de l'eau de fonte des glaciers pyrénéens.



# MÉTHODES, MÉTRIQUES ET SITES D'ÉTUDES RETENUS

# 5





## 5.1 MÉTRIQUES ET MÉTHODES

### 5.1.1 Information recherchée : vision ponctuelle

Au cours de notre présentation des méthodes d’observations associées au manteau neigeux et au glacier, nous avons introduit deux métriques qui s’avèrent être particulièrement importantes dans le traitement de la problématique hydro-climatique associée aux environnements de montagne :

- le bilan de masse d’un glacier  $B_{glacier}$  (figure 5.1).
- l’équivalent en eau du manteau neigeux ou lame d’eau équivalente (SWE) (figure 5.2),

Nous donnons ici une vision ponctuelle de la métrique idéale finale (variations de masse), de la métrique idéale intermédiaire recherchée (variations de hauteur), et de la mesure effectuée (figures 5.1 et 5.2). Nous considérons un site pour chaque métrique : un bassin versant à régime exclusivement nival, et un glacier.

Nous ne mesurons pas directement les variations de masse : c’est notre signal idéal. Nous cherchons à estimer les variations de hauteur (métrique idéale recherchée). Notre démarche consiste donc à estimer l’altitude ( $Z$ ) à la surface du glacier et du manteau neigeux à une date clef. Chacune des métriques présente une haute variabilité temporelle, et nous considérons un unique cycle hydrologique pour chaque mesure de l’altitude ( $Z$ ) : à la fin du cycle hydrologique 2013–2014 pour déterminer l’altitude du glacier, et à la fin de la période d’accumulation 2014–2015 (précipitations solides) pour déterminer l’altitude de la surface du manteau neigeux. En calculant ces altitudes à une autre date clef, nous avons une estimation  $\Delta Z$  de la métrique idéale recherchée : hauteur de neige accumulée HS (cas du bassin versant à régime exclusivement nival), et variation de la hauteur de glace et de névé ou de glace exclusivement (cas du glacier).

### 5.1.2 Démarche retenue : approche spatialisée

Dans notre étude, nous privilégions une approche spatialisée pour établir des bilans quantitatifs qui prennent en compte la haute variabilité spatiale de ces métriques. Nous considérons donc des surfaces d’altitude, et non plus des points. La photo-interprétation des surfaces, contour du glacier et contours délimitant le manteau neigeux, permet de déduire les volumes à partir des hauteurs. Les variations de masse (signal idéal) se calculent à partir des variations de volume moyennant une hypothèse sur la densité (p. ex. 0.9 pour la glace). Nous présentons dans la section suivante le cadre méthodologique et technique.

La partie II de notre démarche consiste à mettre en place des méthodes d’estimation des variations de surface et de volume du manteau neigeux et des glaciers des Pyrénées. L’observation des modifications physiques et environnementales qui se produisent dans un espace donné peut s’appuyer sur différents cadres d’analyse. L’information géographique numérique exploite les capacités d’observations des images satellite ou aériennes et les capacités analytiques des systèmes d’information géographique SIG. Les outils SIG et les modes de représentations associés, raster et vecteur, permettent de compléter, d’objectiver, et de systématiser les approches paysagistes qualitatives à différentes échelles et à différents pas de temps (Joliveau, 2003).

Dans notre approche de suivi, nous voulons estimer les métriques suivantes :

- l’altitude  $Z_{glacier}$  de la surface d’un glacier à la fin de son cycle hydrologique. En considérant un intervalle de temps suffisant, cette mesure répétée permet de calculer une estimation du bilan de masse volumique  $B_{geod}$  du glacier.
- l’altitude  $Z_{hiver}$  de la surface du manteau neigeux d’un bassin versant et l’altitude  $Z_{été}$  de son

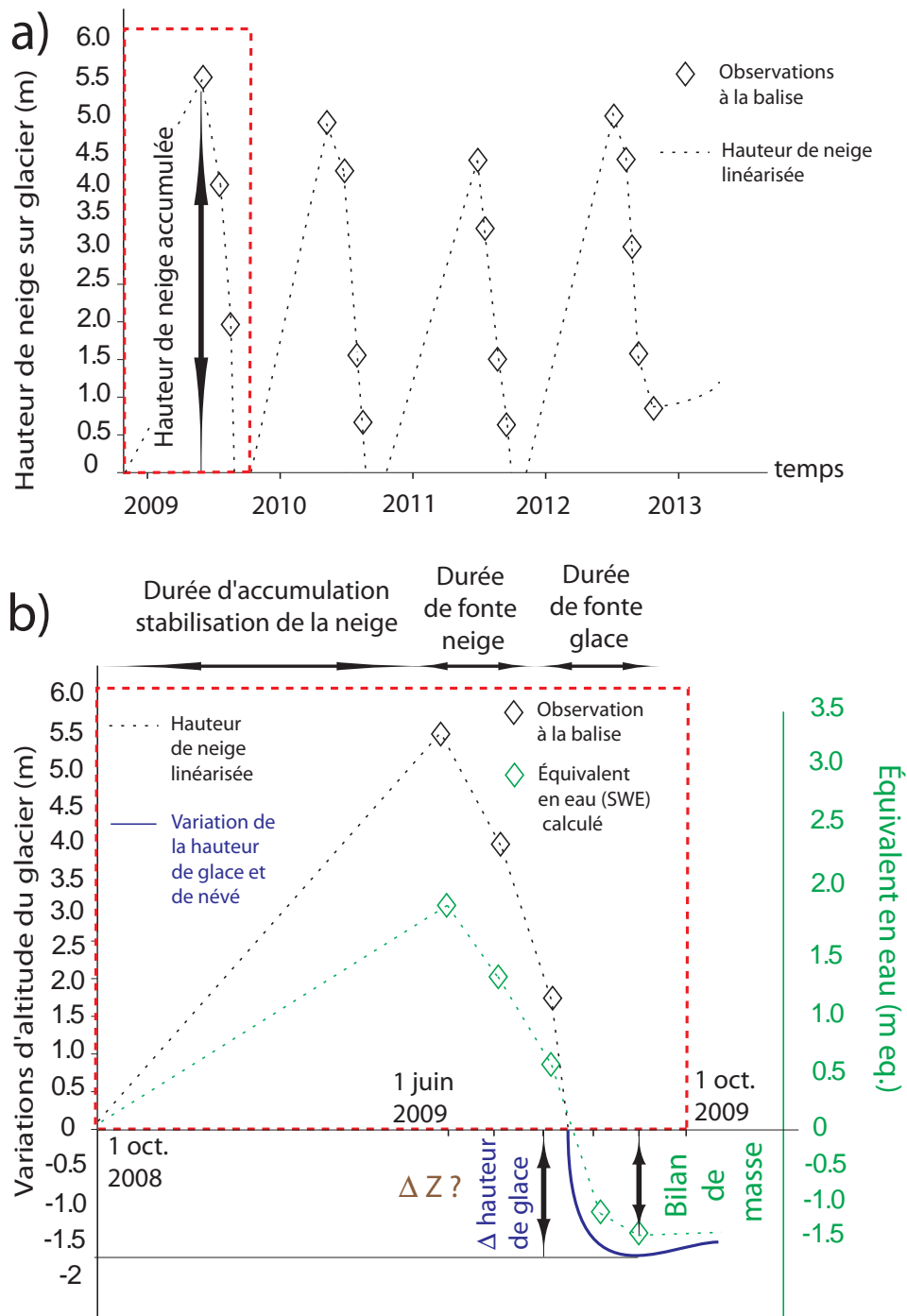


FIGURE 5.1 – Vision illustrative de la métrique idéale finale (en vert), de la métrique idéale recherchée (en bleu foncé), et de la métrique mesurée (en marron) en considérant un point du glacier et le cas d'une ablation à la fin du cycle hydrologique. a) variations inter-annuelles de la hauteur de neige mesurée par l'Association Moraine à la balise dite n°1 du glacier d'Ossoue (47.52 °O, 2.76 °N, 3 136 m). b) variations intra-annuelles extraites de la série précédente (cadre rouge en pointillé). On peut noter la disparition du manteau, et la fonte de la glace. La différence de densité entre la glace ( $\rho_{\text{glace}} = 0.9$  et du névé  $\rho_{\text{névé}} = 0.55$  d'accumulation oblige à considérer une échelle différente selon le signe de la variation en lame d'eau équivalente. Source des données : Association Moraine.

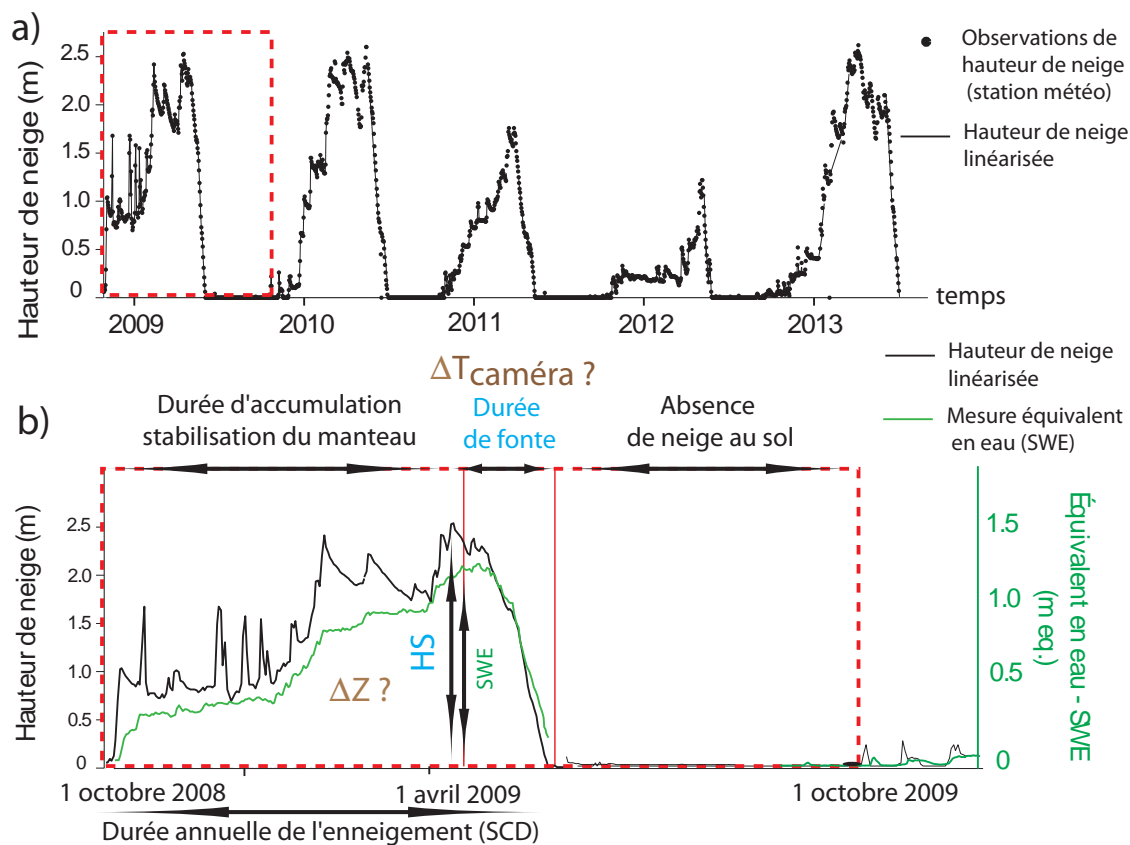


FIGURE 5.2 – Vision illustrative de la métrique idéale finale (en vert), de la métrique idéale recherchée (en bleu foncé), et de la métrique mesurée (en marron) pour un point du bassin versant. a) variations inter-annuelles de la hauteur de neige mesurée au télémètre de la station d’Ordiceta dans les Pyrénées espagnoles ( $0.28^{\circ}E$   $42.67^{\circ}N$ , 2 380 m). b) variation intra-annuelle extraite de la série précédente (cadre rouge en pointillé). On peut noter les rapides compactations, ou érosion, du manteau neigeux après les chutes de neige. Source des données : (Gascoin et al., 2015).

substratum (*i.e.* sans neige). La différence de ces deux surfaces d’altitudes permet de calculer une estimation de la hauteur de neige HS (volume) du manteau neigeux.

- la surface enneigée (SCA) d’un bassin versant à un pas de temps journalier, ou infra-journalier. La période de suivi doit permettre de détecter le premier jour d’enneigement et le dernier jour de fonte (SCD).

La quantification des métriques retenues s’appuie sur la transcription du paysage sous sa forme numérique (Laffly, 2009). Les sources de cette restitution sont très variables mais nécessitent de pouvoir localiser la donnée et de définir le mode de représentation associé. Les données peuvent être de nature endogènes (*in situ*), comme des levés topographiques par receveur du *Global Positioning System* (GPS), ou exogènes (informations couvrantes) comme les images satellite. Les surfaces des objets hydrographiques glaciers et manteau neigeux sont représentées par des vecteurs de type polygone.

Le relief est classiquement décrit dans les SIG au moyen d’un Modèle Numérique d’Élévation<sup>1</sup> (MNE). Les MNE sont une représentation numérique spatialisée de l’altitude (Puech *et al.*, 2009). L’information d’altitude est associée à chaque cellule de la maille du MNE, ce qui donne une surface d’altitudes. La finesse du rendu dépend de la résolution spatiale des cellules et de la variabilité topographique de la zone cartographiée (figure 5.3). Une méthode pour générer cette information d’élévation est d’exploiter des couples d’images stéréoscopiques en combinant des techniques photogrammétriques et des méthodes de corrélation d’image. Les variations de volume, comme l’estimation des volumes de neige dans la partie II, sont obtenues par soustraction des MNE pour calculer des surfaces de différences (dMNE ou *dDEM*). L’appel à des outils géostatistiques permet de produire des métriques intermédiaires ou finales. Les représentations vectorielles permettent de calculer les surfaces associées aux différents contours des glaciers et du manteau neigeux.

Dans notre approche de reconstruction des glaciers, partie III, nous conservons ce cadre méthodologique et exploitons une partie des méthodes mises en place. Nous ajoutons des données exogènes (images aériennes historiques) et endogènes (mesures de terrain) supplémentaires dans la base de données spatialisées des glaciers des Pyrénées (chapitre 1 et 2). Dans le cadre du travail de modélisation du glacier, notre démarche consiste à spatialiser les sorties du modèle de Météo-France pour les comparer à nos données glaciologiques et cartographiques (chapitre 3).

## 5.2 SITES D’ÉTUDES

L’étude du manteau neigeux et des glaciers dans les Pyrénées nous conduit à définir un site d’étude pour chaque composante étudiée (figure 5.4). Les glaciers des Pyrénées sont situés à des altitudes élevées par rapport au reste de la chaîne (altitude moyenne des fronts : 2 700 m). L’isotherme annuel est estimé à 2 900 m (Chueca *et al.*, 2003). Nous n’avons recensé qu’une seule série de mesures de hauteurs de neige au-dessus de 2 700 m (perche à neige située à *Mulleres*, 1.38°E 42.62°N 2 736 m, réseau EHRIN). Les glaciers « se chargent » de collecter les précipitations et leur suivi permet d’avoir une idée de l’enneigement si la fonte est estimée. Certains sites glaciaires ne sont cependant pas représentatifs (paroi de collecte d’avalanche). Le glacier d’Ossoue est le plus grand glacier des Pyrénées françaises (0.45 km<sup>2</sup>), et présente un intervalle d’altitude de 2 750 m à 3 210 m. Il est associé à l’une des plus riches archives documentaires de la chaîne. Son accès comporte peu

---

1. ce terme a l’avantage d’être proche du terme anglo-saxon *Digital Elevation Model* DEM, et se distingue du MNT Modèle Numérique Terrestre qui désigne l’altitude de la surface sans les éléments du sur-sol comme les arbres ou les bâtiments. MNE ici synonyme de MNS Modèle Numérique de Surface, bien que certains auteurs considèrent que l’élévation corresponde à la différence entre le MNS et le MNT.

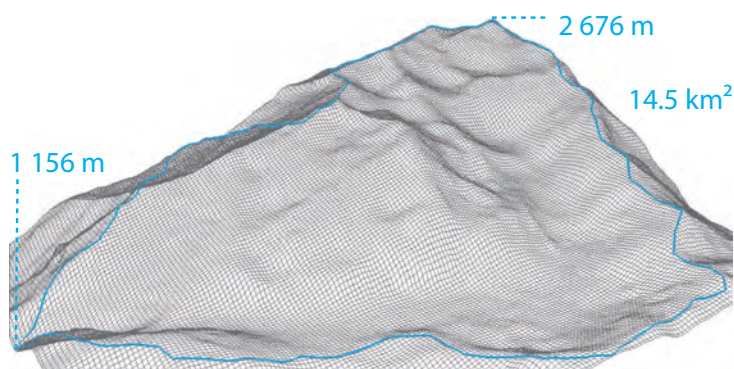


FIGURE 5.3 – Vue oblique orientée sud-ouest d'un modèle numérique d'élévation (MNE) du bassin versant de Bassiès (Ariège). Source des données : SRTM Shuttle Radar Topography Mission à 30 m de résolution.

de risques de mai à octobre. Le site bénéficie depuis 2001 de mesures de bilans de masse effectuées bi-annuellement par méthode glaciologique (René, 2014).

Dans le cadre du suivi du manteau neigeux, il est plus intéressant de définir un site représentatif du manteau saisonnier. L'isotherme 0 °C sur la période novembre-avril se situe vers 1 650 m approximativement (Ruiz *et al.*, 1986), ce qui est approximativement l'altitude à partir de laquelle le manteau neigeux reste persistant de novembre à avril (López-Moreno *et al.*, 2009a). Le bassin versant associé au site de Bassiès se situe entre 1 500 et 2 676 m (1 650 m pour la zone d'étude centrale) et présente une superficie proche de 14.5 km<sup>2</sup>. Le site est déjà étudié dans le cadre de plusieurs projets scientifiques : projet ANR mode RESPYR<sup>2</sup> et l'Observatoire Homme-Milieu<sup>3</sup> OHM Vicdessos<sup>4</sup>, ce qui permet de bénéficier d'une série de données issue d'une station météorologique installée en novembre 2011, et de cartes d'occupation du sol finement résolues (Houet *et al.*, 2015).

2. <http://w3.mode-respyr.univ-tlse2.fr/>

3. (Chenorkian, 2012)

4. <http://w3.ohmpyr.univ-tlse2.fr/>

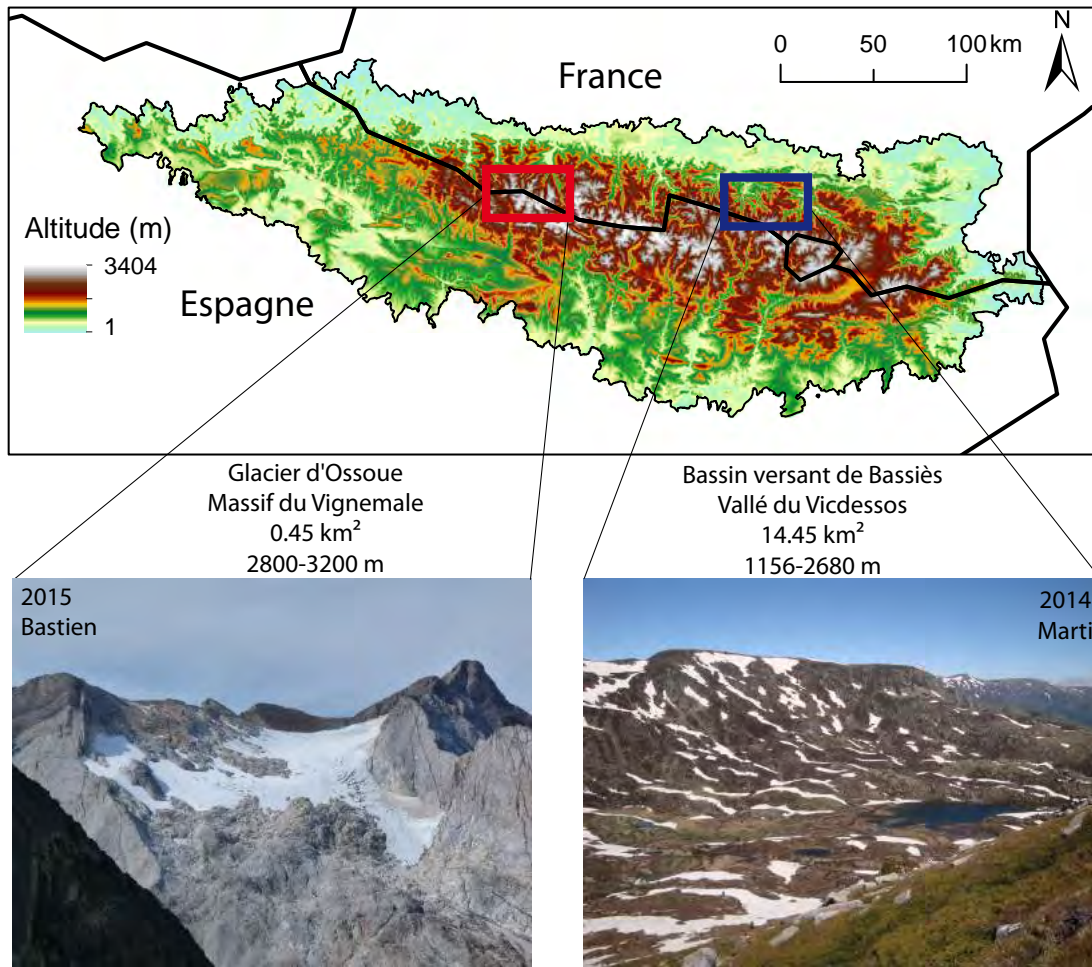


FIGURE 5.4 – Localisation des sites d'études. A gauche : vue du glacier d'Ossoue (Hautes-Pyrénées) depuis le col des Gentianes (vue orientée Ouest). A droite : bassin versant de Bassiès (Ariège), vallée du Vicdessos (vue orientée nord-est depuis les pentes du col de la Serrette).



**Les cadres sont posés** Nous venons de définir les systèmes d'intérêt de notre étude et les processus clés associés. Les travaux de synthèse du GIEC nous permettent de connaître les projections climatiques au sud de l'Europe sur le XXI<sup>ème</sup> siècle : pas de tendances identifiées dans les précipitations, et une augmentation des températures entre 2 et 3 °C d'ici la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle dans le cas d'un scénario intermédiaire en termes de développement économique.

La cryosphère présente une sensibilité climatique à l'échelle globale, caractérisée par la réduction de la très grande majorité des glaciers de montagne et la diminution de la durée d'enneigement sur l'hémisphère nord. La ressource nivale associée aux zones de montagnes présente un enjeu sociétal de première importance dans de nombreuses zones de plaines attenantes. La dynamique de la fonte nivale peut être affectée par les variations climatiques et conduire à un décalage du pic de fonte saisonnier vers une date plus précoce. Les liens entre bilan d'énergie et bilan de masse associés au manteau neigeux offrent une explication qui, bien que simplificatrice de la complexité des processus en jeu, permet de saisir l'influence déterminante du paramètre température.

Notre recension des techniques d'observation des variations de la cryosphère nous conforte dans notre choix initial d'une approche fondée sur l'imagerie optique satellite à très haute résolution (THR) et à capacité stéréoscopique. Le cas délicat de l'observation en montagne laisse peu d'alternatives<sup>5</sup>. Nous avons décrit le signal recherché au travers des deux métriques « idéales » :

- équivalent en eau du manteau neigeux (ou lame d'eau) SWE;
- bilan de masse de glacier  $B_{glacier}$ .

Ces deux métriques ne sont pas accessibles directement, hormis dans le cas de mesures ponctuelles. Deux méthodes, reposant chacune sur une hypothèse de densité, permettent d'en calculer une estimation en se basant sur la variation de volume observée.

Nous avons recensé les études menées jusqu'à présent sur la cryosphère des Pyrénées. Des travaux significatifs ont été effectués sur la caractérisation du manteau neigeux : mesure de densité, hauteur de neige, tendances d'évolution depuis le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle, modélisation du manteau neigeux, et projections prenant en compte variations climatiques et changements d'occupation des sols.

Les variations des glaciers des Pyrénées restent assez peu connues, en particulier sur le versant français. Ceci est principalement dû au manque de données d'observation et de séries historiques. Le suivi des bilans de masse *in situ* s'inscrit sur une période récente et concerne deux glaciers uniquement : glacier de la *Maladeta* depuis 1995 (versant espagnol Mora *et al.*, 2006) et glacier d'Ossoue depuis 2001 (versant français René, 2014).

L'incursion de l'observation satellite reste récente dans l'étude de la cryosphère des Pyrénées (MODIS Gascoïn *et al.*, 2015). Ce constat est général si l'on considère le faible nombre d'études exploitant les capteurs de télédétection satellite dans l'étude de l'hydrologie nivale (Lettenmaier *et al.*, 2015).

Dans la partie suivante, nous laissons les chaussures de randonnées pour aborder les sentiers peu fréquentés des Pyrénées en hiver et venir « toucher la glace ». Si ce milieu offre une expérience unique en termes de paysage, il reste délicat, voire dangereux d'accès en particulier lors de la saison hivernale.

---

5. Nous ne prenons pas en compte ici les proxys de type calcul de la ligne d'équilibre ELA ou ratio de la surface d'accumulation par rapport à la surface du glacier *accumulation-area ratio* AAR

La variabilité spatiale élevée du manteau neigeux et les dimensions modestes des glaciers pyrénéens rendent nécessaire le recours à la télédétection à très haute résolution spatiale. La disponibilité à des tarifs abordables pour les laboratoires français, grâce au soutien du CNES et du groupe EADS, de données d'imagerie du satellite Pléiades, et le faible coût de l'imagerie terrestre numérique offrent des solutions accessibles et qu'il semble possible de mettre en œuvre sur le temps d'une thèse. Dans la partie qui suit, nous allons évaluer si ces techniques sont cohérentes avec notre besoin d'observations.





# II

Suivi de la cryosphère des Pyrénées par  
imagerie très haute résolution





**Verrous méthodologiques dans le suivi de la cryosphère** Dans cette partie, nous abordons les surplombs à franchir pour atteindre de nouveaux niveaux d'observation dans le temps présent. Les deux satellites Pléiades à capacité stéréoscopique ont été lancés en décembre 2011 et décembre 2012, et les images acquises sont encore dans la première phase de leur exploitation thématique. Les images stéréoscopiques permettent de constituer des modèles numériques d'élévations (MNE). Le critère qui permettrait d'envisager un apport significatif en glaciologie et en hydrologie nivale serait d'obtenir des MNE Pléiades générés sur des surfaces enneigées ou englacées avec une précision sur la mesure en ( $z$ ) inférieure à un mètre. Si ce critère est atteint, nous aurons une source de données programmable pour observer la cryosphère dans les régions de montagnes. Cette technique de télédétection satellite viendrait combler le manque d'observations des glaciers de montagnes et renseigner sur les variations de hauteurs (volume) du manteau neigeux dans des topographies complexes.

La mise en place d'une caméra autonome et à prises de vue automatiques dans un bassin versant permet d'acquérir des données images à très hautes résolutions spatiale et temporelle sur une emprise de quelques  $\text{km}^2$ . Dans un bassin versant à dominante nivale, ce jeu de données offre des perspectives thématiques nouvelles qu'il reste à élargir : suivi des processus de fonte en lien avec l'occupation du sol et les conditions topographiques, identification de combes à neiges ou de motifs d'accumulations préférentielles se répétant à l'échelle inter-annuelle (*snowpatch*). Ce jeu très hautement résolu dans le temps et l'espace constitue également une vérité terrain dans l'évaluation des produits de l'imagerie satellite où le compromis résolution spatiale–résolution temporelle est obligatoire<sup>6</sup>. Suite à des difficultés d'acquisition terrain et des priorités de thèse, le suivi par imagerie terrestre oblique sera limité à la présentation du protocole d'acquisition et à la mise en place de la chaîne de traitement.

---

6. La venue de nouveaux capteurs type Sentinel-2 devrait dans un futur proche modifier cet état de fait : (Gascoin S.,2015–2016, <http://www.cesbio.ups-tlse.fr/multitemp/?p=7014>)

*Depuis six ans le PNP [Parc National des Pyrénées] s'intéresse à ses glaciers. Six ans dans la vie des montagnes est certainement peu de choses! Aujourd'hui la technique du suivi de l'évolution est au point. Seuls, les éléments financiers freinent la détermination du "groupe d'études". La qualité des observations engrangées par le personnel de terrain doit appeler une obstination pour les futures mesures. Déjà le ratissage des zones basses du glacier d'Ossoue a permis de découvrir des repères qui autorisent à dessiner aujourd'hui le front du glacier des années 1900, front situé à 80 m à l'aval des séracs actuels. Les photos des grottes du Cerbillona des années 1900 et 1984 (point de repère situé sur le plateau supérieur) tendent à donner une ablation de zéro à 3150 m d'altitude...*

*Souhaitons enfin que les efforts faits en ce domaine par le PNP ne tombent pas dans les oubliettes! Demain les techniques du futur vont à coup sûr ridiculiser nos interventions d'aujourd'hui. Qu'importe! Nous aurons alors peut-être la satisfaction d'avoir été le lien entre les pionniers du début du siècle et les observateurs satellisés et robotisés des décades à venir.*

Henry Pont

Document scientifique du Parc National des Pyrénées (PNP) n°17,  
juin 1985.

---

<b>1</b>	<b>Cartographie de l'altitude d'un petit glacier de montagne</b>	<b>93</b>
1.1	SYNTHÈSE DE L'ARTICLE . . . . .	93
1.2	ARTICLE « ÉVALUATION DU MODÈLE NUMÉRIQUE D'ÉLEVATION » . . . . .	93
<b>2</b>	<b>Estimation des hauteurs de neige dans un petit bassin versant</b>	<b>103</b>
2.1	SYNTHÈSE DE L'ARTICLE . . . . .	103
2.2	ARTICLE « MAPPING SNOW DEPTH IN OPEN ALPINE TERRAIN » . . . . .	104
<b>3</b>	<b>Suivi de surfaces enneigées dans un petit bassin versant</b>	<b>127</b>
3.1	ÉTAT DE L'ART . . . . .	127
3.2	IMAGES OBLIQUES BASSIN VERSANT DE BASSIÈS . . . . .	131
3.3	PERSPECTIVES . . . . .	134

---





**Cartographie de l'altitude d'un glacier des Pyrénées** La cartographie de l'altitude de la surface d'un glacier a déjà été réalisée dans les Pyrénées par restitution manuelle d'images aériennes issues d'une campagne spécifique de l'IGN (Cazenave-Piarrot *et al.*, 1987). Ce type d'acquisition n'est pas programmable et la date dépend de l'archive ou de la campagne aérienne planifiée par l'institution pouvant financer le coût de cette acquisition. En France, l'IGN effectue ses prises de vue au milieu de l'été, avec des capteurs non adaptés aux surfaces enneigées, ce qui conduit très généralement à des valeurs radiométriques saturées inexploitable en photogrammétrie. Cette saturation est due à la présence d'un manteau neigeux encore important à cette altitude aux mois de juin ou de juillet et au fort pouvoir réfléchissant de la neige (albédo élevé). Les limites de glacier ne sont souvent pas visibles pour la même raison. L'imagerie satellite de type Pléiades est programmable, et l'acquisition des images peut être effectuée au plus proche de la fin du cycle hydrologique (1<sup>er</sup> octobre) permettant le calcul de bilan de masse glaciaire. Deux images centrées sur la zone suffisent à couvrir le glacier, limitant le nombre d'images nécessaires. La résolution du pixel est très proche de la résolution de l'imagerie aérienne. Dans cette publication parue dans la « Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection », nous présentons la méthode pour générer le modèle numérique d'élévation MNE d'un glacier à partir d'images Pléiades et sa validation<sup>7</sup>. Au moment de la publication de cet article, un seul MNE Pléiades sur glacier avait été présenté dans la littérature et représentait la topographie de la surface d'un glacier de la partie népalaise de l'Himalaya (glacier Mera, Wagnon *et al.*, 2013) .

---

7. [http://www.cesbio.ups-tlse.fr/newsletter\\_cesbio/numero17/Vmail.html](http://www.cesbio.ups-tlse.fr/newsletter_cesbio/numero17/Vmail.html)



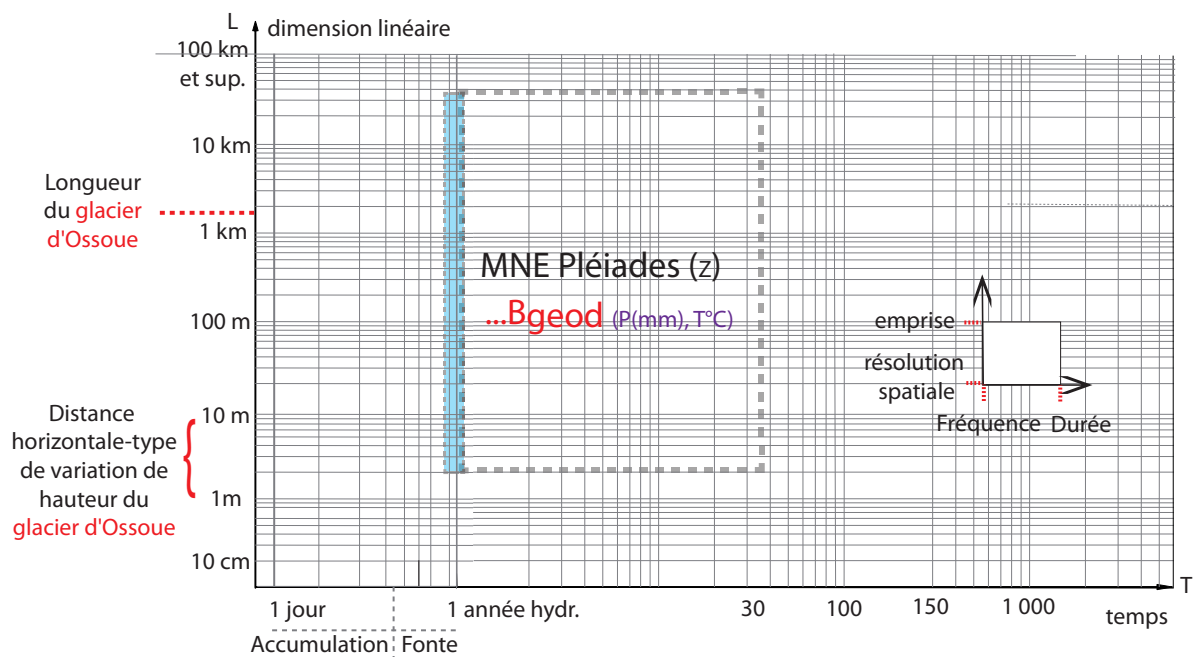


FIGURE 5 – La possibilité de générer un modèle numérique d'élévation MNE à intervalles réguliers permet de calculer le bilan de masse de surface du glacier par méthode cartographique ( $B_{geod}$ , en anglais geodetic mass balance). Dans le cas du glacier d'Ossoue et des glaciers des Pyrénées en général, une période de 5 ans paraît souhaitable au vu des dynamiques observées. Cette variable est la métrique la plus adaptée pour étudier l'influence du climat sur les fluctuations glaciaires, puisqu'elle intègre les forçages météorologiques (température, précipitation...) de manière plus directe que les autres métriques (longueur ou surface).

# CARTOGRAPHIE DE L'ALTITUDE DU GLACIER D'OSSOUE (HAUTES-PYRÉNÉES) PAR IMAGERIE SATELLITE STÉRÉOSCOPIQUE TRÈS HAUTE RÉOLUTION

1

## 1.1 SYNTHÈSE DE L'ARTICLE

Le bilan de masse des glaciers constitue un indicateur précieux du climat à des altitudes où l'instrumentation météorologique est fortement lacunaire. Moyennant une hypothèse sur la densité de la surface glaciaire, nous pouvons établir le bilan de masse d'un glacier par la différence entre deux modèles numériques d'élévation MNE successifs. On parle alors de bilan de masse topographique ou géodésique. L'obtention de MNE précis à haute résolution est donc un enjeu important en glaciologie. L'utilisation d'images stéréoscopiques constitue une méthode particulièrement adaptée pour générer des MNE sur des sites délicats d'accès comme les glaciers. Si la stéréoscopie aérienne est employée de longue date, les dimensions modestes des glaciers pyrénéens ( $<1 \text{ km}^2$ ) constituaient jusqu'à présent un frein dans l'usage d'images stéréoscopiques spatiales. Nous utilisons ici un couple stéréoscopique du satellite Pléiades, en phase opérationnelle depuis avril 2014. A travers l'étude du cas du glacier d'Ossoue (Hautes-Pyrénées), nous avons pu montrer que le produit stéréo Pléiades était pleinement adapté au calcul de bilans de masse. L'erreur altitudinale du MNE Pléiades a été estimée à  $\pm 1,8 \text{ m}$  sur la marge glaciaire et  $0,93 \text{ m}$  sur glacier par un levé GPS différentiel. L'ordre de grandeur de cette erreur est compatible avec le calcul du bilan de masse sur des intervalles de 5 ou 10 ans, périodes communément adoptées en glaciologie.

## 1.2 ARTICLE (PUBLIÉ) : « ÉVALUATION DU MODÈLE NUMÉRIQUE D'ÉLÉVATION D'UN PETIT GLACIER PYRÉNÉEN »

# EVALUATION DU MODELE NUMERIQUE D'ELEVATION D'UN PETIT GLACIER DE MONTAGNE GENERE A PARTIR D'IMAGES STEREOCOPIQUES PLEIADES : CAS DU GLACIER D'OSSOUE, PYRENEES FRANÇAISES.

Renaud Marti<sup>1,2</sup>, Simon Gascoïn<sup>2</sup>, Thomas Houet<sup>1</sup>, Dominique Laffly<sup>1</sup>, Pierre René<sup>3</sup>.

1 : Géographie de l'environnement (GEODE), Toulouse

2 : Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), Toulouse

3 : Association MORAINÉ, Luchon

## Résumé

Les bilans de masse des glaciers de montagne constituent des indicateurs climatiques régionaux reconnus. Moyennant une hypothèse sur la densité de la surface glaciaire, on peut établir le bilan de masse d'un glacier par différence entre deux modèles numériques d'élévation (MNE) successifs. L'obtention de MNEs précis à haute résolution est donc un enjeu important en glaciologie. Un couple d'images stéréoscopiques Pléiades acquis en septembre 2013 a été traité afin de générer un MNE du glacier d'Ossoue (Hautes Pyrénées) à 2m de résolution en planimétrie et 1m en altimétrie. Un levé DGPS sur le glacier et sa périphérie à une date proche a permis d'estimer l'erreur altitudinale du MNE Pléiades à  $\pm 1,8$ m. Ce résultat permet d'envisager une utilisation opérationnelle des images stéréoscopiques Pléiades pour déterminer des bilans de masses précis de glaciers de montagne, y compris dans les zones impraticables pour les mesures de terrain.

**Mots-clés :** glacier, bilan de masse, MNE, images stéréoscopiques, Pléiades.

## Abstract

*Glaciers mass balances are recognized as good regional climate proxies. A glacier mass balance can be obtained by calculating the difference between two consecutive digital elevation models assuming a surface glacier density. Hence accurate and high resolution DEMs are particularly valuable data in glaciology. A Pléiades stereo pair was acquired over Ossoue Glacier (French Pyrenees) in September 2013. We generated a 2m horizontal resolution DEM with a 1m vertical resolution. Shortly after, a DGPS survey on Ossoue glacier and its periphery allowed us to estimate the Pléiades DEM vertical error of  $\pm 1,8$ m. We conclude that Pléiades stereoscopic images can be used for accurate mountain glaciers mass balances determination.*

**Keywords:** glacier, mass balance, DEM, stereo pairs, Pléiades.

## 1. Introduction

Les glaciers de montagne constituent une source d'indicateurs climatiques reconnus pour l'observation du changement climatique (IPCC 2013). L'indicateur privilégié dans l'étude du lien glacier-climat est le bilan de masse (Zemp, Hoelzle, and Haeberli 2009). Il traduit la différence entre l'accumulation et l'ablation. Cet indicateur peut être établi sur un demi-cycle hydrologique ou sur plusieurs cycles, selon les données disponibles. Différentes approches complémentaires existent pour estimer un bilan de masse (Hubbard and Glasser 2005). La méthode glaciologique, dite traditionnelle, est évaluée en faisant la différence entre l'accumulation de neige et la fonte estivale en certains points du glacier, où sont introduites des balises d'ablation (Cogley 2011). L'ablation est obtenue en mesurant la hauteur des balises émergentes. L'accumulation est évaluée en fin d'hiver à l'aide de sondes à neige et de mesures de densité. La méthode glaciologique peut s'avérer fastidieuse, voire impossible à mettre en œuvre dans des zones éloignées et difficiles d'accès, limitant le nombre de mesures disponibles à l'échelle globale. Les réseaux d'observation montrent une sous-représentation de nombreux massifs montagneux pourtant à fort enjeux en termes de fluctuations climatiques et d'implications sociétales (WGMS 2008).

La méthode topographique consiste à quantifier les variations de volume du glacier étudié entre deux dates. La différence entre deux modèles numériques d'élévation

(MNEs) établis pour chaque date permet de calculer un bilan volumétrique. Une hypothèse de densité sur le névé ou la glace accumulés ou fondus permet la conversion en bilan de masse. La génération de MNEs à partir de mesures in situ (levés topographiques, relevés Lidar terrestres...) reste cependant limitée pour des raisons logistiques.

La télédétection constitue un outil privilégié pour établir des bilans de masse de glaciers dans des contextes géographiques variés (Etienne Berthier, Rémy, and Arnaud 2007; Gardelle 2012). De nombreux MNEs de glaciers ont pu être générés localement à partir de couples stéréoscopiques d'images aériennes acquises au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (Soruco et al. 2009; Emmanuel Thibert, Faure, and Vincent 2005; Vincent et al. 2009) avec une résolution et une précision en planimétrie et en altimétrie d'ordre métrique (E. Thibert et al. 2008). L'imagerie spatiale apporte une capacité de couverture et de répétitivité supplémentaire, nécessaires en glaciologie. L'exploitation d'images d'archives, de licences mutualisées et spécifiques recherche permettent de diminuer les coûts d'acquisition. La précision associée aux MNEs de glaciers générés à partir de l'imagerie spatiale reste cependant peu documentée, en dépit du fait que cette information constitue un préalable indispensable à leur exploitation en glaciologie (Racoviteanu et al. 2010).

Dans le domaine radar, la mission SRTM a permis de générer des MNEs à 90m couvrant l'étendue 56°S - 60°N. Les MNEs SRTM sont exploités sur de grands glaciers

(Aizen et al. 2006; Larsen et al. 2007). La pénétration de la bande C dans la neige (Nuth and Kääb 2011) peut être source d'incertitudes et des biais altitudinaux pouvant atteindre (-10m) ont été identifiés (E. Berthier et al. 2006).

Dans le domaine optique, les satellites à capacité stéréoscopiques permettent de générer des MNEs. Les images acquises sur des glaciers de montagne présentent certaines contraintes. Le rapport base sur hauteur (B/H) doit être compatible avec le relief. A cause de la présence de neige, les images peuvent présenter peu de texture et de fortes valeurs de luminance peuvent saturer les comptes numériques. Les images stéréoscopiques issues du satellite Corona (1962-1972) sont probablement la plus ancienne archive satellite exploitée dans la reconstruction de bilans de masse (e.g. Himalaya (Bolch, Pieczonka, and Benn 2011)). Les MNEs générés à partir des images de l'instrument ASTER constituent une source gratuite et globale largement exploitée en glaciologie notamment au travers du projet GLIMS (<http://www.glims.org/>) (Bishop et al. 2004). Les incertitudes sur le contrôle de l'orbite du satellite TERRA altère cependant la qualité des MNEs générés (Gardelle 2012) et la précision apparaît inégale selon la zone d'étude (Kääb 2002; Racoviteanu et al. 2007). Le satellite SPOT 5 porte plusieurs instruments compatibles avec des acquisitions stéréoscopiques. L'instrument HRS est dédié à des acquisitions stéréoscopiques le long de la trace avec un B/H relativement élevé et constant de 0,8 tandis que les instruments HRG permettent d'atteindre des B/H plus faibles mais à partir d'orbites distinctes. Dans les régions polaires, le projet SPIRIT a permis de générer une archive de MNEs à 40m de résolution planimétrique à partir de l'instrument HRS. Une première estimation a montré un écart de  $\pm 6m$  par rapport aux données ICESat pour 90% des altitudes (Korona et al. 2009) tandis qu'aux Spitsberg un écart moyen de 5,8m vs. GPS bi-fréquence a été constaté (Friedt et al. 2011).

La récente mise en orbite de systèmes optiques de résolutions métrique à submétrique, associées à des capacités stéréoscopiques (Ikonos 1999, Quickbird 2001, WorldView 2007 et 2009, Pléiades 2011 et 2012), permet d'atteindre des résolutions spatiales comparables à l'imagerie aérienne. Leur utilisation reste jusqu'à présent limitée en glaciologie, en partie à cause de leur faible fauchée (11 km pour IKONOS, 16 km pour Quickbird) et de leur coût de programmation élevé.

L'étude de glaciers de montagne de très faible étendue (surface < 1km<sup>2</sup>) nécessite cependant une imagerie de résolution submétrique. Si leur contribution à l'élévation du niveau moyen de la mer est faible, ils peuvent s'avérer être de bons indicateurs climatiques dans des régions peu instrumentées et potentiellement vulnérables aux fluctuations climatiques projetées (IPCC 2013). Le suivi d'un glacier qui intègre précipitation et température dans son bilan de masse permet de compléter des séries météorologiques lacunaires à hautes altitudes.

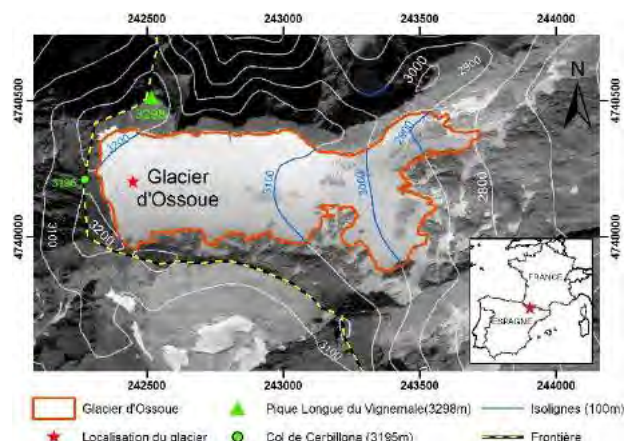
Les images du satellite Pléiades peuvent comme pour SPOT être acquises dans le cadre du programme ISIS à un coût préférentiel pour la communauté scientifique. La recette thématique utilisateur (RTU) clôturée en avril 2014 par les « Pléiades Days » a permis d'effectuer quelques acquisitions et traitements en contexte glaciologique

(Benoît 2014; Berthier et al. 2014; Marti et al. 2014). Sur le glacier de Mera en Himalaya, Wagnon et al. ont exploité des images stéréoscopiques Pléiades pour générer un MNE à 4m de résolution planimétrique. Une comparaison avec des mesures relevées au GPS différentiel (DGPS) sur le glacier a permis d'estimer une précision d'ordre métrique pour le MNE généré (Wagnon et al. 2013).

Nous présentons dans cette étude l'évaluation d'un MNE du glacier d'Ossoue (Hautes Pyrénées) et de sa marge proglaciaire, généré à partir d'images stéréoscopiques Pléiades. La comparaison avec des mesures DGPS effectuées sur et hors glacier doit permettre de confirmer l'usage des images stéréo Pléiades pour le suivi du bilan de masse du glacier d'Ossoue.

## 2. Site d'étude

Le glacier d'Ossoue se situe dans le massif du Vignemale dans les Hautes-Pyrénées (65). C'est le plus grand glacier des Pyrénées françaises, avec une superficie d'environ 45ha, orienté vers l'Est. La partie haute est en forme de plateau avec une pente moyenne autour des 10°. La partie basse, inclinée de 25° en moyenne, se termine par une langue glaciaire peu étendue. Les altitudes s'échelonnent entre 2755m et 3210 m en 2013 (Figure 1). Depuis 2001, l'Association Moraine mesure de manière saisonnière le bilan de masse glaciologique (Association Moraine 2001). Relativement bien documentée depuis plus d'un siècle, l'évolution du glacier d'Ossoue semble concorder avec les phases constatées par ailleurs (Alpes) dans les processus de déglaciation entamés depuis le milieu du 19<sup>ème</sup> siècle.



**Figure 1** : Glacier d'Ossoue. Image panchromatique Pléiades (Projection Lambert 93). © CNES (2013), distribution Airbus DS / Spot Image.

## 3. Données

### 3.1. Couple d'images stéréoscopiques

Un couple d'images stéréoscopiques Pléiades a été acquis le 23 septembre 2013 sur le glacier d'Ossoue. Cette date est proche du maximum de fonte estimé au début d'octobre pour l'année hydrologique 2012-2013. La nébulosité est quasi-nulle et aucune saturation dans l'image n'est constatée.

Le rapport stéréoscopique B/H est très proche de 0,4. Cette valeur permet d'obtenir une faible déformation des images et une résolution de l'image des parallaxes proche de 2 pixels, soit ~1m.

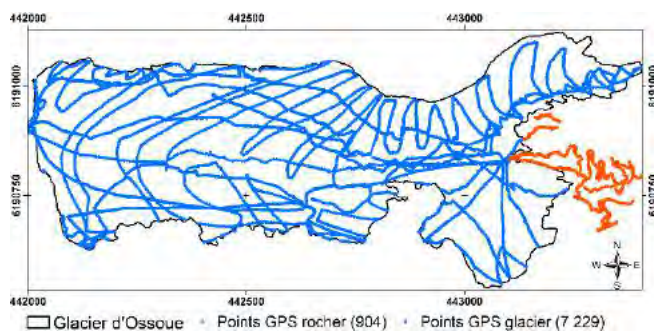
Les traitements suivants exploitent le couple formé par les deux produits images panchromatiques rééchantillonnés à 0,5m au niveau « capteur parfait » (tableau 1).

Scène	Valeurs angulaires : Incidence/roulis/tangage	Date d'acquisition
		23-09-2013
1	9,9° / 9,02° / 9,02°	11h04mn35s
2	-13,2° / 9,02° / -12,16°	11h05mn13s

**Tableau 1** : Paramètres de prise de vue des scènes Pléiades.

### 3.2. Mesures in situ

Une campagne DGPS a été effectuée les 5 et 6 octobre 2013, soit 13 jours après la prise de vue Pléiades (DGPS Trimble GEO XH bi-fréquence). Le 6 octobre marque la fin de l'année hydrologique, soit la fonte maximale estimée pour le relevé par balises d'ablation (méthode glaciologique du bilan de masse). Les mesures DGPS ont été corrigées par post-traitement en s'appuyant sur une base du réseau géodésique permanent (RGP) située à moins de 40 km. 7229 points ont été levés sur le glacier avec une précision altitudinale submétrique où 93% des erreurs en z sont estimées à  $\pm 0,1$  m. Sur le socle rocheux de la marge proglaciaire, 904 points ont été levés avec une erreur altitudinale estimée à  $\pm 0,1$  m pour 91% des points. Les points d'acquisitions DGPS sont cartographiés en figure 2.



**Figure 2** : Acquisition GPS (05-10-2013), glacier d'Ossoue. Projection Lambert 93.

## 4. Méthode et traitements

### 4.1. Vue d'ensemble

Il n'existe pas à l'heure actuelle de consensus dans la communauté des glaciologues pour définir la meilleure solution algorithmique et logicielle associée pour générer un MNE à partir d'images stéréos (Racoviteanu et al. 2010)

Dans notre étude, le MNE couvrant la surface du glacier d'Ossoue et ses marges proglaciaires a été généré à l'aide du logiciel GeoView® version 6.6, employé dans les chaînes de production de l'« Institut national de l'information géographique et forestière » (IGN).

La localisation native des images Pléiades est modélisée sous la forme de fonctions rationnelles (RPCs). Ces modèles de localisation sont améliorés en affinant d'abord la co-localisation des images. Les images sont alors considérées comme un bloc rigide dont la localisation absolue est affinée en intégrant des points d'appuis (GCPs) issus de sources annexes de précisions connues.

Les images sont ensuite projetées en géométrie épipolaire (étape 3) à une altitude donnée (altitude du plan épipolaire). La géométrie épipolaire permet de diminuer d'une dimension la recherche de corrélation en annulant toute parallaxe transversale.

Le processus de corrélation (étape 4) s'appuie sur le corrélateur DAUPHIN (IGN 1994) pour rechercher et calculer les valeurs de parallaxe, soit la distance en pixels (ou en mètres) entre deux points jugés identiques (selon un critère radiométrique) sur les deux images. Le passage des valeurs de parallaxes ( $V$ ) aux altitudes ( $Z$ ) (étape 5) se fait par la formule suivante :

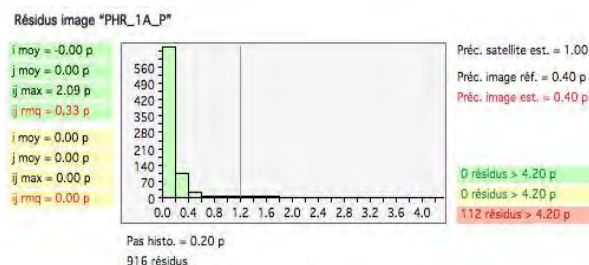
$$Z = \frac{V}{B} + a$$

où  $a$  est l'altitude du plan épipolaire.

Le MNE final est projeté avec une résolution de 2m en planimétrie et 1m en altimétrie dans le système Lambert-93 (étape 5) pour une analyse ultérieure en environnement SIG (ArcGIS 10.2). L'image des coefficients de confiance code sur 8 bits la valeur du coefficient de corrélation, soit la « qualité d'appariement » entre pixels homologues (Figure 4).

### 4.2. Localisation des images

La géolocalisation native des images Pléiades (RPCs) fixée à  $\pm 6,5$  m est jugée insuffisante pour générer un MNE précis (Gleyzes, Perret, and Cazala-Houcade 2013). Une dizaine de points de liaison sont générés manuellement en associant des pixels de l'image 1 à leurs homologues sur l'image 2. Une première transformation ou affinage permet de minimiser les résidus des écarts (distance) entre ces points. Une recherche automatique de points homologues (4096 points générés), suivi d'un nouvel affinage permet d'atteindre des valeurs de résidus inférieurs à 0,4 pixel (figure 3). Cette valeur seuil est celle généralement attendue d'un opérateur manuel expérimenté.



**Figure 3** : Résidus associés à la localisation relative des images.



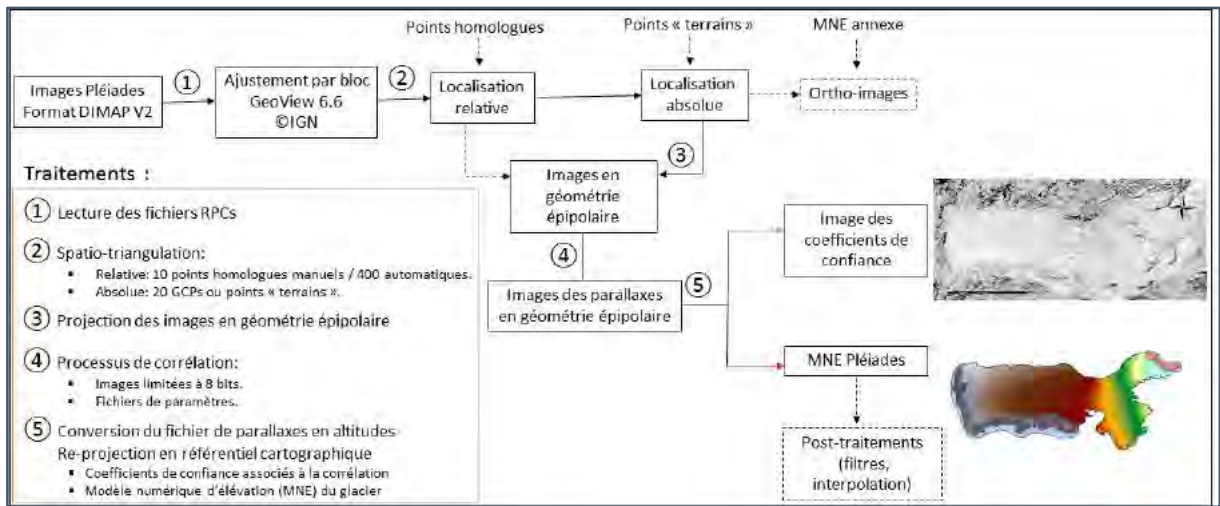


Figure 4 : Schéma de principe de production d'une MNE avec le logiciel GeoView® 6.6

La localisation précise des images en coordonnées « terrains », ou localisation absolue, nécessite des points d'appuis au sol (GCPs). Un vingtaine de points sont extraits manuellement par photo-interprétation de la BD Ortho IGN©, de précision estimée à 2m, et complétée en z par la BD Alti© dont la précision est estimée à 3m. La précision associée à la localisation terrain est la somme des résidus et de la précision de la source utilisée : 0,95 m+2 m=2,95 m en planimétrie et : 2,58 m+3 m=5,58 m en altimétrie.

#### 4.3. Corrélation des images

Le fonctionnement du corrélateur repose sur des hypothèses de continuité du terrain : la corrélation est calculée sur des fenêtres, appelées aussi vignettes, de taille variable mais de forme fixe, symétrique par rapport au point examiné. La validation des appariements est effectuée par contrôle de la cohérence du terrain sur un critère de pente maximale (IGN 1994). Les paramètres fournis par l'utilisateur sont nombreux, notamment : nombre de passes de corrélation, paramétrage du plan épipolaire, tailles minimales et maximales des vignettes, pente maximale acceptable, valeur seuil de rejet de corrélation et post-traitements éventuels.

#### 4.4. Evaluation du MNE-Pléiades

La comparaison sur une zone non-englacée stable à proximité du glacier est exploitée pour évaluer et corriger les valeurs d'altitudes de sources différentes (Bolch, Pieczonka, and Benn 2011; Nuth and Kääb 2011).

Les valeurs d'altitudes du MNE-Pléiades hors glacier sont comparées par différence avec les altitudes mesurées avec des points DGPS post traités sur la marge proglaciaire.

La comparaison sur glacier couvre toute sa surface et permet de valider les valeurs d'altitude du MNE-Pléiades dans l'optique d'un calcul du bilan de masse.

Les images Pléiades ont été acquises 13 jours avant la campagne de validation DGPS. Une interpolation linéaire basée sur les données des balises d'ablation a permis de calculer une estimation de fonte de 0,42 m entre le 23 septembre, date des acquisitions Pléiades, et le 6 octobre, date des relevés DGPS.

### 5. Résultats

Sur glacier, les écarts d'altitude moyen et médian entre les valeurs du MNE-Pléiades et les altitudes DGPS, sont de -1,18m, pour un écart-type de 0,94 m (figure 5).

Sur la marge proglaciaire, les écarts d'altitude entre le MNE-Pléiades et les altitudes DGPS sont de -1,37m en moyenne et -1,46m en valeur médiane avec un écart-type de 1,82m (figure 6).

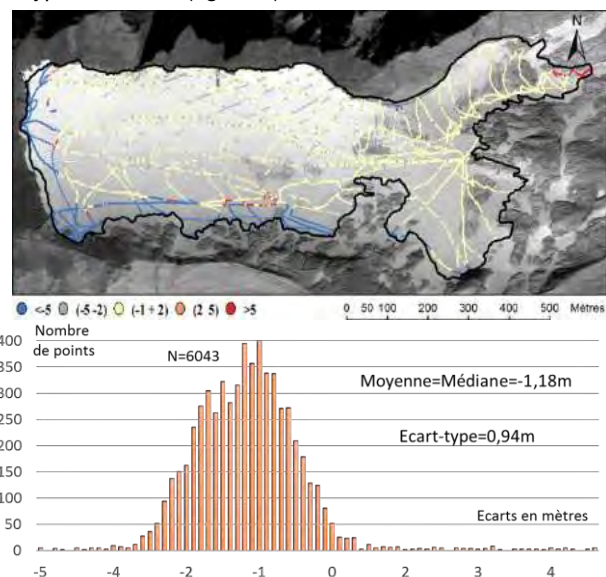


Figure 5 : Ecarts d'altitudes sur glacier entre MNE-Pléiades et DGPS.

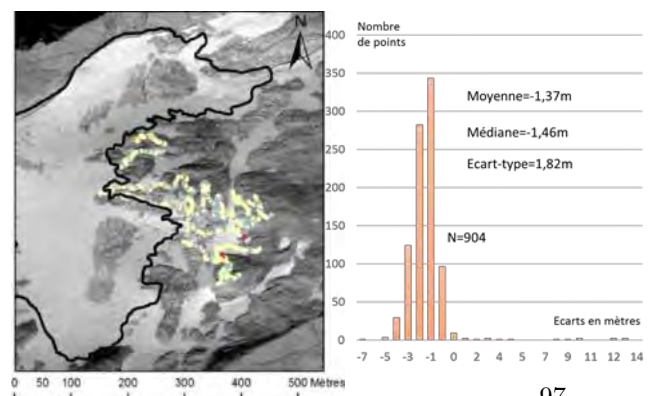


Figure 6 : Ecarts d'altitudes hors glacier entre MNE-Pléiades et DGPS. © CNES (2013), distribution Airbus DS / Spot Image.

Dans les deux cas, les histogrammes présentent des distributions bien centrées, de type gaussien.

## 6. Discussion et conclusion

L'écart-type des écarts d'altitude hors glacier entre les valeurs du MNE-Pléiades et du DGPS post-traitées est de 1,82m. Nous proposons cette valeur comme majorant de l'erreur finale du MNE-Pléiades sur et hors glacier.

La valeur moyenne des écarts d'altitude hors glacier est de (-1,37m). Les histogrammes d'écarts d'altitudes présentant une distribution gaussienne, cette valeur moyenne peut être appliquée aux élévations obtenues sur glacier pour corriger une erreur systématique d'altitude due à la localisation des images (cf. §4.2). La moyenne des écarts d'altitude sur glacier devient : (-1,18m) + 1,37m = 0,19m. Si on applique la fonte moyenne de 0,42m estimée à partir des balises d'ablation entre les dates des deux jeux de données, l'écart final sur glacier devient : 0,23m ±1,82m. Les caractéristiques du MNE généré sont résumées dans le tableau 2.

MNE-Pléiades	Résolution	Précision
(x,y)	2m	2,95m
(z)	1m	1,82m

**Tableau 2 :** Résolutions et précisions du MNE-Pléiades généré.

Les valeurs présentées en tableau 2 sont cohérentes avec celles obtenues sur le glacier de Mera en Himalaya (Wagnon et al. 2013). Dans cette étude, la distribution sur le glacier des écarts d'altitudes entre MNE-Pléiades et DGPS, composée de 445 valeurs, présentaient des moyenne et médiane égales : (-0,93m), avec un écart-type de 1,02m.

Les performances radiométriques (codées sur 12bits) et la très haute résolution spatiale du satellite Pléiades ont permis au processus de corrélation d'aboutir. Les valeurs des coefficients de confiance associée à la corrélation sont élevées sur la partie glacier, moins accidentée (figure 4, étape 4). La fonte estivale avait cependant créée des motifs d'écoulement supra-glaciaires réguliers bien visibles sur les images Pléiades qui ont probablement favorisé le processus de corrélation automatique. L'issue de la corrélation sur un couple d'images présentant une surface moins contrastée et texturée reste à éprouver (e.g. neige fraîche).

Des valeurs extrêmes (rouge et bleu sur la figure 5), en dehors de l'intervalle [-5 ; 5], ont été écartées sur la partie glacier. Une partie de ces valeurs peuvent être expliquée par un mauvais indice de corrélation. Un travail complémentaire doit permettre d'affiner la paramétrisation de GeoView® et de clarifier ce point.

L'évaluation d'un MNE du glacier d'Ossoue généré à partir des images Pléiades co-localisées sans points de contrôle pourrait apporter des informations sur ce cas de figure récurrent en glaciologie. Une étude préliminaire réalisée avec Geoview® nous a permis d'évaluer que le décalage planimétrique des images géoréférencées en utilisant seulement les RPCs est de l'ordre de 15m sur ce site.

La comparaison entre les altitudes du MNE-Pléiades et des points DGPS confirme bien le potentiel des images stéréoscopiques Pléiades en glaciologie, en particulier pour les glaciers de faibles étendues. Une exploitation systématique peut être envisagée sur le glacier d'Ossoue pour calculer un bilan de masse à partir de MNEs de résolutions et précisions métriques. La dynamique de récession de glacier étant rapide (perte moyenne de 17,3 m de hauteur en équivalent en eau depuis 2001), une acquisition d'images stéréo Pléiades en complément des mesures par balises (Association Moraine) pourrait être envisagée tous les 5 ans par exemple (Zemp et al., 2013).

## Références

- Aizen, Vladimir B., Valeriy A. Kuzmichenok, Arzhan B. Surazakov, and Elena M. Aizen. 2006. "Glacier Changes in the Central and Northern Tien Shan during the Last 140 Years Based on Surface and Remote-Sensing Data." *Annals of Glaciology* 43 (1): 202–13.
- Association Moraine. 2001. "Association Moraine Siège Social: Mairie 23 Allée d'Etigny 31110 Luchon Asso.moraine@wanadoo.fr." <http://asso.moraine.free.fr/>.
- Benoît, L. 2014. "DEM Generation and Change Detection from Pléiades Images : Tests on the Glacier of Argentière - L. Benoît (IGN) Poster Session." In .
- Berthier, E., Y. Arnaud, C. Vincent, and F. Rémy. 2006. "Biases of SRTM in High-Mountain Areas: Implications for the Monitoring of Glacier Volume Changes." *Geophysical Research Letters* 33 (8): L08502.
- Berthier et al. 2014. "On the Use of Pléiades High Resolution Imagery in Glaciology: DEM Generation and Velocity Mapping." Pléiades Days 2014, Toulouse, France.
- Berthier, Etienne, Frédérique Rémy, and Yves Arnaud. 2007. *Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya): contribution de l'imagerie satellitaire*. Toulouse, France: Atelier national de reproduction des thèses.
- Bishop, Michael P., Jeffrey A. Olsenholler, John F. Schroder, Roger G. Barry, Bruce H. Raup, Andrew B. G. Bush, Luke Copland, et al. 2004. "Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS): Remote Sensing and GIS Investigations of the Earth's Cryosphere." *Geocarto International* 19 (2): 57–84.
- Bolch, T., T. Pieczonka, and D. I. Benn. 2011. "Multi-Decadal Mass Loss of Glaciers in the Everest Area (Nepal Himalaya) Derived from Stereo Imagery." *The Cryosphere* 5 (2): 349–58.
- Cogley. 2011. "Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. Cogley, J.G.; Hock, R.; Rasmussen, L.A.; Arendt, A.A.; Bauder, A.; Jansson, P.; Braithwaite, R.J.; Kaser, G.; Möller, M.; Nicholson, L.; Zemp, M." UNESDOC.
- Friedt, J-M., F. Tolle, é. Bernard, M. Griselin, D. Laffly, and C. Marlin. 2011. "Assessing the Relevance of Digital Elevation Models to Evaluate Glacier Mass Balance: Application to Austre Lovénbreen (Spitsbergen, 79°N)." *Polar Record* 48 (01): 2–10.
- Gardelle, Julie. 2012. "Evolution Récente Des Glaciers Du Pamir-Karakoram-Himalaya : Apport de L'imagerie Satellite". Université de Grenoble. <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00864042>.
- Gleyzes, A., L. Perret, and E. Cazala-Houcade. 2013. "Pleiades System Is Fully Operational in Orbit 33th EARSel Symposium Towards Horizon 2020; Earth Observation and Social Perspectives."

- Hubbard, Bryn, and Neil F. Glasser. 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. John Wiley & Sons.
- IGN. 1994. "Bulletin D'information de l'IGN N°64."
- IPCC. 2013. "Climate Change 2013 'The Physical Science Basis.'"
- Kääb, Andreas. 2002. "Monitoring High-Mountain Terrain Deformation from Repeated Air- and Spaceborne Optical Data: Examples Using Digital Aerial Imagery and ASTER Data." *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Geomatics in Mountainous Areas -- The International Year of the Mountains, 2002, 57 (1–2): 39–52.
- Korona, Jérôme, Etienne Berthier, Marc Bernard, Frédérique Rémy, and Eric Thouvenot. 2009. "SPIRIT. SPOT 5 Stereoscopic Survey of Polar Ice: Reference Images and Topographies during the Fourth International Polar Year (2007–2009)." *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 64 (2): 204–12.
- Larsen, Christopher F., Roman J. Motyka, Anthony A. Arendt, Keith A. Echelmeyer, and Paul E. Geissler. 2007. "Glacier Changes in Southeast Alaska and Northwest British Columbia and Contribution to Sea Level Rise." *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112 (F1): F01007.
- Marti, R., S. Gascoin, T. Houet, and D. Laffly. 2014. "Assessment of a Glacier Digital Elevation Model Generated from Pléiades Stereoscopic Images: Ossoue Glacier, Pyrenees, France." Pléiades Days 2014, Toulouse, France.
- Nuth, C., and A. Kääb. 2011. "Co-Registration and Bias Corrections of Satellite Elevation Data Sets for Quantifying Glacier Thickness Change." *The Cryosphere* 5 (1): 271–90.
- Racoviteanu, Adina E., William F. Manley, Yves Arnaud, and Mark W. Williams. 2007. "Evaluating Digital Elevation Models for Glaciologic Applications: An Example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes." *Global and Planetary Change*, Mass Balance of Andean Glaciers, 59 (1–4): 110–25.
- Racoviteanu, Adina E., Frank Paul, Bruce Raup, Siri Jodha Singh Khalsa, and Richard Armstrong. 2010. "Challenges and Recommendations in Mapping of Glacier Parameters from Space: Results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Workshop, Boulder, Colorado, USA." *Annals of Glaciology* 50 (53): 53–69.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, P. Ribstein, T. Berger, J.E. Sicart, P. Wagnon, Y. Arnaud, V. Favier, and Y. Lejeune. 2009. "Mass Balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, Using Glaciological, Hydrological and Geodetic Methods." *Annals of Glaciology* 50 (50): 1–8.
- Thibert, E., R. Blanc, C. Vincent, and N. Eckert. 2008. "Instruments and Methods Glaciological and Volumetric Mass-Balance Measurements: Error Analysis over 51 Years for Glacier de Sarennes, French Alps." *Journal of Glaciology* 54 (186): 522–32.
- Thibert, Emmanuel, Joël Faure, and Christian Vincent. 2005. "Bilans de Masse Du Glacier Blanc Entre 1952, 1981 et 2002 Obtenus Par Modèles Numériques de Terrain." *La Houille Blanche*, no. 2 (March): 72–78.
- Vincent, C., A. Soruco, D. Six, and E. Le Meur. 2009. "Glacier Thickening and Decay Analysis from 50 Years of Glaciological Observations Performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc Area, France." *Annals of Glaciology* 50 (50): 73–79.
- Wagnon, P., C. Vincent, Y. Arnaud, E. Berthier, E. Vuilleumoz, S. Gruber, M. Ménégoz, A. Gilbert, M. Dumont, and J. M. Shea. 2013. "Seasonal and Annual Mass Balances of Mera and Pokalde Glaciers (Nepal Himalaya) since 2007." *Cryosphere Discussions* 7 (4).
- WGMS. 2008. *Global Glacier Changes: Facts and Figures*.
- Zemp, M., M. Hoelzle, and W. Haeberli. 2009. "Six Decades of Glacier Mass-Balance Observations: A Review of the Worldwide Monitoring Network." *Annals of Glaciology* 50 (50): 101–11.





**Une métrique importante : la hauteur du manteau neigeux en montagne** Nous venons de franchir un premier ressaut : représenter par une donnée maillée la surface d'altitude d'un glacier. La surface du glacier s'est avérée plus texturée que nous ne l'avions imaginé : les petites bédrières<sup>1</sup> et les lignes d'écoulement de l'eau de fonte, parfaitement visibles à la résolution de l'image Pléiades, ont très probablement facilité l'étape clef de corrélation. Nous avons introduit une vingtaine de points d'appuis terrain, ou points de contrôle, dans le processus pour permettre la localisation absolue des images et du MNE généré. Cette localisation absolue permet la comparaison avec les données de validation du GPS différentiel. Cela partait d'une bonne intention, mais nous avons peut-être surdéterminé le problème de la localisation de l'image et compliqué sa résolution. Nos points de contrôle ne sont pas tous irréprochables : certains en bords de parois sont peut être incorrectement localisés à cause de phénomènes de réflexions multi-trajets des ondes du GPS. Ce type d'erreurs est difficile à éliminer même pour des GPS de précision intégrant des algorithmes performants. Ceci explique peut-être cette légère bascule entre l'aval et l'amont du glacier. Nos points de validation sont placés sur une portion ouverte, en aval du glacier, et sont moins susceptibles d'être affectés par le problème de multi-trajets. Cependant cette surface est pentue et accidentée, trop certainement pour être représentative de l'erreur sur le glacier. Celle-ci a été estimée par 6 043 positions DGPS (oui, on a bien marché!) et présente une valeur inférieure au mètre (0.93 m). Ce résultat est très satisfaisant, et sera rapidement confirmé par l'étude de référence de Berthier *et al.* (erreur aléatoire  $\pm 1$  m 2014).

Nous disposons donc d'un outil issu du domaine spatial permettant de générer des surfaces d'altitude à une résolution horizontale métrique et une précision en (z) submétrique. Ce résultat est d'autant plus satisfaisant qu'il a été obtenu sur une surface englacée, partiellement couverte de la neige résiduelle de l'été. L'erreur associée au MNE généré sur la surface du glacier est légèrement submétrique, et des travaux récents montrent que l'on peut atteindre une erreur décimétrique avec un traitement performant (0.60 m à  $1\sigma$  Lacroix *et al.*, 2015). En parvenant à résoudre les problèmes techniques qui se présentent à nous, la loi de propagation des erreurs<sup>2</sup> nous promet une erreur finale sur la carte des différences de l'ordre de 0.8 m. Ce niveau d'erreur est compatible avec la mesure de hauteur du manteau neigeux. Nous allons donc générer un MNE acquis à une époque sans neige et un MNE acquis en fin d'hiver dans un bassin de montagne. Le bassin versant de Bassiès (14.5 km<sup>2</sup>) dans la vallée du Vicdessos (Ariège) s'y prête bien en regard du contexte présenté en introduction sur la question de l'eau dans les Pyrénées : il est équipé d'une petite station hydroélectrique, dont la gestion dépend de l'eau de fonte du manteau neigeux.

---

1. Une bédrière est un canal d'écoulement parcourant la surface d'un glacier alimenté par les eaux de fonte et de pluie.

2. Loi de propagation des erreurs :  $\sigma_{finale} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}$

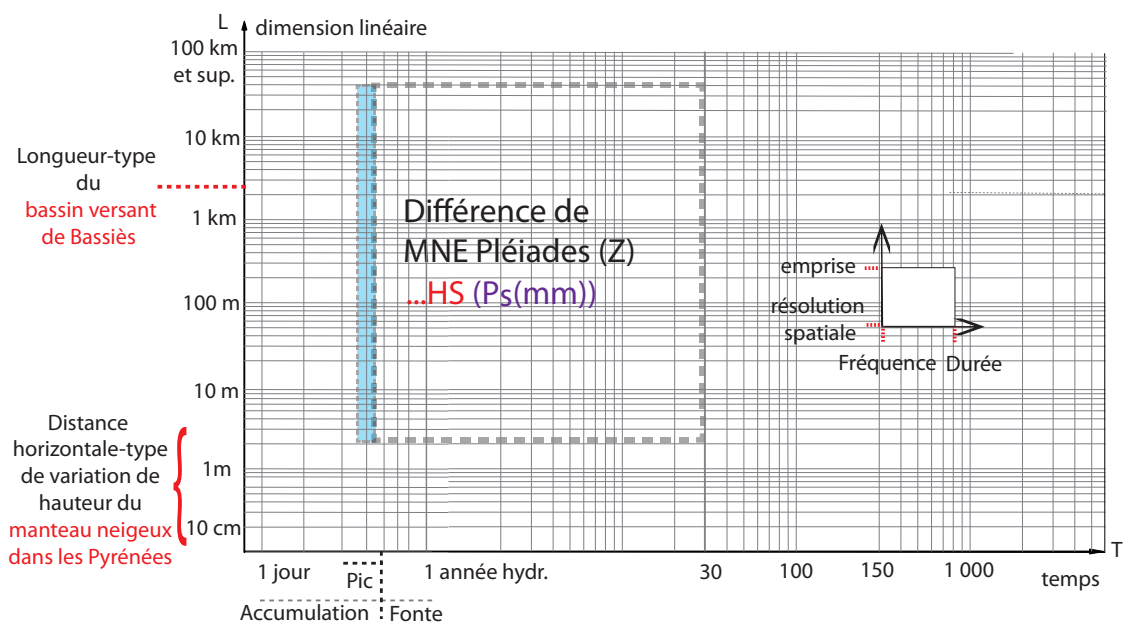


FIGURE 1.1 – En théorie, la soustraction de deux MNE issus de deux couples d'images Pléiades, l'un sans neige l'autre en hiver, devrait permettre de retrouver l'information hauteur de neige HS spatialisée pour un manteau neigeux suffisamment épais. Cette valeur de hauteur de neige est le reflet des précipitations solides hivernales  $P_s$ . Le suivi multi-annuel de cette variable renseigne sur la variabilité temporelle de l'enneigement en étant spatialisée, contrairement aux relevés ponctuels des stations météorologiques. L'intégration de processus climatiques à proprement parler est multi-décennal et demanderait une trentaine d'années d'acquisition.



# ESTIMATION DE LA HAUTEUR DU MANTEAU NEIGEUX DANS LE BASSIN VERSANT DE BASSIÈS PAR IMAGERIE SATELLITE STÉRÉO TRÈS-HAUTE RÉSOLUTION

# 2

## 2.1 SYNTHÈSE DE L'ARTICLE

La mesure des hauteurs de neige en zones de montagnes à partir de systèmes satellite est délicate. Il n'existe pas actuellement de méthode opérationnelle qui y soit associée. Dans cette étude, nous générons des MNE issus d'acquisitions d'images stéréoscopiques Pléiades, l'une avec neige (11 mars 2015), l'autre sans neige (octobre 2014) sur le bassin versant de Bassiès (14.5 km<sup>2</sup>). La production des MNE s'effectue à l'aide de ASP *Ames stereo pipeline*, un logiciel mit librement à disposition par la NASA. Nous n'utilisons pas de points d'appuis terrain, afin de rendre la méthode utilisable dans des terrains difficiles d'accès. Nous réalisons la carte des différences des 2 MNE générés, après s'être assurés de leur superposition (co-réгистраtion). Nous comparons ces différences à des hauteurs de neige géoréférencées par DGPS et relevées *in situ* le 10 mars 2015 (450 mesures). La validation est satisfaisante : à une résolution de pixel de 2 m, la médiane des résidus est -0.15 m, et l'écart-type est 0.58 m. Le jeu de validation est néanmoins limité dans sa taille et sa représentativité (topographie et hauteurs de neige limitées). En parallèle, deux vols de drone de la société Géo Falco ont été effectués pour produire un jeu de données équivalent sur une partie du bassin versant (3 km<sup>2</sup>) : un MNE avec neige (10 mars 2015), un MNE sans neige (été 2015), et une carte des différences. Le MNE hivernal issu des données du drone présente un biais important, détectable sur les hauteurs DGPS. Ce biais est corrigé directement sur la carte des différences en pointant les zones stables sur les deux acquisitions (rochers sans neige en hiver). Après correction du biais, la carte des différences drone est validée par les hauteurs de sonde à neige (médiane des résidus -0.15 m et écart-type 0.60 m, pour un pixel à 2 m). Les cartes des différences des deux jeux de données présentent de fortes similarités confirmant l'allure des structures identifiées sur la carte des différences Pléiades (e.g. corniches, zones de sur-accumulation). Ces résultats confirment le potentiel de l'imagerie stéréo Pléiades pour la cartographie des hauteurs de neige dans un bassin versant de montagne sans couvert forestier, en l'absence de données de terrain.

2.2 ARTICLE (PUBLIÉ) « MAPPING SNOW DEPTH IN OPEN ALPINE TERRAIN FROM STEREO SATELLITE IMAGERY »



# Mapping snow depth in open alpine terrain from stereo satellite imagery

R. Marti<sup>1,2</sup>, S. Gascoin<sup>2</sup>, E. Berthier<sup>3</sup>, M. de Pinel<sup>4</sup>, T. Houet<sup>1</sup>, and D. Laffly<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Géographie de l'Environnement (GEODE), UT2J/CNRS, Toulouse, France

<sup>2</sup>Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), UPS/CNRS/IRD/CNES, Toulouse, France

<sup>3</sup>Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, (LEGOS), UPS/CNRS/IRD/CNES, Toulouse, France

<sup>4</sup>GeoFalco, Longages, France

Correspondence to: S. Gascoin (simon.gascoin@cesbio.cnes.fr)

Received: 19 January 2016 – Published in The Cryosphere Discuss.: 26 January 2016

Revised: 29 April 2016 – Accepted: 7 June 2016 – Published: 4 July 2016

**Abstract.** To date, there is no definitive approach to map snow depth in mountainous areas from spaceborne sensors. Here, we examine the potential of very-high-resolution (VHR) optical stereo satellites to this purpose. Two triplets of 0.70 m resolution images were acquired by the Pléiades satellite over an open alpine catchment (14.5 km<sup>2</sup>) under snow-free and snow-covered conditions. The open-source software Ame's Stereo Pipeline (ASP) was used to match the stereo pairs without ground control points to generate raw photogrammetric clouds and to convert them into high-resolution digital elevation models (DEMs) at 1, 2, and 4 m resolutions. The DEM differences (dDEMs) were computed after 3-D coregistration, including a correction of a  $-0.48$  m vertical bias. The bias-corrected dDEM maps were compared to 451 snow-probe measurements. The results show a decimetric accuracy and precision in the Pléiades-derived snow depths. The median of the residuals is  $-0.16$  m, with a standard deviation (SD) of 0.58 m at a pixel size of 2 m. We compared the 2 m Pléiades dDEM to a 2 m dDEM that was based on a winged unmanned aircraft vehicle (UAV) photogrammetric survey that was performed on the same winter date over a portion of the catchment (3.1 km<sup>2</sup>). The UAV-derived snow depth map exhibits the same patterns as the Pléiades-derived snow map, with a median of  $-0.11$  m and a SD of 0.62 m when compared to the snow-probe measurements. The Pléiades images benefit from a very broad radiometric range (12 bits), allowing a high correlation success rate over the snow-covered areas. This study demonstrates the value of VHR stereo satellite imagery to map snow depth in remote mountainous areas even when no field data are available.

## 1 Introduction

The seasonal snow cover in mountainous areas sustains mountain glaciers, alters frozen ground through its insulating effect, and plays a major role in mountainous ecosystems and plant survival (Keller et al., 2005). Snow cover is important for hydropower production, irrigation, urban supply, risk assessment, and recreation (Barnett et al., 2005). The seasonal snow on the ground can be characterized by various metrics, including the snow-covered area (SCA), the snow height (HS), the snow density  $\rho_s$ , and the snow water equivalent (SWE) (Fierz et al., 2009). A key moment to evaluate the snow cover as a water resource in an alpine catchment is the accumulation peak, when the SWE reaches its maximum value. In the Pyrenees, the accumulation peak associated to the persistent snow pack is generally between March and April (López-Moreno and García-Ruiz, 2004; López-Moreno et al., 2013). Even for small mountain catchments with areas of a few square kilometres, the spatial variability of the snow height and water equivalent is high due to a number of different processes: elevation gradient of snowfall, preferential deposition of precipitation induced by topographical effects, redistribution of snow by wind, sloughing, and avalanching (Grünewald et al., 2014).

Various techniques exist to monitor the HS and SWE at specific locations. The snow course is a standard protocol that is used to measure the SWE in the catchment areas of dams in many countries (DeWalle and Rango, 2008). An operator measures the HS with a snow probe at a number of predefined waypoints. The survey is repeated a few times during winter to obtain the amount of accumulated snow be-

fore spring freshets. The snow density is also estimated during a snow course, but this measurement is not conducted at every point because coring and weighing the snowpack takes a longer time than snow depth measurements (Sturm et al., 2010). In addition, many studies showed that the snow density is much less variable in space than the snow depth (Pomeroy and Gray, 1995; Marchand and Killingtveit, 2005; Jonas et al., 2009; López-Moreno et al., 2013). The snow course remains a time-consuming task which can be dangerous because of the risk of avalanches. Even in small catchments, this approach does not enable field operators to routinely sample the entire catchment area. Automatic measurements that are based on snow pillows, sonic rangefinders, and nuclear snow gauges are widely used in addition to manual measurements (Egli et al., 2009). GPS interferometry has been recently used to measure the HS at decimetre resolution (Larson et al., 2009; Gutmann et al., 2012) and could represent an alternative in snow-dominated regions, where geodetic GPS receivers are already operating for various purposes (e.g. plate deformation or weather monitoring). All these point-scale observations must be extrapolated by using statistical models and/or remotely sensed data (e.g. Martinec and Rango, 1981; Luce et al., 1999; Molotch et al., 2005; López-Moreno and Nogués-Bravo, 2006; Grünwald et al., 2013).

Remote sensing techniques are particularly suitable for monitoring snowpacks at the catchment scale under satisfactory safety conditions. Recent advances in the fundamental understanding of the distribution of mountain snow depth have been achieved through airborne lidar (light detection and ranging) campaigns (Deems and Painter, 2006; Deems et al., 2013). Lidar provides an accurate measurement of the snow depth with a very high spatial resolution, which is perfectly suited for monitoring snowpacks in mountainous areas, including forested areas (Hopkinson and Sitar, 2004; Grünwald et al., 2013). The vertical accuracy ranges from centimetres to a few decimetres (Grünwald and Scheithauer, 2010; Deems et al., 2013). This technique is being extended for operational purposes in the USA (Painter and Berisford, 2014; Airborne Snow Observatory, <http://aso.jpl.nasa.gov/>). However, airplane surveys are costly and do not allow global coverage. Terrestrial laser scanners (TLSs) are relatively less expensive than an airborne laser scanner (ALS) and offer comparable resolution and accuracy at mid-range distances (up to 300–500 m) (Prokop, 2008; Grünwald et al., 2010). However, holes in the dataset caused by convex landforms such as hills or moraines may limit the spatial covering of the TLS acquisition (Bühler et al., 2016). The beam divergence of TLS is generally lower over steep terrain but coarser over flat areas, which highlights the complementary nature of both ALS and TLS techniques in mountainous terrain.

Airborne and terrestrial photogrammetry has been investigated on snow surfaces since the 1960s (Cooper, 1965; Smith et al., 1967; Otake, 1980; Cline, 1993, 1994). Nevertheless, their successful assessment has been achieved only recently

(Ledwith and Lundén, 2001; Lee and Jones, 2008; Bühler et al., 2015; Nolan et al., 2015; Jagt et al., 2015). Airborne photogrammetry represents a relatively inexpensive alternative to lidar to generate accurate and precise HS maps. However, its use implies the presence of an operator to drive an unmanned aircraft vehicle (UAV) (Jagt et al., 2015) or a pilot to fly an airplane (Bühler et al., 2015; Nolan et al., 2015).

Satellite snow cover observations, including operational applications, have been performed for many decades (e.g. Rango A, 1976, 1994; Dietz et al., 2012). Numerous satellite-derived products exist at the global scale (Frei et al., 2012). Snow-covered area maps are routinely produced from visible or near-visible bands (e.g. MODIS products; Hall et al., 2002). When combined with a distributed snowmelt model, the SWE can be reconstructed from the monitoring of the SCA, provided that the last day of snow on the ground is known (e.g. Molotch and Margulis, 2008). An important limitation of this method for operational purposes is that it requires the user to wait until the end of the snow season.

Microwave remote sensing techniques have been demonstrated to be effective for monitoring snowpack-related metrics (SCA, HS, SWE, wet/dry state; Sokol et al., 2003). Numerous spaceborne radiometers with appropriate frequency channels have been in orbit since the 1960s (e.g. SMMR 1978; SSM/I 1987; AMSR-E 2002). However, the application of passive microwaves to snowpack monitoring in alpine regions is limited by the coarse resolution of spaceborne sensors, which are typically 10–25 km (Clifford, 2010), and the presence of liquid water in the snowpack. Another limitation is the SWE threshold, which impedes SWE retrieval for deep snowpacks (Dozier et al., 2016; > 0.15 m–0.20 m w.e.). Several attempts have been made to retrieve spatially distributed HS or SWE data from space by radar imagery (Papa et al., 2002; Leinss et al., 2014; Rott et al., 2014; Dedieu et al., 2014). However, the optimal frequency channels (Ku, Ka) are still absent from current SAR satellites. Radar can operate even under cloudy conditions, but snow penetration from band X or band C complicates these measurements, and large areas may remain masked because of the oblique view of the imager.

Satellite altimetry (e.g. ICESat) could potentially accurately determine the snow depth, but the large footprint is not optimal for small alpine catchments. Errors may arise from signal saturation and beam penetration. To date, there is no definitive approach to map snow depth in mountainous areas from spaceborne sensors (Lettenmaier et al., 2015).

The objective of this paper is to assess the potential of stereo images from a very-high-resolution (VHR) satellite to retrieve the snow depth. Recently, digital elevation models (DEMs) that were derived from Pléiades satellites have been assessed over various types of surfaces, such as end-of-summer glacier surfaces (Marti et al., 2014; Berthier et al., 2014), lake deposits and dunes (Schuster et al., 2014; Lucas et al., 2015), or landslide areas (Stumpf et al., 2014; Lacroix et al., 2015). Pléiades-derived DEMs exhibited sub-metre ac-

**Table 1.** Data sources and description. ADS means Airbus Defence and Space. GEODE and CESBIO are both laboratories of the Toulouse University (France). GeoFalco is a French start-up specialized in UAV data acquisition and processing.

Data sources	Acquisition date	Institution (acquired by)	Ground sampling distance (m)	Photogrammetric information	Products (resolution)
Pléiades-1B triplet	26 Oct 2014	ADS	0.70–0.73 m	$B/H = 0.22; 0.23; 0.45$	snow-free DEM (1 m;2 m; 4 m)
Snow probe measurements	10 Mar 2015	GEODE CESBIO	10–30 m	-	validation dataset
UAV photographs	10 Mar 2015	GeoFalco	0.10–0.40 m	70 % end lap, 70 % side lap	winter DEM (0.1 m;2 m)
Pléiades-1A triplet	11 Mar 2015	CNES	0.70–0.73 m	$B/H = 0.22; 0.26; 0.48$	winter DEM (1 m;2 m; 4 m)
UAV photographs	13 Jul 2015	GeoFalco	0.10–0.40 m	70 % end lap, 70 % side lap	snow-free DEM (0.1 m;2 m)

curacy in the elevation of these rugged topographies, which opens the possibility to sense the snow depth from space by subtracting a DEM that was obtained under snow-free conditions from a DEM that was obtained near the peak of snow accumulation. This study's goals are as follows.

- Generate, co-register, and differentiate two Pléiades DEMs in a small mountainous catchment without ground control points: a snow-free DEM and a DEM that was acquired near the snow accumulation peak.
- Assess the quality and accuracy of the difference in the Pléiades DEMs (dDEM) based on two datasets: (i) snow-probe measurements and (ii) another dDEM generated from two UAV surveys.
- Discuss the influence of the topography and land cover on the residuals between the Pléiades dDEM and the snow-probe measurements.

## 2 Study site

The study area is the Bassiès catchment (14.5 km<sup>2</sup>), which is an open alpine terrain in the north-eastern Pyrenees (Fig. 1). Bassiès is one of the main sub-basins of the Upper Vicdessos Valley, which has a long history of hydropower production (Taillefer, 1939; Antoine et al., 2012). The elevation ranges between 1156 and 2676 m a.s.l. (median elevation 1659 m) with a contrasted relief: while steep slopes delimit the watershed, the valley bottom is rather flat and exhibits gentle slopes in its central part. The catchment is ungauged, but the streamflow at the outlet is diverted toward a hydropower plant operated by “Electricité de France” (EDF). The average annual temperature in the area is 6.6°C and the mean annual precipitation is 1640 mm, of which at least 30 % falls as snow (Szczypta et al., 2015). The snow season generally starts in November–December and ends in May–June (Fig. 2). The catchment is 65 % covered by subalpine meadow and 25 % by vegetation-free rock and bare soils. The last 10 % is composed of intermediate vegetation (scattered short-conifer, 5 %), forest (2 %), and water surfaces (lakes and rivers, 3 %) (see the Supplement for the land-cover map).

## 3 Datasets

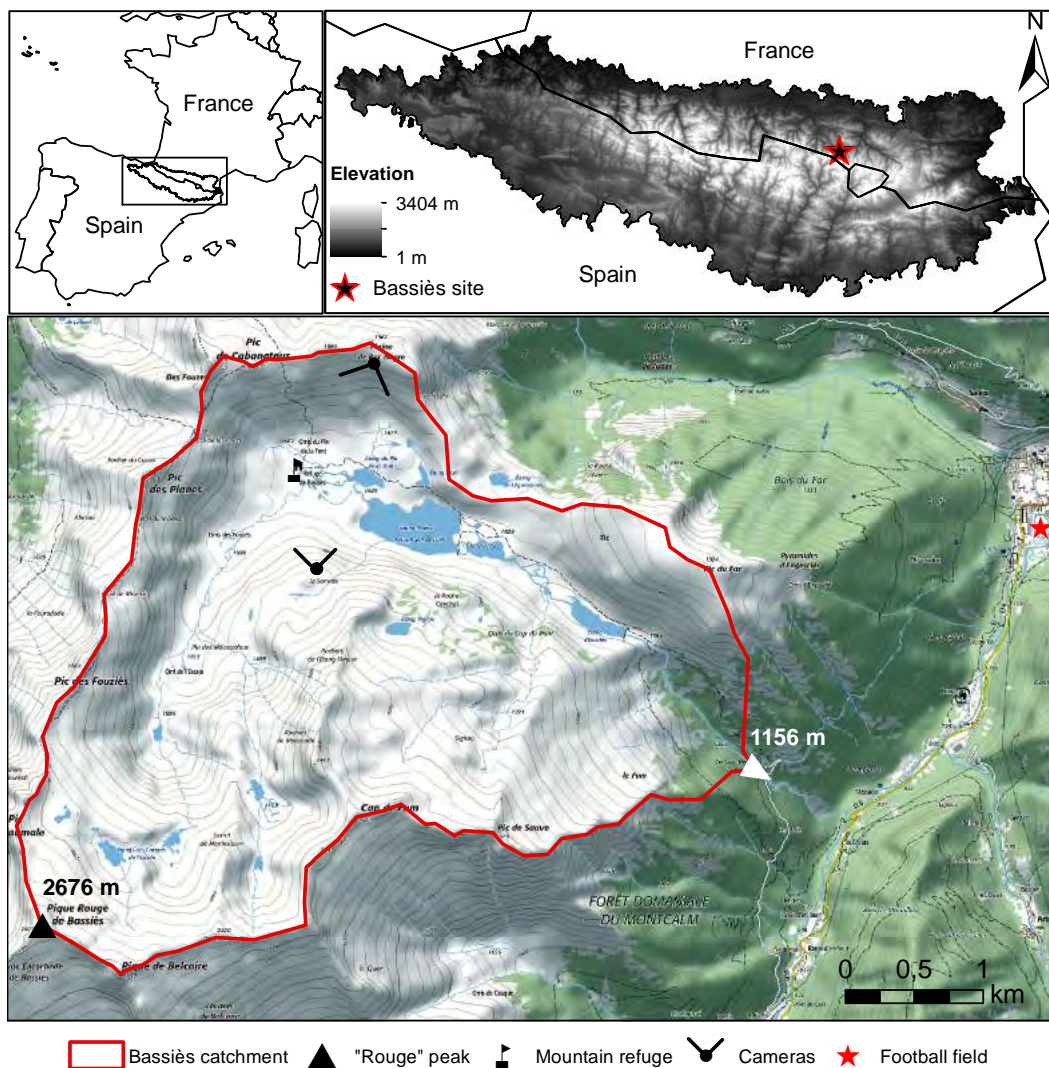
### 3.1 Pléiades images

The satellites Pléiades-1A and 1B fly on the same near-polar sun-synchronous orbit at an altitude of 694 km with a 180° phase and descending node at 10:30 a.m. The CCD optical sensors acquire images in push broom mode by using 5 × 6000 pixel arrays and a maximum of 20 integration lines (TDI) for the panchromatic band (480–830 nm) (Poli et al., 2015). The system can achieve stereoscopic imaging with an additional quasi-vertical image (tri-stereoscopy), which is particularly suited for dense urban and mountainous areas. The tri-stereo mode can combine three stereo pairs to generate multiple DEMs, namely front/nadir, nadir/back, and front/back stereo pairs. The Pléiades's pixel depth at acquisition is 12 bits, and the panchromatic images have an initial resolution of 0.70 m but are oversampled at 0.50 m before image delivery by a post-processing algorithm that was implemented by the French Space Agency (CNES).

Two Pléiades triplets were acquired over the Bassiès catchment, which is the area of interest in this study (Table 1). The snow-free acquisitions were programmed on 26 October 2014 (10:53:10, 10:53:31, and 10:53:52 LT). Each snow-free image covered a surface area of approximately 117 km<sup>2</sup>, which was centred on the Bassiès catchment. The images were acquired with viewing angles of 11.9, 0.7, and −10.9° in the along-track direction with respect to the nadir and −4.8, −4.3, and −3.7° in the across-track direction. Consequently, the base to height ( $B/H$ ) ratios were 0.22 (front/nadir pair), 0.23 (nadir/back pair), and 0.45 (front/back pair). The northern slopes were exposed to large shadows (approximately 10 % of the catchment area) and exhibit poor image contrast because of the sun's position during autumn (sun elevation 34°, azimuth 167°). No saturation or cloudiness were observed in the snow-free images.

The second triplet was acquired on 11 March 2015 (10:56:42, 10:57:03, and 10:57:27 LT), when the snow accumulation was presumably close to its maximum peak. Each winter image covered a surface area of approximately 115 km<sup>2</sup>, centred on the Bassiès catchment, as achieved for snow-free images. The images were acquired with viewing





**Figure 1.** Top: localization of study site relative to Europe and to the Pyrenees mountain. Bottom: Bassiès catchment (14.5 km<sup>2</sup>) on a TOP25 topographic map ©IGN (Institut national de l'information géographique et forestière).

angles of 10.5,  $-0.7$ , and  $-14^\circ$  in the along-track direction with respect to the nadir and with viewing angles of 0.4,  $-2.7$ , and  $-6.4^\circ$  in the across-track direction. Consequently, the estimated  $B/H$  were 0.22 (front/nadir pair), 0.26 (nadir/back pair), and 0.48 (front/back pair). The images had a very low cloudiness ( $<2\%$ ). Saturated zones represented less than 3% of the images and were located almost exclusively along the southern-exposed slopes. The northern slopes also exhibited abundant shadows (approximately 5% of the catchment area), but these shaded areas with low contrast were less extensive than those in the snow-free acquisitions (sun elevation  $41^\circ$ , azimuth  $157^\circ$ ).

### 3.2 UAV images

Two winged-UAV photogrammetric surveys were performed over a central subset of the Bassiès catchment (3.15 km<sup>2</sup>) to

determine the snow depth by DEM differencing (Table 1). The UAV was a real-time kinematic (RTK) © eBee that was equipped with a 12 MP camera:

- in winter, on 10 March 2015, 785 images during four parallels flights with 70% lateral and longitudinal overlaps were acquired by a Canon IXUS 127 HS camera (4608 × 3465 pixels; sensor dimension: 6.170 mm × 4.628 mm; focal length: 4.380 mm);
- in summer, on 13 July 2015, 964 images during four parallels flights with 70% lateral and longitudinal overlaps were acquired by a Sony DSC-WX220 camera (4896 × 3672 pixels; sensor dimension: 6.170 mm × 4.628 mm; focal length: 4.572 mm).

The flight altitude was maintained at approximately 150 m, which provided a mean ground sampling distance (GSD)



**Figure 2.** Comparison of terrestrial oblique pictures taken by an automatic camera (see Fig. 1 for localization). On the left, the pictures were taken on 26 October 2014. On the right, the pictures are from 10 March 2015. These photographs were taken at the same time of day as the Pléiades images taken on 11 March 2015 (11:00 LT).

from 0.10 to 0.40 m. Both the winter and snow-free acquisitions were achieved under very clear sky conditions. On-board RTK corrections were performed at a frequency of 20 Hz. UAV orientation was improved during the winter survey through the use of a GPS base, which was installed on the flat dropping zone of the mountain refuge during the survey. Five georeferenced ground targets were placed in the valley bottom during the summer and identified on the UAV images to improve the absolute positioning accuracy.

### 3.3 Snow probing

We collected up to 501 hand-probed depth measurements on 10 March 2015, at the time of the UAV survey, and 1 day before the Pléiades acquisition (Table 1). Because of the limited available time on the field, we attempted to cover an area that could represent of a large part of the catchment topography. The distance between each sample ranged from 10 to 30 m. We used two types of snow probes with lengths of 2.2 and 3.2 m. The snow probing coordinates were recorded by using a differential GPS (DGPS) with a mean of 15 acquisitions (one per second) per probe location. We used the Trimble Geo XH 2008 (GPS) and Geo XH 6000 (GPS and Glonass). Post-treatment corrections were collected from a base that was 21 km away, specifically the French “Réseau Géodésique Permanent” (RGP) network (base “Mercus-Garrabet”). This process enabled us

to achieve 0.1 m accuracy in the horizontal and vertical directions of the snow probing locations.

### 3.4 Land-cover map

A 2008 land-cover map, which was updated by a field survey in July 2015, was generated through an object-based approach and expert interpretation of aerial photographs (Sheeren et al., 2012; Houet et al., 2015) (see the Supplement for the land-cover map). The vegetation types were aggregated into seven classes to reflect the type of land cover that may influence the comparison between the Pléiades dDEM and the snow-probe measurements: mineral surfaces (bare soil and rocks), water surfaces (rivers and lakes), peatland, low grass (rangeland, grassland, and subalpine meadows), shrubs, trees (conifer and deciduous), and unknown.

## 4 Methods

### 4.1 Production of DEMs, orthoimages, and dDEMs from Pléiades images

A tri-stereoscopic acquisition was considered to (i) limit the areas potentially masked by the rugged topography of the studied catchment, (ii) improve the correlation by providing different  $B/H$  ratios, and (iii) obtain a nearly 100% air image



to improve the orthorectification process and accuracy of the absolute co-registration offset.

Snow-free and winter Pléiades DEMs were generated from the image triplets through the Ames Stereo Pipeline (ASP, version 2.4.8.), an open-source automated stereogrammetry software by NASA (Broxton and Edwards, 2008; Moratto and Broxton, 2010; Willis et al., 2015) (Fig. 3). The ASP was primarily designed to create DEMs of ice and bare-rock surfaces. The ASP supports any Earth imagery that uses the rational polynomial coefficient (RPC) camera model format. The RPC model is an analytical model, provided here as meta-data by Airbus Defense and Space (ADS), which gives a relationship between the image coordinates and the ground coordinates with  $z$  as the height above an ellipsoid and includes both a direct model (image to ground) and an indirect model (ground to image) (ASTRIUM, 2012). Spatio-triangulation was based on the RPC model, which was refined from an automated tie points generation without including ground control points (GCPs). We parameterized the ASP to project the images into an epipolar geometry to reduce the search range before the correlation (normalized cross correlation) and triangulation steps. We generated three point clouds from the three stereoscopic pairs from the *stereo* command and merged them. The DEMs were rasterized at 1, 2, and 4 m cell sizes from the merged point cloud through the *point2dem* command. Resolutions lower than 1 m are not relevant given the original image resolution and resolutions higher than 4 m will smooth out most of the interesting snow depth features. The elevation values at a given grid point were obtained as a weighted average of the elevations of all points in the cloud within the search radius of the grid point, with the Gaussian curve as weighting function (see the Supplement for the ASP's parameters) (NASA, 2015).

Snow-free and winter DEMs at 4 m were horizontally co-registered by iteratively shifting the winter DEM with respect to the summer DEM (reference) by minimizing the standard deviation (SD) of the elevation difference distribution (Berthier et al., 2007). The final horizontal shifts were applied to the winter DEM were  $-5.2$  m in northing and  $+2.8$  m in easting (Table 2). We obtained similar results by computing the optimal shift at 1 and 2 m resolution. This result is consistent with the expected localization precision that was provided by the RPCs from the Pléiades images. Without GCPs, the horizontal location accuracy of the images was estimated at 8.5 m for a circular error at a confidence level of 90 % (CE90) for Pléiades-1A and 4.5 m for Pléiades-1B (Lebegue et al., 2010; Gleyzes et al., 2013). The same shift was applied to the 2 and 1 m winter DEMs.

Winter and snow-free nadir images were rectified at 1 m resolution from their respective DEMs, before co-registration. By picking six widespread corresponding points on the snow-free and winter images, the mean shifts were  $-5.2$  m in northing (SD = 0.7 m) and  $+3.2$  m in easting (SD = 0.5 m), which are consistent with shifts from the DEM co-registration technique. The low SD values indicate that

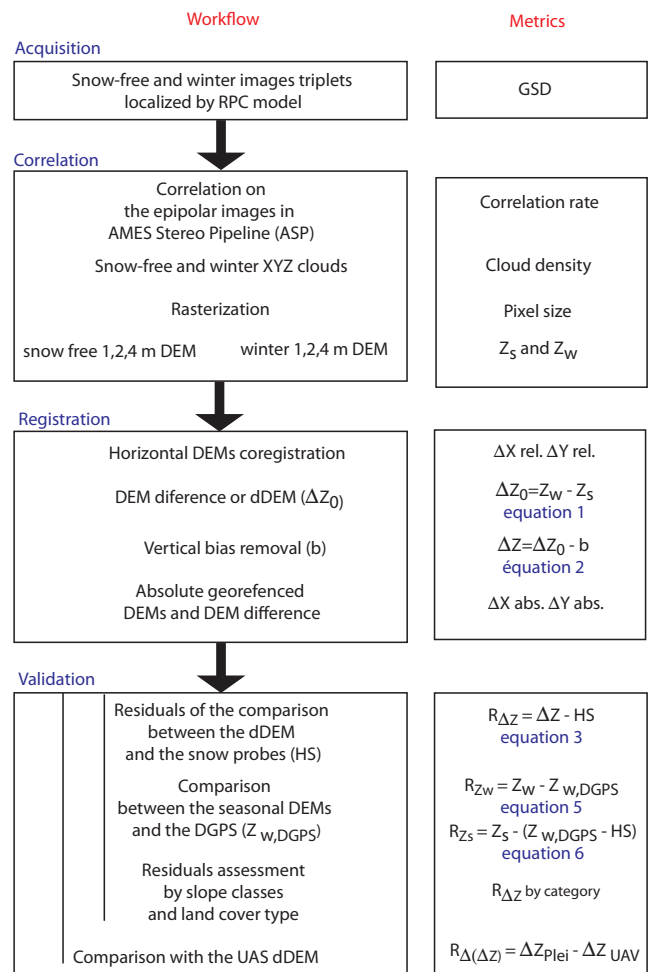


Figure 3. Successive phases in Pléiades triplets processing and associated metrics of assessment.

the horizontal shift was almost constant in the image. A classification of the image pixels into snow and snow-free classes based on intensity thresholds was performed on the winter orthoimage (Table 3). Two intensity thresholds were visually adjusted in order to treat specifically the case of the shaded snow surfaces from the general case.

dDEM<sub>s</sub> were produced at 1, 2, and 4 m spatial resolution by subtracting the snow-free DEM from the winter DEM on a pixel by pixel basis:

$$\Delta Z_0 = Z_w - Z_s, \tag{1}$$

where  $Z_w$  is the pixel value in the winter DEM, and  $Z_s$  is the pixel value in the snow-free DEM.

An absolute horizontal shift in the Pléiades DEMs was estimated from six widespread points that were identified on an aerial orthophoto from IGN (Institut national de l'information géographique et forestière), which presents an absolute accuracy of approximately 2 m. The shift between the snow-free Pléiades orthoimage and the IGN orthophoto was  $+3$  m (SD = 0.38 m) in northing and  $-0.8$  m

**Table 2.** Summary of the different co-registrations and bias corrections performed to produce the Pléiades and the UAV DEM and dDEM maps. SD means standard deviation. The term workflow metrics refer to the data presented in Fig. 3.

Input data	Reference data	Type of coregistration	Values of adjustments	Comments
4 m Pléiades winter DEM	4 m Pléiades summer DEM	xy relative coregistration $\Delta X_{rel}, \Delta Y_{rel}$	-5.2 m north +2.8 m east	Workflow metrics (same shifts applied to the 1 m and 2 m Pléiades winter DEMs)
1 m Pléiades winter orthoimage	1 m Pléiades summer orthoimage	xy relative coregistration	-5.2 m north (SD = 0.70 m) +3.2 m east (SD = 0.50 m)	Verification metrics
1, 2, 4 m Pléiades dDEMs	dDEM snow-free football field	z relative coregistration $b$	$b_{1m} = -0.46$ m (SD = 0.25 m) $b_{2m} = -0.48$ m (SD = 0.20 m) $b_{4m} = -0.44$ m (SD = 0.15 m)	Workflow metrics
2 m Pléiades dDEMs	78 widespread points over snow-free areas	z relative coregistration $b$	Median $b = -0.70$ m Mean $b = -0.74$ m SD $b = 0.26$ m	Verification metrics
1 m Pléiades summer orthoimage	6 widespread points on the 0.50 m IGN orthoimage	xy absolute coregistration $\Delta X_{abs}, \Delta Y_{abs}$	+3 m north (SD = 0.38 m) -0.8 m east (SD = 0.35 m)	Workflow metrics (same shifts applied to all the Pléiades dDEMs)
0.1 m UAV dDEM	353 widespread points over snow-free areas	$\Delta Z$ correction based on a trend surface of order 3	RMSE: 0.34 m	Post-treatment correction. Same correction applied on the 1 m and 2 m UAV dDEMs

**Table 3.** Percentage of potential outliers and no data in the dDEM values, considering the catchment area, the snow-covered area of the catchment, and the snow-covered area of the catchment located out of the shadows due to the high cliffs (here indicated as “sunny snow”).

Data source	Pixel size	No data	Percentage of				
			$\Delta Z < 0$ m		$\Delta Z > 15$ m		
			in the catchment	on snow	on sunny snow	in the catchment	on snow
Pléiades tri-stereo	1 m	2.4 %	22.4 %	14.7 %	9.4 %	0.14 %	0.09 %
	2 m	1.7 %	24.5 %	17 %	11.3 %	0.15 %	0.1 %
	4 m	1.2 %	22 %	14.5 %	9.8 %	0.17 %	0.1 %

(SD = 0.35 m) in easting (Table 2). The dDEMs were then shifted based on this absolute horizontal offset to be consistent with the DGPS and the georeferenced snow-probe measurements.

Then, we removed a constant vertical bias from  $\Delta Z_0$  (Eq. 1) to obtain the final dDEMs:

$$\Delta Z = \Delta Z_0 - b, \tag{2}$$

where  $b$  is a constant vertical bias, which is determined from a unique, stable, and flat area of the satellite winter and autumn images that is easy to interpret. We chose to evaluate  $b$  from a snow-free football field in the image that was 5 km from the mountain refuge (Fig. 1). The value of  $b$  was assumed to be equal to the median of the dDEM distribution on the football field (Table 2). After this bias correction, dDEM pixels with negative values were classified as “no data”, which include 8 to 10 pixels that correspond to a snow-probe measurement (Table 4). We classified the percentage of negative dDEM pixel values over the Bassiès catchment ac-

ording to the presence of snow and excluded shadow areas from steep rocks or cliffs.

Verifying whether a vertical bias that is measured over a small portion of a dDEM at low elevations (football field) can be used to correct an entire dDEM is very important. To test this assumption, we extracted 78 widespread values from the 2 m Pléiades dDEM before bias correction (Eq. 1). We photo-interpreted these points on snow-free rock areas, roads, or bare soil in the absolute georeferenced winter orthoimage by avoiding the steepest slopes ( $< 30^\circ$ ) and by covering a large elevation range (790–2510 m). We did not use this information to remove the bias because we aimed to evaluate a simple workflow that could become operational (Table 2).

#### 4.2 Production of UAV DEMs and dDEMs from the UAV images

UAV DEMs were generated from the overlapping drone images by using the PIX4D software, which uses a structure-from-motion algorithm (Westoby et al., 2012). The focal

length as well as the lens distortion modelling parameters of the cameras were adjusted for each flight during the automatic PIX4D workflow. Five GCPs were available in summer to improve the snow-free images orientation. Except the position of the GPS-base, no GCPs were available during the winter survey; thus the winter images were co-registered to the summer images to improve their orientation. Generated point clouds were rasterized at 0.1, 1, and 2 m cell sizes for both the snow-free and winter DEMs. Subsequently, 0.1, 1, and 2 m dDEM were obtained by differencing the corresponding snow-free DEM from the winter DEM. The UAV-image acquisition, the UAV-image processing, and the UAV DEM generation were performed by a private company (Table 1).

After an initial comparison with the snow-probe measurements, a marked planar bias-oriented SW–NE was identified on the dDEM. Comparing the winter UAV DEM values to the winter DGPS measurements ( $N = 343$ ) showed that the bias resulted from a bad stereo orientation, which led to some deformations in the winter DEM. To correct that bias, we extracted 353 widespread values from the 0.1 m UAV dDEM at locations where the snow depth was supposed to be 0 based on the winter orthoimage (emerging bare rock). We generated trend surfaces of order 1, 2, and 3 based on these values and subtracted them from the 0.1 m dDEM. The trend surfaces are defined by fitting a polynomial function to the sample points. Here we tried polynomial functions of order 1, 2, and 3. This processing was done using ArcGIS Spatial Analyst toolbox. The results improved significantly at each polynomial order, so we corrected the dDEM with the order 3 trend, which best fit the dDEM values from the emerging bare rocks (root mean square error (RMSE) before trend removal is 0.96 m; for order 1, RMSE is 0.44 m; for order 2, RMSE is 0.39 m; for order 3, RMSE is 0.34 m). The results presented below are based on the de-trended dDEM values at each pixel resolution. An extra point that was located on the flat dropping zone of the mountain refuge was used to correct a constant bias after the trend removal (0.1 m: +0.33 m; 1 m: +0.43; 2 m: +0.41 m).

### 4.3 Pléiades and UAV dDEM assessments and comparison

We compared the Pléiades dDEM at 1, 2, and 4 m resolutions and the UAV dDEM at 0.1, 1, and 2 m resolution to the snow-probe measurements. We calculated the values of the residual vector  $R_{\Delta Z}$  as follows:

$$R_{\Delta Z} = \Delta Z_i - \text{HS}. \quad (3)$$

$\Delta Z_i$  is the subset of the dDEM values, where  $\Delta Z \geq 0$  after bias correction (Eq. 2), which were sampled by snow probing. HS are the snow-probe measurements. We considered that the measurements from the snow probes had a random error of  $\sigma_{\text{probe}} = 0.15$  m but did not introduce a systematic error term.

The metrics that were used to describe the quality of the dDEM were the percentage of no-data values after the stereo processing and the statistics of  $R_{\Delta Z}$ : (i) the mean and the median, which were used to evaluate the vertical accuracy of the dDEM, and (ii) the SD and the normalized median absolute deviation (NMAD), which were used to characterize its vertical precision. The NMAD is a metric for the dispersion of data that are not as sensitive to outliers as the SD (Höhle and Höhle, 2009):

$$\text{NMAD} = 1.4826 \text{ median}(|(R_{\Delta Z} - m_{R_{\Delta Z}})|), \quad (4)$$

where  $m_{R_{\Delta Z}}$  is the median of the residuals.

We also assessed how the  $\Delta Z$  and HS values correlate through a rank correlation method. We used the Spearman correlation factor, called  $\text{cor}_s$ , which is sensitive to neither the presence of outliers nor the existence of nonlinear correlations (Chueca et al., 2007; Borradaile, 2013).

The snow depth was greater than the snow-probe length for 50 occurrences. These cases where the operator did not reach the ground were excluded from these statistics and were only exploited as binary information to assess the dDEM (see the Supplement).

We snapped and subtracted the 2 m UAV dDEM from the 2 m Pléiades dDEM. We visually compared both dDEM maps and the dDEM differences. We performed a SW–NE transect (1.6 km long) and compared the dDEM values along that transect.

## 4.4 Residual analysis on the Pléiades data

### 4.4.1 Photogrammetric processing

We calculated the density of the summer and winter raw point clouds that were generated during the correlation process based on the front nadir/stereo pair (Fig. 3). The Pléiades panchromatic images had a pixel size of 0.5 m, so a mean density of 4 points per square metre would indicate a correlation success at the minimum achievable interval. Areas with lower density values require a higher search range in the interpolation of the raster cell value from the point cloud.

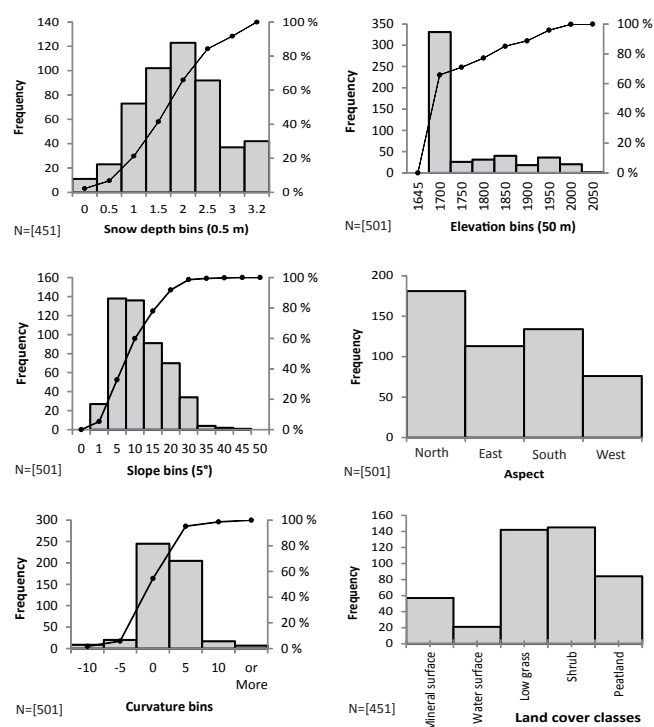
### 4.4.2 DEM contributions

To identify whether the final systematic and random errors were due to the snow-free DEM or the winter DEM, we computed two distinct residuals terms for the 2 m Pléiades dDEM as follows:

$$R_{Z_w} = Z_w - Z_{w,\text{DGPS}}, \quad (5)$$

$$R_{Z_s} = Z_s - (Z_{w,\text{DGPS}} - \text{HS}). \quad (6)$$

We assume all the random errors to be uncorrelated. The random error on the DGPS measurements was  $\sigma_{\text{DGPS}} = 0.1$  m for all the points. The second term of the Eq. (6) ( $Z_{w,\text{DGPS}} - \text{HS}$ ) provides snow-free reference elevation values at the



**Figure 4.** Distribution of the snow-probe sampling, according to the snow depth, the elevation, the slope, the aspect, the curvature, and the land-cover classes. On the whole snow-probe sampling ( $N = 501$ ), the snow probe did not reach the ground for 50 occurrences.

snow-probe locations. This term has a random error from both uncertainties in the snow probe and the DGPS. Hence, two random error terms exist because of the DGPS and snow-probe measurements ( $\sigma_{\text{DGPS}+\text{probe}} = 0.18\text{ m}$ ; see the Supplement for more details on the random error calculation).

#### 4.4.3 Snow height, topography, and land-cover influences

Various factors limit the acquisition of snow-probe measurements, such as exposure to avalanches, human mobility on this challenging terrain, and the available time on the field. The snow depths that were obtained with the snow probes ranged from 0 to 3.2 m (Fig. 4). We assessed the influence of HS on the residuals between the dDEM and HS (Eq. 1). The snow heights from the snow probes do not represent the entire topographic variability of the catchment (Fig. 4). Here, we summarize the different ranges of the main topographical variables that are associated with the snow-probe data:

- The sampling-elevation range is 1645–2000 m a.s.l. However, 70 % of the snow-probe values are between 1645 and 1700 m a.s.l. The elevation range of the catchment is 1156–2676 m a.s.l. (median elevation of 1930 m). Therefore, we did not assess the residuals' distribution (Eq. 1) according to the elevation.

- The slope, which was derived from the 2 m snow-free Pléiades DEM, was associated with the snow-probe measurements and ranged continuously from almost 0° (flat areas) to 25°. A dozen snow-probe values were recorded in steeper zones but were not considered as statistically representative. The median slope of the catchment was 26°, and a variety of slope values are present in the catchment, from flat area to cliff.

- The different aspect classes were well sampled during the snow-probe survey.

- The snow depth sampling range according to the curvature was quite limited because of the difficulty in performing snow probing in marked convex or concave areas. Therefore, we did not assess the residuals' distribution (Eq. 1) according to the curvature.

The distribution of the residuals between the dDEM and HS values was analysed according to the different land-cover classes. The land-cover classes in the snow-probe data were minerals (12 %), water surfaces (4 %), low grass (32 %), shrubs (33 %), and peatland (19 %). The peatland class is overrepresented and mineral surfaces are underrepresented in the probe dataset with respect to the Bassiès catchment area.

#### 4.5 Contribution of the tri-stereoscopy

To our knowledge, the added value of tri-stereoscopy relative to bi-stereoscopy has not been clearly established for an open alpine terrain. To provide a preliminary assessment of this contribution, we generated two seasonal DEMs from two individualized stereo pairs in both snow-free and winter cases. The first Pléiades pair consists of backwards and almost nadir images, and the second pair consists of forward and almost nadir images. Consequently, we generated a dDEM map for each stereo pair. We compared these dDEM maps to the snow-probe measurements.

## 5 Results

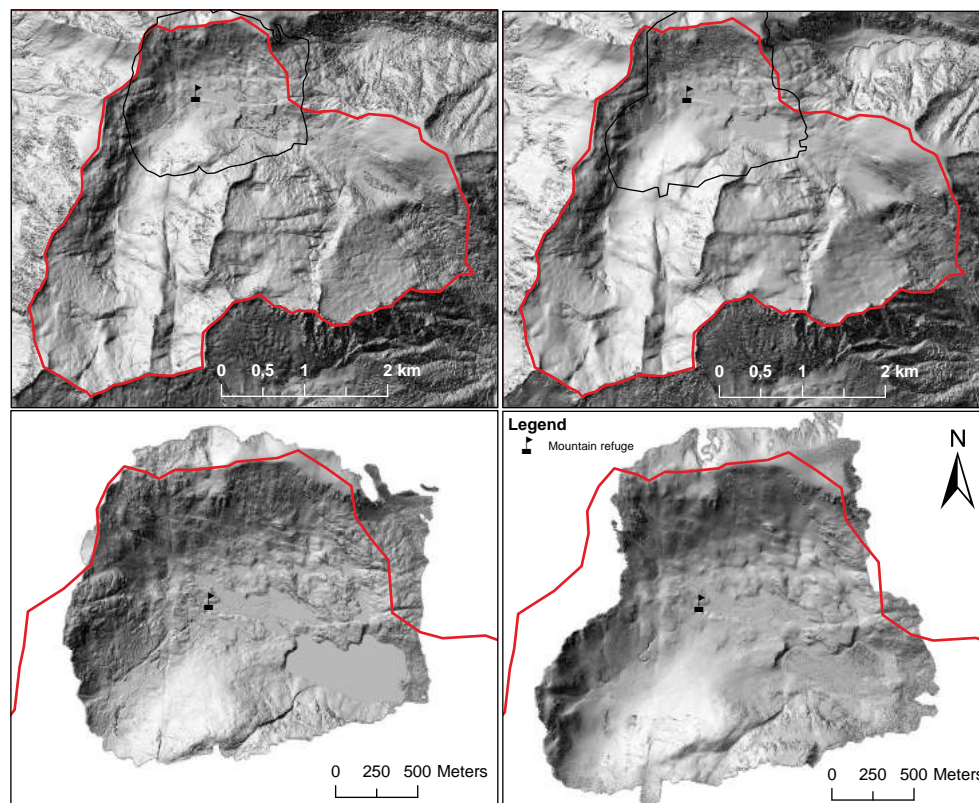
### 5.1 Pléiades dDEM assessments

The snow-free DEM and winter DEM are shown in Fig. 5. The small-scale topographic features are well captured by the high-spatial resolution of the DEMs. The winter DEM is characterized by a smoother texture. The distribution of the dDEM values (inset in Fig. 6) has the typical gamma or log-normal distribution shape that is reported in the literature (e.g. Winstral and Marks, 2014). Considering the whole Bassiès catchment, the mean of  $\Delta Z$  is 2.15 m and its SD is 1.72 m.

The Pléiades 2 m dDEM is composed of 1.7 % of no-data entries in the Bassiès catchment (2.4 and 1.2 % for the 1

**Table 4.** Statistics relative to the comparison between the Pléiades and the UAV dDEMs to the snow-probe measurements, according to the pixel resolution. Significant correlations ( $p$  values  $< 0.05$ ) are marked with asterisks. NMAD means normalized median absolute deviation (Höhle and Höhle, 2009).

Data source	dDEM pixel size	Number of snow-probe sampling	Median (m)	Standard deviation (m)	NMAD (m)	Spearman correlation $\text{cor}_s(\Delta Z, \text{HS})$
Pléiades tri-stereo	1 m	443	-0.15	0.62	0.47	0.71*
	2 m	442	-0.16	0.58	0.45	0.72*
	4 m	441	-0.12	0.69	0.51	0.67*
Pléiades front/nadir stereo pair	4 m	411	-0.54	0.64	0.53	0.62*
Pléiades nadir/back stereo pair	4 m	450	0.13	0.61	0.47	0.73*
UAV photographs	0.1 m	343	-0.07	0.63	0.38	0.8*
	1 m	336	-0.15	0.62	0.36	0.79*
	2 m	339	-0.11	0.62	0.35	0.79*



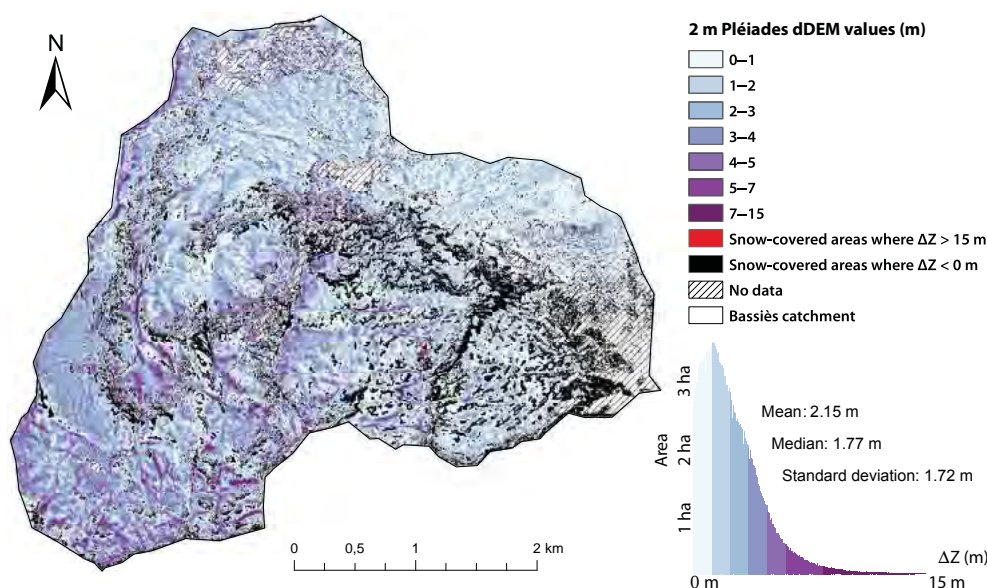
**Figure 5.** Hillshade of snow-free 2 m Pléiades (top left) and 1 m UAV (bottom left) DEMs and winter 2 m Pléiades (top right) and 1 m UAV (bottom right) DEMs. The outlines of the UAV extents are indicated in the Pléiades extents.

and 4 m dDEMs respectively) (Table 3). These no-data entries originate from data gaps in the raw points clouds, which are produced by the ASP before rasterization. Considering the Bassiès catchment area, 25 % of the pixels of the 2 m dDEM exhibit negative values (23 and 22 % for the 1 m and 4 m dDEMs respectively). The percentage of negative 2 m dDEM pixel values on the SCA is 17 % (14.7 and 14.5 % for the 1 and 4 m dDEMs respectively). This fraction is less important if we do not consider the snow pixels in the shaded

areas (direct shadow from the surrounding cliffs): 11.3 % for the Pléiades 2 m dDEM (9.4 and 9.8 % for the 1 and 4 m dDEMs respectively). The Pléiades 2 m dDEM pixels with values above 15 m represent a very limited fraction, which is negligible on snow (less than 0.1 %). These values should most probably be interpreted as inconsistent and classified as no data.

We calculated a constant vertical bias  $b$  from a snow-free football field (see section 4.1). The value of  $b$  for each





**Figure 6.** 2 m Pléiades dDEM map interpreted as snow height (metres) in Bassiès catchment.

dDEM resolution is  $b_{1m} = -0.46$  m,  $b_{2m} = -0.48$  m, and  $b_{4m} = -0.44$  m. The bias value distribution of the football field has a mean value that is close to the median (1 m:  $-0.43$  m; 2 m:  $-0.45$  m; and 4 m:  $-0.42$  m) and a low SD (1 m: 0.25 m; 2 m: 0.20 m; 4 m: 0.15 m). The bias assessment which was performed over the entire Pléiades dDEM ( $110 \text{ km}^2$ ) and was based on 78 widespread values (see section 4.1) indicates a median of  $-0.70$  m, a mean of  $-0.74$  m, and an SD of 0.26 m. The low SD value and the median difference confirm the possibility to remove a constant bias from a unique area, with small random and systematic errors:

$$\text{median (football field)} - \text{median(entire dDEM)} = -0.22 \text{ m.}$$

The comparison with the snow-probe data indicates that the Pléiades dDEMs are consistent with the snow depth measurements (Table 4). The median values of the residuals distribution  $R_{\Delta Z}$  are relatively low (between  $-0.12$  and  $-0.16$  m) and close to the mean of the distribution at each pixel resolution ( $\pm 0.05$  m between the median and mean). A slight influence from the pixel size is present (Table 4). For our validation dataset, the 2 m Pléiades dDEM exhibits slightly better precision and accuracy. For this dDEM, the SD is 0.58 m and the NMAD is 0.45 m. The  $\Delta Z$  and HS datasets are significantly correlated at each pixel resolution ( $\text{cor}_s$  ranges between 0.67 and 0.72). The linear regression between the dDEM values and the snow-probe measurements is close to the 1 : 1 line ( $\Delta Z_{2m} = 0.90 \cdot \text{HS}$ ) (Fig. 7).

Figure 8 shows the spatial distribution of the snow depth measurements and the residuals of the 2 m dDEM. No obvious pattern is present in the residuals, although the absolute residuals are higher in the southern part of the surveyed area, where the slopes are the steepest (see Sect. 5.4.3).

Overall, the snow-probe dataset exhibits a low systematic error and is spatially homogeneously distributed.

## 5.2 UAV dDEM assessments

The SD and the NMAD indicate a decimetric random error, at each pixel resolution ( $\text{SD}_{2m} = 0.62$  m,  $\text{NMAD}_{2m} = 0.35$  m). The  $\Delta Z$  and HS values are significantly correlated (mean  $\text{cor}_s$  0.79). The median value of the residual distribution  $R_{\Delta Z}$  is slightly negative and ranges from  $-0.07$  to  $-0.15$  m according to the pixel size.

Figure 8 shows the spatial distribution of the snow depth measurements and the residuals of the 2 m UAV dDEM. From this map, no obvious pattern is present in the residuals.

## 5.3 Comparison of the Pléiades and UAV dDEMs

The Spearman correlation factor  $\text{cor}_s$  between the Pléiades and UAV dDEM values is 0.62 and significant at 95 % confidence ( $N = 527 \cdot 10^3$ , number of values of the sample size). The datasets were not co-registered. The comparison between the 2 m Pléiades and the 2 m UAV dDEMs is characterized by a residual distribution with a median of  $-0.14$  m (mean  $-0.06$  m), an SD of 1.47 m, and an NMAD of 0.78 m.

The 2 m Pléiades and UAV dDEM maps exhibit very similar patterns (Fig. 9). Similar snow features are identifiable in both dDEM maps, such as a marked over-accumulation of snow along a topographic ridge that stretches from the refuge to the lake, snow traps for wind-blown snow and snow cornices. These features are also observable in the terrestrial photography (Fig. 2). A transect over a common area that is covered by both the 2 m Pléiades and 2 m UAV dDEMs



**Table 5.** Statistics relative to the comparison between the 2m Pléiades dDEM (tri-stereo) and the snow-probe measurements, according to the snow depth, slope and aspect, and the land-cover classes. Significant correlations ( $p$  values  $< 0.05$ ) are marked with asterisks. NMAD means normalized median absolute deviation (Höhle and Höhle, 2009).

Variable	Interval bins	Number of snow-probe sampling	Median (m)	Standard deviation (m)	NMAD (m)	Spearman correlation $\text{cor}_s( R_{\Delta Z} , \text{HS})$
Snow depth	[0 m; 0.5 m]	25	0.24	0.22	0.31	0.3*
	[0.5 m; 1 m]	65	-0.01	0.46	0.33	
	[1 m; 1.5 m]	94	-0.07	0.44	0.39	
	[1.5 m; 2 m]	114	-0.24	0.60	0.34	
	[2 m; 2.5 m]	72	-0.32	0.68	0.54	
	[2.5 m; 3.2 m]	46	-0.63	0.56	0.39	
Slope	[0° ; 5°]	150	-0.10	0.42	0.32	0.26*
	[5°; 10°]	117	-0.19	0.53	0.41	
	[10°; 15°]	81	-0.30	0.53	0.59	
	[15°; 20°]	63	-0.30	0.79	0.7	
	> 20°	31	-0.18	0.93	0.75	
Aspect	North	159	-0.20	0.6	0.43	-
	East	113	-0.15	0.63	0.48	
	South	134	-0.16	0.55	0.46	
	West	43	-0.12	0.55	0.39	
Land cover	All classes	442	-0.16	0.58	0.47	0.72
	Mineral	56	-0.2	0.79	0.60	0.74
	Water	21	-0.32	0.55	0.50	0.67
	Low grass	140	-0.16	0.49	0.35	0.74
	Shrub	140	-0.15	0.63	0.51	0.68
	Peatland	84	-0.15	0.51	0.42	0.69

highlights the consistency in both  $\Delta Z$  variations. Over this transect, the SD of the residuals between the Pléiades and UAV dDEMs is 0.78 m and the median is  $-0.16$  m.

## 5.4 Residual analysis on the Pléiades data

### 5.4.1 Photogrammetric processes

The density values of the raw point clouds ( $\text{pts. m}^{-2}$ ) from the correlation process based on the front nadir/stereo pair are close to the maximum achievable value ( $4 \text{ pts. m}^{-2}$ ) in both the winter and snow-free DEMs at the snow-probe locations (see the Supplement for the density maps, Figs. 2 and 3). Therefore, the dDEM assessment should not be influenced by the interpolation process that creates the raster DEMs at the first order.

### 5.4.2 Pléiades DEM assessment

We decompose the respective contributions from the snow-free and winter DEMs to the dDEM residuals (Eqs. 5 and 6, Fig. 10). The medians of  $R_{Z_w}$  and  $R_{Z_s}$  distributions are  $-0.91$  and  $-0.25$  m respectively, leading to a difference of

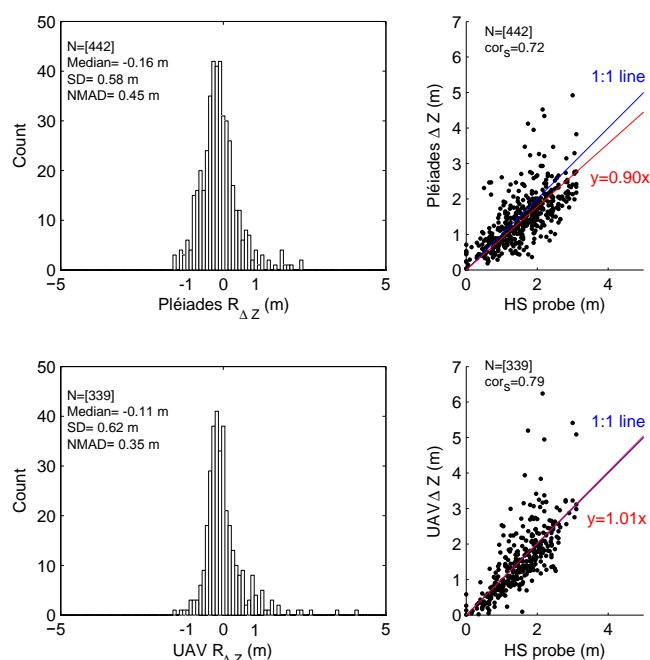
$$\text{median}(R_{Z_w}) - \text{median}(R_{Z_s}) = -0.66 \text{ m.}$$

This value is consistent with the median of  $-0.64$  m for the  $R_{\Delta Z_0}$  distribution that was identified with the HS probe measurements before the bias correction (the bias that was identified on the football field was  $-0.48$  m). The  $R_{Z_w}$  and  $R_{Z_s}$  values in Fig. 10 are corrected from the bias by removing the median. The SDs of  $R_{Z_w}$  and  $R_{Z_s}$  are 0.32 m and 0.66 m respectively. These estimations are consistent with the SD of the 2 m residual distribution  $R_{\Delta Z}$  (0.58 m).

### 5.4.3 Influences of topography and land cover

The correlations between the residuals distribution and the snow depth or the terrain slope are weak but significant (0.3 and 0.26). The deviation of the residuals distribution  $R_{\Delta Z}$  increases slightly with the slope. However, the number of snow-probe measurements varies by interval and thus limits the interpretation of the statistics (Table 5).

The snow-probe measurements associated to the low grass and peatland classes present the lower deviation in the residuals' distribution (SD = 0.49 and 0.51 m). The most important dispersions are associated to the mineral and the shrub classes (SD = 0.79 and 0.63 m).



**Figure 7.** Top left: histogram of the distribution of the residuals between the 2 m Pléiades dDEM and the snow-probe measurements. Bottom left: histogram of the distribution of the residuals between the 2 m UAV dDEM and the snow-probe measurements. Top right: scatter plot between the 2 m Pléiades dDEM and the snow-probe measurements. Bottom right: scatter plot between the 2 m UAV dDEM and the snow-probe measurements. Blue line is the 1 : 1 line. Red line is the least-square best fit of a linear function with a zero intercept  $y = ax$ .

## 6 Discussion

### 6.1 Production of DEMs and dDEMs from Pléiades images

The method that was proposed here is based on VHR satellite stereo imagery. The agility of the Pléiades satellites provides a wide range of  $B/H$  ratios, including small values, which are necessary for alpine topography. We programmed a  $B/H$  of 0.2 between two consecutive stereo pairs to improve the correlation success rate and limit the shading effect of topography. The snow-free and winter front/back pairs ( $B/H = 0.4$ ) created less dense photogrammetric clouds. Thus, the number of no-data pixels would have increased in the final DEM for a bi-stereo acquisition that was based on a  $B/H$  of 0.4 instead of 0.2.

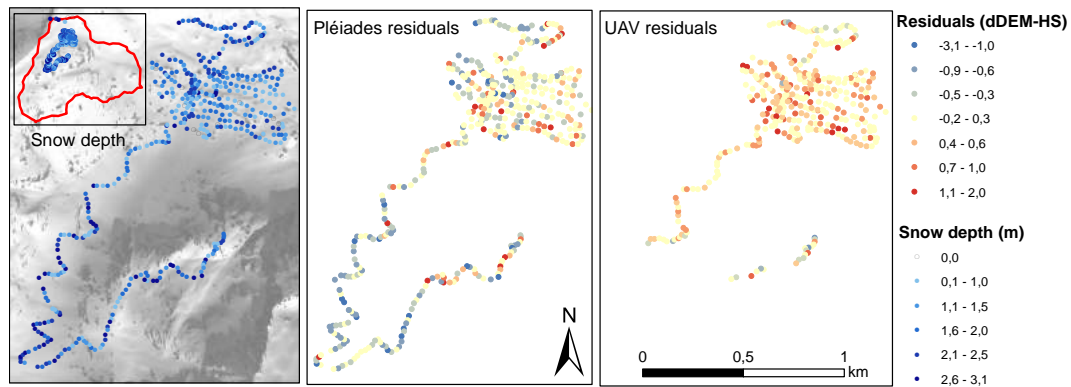
The stereo-orientation from the RPC ancillary data was sufficient to adjust the relative orientation of the images prior to their projections in the epipolar geometry. The affine epipolar transform of both the left and right images is based on automated tie-point measurements, whose effect is equivalent to rotating the original cameras which took the pictures (NASA, 2015). The command *bundle adjust* could probably

improve the relative stereo orientation. We did not intentionally use GCPs to avoid the need for a field survey in the workflow. We did not remove outliers from the 3-D triangulated point cloud, which could be done by parameterizing the ASP (“near and far universe-radius parameters”; see the Supplement). The images that show which pixels were matched by the stereo correlation, which are called “good pixel maps” in the ASP, highlight a significant correlation in both the snow-free and winter DEMs. For steep slopes and/or a limited density of raw photogrammetric clouds, the map projection of the images through the *mapproject* tool on a coarse DEM before the *Stereo pre-processing* stage of ASP could improve the correlation success. Another option could be the direct calculation of the distance between the snow-free and winter raw point clouds instead of a raster representation (Westoby et al., 2015; Passalacqua et al., 2015).

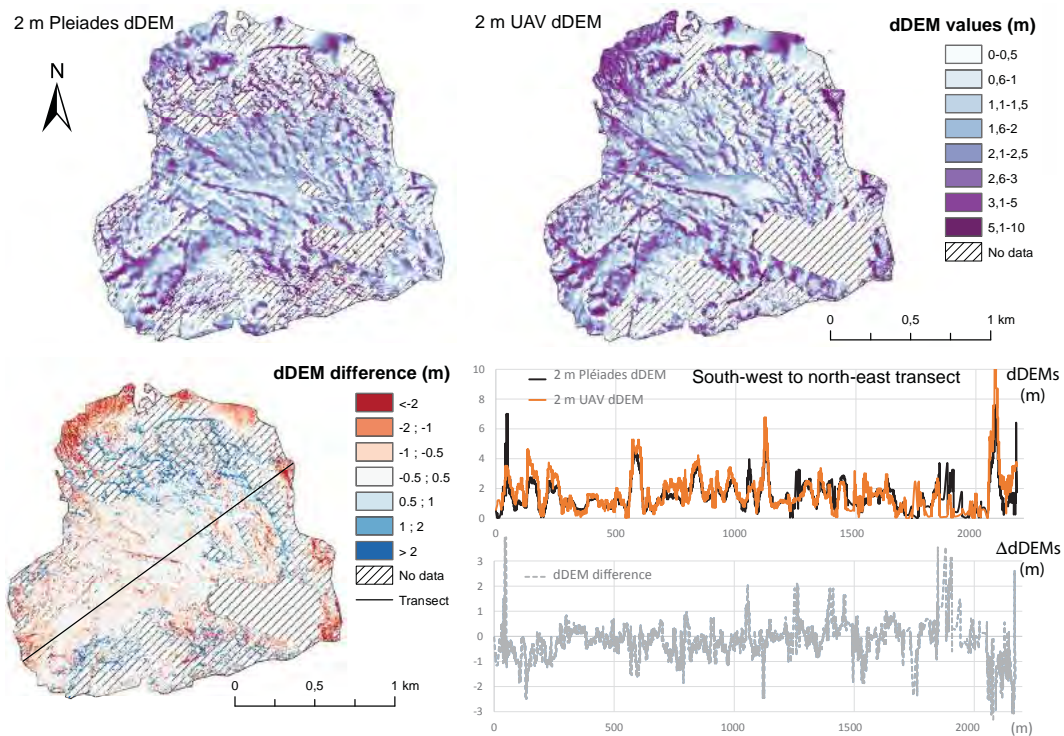
The statistics, which were calculated separately for both DEMs, highlight the better performance in the elevation determination of the snow-covered images compared to the snow-free images (Fig. 10). This observation could be due to the difficulty in treating micro-topography with the native GSD of Pléiades (0.7 m at nadir). Snow-covered areas offer a smoother surface compared to vegetated or stony snow-free surfaces. The results on bare rock may be directly connected to the slope influence because most of this type of surface is located on steep slopes (Table 5). In both the snow-free and winter acquisitions, the shadow areas were the most challenging for the correlation process and appeared as very noisy surfaces with more no-data entries because of the correlation failures and outliers, such as negative dDEM values after vertical bias removal. The resolution of 2 m presents the most favourable statistics according to our validation dataset and potentially highlights a good compromise between the horizontal accuracy and the smoothing of the snow height.

Snow areas under shadows from high cliffs constitute a large erroneous fraction of negative dDEM pixel values (Table 3). Together with emerging steep rock, these areas should be treated as no-data entries with a sufficient buffer to limit the uncertainties on the mean HS retrieval.

No snowfall occurred in the Bassiès catchment during the 20 h between the field survey and the Pléiades acquisition. Fresh snow probably may have complicated the correlation stage and increased the number of saturated pixels. During the triangulation stage, we did not exploit the multi-view stereo possibility of the ASP (only available since version 2.5.0), which limited our correlation to successive pair matching. Berthier et al. (2014) showed for the Mont Blanc area that a simple combination of the different DEMs derived from the three images of a tri-stereo can reduce the percentage of data voids and slightly improve the precision of the merged DEM. In our case, we did not notice an improvement in the dDEM precision through the comparison with the snow-probe measurements (SD = 0.69 m for the tri-stereo 4 m dDEM; SD = 0.64 and 0.61 m for the bi-stereo). The accuracy was slightly better for the tri-stereo dDEM (me-



**Figure 8.** Left: map of snow depth sampling over the Pléiades winter orthoimage. Middle: map of 2 m Pléiades residuals  $R_{\Delta Z}$ . Right: map of 2 m UAV residuals  $R_{\Delta Z}$ .



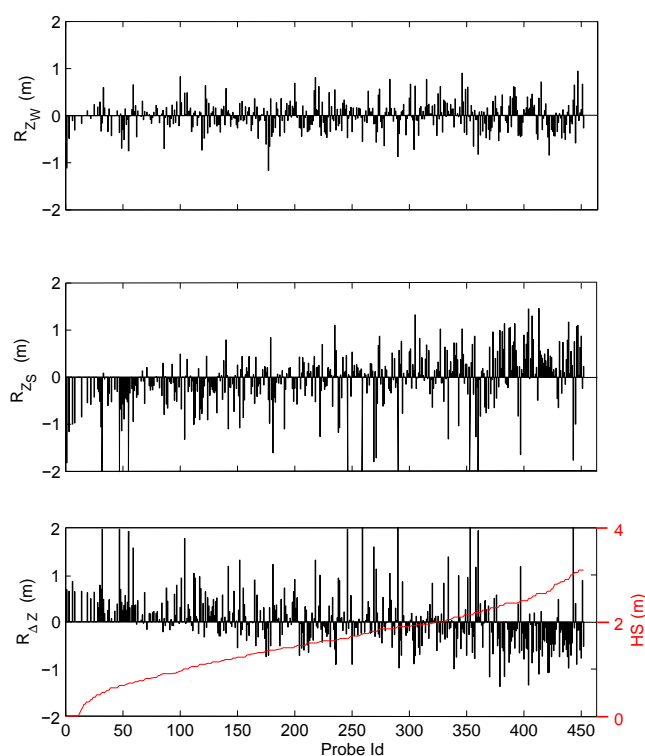
**Figure 9.** Pléiades and UAV dDEM and dDEM differences. dDEMs and  $\Delta$ dDEM (dDEM differencing) values along the transect.

dian =  $-0.12$  m for tri-stereo; median =  $-0.54$  and  $+0.13$  m for bi-stereo). The medians were of opposite signs for the front/nadir and nadir/back stereo pairs, which may explain the median values for the tri-stereo. The density maps from the point clouds exhibited similar patterns, because the correlation failed for both stereo pairs in the shadow areas.

**6.2 Comparison to the snow-probe measurements**

The validation dataset was strongly limited by the measurement protocol. To cover the largest extent in a limited time, we did not apply an optimal sampling strategy to as-

sess the entire snow depth variability at a plot scale, typically  $10\text{ m} \times 10\text{ m}$  (López-Moreno et al., 2011; Bühler et al., 2015). The dDEM pixel values were therefore assessed by a unique snow depth measurement, which could explain the modest correlation between the dDEM values and the snow-probe measurements (mean  $\text{cor}_s = 0.7$  for Pléiades). The snow probes were too short to measure the highest snow depth, and we only provided binary information in these cases (see the Supplement). We did not survey the highest crest where drifted snow accumulates, which led to the highest snow accumulations. Even with longer snow probes, sam-



**Figure 10.** Top: residuals of the comparison between the 2 m Pléiades winter DEM and the winter DGPS measurements (see Eq. (5), Sect. 4.4.2), after removal of the bias (median of the residuals). Middle: residuals of the comparison between the snow-free 2 m Pléiades DEM and the estimated summer surface elevation (see Eq. (6), Sect. 4.4.2), after removal of the bias (median of the residuals). Bottom: residuals of the comparison between the 2 m Pléiades dDEM (black bars) and the snow-probe measurements according to the probe Id ranked in the ascending HS (red line) order (see Eq. (3), Sect. 4.3), and after removal of the bias (median of the residuals).

pling the snow depth in these areas would not have been safe. Increases in slope have a clear influence on the magnitude of the dispersion of the residuals between the dDEMs and the snow-probe measurements. However, the snow-probe dataset was not sufficiently representative to determine the influence of the slope.

### 6.3 Comparison to the UAV dDEM

A bias was identified in the winter UAV DEM. We could remove this bias in the final UAV dDEM thanks to the snow-free bare rock areas, which provided a valuable opportunity to generate widespread vertical offsets. However, this strategy for bias correction has obvious limits, and identifying and correcting the sources of this bias would have been better. The RTK signal was repeatedly lost during the survey, which negatively affected the photographs' orientation. The acquisition mode of UAV photographs is largely "non-convergent", which could also result in marked deformation (Westoby et al., 2015). Winged UAVs are potentially less sta-

ble than UAVs with rotors (Bühler et al., 2016), although recent works have highlighted their great potential for snow mapping in high-alpine catchments even in relative windy conditions (Harder et al., 2016). We noted large mismatches between the Pléiades and UAV dDEM maps for steep slopes, which could be due to incorrect flight plans or lens calibration co-registration errors (James and Robson, 2014).

Recent works based on UAV systems to map snow depth highlight much better performance than the results reported in this study (2 m UAV dDEM: SD = 0.62 m, NMAD = 0.35 m, median = -0.11 m; see Table 4). Jagt et al. (2015) used a DSLR camera mounted on a multi-rotor UAV platform to map the snow depth at a very high spatial resolution (GSD of  $6.10^{-3}$  m) over a small mountainous terrain ( $0.07 \text{ km}^2$ ) with thick vegetation cover. A comparison with a reduced sample of snow-probe measurements ( $N = 20$ ) highlighted an RMSE of 0.096 m using GCPs and 0.184 m without (0.084 m with one point of co-registration). In Bühler et al. (2016), an UAV-octocopter was used to collect imagery at two alpine sites of the region of Davos in the Swiss Alps (1940 m and 2500 m a.s.l.). The images were acquired with a customized Sony NEX-7 camera with an overlap of 70 % along and across track. Reference data were constituted by plots of  $1 \text{ m}^2$  with five manual snow depth measurements. Four snow depth maps were produced and assessed with the manual plots (between 12 and 22 plots according to the map). Accuracies of 0.07 to 0.15 m RMSE are reported in a detailed analysis, according to the study sites and the land-cover classes. Considering all the reference plots in the valley bottom site, the HS RMSE is 0.25 m and there is an average systematic underestimation of HS by 0.20 m. In Harder et al. (2016), a Sensefly Ebee RTK UAV was used to collect imagery at a cultivated agricultural Canadian Prairie and a sparsely vegetated Rocky Mountain alpine ridgetop site (2300 m a.s.l.). In the alpine site, the images were acquired with a Canon IXUS, with a lateral overlap of 85 %, a longitudinal overlap of 75 %, and a flight altitude of 100 m. Multiple acquisitions (43) were performed with careful flight plans. The snow depth was measured with five snow depth measurements in a  $0.4 \text{ m} \times 0.4 \text{ m}$  square at the locations of the GNSS survey locations. The average snow depth of the five values was then compared to the snow depth determined by the UAV, with a number of snow depth measurements between 3 and 20 measurements per flight. The reported snow depth accuracy is characterized by a RMSE of 0.085 m.

In the case of our study, the DEM of the SCA was generated from a unique flight plan. Some problematic flights were reported by Harder et al. (2016) (5 from 43 flights for all sites, or 11.6 %) with DEMs showing an RMSE of up to 0.32 m. The results mentioned above were extracted from multiple surveys with well spread GCPs and more dedicated surveys. We did not use GCPs during the winter survey and only five GCPs in summer, not well spread (bottom of the valley only). According to Harder et al. (2016), GCPs are needed to achieve the sub-decimeter accuracy and a bias

correction may also be necessary. Furthermore, residuals of the comparison between the UAV dDEM and the HS manual snow measurements were not filtered (e.g. a statistic criteria like  $1\sigma$  threshold, the land-cover classes, or the slope). Therefore, despite the discrepancies observed in this study, we consider that the UAV dDEM map was a valuable independent source to evaluate the Pléiades snow depth map because the comparison revealed similar snow depth patterns, while the random and systematic errors of both dDEMs are comparable.

#### 6.4 Limitations and perspectives

The digital photogrammetric determination of snow depth in mountainous areas has been a longstanding issue (Cline, 1993, 1994; Ledwith and Lundén, 2001). Until recently, terrestrial and aerial photographs and optical satellites images have been used almost exclusively to determine the spatial distribution of SCAs. Identifying conjugate, ground control points, contrast, and lighting issues were the main factors that have impeded the production of DEMs of SCAs.

Recent works have highlighted the potential of airborne-derived techniques to produce centimetric and decimetric vertical accuracy and precision in DEM generation over SCAs and in dDEM generation from snow-free and winter DEM differencing. Pléiades-derived snow heights do not have the same accuracy and precision compared to this state-of-the-art of digital aerial photography. The performance highlighted by the UAV system mentioned in the previous section are very satisfactory (Jagt et al., 2015; Bühler et al., 2016; Harder et al., 2016; De Michele et al., 2016). Nevertheless their spatial coverage is limited to several hectares. Lee and Jones (2008) have created a DEM over a SCA of a mountainous terrain in Australia from a high-spatial-resolution camera (GSD up to 0.05 m) and an enhanced radiometric dynamic (12 bits) on a GPS/inertial motion unit (IMU) airplane system. An assessment by 183 GPS measurements revealed a mean of the residuals of +0.14 m with an SD of 0.08 m. Bühler et al. (2015) employed an optoelectronic line scanner (ADS 80) that was mounted on an aeroplane to map the snow depth at 2 m resolution (GSD of 0.25 m) in the Swiss Alps. A comparison between the ADS and different individual HS measurements revealed both RMSE and NMAD of approximately 0.3 m, which is equivalent to GSD of 1 of the input images. Over the polar snow of Alaska, Nolan et al. (2015) generated dDEMs over rather flat areas from a consumer-grade camera that was coupled to a dual-frequency GPS on a manned aircraft without the use of an IMU. The comparison of the dDEMs to 6000 snow-probe measurements highlighted an SD of the residuals of 0.1 m (GSD of 0.06 to 0.2 m). These techniques that are based on airborne platforms remain suitable if clouds are present above the flight altitude. However, these approaches present serious constraints absent from satellite acquisition: the need for a pilot, a ground operator, or the use of a specific sensor and an ad hoc installation.

In remote areas such as high mountain catchment, these requirements could seriously compromise the acquisition process.

Pléiades, along with GeoEye-1, WorldView-1, WorldView-2, and QuickBird, belongs to class 6 satellites (GSD of 0.40–0.75 m). The main limitation of the images that are derived from these satellites could be the surveying of large areas because of the relatively limited swath (20 km for Pléiades). The maximum length of Pléiades stereoscopic coverage from the same orbit with a  $B/H$  of 0.2 is 80 km for a stereo acquisition and 25 km for a tri-stereo acquisition (195 km and 80 km respectively for a  $B/H$  of 0.4) (Gleyzes et al., 2012). Considering a  $B/H$  of 0.2, areas of up to 1600 km<sup>2</sup> may be imaged repeatedly in any part of the world that is covered by the Pléiades satellite constellation. Pléiades images do not exhibit the best spatial resolution of this class. However, its main advantage is its pixel depth at acquisition of 12 bits, while other VHR sensors have a pixel depth at acquisition of 11 bits. With 4096 shades of grey by pixel instead of 2048, subtle nuances, especially at the beginning or end of the spectrum, can be distinguished. As for all optical sensors, the main drawback of the Pléiades constellation is the need for clear-sky or with limited cloud cover conditions to obtain suitable images. Snow-free images can be acquired over a large temporal window, and repeating these acquisitions each time a dDEM must be processed is unnecessary. Winter images are more constrained because the key moment to evaluate the snow cover height is the vicinity of the accumulation peak, which may span several weeks. However, the daily revisit interval of the Pléiades satellite constellation increases the possibility of obtaining cloud-free and valuable images. Winter datasets can also be acquired at the end of various winters for interannual comparisons of snow depth.

The method that was proposed here does not provide any information on the snow thickness under trees. The ALS remains the only technique to extract high-resolution HS information in forested terrain. In the study area, this point is not critical because most of the catchment is open terrain. In general, most of the snow in the Pyrenees accumulates above the tree line near 1600 m a.s.l. (Gascoin et al., 2015).

Despite the above-mentioned limitations and given the results of this first study, we believe that satellite photogrammetry is a promising alternative to recently developed techniques that are based on lidar or aerial digital photogrammetry to retrieve snow depth. This conclusion is especially true in areas where field or airborne campaigns are not feasible or too expensive and where the snow accumulation is significant (above 2 m). In glaciology, DEMs that are generated from optical stereos are often considered to be inaccurate in accumulation areas (Schiefer et al., 2007; Racoviteanu et al., 2010). However, Pléiades DEMs that are acquired at the beginning and end of accumulation seasons could be used to evaluate the seasonal components of the glacier mass balance (Berthier et al., 2014). In hydrology and water resource



applications, there remains a substantial uncertainty on the final snow volume at the watershed scale that need to be better assessed. In our study site, the mean dDEM value in the Bassiès catchment area (14.45 km<sup>2</sup>) was 2.15 m. The corresponding coefficient of variation (CV) value was 0.80 (CV is the ratio of the SD to the mean snow depth). This CV agrees with the classification that was proposed by Liston (2004) since it falls in the category 9 “mid-latitude, treeless mountain (e.g. Rocky Mountains, alpine)”. In terms of accumulation, the 2011–2012 winter was very comparable to the 2014–2015 winter in the Bassiès catchment. According to a Météo-France meteorological reanalysis, the precipitation was 1130 mm over the hydrological year 2011–2012 and 1150 mm in 2014–2015. Szczypta et al. (2015) used a distributed snowpack model to simulate the snowpack and its temporal evolution on a regular grid over the Bassiès catchment at a spatial resolution of 25 m during the 2011–2012 snow season. At the accumulation peak, the mean monthly snow depth that was simulated over the entire catchment in April was 2.2 m. Although both mean values cannot be readily compared, the order of magnitude appears to be consistent with the mean dDEM value that was found for the 2014–2015 winter and was based on Pléiades data.

## 7 Conclusions

We generated a DEM difference map that was based on winter and snow-free tri-stereoscopic Pléiades satellite images. The comparison of this Pléiades dDEM map to 451 snow-probe measurements, which were collected simultaneously, shows that the snow height can be retrieved from space with decimetric systematic and random errors and a metric horizontal resolution at the scale of a small mountain watershed (14.5 km<sup>2</sup>). The distribution of the residuals between the 2 m Pléiades dDEM values and the corresponding snow-probe measurements presents a median of  $-0.16$  m and an SD of 0.58 m. An independent dDEM map was generated through a winged UAV photogrammetric survey on the same date based on a similar workflow. Despite some outliers, the UAV dDEM map was also successfully validated by the snow-probe measurements (median of the residuals is  $-0.11$  m, SD is 0.62 m). The comparison between the 2 m Pléiades and the 2 m UAV dDEMs is characterized by a relatively scattered distribution of the residuals mainly due to some outliers in the UAV dDEM: median is  $-0.14$  m (mean is  $-0.06$  m), SD is 1.47 m, and NMAD is 0.78 m. The snow cover features that were obtained by Pléiades DEM differencing were consistent with those that were derived from the UAV acquisition. The correlation between the snow heights from both techniques is statistically significant, even though some discrepancies were present on the steepest slopes.

The accuracy might be insufficient in areas where the snowpack remains thin even at peak accumulation (North American prairies, semiarid mountains) and for the study of

small-scales snow features like sastrugi or penitents. Further studies should focus on influences of the snow height, the topography, and the land cover on the accuracy of Pléiades-derived snow heights based on lidar-derived snow height maps. Our validation dataset limited the analysis to gentle slopes or relatively flat areas and snow heights up to 3.2 m. The shadows that are projected onto slopes create a lack of radiometric contrast in both snow-free and winter images and constitute an inherent limitation to optical sensors. Other limitations include obstructions by the forest canopy and cloud cover.

These results are promising because they introduce the possibility of retrieving the snow height at a metric horizontal resolution in remote mountainous areas that are difficult to access. Indeed, the processing of the Pléiades data does not require mandatory field data like ground control points, although such reference measurements are always highly desirable. An adjustment on a snow-free flat surface, which can be located kilometres apart and at lower elevations, is needed to correct a vertical bias in the Pléiades DEM difference. The size of the study area could vary from several square kilometres to several hundreds of square kilometres.

**The Supplement related to this article is available online at doi:10.5194/tc-10-1361-2016-supplement.**

*Acknowledgements.* This manuscript was greatly improved thanks to the constructive comments of Guillaume Chambon (editor), Yves Bühler (referee), and Emmanuel Thibert (referee). The Pléiades images acquisition was supported by the CNES through the ISIS Pléiades programme (project CRYOPYR-4500107601). This work was supported by the Région Midi-Pyrénées and the University of Toulouse through the CRYOPYR project. We thank the OHM Vicdessos Human-Environnemental Observatory and the Labex DRIHM (*Dispositif de Recherche Interdisciplinaire sur les Interactions Hommes-Milieux*) for logistic and financial support. We also warmly thank Audrey Chone, Yoann Malbeteau, Yoann Moreau, and Vincent Rivalland who helped us to collect the snow-probe measurements. The authors deeply acknowledge Michael J. Willis for his help in ASP parameterization to produce the DEMs. We also thank Joaquín María Muñoz-Cobo Belart for his useful comments that improved the manuscript.

Edited by: G. Chambon

## References

- Antoine, J., Galop, D., and Chenorkian, R.: Premiers résultats d'une rétro-observation hydroclimatique exploratoire dans le Haut-Vicdessos (Pyrénées ariégeoises), Sud-Ouest européen. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 89–100, 2012.
- ASTRIUM: Pléiades Imagery User Guide, 2, 2012. 121

- Barnett, T. P., Adam, J. C., and Lettenmaier, D. P.: Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438, 303–309, doi:10.1038/nature04141, 2005.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., and Chevallier, P.: Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India), *Remote Sens. Environ.*, 108, 327–338, doi:10.1016/j.rse.2006.11.017, 2007.
- Berthier, E., Vincent, C., Magnusson, E., Gunnlaugsson, A., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz, L., Pálsson, F., Belart, J. M. C., and Wagnon, P.: Glacier topography and elevation changes from Pleiades very high resolution stereo images, *The Cryosphere*, 8, 4849–4883, doi:10.5194/tcd-8-4849-2014, 2014.
- Borradaile, G. J.: *Statistics of Earth Science Data: Their Distribution in Time, Space and Orientation*, Springer Science & Business Media, 2013.
- Broxton, M. and Edwards, L.: The Ames Stereo Pipeline: Automated 3D surface reconstruction from orbital imagery, in: *Lunar and Planetary Science Conference*, 39, p. 2419, 2008.
- Bühler, Y., Marty, M., Egli, L., Veitinger, J., Jonas, T., Thee, P., and Ginzler, C.: Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry, *The Cryosphere*, 9, 229–243, doi:10.5194/tc-9-229-2015, 2015.
- Bühler, Y., Adams, M. S., Bösch, R., and Stoffel, A.: Mapping snow depth in alpine terrain with unmanned aerial systems (UASs): potential and limitations, *The Cryosphere*, 10, 1075–1088, doi:10.5194/tc-10-1075-2016, 2016.
- Chueca, J., Julián, A., and López-Moreno, J.: Recent evolution (1981–2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors, *J. Glaciol.*, 53, 547–557, doi:10.3189/002214307784409342, 2007.
- Clifford, D.: Global estimates of snow water equivalent from passive microwave instruments: history, challenges and future developments, *Int. J. Remote Sens.*, 31, 3707–3726, doi:10.1080/01431161.2010.483482, 2010.
- Cline, D. W.: *Measuring Alpine Snow Depths by Digital Photogrammetry - Part 1: Conjugate Point Identification*, in: *Proceedings 50th Eastern Snow Conference*, Quebec, 265–271, 1993.
- Cline, D. W.: *Digital Photogrammetric Determination Of Alpine Snowpack Distribution For Hydrologic Modeling*, in: *Proceedings of the Western Snow Conference*, Colorado State University, CO, USA, 1994.
- Cooper, C.: Snow cover measurement, *Photogram. Eng.*, 31, 611–619, 1965.
- De Michele, C., Avanzi, F., Passoni, D., Barzaghi, R., Pinto, L., Dosso, P., Ghezzi, A., Gianatti, R., and Della Vedova, G.: Using a fixed-wing UAS to map snow depth distribution: an evaluation at peak accumulation, *The Cryosphere*, 10, 511–522, doi:10.5194/tc-10-511-2016, 2016.
- Dedieu, J.-P., Besic, N., Vasile, G., Mathieu, J., Durand, Y., and Gottardi, F.: Dry snow analysis in alpine regions using RADARSAT-2 full polarimetry data. Comparison with in situ measurements, in: *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 3658–3661, doi:10.1109/IGARSS.2014.6947276, 2014.
- Deems, J. and Painter, T.: Lidar measurement of snow depth: accuracy and error sources, in: *proceedings of the international snow science workshop*, pp. 1–6, 2006.
- Deems, J. S., Painter, T. H., and Finnegan, D.: Lidar measurement of snow depth: a review, *J. Glaciol.*, 59, 467–479, doi:10.3189/2013JoG12J154, 2013.
- DeWalle, D. R. and Rango, A.: *Principles of Snow Hydrology*, 2008.
- Dietz, A. J., Kuenzer, C., Gessner, U., and Dech, S.: Remote sensing of snow – a review of available methods, *Int. J. Remote Sens.*, 33, 4094–4134, doi:10.1080/01431161.2011.640964, 2012.
- Dozier, J., Bair, E., and Davis, R.: Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world's mountains – *WIRES Water*, 2016.
- Egli, L., Jonas, T., and Meister, R.: Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 57, 107–115, doi:10.1016/j.coldregions.2009.02.008, 2009.
- Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K., and Sokratov, S. A.: *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology no. 83, IACS contribution no. 1*, UNESCO-IHP, Paris, 2009.
- Frei, A., Tedesco, M., Lee, S., Foster, J., Hall, D. K., Kelly, R., and Robinson, D. A.: A review of global satellite-derived snow products, *Adv. Space Res.*, 50, 1007–1029, doi:10.1016/j.asr.2011.12.021, 2012.
- Gascoin, S., Hagolle, O., Huc, M., Jarlan, L., Dejoux, J.-F., Szczypta, C., Marti, R., and Sánchez, R.: A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2337–2351, doi:10.5194/hess-19-2337-2015, 2015.
- Gleyzes, A., Perret, L., and Cazala-Houcade, E.: Pleiades system is fully operational in orbit 33th EARSeL Symposium Towards Horizon 2020: Earth Observation and Social Perspectives, 2013.
- Gleyzes, M. A., Perret, L., and Kubik, P.: PLEIADES system architecture and main performances, *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sens. Spatial Inf. Sci.-ISPRS Archives*, 39, 537–542, doi:10.5194/isprsarchives-XXXIX-B1-537-2012, 2012.
- Grunewald, K. and Scheithauer, J.: Europe's southernmost glaciers: response and adaptation to climate change, *J. Glaciol.*, 56, 129–142, doi:10.3189/002214310791190947, 2010.
- Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., Lehning, M., Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., and Lehning, M.: Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment, *The Cryosphere*, 4, 215–225, doi:10.5194/tc-4-215-2010, 2010.
- Grünewald, T., Stötter, J., Pomeroy, J. W., Dadić, R., Moreno Baños, I., Marturità, J., Spross, M., Hopkinson, C., Burlando, P., and Lehning, M.: Statistical modelling of the snow depth distribution in open alpine terrain, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3005–3021, doi:10.5194/hess-17-3005-2013, 2013.
- Grünewald, T., Bühler, Y., and Lehning, M.: Elevation dependency of mountain snow depth, *The Cryosphere*, 8, 2381–2394, doi:10.5194/tc-8-2381-2014, 2014.
- Gutmann, E. D., Larson, K., Williams, M. W., Nievinski, F. G., and Zavorotny, V.: Snow measurement by GPS interferometric reflectometry: an evaluation at Niwot Ridge, Colorado, *Hydrol. Process.*, 26, 2951–2961, doi:10.1002/hyp.8329, 2012.
- Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., DiGirolamo, N. E., and Bayr, K. J.: MODIS snow-cover products, *Remote Sens.* 122

- Environ., 83, 181–194, doi:10.1016/S0034-4257(02)00095-0, 2002.
- Harder, P., Schirmer, M., Pomeroy, J., and Helgason, W.: Accuracy of snow depth estimation in mountain and prairie environments by an unmanned vehicle, *The Cryosphere Discuss.*, doi:10.5194/tc-2016-9, in review, 2016.
- Höhle, J. and Höhle, M.: Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods, *ISPRS J. Photogram. Remote Sens.*, 64, 398–406, doi:10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003, 2009.
- Hopkinson, C. and Sitar, M.: Mapping snowpack depth beneath forest canopies using airborne lidar, *Photogram. Eng. & Remote Sens.*, 70, 323–330, 2004.
- Houet, T., Vacquié, L., and Sheeren, D.: Evaluating the spatial uncertainty of future land abandonment in a mountain valley (Videssos, Pyrenees – France): Insights from model parameterization and experiments, *J. Mountain Sci.*, 12, 1095–1112, doi:10.1007/s11629-014-3404-7, 2015.
- Jagt, B., Lucieer, A., Wallace, L., Turner, D., and Durand, M.: Snow Depth Retrieval with UAS Using Photogrammetric Techniques, *Geosciences*, 5, 264–285, doi:10.3390/geosciences5030264, 2015.
- James, M. R. and Robson, S.: Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks, *Earth Surf. Proc. Landf.*, 39, 1413–1420, doi:10.1002/esp.3609, 2014.
- Jonas, T., Marty, C., and Magnusson, J.: Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps, *J. Hydrol.*, 378, 161–167, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.021, 2009.
- Keller, F., Goyette, S., and Beniston, M.: Sensitivity Analysis of Snow Cover to Climate Change Scenarios and Their Impact on Plant Habitats in Alpine Terrain, *Clim. Change*, 72, 299–319, doi:10.1007/s10584-005-5360-2, 2005.
- Lacroix, P., Berthier, E., and Maquerhua, E.: Earthquake-driven acceleration of slow-moving landslides in the Colca valley, Peru, detected from Pléiades images, *Remote Sens. Environ.*, 165, 148–158, doi:10.1016/j.rse.2015.05.010, 2015.
- Larson, K. M., Gutmann, E. D., Zavorotny, V. U., Braun, J. J., Williams, M. W., and Nievinski, F. G.: Can we measure snow depth with GPS receivers?, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17502, doi:10.1029/2009GL039430, 2009.
- Lebegue, L., Greslou, D., Delussy, F., Fourest, S., Latry, C., Kubik, P., and Delvit, J. M.: PLEIADES-HR image quality commissioning foreseen methods, *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, XXXIX, 1675–1678, doi:10.1109/IGARSS.2010.5652800, 2010.
- Ledwith, M. and Lundén, B.: Digital photogrammetry for air-photo-based construction of a digital elevation model over snow-covered areas. Blamannsisen, Norway, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, 55, 267–273, doi:10.1080/00291950152746630, 2001.
- Lee, C. and Jones, S.: DEM creation of a snow covered surface using digital aerial photography, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, 37, 2008.
- Leinss, S., Parrella, G., and Hajnsek, I.: Snow Height Determination by Polarimetric Phase Differences in X-Band SAR Data, *IEEE J. Sel. Top. Appl.*, 7, 3794–3810, doi:10.1109/JSTARS.2014.2323199, 2014.
- Lettenmaier, D. P., Alsdorf, D., Dozier, J., Huffman, G. J., Pan, M., and Wood, E. F.: Inroads of remote sensing into hydrologic science during the WRR era, 50th Anniversary of Water Resour. Res.-Special collection, *Water Resour. Res.*, 51, 7309–7342, doi:10.1002/2015WR017616, 2015.
- Liston, G. E.: Representing Subgrid Snow Cover Heterogeneities in Regional and Global Models, *Journal of Climate*, 17, 1381–1397, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1381:RSSCHI>2.0.CO;2, 2004.
- López-Moreno, J., Fassnacht, S., Heath, J., Musselman, K., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda, E., and Jonas, T.: Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent, *Adv. Water Resour.*, 55, 40–52, doi:10.1016/j.advwatres.2012.08.010, 2013.
- López-Moreno, J. I. and García-Ruiz, J.: 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, 802 pp., doi:10.1623/hysj.49.5.787.55135, 2004.
- López-Moreno, J. I. and Nogués-Bravo, D.: Interpolating local snow depth data: an evaluation of methods, *Hydrol. Process.*, 20, 2217–2232, doi:10.1002/hyp.6199, 2006.
- López-Moreno, J. I., Fassnacht, S. R., Beguería, S., and Latron, J. B. P.: Variability of snow depth at the plot scale: implications for mean depth estimation and sampling strategies, *The Cryosphere*, 5, 617–629, doi:10.5194/tc-5-617-2011, 2011.
- Lucas, A., Narreau, C., Rodriguez, S., Rozier, O., Callot, Y., Garcia, A., and Courrech du Pont, S.: Sediment flux from the morphodynamics of elongating linear dunes, *Geology*, 43, 1027–1030, doi:10.1130/G37101.1, 2015.
- Luce, C. H., Tarboton, D. G., and Cooley, K. R.: Sub-grid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model, *Energy*, 13, 1921–1933, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1921::AID-HYP867>3.0.CO;2-S, 1999.
- Marchand, W. and Killingtveit, A.: Statistical probability distribution of snow depth at the model subgrid cell spatial scale, *Hydrol. Process.*, 19, 355–369, 2005.
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Laffly, D., and René, P.: Évaluation du modèle numérique d'élévation d'un petit glacier de montagne généré à partir d'images stéréoscopiques pléiades: cas du glacier d'Ossoue, Pyrénées françaises, *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection*, 208, 57–62, 2014.
- Martinec, J. and Rango, A.: Areal distribution of snow water equivalent evaluated by snow cover monitoring, *Water Resour. Res.*, 17, 1480–1488, doi:10.1029/WR017i005p01480, 1981.
- Molotch, N. P. and Margulis, S. A.: Estimating the distribution of snow water equivalent using remotely sensed snow cover data and a spatially distributed snowmelt model: A multi-resolution, multi-sensor comparison, *Adv. Water Resour.*, 31, 1503–1514, doi:10.1016/j.advwatres.2008.07.017, 2008.
- Molotch, N. P. N., Colee, M. T., Bales, R. C., and Dozier, J.: Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models: the impact of digital elevation data and, *Hydrol. Process.*, 19, 1459–1479, doi:10.1002/hyp.5586, 2005.



- Moratto, Z. and Broxton, M.: Ames Stereo Pipeline, NASA's open source automated stereogrammetry software, in: Lunar and Planetary Science Conference, 41, p. 2364, 2010.
- NASA, I. R. G.: The Ames Stereo Pipeline: A part of the NASA NeoGeography Toolkit, 2015.
- Nolan, M., Larsen, C., and Sturm, M.: Mapping snow depth from manned aircraft on landscape scales at centimeter resolution using structure-from-motion photogrammetry, *The Cryosphere*, 9, 1445–1463, doi:10.5194/tc-9-1445-2015, 2015.
- Otake, K.: Snow survey by aerial photographs, *GeoJournal*, 4, 367–369, doi:10.1007/BF00219584, 1980.
- Painter, T. and Berisford, D.: The NASA Airborne Snow Observatory: Demonstration Mission 2, in: AGU Fall Meeting Abstracts, 1, p. 4, 2014.
- Papa, F., Legresy, B., Mognard, N., Josberger, E., and Remy, F.: Estimating terrestrial snow depth with the TOPEX-Poseidon altimeter and radiometer, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40, 2162–2169, doi:10.1109/TGRS.2002.802463, 2002.
- Passalacqua, P., Belmont, P., Staley, D. M., Simley, J. D., Arrow-smith, J. R., Bode, C. A., Crosby, C., DeLong, S. B., Glenn, N. F., Kelly, S. A., Lague, D., Sangireddy, H., Schaffrath, K., Tarboton, D. G., Waskiewicz, T., and Wheaton, J. M.: Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes: A review, *Earth-Sci. Rev.*, 148, 174–193, doi:10.1016/j.earscirev.2015.05.012, 2015.
- Poli, D., Remondino, F., Angiuli, E., and Agugiaro, G.: Radiometric and geometric evaluation of GeoEye-1, WorldView-2 and Pléiades-1A stereo images for 3D information extraction, *ISPRS J. Photogram. Remote Sens.*, 100, 35–47, doi:10.1016/j.isprsjprs.2014.04.007, 2015.
- Pomeroy, J. and Gray, D.: Snowcover-accumulation, relocation and management, National Hydrology Research Institute Science Report No. 7, 1995.
- Prokop, A.: Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 54, 155–163, doi:10.1016/j.coldregions.2008.07.002, 2008.
- Racoviteanu, A. E., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S. J. S., and Armstrong, R.: Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA, *Ann. Glaciol.*, 50, 53–69, 2010.
- Rango A: Application of remote sensing methods to hydrology and water resources, *Hydrol. Sci. J.*, 39, 309–320, doi:10.1080/02626669409492752, 1994.
- Rango A, I. I. K.: Satellite Potentials in Snowcover Monitoring and Runoff Prediction, *Nordic Hydrol.*, 7, 209–230, doi:10.2166/nh.1976.014, 1976.
- Rott, H., Nagler, T., Ripper, E., Voglmeier, K., Prinz, R., Fromm, R., Coccia, A., Meta, A., Di Leo, D., and Schuttemeyer, D.: KU- and X-band backscatter analysis and SWE retrieval for Alpine snow, in: 2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2407–2410, doi:10.1109/IGARSS.2014.6946957, 2014.
- Schiefer, E., Menounos, B., and Wheate, R.: Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16503, doi:10.1029/2007GL030780, 2007.
- Schuster, M., Roquin, C., Durand, A., Moussa, A., Ghienne, J.-F., Allenbach, B., Durringer, P., and Bouchette, F.: Shorelines of the Holocene Megalake Chad (Africa, Sahara) investigated with very high resolution satellite imagery (Pléiades): example of the Goz Kerki Paleo-Spit, *Revue française de photogrammétrie et de télédétection*, 63–68, 2014.
- Sheeren, D., Ladet, S., and Ribière, O.: Assessing land cover changes in the French Pyrenees since the 1940s: a semi-automatic GEOBIA approach using aerial photographs, in: Proceedings of the AGILE 2012 conference, 23–27, 2012.
- Smith, F., Cooper, C., and Chapman, E.: Measuring Snow Depths by Aerial Photography, *Proc Western Snow Conf.*, 1967.
- Sokol, J., Pultz, T. J., and Walker, A. E.: Passive and active airborne microwave remote sensing of snow cover, *Int. J. Remote Sens.*, 24, 5327–5344, doi:10.1080/0143116031000115076, 2003.
- Stumpf, A., Malet, J.-P. P., Allemand, P., and Ulrich, P.: Surface reconstruction and landslide displacement measurements with Pléiades satellite images, *ISPRS J. Photogram. Remote Sens.*, 95, 1–12, doi:10.1016/j.isprsjprs.2014.05.008, 2014.
- Sturm, M., Taras, B., Liston, G. G. E., Derksen, C., Jonas, T., and Lea, J.: Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes, *J. Hydrometeorol.*, 11, 1380–1394, doi:10.1175/2010JHM1202.1, 2010.
- Szczypta, C., Gascoin, S., Houet, T., Hagolle, O., Dejoux, J.-F., Vigneau, C., and Fanise, P.: Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment, *J. Hydrol.*, 521, 84–99, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.11.060, 2015.
- Taillefer, F.: Le Videssos. Étude géographique, *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 10, 161–268, doi:10.3406/rgps.1939.1132, 1939.
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., and Reynolds, J. M.: Structure-from-Motion photogrammetry: a low-cost, effective tool for geoscience applications, *Geomorphology*, 179, 300–314, doi:10.1016/j.geomorph.2012.08.021, 2012.
- Westoby, M. J., Dunning, S. A., Woodward, J., Hein, A. S., Marroero, S. M., Winter, K., and Sugden, D. E.: Inter-annual surface evolution of an Antarctic blue-ice moraine using multi-temporal DEMs, *Earth Surf. Dynam. Discuss.*, 3, 1317–1344, doi:10.5194/esurfd-3-1317-2015, 2015.
- Willis, M., Herried, B., Bevis, M., and Bell, R.: Recharge of a subglacial lake by surface meltwater in northeast Greenland, *Nature*, 518, 223–227, doi:10.1038/nature14116, 2015.
- Winstral, A. and Marks, D.: Long-term snow distribution observations in a mountain catchment: Assessing variability, time stability, and the representativeness of an index site, *Water Resour. Res.*, 50, 293–305, doi:10.1002/2012WR013038, 2014.



### **Dynamiques temporelles et spatiales à fine échelle du manteau neigeux saison-**

**nier** Nous avons franchi une étape clef dans notre démarche d'observation de la cryosphère : caractériser la variabilité spatiale de la hauteur du manteau neigeux dans un bassin versant de montagne à partir d'une source de données satellite. Notre méthode permet d'estimer la hauteur du manteau neigeux avec une précision décimétrique et bénéficie des capacités de couverture et de répétitivité propre à l'imagerie satellite. Cette estimation se fait de manière indirecte et nécessite d'acquérir deux jeux de données pour reconstituer les surfaces d'altitude dans deux conditions bien distinctes : une acquisition d'images sans neige, une acquisition d'images avec le couvert neigeux dont nous voulons estimer la hauteur. L'information apportée par la métrique HS spatialisée obtenue près du pic d'accumulation est en quelque sorte un résumé de l'hiver, et donne la résultante entre les quantités de précipitations solides  $P_s$  tombées, l'érosion et la redistribution par le vent, et les fontes intermédiaires. En revanche, nous ne savons pas ce qu'il s'est passé en détails pendant cette période favorable aux processus d'accumulation (1<sup>er</sup> octobre–1<sup>er</sup> avril). C'est ce que nous proposons d'observer dans ce chapitre avec l'acquisition de séries temporelles d'images terrestres obliques *in situ*.

L'acquisition *in situ* permet de se glisser sous le couvert nuageux, première source de limitation associée à l'imagerie aérienne ou satellite. La haute fréquence d'acquisition permet de suivre l'évolution de la surface enneigée SCA associée au champ de vision, et de déterminer avec la précision définie par l'intervalle de la prise de vue la date de disparition de la neige sur une surface élémentaire.

Nous présentons ici la mise en place de la méthode d'observation et les acquisitions réalisées par les caméras automatiques installées sur site. Contrairement aux méthodes précédentes le travail de localisation des données, préalable indispensable à la démarche géographique, n'est pas facilité par les producteurs de la donnée, ni par l'implémentation de chaînes de traitements automatiques et robustes dans les logiciels traditionnels de traitements d'images et de systèmes d'informations géographiques. Il s'agit donc de trouver un code adapté dans les travaux publiés.

L'électronique est soumise à rude épreuve dans le contexte humide, froid et venteux des crêtes ariègeaises. Lors de plusieurs opérations de maintenance, il a été constaté un dysfonctionnement du système. Le protocole d'acquisition a donc été chamboulé, ce qui nous a conduit à reconsidérer la démarche d'acquisition elle-même. Ceci étant, les données acquises par intermittence seront exploitables et exploitées dans un futur proche, hors du contexte de thèse. Ces efforts n'auront pas été vains.

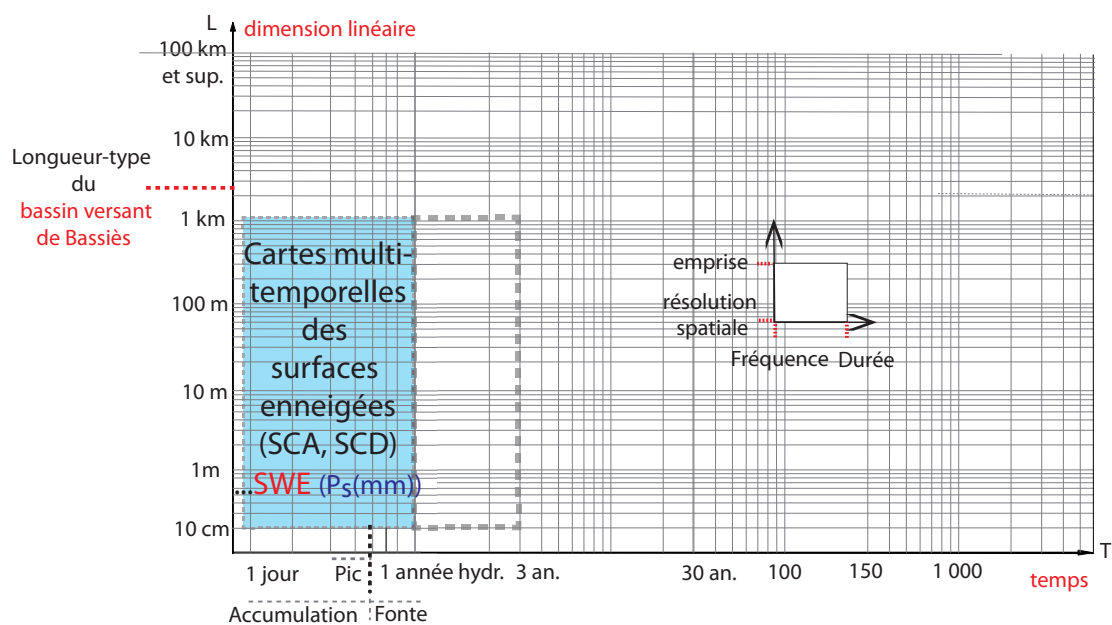


FIGURE 2.1 – La série temporelle d’images obliques terrestres présente un intervalle temporel infra-journalier, puisque 3 images espacées de quelques heures sont prises chaque jour. Nous avons mis en place le protocole d’acquisition sur les 3 années de thèse avec des réussites inégales, et très dépendantes du matériel. Du fait de la visée oblique, la résolution spatiale varie avec l’éloignement à la caméra : de quelques cm pour les éléments très proches à plusieurs dizaines de mètres pour le fond de l’image et de la vallée. La détection du dernier jour de fonte permet de reconstruire l’équivalent en eau du manteau neigeux (SWE) à partir d’un modèle de fonte de type degrés-jour ou d’un modèle basé sur la physique du manteau neigeux. La durée de l’enneigement est désignée par la variable SCD Snow Cover Duration.

# SUIVI DE SURFACES ENNEIGÉES PAR IMAGERIE TERRESTRE OBLIQUE

# 3

## 3.1 TRAITEMENTS D'IMAGES OBLIQUES TERRESTRES : ÉTAT DE L'ART ET PRINCIPES

### 3.1.1 La photographie : de l'archive à la série temporelle

Dès les prémices de la photographie, l'intérêt du géographe s'est manifesté pour cette forme de mémoire durable du paysage. Les comparaisons de photographies sont utilisées pour caractériser qualitativement l'évolution temporelle de paysages depuis la première partie du XIX<sup>ème</sup> siècle. La collecte de photographies anciennes permet la constitution d'une archive antérieure d'un siècle à la photographie aérienne ou l'imagerie satellite. La numérisation de ces documents permet d'assurer leur stockage pérenne, et la constitution de bases de données historiques (Project, 2010; NSIDC, 2015). Ces bases sont complétées par les images des appareils numériques récents, prises à partir du même point de vue. Les fluctuations des glaciers, l'évolution de la végétation, ou l'anthropisation de paysages constituent des exemples de processus étudiés au travers d'analyses diachroniques basées sur des documents photographiques (Métailié, 1995; René, 2013).

Les progrès liés au stockage numérique, à l'électronique de contrôle et d'alimentation facilitent la programmation à bas coûts d'acquisitions de séries d'images sur une durée de plusieurs mois ou plusieurs années avec un pas de temps infra-journalier. Ces dispositifs sont particulièrement utiles dans des environnements isolés, accidentés, peu viables et marqués par une nébulosité importante. La photographie terrestre permet de compléter ou d'évaluer les produits de l'imagerie satellite. La très haute résolution spatiale permet de vérifier l'adéquation de la résolution de l'image satellite avec le phénomène étudié. La très haute fréquence d'acquisition est généralement supérieure au cycle de passage du satellite (Corripio, 2004). La compréhension de l'évolution des paysages au travers d'acquisitions photographiques en série type *Time-lapse* a fait l'objet de plusieurs thèmes d'études récents : suivi de catastrophe (Mulsow *et al.*, 2014), compréhension des écosystèmes montagnards (Aschenwald *et al.*, 2001; Stockdale *et al.*, 2015), pression de pâturage (Zerger *et al.*, 2012), suivi de la propagation et de la hauteur des vagues (Pawlowicz, 2003; de Vries *et al.*, 2011) ou glissement de terrains (Travelletti *et al.*, 2012).

Dans le cadre du suivi de la cryosphère, en zone montagnaise ou polaire, les variables d'albedo (Corripio *et al.*, 2004; Corripio, 2004; Rivera *et al.*, 2008; Dumont *et al.*, 2009; 2011), de fraction enneigée (SCA) (Laffly *et al.*, 2011; Rieckh et Kellerer, 2011; Parajka *et al.*, 2012; Barth, 2012a; Kerr *et al.*, 2013; Valt *et al.*, 2013; Pimentel *et al.*, 2015; Ranisavljević *et al.*, 2014), ou de déplacement de glaciers (Messerli et Grinsted, 2015; Pham, 2015; Benoit *et al.*, 2015), ont pu être reconstruites

et spatialisées sur une ou plusieurs saisons, et sur des étendues variant de la centaine de mètres à plusieurs kilomètres carrés. Le suivi et la détection des avalanches a également mis en évidence le potentiel de l’approche photographique in situ (Herwijnen *et al.*, 2013; Kolečka et Kolečki, 2013). L’extraction de métriques fiables repose essentiellement sur la capacité à géoréférencer correctement les photographies et les images acquises.

### 3.1.2 Géoréférencement des images

Le passage d’une information qualitative simplement localisée à une information quantitative dûment géoréférencée est délicat. Cette étape nécessite la mise en place d’un modèle qui permet de retrouver les éléments du faisceau objet sur l’image (Fig 3.1). La photographie conventionnelle ne présente pas les mêmes exigences de spécifications que la photogrammétrie, et doit prendre en compte de plus larges erreurs induites par i) le processus d’acquisition optique, ii) les erreurs de localisation de l’appareil ou de la caméra iii) la détermination de son champ de vision. Les caractéristiques définissant l’appareil sont modélisées par des paramètres internes. La position de la caméra, et son champ de vision sont modélisés par les paramètres externes. Le passage du repère du plan image vers le repère terrestre nécessite de définir une série de transformations géométriques. Ces transformations permettent d’associer au centre de chaque pixel  $m(px,py)$  appartenant au plan image (2D), un point  $M(X,Y,Z)$  exprimé dans le système de référence cartographique retenu pour décrire la surface terrestre imagée (3D). On parle de formule d’image :

$$m(px, py) = f(M(X, Y, Z)) \quad (3.1)$$

Pour des considérations géométriques, la détermination de telles transformations s’avère plus délicate dans le cas d’une visée oblique que par rapport à une visée verticale (p. ex. prise de vues aériennes). L’emprise élémentaire de l’image sous sa forme numérisée, le pixel, représente des portions d’espace aux étendues très variables, fonction de la distance à l’objectif et de la topographie de la surface photographiée ou imagée. Les équations fondamentales de la photogrammétrie permettent de relier les mesures effectuées sur le terrain et la détermination des paramètres inconnus. Les logiciels récents de photogrammétrie et de traitements d’images simplifient l’approche traditionnelle photogrammétrique. Ils sont capables d’effectuer un auto-étalonnage, et d’estimer les paramètres de la caméra à partir des images prises dans le contexte de recherche sans prise de vue spécifique préalable. Cette approche permet de travailler avec des images prises depuis des appareils photo d’origine inconnue et sans certificat d’étalonnage. Une contre-partie de ce cas de figure est la mauvaise détermination des paramètres d’orientation internes et externes de l’appareil dans certains cas (Chandelier, 2011).

Différents codes ou logiciels permettent de générer des images géoréférencées et orthorectifiées à partir des images brutes des appareils photos. Selon la stratégie et le degré de complexité, ces solutions permettent de déterminer les paramètres d’orientation et les transformations nécessaires pour passer du repère image à un repère terrestre. Par opposition à la stéréo-photogrammétrie, la mono-photogrammétrie, en anglais *mono-plotting*, doit s’appuyer sur une donnée extrinsèque  $(X,Y,Z)$  pour effectuer une correspondance entre repère image et repère terrestre prenant en compte l’altitude.

Les solutions développées s’appuient presque toutes exclusivement sur un modèle numérique d’élévation (MNE). En l’absence de MNE disponible, la levée d’un très grand nombre de points d’appuis terrain permet de reconstruire une surface équivalente, mais cette approche est exigeante en terme de travail sur site (Laffly *et al.*, 2011). La finesse du MNE est un élément déterminant dans

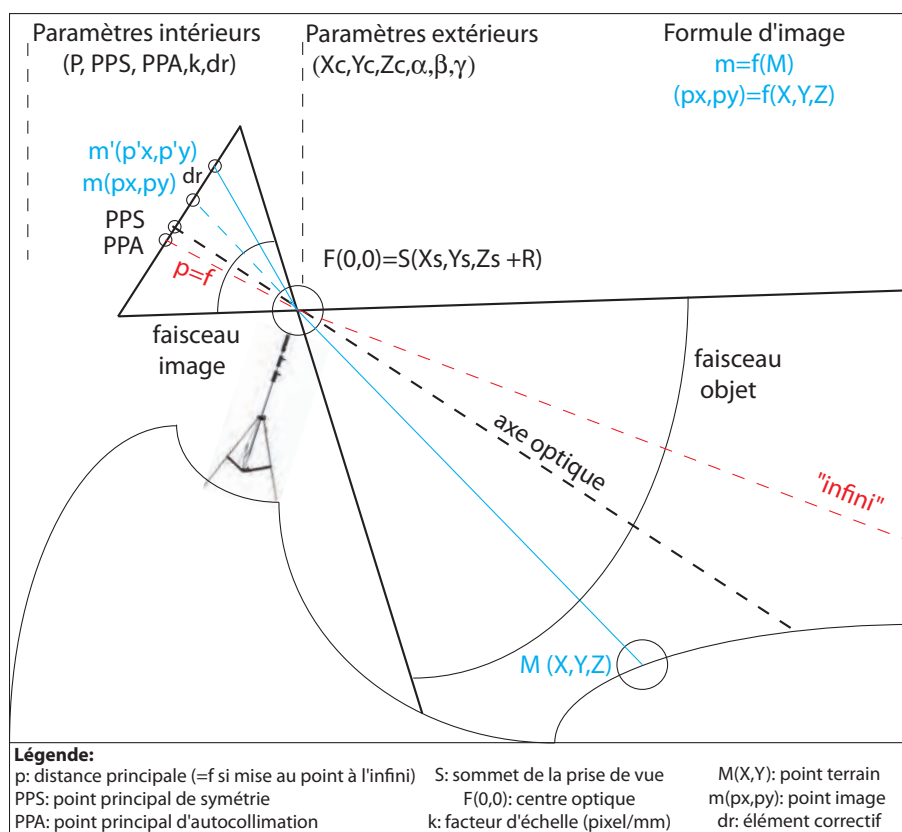


FIGURE 3.1 – Schéma théorique de la prise de vue par imagerie terrestre oblique. La plupart des solutions logicielles simplifient ce cas de figure, et considèrent comme confondus les différents points de l'approche photogrammétrique (PPS=PPA=point principal).

la précision du géoréférencement. Dans le cas où les paramètres d'orientation interne ne sont pas connus, des points de contrôle sont nécessaires. Les points principaux d'autocollimation (PPA) et de symétrie (PPS) sont confondus avec le centre du capteur appelé point principal. Une étape clef consiste à déterminer les coordonnées terrain de la projection du point principal T. Ces coordonnées sont définies par le trajet du faisceau issu du centre du capteur et passant par le centre optique avec le premier élément du sol intersecté. Cette détermination n'est pas triviale, étant rendue compliquée par le caractère accidenté du relief. Nous recensons l'ensemble des méthodes identifiées dans la littérature dans le tableau 3.1.

L'un des travaux pionniers en la matière est celui de Corripio *et al.* (2004). Ce code qui permet d'estimer une mesure de l'albédo présente un inconvénient technique : il faut ajuster manuellement le MNE sur l'image en perspective par une approche de type essai-erreur. Barth (2012a) présente dans son travail de doctorat le développement d'une méthodologie complète associée au contexte de cartographie de la couverture neigeuse. Ce développement inclut une solution logicielle basée sur une plateforme Java. A notre connaissance, ce code n'a pas été diffusé et n'est pas disponible.

Une approche nous a semblé particulièrement ergonomique : le module « Pic2Map » développé par Gillian Milani (Produit et Tuia, 2012). Ce module est directement intégré dans le logiciel de traitement open-source QGIS. La prise en main est rapide et permet de déterminer la formule d'image à partir d'un MNE, de la position des caméras et d'un minimum de 4 points d'appui terrain. Nous présentons quelques orthoimages réalisées avec cette solution par la suite. Cependant chaque

image de la série doit être traitée une par une, même après avoir déterminé la formule d'image pour l'image de référence. La possibilité d'automatiser le processus du traitement en indiquant le chemin du répertoire des images est souhaitable pour traiter notre jeu de données qui présente près de 100 images acquises par mois. Cette possibilité, dénommée SP dans le tableau 3.1 pour « série de photographie », constitue un critère déterminant. Deux logiciels ont retenu notre attention et devraient être exploités à l'issue de cette thèse : les logiciels open-source « Practise » et « grinsted-ImGRAFT (v2.0.0-12) ». Le premier logiciel propose une application supplémentaire dédiée à la cartographie binaire du manteau neigeux. Le deuxième logiciel offre un module de détection de mouvement dans la scène, destiné à déterminer les vitesses d'écoulement des glaciers. Ce logiciel présente la particularité de ne pas imposer de ré-échantillonnage préalable des images pour les rendre superposables à une image de référence. Les mouvements de caméra qui impliquent une modification des paramètres externes sont traités de manière réaliste en étant considérés comme autant de nouveaux points de vue. En résumé, ces logiciels nécessitent les éléments suivants :

- une modèle numérique de terrain ;
- la localisation de la caméra  $C_0$  ;
- le centre de la photographie, ou le point T d'intersection entre le faisceau de la caméra et le sol ;
- l'orientation interne de la caméra : distance focale  $f$ , dimensions du capteur CCD ou CMOS ;

Nom du logiciel	Principal développeur (langage)	Paramètres d'entrée	Paramètres estimés	Sorties autres que l'orthoimage	Publication associée
JUKE method	Aschenwald (VB)	SP, MNT, GCPs C, T, f			(Aschenwald <i>et al.</i> , 2001)
geophotoref (V1.0)	J.G. Corripio (IDL)	P, MNT, GCPs, V C, T, f, w, h	$(\alpha, \beta, \gamma)$ par rotation du MNE	albédo spatialisé	(Corripio, 2004)
plugin Pic2Map (QGIS)	Gillian Milani (Python)	P, MNT, 6 GCPs		vectorisation dans le plan img	(Produit et Tuia, 2012)
WSL tool	C. Bozzini	P, MNT, 4 GCPs	C, $(\alpha, \beta, \gamma)$ T, f, R	vectorisation dans le plan img	(Bozzini <i>et al.</i> , 2012)
SnoDEC	T. Barth (JAVA)	SP?, MNT $C_0, (\alpha_0, \beta_0, \gamma_0)$	C, $(\alpha, \beta, \gamma)$	carte binaire d'enneigement	(Barth, 2012b)
Practise	S. Härer (Matlab)	SP, MNT, 4 GCPs	C, $(\alpha, \beta, \gamma)$ V	carte binaire d'enneigement	(Härer <i>et al.</i> , 2013)
ImGraft	A. Messerli (Matlab)	SP, MNT, 4 GCPs	C, $(\alpha, \beta, \gamma)$ R, $(\delta_x, \delta_y)$	déplacement de glacier	(Messerli et Grinsted, 2015)

TABLE 3.1 – Implémentation logicielle et leurs spécificités respectives. Les abréviations utilisées sont définies comme suit : P photographie, SP série de photographie, MNT modèle numérique de terrain, GCPs points d'appuis terrain, V masque binaire de visibilité, C position de la caméra en coordonnées terrain ( $C_0$  une première valeur d'itération),  $(\alpha, \beta, \gamma)$  angles de la caméra,  $((\alpha_0, \beta_0, \gamma_0)$  une première valeur d'itération), T coordonnées terrain du point principal, R élément de correction de la lentille.

### 3.1.3 Détection de la neige

La présence de neige au sol peut être établie par seuillage manuel sur l'un des canaux RGB. Le canal bleu paraît le plus adapté pour effectuer ce seuillage. D'autres techniques pour distinguer

la neige des autres surfaces ont été implémentées : analyse statistique de l'image basée sur un histogramme de fréquence (Salvatori *et al.*, 2011), construction d'un index dérivé du NDSI (Hinkler *et al.*, 2002), ou encore la constitution d'une bibliothèque de référence avant automatisation (Barth, 2012a).

## 3.2 ACQUISITION ET TRAITEMENTS D'IMAGES OBLIQUES DANS LE BASSIN VERSANT DE BASSIÈS (ARIÈGE)

### 3.2.1 Dispositifs d'acquisition : localisation et période

Un premier système d'acquisition a été mis en place à partir de décembre 2012, jusqu'à août 2013. Trois caméras ont été disposées progressivement au cours de l'hiver (Fig. 3.2). Ces systèmes autonomes ont été conçus au sein du laboratoire FEMTO-ST<sup>1</sup>. Ils ont été notamment utilisés en contexte glaciologique pour suivre l'étendue de la couverture neigeuse sur un glacier arctique (Laffly *et al.*, 2011; Bernard *et al.*, 2013), ou illustrer la dynamique de glaciers alpins<sup>2</sup>. Les conditions particulièrement humides du bassin versant de Bassiès sont probablement la cause principale des nombreux dysfonctionnements des caméras, entraînant une oxydation et des altérations prématurées des composants électroniques. Sur la saison, seule la caméra située à l'emplacement 1 (Fig. 3.2) a fonctionné correctement lors de la fonte du manteau neigeux.

Un deuxième dispositif constitué de deux caméras de marque ©Harbortronics a été mis en place à partir de février 2014 jusqu'à août 2015 (emplacement 1 et 2, Fig. 3.2). Les données sur la saison 2014–2015 ont finalement été inexploitable : objectif obturé pour la caméra 1, dysfonctionnement d'un composant pour la caméra 2 (Fig. 3.3).

### 3.2.2 Protocole de prise de vue

Les critères d'installation des appareils photo automatiques ont été les suivants :

- maximiser le champ de vision.
- rester accessible en conditions hivernales.
- éviter d'exposer le système d'acquisition à une suraccumulation de neige, ou un vent trop violent.

Les caméras ont été installées sur le lieu dit du col de la Serette (caméra 1), le port de bassières Est (caméra 2), le port de bassières Ouest (caméra 3) (Fig. 3.2).

La caméra a été paramétrée comme suit :

- Lentille : la première prise de vue a été effectuée à l'aide de l'autofocus sur un élément lointain de la scène, puis l'autofocus a été désactivé, et mis en focus manuel (MF). Stabilisateur (off).
- Mode de programmation : auto-exposition (P), flash (off).
- Balance des blancs (WB Auto).
- Déclencheur (prise unique).
- Qualité : 12 Mpixels
- ISO (auto, max 800).

L'échange avec l'intervalomètre s'effectue entre un PC équipé d'un programme type « hyperterminal » avec le paramétrage de port de communication suivant :

---

1. Franche-Comté Électronique Mécanique Thermique et Optique– Sciences et Technologies, UMR 6174 située à Besançon, Belfort et Montbéliard

2. p. ex <http://www.moreauluc.com/>



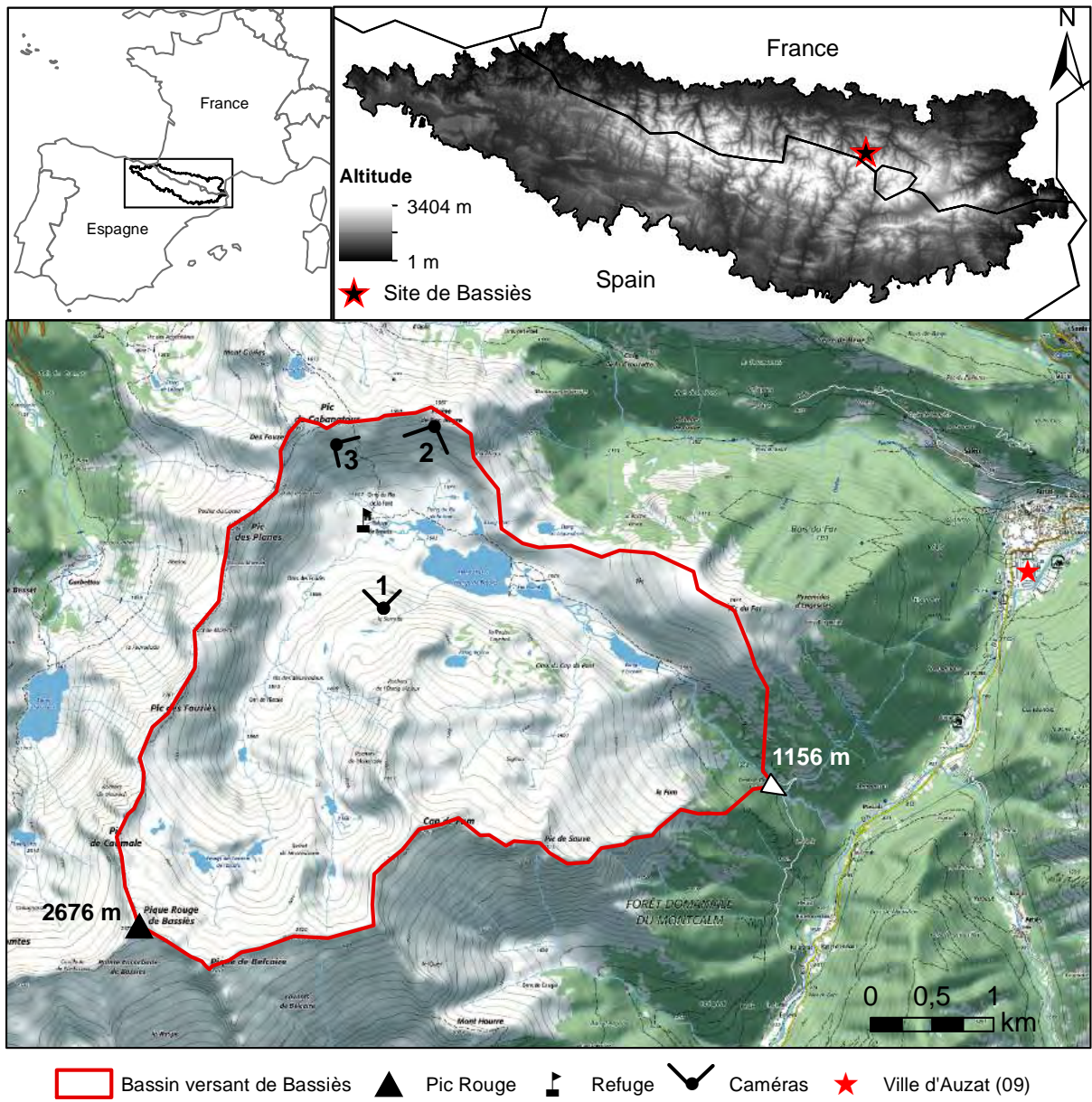


FIGURE 3.2 – Localisation du processus d'acquisition d'images terrestres sur le bassin versant de Bassiès (09).

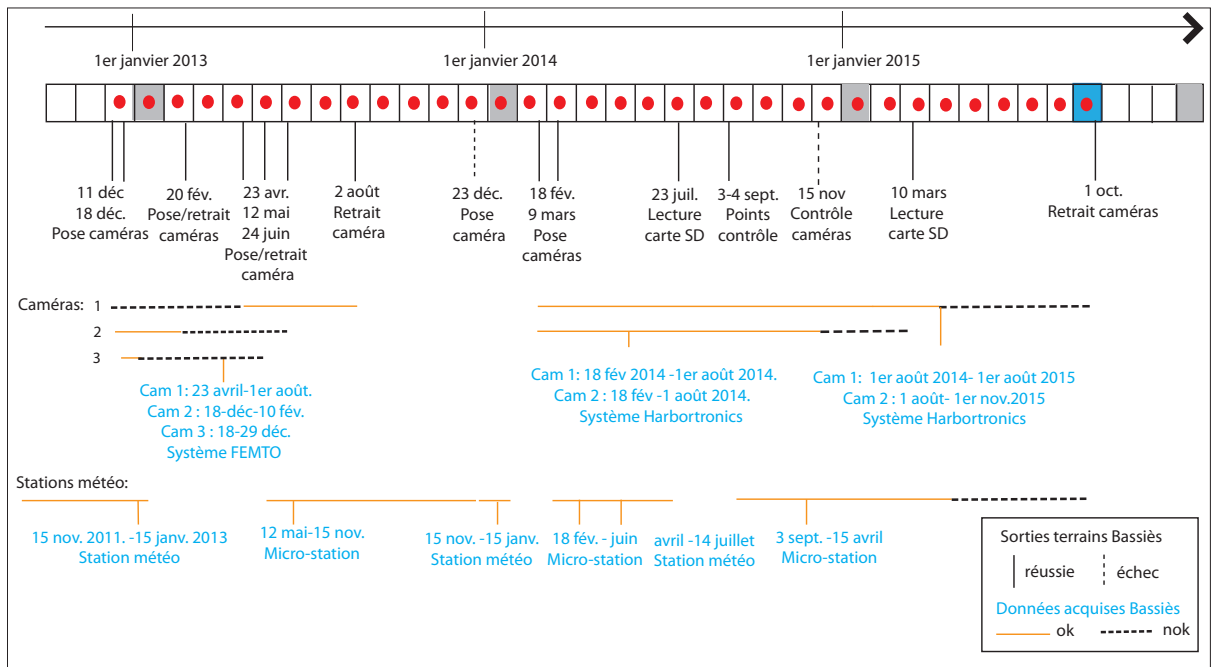


FIGURE 3.3 – Chronogramme des acquisitions terrain sur le bassin versant de Bassiès (09).

- bits par seconde : 19200 Baud.
- bits de données : 8.
- bit de parité : aucun.
- bit d’arrêt : 1.
- Contrôle de flux : aucun.

L’intervalomètre a été paramétré comme suit :

- Paramètres d’horloge en heure locale.
- Type d’acquisition : 3 images/jours, avec un intervalle de 3h : 8h, 11h, 14h (heure locale).

### 3.2.3 Premiers traitements

La chaîne de traitement n’est à ce jour pas encore complète, et nous nous limitons à montrer quelques résultats préliminaires obtenus avec une solution logicielle simple.

Une campagne terrain de levés DGPS a permis de déterminer précisément la position de cibles réparties dans le champ de prise de vue de la caméra. Ces mesures terrain ont été pointées sur un MNE de la zone (produit BD alti de l’IGN à 25 m) dans l’environnement de saisie du logiciel Pic2Map<sup>3</sup> (Produit et Tuia, 2012). L’algorithme de ce logiciel permet de résoudre les équations introduites précédemment à partir de 4 points de contrôle (figure 3.4). Après résolution des paramètres internes (défauts de lentille et focale) et des paramètres externes (position de la caméra), chaque pixel de l’image trouve sa correspondance (x,y,z) sur le terrain. La connaissance de la fonction d’image permet de produire une orthoimage en projetant l’image oblique terrestre sur le MNE (figure 3.5). La précision varie entre 1 et 15 m en planimétrie, en fonction du caractère accidenté du terrain. Si l’on fait l’hypothèse que la caméra ne bouge pas entre la prise de vue de l’image de référence, pour laquelle la fonction image a été résolue, et le reste de la saison, nous pouvons projeter manuellement n’importe quelle image de la série temporelle (figure 3.6). Dans le cadre de cette approche, il reste notamment à implémenter le MNE obtenu par imagerie Pléiades au lieu du MNE de l’IGN pour améliorer la précision. Un test supplémentaire serait d’évaluer l’apport d’un MNE hivernal sur la précision des orthoimages d’hiver en comparaison du traditionnel MNE estival.

L’hypothèse d’immobilité de la caméra n’est pas vérifiée en pratique, la caméra et son support étant soumis aux rafales de vents. Le traitement d’une série complète nécessiterait de prendre en compte les modifications à apporter sur les paramètres externes en exploitant les solutions logicielles cités précédemment.

## 3.3 PERSPECTIVES

Les données acquises par le protocole décrit précédemment et mis en place sur le bassin versant de Bassiès doivent permettre plusieurs applications. En premier lieu, la cartographie de type présence-absence de la surface enneigée à un pas de temps quotidien de la zone d’emprise doit permettre de déterminer à haute résolution spatiale et temporelle la surface enneigée SCA. Cette métrique obtenue avec une grande résolution spatiale sera utile pour évaluer les barres d’erreurs dans la superficie des surfaces enneigées déterminée à partir d’images satellite aux mêmes dates. Ce travail a été abordé par Pimentel *et al.* (2012) dans le cas du manteau neigeux spatialement hétérogène de la *Sierra Nevada*. Cette étude a mis en évidence la trop faible fréquence d’acquisition des images Landsat pour suivre l’évolution de la surface enneigée.

---

3. <https://documents.epfl.ch/groups/1/1a/lasig-unit/www/pic2map/documentation/#>

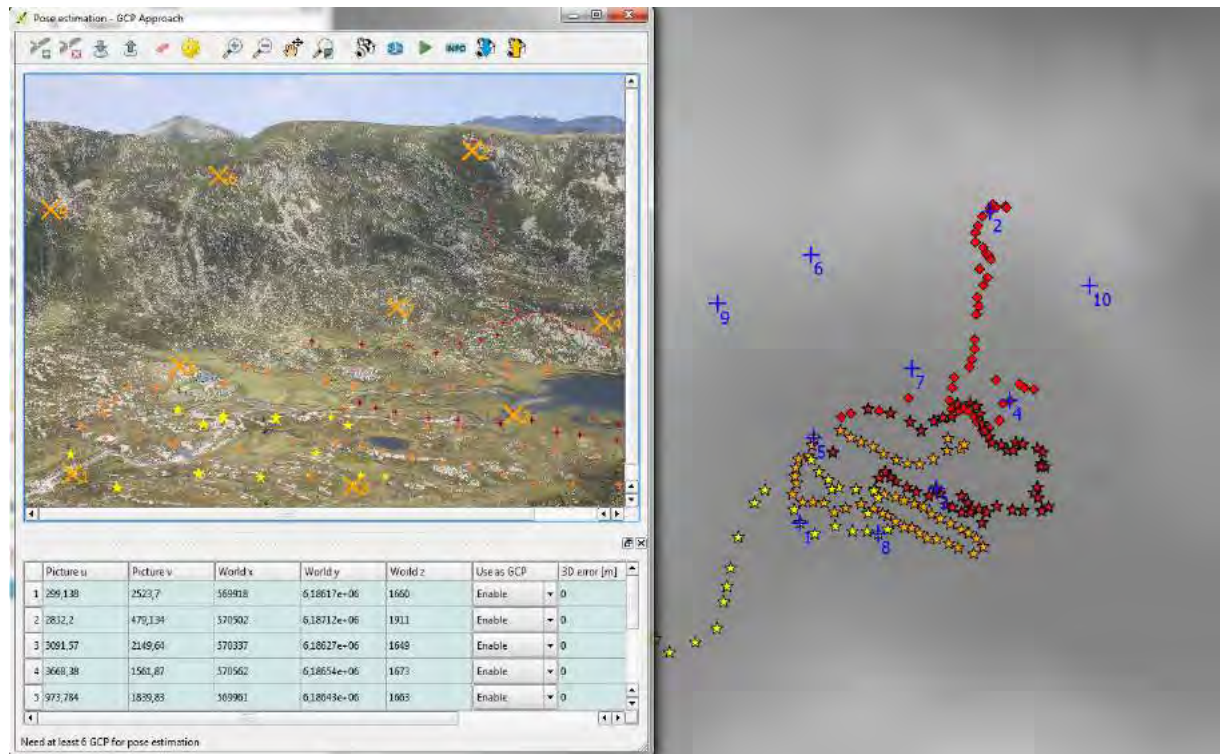


FIGURE 3.4 – Illustration de l’environnement de saisie du Pic2Map (fenêtre de visualisation à gauche et MNE à droite). Le code couleur associé aux cibles levées au DGPS (jaune, orange, rouge) correspondent aux parcours des opérateurs terrain correspondants.

La série temporelle des images terrestres doit permettre de détecter avec une résolution temporelle d’un jour le dernier jour de fonte (métrique SD). La connaissance précise de cette date permet de reconstruire la quantité de neige fondue en appliquant un modèle de fonte basé sur la physique du manteau neigeux ou sur une approche degrés-jour. Cette reconstruction basée sur une cartographie à haute résolution spatiale et sur une détection du jour de fonte avec une précision journalière doit permettre de quantifier les barres d’erreurs de méthodes équivalentes basées sur des données présentant une fréquence d’acquisition et/ou une résolution spatiale inférieure.



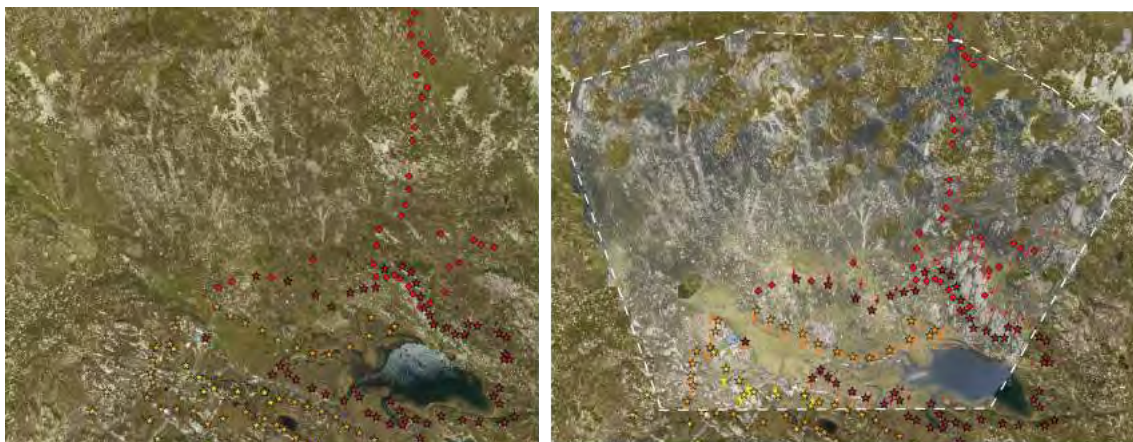


FIGURE 3.5 – *Gauche* : orthoimage de l'IGN où l'on retrouve le code couleur précédent associé aux cibles levées au DGPS, et aux parcours des opérateurs terrain. *Droite* : l'image contenue dans le contour en pointillés blancs est l'orthoimage produite par le logiciel Pic2Map et superposée à l'image de la BD ortho de l'IGN.



FIGURE 3.6 – *Gauche* : orthoimage de l'image de référence. *Droite* : orthoimage d'une image hivernale de la saison 2013–2014. Les parties vides alvéolées correspondent à des portions du sol non visible sur l'image et prennent la forme des cellules du MNE déformées par la projection en étant non recouvertes par l'image oblique.





FIGURE 3.7 – Série de prises de vue depuis la caméra du port de Bassiès (caméra 2, 1900 m) du 1<sup>er</sup> avril au 15 juin 2014.



**Fini de suivre** Dans cette partie, nous avons abordé la question du suivi au temps présent de la cryosphère en montagne. Nous avons développé de nouvelles méthodes pour caractériser les changements de volume et de surface des glaciers et du manteau neigeux (HS et  $B_{geod}$ ). Les ordres de grandeur des échelles spatiales mises en jeu sont cohérents avec les processus visés : l'accumulation du manteau neigeux et l'accroissement ou la réduction des glaciers. Les erreurs associées à la localisation en  $(x,y)$  et en  $(z)$  des surfaces cartographiées sont compatibles avec des bilans quantitatifs exploitables dans la gestion de la ressource hydrique d'origine nivale et dans l'étude de l'influence du climat sur les glaciers. La caractérisation de la dynamique saisonnière du manteau neigeux dans une emprise paysage de type portion d'un bassin versant devrait rapidement permettre d'atteindre un niveau d'observation supplémentaire. La cartographie à haute fréquence temporelle de l'absence-présence de neige sur les surfaces élémentaires, ou pixel, qui composent la zone imagée (SCA) doit permettre de définir les bornes temporelles de l'enneigement (SCD). La connaissance précise de ces bornes permet d'évaluer les barres d'erreurs sur les produits de l'imagerie satellite utilisés de manière opérationnelle pour calculer les métriques SCA et SCD. Les méthodes dérivées des acquisitions satellites sont synonymes d'une large capacité de couverture à l'échelle du globe, et d'une haute répétitivité ou d'une possibilité de programmation permettant d'être au plus près des variations clefs des processus. Ces apports méthodologiques se placent dans la perspective d'une meilleure compréhension des phénomènes hydro-climatiques en lien avec la vulnérabilité des sociétés de montagnes et des plaines attenantes.

# III

Reconstruction des variations des glaciers  
des Pyrénées







**Le temps des archives** Nous quittons le temps présent et les techniques de suivi modernes. Le manteau neigeux est saisonnier dans les Pyrénées et la période de fonte est suffisamment longue et chaude pour que la quasi-totalité du manteau disparaisse à toutes les altitudes (altitude maximale des Pyrénées : 3 404 m). Quelques névés peuvent subsister d'une année à l'autre ou sur quelques années, mais à la suite d'un été sec et chaud, ils finiront par disparaître. On peut comparer le manteau neigeux d'une saison à l'autre en termes de durée, d'épaisseur ou d'étendue. Cette comparaison sur un minimum d'une trentaine d'année renseigne sur les tendances climatiques à l'œuvre. De telles séries sont rares, et nous n'en avons pas à disposition dans cette étude. Seules les institutions comme EDF ou Météo-France disposent de ce type de séries. Par ailleurs, elles sont généralement issues d'enregistrement de stations météorologiques et ont donc un caractère ponctuel. Les données de réanalyse des modèles de prévision associés à un modèle de manteau neigeux peuvent permettre de reconstruire des données spatialisées. Ces processus de réanalyse sont très exigeants en termes de moyens de calculs et demandent une expertise du domaine. La résolution spatiale des données de réanalyse est dépendante de la résolution des données météorologiques, et celles-ci sont de moins en moins fiables et résolues au fur et à mesure que l'on remonte dans le temps. Les archives satellite sont exploitables à l'échelle de la chaîne, mais restent encore trop courtes (p.ex. MODIS 2000) ou difficile à exploiter en montagne (p. ex. AVHRR).

Dans le cas du manteau neigeux, l'influence climatique apparaît au travers de tendances sur les séries des métriques enregistrées. Cependant, la comparaison entre deux valeurs en un point ou une surface enregistrées dans des saisons hivernales distinctes ne renseigne pas sur les variations des conditions météorologiques ayant eu lieu dans l'intervalle de temps entre les mesures. Une fois le stock de neige fondu, il n'y a plus d'enregistrement des variations des termes du bilan d'énergie puisque l'on perd la relation entre bilan de masse et bilan d'énergie après la fonte.

Dans le cas des glaciers, une fois le manteau neigeux fondu, il reste encore une hauteur de glace susceptible de fondre. Cette glace a pu être accumulée en des temps plus favorables ou être issue du fluage de la glace dans la zone d'ablation. Le bilan de masse et le bilan d'énergie restent corrélés à travers le temps. Le bilan de masse d'un glacier constitue donc un témoin précieux des fluctuations climatiques. Les métriques longueur et surface intègrent partiellement le bilan de masse. Leur réponse au climat n'est pas linéaire à cause de l'influence topographique qui varie avec le temps, de la hauteur de glace susceptible de fondre en limite du glacier et de la dynamique d'écoulement de la glace. Ces métriques sont néanmoins précieuses puisqu'elles correspondent aux séries d'enregistrements les plus longues et les plus disponibles pour étudier un ensemble de glaciers.



---

<b>1</b>	<b>Surfaces des glaciers des Pyrénées en 1850 et 2011</b>	<b>149</b>
1.1	UN BESOIN D'INVENTAIRES . . . . .	149
1.2	PHOTO-INTERPRÉTATION DES CONTOURS DES GLACIERS . . . . .	150
1.3	COMPARAISON DES INVENTAIRES DE 1850 ET 2011 . . . . .	151
1.4	RETRAIT DES GLACIERS ENTRE 1850 ET 2011 . . . . .	153
1.5	BIENTÔT DES GLACIERS RÉSIDUELS ? . . . . .	153
<b>2</b>	<b>Reconstruction historique du glacier d'Ossoue</b>	<b>161</b>
2.1	SYNTHÈSE DE L'ARTICLE . . . . .	161
2.2	ARTICLE « EVOLUTION OF OSSOUE GLACIER » . . . . .	161
<b>3</b>	<b>Modélisation de l'évolution du glacier d'Ossoue</b>	<b>187</b>
3.1	ÉTUDES DE MODÉLISATION DES ZONES ENGLACÉES DES PYRÉNÉES . . . . .	187
3.2	MODÉLISATION AU GLACIER D'OSSOUE 1980-2012 . . . . .	192
	<b>Conclusion générale</b>	<b>199</b>

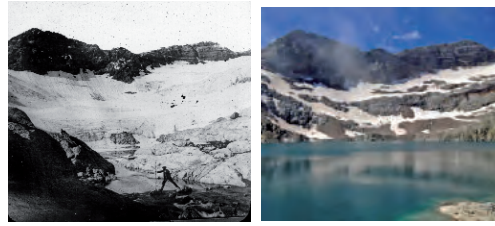
---



*On a beaucoup étudié les glaciers des Alpes, mais fort peu ceux des Pyrénées. Cet abandon tient à plusieurs causes. Moins vastes, moins frappants dans nos montagnes que dans les Alpes, moins accessibles, situés hors des chemins battus, invisibles le plus souvent du fond des vallées, reculés aux confins de l'Espagne au lieu d'être placés au centre de l'Europe scientifique, il était naturel que nos glaciers pyrénéens demeuraient négligés. Pour en atteindre seulement la base, une longue ascension est nécessaire; et il serait presque impossible d'y camper plusieurs nuits, du moins aussi longtemps que des abris n'auront pas été construits au voisinage des grandes cimes. Au contraire, dans les Alpes, le fleuve glacé descend se mettre à la portée des explorateurs, l'altitude en est moindre, une installation est relativement facile, et par-dessus tout, le champ d'études paraît être infiniment plus riche. Aussi est-ce principalement à la partie fluviale des glaciers que se sont attachés les observateurs. Les parties élevées ont été étudiées avec moins de détails, et peut-être n'était-ce pas dans les Alpes que cette étude aurait pu être très fructueuse. En effet, par leur multiplicité, leur complication, leurs écarts d'altitude, leurs réactions mutuelles et la variété des courants aériens qui les balaient, les grands chaînons alpestres ne permettent pas aux lois de répartition des neiges de se montrer dans toute leur netteté. Pour cette étude, c'est aux Pyrénées qu'il convient d'avoir recours. Tout contribue à faire de nos montagnes une région typique à ce point de vue comme à tant d'autres. La faible dentelure des cimes, qui retient les neiges sur des plans élevés, au lieu de les laisser crouler en avalanches dans les réservoirs inférieurs; la régularité d'altitude, qui donne à l'approvisionnement des neiges le même caractère de régularité; la direction unique de la chaîne; la simplicité de l'arête principale; l'orientation du système par rapport au vent dominant, tout cela se réunit pour nous permettre d'étudier la zone supérieure des glaciers, la région d'alimentation, dans des conditions très favorables. Ajoutons que dans les Pyrénées, la neige, le névé et le glacier se renferment d'ordinaire dans un seul et même repli de montagne et forment un ensemble, bien plus facile à étudier que les encombrements de Firn qui s'écroulent sur les glaciers des Alpes en s'enchevêtrant à l'infini.*

Franz Schrader

Pyrénées. Vol. II. Science et art. Editions Henri Didier, Paris, 1936.



**Moraine et imagerie aérienne** Dans ce chapitre, nous faisons l'inventaire des surfaces englacées des Pyrénées au temps présent. Cet inventaire est utile, puisqu'il n'y avait pas de contours disponibles associés aux glaciers des Pyrénées dans les grandes bases mondiales d'inventaire.

Nous exploitons une source d'image à très haute résolution spatiale (0.5 m) pour photo-interpréter les contours des glaciers actuels. Les images acquises par les institutions IGN espagnol et IGN français sont acquises au cours de l'été (juin et juillet, parfois août), il faut que le manteau neigeux ait vite fondu en marge des glaciers l'année de prise de vue. C'est le cas avec des images de 2010, 2011 et 2012 à notre disposition. Notre travail d'interprétation est complété et mis à jour par l'expertise de terrain de Pierre René (Association Moraine) qui ausculte sans relâche ces « petits bouts de glaces ». Par témoignage, archives photographiques ou travail de cartographie (p. ex. carte d'État-Major), on sait que les glaciers des Pyrénées étaient en 1850 quasiment au contact de la moraine produite lors de leur avancée durant le Petit Âge Glaciaire. Les moraines sont généralement très bien conservées dans le cas des Pyrénées, hormis la partie centrale emportée par le flot de l'écoulement dû à la fonte estivale. En photo-interprétant ces cordons morainiques, et en interprétant leur forme par endroit, nous pouvons reconstituer les contours des glaciers vers le milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle.

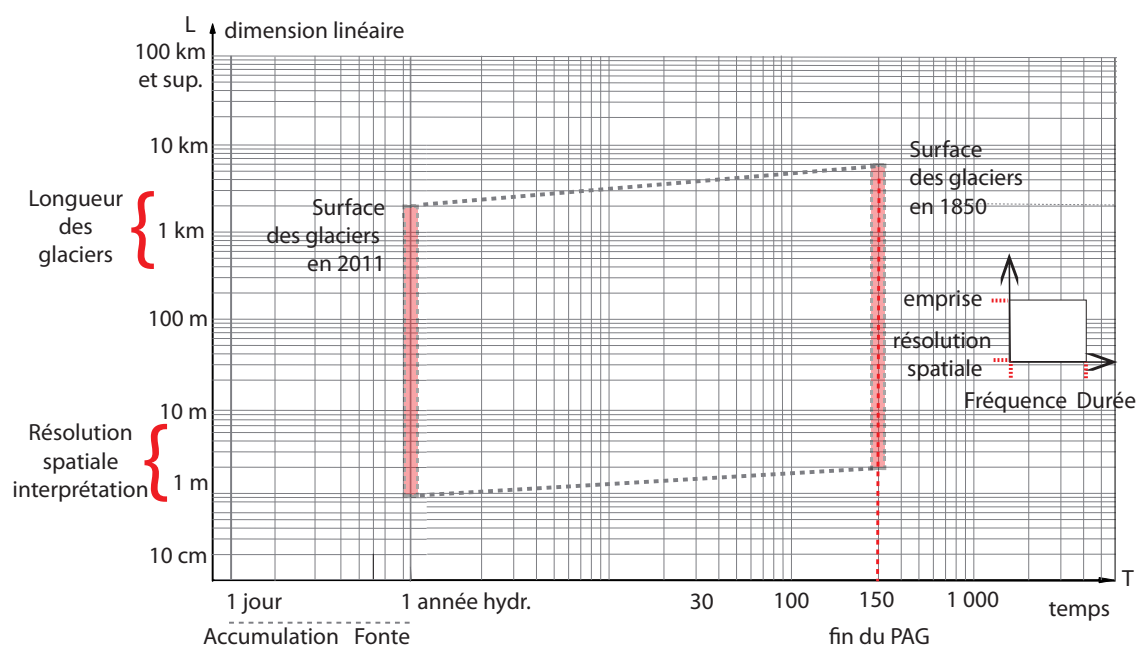


FIGURE 8 – Emboîtement des échelles spatio-temporelles dans le cas de l'inventaire des glaciers pyrénéens. La résolution de saisie diminue avec la photo-interprétation des moraines, même si la source de saisie reste identique à l'inventaire 2011 (images aériennes de résolution spatiale 0.5 m).





# ESTIMATION DES SURFACES DES GLACIERS DES PYRÉNÉES EN 1850 ET 2011

1

## 1.1 UN BESOIN D'INVENTAIRES

Les inventaires de glaciers permettent de répertorier le nombre de glaciers à l'échelle globale, dans une région ou un massif de montagnes donnés. L'interprétation de leur contour à partir d'une image source permet d'avoir accès à leur longueur et leur surface, facilement calculables dans un environnement SIG. Les données d'inventaire constituent une base importante dans de nombreuses études glaciologiques. Les reconstructions d'inventaires permettent d'étudier les réponses dynamiques des glaciers dans le temps, avec une fréquence d'actualisation souhaitable de l'ordre de 5 à 10 ans (Hoelzle *et al.*, 2007; Paul *et al.*, 2007). L'inventaire exhaustif d'un massif à des dates successives permet de questionner la représentativité intra-massif des glaciers « référence » sur lesquels s'effectuent les études de reconstructions et de suivi plus complètes. Ces bases de données sont largement utilisées pour évaluer les effets des changements climatiques passés sur les fluctuations des glaciers (Alpes européennes Zemp *et al.*, 2007). Les comparaisons des variations des glaciers peuvent s'effectuer entre massifs différents (p. ex. Alpes européennes et Alpes de Nouvelle-Zélande Hoelzle *et al.*, 2007). Les inventaires des surfaces de glaciers peuvent aussi servir à évaluer la quantité de glace d'une région via une formule empirique liant volume et surface (*volume-area scaling*). Cette formule s'écrit sous la forme :  $V = cS^\gamma$  où  $c$  et  $\gamma$  sont deux paramètres estimés à partir des valeurs de surface et de volume déterminées sur des glaciers observés ou calculés par une approche théorique (Bahr *et al.*, 1997; Farinotti et Huss, 2013).

L'un des intérêts des glaciers en tant que marqueurs environnementaux est leur présence, bien que de répartition inégale, à l'échelle globale (*cf.* figure 2.3). Les inventaires régionaux viennent régulièrement compléter les bases de données mondiales (p. ex. Alpes Suisses Fischer, 2010). Les méthodes d'extraction des contours peuvent être automatiques, semi-automatiques ou manuelles. Les techniques de télédétection spatiale ont permis de venir mettre à jour et enrichir les bases historiques. L'imagerie à moyenne résolution type Landsat ou Aster est devenue la source principale dans la création de nouveaux inventaires (Global Land Ice Measurements from Space GLIMS, Raup *et al.*, 2007). De nombreux attributs sont associés aux contours numérisés souvent extraits automatiquement à partir d'un MNE de la surface englacée (p.ex. statistique d'altitudes, pente, Paul *et al.*, 2009). Différents inventaires de glaciers co-existent avec des schémas d'implémentations et d'attributs à renseigner différents. Il reste encore souvent à harmoniser ces inventaires, même si des

philosophies d'usage différentes justifient leur coexistence. La base associée à l'inventaire du *World Glacier Monitoring Service* (WGMS) enregistre tous les contours historiques des glaciers, en s'appuyant sur les bases historiques et les mises à jour, mais reste globalement encore incomplète. Le *Randolph Glacier inventory RGI* propose un instantané à l'échelle globale des contours des glaciers à une date donnée (Pfeffer *et al.*, 2014). Cette dernière proposition d'un inventaire aux attributs simplifiés, et admettant des erreurs régionales, a permis de construire la base la plus complète de contours de glaciers à l'échelle du globe.

L'ordre de grandeur en terme de masse des glaciers peut varier de 1 à quelques millions de kg. Pour autant l'inventaire des petits glaciers (<1 km<sup>2</sup>) n'est pas à négliger. Au vu de leur nombre élevé, leur omission peut conduire à une source d'incertitude importante dans la détermination des surfaces englacées (figure 1.1). La contribution de la fonte des glaciers des Pyrénées à l'élévation du niveau marin est totalement négligeable, mais leur inventaire reste pertinent à une échelle régionale dans un contexte d'exhaustivité et de minimisation des erreurs des surfaces englacées. A titre d'exemple, l'inventaire des glaciers des Alpes européennes nécessiterait un niveau de saisie minimum équivalent à 0.01 km<sup>2</sup> pour que l'erreur associée à la totalité de sa surface englacée soit inférieure à 10 % (Bahr et Radić, 2012).

Dans le cadre de notre saisie des contours des glaciers des Pyrénées en 2011 et 1850, notre démarche répond à plusieurs objectifs :

- construire une métrique simple à l'échelle du massif : la variation de surface entre l'actuel et le maximum d'extension associé au PAG
- connaître la localisation des glaciers actuels pour partager les contours avec la communauté scientifique (inventaire RGI), et faciliter la recherche d'archives correspondantes.
- permettre des études sur les facteurs d'influence de la déglaciation depuis la fin du PAG (p. ex. López-Moreno *et al.*, 2006b;a).

## 1.2 PHOTO-INTERPRÉTATION DES CONTOURS DES GLACIERS ACTUELS ET DES MORAINES

L'inventaire des glaciers pose la question d'une définition standard d'un « glacier ». En pratique, on définit une surface minimale en dessous de laquelle les glaciers ne seront pas saisis. Dans les Pyrénées, nous avons gardé le seuil de saisie de 0.1 km<sup>2</sup> associé au RGI.

La source d'images support de la photo-interprétation doit être en cohérence avec la taille des glaciers à identifier. Dans le cas des très petits glaciers (<0.5 km<sup>2</sup>), il a été montré que l'utilisation d'images de résolution intermédiaire, type Landsat Thematic mapper à 30 m de résolution, conduisait à une erreur de l'ordre de 25 % dans les calculs de surfaces associés (Fischer *et al.*, 2014). Dans le cas des glaciers des Pyrénées, le recours à l'imagerie aérienne ou satellite à haute et très haute résolution est recommandé. Les glaciers des Pyrénées sont très peu couverts de débris, qui est l'une des difficultés majeures pour déterminer précisément la surface d'un glacier. Sur la base d'images aériennes (résolution de 0.5 m) acquises en été 2010 et 2012 par les instituts géographiques français et espagnols, nous avons photo-interprété les contours des glaciers des Pyrénées et de leurs moraines du petit âge glaciaire (PAG). La résolution des images était adaptée à la faible étendue des glaciers actuels (<1 km<sup>2</sup>). Les observations sur le terrain réalisées en majorité par l'Association Moraine ont permis d'ajuster les positions des fronts des glaciers, en accord avec la fin du cycle hydrologique de l'année 2011, soit le 1<sup>er</sup> octobre. Nous avons digitalisé les contours dans un environnement SIG (©Arcgis), et nous avons renseigné les attributs associés aux contours avec les paramètres topographiques altitude moyenne, pente et exposition, extraits à partir du SRTM à 30 m.

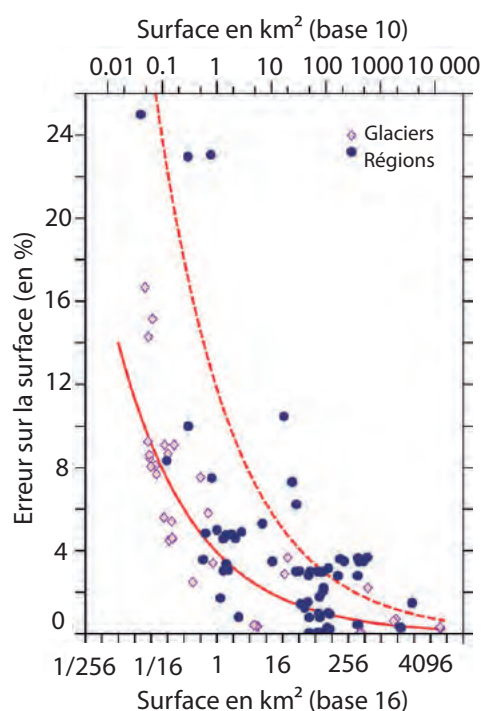


FIGURE 1.1 – *Erreur standard sur les surfaces de glaciers dans la littérature. Source (Pfeffer et al., 2014).*

## 1.3 COMPARAISON DES INVENTAIRES DE 1850 ET 2011

### 1.3.1 A l'échelle des Pyrénées

Dans l'inventaire précédent (RGI, version 4.0), 107 glaciers ont été répertoriés et localisés sous une forme ponctuelle, sans contours associés. À notre connaissance, et après échanges avec Graham Cogley<sup>1</sup> et Frank Paul<sup>2</sup>, ces données ne correspondent pas à un travail de photo-interprétation sur des images aériennes ou satellites, mais à une compilation d'inventaires de dates inconnues enregistrés dans la base du WGMS, et par extension dans la base du *World Glacier Inventory*<sup>3</sup> (WGI).

Des 107 glaciers répertoriés dans l'inventaire précédent, nous avons identifiés et photo-interprétés 65 contours comme étant de vrais glaciers en 1850, à partir des moraines d'extension maximale constituées au cours du PAG. Dans cette liste commune de glaciers, nous avons corrigé trois erreurs de toponymie (p.ex. glacier de Maupas au lieu de Naupas). Ce constat revient à écarter 42 dénominations de glaciers du précédent inventaire comme ne correspondant à aucune observation glaciologique, ou dans de rares cas, à de possibles phénomènes de fragmentation de glaciers ayant eut lieu à des dates inconnues (p. ex. glacier du Gabiétou inférieur inexistant en 1850 et en 2011). Nous avons complété les 65 contours de glaciers retenus en identifiant et délimitant 44 contours de glaciers supplémentaires à partir de leurs moraines d'extension du PAG, corroborés, selon la disponibilité des archives, par des témoignages d'époque, des cartes ou des photographies.

Des 109 glaciers retenus au sortir du PAG, seulement 31 sont encore considérés comme des

1. Professeur au département de Géographie de l'Université de Trent, et responsable au sein du RGI.

2. Chercheur au département de Géographie de l'Université de Zurich, et membre du projet GLIMS et du WGMS.

3. [http://wgms.ch/products\\_wgi/](http://wgms.ch/products_wgi/), dernier accès janvier 2017.

glaciers véritables en 2011. En 1850, la surface totale des glaciers était de l'ordre de 21 km<sup>2</sup>, en 2011 elle n'est plus que de 3 km<sup>2</sup>, soit une réduction de 85 %. Ce résultat est cohérent avec la réduction de surface des glaciers situés sur le versant espagnol entre la fin du PAG et l'année 2000 estimée à 74 % (Chueca *et al.*, 2008). En comparaison, les glaciers des Alpes ont perdu 35 % de leur surface entre 1850 et 1970, et 50 % à l'aube des années 2000 (Zemp *et al.*, 2006).

En incluant les contours de 78 glaciers pyrénéens disparus depuis la fin du petit âge glaciaire, cet inventaire permet de questionner les facteurs influant sur l'histoire et le devenir des glaciers pyrénéens.

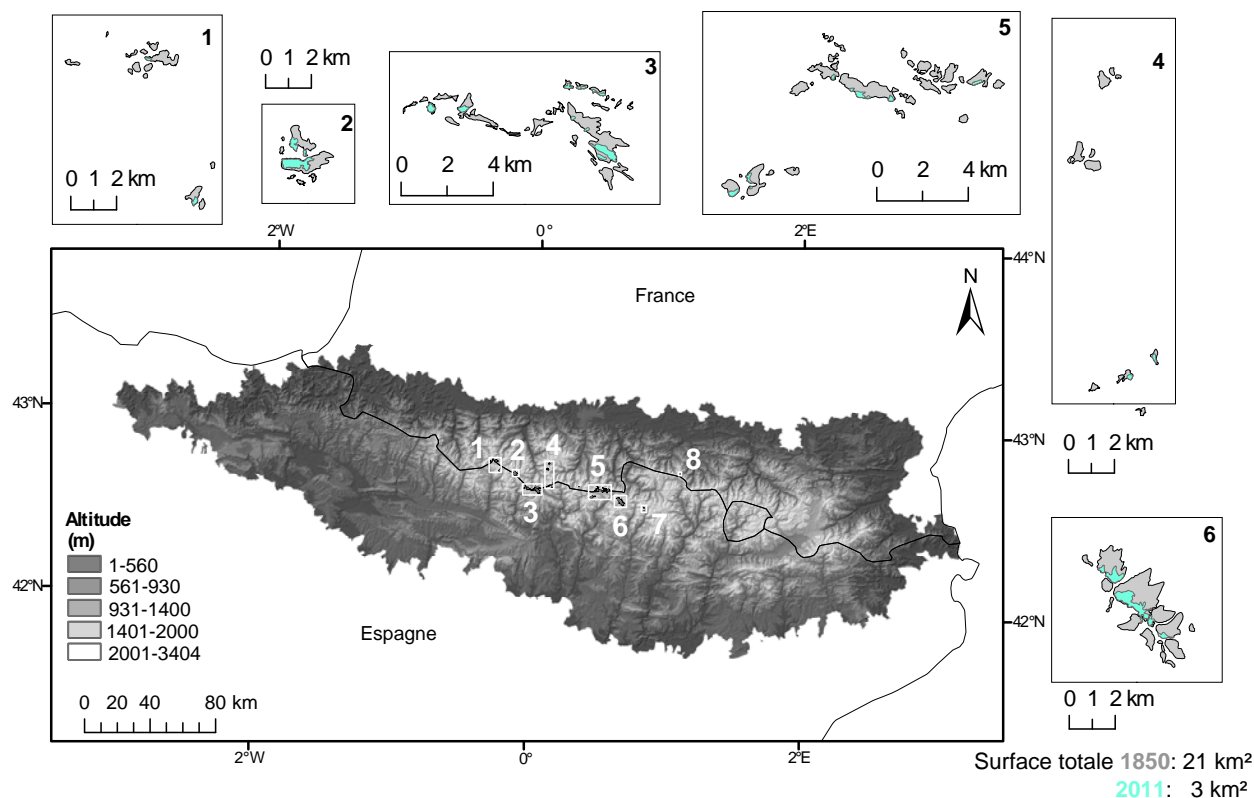


FIGURE 1.2 – Localisation des glaciers actuels (2011 en bleu clair) et des contours estimés à la fin du petit âge glaciaire (environ 1850 en gris clair). D'Ouest en Est, les noms des massifs sont Balaïtous et Inferno (1), Vignemale (2), Gavarnie et Monte-Perdido (3), Pic-Long et Munia (4), Posets et Perdiguère (5), Aneto (6). Les glaciers les plus orientaux ne sont pas détaillés du fait de leur isolement géographique, et de leur relative faible étendue, Besiberri (7) et Valier (8).

### 1.3.2 Illustration à l'échelle des massifs

Certains massifs ont vu disparaître l'ensemble de leur surface englacée comme les massifs du Pic Long et du Néouvielle (figure 1.7), ou réduire leur nombre de glaciers à un unique et dernier représentant comme le massif du Balaïtous (figure 1.4). La totalité des massifs ont vu leur surface englacée se réduire considérablement (figures 1.5, 1.6, 1.8, et 1.9).

## 1.4 RETRAIT DES GLACIERS ENTRE 1850 ET 2011

Le retrait vers les hautes parties des cirques englacés est sans équivoque (figure 1.3). Les distributions selon les pentes et l'orientation restent homothétiques, avec néanmoins une disparition marquée des glaciers orientés sud-ouest. D'autres études menées sur les surfaces des glaciers des Pyrénées, bien que n'ayant pas permis d'archiver de contours associés, ont permis d'estimer la surface englacée à 8 km<sup>2</sup> en 1984 (Serrat-Ventura, 1988), et 6 km<sup>2</sup> en 2004 (Chueca et Julian, 2004). Comme dans le cas de notre étude, les erreurs associées à ces mesures de la surface englacée totale sont encore à évaluer, mais restent très probablement inférieures à 1 km<sup>2</sup> au vu des dimensions des glaciers saisis. Bien qu'il faille rester prudent sur les ordres de grandeur en jeu, la réduction de la surface des glaciers des Pyrénées a presque doublé entre 1984 et 2011 (0.18 km<sup>2</sup> par an) par rapport à la période 1850–1984 (0.097 km<sup>2</sup> par an). La hausse de la température de l'air depuis le milieu des années 1980 dans les Pyrénées peut expliquer cette vitesse de disparition élevée. La valeur plus faible associée à la longue période 1850–1984 est peut être due à des fluctuations glaciaires non linéaires (Chueca *et al.*, 2008). Cette dernière hypothèse souligne l'intérêt de reconstruire plus finement les variations de plusieurs glaciers pyrénéens, comme nous l'abordons au prochain chapitre avec le glacier d'Ossoue.

## 1.5 BIENTÔT DES GLACIERS RÉSIDUELS ?

Les glaciers les plus méridionaux d'Europe sont situés dans les Pyrénées, les Apennins et les Balkans, entre 41 et 44 °N, en exceptant la partie européenne du Caucase (figures 1.10). Les altitudes de ces glaciers varient en moyenne entre 2 000 et 3 000 m et leurs superficies ne dépassent pas 1 km<sup>2</sup>. Tous ces glaciers ont reculé depuis la fin des années soixante-dix (Grünwald et Scheithauer, 2010). Les conditions climatiques régionales apparaissent comme largement défavorables avec des températures moyennes annuelles généralement supérieures à 0 °C. La plupart des masses englacées du sud de l'Europe ne présentent plus, ou presque plus, de dynamique glaciaire : les dimensions deviennent très réduites, il n'y a plus de crevasse ni d'écoulement. Dans la plupart des cas, on peut parler de glacier résiduel (*glacieret* ou *ice patch*) plutôt que de glacier véritable.

Les glaciers actuels des Pyrénées sont retranchés dans les parties de cirques les plus hautes et occupent les pentes et les expositions les plus favorables à leur maintien. Les processus influant sur la géométrie et la masse des glaciers sont minimisés (ablation) ou favorisés (accumulation) par des effets locaux : paroi qui protège du rayonnement, accumulation par avalanche ou dépôt de la neige par le vent. Les paramètres topographiques jouent un rôle prépondérant dans ce qui est probablement la dernière étape de déglaciation des Pyrénées. Nous reviendrons sur ces aspects dans les chapitres suivants.

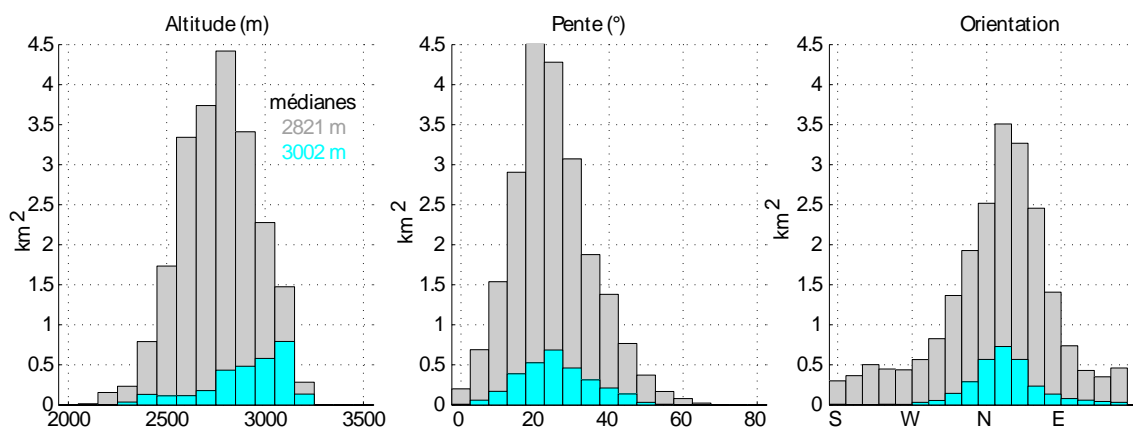


FIGURE 1.3 – Distribution de l'altitude, la pente, et l'orientation des glaciers des Pyrénées en fonction de la surface en 1850 (gris) et 2011 (bleu clair) par massifs.

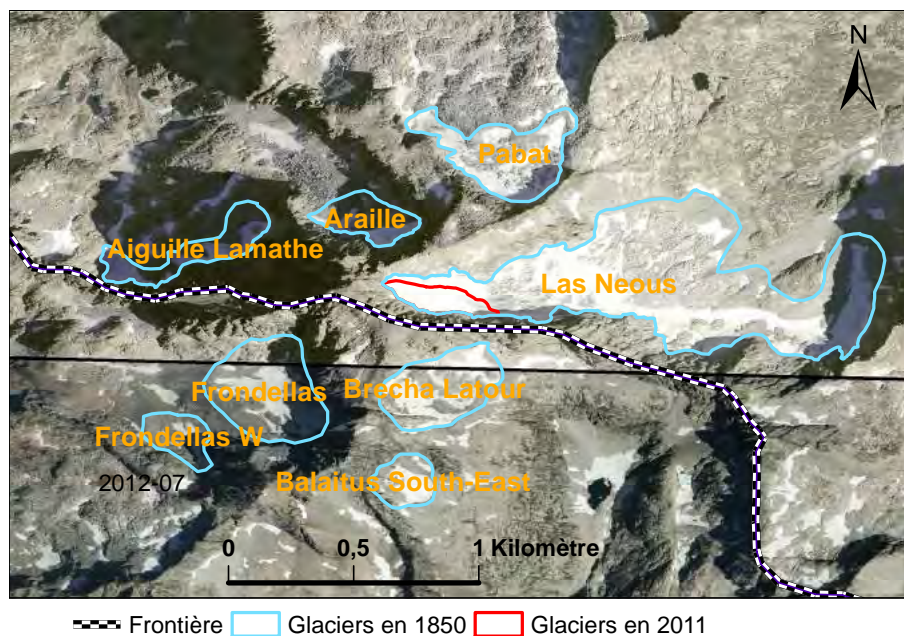


FIGURE 1.4 – Contours des glaciers du massif du Mont-Perdu en 1850 ( $0.8 \text{ km}^2$ ) et 2011 ( $0.025 \text{ km}^2$ ), perte de 97 % de la surface englacée.



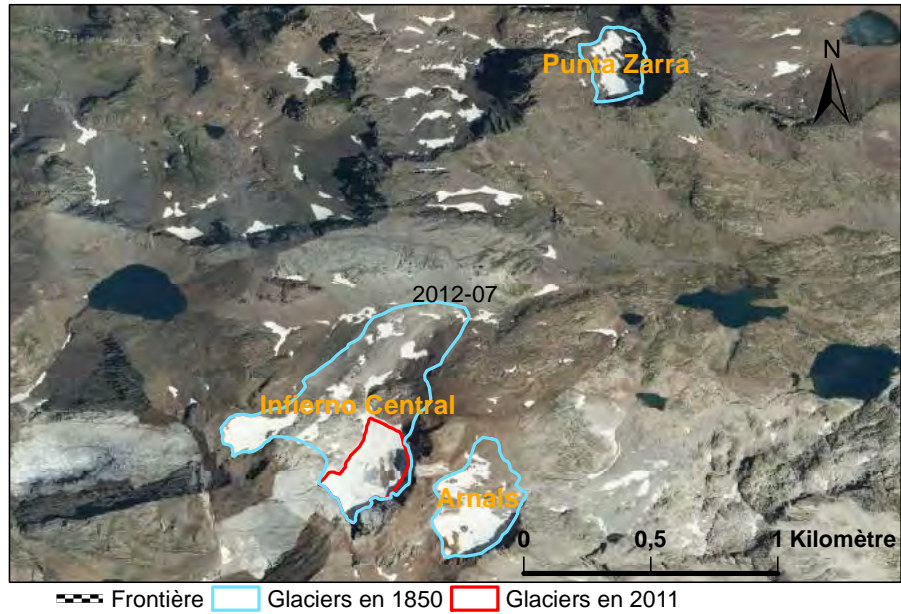


FIGURE 1.5 – Contours des glaciers du massif de Inferno en 1850 ( $0.40 \text{ km}^2$ ) et 2011 ( $0.053 \text{ km}^2$ ), perte de 87 % de la surface englacée.

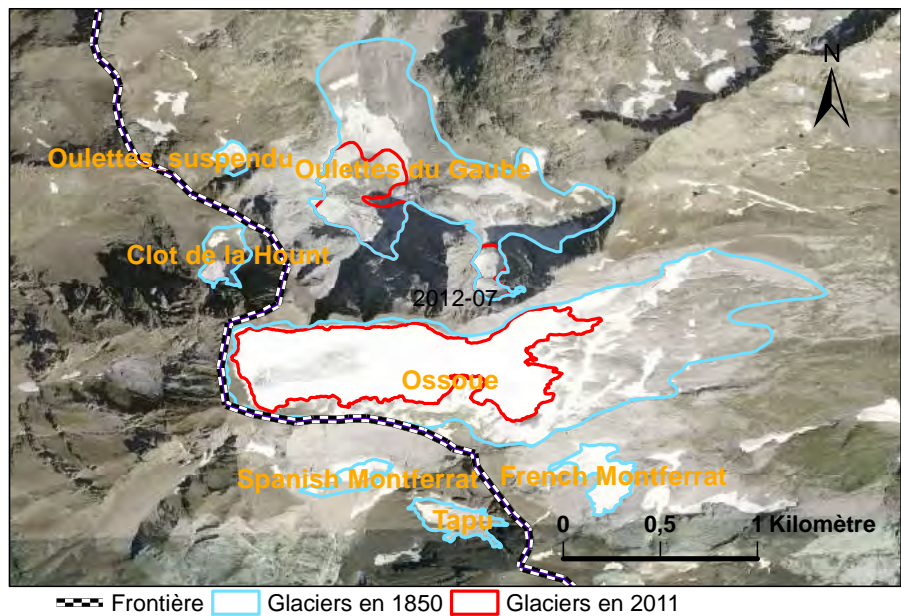


FIGURE 1.6 – Contours des glaciers du massif du Vignemale en 1850 ( $1.88 \text{ km}^2$ ) et 2011 ( $0.607 \text{ km}^2$ ), perte de 68 % de la surface englacée.





FIGURE 1.7 – Contours des glaciers des massifs du Néouvielle et du Pays Bâché en 1850 (1.01 km<sup>2</sup>).

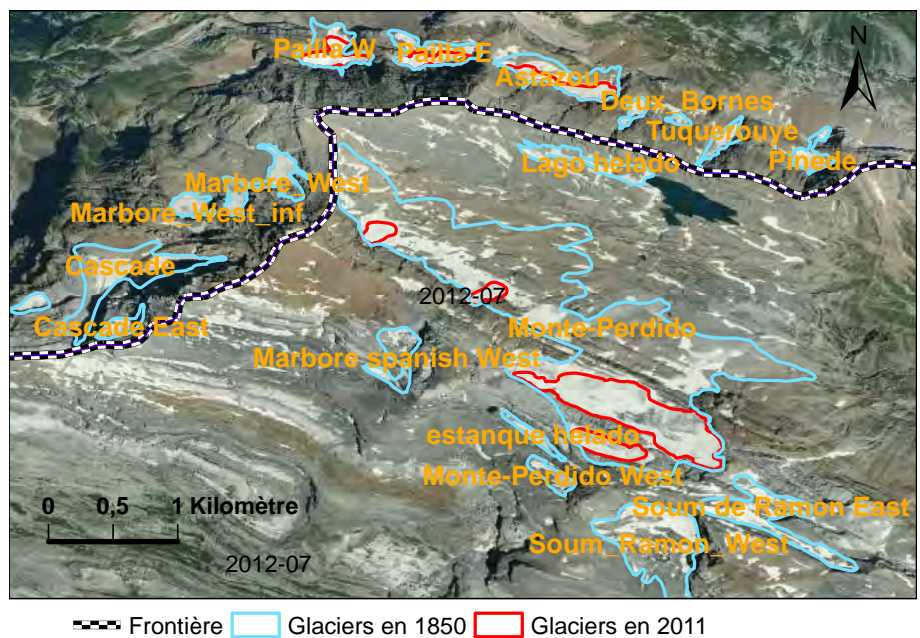


FIGURE 1.8 – Contours des glaciers du massif du Mont-Perdu en 1850 (4.54 km<sup>2</sup> avec le secteur Gavarnie) et 2011 (0.709 km<sup>2</sup> avec le secteur Gavarnie), perte de 84 % de la surface englacée.

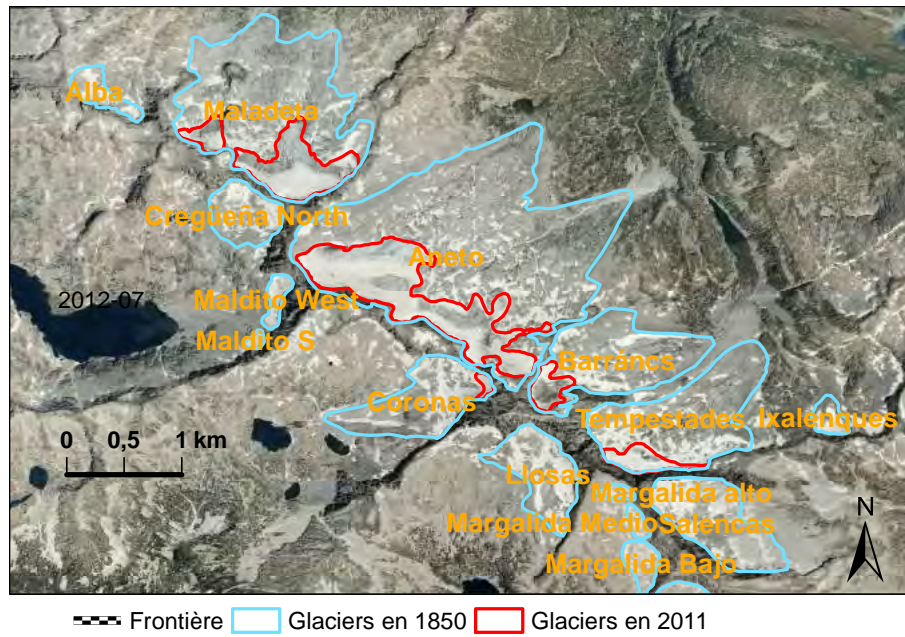


FIGURE 1.9 – Contours des glaciers du massif de l’Aneto en 1850 (6.43 km<sup>2</sup>) et 2011 (1.123 km<sup>2</sup>), perte de 83 % de la surface englacée.

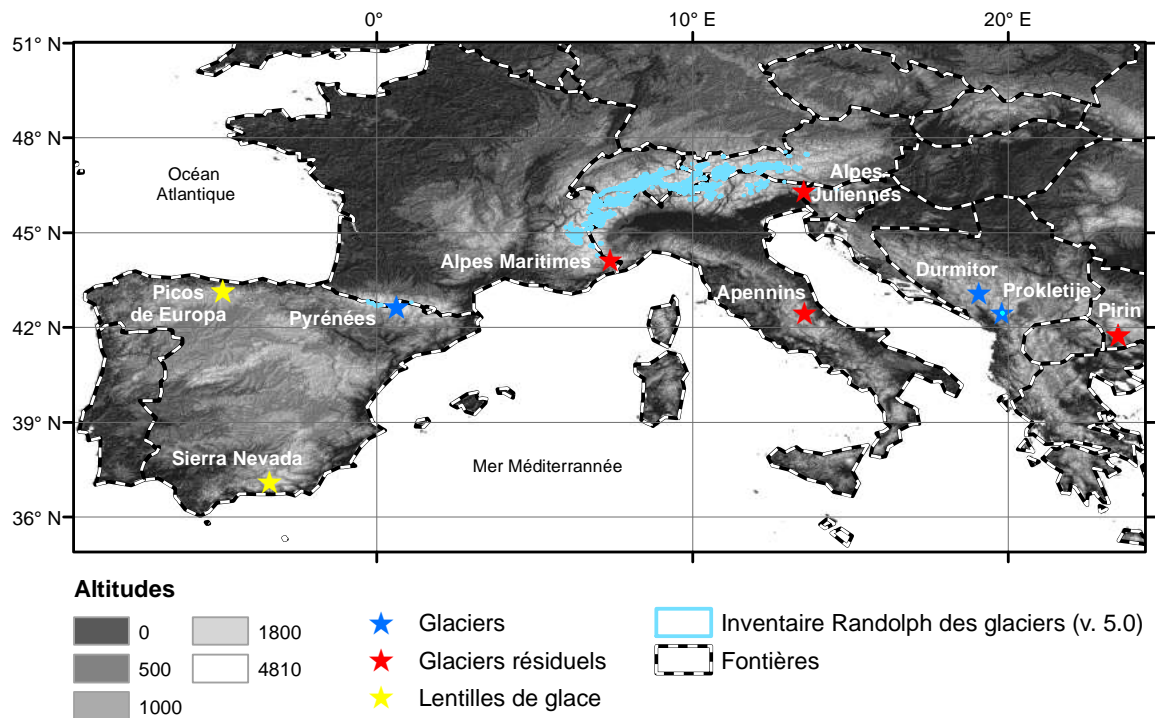


FIGURE 1.10 – Localisation des massifs, des glaciers et des formes glaciaires résiduelles au sud de l’Europe (<45° N). La typologie des formes glaciaires, notamment la distinction entre glacier et glacier résiduel, reposent sur différents critères (écoulement du glacier, dimension minimale) qui sont parfois subjectifs. Sources (Jaurand, 1998; Hughes, 2009; Grünwald et Scheithauer, 2010; Federici et Pappalardo, 2010; Pfeffer et al., 2014; Colucci et Guglielmin, 2015; Gachev et al., 2016; Colucci, 2016).



**L'histoire d'un glacier pyrénéen** Nous avons pu constater le spectaculaire retrait des glaciers pyrénéens. À proprement parler, ils ont cessé d'avancer et les processus d'ablation ont pris le pas sur les processus d'accumulation. Si cette diminution est sans équivoque (85 % de surface en moins!), nous ne connaissons pas son histoire : une variation linéaire ou une histoire plus mouvementée ? Pour cela, nous avons besoin des témoignages de ceux qui les ont vus à l'époque. Cartes, photographies, récits, tentatives de mesures ou protocoles aboutis, tout est à prendre à condition d'évaluer les erreurs associées aux sources. Pour cette démarche, le glacier d'Ossoue est un bon candidat : glacier à fière allure, deuxième plus étendu des Pyrénées après le glacier de l'Aneto, il est suivi depuis 2001 par l'Association Moraine, structure dévolue à l'étude de la glaciologie des Pyrénées. La toponymie locale rappelle les enjeux d'autrefois : le col « Lady Lister » pour la course à la première ascension du Vignemale par une « personnalité » entre Anne Lister et le prince de la Moskowa, les grottes de Russell du comte éponyme qui en avait fait son pré carré en obtenant une concession centennale en 1889 pour 1 franc par an. En recensant tout le corpus d'archives à notre disposition, et en le complétant par des observations récentes glaciologiques et par les produits issue de nouvelles méthodes de l'imagerie satellite, nous cherchons dans ce chapitre à reconstruire l'histoire des fluctuations glaciaires du glacier d'Ossoue.

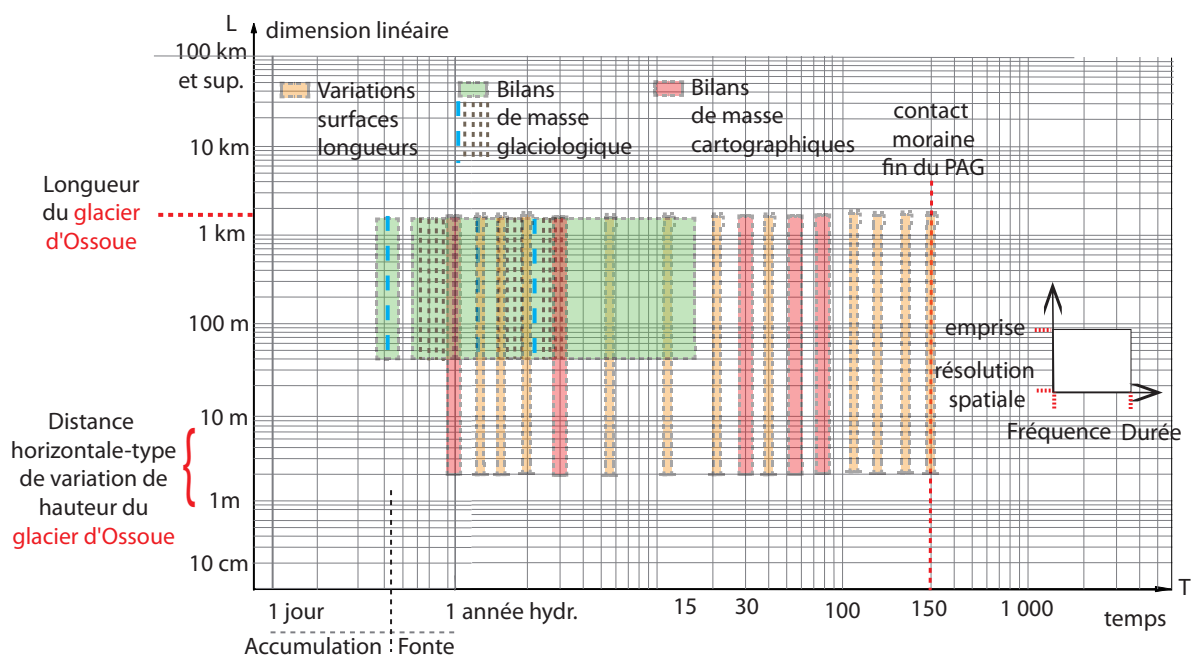


FIGURE 1.11 – Nous représentons ici les bornes de la résolution temporelle des différentes méthodes d’observation utilisées dans le suivi du glacier d’Ossoue. Le travail remarquable de cartographie de Meillon et de Larminat (1933) permet d’estimer le bilan jusqu’en 1924. Au-delà seules des séries de métriques comme la longueur du glacier ou sa superficie peuvent être poursuivies. Le bilan de masse glaciologique est marqué par une journée de mesures pour évaluer l’accumulation (traits pointillés bleus pour les 3 premiers cycles hydrologiques de la série), et des mesures mensuelles durant la période d’ablation pour estimer plus finement l’évolution du taux de fonte au cours de la saison d’ablation (traits pointillés marrons pour les 3 premiers cycles hydrologiques de la série).



# RECONSTRUCTION DE L'ÉVOLUTION DU GLACIER D'OSSOUE DEPUIS LE PETIT ÂGE GLACIAIRE PAR DONNÉES RÉCENTES ET HISTORIQUES

# 2

## 2.1 SYNTHÈSE DE L'ARTICLE

L'évolution des glaciers pyrénéens est peu connue. Sur la base d'archives historiques (cartes, photographies, témoignages) et d'observations récentes (balises d'ablation, imagerie du satellite Pléiades), nous avons pu reconstituer les variations de longueur, de superficie et de masse du glacier d'Ossoue, le plus grand glacier des Pyrénées françaises (0.45 km<sup>2</sup>) depuis la fin du petit âge glaciaire (environ 1850).

Les résultats montrent que le glacier a perdu 40 % de sa longueur et 60 % de sa superficie. L'évolution du glacier n'a pas été linéaire puisque des périodes de récession (1850–1890, 1928–1950, de 1983 à nos jours) et de stabilisation (1890–1894, 1905–1913 et 1950–1983) se sont succédées.

Au cours de la dernière décennie, la fonte du glacier s'est accélérée. Ces fluctuations sont généralement concordantes avec celles d'autres glaciers dans les Alpes et les Pyrénées. Le glacier d'Ossoue témoigne des variations du climat régional (température, précipitation) et potentiellement des oscillations climatiques à plus petite échelle<sup>1</sup> (oscillation nord-atlantique et oscillation atlantique multidécennale).

Une campagne géoradar menée en 2006 a permis de déterminer l'épaisseur de glace du plateau (partie supérieure du glacier d'Ossoue). En 2013, l'épaisseur maximale était inférieure à 60 m. Si on fait l'hypothèse que la tendance observée au cours des dix dernières années se poursuivra, alors le glacier d'Ossoue devrait disparaître au milieu du XXI<sup>ème</sup> siècle.

## 2.2 ARTICLE (PUBLIÉ) : « EVOLUTION OF OSSOUE GLACIER, FRENCH PYRENEES, SINCE THE END OF THE LIA »

---

1. Au sens strictement cartographique, le terme « échelle » désigne le rapport entre une distance réelle, mesurée dans l'espace terrestre et celle de sa représentation sur une carte. Puisqu'il s'agit d'un rapport, l'échelle sera donc « petite » lorsque le dénominateur est grand. Source <http://geoconfluences.ens-lyon.fr/glossaire/echelle> dernier accès janvier 2017.





# Evolution of Ossoue Glacier (French Pyrenees) since the end of the Little Ice Age

R. Marti<sup>1,2</sup>, S. Gascoïn<sup>2</sup>, T. Houet<sup>1</sup>, O. Ribière<sup>1</sup>, D. Laffly<sup>1</sup>, T. Condom<sup>3</sup>, S. Monnier<sup>4</sup>, M. Schmutz<sup>5</sup>, C. Camerlynck<sup>6</sup>, J. P. Tihay<sup>7</sup>, J. M. Soubeyroux<sup>8</sup>, and P. René<sup>9</sup>

<sup>1</sup>Géographie de l'Environnement (GEODE), UT2J/CNRS, Toulouse, France

<sup>2</sup>Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), UPS/CNRS/IRD/CNES, Toulouse, France

<sup>3</sup>Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Université Grenoble-Alpes, Grenoble, France

<sup>4</sup>Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile

<sup>5</sup>Institut Polytechnique de Bordeaux (IPD), Pessac, France

<sup>6</sup>Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les Sols (METIS), UPMC/CNRS/EPHE, Paris, France

<sup>7</sup>Université de Pau et des Pays de l'Adour (UPPA), Pau, France

<sup>8</sup>Météo France, Direction de la Climatologie (DCLIM), Toulouse, France

<sup>9</sup>Association Moraine, Luchon, France

Correspondence to: R. Marti (renaud.marti@gmail.com)

Received: 6 February 2015 – Published in The Cryosphere Discuss.: 17 April 2015

Revised: 31 July 2015 – Accepted: 28 August 2015 – Published:

**Abstract.** Little is known about the fluctuations of the Pyrenean glaciers. In this study, we reconstructed the evolution of Ossoue Glacier (42°46' N, 0.45 km<sup>2</sup>), which is located in the central Pyrenees, from the Little Ice Age (LIA) onwards. To do so, length, area, thickness, and mass changes in the glacier were generated from historical data sets, topographical surveys, glaciological measurements (2001–2013), a ground penetrating radar (GPR) survey (2006), and stereoscopic satellite images (2013). The glacier has receded considerably since the end of the LIA, losing 40 % of its length and 60 % of its area. Three periods of marked ice depletion were identified: 1850–1890, 1928–1950, and 1983–2013, as well as two short periods of stabilization: 1890–1894, 1905–1913, and a longer period of slight growth: 1950–1983; these agree with other Pyrenean glacier reconstructions (Maladeta, Coronas, Taillon glaciers). Pyrenean and Alpine glaciers exhibit similar multidecadal variations during the 20th century, with a stable period detected at the end of the 1970s and periods of ice depletion during the 1940s and since the 1980s. Ossoue Glacier fluctuations generally concur with climatic data (air temperature, precipitation, North Atlantic Oscillation, Atlantic Multidecadal

Oscillation). Geodetic mass balance over 1983–2013 was  $-1.04 \pm 0.06$  w.e.a<sup>-1</sup> ( $-31.3 \pm 1.9$  m w.e.), whereas glaciological mass balance was  $-1.45 \pm 0.85$  m w.e. a<sup>-1</sup> ( $-17.3 \pm 2.9$  m w.e.) over 2001–2013, resulting in a doubling of the ablation rate in the last decade. In 2013 the maximum ice thickness was  $59 \pm 10.3$  m. Assuming that the current ablation rate remains constant, Ossoue Glacier will disappear midway through the 21st century.

## 1 Introduction

The Pyrenees are a mountain range in southwestern Europe spanning ~ 430 km from the Bay of Biscay (Atlantic Ocean) to the Mediterranean Sea. According to regional climate model projections, the thickness and duration of its snowpack could decline over the 21st century (López-Moreno et al., 2009). However, analysis of snow depth observations over 1985–1999 in the Spanish Pyrenees showed contrasting trends, with increasing snow depth above 2200 m elevation and decreasing snow depth below 2200 m (López-Moreno, 2005). Tree-ring time series from living trees and *in situ* relict

samples, collected at elevations of 2200–2450 m a.s.l., have allowed the reconstruction of 1260–2005 summer temperatures in the Pyrenees. The data confirmed warming in the twentieth century (Büntgen et al., 2008). For recorded data, the longest meteorological time series in the French Pyrenees began in 1882 at an astronomical observatory located on the Pic du Midi (2862 m a.s.l.). A mean annual temperature increase of 0.83 °C was observed over 1882–1970 with a significant decrease in the mean annual diurnal temperature range (2.89 °C per century), mainly due to a significant increase in the daily minimum temperature (Bücher and Dessens, 1991; Dessens and Bücher, 1995). Recent work on data homogenization within the framework of the Pyrenean Climate Change Observatory depicts a uniform warming for the massif over the last 60 years, and highlights a significant warming signal from the 1980s onwards (Soubeyroux et al., 2011; Camberlin and Yves, 2014).

The Pyrenees hosts the southernmost glaciers in Europe, all below 43° N latitude. Their small sizes (< 1 km<sup>2</sup>), relatively low elevations, and southern locations make them particularly vulnerable to climate warming (Grunewald and Scheithauer, 2010). Pyrenean glaciers are strongly out of balance with regional climate and are quickly retreating (Chueca et al., 2007). While Pyrenean glaciers are in jeopardy, little is known about their evolution since the end of LIA. Their comparisons with other mountain range glaciers (e.g. Alps) are rare, and hampered by fragmented data sets (Gellatly et al., 1994; Chueca et al., 2007). Due to the paucity of meteorological measurements, especially at high altitude, Pyrenean climate proxy records are useful to complete past climate fluctuations at secular scales. A part of this is that glaciers are considered robust climate proxies (WGMS, 2008; Zemp et al., 2009); their reconstruction may provide further independent evidence that the climate is changing. More generally, however, retreat of Pyrenean glaciers could affect local ecosystems by diminishing the beta diversity in Pyrenean streams (Finn et al., 2013). Furthermore, natural patrimony and the visual perception of the high mountain landscape could also be irrevocably affected (Deline and Ravelin, 2009; Moreau, 2010; René, 2013).

Ossoue Glacier (42°46' N, 0.45 km<sup>2</sup>) is the second largest glacier in the Pyrenees. In comparison with that of other Pyrenean glaciers, the evolution of Ossoue Glacier is well documented, with observations starting at the end of the 19th century. These include historical data sets, topographic maps, aerial images, and stake measurements.

The objective of this paper is to reconstruct the evolution of Ossoue Glacier based on the available data to provide further information:

- on the evolution of a Pyrenean glacier since the end of the LIA
- on the comparison between Pyrenean and Alpine glacial evolution

- on the potential climate drivers of Ossoue Glacier
- on the likely evolution of Ossoue Glacier in the near future.

The first section gives a brief review of studies on glaciers in the Pyrenees (Sect. 2). From there, and after describing the site of Ossoue Glacier (Sect. 3), the data, and the methods used (Sect. 4), we propose a reconstruction that includes various glacial metrics (i.e. glacier length, area, and mass balance) for Ossoue Glacier (Sects. 5.1). The combination of these metrics allows us, for the first time, to depict a consistent evolution of the glacier since the LIA. We compare the timeline of Ossoue Glacier fluctuations with that of Pyrenean and Alpine glacial reconstructions (Sect. 5.2) and with the meteorological time series (temperature, precipitation). We also mention a possible connection with the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) (Sect. 5.3). We use ground penetrating radar (GPR) measurements collected in 2006 to estimate the ice depth in the upper part of the glacier and to estimate the evolution of the glacier thickness in the coming decades (Sect. 5.4). The implications and the limitations of the results are discussed in section 6, and summarized in section 7.

## 2 Glacier studies in the Pyrenees

The last favourable period to glacier development in the Pyrenees was the Little Ice Age (LIA), which occurred between the 14th and 19th centuries (Grove, 2004). LIA climate cooling in the Pyrenees led to the formation and advancement of glaciers in 15 massifs, in which there are up to 100 cirques (Trueba et al., 2008). In the middle of the 19th century, after the respective advance and recession phases, the Pyrenean glacier fronts reached positions close to their maximum LIA extent. At that time, the area of Pyrenean glaciers is estimated to have been slightly over 20 km<sup>2</sup> (Chueca et al., 2007). Since then, their area covered 8 km<sup>2</sup> in 1984 (Serrat-Ventura, 1988), 6 km<sup>2</sup> in 2004 (Chueca et al., 2004) and approximately 3 km<sup>2</sup> in 2013 (René, 2014).

Due to their remote locations and small sizes, Pyrenean glaciers have not benefited from long-term glaciological studies (Grove, 2004). That said, early topographic measurements were made by “Pyreneists”, alpinists who became enthusiasts in the exploration and observation of the Pyrenees (de Carbonnières, 1801; von Charpentier, 1823; Trutat Eugène, 1876; Schrader, 1895). However, it was not until the Commission internationale des glaciers (CIG) was created in 1894 in Zürich, which led thereafter to the present-day International Association of Cryospheric Sciences (IACS) (Radok, 1997; Jones, 2008), that the situation slightly improved. Its first president, the Swiss scientist François-Alphonse Forel, promoted the organized monitoring of glaciers in the Pyrenees for comparison to the evolution of the glaciers in the Alps (Forel, 1887; Gellatly et al.,



1994). Prince Roland Bonaparte established and communicated to the Commission the first regular observations of glacier frontal variations between 1874 and 1895 (Bonaparte, 1892). Next, Gaurier monitored the glaciers over the period 1904–1927, which was interrupted by World War I (Gaurier, 1921). On the French side of the Pyrenees, Eaux et Forêts, the French national agency in charge of forest and water management, took over the measurements in 1932 and after World War II, during the 1945–1956 period (Mercanton, 1956). At the end of the 1970s, under the initiative of François Valla from the Centre Technique du Génie Rural et des Eaux et Forêts and with the support of the Parc National des Pyrénées, the first, to our knowledge, mass balance measurements in the Pyrenees were performed at Ossoue and Taillon glaciers between 1978 and 1984 (with only qualitative data taken in 1983 and 1984) (Pont and Valla, 1980; Pont, 1985). This initiative led to the creation of the Groupe d'Etudes des Glaciers des Pyrénées (GEGP), a collaborative group comprising the Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN) and researchers at Pau University. Two topographic maps, dated from 1948 and 1983 (and shown below), were produced by the GEGP (Cazenave-Piarrot et al., 1987). However, this group lasted only a few years, so that, for the period between 1957 and 2001, only raw terrestrial and aerial images are available for reconstructing glacier front and area variations. Since 2001, a group of volunteer glaciologists called the Association Moraine have performed regular glaciological field measurements (René, 2014). On the Spanish side, the institutional program Evaluación de Recursos Hídricos Procedentes de Innivación (EHRIN) has monitored Spanish glaciers since the 1990s. Since 1991, this program has collected an uninterrupted glaciological mass balance time series of the Maladeta Glacier (still ongoing; WGMS, 2008).

In spite of all these efforts, observations of the Pyrenean glaciers remain scarce and irregular. Hence, there are few available reconstructions of glacier evolution since the LIA, and quantitative studies are even rarer. A brief review of Pyrenean glacier evolution is given in Chueca and Julian (2004). On the Spanish side of the Pyrenees, the ice-covered area has decreased by 74 % since the end of the LIA (Chueca et al., 2008). In comparison, Alpine glaciers lost 35 % of their total area from 1850 until the 1970s, and almost 50 % by 2000 (Zemp et al., 2006). Field measurements completed by early maps, paintings, and terrestrial and aerial photographs have allowed the reconstruction of the fluctuations of the Taillon, Maladeta, and Coronas glaciers throughout the 20th century (Gellatly et al., 1994; Chueca et al., 2003; Cía et al., 2005; Chueca et al., 2007). The results of these studies are consistent with general glacial recession since the LIA. Each glacier experienced alternating periods of strong recession with periods of stability or limited readvance. In particular, there seems to be a common period of strong recession after 1850, a period of readvance or stability between 1960 and

1980, and a period of strong recession from the mid-1980s until now.

One of the main drivers of these glacial changes since the LIA is regional temperature increase (Grunewald and Scheithauer, 2010). Periods of low precipitation were identified without evident trends; however, research has been lacking in order to identify potential connections to larger-scale atmospheric patterns. Generally, there are correlations with the NAO affecting the snow accumulation in the Pyrenees during the second half of the 20th century, in particular at high elevations (López-Moreno et al., 2007, 2011). The AMO was more recently identified as a possible driver of multidecadal variations in river flow and precipitation in southwest France, including the Pyrenees (Giuntoli et al., 2013; Boé and Habets, 2014).

Local topo-climatic effects, such as avalanching, wind-drifted snow, or shading, may significantly influence accumulation and ablation processes. In the Pyrenees, these local influences are expected to have introduced spatial disparities in ice shrinkages; in particular, to have promoted steep north and northeast glacier cirques, located below the highest summits (Chueca et al., 2007, 2008).

### 3 Study site

Ossoue Glacier (42°46′15″ N, 0°08′40″ W) is located in the central part of the Pyrenees, beneath the border pass of Cerebillona. It belongs to the Vignemale Massif, which owes its name to the eponymous highest peak of the French Pyrenees (3298 m a.s.l.) (Figs. 1 and 2). The glacier is an east-facing cirque. Its bedrock comprises metamorphic limestone ridges and quartzite rocks from the Devonian period.

Ossoue Glacier is the largest glacier of the French Pyrenees and had an area of 0.45 km<sup>2</sup> in 2011. It is characterized by a large plateau on the upper part (mean elevation 3105 m a.s.l., elevation range 3030–3200 m). The plateau constitutes two-thirds of the overall area, and is located on a gentle slope (8°), while the lower part of the glacier has a steeper slope (> 20°). Therefore, the elevation distribution along the 455 m elevation range is characterized by a relatively high median value (3076 m a.s.l. in 2013). Ossoue Glacier has typical “alpine morphology”, being significantly longer (1400 m) than it is wide (400 m), and terminating in a double tongue.

Ossoue Glacier is 150 km from the Atlantic coast and is thus under the influence of the North Atlantic westerlies, which bring abundant precipitation (Chueca et al., 2008). The closest meteorological station (Gavarnie, 11 km, 1380 m a.s.l.) recorded a mean annual temperature of 7.68 °C and a mean precipitation of 1450 mm over 1992–2012. The glacier is fed mainly during winter by direct precipitation and wind-blown snow. Avalanching is most likely not a significant source of nourishment for Ossoue Glacier. The surrounding crest walls exhibit limited surfaces propitious for

**Table 1.** Meta-data of Ossoue Glacier topographic survey. Ci indicates the contour interval (m) of the topographic maps. The last column refers to random errors calculated for each type of metric measurements. For volumetric measurements, we give the random error at the elevation associated with the DEM.

Metric	Period	Method	Source characteristics	Institution (surveyed by)	Estimated error
Length variations	1850	Moraine observation	Glacier deposits	Association Moraine	10 m
	1885	Photointerpretation	Photograph	J. Vallot	10 m
	1889–1895	Length measurements (field)	–	R. Bonaparte	10 m
	1904–1928	"	–	L. Gaurier	10 m
	1935–1953	"	–	Eaux et Forêts	5 m
	1957	Photointerpretation	Aerial image	IGN	10 m
	1962; 1970	"	Photograph	J. M. Grove; J. Joffre	5 m
	1982–1986; 1990	"	"	GEGP; B. Clos	3 m
	1995	"	Aerial image	IGN	3 m
2001–2013	Field observation	–	Association Moraine	1 m	
Area variations	1850	Moraine contour digitalization	Glacier deposits	Association Moraine	10 ha
	1851	Glacier contour digitalization	Etat-Major map	French army	20 ha
	1924; 1948	"	Aerial images	IGN	4 ha
	1950; 1953	Field measurements	–	Eaux et Forêts	5 ha
	1983; 1988; 1992	Glacier contour digitalization	Aerial images	IGN	4 ha
	2002–2011	Topographic survey	GPS	Association Moraine	2 ha
Height variations at Villa Russell	1881–1895	Height measurements (field)	Artificial cave	H. Russell	0.8 m
	1901–1913	"	"	L. Gaurier	0.5 m
	1927; 1937	"	"	L. Gaurier	0.5 m
	1945–1953	"	"	Eaux et Forêts	0.5 m
	1983–1987	"	"	GEGP	0.5 m
	2002–2013	"	"	Association Moraine	0.5 m
Volumetric measurements	1924	Terrestrial photogrammetry (DEM)	1 : 20 000 map; Ci = 20 m	A. Meillon	8.6 m
	1948	Airborne photogrammetry (DEM)	1 : 2500 map; Ci = 2 m	IGN; GEGP	2 m
	1983	"	1 : 2500 map; Ci = 2 m	IGN; GEGP	1.6 m
	2006	Topographic survey (DEM)	DGPS; base < 1 km	Sissyphé-EGID	1.5 m
	2006	"	GPR; 50 Mhz antenna	–	6 m
	2013	"	DGPS; base < 40 km	GEODE-CESBIO	0.6 m
	2013	Satellite photogrammetry (DEM)	Pléiades stereo pair	CNES	1.8 m

snow interception. Thus, Ossoue Glacier carries little debris on its surface, and topographic shading is quite limited. Dust particles are frequently observed on the snow surface, which likely affects glacier albedo and snowmelt in summer. The first day of the local hydrological year is fixed on 1 October (Cogley et al., 2011). The melting period generally extends from the end of May to the beginning of October. We thus consider the hydrological summer during JJAS. Moulins are often observed during that period in the glacier upper area.

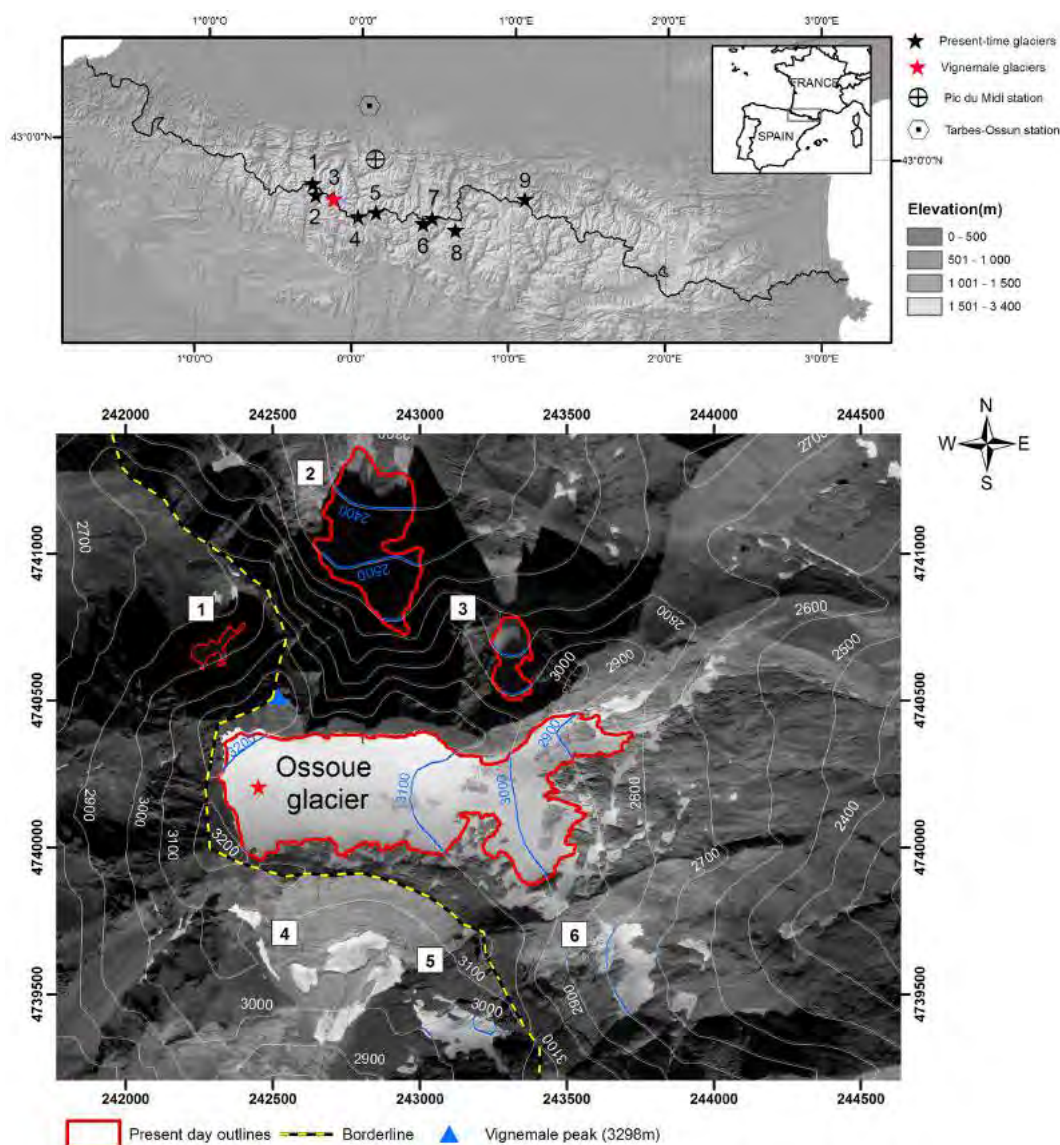
Ossoue Glacier was irregularly monitored throughout the 20th century, but has been quite well monitored since 2001 (Table 1).

## 4 Data sets and methods

### 4.1 Topographic surveys

#### 4.1.1 Early sources

As is usual in glacier reconstructions, our data come from various sources (Table 1). Moraines allow us to determine the glacier extent at dates estimated to be close to the end of the LIA. The testimony of Henri Passet establishes that the glacier reached the summit of the left lateral moraine in 1865 (Grove, 2004). A photograph taken in 1885 by Joseph Vallot provides evidence that Ossoue Glacier was still close to its moraines at this date. The Etat-Major map edited in 1851 by the French army also provides similar evidence. The map has an estimated accuracy of 15 m in planimetry. Two elevation points located on the front of the glacier are marked at 2458 and 2471 m a.s.l. Currently, both points are located on the glacier moraine. At these locations, the present elevations are 2447 and 2491 m a.s.l. It is remarkable that the differences in elevation are only 11 and 20 m, which gives us



**Figure 1.** Top: distribution of the present-day Pyrenean glaciers by mountain massifs: 1. Balaitous; 2. Inferno; 3. Vignemale; 4. Gavarnie Monte Perdido; 5. Munia; 6. Posets; 7. Perdiguère; 8. Aneto; 9. Mont Valier. Bottom: Vignemale Glacieret: 1. Clot de la Hount. Glaciers: 2. Oulettes de Gaube; 3. Petit Vignemale and Ossoue. Vanished glaciers: 4. Spanish Montserrat; 5. Tapou; 6. French Montserrat. We note that the vanished glaciers were oriented to the southwest and east. Clot de la Hount is northwest-oriented and its area is less than 0.01 km<sup>2</sup> (2011). North-oriented glaciers Oulettes de Gaube, 0.13 km<sup>2</sup> (2011), and Petit Vignemale, 0.03 km<sup>2</sup> (2011), were one unique glacier until 1888 (Reid-Muret, 1906). Coordinate system: UTM 31° N.

further confidence in the fact that the glacier front was actually in contact with its moraine at the middle of the 19th century, i.e. at the estimated end of the LIA in the Pyrenees (Grove, 2004; Trueba et al., 2008).

Length measurements were based on field observations reported by various authors (Reid-Muret, 1906, e.g. Commission internationale des glaciers) and complemented with estimations from photographs or aerial images.

The Villa Russell is a cave, accessible from the glacier at 3201 m.a.s.l. It was extruded by Henry Russell and his em-

ployees in 1881 (Fig. 3, Table 1). Vertical measurements between the glacier surface and the cave threshold were made beginning in 1882.

We collected three paper topographic maps from 1924, 1948, and 1983 (Fig. 4 and Table 1). The map dated from 1924 is a 1 : 20 000 scale topographic map with 20 m contour lines. It was created by Alphonse Meillon, a Pyrenean topograph-alpinist from the Club Alpin Français, and Etienne de Larminat, a military cartographer (Meillon and de Larminat, 1933). Its implementation involved both field

**Table 2.** Ossoue Glacier volumetric variations ( $\Delta V_{\text{ice}}$  in  $\text{km}^3$ ) and associated cumulative geodetic mass balance  $B_{\text{geod.PoR}}$  (in  $\text{m w.e.}$ ) and geodetic mass balance rate  $B_{\text{geod.a}}$  (in  $\text{m w.e. a}^{-1}$ ). We considered a mean density of  $d = 850 \pm 50 \text{ kg m}^{-3}$  for 1948–1983 and 1983–2001, and  $900 \text{ kg m}^{-3}$  otherwise. The term  $\overline{\sigma}_{\text{geod.total.a}}$  refers to the annualized random error.

Period of records (PoR)	1924–1948 (24)	1948–1983 (35)	1983–2013 (30)
$\Delta V_{\text{ice}}$	$-0.0324 \text{ km}^3$	$+0.0044 \text{ km}^3$	$-0.0219 \text{ km}^3$
$B_{\text{geod.PoR}}$	$-34.1 \text{ m w.e.}$	$+4.8 \text{ m w.e.}$	$-31.3 \text{ m w.e.}$
$B_{\text{geod.a}}$	$-1.42 \text{ m w.e. a}^{-1}$	$+0.13 \text{ m w.e. a}^{-1}$	$-1.04 \text{ m w.e. a}^{-1}$
$\overline{\sigma}_{\text{geod.total.a}}$	$\pm 0.37 \text{ m w.e. a}^{-1}$	$\pm 0.07 \text{ m w.e. a}^{-1}$	$\pm 0.06 \text{ m w.e. a}^{-1}$

**Table 3.** Ossoue Glacier mass balance time series measured by glaciological methods (in  $\text{m w.e.}$ ).  $\text{End}_w$  and  $\text{End}_s$  refer to the end of winter and the end of summer, respectively, in the floating-date system (Cogley et al., 2011).  $B_{\text{glac.a}}$  means annual glaciological mass balance,  $B_w$  refers to the winter mass balance, and  $B_s$  refers to the summer mass balance.

Year	$\text{End}_w$	$\text{End}_s$	$B_w$	$B_s$	$B_{\text{glac.a}}$
2002	30 May	3 Oct	2.09	-2.93	-0.85
2003	6 Jun	27 Sep	3.23	-4.11	-0.88
2004	29 May	10 Oct	3.55	-4.77	-1.22
2005	28 May	25 Sep	2.58	-5.07	-2.49
2006	25 May	8 Oct	1.95	-4.66	-2.71
2007	25 May	20 Oct	2.66	-4.04	-1.38
2008	6 Jun.	12 Oct	3.24	-3.35	-0.12
2009	30 May	12 Oct	3.15	-4.78	-1.63
2010	29 May	9 Oct	3.01	-3.47	-0.46
2011	28 May	9 Oct	2.12	-4.56	-2.44
2012	26 May	14 Oct	2.36	-5.78	-3.42
2013	7 Jun	6 Oct	3.79	-3.57	+0.23
Mean 2001–2013	–	–	2.81	-4.26	-1.45

measurements and triangulation from photographs. Most of the photographs were terrestrial photographs, but, in a unique collaboration, military aerial photographs were also used to fill the information gaps (Guilhot, 2005). The maps from 1948 and 1983 feature 2 m contour lines, and were drafted by GEGP (Sect. 2). Elevation contour lines were generated by manual restitution from stereoscopic airborne photographs (Cazenave-Piarrot et al., 1987). Both maps have a 1 : 2500 scale and were projected in Lambert 3 (the official French coordinate projection system until 2001).

We also collected summer aerial photographs, which date from 1924, 1948, and 1983, made available from the IGN in digital format. The latter two photographs exhibit crevasse features that match the aforementioned topographic maps, which indicates that they were the stereoscopic images used to generate the contour lines in the first place. We used these photographs to delineate the glacier outline and compute the glacier area, because we found that the glacier outline on the topographic maps was either incomplete or inaccurate. We also used the Etat-Major map (dated 1851) to compute the glacier area. We preferred the outline derived from the moraine position to that of this map in determining the glacier outline in and around the 1850s.

Orthorectification, photointerpretation, length, and area measurements (based on graphical or digital sources) were performed in a GIS (ArcGIS 10.2 from Esri®).

On the three digitized maps, contour lines were densely sampled to generate close elevation points. Two (m) DEMs were generated by interpolation, based on a discretized thin plate spline technique (Anudem 5.3, Wahba, 1990; Hutchinson, 2011).

#### 4.1.2 Recent surveys

The length, area, and height (Villa Russell) measurements have continued in the 2000s.

To complete the historic DEM time series, two DGPS surveys (DGPS receivers Trimble GEO XH 2008 and 6000) were performed on 3 September 2011 and 6 October 2013 (Table 1). Post-corrections, based on a 40 km distant base from the French geodetic permanent network (RGP), were applied. Two (m) DEMs were generated from the elevation point canvas, applying the same interpolation method previously mentioned. The estimated random error on the DGPS DEM is 0.6 m.

A Pléiades stereo pair was acquired from over Ossoue Glacier on 23 September 2013. Pléiades stereo images have been successfully used to measure geodetic mass balances of mountain glaciers to within an accuracy of about 1 m (Wagnon et al., 2013; Berthier et al., 2014). We generated a 2 m horizontal resolution DEM with 1 m vertical resolution and 1.8 m vertical accuracy (GeoView<sup>®</sup> software 6.6, Marti et al., 2014). In this study, the Pléiades DEM was used to generate the surface elevation of the deglaciated margin between 1983 and 2013. To map the differences in surface elevation on the glacier between 1983 and 2013, the DGPS surface elevation was used because it was acquired closer to the end of the summer.

#### 4.2 Geodetic mass balances

The DEMs generated for 1924, 1948, 1983, 2011, and 2013 allowed us to establish a geodetic mass balance over an 89 year period. Consecutive DEMs were subtracted on a pixel by pixel basis. Volume changes derived by differentiating DEMs is based on the following equation (Zemp et al., 2013):

$$\Delta V = r^2 \sum_{k=1}^K \Delta h_k, \quad (1)$$

where  $K$  is the number of pixels covering the glacier at the maximum extent,  $\Delta h_k$  is the elevation difference at pixel  $k$ , and  $r$  is the pixel size (2 m in this study).

Since we have very little information on the generation of the maps based on terrestrial (1924) or aerial photogrammetry (1948, 1983), DEMs were assessed on stable terrain following the technical recommendations given in Racoviteanu et al. (2010). A GCPs data set was generated from DGPS points, collected on 23 October 2013, on the frontal margin of the glacier, i.e. on a snow- and ice-free bedrock surface. DEMs were not horizontally shifted, given the good absolute localization of the sources (5 m for 1924, 2 m for 1948 and 1983), and the limited surface cover outside the glacier that would be needed to perform such an adjustment.

The annualized geodetic mass balance  $B_{\text{geod.a}}$  was calculated through the following formula (Zemp et al., 2013):

$$B_{\text{geod.a}} = \frac{\Delta V_{\text{PoR}}}{\bar{S}} \cdot \rho \cdot \frac{1}{N}, \quad (2)$$

where  $\bar{S}$  is the average glacier area of the two survey dates assuming a linear change through time, and  $N$  is the number of years in the period of record (PoR). Between 1948 and 2001, we used a mean density  $\rho$  of  $850 \text{ kg m}^{-3}$  with an uncertainty range of  $\pm 50 \text{ kg m}^{-3}$  (Huss, 2013). Before 1948, we considered a nearly absent firn zone. Since 2001, the glaciological measurements indicate that the glacier summer surface is almost exclusively bare ice. In both cases, we considered a mean density of  $900 \text{ kg m}^{-3}$ . For details on the error estimations, please refer to the Supplement.

#### 4.3 Glaciological mass balances

Since 2001, Ossoue Glacier has been monitored by systematic winter and summer mass balance measurements performed by Association Moraine. These are available on the WGMS website (Id: 2867). The direct glaciological method was used here (Ostrem-Brugman, 1991; Cuffey and Paterson, 2010). The protocol was similar to that used for the Saint-Sorlin and Argentière glaciers in the Alps (Gerbaux et al., 2005; Vincent, 2002), and followed the technical recommendations of the GLACIOCLIM observation network (GLACIOCLIM, 2001; René, 2013). At eight sites (Fig. 3), the winter and annual mass balances were determined by two specific methods: (1) the end-of-winter snow depth, with respect to the previous summer surface, measured using snow probes, and near-surface snow density, calculated by drilling and weighing calibrated cores; and (2), the annual mass balance, determined by inserting 10 m ablation stakes (five 2 m sections) into the ice. Summer ablation measurements were repeated once a month until a date close to the beginning of the next hydrological year, according to the floating-date system (Cogley et al., 2011).

These point observations were spatially integrated using an area extrapolation method. The glacier surface was divided into eight polygons centred at each ablation stake. The polygon borders were determined through empirical considerations based on field observations, elevation aspect, and mean slope (Fig. 3). Further details are given in the Supplement. The winter mass balance at a specific site  $k$  can be expressed as

$$b_{w.k} = \rho_{\text{snow},k} h_{\text{snow},k}, \quad (3)$$

where  $\rho_{\text{snow},k}$  is the density calculated at site  $k$ , and  $h_{\text{snow},k}$  is the snow depth accumulated during winter on the previous summer surface.

The glacier-wide winter mass balance  $B_w$  was obtained by summing the contribution from each polygon:

$$B_w = \sum_k b_{w.k} W_k, \quad (4)$$

where  $W_k$  is the fractional surface area of the polygon  $k$  within the glacier. The  $W_k$  values were updated in 2006 and 2011 to reflect the evolution of the glacier geometry.

The annual mass balance was calculated using the same spatial integration method. If the field operator noted the disappearance of the winter snow layer and the presence of older firn from a previous year, a density of  $600 \text{ kg m}^{-3}$  was applied to that layer. If ice was observed, a constant density  $\rho_{\text{ice}} = 900 \text{ kg m}^{-3}$  was used. Lower density values were not used because of the continuous glacier shrinkage observed since the 1980s.

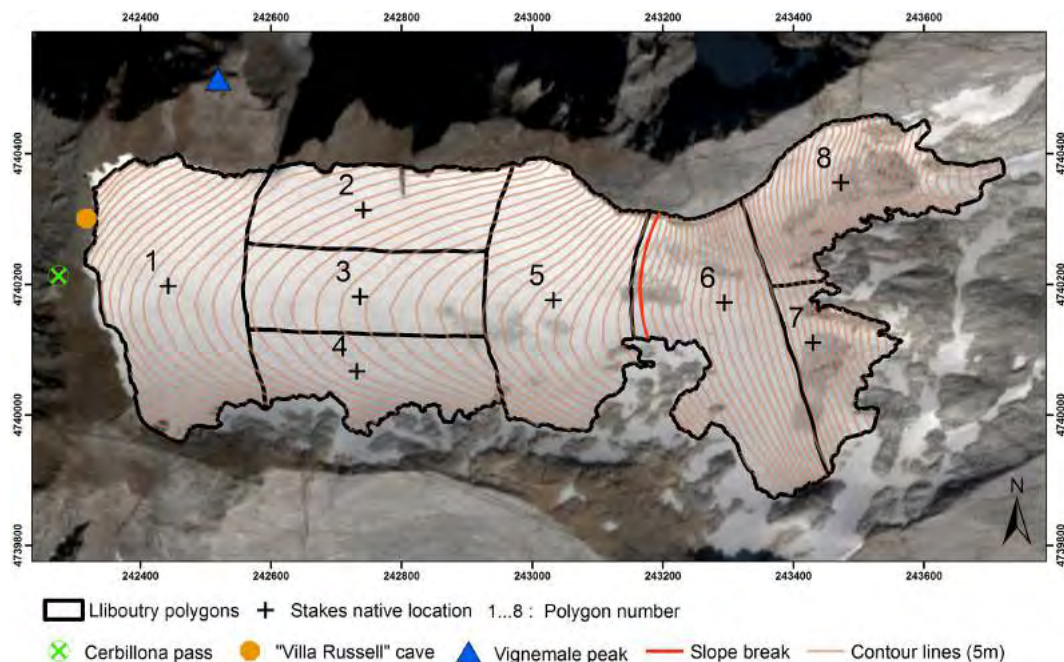
These glaciological mass balance terms can be expressed in the following equation (Cogley et al., 2011):

$$B_{\text{glac.a}} = B_w + B_s, \quad 168 \quad (5)$$





**Figure 2.** Photo comparison of Ossoue Glacier (Vignemale Massif): left, 1911 (L. Gaurier); right, 2011 (P. René).



**Figure 3.** Distribution of stakes at Ossoue Glacier. CNES<sup>©</sup> image Pléiades MS-09-23-2013. UTM 31° N projection.

where  $B_{\text{glac.a}}$ ,  $B_w$ , and  $B_s$  designate the glacier-wide annual, winter, and summer mass balances, respectively.

The summer balance  $B_s$  was calculated as the difference between the two measured mass balance terms.

The stake measurements performed from 1979 to 1985 followed similar protocol as that described above, except that the glacier was divided into five longitudinal sectors (Pont, 1985). All the details on the error calculations are given in the Supplement.

#### 4.4 Comparison with other glaciers in the Pyrenees and the Alps

Ossoue Glacier metrics mentioned above were pieced together to detect the main phases of glacier fluctuations. Met-

ric variations were not considered significant if they were within the estimated error range. We identified periods of glacier accumulation or stabilization, periods of ice depletion, and undetermined periods. We selected other glacier reconstructions from the literature (Table 4 and Fig. 5). For the Pyrenees, we considered the following glacier reconstructions (Sect. 2):

- Taillon (42.69° N, −0.04° E, northeast-oriented, 2530–2800 m, 0.08 km<sup>2</sup> in 2011), (Gellatly et al., 1994)
- Maladeta (42.65° N, 0.64° E, northeast-oriented, 2870–3200 m altitude range, and 0.27 km<sup>2</sup> in 2011), (Cía et al., 2005)

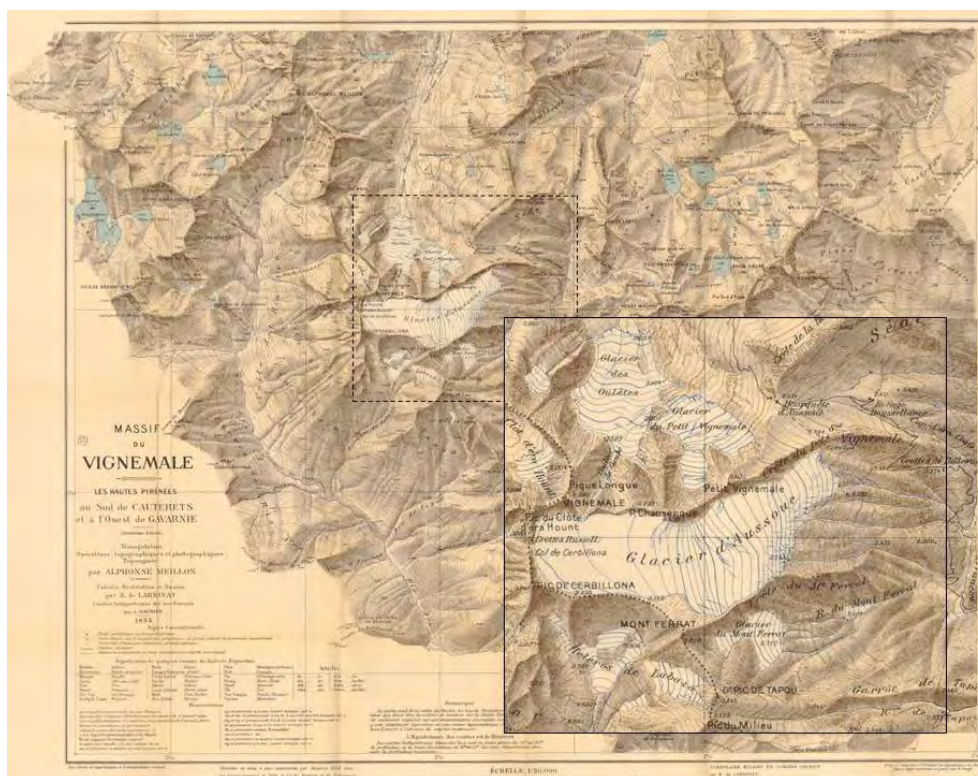


Figure 4. Map designed by Meillon and Larminat, with focus on Vignemale glaciers, 1933 edition (glacier data are from 1924).

Table 4. Meta-data of glacier variations from the literature used in this study for comparison between Ossoue and others Pyrenean and Alps glacier fluctuations.

Glacier name	ID. number on figure	Main metric	Distance from Ossoue	Publication
Taillon	1	Length variations	30 km	(Gellatly et al., 1994)
Maladeta	2	Area variations	80 km	(Chueca et al., 2003)
Coronas	3		80 km	(Cía et al., 2005)
Saint Sorlin	4	Glaciological mass balances	550 km	(Vincent, 2002; Six et al., 2014)
Gébroulaz	5	"	600 km	"
Argentières	6	"	650 km	"
Mer de Glace	7	"	650 km	"
Sarennes	8	"	550 km	(Thibert et al., 2013)
Swiss glaciers (30)	9	Geodetic mass balances	> 700 km	(Huss et al., 2010)

- Coronas (42.63° N, 0.65° E, southwest-oriented, 3100–3240 m and 0.02 km<sup>2</sup> in 2011, ice patch since the 2000s) (Chueca et al., 2003)

These reconstructions were mostly based on length and area variations, but also used other sources when they were available (e.g. a short stake measurement time series in Taillon Glacier at the end of the 1970s). In the Alps, we considered the main phases identified by:

- Vincent (2002) and updated by Six et al. (2014) on four well-studied glaciers: Saint-Sorlin, Gébroulaz, Argentières, and Mer de Glace glaciers;

- Thibert et al. (2013) on Sarennes Glacier;
- Huss et al. (2010) based on thirty Swiss glaciers.

Due to the morphological differences between the Alpine and Pyrenean glaciers, we considered only the Alpine glacier reconstructions which were based on mass variations (i.e. not on the glacier length or area).

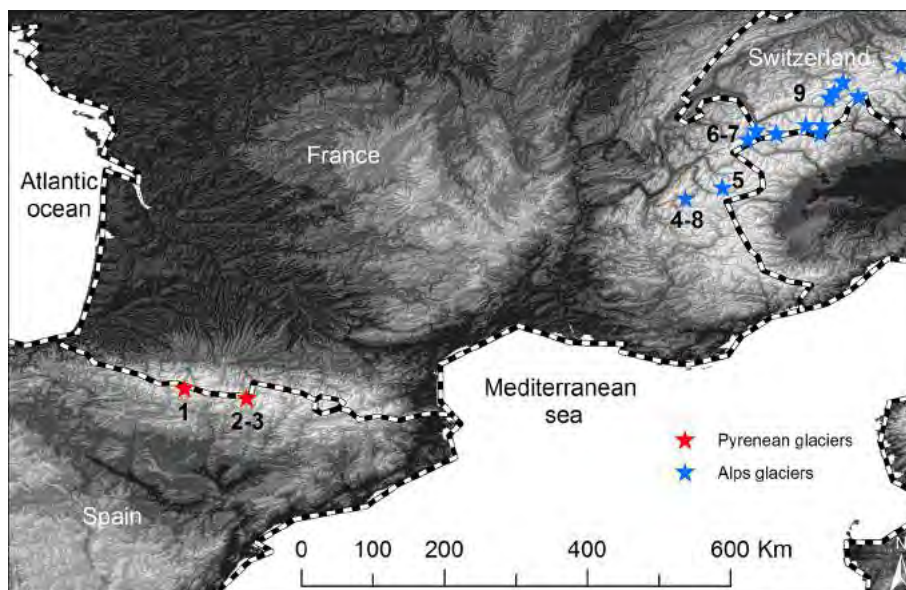
#### 4.5 Climatic data

To infer potential drivers for Ossoue Glacier variations, we used several climatic data sets, including three mean monthly air temperature data sets.



**Table 5.** Correlation matrix (Spearman's  $\rho_s$ ) between the meteorological time series and Ossoue Glacier mass balances components after removal of linear trends (calculated in a fixed date system, Cogley et al., 2011). Correlation values given in parentheses are based on the monthly mean values. Significant correlations ( $p$  values  $< 0.05$ ) are marked with asterisks. The Gavarnie time series was not complete enough to perform the correlations between the annual mass balance and the annual mean temperature and precipitation over 2002–2011; we reported a no data value (ND) in these cases.

Variables Period of record	$B_{\text{glac.a.1 Oct}}$ 2002–2013	$B_{\text{s.1 Oct}}$ Mass balance 2002–2013	$B_{\text{w.31 May}}$ 2002–2013	Gavarnie 1992–2012	Pic du Midi Temperature 1882–2013	CRU 1858–2013	Gavarnie Precipitation 1992–2012	Tarbes Precipitation 1882–2012
$B_{\text{glac.a.1 Oct}}$	1	0.84*	0.65*	ND	−0.57	−0.66*	ND	0.74*
$B_{\text{s.1 Oct}}$		1	0.2	−0.76* (−0.8*)	−0.71* (−0.75*)	−0.72* (−0.8*)	–	–
$B_{\text{w.31 May}}$			1	ND	−0.38	0.15	0.71*	0.72*



**Figure 5.** Location of the glaciers used for comparison with Ossoue Glacier fluctuations.

- The closest meteorological station to Ossoue Glacier was located at Gavarnie, in the same valley (1380 m elevation, 11 km east of the glacier, time series from January 1991 to May 2012).
- To cover the glacier reconstruction period, we also used the temperature time series recorded at the Pic du Midi observatory (42.93° N, 0.14° E; 2874 m a.s.l., 30 km northeast of the glacier). The time series was homogenized, and gaps were filled from January 1881 to May 2011 (Bücher and Dessens, 1991; Courraud, 2011). We used raw data from 2011 to October 2013.
- We extended the Pic du Midi temperature time series with the CRUTEM 4 data set ( $5^\circ \times 5^\circ$  gridded version) over the period 1858–1890 (Jones et al., 2012). The mean annual difference between these data sets due to the elevation difference between the stations was removed from the CRUTEM data set ( $-13.07^\circ\text{C}$ ).

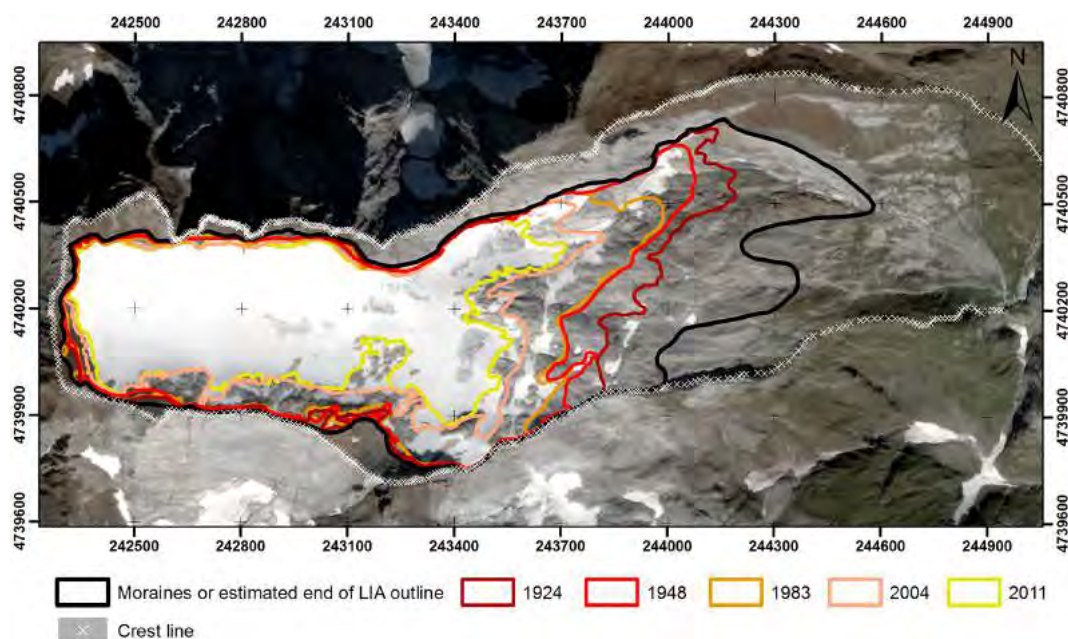
All temperatures time series correlated well (Spearman's  $\rho > 0.96$ ,  $p$  values  $< 0.05$ ). Temperature time series were averaged over summer periods (JJAS), winter periods (NDJFMA), and hydrological years (beginning 1 October)

We also used two monthly precipitation data sets.

- Monthly precipitation was recorded at the Gavarnie Valley station simultaneously with the temperature (see above for station location; period of record: January 1991 to May 2012).
- Monthly precipitation was recorded over the period 1882–2013 at Tarbes-Ossun Météo-France station (43.18° N 0.00° E, 360 m elevation, 50 km northeast of the glacier). These data were homogenized until 2000 and used as raw data since then (Moisselin et al., 2002).

Both precipitation data sets showed a significant correlation (Spearman's  $\rho = 0.56$ ,  $p$  value  $< 0.05$ ). We calculated annual and winter precipitations (NDJFMA). October and May precipitation values were not considered because the precip-





**Figure 6.** Evolution of Ossoue Glacier area since the LIA. The glacier outlines are superposed on a multispectral Pléiades orthoimage taken on 23 September 2013. UTM 31° N projection.

itation was as often liquid as solid in these months, and thus presumably did not contribute significantly to accumulation on the glacier.

We performed correlations between the meteorological data (temperature and precipitation) and Ossoue Glacier mass balance measurements over the 2001–2013 period. To reconcile the different recording periods of the meteorological and glaciological measurements, summer and annual mass balances were linearly interpolated by using a fixed date system (1 October, Cogley et al., 2011). The mass balances terms  $B_w$  were extrapolated to 31 May. Due to some missing data, it was not possible to calculate the mean annual temperature and precipitation for several months at Gavarnie over the period 2002–2012. Thus we did not correlate these data with the annual mass balance. Mass balances and meteorological time series were detrended using a linear least-squares fit prior to the correlation analysis.

We also considered the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and the North Atlantic Oscillation (NAO). Both indices represent fluctuations in the North Atlantic climate and have been successfully used in glacier–climate linkages (Six et al., 2001; Huss et al., 2010; Thibert et al., 2013).

- For the NAO we used a winter (DJFM) index based on the monthly 1850–1999 Climate Research Unit (CRU) data set, completed by Tim Osborn’s 2000–2013 NAO Update (Jones et al., 1997; Osborn, 2006). We applied a 5 year moving average filter to smooth the signal.

- For the AMO, we used the monthly index calculated from the Kaplan sea surface temperature data set over 1861–2009 (Enfield et al., 2001).

#### 4.6 Geophysical surveys

A ground penetrating radar (GPR) survey was performed on 30–31 August 2006 in the upper area of Ossoue Glacier. The GPR apparatus used was a PulseEKKO 100 (Sensors and Software Inc.) with 50 MHz unshielded antennas. Three longitudinal profiles (W–E) running from the top along the slope transition of the glacier, and four transversal (N–S) profiles, were surveyed. From this data, a bedrock map was generated (see Supplement). From the 2013 glacier DEM and the bedrock map, we generated a 2013 glacier ice thickness map (Fig. 12).

To estimate the ice thickness maps in the next decades, we generated ice thickness projections based on a static approach (Fig. 13).

- We interpolated, on a 4 m resolution grid, the mean point mass balances measured at the stake locations over 2001–2013 on the current glacier outline (2011). The interpolation technique is the same used to generate the DEMs. This interpolation is consistent with the glaciological method. The mean rate after interpolation is  $-1.5 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , while the mean glaciological mass balance rate is  $-1.45 \text{ m w.e. a}^{-1}$ .
- We made the assumption that this spatialized mass balance rate will remain constant in the next decades.

- Based on this mass loss rate, we calculated the ice depth on the glacier plateau at decadal intervals from 2013.

As it is based on the superficial mass balance only, this method estimating the future ice depth does not take into account effects from basal and internal mass balances, nor the dynamics of the glacier.

## 5 Results

### 5.1 Ossoue Glacier metric variations

#### 5.1.1 Length variations

Our reconstruction of Ossoue Glacier front shows significant glacier retreat since the LIA, with intermittent stationary phases (Fig. 9).

From 1850 to 1889, Ossoue Glacier front retreated by 346 m ( $-8.8 \text{ m a}^{-1}$ ). During the following 15 years (1889–1904), the front position was quite stationary, retreating by 11 m between 1892 and 1893 and by only 9 m between 1899 and 1904. In the 1904–1905 period, however, Ossoue Glacier front retreated by 23 m. The following periods were characterized by stability (1905–1911) and progression (1911–1927). In our data set, the glacier reached its most advanced position of the 20th century in 1927.

#### 5.1.2 Area variations

The area of Ossoue Glacier at the end of the LIA, based on moraine locations, was  $112.6 \pm 10 \text{ ha}$ . The glacier area extracted from the Etat-Major map (dated near 1851) is  $115 \pm 20 \text{ ha}$ . Between the end of the LIA and 1924, the area of Ossoue Glacier decreased by 20%. The area decreased by a further 10% over the 1924–1948 period. During the 1948–1983 period, the front retreated by 315 m until 1963, and then advanced by 156 m, although the changes in area over this period were low ( $-3\%$ ). Over 1983–2002, the area decreased by 17% with a notable width reduction on the slope transition. In the early 2000s, the area of Ossoue Glacier was less than 50% of its area at the end of the LIA.

Changes in glacier geometry mainly occurred in the lower part of the glacier (Fig. 6). In the upper part, the glacier shape remained almost unchanged until 1983. From 1983 to 2013, glacier width reduced dramatically at the slope transition between the plateau and the tongue of the glacier.

#### 5.1.3 Mass variations

Since 1924, Ossoue Glacier has lost a mean of 60 m w.e. over the current glacier area (Fig. 9). The two periods of marked ice depletion, 1924–1948 and 1983–2013, were interrupted by a stable period between 1948 and 1983 (Table 2).

Between 1924 and 1948, the glacier lost  $-1.42 \text{ m w.e. a}^{-1}$  ( $-34.1 \pm 8.8 \text{ m.w.e.}$ ). The ice depletion signal was strongest in the central part of the glacier (Fig. 7).

The 1948–1983 period is the only period with observed positive geodetic mass balance variation, with a rate of  $+0.13 \text{ m w.e. a}^{-1}$  ( $+4.8 \pm 2.6 \text{ m.w.e.}$ ). However, a notable depletion was observed on the tongue (Fig. 7). The glacier advanced over a very small area (1 ha) with a mean ice growth of  $6.5 \text{ m w.e.}$ . An area of higher accumulation is localized on the lower part of the glacier, below the slope transition (Fig. 7). At the end of that period, using ablation stakes, François Valla and Henri Pont measured mass gains of  $+0.81 \text{ m w.e.}$  in 1978;  $+0.26 \text{ m w.e.}$  in 1979;  $+0.17 \text{ m w.e.}$  in 1980; and  $0 \text{ m w.e.}$  in 1981 and 1982. In 1983 and 1984, they considered the mass balances to be “negative” but did not provide quantitative information (Pont, 1985).

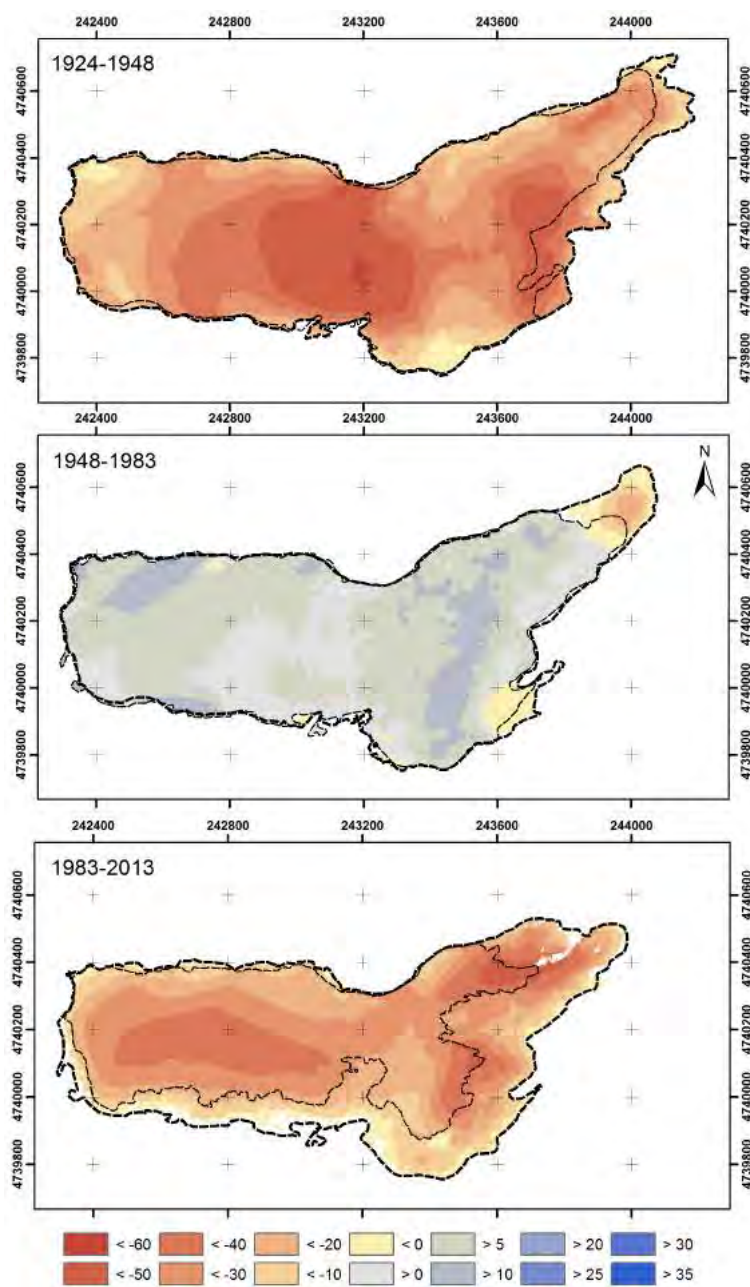
Over 1983–2013, the glacier lost  $-1.04 \pm 0.06 \text{ w.e. a}^{-1}$  ( $-31.3 \pm 1.9 \text{ m w.e.}$ ). A marked pattern of ice depletion occurs along a longitudinal profile on the upper part of the glacier (Fig. 7). This phenomenon increased glacier convexity in that zone, which was once named “Plateau des Neiges” in older maps.

Between 2001 and 2013, superficial mass loss on Ossoue Glacier given by the glaciological method is  $17.36 \pm 2.9 \text{ m w.e.}$  ( $-1.45 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ) (Table 3 and Fig. 8). The strongest mass losses were registered at the lowest elevated stakes (stakes 7 and 8). The mass balance was negative every year since the stake measurements began except in 2012–2013 with a value of  $+0.23 \text{ m w.e.}$  (René et al., 2014). In 2008 the mass balance was only slightly negative.

#### 5.1.4 Mains phases of variations

Taken together, all the metrics suggest a clear retreat of Ossoue Glacier since the end of the LIA (Fig. 9). Based on the dates of the survey reported in the available documents, we identified several phases in the fluctuations of Ossoue Glacier:

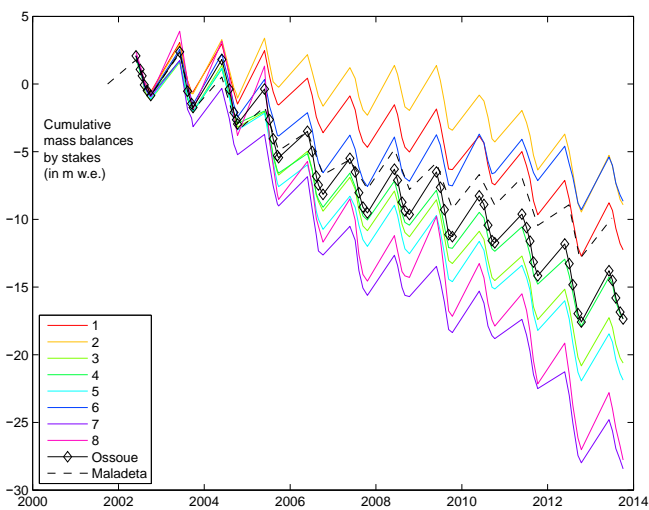
- 1850–1890 (40 years, noted phase I in Fig. 9). Between these dates, all the length variations are negative for all three survey dates (1874, 1885, 1889). Between 1882 and 1889, however, Russell noted some thickening and thinning at Villa Russell, with high interannual variability.
- 1890–1928 (38 years, phase II). The length variations were null from 1891 to 1899, and within the range of errors between 1892 and 1893 (i.e. no significant variations). Afterwards, length variations were negative until 1905. Between 1890 and 1894, Russell noted a period of stabilization at Villa Russell (II.a). Then, several irregular thinnings were observed for the following survey dates (1895, 1898, 1902, 1904), interrupted by a thickening between 1898 and 1901. From 1905 to 1911, no length variations were observed for the six survey dates. Between 1911 and 1921, the length increased, but the variation was not significant. From 1905, the glacier thickened at Villa Russell until 1913 (II.b). The glacier



**Figure 7.** Elevations differences (m) on glacier (thin dashed line) and on deglaciated margins (thick dashed line) based on differences between consecutive DEMs. UTM 31° N projection.

thinned significantly at Villa Russell between 1913 and 1927. The length variation was positive, but not significant for between 1921 and 1927.

- 1928–1950 (22 years, phase III). In spite of a large estimated error, the mass balance variation (1924–1948) was significant and markedly negative. Area variations were also negative between 1924 and 1948, and between 1948 and 1950. The glacier thinned at Villa Russell until 1950 (survey dates for significant variations: 1937, 1945, 1950). The length variations were negative for all survey dates in that stage (1928, 1935, 1950).
- 1950–1983 (33 years, phase IV). The area variations were small and not significant between 1950 and 1953, and between 1953 and 1983. Negative length variations were observed until 1962, and positive afterwards. The geodetic mass balance was slightly positive over the 1948–1983 period. At Villa Russell, the glacier was thickening at the surveyed dates (1952, 1953, 1967). In



**Figure 8.** Glacier surface elevation variations in m w.e. at Ossoue stake locations from 2001 to 2013. For details of stake locations on the glacier, see Fig. 3 and the Supplement. Maladeta Glacier is indicated by the dashed grey line.

1953, the glacier reached the threshold of the Villa Russell, and was above the threshold in 1967. Between 1967 and 1983, a slight thinning was observed. The glaciological mass balance was positive from 1978 to 1980, zero in 1981 and 1982, and negative in 1983 and 1984 (qualitative assessment for these two dates).

- 1983–2013 (30 years, phase V). From 1983, all the significant length and area variations observed were negative. At Villa Russell, the only positive variations were observed between 1987 and 1991, and 2007 and 2008. The geodetic mass balance was negative between the two dates of survey that define that phase. The annual glaciological mass balances have all been negative since 2001, except for the hydrological year 2012–2013.

From the above considerations, we defined three periods of ice depletion, when the metrics consistently indicate a negative trend: 1850–1890, 1928–1950, and 1983–2013 (noted I, III, and V in Fig. 9). By the same reasoning, three periods are characterized by stability or slight growth: 1890–1904, 1905–1913, and 1950–1983 (noted II.a, II.b, and IV, respectively in Fig. 9).

If we consider the 2013 glacier area as a common integration area for all the periods, the absolute value of the geodetic mass balance increased over 1924–1948 (−35 m w.e.) and 1948–1983 (+6.1 m w.e.).

## 5.2 Comparison with Pyrenean and Alpine glaciers variations

Pyrenean and Alpine glaciers exhibit similar multidecadal variations during the 20th century. The ice depletion was particularly intense in the 1940s and since the 1980s. The stable

period detected at the end of the 1970s is also evident in all the glaciers at both mountain ranges (Fig. 10). The Ossoue, Maladeta, and Coronas glaciers present consistent variations: ice depletion in the 1930s and 1940s, transition in the 1950s, stable period from the 1960s to the 1980s, and ice depletion since the 1980s. The Taillon Glacier variations appear more specific, but coincide with the ice depletion phase which had started in the 1980s. The Taillon Glacier and Ossoue Glacier fluctuations present further consistencies: around 1910 (II.b), in the 1930s (III), and around 1980 (IV). In the French Alps, two steady-state periods, 1907–1941 and 1954–1981, and two periods of recession, 1942–1953 and 1982–2013, were deduced from four glacier mass balance time series (Vincent, 2002; Six et al., 2014). These periods are in good agreement with Ossoue and Maladeta glacier variations. However, it seems that the glacier retreat phase of 1928–1950 (III) identified from Ossoue Glacier data started about a decade later in the Alps. In the Swiss Alps, Huss et al. (2010) detected two short periods of mass gain (1910s and late 1970s) and two periods of rapid mass loss (1940s and late 1980s to present). These variations are also consistent with Ossoue Glacier variations (periods III, IV, and V).

## 5.3 Comparison with meteorological time series

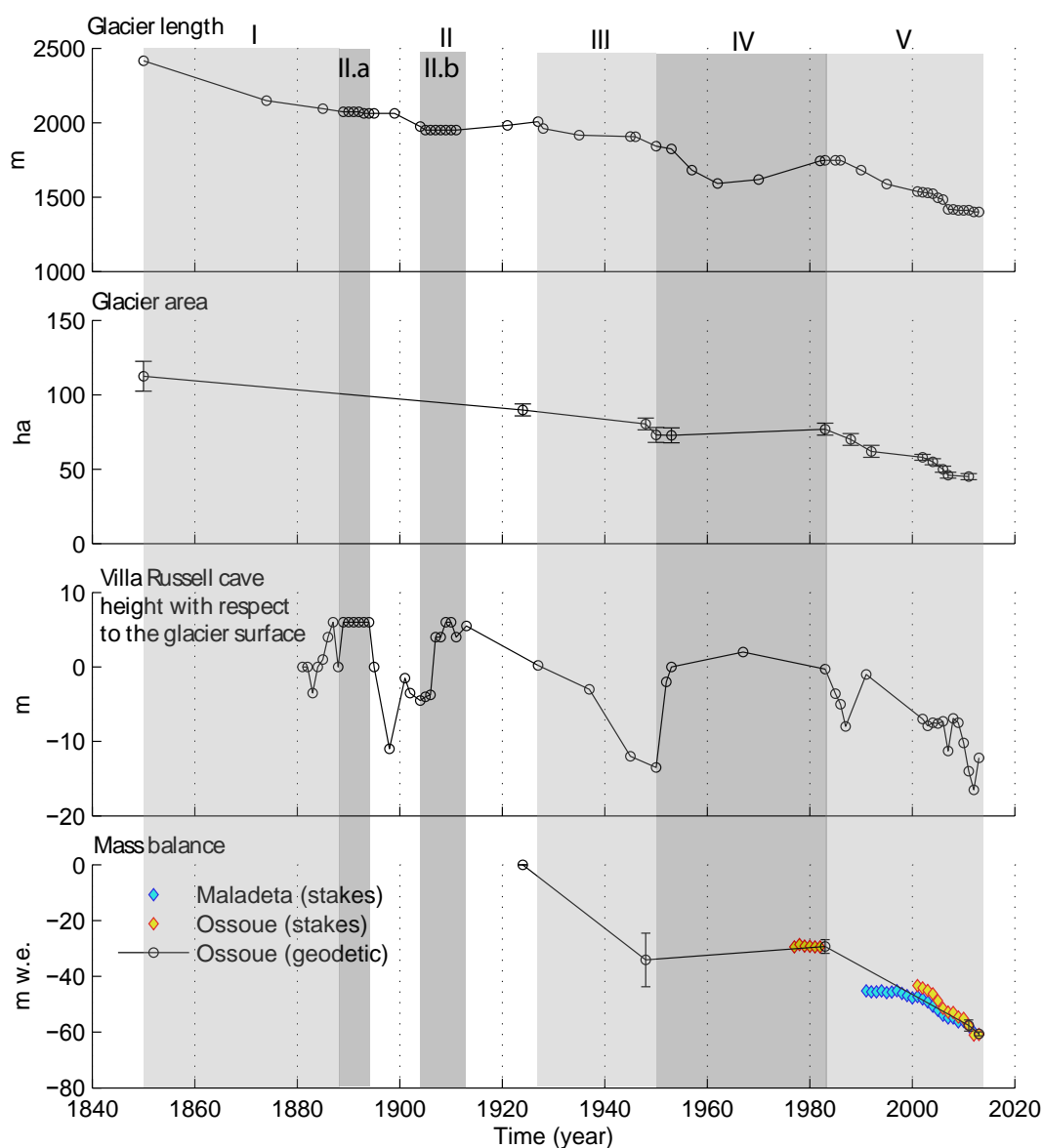
Correlations between Ossoue Glacier mass balance time series (2001–2013) indicate that the annual mass balance is mainly dependent on the summer mass balance, and that the winter mass balance has less influence (Spearman's  $\rho = 0.84$  for summer mass balance and  $\rho = 0.65$  for winter mass balance) (Table 5).

The link between ablation and air temperature was verified at Ossoue Glacier, as shown by the following significant ( $p$  value < 0.05) correlations (Table 5):

- between monthly summer ablation and monthly air temperature time series over 2002–2013 ( $\rho = -0.8$  for Gavarnie valley station,  $\rho = -0.75$  for Pic du Midi station, which is located farther from the glacier, and  $\rho = -0.8$  for the regional CRU time series);
- between mean summer air temperature and summer-wide mass balance  $B_s$  (June–September) ( $\rho = -0.76$  for Gavarnie,  $\rho = -0.71$  for Pic du Midi and  $\rho = -0.72$  for the CRU time series);
- between annual mass balance and mean annual temperature ( $\rho = -0.66$  for the CRU time series).

The link between annual mass balance and mean annual temperature is weaker in the Pic du Midi time series than in the CRU time series ( $\rho = -0.57$  for Pic du Midi). This may be due to the use of raw data in the Pic du Midi time series, starting from 2011, or to the limited period for glaciological mass balance records (annual mass balance measurements only began in 2001). However, due to the good correlation between the CRU and the Pic du Midi temperature data sets,





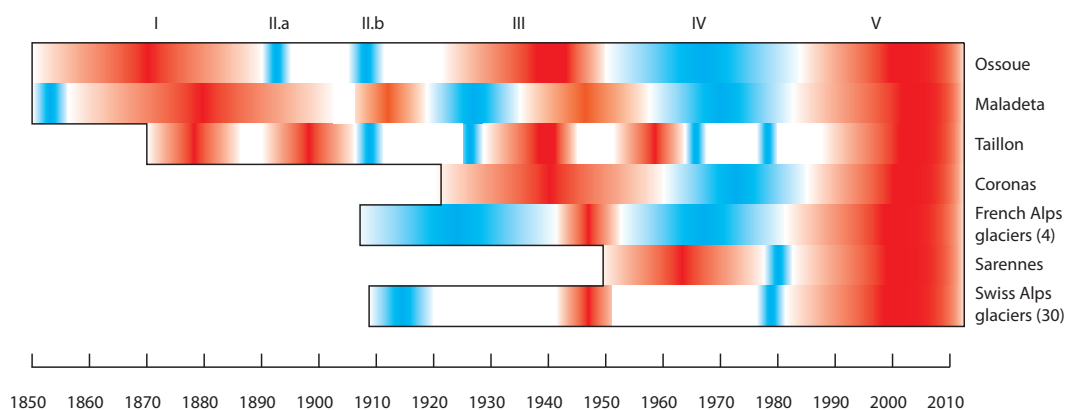
**Figure 9.** Length (m), area (ha) and thickness (m) at Villa Russell and mass changes (in m w.e.) of Ossoue Glacier. Glaciological mass balances of Ossoue (orange) and Maladeta (blue) glaciers. The background colour indicates the interpreted trend of the period, according to the metric variations (see Sect. 5.1). The ice depletion periods (I, III, V) are shown in light grey. The periods of accumulation or stability (II.a, II.b, IV) are shown in dark grey.

we also considered that the mean annual temperature at Pic du Midi is linked to  $B_{\text{glac.a}}$  over the longer 1890–2013 period. The elevation of the Pic du Midi station (2874 m a.s.l.) is close to that of Ossoue Glacier front (2755 m a.s.l.); thus, we principally used this data set to identify temperature trends over historical periods.

Precipitation records at Gavarnie and Tarbes are significantly correlated with the winter mass balances ( $\rho = 0.71$  for Gavarnie,  $\rho = 0.72$  for Tarbes, which is located farther from the glacier, Table 5). The link between annual mass balance and annual precipitation is significant in the Tarbes data set

( $\rho = 0.74$ ). Thus, we conclude that the Tarbes time series can be used to identify trends in precipitation that are linked with Ossoue Glacier fluctuations.

The mean annual temperature over the hydrological year (starting 1 October) for 1858–2013 is  $-1.1^{\circ}\text{C}$ , and the mean summer temperature (JJAS) is  $5.3^{\circ}\text{C}$ . Both time series present a linear trend over the period ( $\rho = 0.38$  for annual,  $\rho = 0.28$  for summer). This correlation is stronger if we limit the period to 1882–2013 ( $\rho = 0.54$  for annual,  $\rho = 0.51$  for summer). The annual precipitation and the winter precipitation (NDJFMA) over 1882–2013 are 1068 and 556 mm,



**Figure 10.** Comparison of Ossoue Glacier fluctuations with other Pyrenean and Alps glacier reconstructions. The ice depletion periods are shown in red. The accumulation or stable periods are shown in blue. Periods considered as “undetermined” are shown in white. The meta-data relative to the glaciers fluctuations are given in Table 4. For the localization of the glaciers, please refer to Fig. 5. Roman numerals above Ossoue Glacier fluctuations refer to the main periods of variation identified (Sect. 5.1).

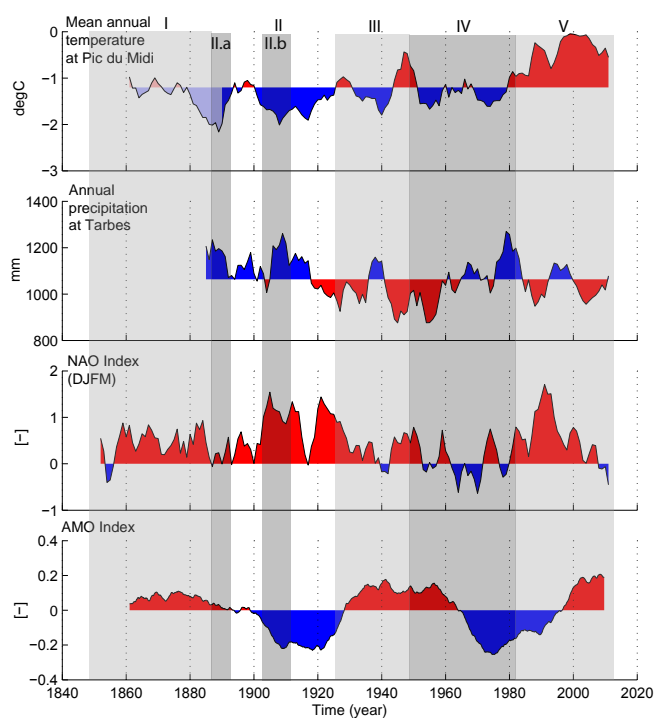
**Table 6.** Mean temperature (Pic du Midi, 2874 m), mean precipitation (Tarbes, 374 m), and correlations between mean temperature and precipitation time series and time (Spearman’s  $\rho$ ). Time ranges are based on the interpretation of the glacier metrics (Fig. 9). Significant correlations ( $p$  values  $< 0.05$ ) are marked with asterisks. For 1858–1890, the mean temperature is based on the CRU data set.

Time range (glacier periods)(number of years)	Period of the year	Mean temperature	Mean precipitation	$\rho_s$ temperature	$\rho_s$ precipitation
1858–2013 (T °C) (131 y.)	hydrological (h) year	−1.1 °C	1068 mm	0.38*	−0.16
1882–2013 (P mm)	winter (w)	–	556 mm	–	0.1
	summer (s)	+5.3 °C	–	0.28*	–
1858–1890 (T °C) (I) (32 y.)	h. year	−1.3 °C	–	−0.6*	–
	s.	+5.8 °C	–	−0.36	–
1890–1894 (II.a) (4 y.)	h. year	−1.4 °C	1071 mm	–	–
	w.	–	571 mm	–	–
	s.	+4.6 °C	–	–	–
1905–1913 (II.b) (8 y.)	h. year	−1.8 °C	1165 mm	–	–
	w.	–	550 mm	–	–
	s.	+4.1 °C	–	–	–
1928–1949 (III) (21 y.)	h. year	−1.2 °C	993 mm	0.23	−0.19
	w.	–	493 mm	–	−0.2
	s.	+5.1 °C	–	0.26	–
1950–1982 (IV) (32 y.)	h. year	−1.4 °C	1068 mm	0.13	0.4*
	w.	–	586 mm	–	0.28
	s.	+4.8 °C	–	0.1	–
1983–2013 (V) (30 y.)	h. year	−0.4 °C	1042 mm	0.39*	−0.12
	w.	–	567 mm	–	−0.14
	s.	+6.1 °C	–	0.43*	–

respectively. No trend was observed in precipitation time series.

Analysis of temperature and precipitation trends over the four long periods stemming from the combination of glacier metrics (I, III, IV, and V, Fig. 9) reveals four significant trends (Table 6):

- The mean annual temperature over 1858–1890 may have continuously decreased. Over the same period, the mean summer temperature (JJAS) is 0.5 °C higher than the mean summer temperature over 1858–2013 (5.3 °C).



**Figure 11.** Climatic time series: mean annual temperature at Pic du Midi (beginning 1 October), annual precipitation at Tarbes, AMO mode and winter NAO (DJFM) anomalies. The background colour indicates the interpreted trend of the period, according to the metric variations (see Sect. 5.1 and Fig. 9). The ice depletion periods (I, III, V) are shown in light grey. The periods of accumulation or stability (II.a, II.b, IV) are shown in dark grey.

- Both short periods of glacier accumulation (II.a and II.b) present annual ( $-1.3$  and  $-1.4$  °C) and summer ( $4.6$  °C and  $4.1$  °C) temperatures lower than that of the means over 1858–2013 ( $-1.1$  °C and  $5.3$  °C). The precipitation at Tarbes station over 1890–1994 and 1905–1913 is also higher than the mean over 1882–2013.
- The annual precipitation trend over 1950–1982 is positive ( $\rho = 0.4$ ) and its mean is equal to the mean precipitation over 1882–2013 (1068 mm). Winter precipitation is higher than the mean recorded over 1882–2013 (586 mm). The annual mean temperature ( $-1.4$  °C) and mean summer temperature ( $4.8$  °C) are lower than the means over 1858–2013.
- The last period considered (1983–2013) shows positive trends in both mean annual and mean summer temperature, with the highest registered mean temperatures ( $-0.4$  °C for annual and  $6.1$  °C for summer).

Figure 11 provides insight into the possible linkage between the evolution of Ossoue Glacier and the regional-scale climate. The 1960–1980 period is characterized by a succession of negative phases in the NAO. This coincides with a period of relative glacier growth or stability (positive variations

in various glacier lengths, areas, and mass balances). AMO warm phases occurred during 1860–1880 and 1940–1960, and cool phases during 1905–1925 and 1970–1990 (Enfield et al., 2001). The AMO index presents some potential correlations with Ossoue Glacier variations: periods I and III of ice depletion, in regards to the AMO warm phases; and periods II.b and IV, in regards to the AMO cold phases (Fig. 11).

#### 5.4 Ice thickness maps

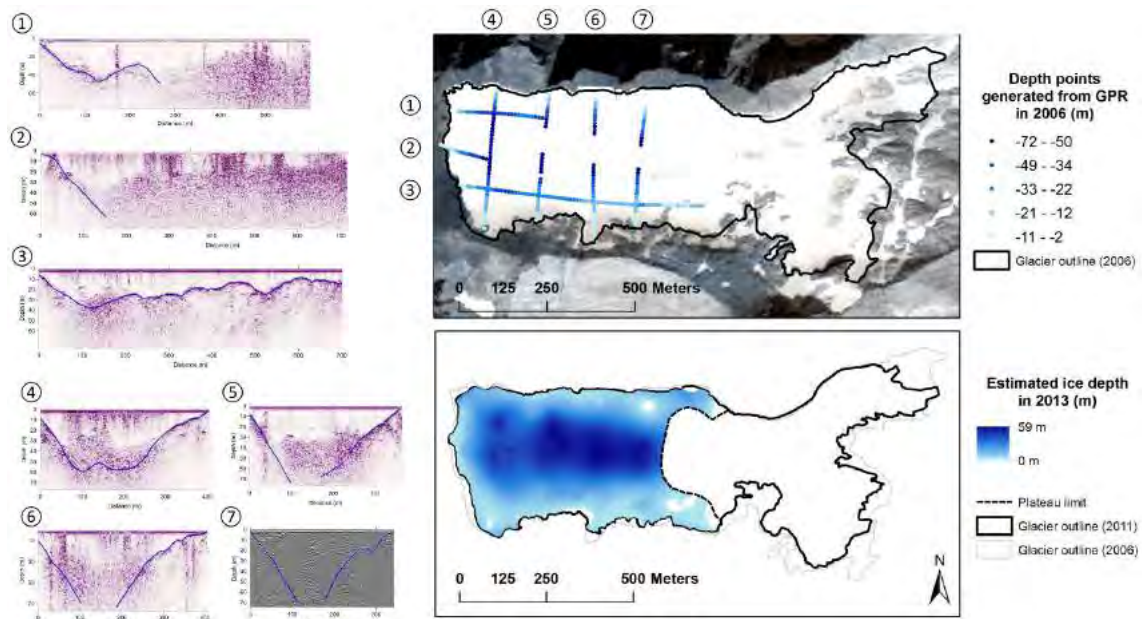
In 2006, the estimated mean ice thickness was  $29.3 \pm 6.3$  m (max.  $74.8 \pm 10.2$  m), giving an estimate of  $25 \pm 6.5$  m (max.  $59 \pm 10.3$  m) in 2013 (Fig. 12). In 2011, another GRP survey (Del Rio et al., 2012) indicated a maximum depth of 45 m and an average depth of 30 m. Despite the discrepancies in ice thickness, both studies suggest similar bedrock morphologies. Moulins were explored over the 2004–2009 summers at the Ossoue Glacier plateau. The depth of the explored moulins ranged from 30 m to 41.5 m. Given that the bedrock was never reached according to the speleo-glaciologist, the ice thickness obtained by GPR is consistent with these depth measurements.

Over the subsequent decades, the mean and the maximum ice depths at the Ossoue Glacier plateau would rapidly decrease: 22 (mean) and 48 m (max.) in 2023, 17 and 38 m in 2033, 11 and 27 m in 2043, and only 3 and 7 m in 2053 (Fig. 13).

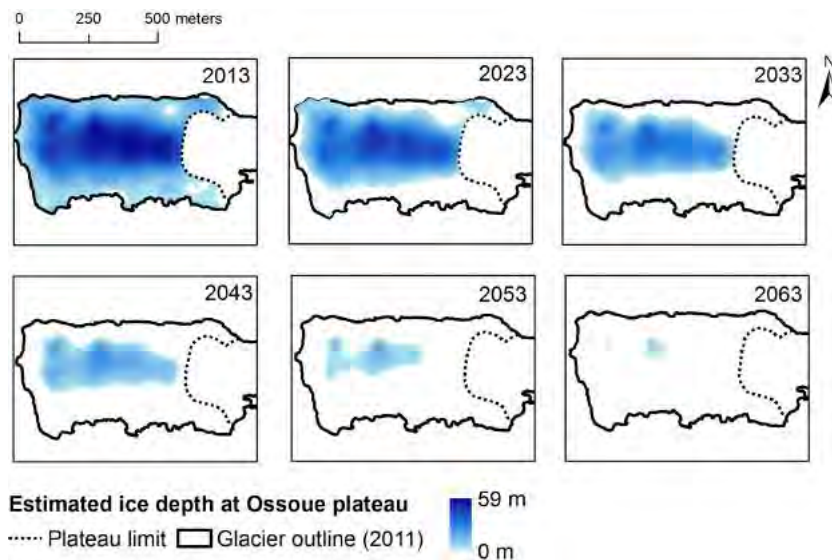
## 6 Discussion

Using multiple data sets, we generated five independent time series of glacier metrics (length, area, thickness at Villa Russell, and geodetic and glaciological mass balances variations) to reconstruct the evolution of Ossoue Glacier since the end of the LIA (Fig. 9). The metrics give a generally consistent chronology of glacier fluctuations since the LIA, although there are some discrepancies. We should bear in mind that the metrics do not directly reflect the same glaciological processes. The time series of frontal variations offers the best temporal resolution of the onset of glacier changes, but these changes are strongly influenced by ice dynamics. Glacier motion is dependent on mass variations of the upper part of the glacier, but the response time is largely unknown. Areal variations depend on ice thickness at the edges only. Thickness variations registered at Villa Russell are the result of accumulation and ablation variations at the northern periphery of the glacier only, which could be prone to snow drifting. Volumetric mass changes generated by the geodetic method are mostly the result of the surface energy budget but also include internal and basal mass variations, which remain difficult to estimate. Glaciological mass balances reflect the link between energy and mass budget properly, but can only be measured at a limited sample of points at the glacier surface. However, these metrics are all sensitive to glacier mass





**Figure 12.** Map: bedrock depth as interpreted from GPR radargrams superposed on a 2013 XS Pléiades image. Numbers 1 to 3: interpretations of longitudinal radargram acquisitions. Numbers 4 to 7: interpretations of transverse radargram acquisitions.



**Figure 13.** Map: estimated ice depth at Ossoue Plateau in the next decades. These projections are based on the sum of the ice depth estimation (measured by GPR, see Fig. 12) and the cumulative mass balance over the period of projection. The latter is based on the interpolation values of the averaged mass balance at stake locations over 2001–2013 (data per year and stakes are given in Fig. 8). Spatial resolution is 4 m. East of the plateau limit (dashed line), the ice depth was unknown in 2013.

changes, with different time scales and response intensities. For instance, between 1948 and 1983, the mass balance was positive, yet frontal variations were negative until 1963. This can likely be explained by the delay in the response time of frontal response to glacier mass changes. In the case of Ossoue Glacier, it is note-worthy that the metrics over the study period reveal a consistent signal (Fig. 9).

The evolution of Ossoue Glacier is consistent with the reconstructed evolutions of other Pyrenean glaciers. Some discrepancies might be due to the nature of the metrics used in the reconstruction, or due to the local topo-climatic influences. Considering an accuracy of  $\pm 5$  years, the study was able to identify two common stable periods (1905–1930 and 1955–1985), as well as two periods of marked ice

depletion (1850–1900 and from the mid-1980s until now). The evidence of strong marked ice depletion found in this study for Ossoue Glacier between 1924 and 1948 ( $-1.42 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ) should be considered with caution given the high uncertainties in the altimetry restitution process. However, reconstructions of other Pyrenean glaciers over comparable periods tend to corroborate this result. Between approximately 1928 and 1957, the length of the Coronas Glacier decreased from 600 to 350 m, while its area decreased from 19 to 8.6 ha and its equilibrium line altitude (ELA) increased from 3065 to 3122 m (Chueca Cía et al., 2001). During the 1935–1957 period, the Maladeta Glacier lost 15 ha ( $-0.68 \text{ ha a}^{-1}$ ) and its length decreased by 80 m. This retreat is assumed to be due to a warm anomaly detected in the second half of the 1940s (Cía et al., 2005). The Maladeta Glacier mass balance time series (1991–2013) is in good agreement with Ossoue glaciological mass balance time series over the 2001–2013 period (Fig. 9). During the 1990s, the Maladeta mass balance values were slightly negative. If we compare the Ossoue geodetic mass balance during 1983–2013 ( $-1.04 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ) and the Ossoue glaciological mass balance during 2001–2013 ( $-1.45 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ), we can deduce that the 1983–2001 Ossoue ablation rate was approximately  $-0.76 \text{ m w.e. a}^{-1}$ . These results are consistent with the variation of the mean annual mass balance of the Maladeta Glacier:  $-0.2 \text{ m w.e. a}^{-1}$  over 1991–2001 and  $-1.03 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , over 2001–2013 (Fig. 9).

The comparison between Pyrenean and Alpine glacier fluctuations suggests that there is a common climatic driver governing glacier fluctuations in both mountain ranges. Ossoue Glacier seems to be anti-correlated with the NAO. Similar results were reported by Six et al. (2002) and Marzeion et al. (2014) for glaciers in the southern Alps. In addition, variations in the AMO index also appear relatively similar to variations in the combined Ossoue Glacier metrics throughout the 20th century (Fig. 11). This result is consistent with previous studies on the influence of the multidecadal internal variability of the North Atlantic circulation on the Northern Hemisphere climate (e.g. Enfield et al., 2001) and on Alps glacier fluctuations (Huss et al., 2010).

Variations of Ossoue Glacier metrics are in good agreement with meteorological data: periods of ice depletion are generally characterized by lower values of mean precipitation and temperatures (Table 6). The evolution of Ossoue Glacier may be partially explained by observed trends, with a significant positive trend in 1950–1982 precipitation (a stable period for the glacier) and a significant constant rise in mean annual and summer temperature since 1983 (a period of depletion for the glacier). The 1850–1890 and 1983–2013 periods are marked by ice depletion, although the mean air temperature time series have opposite and significant trends. Frontal variations and mean air temperature variations, over the 1850–1890 interval, point to a shorter period of marked ice depletion, 1850–1874, with lesser depletion over the 1874–1890 period. By the same reasoning the se-

lected 1928–1950 period of ice depletion may have been more pronounced in the 1937–1950 “subperiod” than over the 1928–1937 “subperiod”. In the Alps, the 1942–1950 period is characterized by extraordinarily high rates of mass loss (Huss et al., 2008; Vincent et al., 2009).

The future evolution of Ossoue Glacier depends on climatic changes, but is also constrained by the remaining ice volume. Assuming that Ossoue Glacier mass balance follows the same trend as that recorded during 2001–2013, the glacier should disappear in 40 years (Fig. 13). We anticipate that the glacier may split into two parts at the slope transition (Fig. 3) in the near future. At this location the glacier may be particularly thin, and there is an abrupt change in the glacier slope. The lowest part may soon no longer be fed by the ice flow from the upper area and could thus rapidly disappear. This separation would drastically change the morphology of Ossoue Glacier from an active glacier to a glacieret or ice patch. Such glacier fragmentation has been regularly observed on Pyrenean glaciers, e.g. the neighbouring Petit Vignemale and Oulettes glaciers.

However, future evolution of Ossoue Glacier based on interpretation of Fig. 13 was made under several strong assumptions: (i) basal and internal mass balances were neglected; (ii) ice motion was neglected; and (iii) the mass loss in the future decades will occur at the same pace as during the last decade. In short, future work is necessary to better understand the effect of local topography on the spatial variability of glacier mass balance. This influence is expected to increase in the future as the glacier retreats (López-Moreno et al., 2006a, b).

The reconstruction and the future evolution of Ossoue Glacier does present large uncertainties, and the influence of the climate fluctuations on the glacier metric variations are complex; however, considering the current ablation rate, it seems doubtless that Ossoue Glacier will disappear halfway through the 21st century. Its large, markedly convex plateau (two-thirds of the present-day area) has allowed the accumulation of a significant amount of ice at high altitude (3105 m) during favourable periods. On the contrary, its eastern orientation and low shading may have a large influence on the high rate of summer ablation (e.g. in comparison to the Maladeta Glacier). Henceforth, due to the limited interval range of the plateau (3030–3200 m, slope  $8^\circ$ ), any future rise of the lower limit of the glacier (2755 m in 2013) would drastically modify the responses of the metrics of Ossoue Glacier to future climate fluctuations.

## 7 Conclusions

Ossoue Glacier is one of the southernmost glaciers in Europe. Using a large archive of historical data sets and recent accurate observations, we generate consistent time series of various glacier metrics, such as length, area, elevation variations, and mass changes since the LIA at high temporal resolution.

The dominant trend is a retreat over the 20th century, which was interrupted by two stable short periods, 1890–1894 and 1905–1913, and a longer stable period, 1950–1983.

The evolution of Ossoue Glacier is in good agreement with those of other Pyrenean glacier reconstructions (Maladeta, Coronas, Taillon glaciers), suggesting the possibility of long-term high-elevation climate reconstruction in the Pyrenees. The comparison between Pyrenean and Alpine glacial fluctuations highlights similar multidecadal variations during the 20th century. The ice depletion was particularly intense in the 1940s and since the 1980s, while a stable period detected at the end of the 1970s is also evident in all the glaciers from both mountain ranges. This result may suggest that there is a common climatic driver governing glacier fluctuations of both mountain ranges.

The time resolution of the generated metrics for Ossoue Glacier allows us to extract consistent glacial changes over various periods. These periods appear to be roughly in phase with hemispheric climate proxies, such as the North Atlantic Oscillation and the Atlantic Multidecadal Oscillation. The 1960–1980 stable period may be partially explained by anti-correlation to the NAO index. We found that the ablation rate may have doubled in the last decade, likely as a result of the recent climate warming. Ossoue Glacier fluctuations generally concur with climatic data, suggesting that Ossoue Glacier is a good regional climate proxy.

The eastern orientation and low shading of Ossoue Glacier make it particularly vulnerable to climate fluctuations, although its relatively high elevation has allowed the accumulation of a significant amount of ice at high altitudes. In 2013, the maximum ice thickness was  $59 \pm 10.3$  m. Assuming that the current ablation rate stays constant, Ossoue Glacier will disappear midway through the 21st century.

**The Supplement related to this article is available online at doi:10.5194/tc-9-1-2015-supplement.**

*Acknowledgements.* This manuscript was greatly improved thanks to the constructive comments of Chris R. Stokes (Editor), J. Ignacio López-Moreno (referee), and an anonymous referee. The authors warmly thank all the volunteers who provided great help during fieldwork, especially the members of the Association Moraine (including Florian Pinchon, Antoine Simmonet, and Sabine Ayrihac). We acknowledge all our colleagues who helped collect the GNSS data in the field (including Stephane Binet, Frédéric Blanc, Bruno Calvino, and Vincent Cabot) and acquire the Pléiades images (including Claire Tinel and Steven Hosford) within the framework of the CNES Pléiades thematic commissioning phase and the Airbus Defence and Space “Pléiades User Group”. This work was supported by the Fondation Eau, Neige et Glace through the project CLIM Ex-PYR ([www.fondation-eng.org](http://www.fondation-eng.org)) and by the Région Midi-Pyrénées and the University of Toulouse through the CRYOPYR project. We also thank Patrick Wagnon, who

kindly sponsored the CLIM Ex-PYR project, Etienne Berthier, and Christophe Kinnard for their useful comments that improved the manuscript.

Edited by: C. R. Stokes

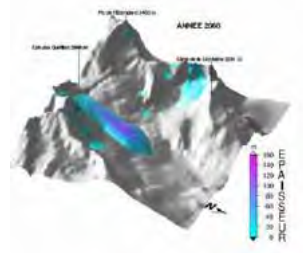
## References

- Berthier, E., Vincent, C., Magnusson, E., Gunnlaugsson, A. p., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz, L., Pálsson, F., Belart, J. M. C., and Wagnon, P.: Glacier topography and elevation changes derived from Pleiades sub-meter stereo images, *The Cryosphere*, 8, 2275–2291. doi:10.5194/tc-8-2275-2014, 2014.
- Boé, J. and Habets, F.: Multi-decadal river flow variations in France, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 691–708, doi:10.5194/hess-18-691-2014, 2014.
- Bonaparte, P. R.: Les variations périodiques des glaciers français, Typographie Chamerot et Renouard, available at: <http://www.worldcat.org/title/variations-periodiques-des-glaciers-francais/oclc/6549420> (last access: 8 April 2015), 1892.
- Bücher, A. and Dessens, J.: Secular trend of surface temperature at an elevated observatory in the Pyrenees, *J. Climate*, 4, 859–868, 1991.
- Büntgen, U., Frank, D., Grudd, H. K., and Esper, J.: Long-term summer temperature variations in the Pyrenees, *Clim. Dynam.*, 31, 615–631, 2008.
- Camberlin, P. and Yves, R. (Eds.): XXVII AIC (International Climate association) Symposium, vol. I, AIC (Association Internationale de Climatologie), Dijon, France, 2–5 July 2014, 344–350, available at: [http://www.aic2014.com/congressr/document/Actes\\_AIC\\_2014.pdf](http://www.aic2014.com/congressr/document/Actes_AIC_2014.pdf) (last access: 8 April 2015), 2014.
- Cazenave-Piarrot, F., Egels, Y., and Tihay, J.: L'évolution récente du glacier d'Ossoue (Pyrénées centrales), GEGP. IGN, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau, France, 1987.
- Chueca, J. and Julian, A.: Relationship between solar radiation and the development and morphology of small cirque glaciers (Maladeta Mountain massif, Central Pyrenees, Spain), *Geogr. Ann. A*, 86, 81–89, doi:10.1111/j.0435-3676.2004.00215.x, 2004.
- Chueca, J., Julián, A., and López, I.: Variations of Glaciér Coronas, Pyrenees, Spain, during the 20th century, *J. Glaciol.*, 49, 449–455, 2003.
- Chueca, J., Julian, A., and René, P.: Estado de los glaciares en la cordillera pirenaica (vertientes española y francesa) a finales del siglo XX, in: *Contribuciones recientes sobre geomorfología*, edited by: Benito, G. and Díez Herrero, A., *Actas VIII Reunión Nacional de Geomorfología*, SEG-CSIC, 91–102, Madrid, Spain, 2004.
- Chueca, J., Julián, A., and López-Moreno, J. I.: Recent evolution (1981–2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors, *J. Glaciol.*, 53, 547–557, 2007.
- Chueca, J., Julian, A., and Lopez, I.: The Retreat of the Pyrenean Glaciers (Spain) from the Little Ice Age: Data Consistency and Spatial Differences, *Terra Glacialis*, 11, 65–77, Special issue, January 2009, Servizio Glaciologico Lombardo, Italy, 2008.
- Chueca Cía, J., Julian Andres, A., Saz Sanchez, M., Creus Novau, J., Lopez-Moreno, I., and Lapena Laiglesia, A.: Estudio

- de la evolución del glaciar de Coronas (Macizo de la Maladeta; Pirineo Central español) desde el final de la pequeña edad del hielo hasta la actualidad, y de su relación con el clima, *Boletín glaciológico aragonés*, ISSN 1695–7989, 2, 81–115, 2001.
- Cía, J. C., Andrés, A. J., Sánchez, M. S., Novau, J. C., and Moreno, J. L.: Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees), *Geomorphology*, 68, 167–182, 2005.
- Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Jansson, P., Braithwaite, R. J., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., Zemp, M.: Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, Paris, UNESCO-IHP (IHP-VII Technical documents in hydrology, 86, IACS contribution 2), 2011.
- Courraud, L.: Reconstitution des données de températures mensuelles manquantes du Pic du Midi de Bigorre, Rapport de stage: INP Toulouse/ENM, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France, 2011.
- Cuffey, K. M. and Paterson, W. S. B.: *The Physics of Glaciers*, Academic Press, ISBN:978-0-123694-61-4, 2010.
- de Cabonnières, L. R.: *Voyages au Mont-Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées*, Librairie des Pyrénées et de Gascogne, Pau, France, 1801.
- Deline, P. and Ravanel, L.: Neige et glace de montagne. Reconstitution, dynamique, pratiques. Laboratoire EDYTEM, Le Bourget du Lac, Savoie, cahiers 8, available at: <https://hal-sde.archives-ouvertes.fr/halsde-00394290/> (last access: 8 April 2015), 2009.
- Del Rio, M., Rico, I., Serrano, E., and Tejado, J. J.: GPR prospection in the Ossoue glacier (Pyrenees), in: 2012 14th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR), 4–8 June 2012, Shanghai, China, IEEE, 684–688, doi:10.1109/ICGPR.2012.6254949, 2012.
- Dessens, J. and Bücher, A.: Changes in minimum and maximum temperatures at the Pic du Midi in relation with humidity and cloudiness, 1882–1984, *Atmos. Res.*, 37, 147–162, 1995.
- EEA: Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2012 – European Environment Agency (EEA), available at: <http://www.eea.europa.eu/publications/climate-impacts-and-vulnerability-2012> (last access: 8 April 2015), 2012.
- Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., and Trimble, P. J.: The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2077–2080, available at: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000GL012745/full> (last access: 8 April 2015), 2001.
- Finn, D. S., Khamis, K., and Milner, A. M.: Loss of small glaciers will diminish beta diversity in Pyrenean streams at two levels of biological organization, *Global Ecol. Biogeogr.*, 22, 40–51, 2013.
- Forel, F.-A.: Les variations périodiques des glaciers: lettre à M. Fr. Schrader, à Paris/, G. Chamerot, available at: [http://search.books2ebook.eu/Record/zbz\\_006229841](http://search.books2ebook.eu/Record/zbz_006229841) (last access: 8 April 2015), 1887.
- Gaurier, L.: *Etudes glaciaires dans les Pyrénées françaises et espagnoles de 1900 à 1909*, garet-hari edn., “Bulletin de la Société des sciences, lettres et arts de Pau”, Pau, impr. de Garet, 1909, France, 1921.
- Gellatly, A. F., Grove, J. M., Bücher, A., Latham, R., and Whalley, B. W.: Recent historical fluctuations of the Glacier Du Tailon, Pyrénées, *Phys. Geogr.*, 15, 399–413, (last access: 8 April 2015), 1994.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., and Dedieu, J. P.: Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modeling and sensitivity to climate change, *J. Glaciol.*, 51, 561–572, 2005.
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., and Bard, A.: Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices, *J. Hydrol.*, 482, 105–118, 2013.
- GLACIOCLIM: Service d’Observation: GLACIOCLIM, available at: <http://www-igge.obs-ujf-grenoble.fr/ServiceObs/> (last access date: 8 April 2015), 2001.
- Grove, J. M.: *Little Ice Ages: Ancient and Modern*, Taylor & Francis, ISBN0415334233, 9780415334235, 2004.
- Grunewald, K. and Scheithauer, J.: Europe’s southernmost glaciers: response and adaptation to climate change, *J. Glaciol.*, 56, 129–142, 2010.
- Guilhot, N.: *Histoire d’une parenthèse cartographique: les Alpes du Nord dans la cartographie topographique française aux 19e et 20e siècles*, Lyon 2, available at: <http://www.theses.fr/2005LYO20047> (last access: 8 April 2015), 2005.
- Hoelzle, M., Chinn, T., Stumm, D., Paul, F., Zemp, M., and Haeberli, W.: The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers: a comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand, *Global Planet. Change*, 56, 69–82, 2007.
- Hoffman, M. J., Fountain, A. G., and Achuff, J. M.: 20th-century variations in area of cirque glaciers and glacierets, Rocky Mountain National Park, Rocky Mountains, Colorado, USA, *Ann. Glaciol.*, 46, 349–354, 2007.
- Huss, M., Bauder, A., Funk, M., Hock, R. (2008). Determination of the seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865, *J. Geophys. Res.*, 113, F01015, doi:10.1029/2007JF000803, 2008.
- Huss, M., Hock, R., Bauder, A., and Funk, M.: 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10501, doi:10.1029/2010GL042616, 2010.
- Huss, M.: Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change, *The Cryosphere*, 7, 877–887, doi:10.5194/tc-7-877-2013, 2013.
- Hutchinson, M. F.: ANUDEM version 5.3, user guide, Fenner School of Environment and Society, Australian National University, Canberra, available at: [http://fennerschool.anu.edu.au/files/usedem53\\_pdf\\_16552.pdf](http://fennerschool.anu.edu.au/files/usedem53_pdf_16552.pdf) (last access: 8 April 2015), 2011.
- IPCC: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M. M. B., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M.: *Climate Change 2013: The physical science basis*, Cambridge University Press, <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/> (last access: 8 April 2015), 2013.
- Jones, G. H.: From Commission to Association: the transition of the International Commission on Snow and Ice (ICSI) to the International Association of Cryospheric Sciences (IACS), *Ann. Glaciol.*, 48, 1–5, 2008.
- Jones, P. D., Jonsson, T., and Wheeler, D.: Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland, *Int. J. Climatol.*, 17, 1433–1450, 1997.
- Jones, P. D., Lister, D. H., Osborn, T. J., Harpham, C., Salmon, M., and Morice, C. P.: Hemispheric and large-scale

- land-surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 117, D05127, doi:10.1029/2011JD017139, 2012.
- López-Moreno, J. I., Goyette, S., and Beniston, M.: Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: horizontal spatial variability and vertical gradients, *J. Hydrol.*, 374, 384–396, 2009.
- López-Moreno, J. I.: Recent variations of snowpack depth in the central Spanish Pyrenees, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 37, 253–260, 2005.
- López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., and Julián-Andrés, A.: Glacier development and topographic context, *Earth Surf. Proc. Land.*, 31, 1585–1594, 2006a.
- López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., and Julián-Andrés, A.: Change of topographic control on the extent of cirque glaciers since the Little Ice Age, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24505, doi:10.1029/2006GL028204, 2006b.
- López-Moreno, J. I., Beguería, S., Vicente-Serrano, S. M., and García-Ruiz, J. M.: Influence of the North Atlantic Oscillation on water resources in central Iberia: Precipitation, streamflow anomalies, and reservoir management strategies, *Water Resour. Res.*, 43, W09411, doi:10.1029/2007WR005864, 2007.
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., and Beniston, M.: Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: observed relationships and projections for the 21st century, *Global Planet. Change*, 77, 62–76, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.003, 2011.
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., and Laffly, D.: Assessment of a glacier digital elevation model generated from Pléiades stereoscopic images: Ossoue Glacier, Pyrenees, France, in: *Pléiades Days 2014*, Toulouse, France, 1 April 2014, [http://espace-ftp.cborg.info/pleiades\\_days/presentations2014/GO2\\_Marti.pdf](http://espace-ftp.cborg.info/pleiades_days/presentations2014/GO2_Marti.pdf) (last access: 8 April 2015), 2014.
- Marzeion, B., Cogley, J. G., Richter, K., and Parkes, D.: Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes, *Science*, 345, 919–921, 2014.
- Meillon, A. and de Larminat, E.: Notice sur la carte au vingt millième 20000e avec l'explication des noms de lieux et de montagnes de la région de Cauterets, Marrimpouey, Pau, France, 1933.
- Mercanton, P. L.: Commission on snow and ice, reports from 1936 to 1956, *International Association of Scientific Hydrology*, IAHS, 30 (1948), 233–261 (Paris), IAHS, 32 (1952), 107–119 (Paris), IAHS, 39 (1954), 478–490 (Paris), IAHS, 46 (1958), 358–371 (Paris), 1956.
- Moisselin, J.-M., Schneider, M., and Canellas, C.: Les changements climatiques en France au XX<sup>e</sup> siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations, available at: <http://documents.irevues.inist.fr/handle/2042/36233> (last access: 8 April 2015), 2002.
- Moreau, M.: Visual perception of changes in a high mountain landscape: the case of the retreat of the Évettes Glacier (Haute-Maurienne, northern French Alps), *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2, 165–174, 2010.
- Osborn, T. J.: Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation, *Weather*, 61, 353–355, 2006.
- Ostrem-Brugman: *Glacier Mass-Balance Measurements: a Manual for Field and Office Work*, NHRI Science Report, Geographisches Institut Universität, Zürich, 224 pp., 1991.
- Pont, H.: Contribution à l'Étude des Glaciers du Taillon et d'Ossoue, Tech. rep., Parc National des Pyrénées, Tarbes, France, 1985.
- Pont, H. and Valla, F.: Observations glaciologiques dans les Pyrénées, Tech. rep., Société Hydrotechnique de France, Paris, France, 1980.
- Racoviteanu, A. E., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S. J. S., and Armstrong, R.: Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA, *Ann. Glaciol.*, 50, 53–69, available at: <http://www.ingentaconnect.com/content/igsoc/agl/2010/0000050/0000053/art00008> (last access: 8 April 2015), 2010.
- Radok, U.: The International Commission on Snow and Ice (ICSI) and its precursors, 1894–1994, *Hydrolog. Sci. J.*, 42, 131–140, 1997.
- Reid, H. and Muret, E.: Les variations périodiques des glaciers, XI<sup>me</sup> Rapport, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie I*, 1–21, Archives des Sciences physiques et naturelles, 110/4 (20), Genève, Switzerland, 1905, 1906.
- René, P.: *Glaciers des Pyrénées*, Editions CAIRN, available at: <http://geomorphologie.fr/glaciers-des-pyrenees-pierre-rene/> (last access: 8 April 2015), 2013.
- René, P.: Monitoring of glaciers in the French Pyrenees, available at: <http://hdl.handle.net/2042/53748> <http://documents.irevues.inist.fr/handle/2042/53748> (last access date: 8 April 2015), 2014.
- René, P., Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., and Laffly, D.: Le glacier d'Ossoue (Pyrénées françaises): 2013, premier bilan de masse positif de la série, in: *Journées SHF Glaciologie – Nivologie – Hydrologie de Montagne*, Grenoble, 20 and 21 March 2014, p. 2, [http://www.shf-hydro.org/174-1-journees\\_glaciologie\\_nivologie\\_hydrologie\\_de\\_montagne-16.html](http://www.shf-hydro.org/174-1-journees_glaciologie_nivologie_hydrologie_de_montagne-16.html) (last access: 8 April 2015), 2014.
- Saintenoy, A., Friedt, J.-M., Booth, A. D., Tolle, F., Bernard, E., Laffly, D., Marlin, C., and Griselin, M.: Deriving ice thickness, glacier volume and bedrock morphology of the Austre Lovénbreen (Svalbard) using Ground-penetrating Radar, arXiv preprint, arXiv:1306.2539, available at: <http://arxiv.org/abs/1306.2539> (last access: 8 April 2015), 2013.
- Schrader, F.: Sur l'étendue des glaciers des Pyrénées (On the extent of the glaciers of the Pyrenees): Paris, *Annuaire de Club Alpin Français*, v. 21, edition Privat-Didier Toulouse 1936, Paris, France, 1895.
- Serrat, D. and Ventura J.: US Geological Survey Professional Paper 1386-E-2 Satellite Image Atlas of Glaciers of the World E-2, *Glaciers of the Pyrenees, Spain and France*, edited by: Williams Jr., R. S. and Ferrigno, J. G., available at: <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386e/> (last access date: 8 April 2015), US Geological Survey Professional Paper 1386-E, 1988.
- Six, D., Reynaud, L., and Letréguilly, A.: Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord, *C.R. Acad. Sci. II A*, 333, 693–698, 2001.
- Six, D., Reynaud, L., and Letréguilly, A.: Variations des bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves sur les dernières décen-

- nies, leurs relations avec l'Oscillation du climat de l'Atlantique Nord, *Houille Blanche*, 8, 34–35, 2002.
- Six, D. and Vincent, C.: Sensitivity of mass balance and equilibrium-line altitude to climate change in the French Alps, *J. Glaciol.*, 60, 867–878, 2014.
- Soubeyroux, J.-M., Jourdain, S., Grimal, D., Gil, F. E., Esteban, P., and Merz, T.: Global approach for inventory and applications of climate data on the Pyrenees chain, available at: [http://www.opcc-ctp.org/etudes/Publi\\_Clim\\_Pyr\\_n\\_es\\_SHF2011\\_version\\_corrige\\_e.pdf](http://www.opcc-ctp.org/etudes/Publi_Clim_Pyr_n_es_SHF2011_version_corrige_e.pdf) (last access date: 8 April 2015), 2011.
- Thibert, E., Eckert, N., and Vincent, C.: Climatic drivers of seasonal glacier mass balances: an analysis of 6 decades at Glacier de Sarnes (French Alps), *The Cryosphere*, 7, 47–66, doi:10.5194/tc-7-47-2013, 2013.
- Trueba, J. J. G., Moreno, R. M., de Pisón, E. M., and Serrano, E.: “Little Ice Age” glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula, *Holocene*, 18, 551–568, 2008.
- Trutat, E.: *Les glaciers de la Maladetta et le Pic des Posets*, impr. E. Privat, Toulouse, 1876.
- Vincent, C.: Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 107, 4375, 4–12, doi:10.1029/2001JD000832, 2002.
- Vincent, C., Soruco, A., Six, D., and Le Meur, E.: Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France, *Ann. Glaciol.*, 50, 73–79, 2009.
- von Charpentier, J. G. F.: *Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées*, Levraut, available at: <http://books.google.fr/books?id=dzSVpZLLOHMC> (last access date: 8 April 2015), 1823.
- Wagnon, P., Vincent, C., Arnaud, Y., Berthier, E., Vuillermoz, E., Gruber, S., Menegoz, M., Gilbert, A., Dumont, M., Shea, J. M., Stumm, D., and Pokhrel, B. K.: Seasonal and annual mass balances of Mera and Pokalde glaciers (Nepal Himalaya) since 2007, *The Cryosphere*, 7, 1769–1786, doi:10.5194/tc-7-1769-2013, 2013., 2013.
- Wahba, G.: *Spline Models for Observational Data*, SIAM, available at: <http://books.google.fr/books?id=eoE-pBHYNwC> (last access date: 8 April 2015), 1990.
- WGMS: *Global Glacier Changes: facts and figures*, edited by: Zemp, M., Roer, I., Kääb, A., Hoelzle, M., Paul, F., and Haeberli, W., UNEP, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland: 88 pp., 2008.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., and Paul, F.: Alpine glaciers to disappear within decades, *Geophys. Res. Lett.*, 33, 13, doi:10.1029/2006GL026319, 2006.
- Zemp, M., Hoelzle, M., and Haeberli, W.: Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network, *Ann. Glaciol.*, 50, 101–111, available at: <http://www.ingentaconnect.com/content/igsoc/agl/2009/00000050/00000050/art00015> (last access date: 8 April 2015), 2009.
- Zemp, M., Thibert, E., Huss, M., Stumm, D., Rolstad Denby, C., Nuth, C., Nussbaumer, S. U., Moholdt, G., Mercer, A., Mayer, C., Joerg, P. C., Jansson, P., Hynek, B., Fischer, A., Escher-Vetter, H., Elvehøy, H., and Andreassen, L. M.: Re-analysing glacier mass balance measurement series, *The Cryosphere*, 7, 1227–1245, doi:10.5194/tc-7-1227-2013, 2013.



**Les modèles : valider pour réécrire le passé, comprendre le présent, et envisager le futur** Nous avons essayé de contribuer à améliorer le suivi actuel du manteau neigeux et des glaciers des Pyrénées. Nous avons cherché à connaître les variations passées des surfaces englacées. À partir d'un modèle très simplifié, nous avons essayé de projeter le futur du glacier d'Ossoue sur la base de l'estimation de la hauteur de glace restante et de la moyenne annuelle spatialisée du bilan de masse glaciologique observé ces 10 dernières années. Comment faire pour sortir de cette vision simpliste ? Comment savoir ce qu'il s'est passé quand nos archives font défaut ? Comment tracer des trajectoires d'évolution avec la résolution spatiale et temporelle que l'on souhaite ? La modélisation nous attend, avec ses forces, comme le démultiplication des échelles spatio-temporelles et ses faiblesses, comme la difficulté à alimenter le modèle.



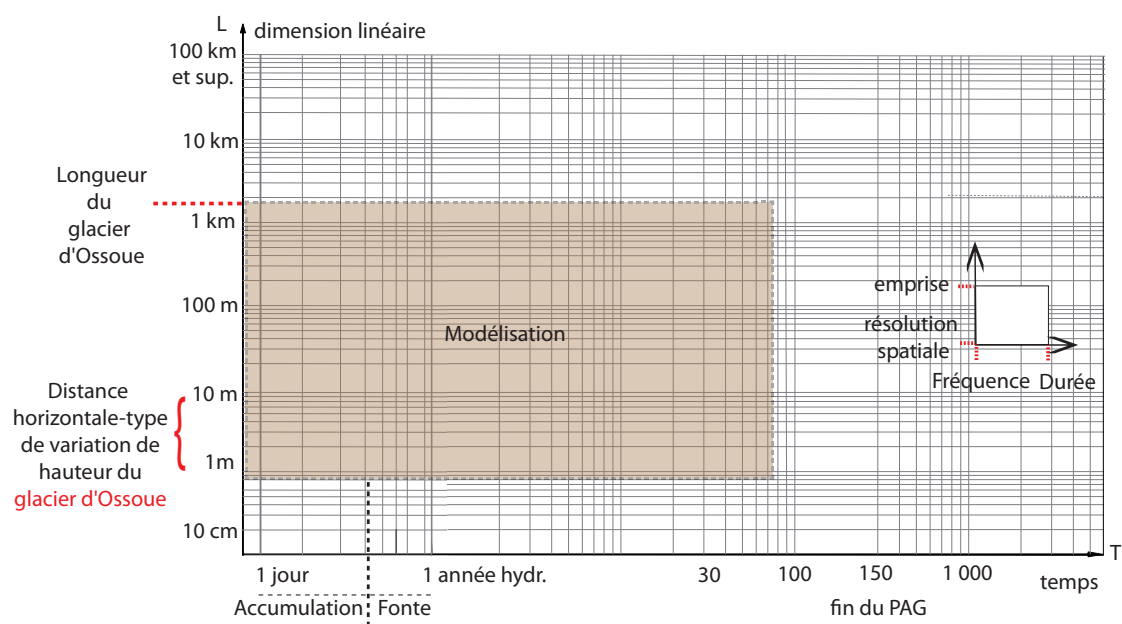


FIGURE 2.1 – Représentation spatio-temporelle dans le cas de notre modélisation du glacier d'Ossoue : cette fois la « boîte » peut être potentiellement étendue dans toutes les directions. La première étape consiste néanmoins à valider les sorties du modèle sur une période où les variations du glacier sont connues pour que cet apport de résolution soit représentatif d'un processus d'évolution réaliste.

# MODÉLISATION DE L'ÉVOLUTION DU GLACIER D'OSSOUE

# 3

## 3.1 ÉTUDES ANTÉRIEURES DE MODÉLISATION DES ZONES ENGLACÉES DES PYRÉNÉES

Les études de modélisation de glaciers sont rares dans les Pyrénées. Les études présentes dans la littérature reposent sur des modèles statistiques, mais il n'y a pas à notre connaissance d'approches basées sur une modélisation physique. Plusieurs travaux menés sur le versant espagnol ont principalement eu pour but d'expliquer la présence ou l'absence de glace à partir de la topographie et du rayonnement incident.

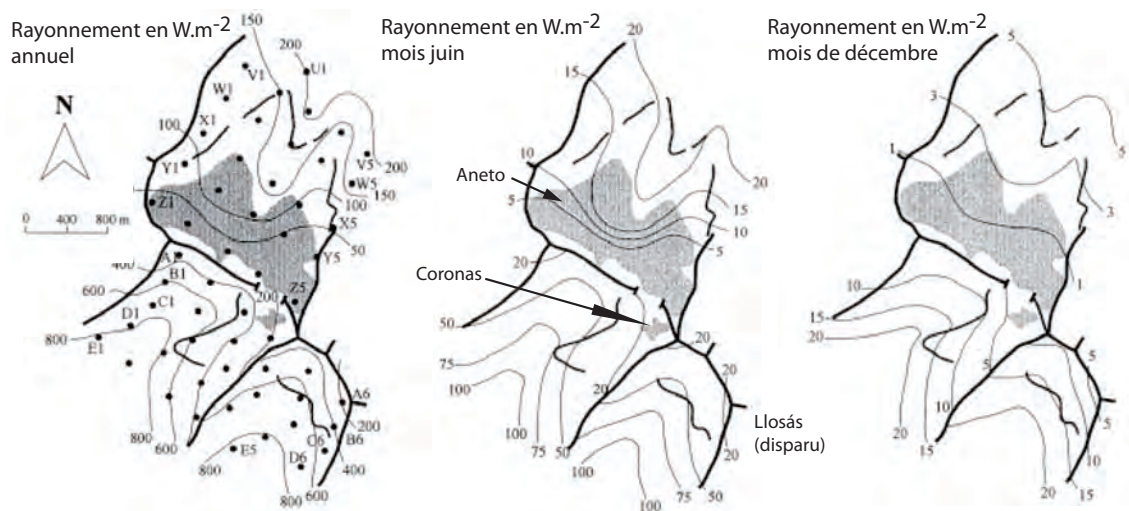


FIGURE 3.1 – Rayonnement incident dans le massif de l'Aneto et sur les cirques des glaciers d'Aneto, Coronas et Llosás (disparu). Les contours grisés sont les surfaces englacées au moment de l'étude (2004), les traits noirs les positions des moraines du PAG, et les points noirs de la carte de gauche les points de sortie du modèle Ecosim. Source (Chueca et Julian, 2004).

Chueca et Julian (2004) ont étudié la relation entre le rayonnement solaire à courtes longueurs d'onde  $S$  et le développement des glaciers de cirque dans le massif de l'Aneto (cf. figure 3.1) en utilisant un modèle de rayonnement solaire de type ponctuel (modèle « Ecosim »). Les quantités de rayonnement incident en mode direct, diffus, et résultant sont calculées sur un nombre limité de points (55 dans l'étude) où les paramètres sont mesurés in situ ou estimés : latitude, longitude,

altitude, pente, masque d'ombrage. Les valeurs d'albedo des surfaces, de transmittance et de nébulosité mensuelle sont estimées en moyenne pour décrire l'atmosphère et l'interface sol-atmosphère. Les valeurs d'incidence calculées par le modèle à ces emplacements sont extrapolées sous forme d'isolignes à l'ensemble du massif. Le rayonnement est calculé pour trois périodes : annuelle, mois de décembre (accumulation), et mois de juin (ablation). Les résultats sont cohérents entre forte valeur de rayonnement incident et réduction des surfaces englacées : cirque de l'Aneto, moyenne annuelle  $96.9 \text{ W m}^{-2}$ , cirque de Coronas, moyenne annuelle  $619.7 \text{ W m}^{-2}$ , cirque de Llosás, moyenne annuelle  $630.4 \text{ W m}^{-2}$ . Les faces exposées au sud reçoivent en moyenne six fois plus d'énergie par unité de surface issue d'un rayonnement direct que les faces exposées au nord.

La méthode semi-empirique de Chueca et Julian (2004) a été formalisée en utilisant des méthodes statistiques par López-Moreno *et al.* (2006a) et López-Moreno *et al.* (2006b). Ces méthodes statistiques sont basées sur des modèles de régression non linéaires de type *Generalized additive model* (GAM) et des modèles d'arbres de régression binaires.

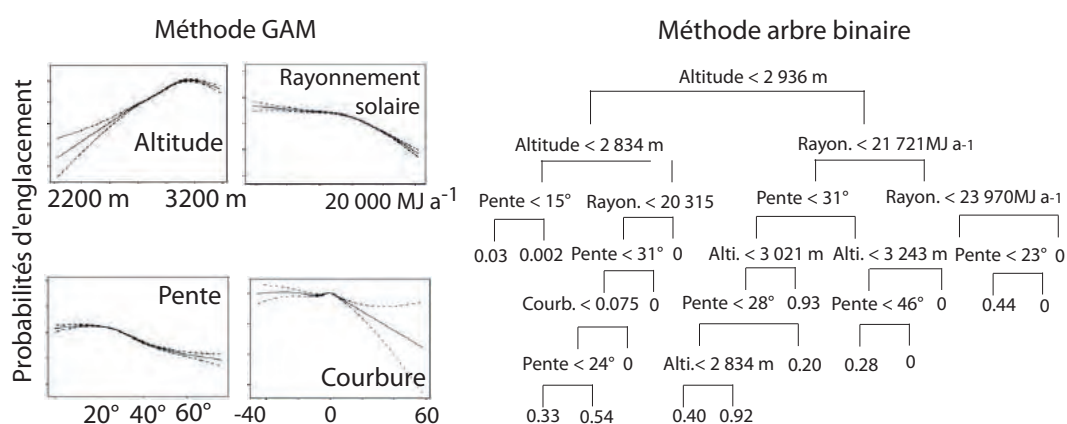


FIGURE 3.2 – Méthodes statistiques pour calculer la probabilité d'englacement d'une surface élémentaire. Droite : courbes de réponse issue de la méthode GAM selon les paramètres topographiques associés. Gauche : arbre binaire, nœuds topographiques et probabilité associées. Source (López-Moreno *et al.*, 2006a).

López-Moreno *et al.* (2006a) ont pris en compte 4 variables de prédiction : altitude, courbure moyenne, pente (extraites d'un MNE à 10 m), et rayonnement annuel moyen modélisé (modèle « MiraMon »). Une carte recensant la présence-absence de glace sur le massif est constituée à partir d'une ortho-photo de la zone prise entre 1997 et 2000. Le modèle est calibré et validé sur un échantillon couvrant 10 % de la zone cartographiée. Après calibration, les modèles statistiques permettent de cartographier la probabilité qu'une surface soit englacée. La capacité de prédiction est évaluée par le coefficient kappa issu de la matrice de confusion. Cette matrice est construite par comparaison des prédictions avec le jeu de validation (observations). Dans la modélisation GAM, les quatre paramètres de prédiction utilisés conjointement expliquent 70 % de la variance. L'altitude, le rayonnement solaire annuel moyen sont les deux paramètres ayant le plus d'influence représentant respectivement 50.4 et 30.2 % de la variance. L'influence du paramètre altitude décroît après la valeur seuil 3 200 m. La probabilité de présence de glace décroît lentement avec l'augmentation du rayonnement annuel incident jusqu'à la valeur seuil  $2\,000 \text{ MJ m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  ( $63 \text{ W m}^{-2}$ ), la probabilité décroissant rapidement après ce seuil. La probabilité augmente légèrement pour des pentes de 0 à  $20^\circ$ , puis décroît significativement après  $30^\circ$ . Ces variables sont corrélées puisqu'il est très vraisemblable que la baisse de probabilité observée au-dessus de l'altitude 3 200 m soit due à des pentes très marquées dans

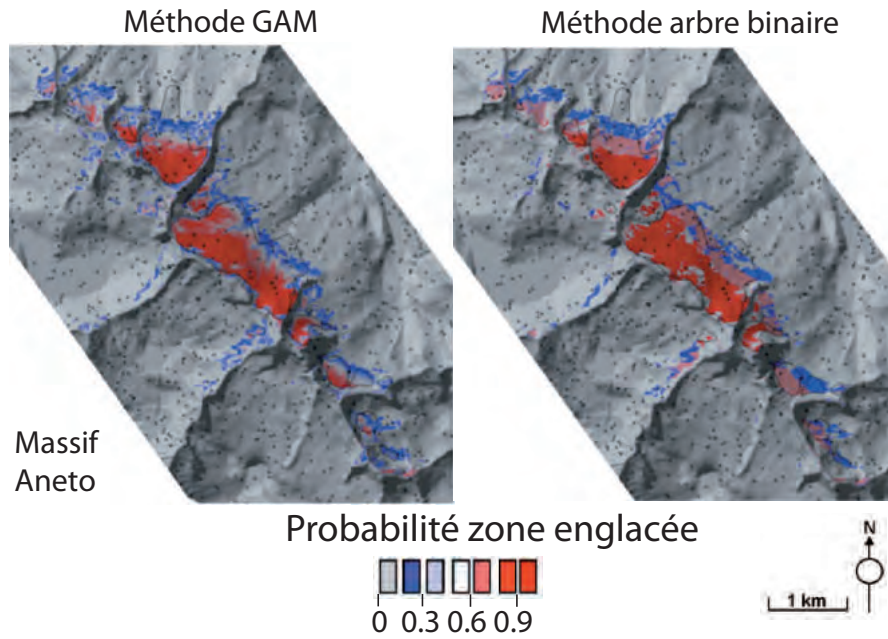


FIGURE 3.3 – Cartographie des probabilités qu’une surface élémentaire soit englacée par deux méthodes statistiques. Les cellules marqués d’un disque noir font partie du jeu de calibration-validation. Source (López-Moreno et al., 2006a).

les Pyrénées à ces altitudes. La modélisation par arbre de régression binaire conduit à définir 17 combinaisons d’environnement glaciaire associé aux 4 variables. Les valeurs de probabilité obtenues par les modèles sont de type distinct : continues pour GAM et discrètes pour le modèle d’arbre binaire (17 possibilités) (figure 3.2). Les deux modèles fournissent des distributions spatialisées très similaires (figure 3.3). Les modèles développés indiquent qu’au dessus d’un rayonnement incident de  $66.6 \text{ W.m}^{-2}$ , la probabilité pour qu’une surface soit englacée est quasi-nulle.

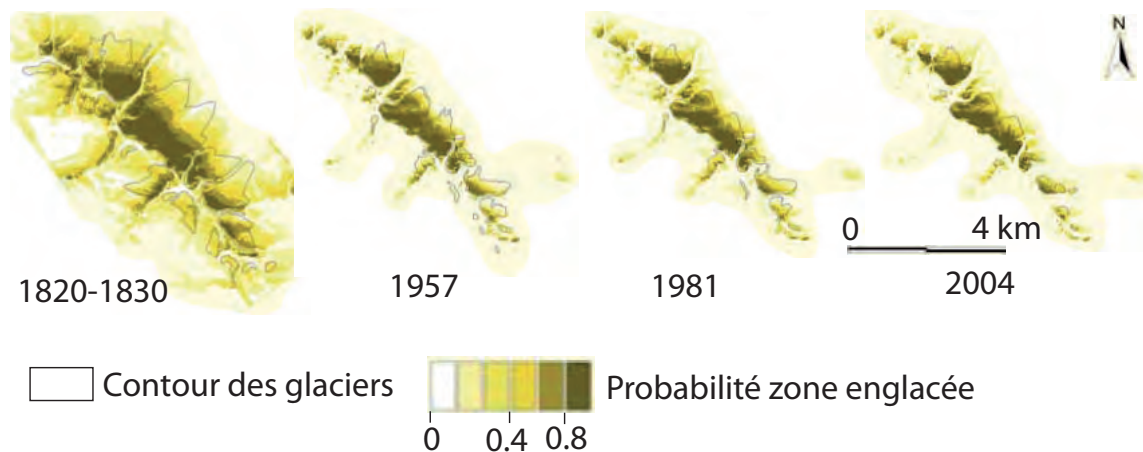


FIGURE 3.4 – Cartographies successives des probabilités qu’une surface élémentaire soit englacée par une méthode statistique GAM dans le massif de l’Aneto. Source (López-Moreno et al., 2006b).

López-Moreno *et al.* (2006b) exploitent le modèle GAM développé précédemment pour étudier la variation de l’influence des facteurs topographiques au cours du temps. La première étape consiste à reconstruire les surfaces des glaciers du massif de l’Aneto à partir de la position des moraines

et d'images aériennes pour 4 dates : 1820-1830, 1957, 1981, 2004. Les valeurs des paramètres topographiques sont extraites à partir d'un MNE unique (résolution 10 m). Le modèle est calibré et validé comme dans López-Moreno *et al.* (2006a), et une carte de probabilité est générée pour chaque période (figure 3.4). Les résultats montrent une augmentation de l'influence des paramètres topographiques sur la présence de glace au cours du temps. Cette évolution est notable sur leur influence conjointe et sur leurs influences relatives. Le rayonnement solaire reçu devient un facteur explicatif plus important au cours du temps, alors que l'influence relative de l'altitude semble diminuer.

Ces résultats mettent en évidence l'influence des paramètres topographiques pour expliquer la distribution spatiale des zones englacées. Au vu de la distribution spatiale de la déglaciation observée depuis 1850 (part III chapitre 1), les résultats établis sur le massif de l'Aneto semble assez généralisables à d'autres massifs des Pyrénées. Si le changement climatique régional et l'augmentation de la température associée est le principal forçage dans la disparition des glaciers pyrénéens sur le XX<sup>ème</sup> siècle, les facteurs topographiques locaux expliquent en grande partie la distribution spatiale lié à la fonte glaciaire. Ce type d'approche statistique montre aussi ses limites dans les périodes favorables lorsque le fluage de la glace permet au glacier d'occuper des zones *a priori* défavorables d'un point de vue topographique (p. ex. pentes avec une forte exposition ou profil de surface convexe). La fréquence d'observation permet d'améliorer la fiabilité des interprétations. L'évolution de l'influence des paramètres topographiques au cours du temps introduit une relation non linéaire entre les fluctuations climatiques et les variations glaciaires.

Dans le cadre de l'étude du lien climat-glacier, Hannah et Mc Gregor (1997) ont proposé d'estimer l'impact du type de circulation atmosphérique à large échelle sur la fonte de la neige et de glace dans le massif du Taillon. A cette époque, la plupart des études ciblent le lien entre bilan d'énergie et bilan de masse à la surface du glacier en considérant un contexte local, et cette étude apparaît novatrice à la fois pour sa zone d'étude et cette approche climatique à large échelle qui identifie des types de temps à l'échelle synoptique en lien avec l'ablation observée sur le glacier. Le glacier du Taillon est situé à 143 km de l'océan Atlantique, à la latitude 43°06'N, longitude 00°01'E (20 ha à l'époque de la publication). L'ablation est mesurée sur le glacier par deux sondes de mesures d'ablation permettant d'établir un taux d'ablation en continu. Les types de temps sont identifiés par les enregistrements des paramètres pression, rayonnement net<sup>1</sup>, humidité, température de l'air et vitesse du vent mesurés par un réseau de stations météorologiques. Le classement de ces types de temps est effectué par un traitement statistique des données météorologiques (analyse en composantes principales suivi d'une analyse en *cluster*). De ce traitement, il résulte 4 types privilégiés de circulations synoptiques influant sur l'intensité de l'ablation observée sur le glacier (figure 3.5). Le rayonnement net apparaît comme le principal apport d'énergie disponible pour la fonte dans les 4 types de circulation, suivi du flux de chaleur sensible pour 2 types. Le flux de chaleur latente apparaît comme un élément du bilan d'énergie moins important dans les processus de fonte. Ce travail montre le lien potentiel entre les variations climatiques à large échelle et les fluctuations glaciaires locales.

Dans le massif du Vignemale, une étude préparatoire a permis de reconstruire les variations du bilan de masse du glacier d'Ossoue sur la période 1959–2009 à partir d'une modélisation de type degrés-jour (Soubeyroux *et al.*, 2010). Une première étape consiste à reconstruire l'accumulation hivernale à partir des valeurs de précipitations quotidiennes issues de la réanalyse SAFRAN (Vidal *et al.*, 2010). Le cumul des précipitations est calculé sur la période 1<sup>er</sup> novembre–1<sup>er</sup> mai, considérant les mois d'octobre et de mai comme des mois de « transition » où les précipitations liquides sur le glacier sont plus fréquentes que les chutes de neige. Le seuil de température est fixé à 5° C pour ne

---

1. Le rayonnement net est la quantité d'énergie radiative disponible à la surface d'étude (*i.e.* le bilan des échanges radiatifs).





FIGURE 3.5 – Représentation en lignes isobares des 4 types de circulations synoptiques identifiés par Hannah et Mc Gregor (1997)

prendre en compte que les précipitations solides et le différentiel d'altitude entre la maille SAFRAN située sur la commune de Gavarnie à une altitude de 2060 m (source, (Soubeyroux *et al.*, 2010)) et l'altitude du glacier (minimum 2 770 m). Ce seuil établit un gradient vertical de température hivernale de  $0.52^{\circ}\text{C}$  pour 100 m. Un facteur correctif des précipitations est calculé pour ajuster le cumul SAFRAN aux conditions locales du glacier. La série d'observations glaciologiques de l'association Moraine établie sur 2001-2009 est utilisée pour la calibration et la comparaison des séries conduit à établir un facteur correctif des précipitations de 2.8. La deuxième étape relie l'ablation sur le glacier au cumul au pas de temps quotidien des degrés jours positifs sur la période estivale estimé à l'altitude du glacier (Vincent et Vallon, 1997). Le calcul de facteurs de fonte distinguant la présence de neige de la présence de glace est calculé à partir des séries glaciologiques de l'association Moraine (2001-2009) et conduit à établir des valeurs de facteur de fonte de  $5.5 \text{ mm eq. eau } ^{\circ}\text{C}^{-1}\text{j}^{-1}$  et  $8.25 \text{ mm eq. eau } ^{\circ}\text{C}^{-1}\text{j}^{-1}$  respectivement. Un facteur intermédiaire de  $6.6 \text{ mm eq. eau } ^{\circ}\text{C}^{-1}\text{j}^{-1}$  est appliqué lors de la reconstruction des variations du glacier sur la période 1958-2012. Les résultats montrent des phases d'évolution du glacier concordantes avec les métriques de bilan de masse du glacier d'Ossoue présentées au chapitre précédent, en particulier avec la légère crue des années 1970 et la fonte rapide des années 2000 (figure 3.6). Nous avons complété cette modélisation degrés-jour par une modélisation basée sur la physique du manteau neigeux.

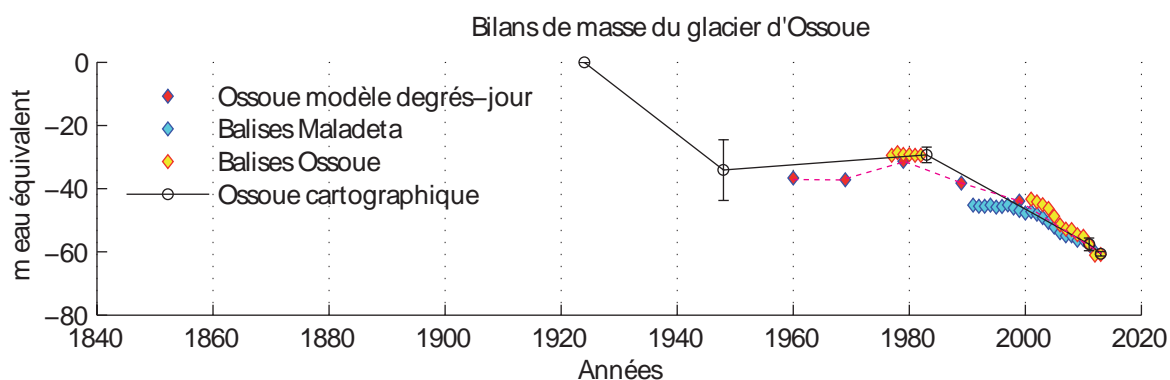


FIGURE 3.6 – Bilans de masse du glacier d'Ossoue. Les valeurs cumulées par décennie du modèle degré-jour (losanges rouges, seules données disponibles dans le document de travail (Soubeyroux *et al.*, 2010)) ont été superposées aux reconstructions des bilans de masse présentées dans le chapitre précédent. La modélisation degrés-jour a été effectuée à un pas de temps journalier (non représenté ici). Source des données du modèle degrés jour (Soubeyroux *et al.*, 2010).

## 3.2 MODÉLISATION DU BILAN DE MASSE AU GLACIER D’OSSOUE SUR LA PÉRIODE 1980-2012

### 3.2.1 Méthode

Les travaux de simulation ont été effectués au sein de Météo-France sous la direction de Samuel Morin. La simulation consiste à faire tourner le modèle de neige CROCUS en mode forcé. Les données météorologiques de forçage sont issues des données de la réanalyse SAFRAN sur le massif de Haute Bigorre (résolution horizontale 8 km, résolution verticale 300 m). La période retenue est 1980–2012, ce qui correspond à la période où les données de la réanalyse SAFRAN sont considérées comme fiables. Le manteau neigeux est initialisé sur des colonnes élémentaires avec une quantité importante de glace (définie arbitrairement comme supérieure à 380 m), afin d’éviter de produire les configurations où la totalité de la glace disparaît. Les simulations sont effectuées en considérant 75 configurations topographiques possibles qui correspondent à la combinaison de 3 altitudes (2 700 m, 3000 m, 3 300 m), 3 inclinaisons de pente (10°, 20°, 30°), 8 expositions (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW), et une configuration plane. Nous obtenons pour chacune des 75 configurations topographiques deux variables liées au bilan de masse du manteau neigeux (hauteur de neige, et équivalent en haut de la neige) et 5 variables liées au bilan d’énergie (flux de chaleur sensible, flux de chaleur latente, radiation solaire, albédo, et température de surface) (figure 3.7).

### 3.2.2 Comparaison avec les données de balises glaciologiques

Le glacier d’Ossoue fait l’objet d’un suivi de bilan de masse glaciologique hivernal et annuel depuis 2001 par l’Association Moraine (René, 2014). Une mesure d’accumulation est effectuée pour chacun des 8 secteurs retenus pour représenter le glacier. Des mesures mensuelles sont effectuées sur la période d’ablation au niveau des 8 balises pour établir un bilan de masse annuel. Pour effectuer la comparaison avec ces données glaciologiques, il faut donc spatialiser les sorties du modèle numérique dans le cas du glacier d’Ossoue. Cette démarche exploite la représentation du glacier d’Ossoue par un MNE du glacier basé sur une campagne DGPS effectuée en 2013 (Marti *et al.*, 2014). Ce MNE permet d’extraire les variables topographiques altitudes, pente et exposition. Ces variables sont ajustées selon les classes des variables topographiques du modèle (3 altitudes, 4 pentes, 8 expositions). A chaque maille élémentaire du MNE, le triplet topographique est mis en correspondance avec les sorties du modèle (figure 3.8).

La comparaison avec le bilan de masse glaciologique impose de pondérer les sorties des 75 configurations topographiques possibles SAFRAN-CROCUS en fonction de leur occurrences dans la distribution de surface du glacier modélisé par le MNE. La comparaison avec les mesures d’accumulation se fait pour les sorties du modèle ayant la concordance topographique avec la balise considérée.

### 3.2.3 Analyse des résultats

La comparaison avec les données de balises glaciologiques pondérées sur la période 2001–2012 (soient N=11 mesures hivernales, et N=41 mesures supplémentaires durant la période d’ablation) met en évidence (figure 3.9) :

- une bonne corrélation entre les données de bilan de masse cumulé simulées et observées ( $r=0.94$  pour N=52 mesures).
- une bonne quantification des processus d’ablation (figure 3.9, graphique de gauche).



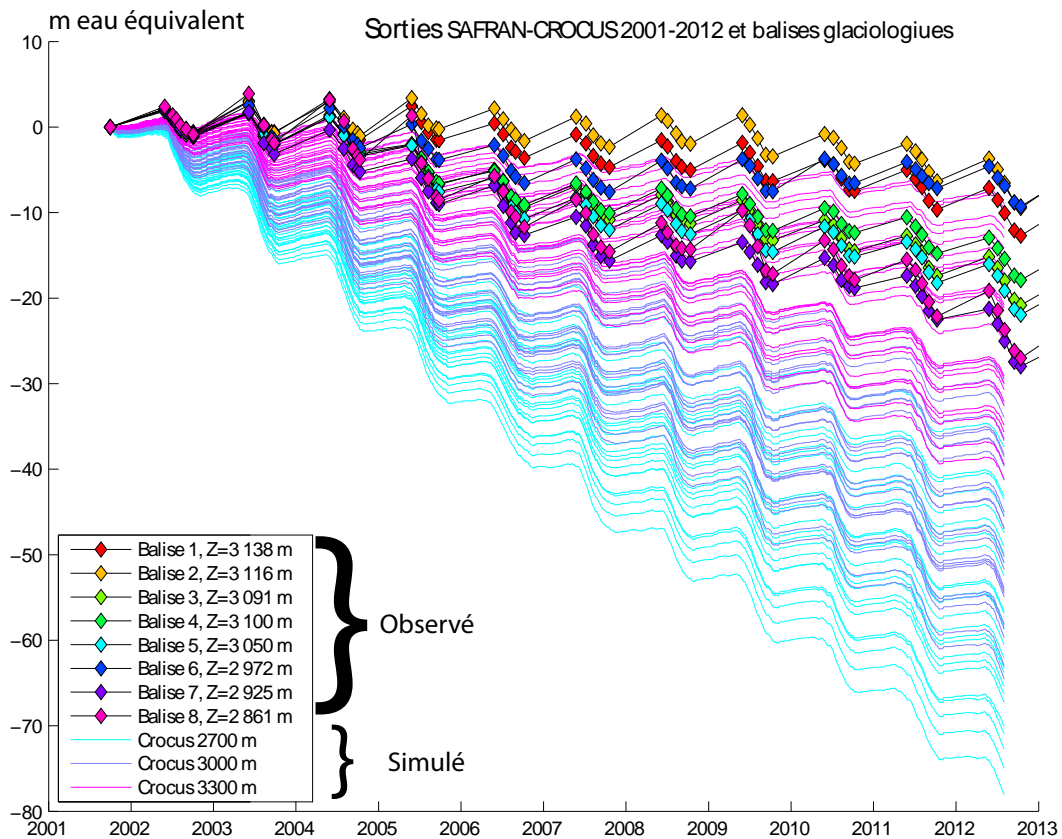


FIGURE 3.7 – Variations de masse du glacier d’Ossoue simulées par SAFRAN-CROCUS selon 75 configurations topographiques possibles. Les variations de masse observées sur les 8 balises glaciologiques sont superposées sur la figure. Les données d’altitude indiquées pour chaque balise (Z) correspondent à l’altitude relevée en 2013 par DGPS.

- un déficit de précipitations hivernales qui entraîne une surestimation de la perte de masse (figure 3.9, graphique de droite).

### 3.2.4 Perspectives

Il est nécessaire de corriger les quantités des précipitations. Une cause de cet écart peut être dû à des effets locaux de redistribution, ou de transport de neige par le vent. Le coefficient de correction moyen à apporter aux précipitations hivernales est similaire à celui détecté par Soubeyroux *et al.* (2010), soit 2.8. Dans les Alpes, Gerbaux *et al.* (2005) ont déjà mis en évidence la nécessité de cette correction et trouvé un facteur de correction moyen de l’ordre de 1.5. Les mesures hivernales aux balises permettent de calculer un facteur de correction des précipitations SAFRAN distribué pour chaque balise (figure 3.10). Cependant ce résultat n’est pas directement applicable à l’ensemble du glacier. Une première méthode pour généraliser cette correction aux 75 points de sorties de modèles peut passer par une régression linéaire multiple basée sur le triplet (altitude, pente, exposition). En omettant le cas d’une pente nulle (exposition « flat »), nous avons pu calculer un facteur de correction par sortie SAFRAN-CROCUS qu’il reste à appliquer. D’autres éléments correctifs peuvent être appliqués pour prendre en compte plus précisément l’environnement du glacier : échanges énergétiques

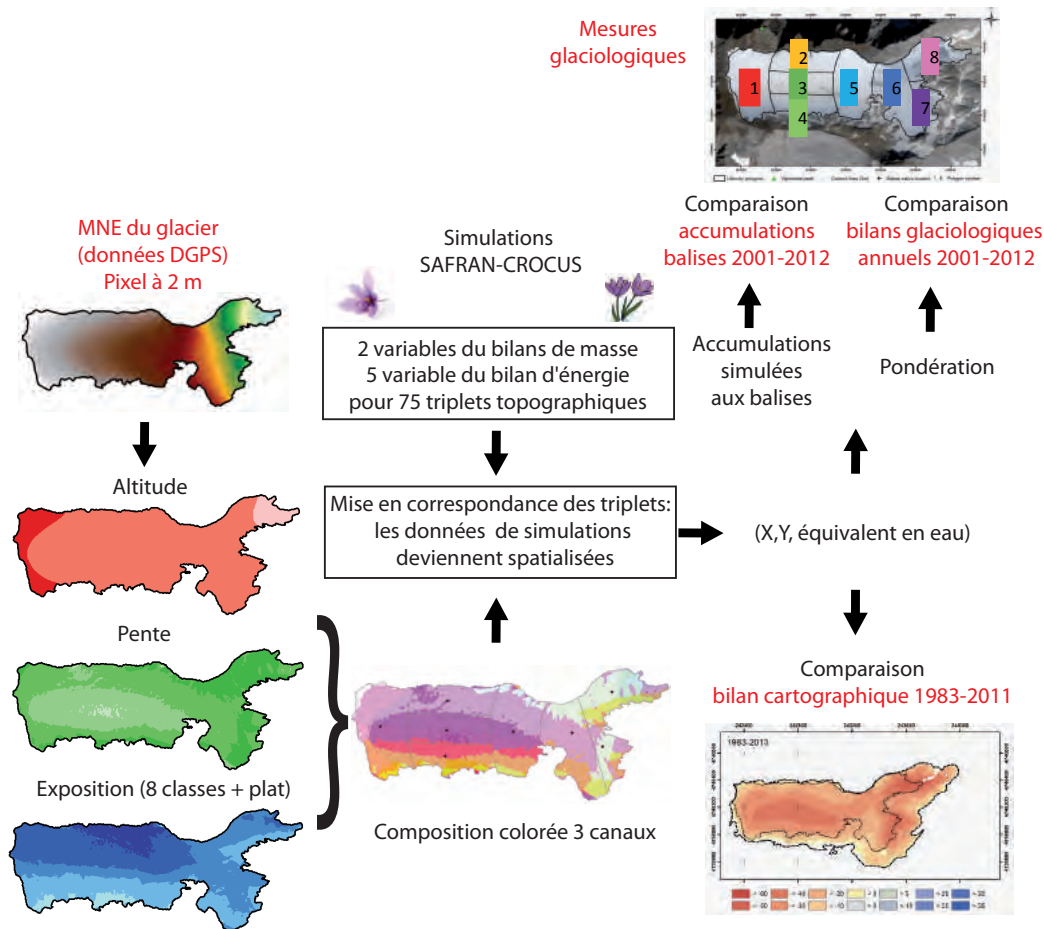


FIGURE 3.8 – Schéma de traitement des données issues de la simulation SAFRAN-CROCUS et comparaisons avec les données d'observations.

avec le socle, rayonnement infra-rouge des parois rocheuses voisines. Des mesures d'albédo de la glace nue sur le glacier pourraient permettre d'ajuster ce paramètre dans CROCUS.

Nous avons également abordé la comparaison de la distribution spatiale du bilan de masse simulé avec le bilan de masse cartographique établi par la soustraction entre deux MNE représentant la surface du glacier en 1983 et en 2011 (figure 3.11). Ces résultats devront être mis à jour après correction des précipitations SAFRAN. On peut noter une possible influence du vent et d'un phénomène de sur-accumulation associé non pris en compte dans les simulations sur la partie nord du glacier (zone rouge orangée, entre les balises 2 et 6) : l'écart entre bilan simulé et bilan observé atteint de fortes valeurs négatives.

Cette étude préliminaire doit permettre à terme d'analyser la sensibilité du glacier d'Ossoue aux paramètres météorologiques (Gerbaux *et al.*, 2005), et contribuer à la compréhension du climat régional à haute altitude dans les Pyrénées.

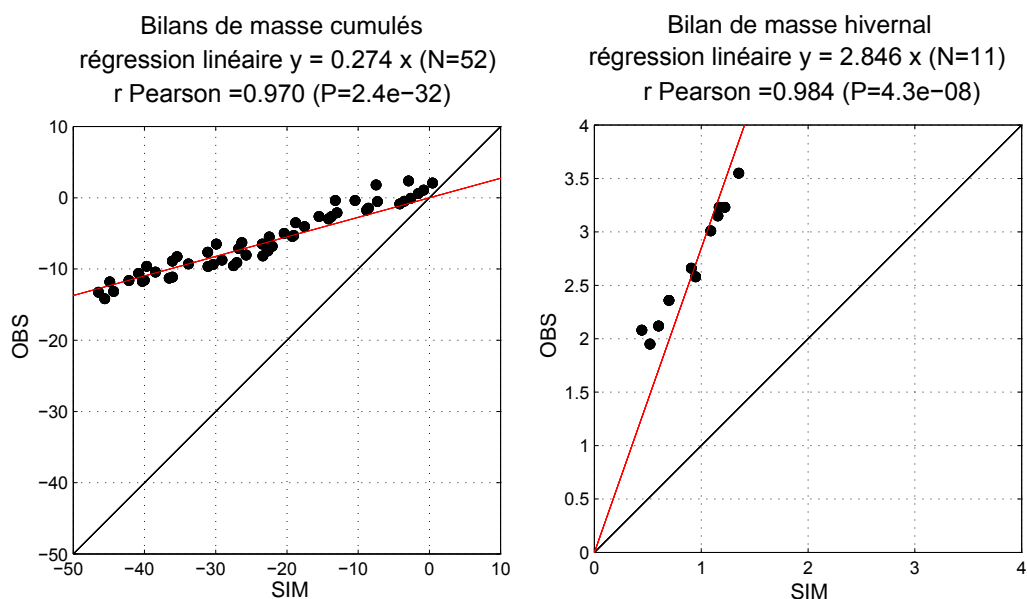


FIGURE 3.9 – Comparaison entre les bilans cumulés et pondérés (à gauche) et annuels, hivernaux et pondérés (à droite), sur la période 2001–2012, simulés par SAFRAN-CROCUS (notés SIM, en abscisse) et observés (notés OBS, en ordonnée, N=11 mesures hivernales, N=52 mesures au total avec 3 ou 4 mesures réalisées durant les périodes d’ablation).

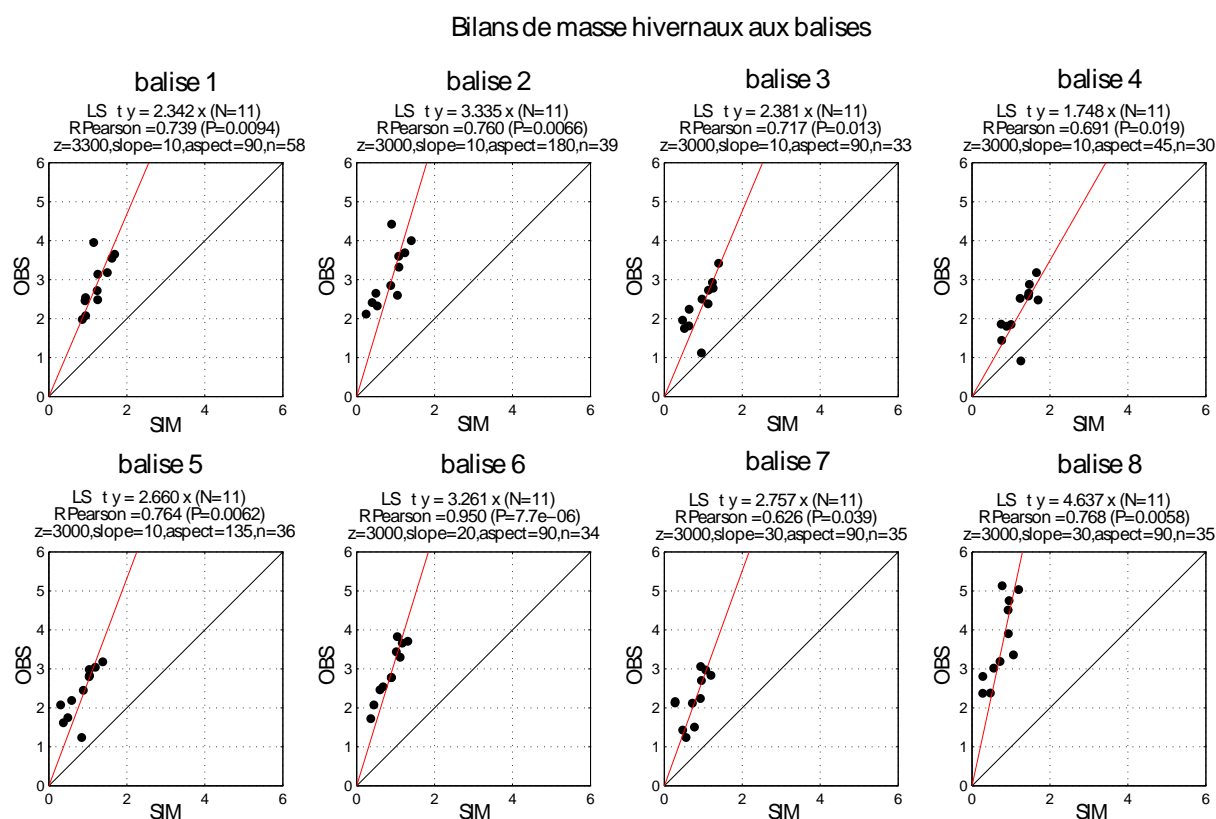


FIGURE 3.10 – Comparaison entre les bilans hivernaux simulés par SAFRAN-CROCUS et les mesures d’accumulation effectuées pour chaque balise. Le coefficient le plus fort apparaît sur le secteur le plus bas (balise 8, coefficient=4.6), caractérisé par une forte pente pouvant expliquer une sur-accumulation de neige.

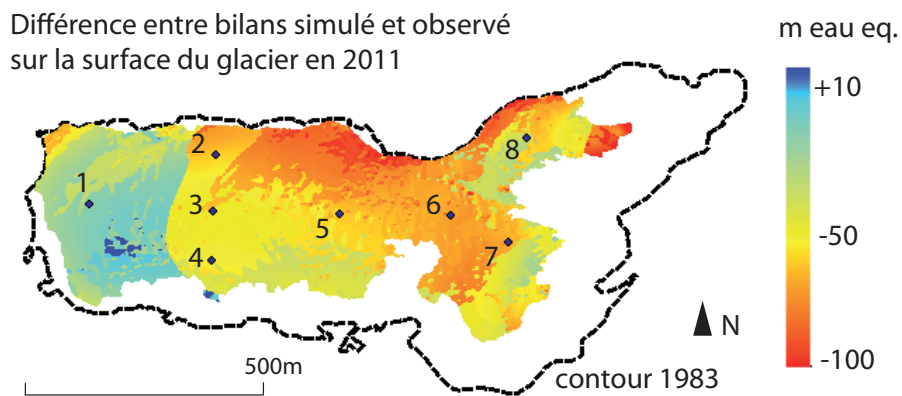


FIGURE 3.11 – Cartographie de la différence entre le bilan de masse simulé par SAFRAN-CROCUS sur 1983-2011 et le bilan de masse cartographique. On retrouve l'ordre de grandeur due au déficit des précipitations hivernales dans SAFRAN : la moyenne du bilan de masse simulé est de  $-90$  m, la moyenne du bilan de masse observé par méthode cartographique est de  $-30$  m. Les petits cercles noirs indiquent les positions des balises.

### 3.2.5 Influence du vent

La prise en compte explicite du transport de neige par le vent ou l'augmentation de la résolution géographique des simulations dépendent de la capacité à produire des forçages météorologiques à l'échelle géographique pertinente et de qualité adéquate. Les modèles de manteau neigeux sont fondamentalement dépendants de la qualité de leur alimentation en variables météorologiques, quelles que soient la qualité et la finesse de la représentation des processus strictement nivologiques (Brun *et al.*, 2012a).

Les effets liés au vent restent difficiles à prendre en compte dans la modélisation du manteau neigeux et nécessite de considérer une approche plus complexe (p. ex. couplage avec un modèle atmosphérique à méso-échelle Vionnet, 2012). Dans le cas du glacier d'Ossoue, le vent est soupçonné d'influencer les processus d'accumulation sur la zone du plateau, en favorisant une accumulation sur la partie Nord-Ouest du glacier. Dans le cadre de la thèse, un anémomètre a été positionné sur le col frontière de Cerbillona<sup>2</sup>. Ces données restent encore à exploiter en utilisant un modèle de manteau neigeux prenant en compte le transport de la neige par le vent (p. ex. SnowTran-3D Gascoïn *et al.*, 2013). La rose des vents permet déjà toutefois de corroborer l'hypothèse de la direction préférentielle d'Ouest en Est du vent dominant (*cf.* chapitre précédent (Marti *et al.*, 2015)).

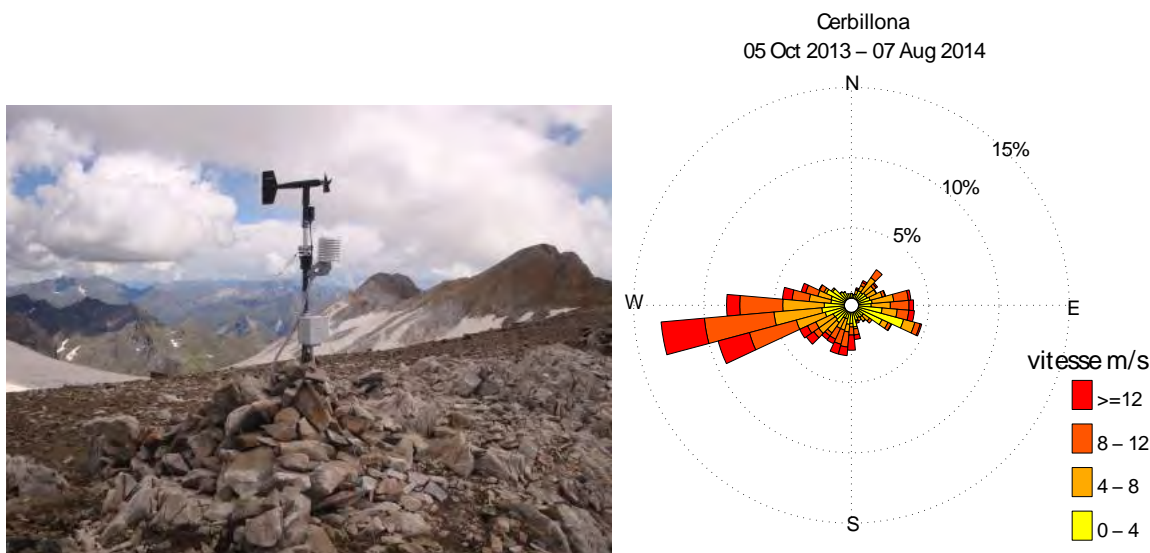


FIGURE 3.12 – Gauche : photographie de l'anémomètre mis en place au col de Cerbillona (3201 m) en octobre 2013 avec le soutien financier de l'association « Eau Neige et Glace ». Droite : rose de vents obtenue sur la saison 2013–2014.

2. [http://www.cesbio.ups-tlse.fr/newsletter\\_cesbio/numero12/Vmail.html](http://www.cesbio.ups-tlse.fr/newsletter_cesbio/numero12/Vmail.html)



# CONCLUSION GÉNÉRALE



**De retour de la marche** Nous reposons ici les cadres géographiques : celui finement ciselé par les cimes de Pyrénées, puis celui du sud de l'Europe. Nous rangeons le matériel : les raquettes, les crampons, le récepteur DGPS, l'ordinateur et les logiciels de photogrammétrie. Qu'avons-nous appris ?



En introduction de son « Étude sur la neige », Charles Péguy (1952) écrit : « la géographie de la neige reste encore à faire. Il ne faut d'ailleurs s'en étonner qu'à demi : [...] la neige est reine [de] trop d'immensité où l'on ne peut envisager d'établir des postes d'observations permanents. » Il cite l'hydraulicien qui doit évaluer l'accumulation nivale, l'ingénieur des Ponts soucieux des avalanches, et le sportif attentif à la qualité de la neige<sup>3</sup>. Avant d'ajouter : « Il appartient au géographe, pour les trop rares régions du moins où les observations sont suffisantes, d'apporter à l'étude de la neige, l'esprit de large synthèse qui caractérise sa discipline. »

## Apports des méthodes développées

Dans cette étude, nous avons montré qu'il était possible de cartographier le manteau saisonnier d'un petit bassin versant (14.45 km<sup>2</sup>, erreur aléatoire 0.6 mètre), et de cartographier la surface d'un petit glacier de montagne (0.45 km<sup>2</sup>, erreur aléatoire 0.93 m) à partir de l'imagerie satellite stéréoscopique à très haute résolution (partie II). Si l'on excepte la phase de validation effectuée à partir de mesures *in situ*, nous aurions pu ne pas y mettre les raquettes ou les crampons. Nous avons pu établir en effet que l'absence de points de contrôle pouvait être contournée par des méthodes de co-registation (chapitre 2, partie II). Cette dernière approche n'est possible que si le modèle numérique d'élévation contient une représentation suffisante des différentes classes de pente et d'exposition pour ajuster la superposition des MNE. La principale limite à ces approches fondées sur l'imagerie optique est la présence de nuages. Il n'est pas possible de cartographier la hauteur de neige sous couvert forestier pour des raisons similaires d'obstruction. Les fortes pentes représentent également une condition limite d'exploitation de la donnée d'imagerie.

Dans la production de cette cartographie, nous ne sommes qu'au bout d'une chaîne d'acquisition complexe qui bénéficie d'avancées techniques très récentes : satellite agile permettant de constituer des paires stéréoscopiques d'images très résolues et très semblables<sup>4</sup>, logiciels de photogrammétrie et de traitement d'images s'appuyant sur des algorithmes robustes et optimisés, environnement de systèmes d'informations géographiques permettant de croiser les couches d'informations, mesures de validation par récepteurs GPS différentiel... Cette évolution est rapide. Selon Puech *et al.* (2009) : « Avec un couple d'images stéréoscopiques satellitaires<sup>5</sup>, la résolution spatiale (XY) des produits est au mieux de l'ordre du mètre (du mètre au décimètre), pour une précision en altitude de quelques mètres. Les techniques d'acquisition à très haute résolution sont donc, pour l'instant, essentiellement en mode aéroporté, par ULM, drone, avion et hélicoptère. » On note que ces ordres de grandeurs sont déjà obsolètes cinq ans plus tard (figure 13). L'évolution très rapide de ces techniques surprend les membres de la communauté de photogrammétrie eux-mêmes. Ils en viennent à s'interroger sur leur place dans l'avenir de leur discipline, ou le « tout-automatique » menace leur champ d'expertise<sup>6</sup> :

« *L'avenir du métier de photogrammètre, 10 ans après ?* »

*En 2007 la SFPT organisait un colloque sur ce sujet dans un contexte où l'avenir même de la photogrammétrie posait question. 10 ans après, les progrès spectaculaires ont redynamisé complètement le domaine, mais l'automatisation presque complète des chaînes de traitement pose une nouvelle ques-*

3. Il cite le climatologue dès la première page de l'ouvrage.

4. Cet aspect facilite l'étape de corrélation entre les images.

5. (cf. Gardelle, 2012)

6. Le jeudi 17 mars 2016 s'est tenu le colloque « Photogrammétrie Numérique et Perception 3D : les nouvelles conquêtes » à l'École Nationale des Sciences Géographiques. Ce colloque était organisé par la SFPT (Société Française de Photogrammétrie et de Télédétection). Cette citation introduisait la table ronde de clôture du colloque.

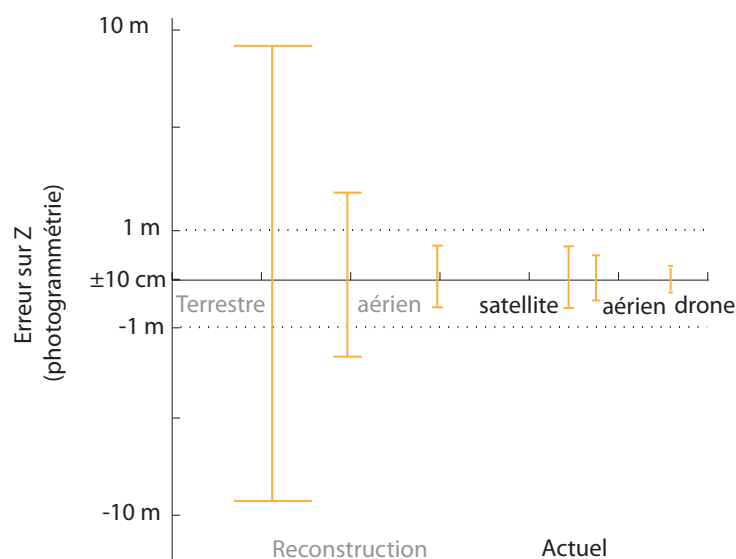


FIGURE 13 – Évolution de l'erreur sur la donnée altimétrique (Z). Nous nous appuyons sur les ordres de grandeurs établis au cours de notre étude.

tion : « a-t-on encore besoin de photogramètres pour faire de la photogrammétrie ? ». Si oui, quelle sera leur plus-value ? Comment doit-on les former ? Comment peuvent-ils se projeter dans 5-10 ans ?

La communauté des « géosciences » *lato sensu* ne partage pas les mêmes inquiétudes... Elle s'interroge pour sa part sur les nouvelles possibilités d'exploitation offertes par ce niveau d'observation inédit (Passalacqua *et al.*, 2015) : « *Landscape features can now be captured at an appropriately fine spatial resolution at which surface processes operate ; this has revolutionized the way we study Earth-surface processes.* » Il devient possible de cartographier avec une résolution métrique ou submétrique des bilans de masse associés à des processus d'érosion ou de dépôts de sédiments (Schuster *et al.*, 2014; Lucas *et al.*, 2015), de mouvements de terrain (Stumpf *et al.*, 2014; Lacroix *et al.*, 2015), d'ablation de glace ou de dépôt de neige (Berthier *et al.*, 2014) (cette étude). Ces nouvelles méthodes reposent la question du mode de représentation des données. La représentation par nuage de points peut contenir davantage d'information que le traditionnel raster dans certaines applications (Passalacqua *et al.*, 2015).

L'introduction de la dimension temporelle dans l'étude des bilans de matière repose sur l'intervalle d'acquisition entre les surfaces d'élévations successives (James *et al.*, 2012). La surface d'élévation d'archive (*historical DEM*) prend une valeur supplémentaire au travers des cartes de différences (*DEMs of difference* James *et al.*, 2012). En glaciologie, le lien entre bilan de masse et bilan d'énergie conduit à l'étude des variations climatiques au travers des bilans de masse volumétrique. Nous avons pu ainsi reconstruire le bilan de masse du glacier d'Ossoue jusqu'en 1924 (chapitre 2, partie III). La notion d'erreur devient prépondérante dans ces travaux de reconstruction (figure 13). Il faut s'assurer en effet de quantifier des variations de matière, et donc des phénomènes physiques, et non des variations attribuables à une source d'erreur (James *et al.*, 2012). Le même raisonnement s'applique aux autres métriques reconstruites : longueur, surface, hauteur du glacier. En prenant en compte la marge d'erreur, nous avons pu établir les fluctuations glaciaires et affiner la connaissance du climat régional à haute altitude dans les Pyrénées.

## Échelles et recadrage de la problématique

L'ensemble de ces travaux aux dominantes technique ou glaciologique s'insèrent dans le fil de notre problématique : la vulnérabilité induite par la sensibilité climatique des réservoirs de la cryosphère de montagne associée à l'importance sociétale du ruissellement issu de la fonte nivale. C'est le constat de cette vulnérabilité qui a guidé cette double démarche (Soubeyroux *et al.*, 2011; Viviroli *et al.*, 2011; Hingray *et al.*, 2012). Les variations de la cryosphère s'inscrivent naturellement dans le cycle hydrologique. Dans nos latitudes, les saisons distinguent nettement les processus favorables à l'accumulation de ceux de l'ablation. Face à la perte du temps continu promis par les caméras automatiques, nous sommes venus interroger le cycle hydrologique de manière discrète à des moments clefs de ses variations. Cette interrogation s'inscrit dans des échelles temporelles bien distinctes : celle du climat pour la reconstruction des glaciers, et celle du cycle hydrologique pour la hauteur de neige. Devant ces mouvements d'accordéon de l'échelle temporelle, le fil conducteur de la thèse est resté constant : l'apport de la très haute résolution spatiale, indispensable pour atteindre les métriques nécessaires au suivi ou à la reconstruction de la cryosphère des Pyrénées. Nous avons abordé la question de modélisation de notre variable glaciologique pour introduire une continuité dans l'échelle temporelle (chapitre 3, partie III). Les limites actuelles de notre exercice de modélisation renvoie à la question toujours problématique de la connaissance des précipitations en montagne. Il n'en résulte pas une problématique unique mais une intersection de problématiques où les aspects hydro-climatiques et nivo-glaciologiques alternent, se complètent ou attendront de se compléter, la modélisation étant la piste de réconciliation.

Au cours de notre approche, nous avons considéré l'espace étudié comme une intersection entre différents « systèmes d'intérêt » et l'emprise géographique d'étude (figure 14). Cette vision est nécessairement multiscalaire, puisque chaque système est défini et peut être défini à différentes emprises et résolutions. La notion de « système d'intérêt » dépend de la problématique retenue. Dans notre étude, les grands systèmes d'intérêts sont le système climatique, l'hydrosphère (cycle de l'eau), la cryosphère et les régions de montagne. L'emprise géographique qui localise l'intersection de ces systèmes emboîtés est constituée par la réunion de deux sites du massif pyrénéen, un bassin versant de l'Ariège et un glacier des Hautes-Pyrénées. La latitude des Pyrénées amène à considérer un cadre géographique supplémentaire, le sud de l'Europe.

La partie I fait référence à l'échelle globale, à travers les modèles climatiques mobilisés par le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) et les produits globaux de l'observation satellite. Ce choix est discutable à l'heure d'aborder les variations des derniers glaciers pyrénéens ( $< 1 \text{ km}^2$ ), l'enneigement d'un bassin versant ( $14.5 \text{ km}^2$ ), ou même la fauchée d'une image du satellite Pléiades ( $20 \text{ km}^2$ ). De même, devant les résolutions des modèles du GIEC ( $87.5 \text{ km}$ – $110 \text{ km}$  pour l'AR4, ou jusqu'à  $30 \text{ km}$  pour AR5), ou des modèles climatiques régionaux ( $8$ – $12 \text{ km}$ ), les résolutions spatiales des données de cette étude sont inférieures de plusieurs ordres de grandeurs (p. ex. image Pléiades panchromatique  $0.7 \text{ m}$ ).

Un problème local ou régional peut être mieux appréhendé grâce à l'emboîtement des échelles<sup>7</sup> (Buzenot L., 2007). Suivant l'échelle utilisée, on ne voit pas les mêmes processus, et on ne fait pas les mêmes mesures. La raison d'utiliser une telle loupe dans notre étude vient de la très haute variabilité topographique, caractéristique des milieux montagneux. Les métriques que l'on veut suivre, variations d'épaisseur du manteau neigeux et d'un glacier, présentent également une très grande variabilité spatiale, largement dépendante de la topographie. L'apport de la très haute résolution doit donc être décisif pour atteindre l'objectif souhaité, à savoir suivre les variations de surface et

---

7. <http://www.ac-aix-marseille.fr/pedagogie/upload/>

de volumes d'éléments de la cryosphère pyrénéenne. Pour pouvoir diminuer l'échelle d'observation, se posent les questions de la représentativité des mesures locales, de la possibilité de les agréger, de les assimiler dans des modèles, ou d'identifier les effets de seuil pour utiliser des techniques d'observation de moindre résolution spatiale à l'échelle des Pyrénées (p. ex. *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) 500 m Gascoin *et al.*, 2015).

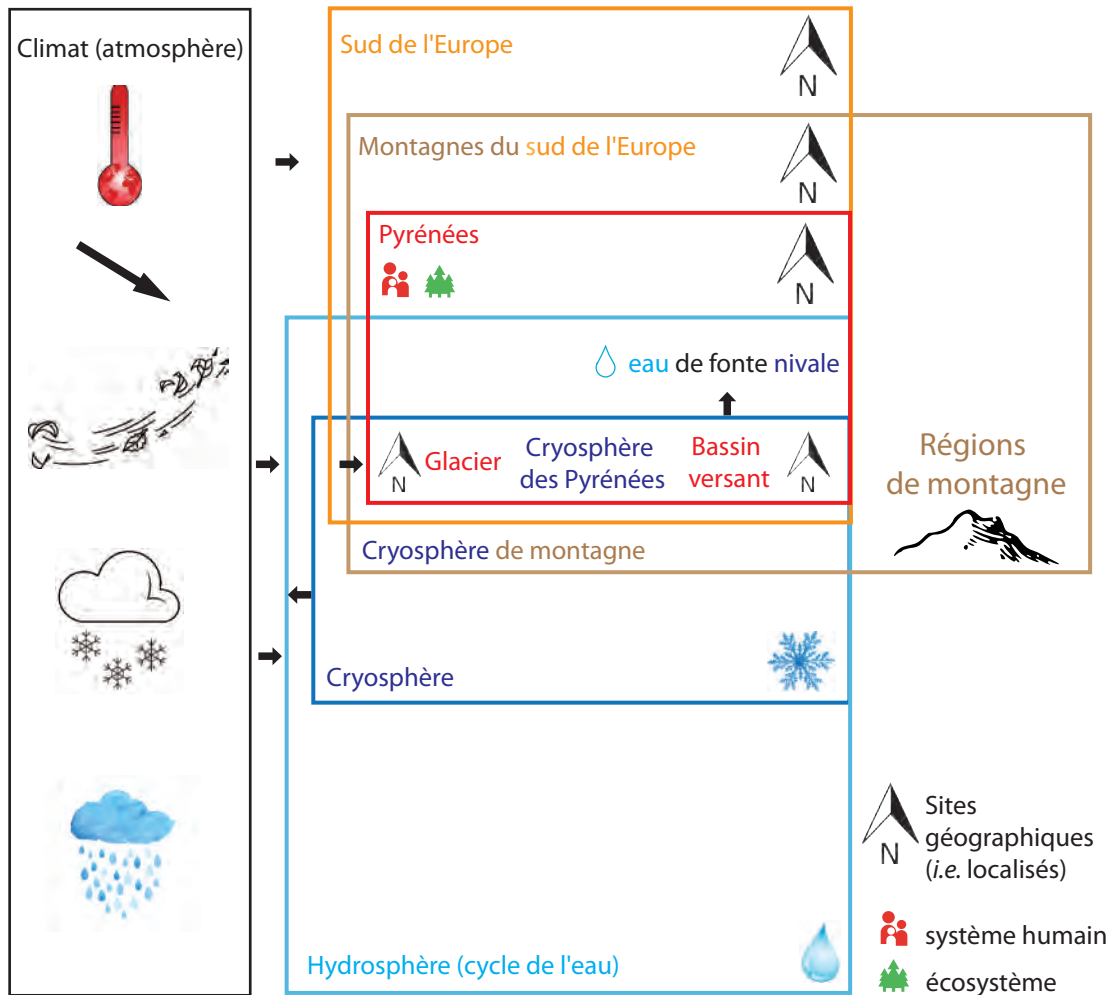


FIGURE 14 – Ensemble des intersections entre les emprises géographiques et les grands systèmes d'intérêts.

Le travail de thèse s'est concentré principalement sur les verrous méthodologiques à lever afin d'exploiter les méthodes de télédétection à très haute résolution spatiale dans le suivi de la cryosphère de montagne. Ce suivi se fait à une échelle fine, mais la réflexion sur la possibilité d'un changement de niveau d'observation est présent. La notion de représentativité est intrinsèque au caractère continu de la donnée produite : quelle serait la représentativité de la mesure issue d'un seul point de ce continuum spatial ? Autrement formulé où mettre une station météo quand on dispose de cartes d'enneigement pluriannuelles ? La possibilité que des observations locales puissent avoir une valeur régionale est une notion présente dans l'étude de la relation glacier-climat régional et les travaux de reconstruction des glaciers pyrénéens abordés (inventaires). La modélisation de la cryosphère est

abordée succinctement en comparant les variations récentes d'un glacier pyrénéen à des données de simulations numériques issues du modèle de manteau neigeux multi-couches CROCUS (Météo-France). Cette incursion dans la modélisation est justifiée par les possibilités multiscalaires qu'offre cette dernière. Si un modèle est validé par des observations fiables, il devient possible de produire des variables clefs du processus à des gammes de résolution spatiale ou de fréquences inédites. Cette production de données permet de mieux comprendre le phénomène suivi (p. ex. bilan de masse d'un glacier), ou d'analyser sa sensibilité à des paramètres d'influence (p. ex. météorologiques dans le cas du glacier).

La tentation technique peut constituer un écueil : « Face à l'abondance sans cesse accrue des ressources qui sont offertes, la Géographie, comme les autres disciplines scientifiques sans doute, est en recherche d'un meilleur ajustement de sa démarche dont le souci de renouvellement ne doit pas être aspiré par l'offre instrumentale. » (Laffly, 2009). Pour autant, la boîte à outils du géographe n'apparaît jamais trop chargée pour mesurer les changements dans le « paysage-système » (Laffly, 2009). Quand Franz Schrader invente l'orographe en 1873, il cherche à systématiser la cartographie des régions montagneuses : « Il s'agissait de combiner un instrument qui tracerait automatiquement le dessin des montagnes sous la forme d'une esquisse périgraphique plane »<sup>8</sup>. Bien que bénéficiant d'avancées technologiques récentes, la contribution de ce travail se glisse dans le courant de cette géographie « élémentaire » : *hê gê et graphein* en grec, *γεωγραφία*, décrire la Terre (figure 15). Les systèmes à plus haute complexité, intégrant des observations issues de l'écologie, la biodiversité, et des interactions homme-milieu peuvent venir s'appuyer sur les outils de cette « géographie physique », celle-ci servant de substrat à des sites d'observations, ou observatoire, plus complets de type « homme-milieu ». Ce type d'observatoire associe les recherches fondamentales et les recherches appliquées pour répondre par l'expertise, l'expérimentation et l'évaluation à la demande sociétale tout en documentant la décision politique (Chenorkian, 2012).

## Perspectives

Nos efforts de cartographie en eux-mêmes ne représentent rien s'ils restent isolés. L'évaluation du volume de neige par images stéréoscopiques (chapitre 2, partie II) semble une piste prometteuse comme outil de gestion d'une installation hydro-électrique sur un site spécifique. Cette donnée peut également être assimilée dans un modèle hydrologique pour estimer la part de ruissellement due à la fonte nivale. La poursuite de ces acquisitions satellite stéréoscopiques peut permettre d'évaluer la variabilité inter-annuelle du manteau neigeux du bassin versant de Bassiès. La cartographie régulière du bilan de masse de quelques glaciers pyrénéens par le même procédé d'imagerie permet de construire un indicateur glaciologique spatialisé, en lien avec le climat à haute altitude (chapitre 1, partie II). Ce suivi du bilan de masse par méthode cartographique offre notamment la possibilité d'effectuer la ré-analyse du bilan de masse glaciologique sur une période de 5 ou 10 ans (Zemp *et al.*, 2013).

L'exploitation des données des séries temporelles acquises *in situ* par les caméras à visée oblique offre la possibilité d'évaluer les marges d'erreur des métriques dérivées des acquisitions satellite proposant un produit neige, type Sentinel-2 (chapitre 3, partie II). De telles séries *in situ* de la surface enneigée (SCA) permettent de déterminer le jour de fonte avec une haute résolution spatiale au sein du bassin versant. Puisque l'erreur associée à la détermination du jour de fonte se propage sur l'estimation, par une méthode de reconstruction, du volume d'eau équivalent (SWE), il serait intéressant de comparer une valeur de SWE issue des données d'imagerie satellite avec une valeur de

---

8. Franz Schrader Pyrénées, tome II, Science et art, Toulouse, Éditions Privat, 1936, p. 224.

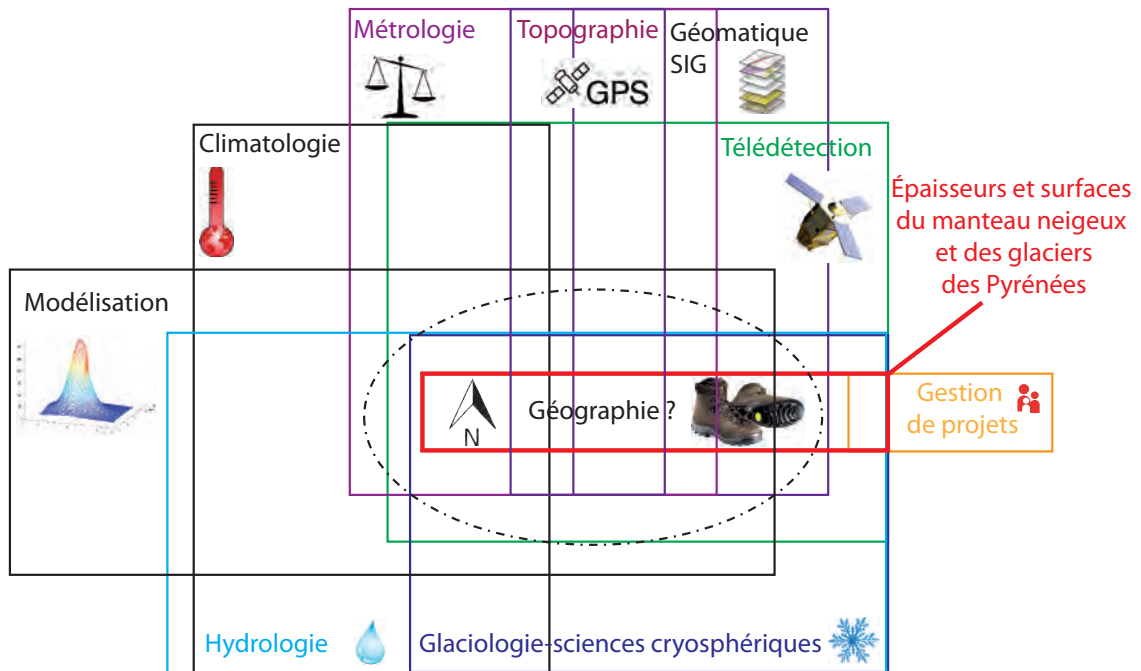


FIGURE 15 – Croisement des disciplines mobilisées dans cette étude.

SWE issue des données d'imagerie *in situ*. Cette comparaison peut permettre de quantifier la marge d'erreur associée aux méthodes fondées sur l'imagerie satellite.

La correction des facteurs de précipitations dans la modélisation des fluctuations du glacier d'Ossoue devrait permettre une analyse approfondie de la sensibilité aux facteurs climatiques et de proposer une projection de l'évolution du glacier en lien avec différents scénarios affectant les paramètres météorologiques (Gerbaux *et al.*, 2005; Le Meur *et al.*, 2007). L'exploitation des contours issus de l'inventaire glaciers des Pyrénées offre la possibilité de caractériser l'influence et l'évolution des paramètres topo-climatique dans le processus de déglaciation observé entre 1850 et 2011 (López-Moreno *et al.*, 2006a).

Cette production de métriques, de connaissance du climat et d'outils devrait être intégrée au sein d'un système d'observation pour harmoniser et généraliser les observations (Hingray *et al.*, 2012). À ce titre, le glacier d'Ossoue fait déjà partie du réseau GlacioCLim<sup>9</sup>. Comme tout autre outil, l'apport des outils géographiques qui émergent de ce travail se révélera par leur usage. Notre approche a été guidée par le triptyque suivant : pertinence de la résolution spatiale pour observer le processus suivi, erreur associée à la mesure, et vérification que la mesure ait une vraisemblance sur le terrain. Le, ou la géographe, est avant tout une personne qui a de bonnes chaussures. Pour une bonne raison : à la croisée des ensembles, elle est garante d'une certaine réalité terrain. Les géographes ne sont bien entendu pas les seuls à se rendre sur le terrain (p. ex. géologues, botanistes...), mais la démarche géographique encourage à poser les pieds à l'intersection des autres disciplines.

9. Service d'Observation : GLACIOCLIM Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat (Alpes, Andes, Antarctique) <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/>

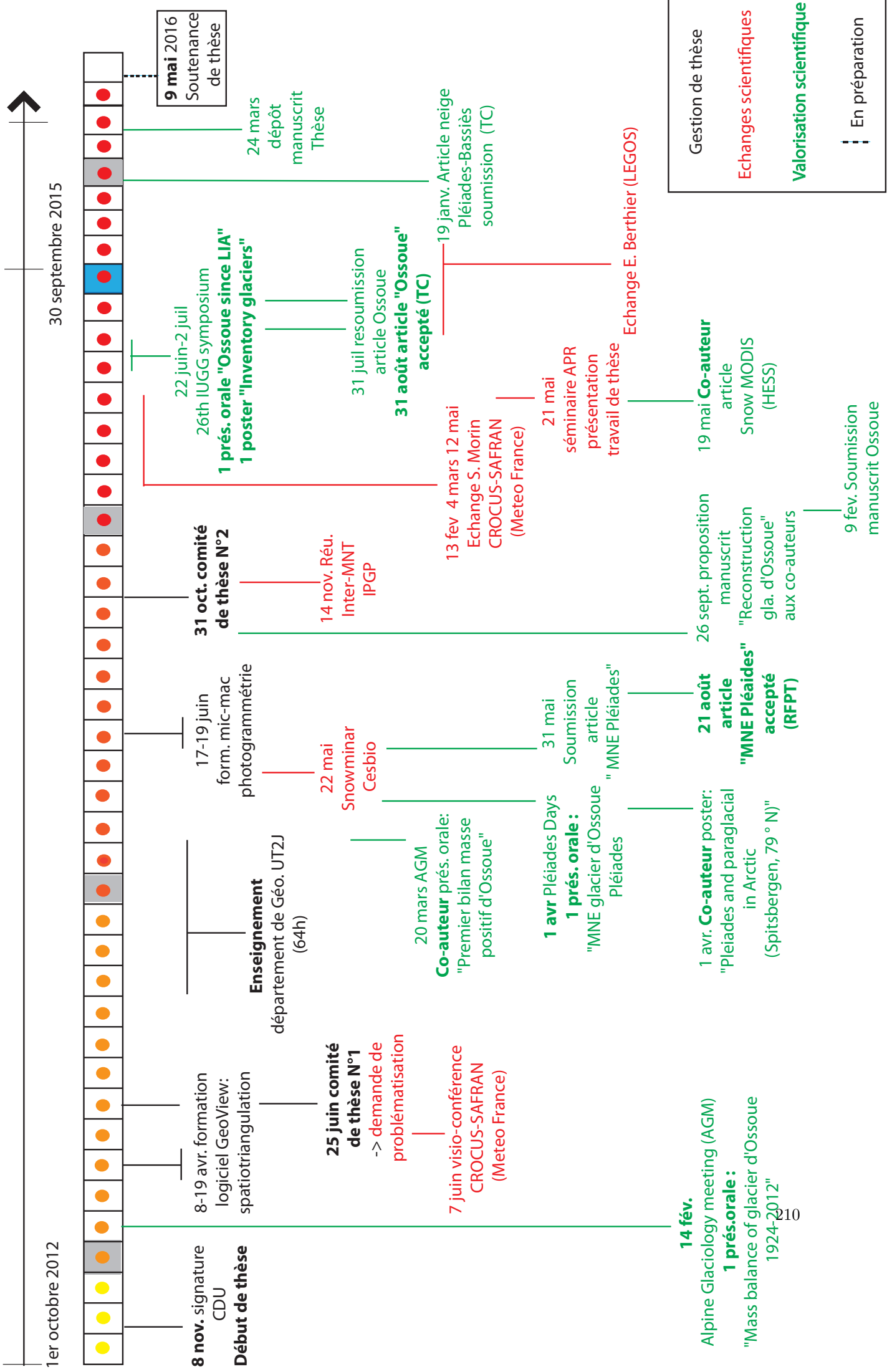




# Annexes



## CHRONOGRAMME DE THÈSE



Gestion de thèse
Echanges scientifiques
Valorisation scientifique
En préparation



Supplement of The Cryosphere, 10, 1361–1380, 2016  
<http://www.the-cryosphere.net/10/1361/2016/>  
doi:10.5194/tc-10-1361-2016-supplement  
© Author(s) 2016. CC Attribution 3.0 License.



*Supplement of*

## **Mapping snow depth in open alpine terrain from stereo satellite imagery**

**R. Marti et al.**

*Correspondence to:* S. Gascoin ([simon.gascoin@cesbio.cnes.fr](mailto:simon.gascoin@cesbio.cnes.fr))

The copyright of individual parts of the supplement might differ from the CC-BY 3.0 licence.

# Contents

1	Study site	1
2	Photogrammetric processing	2
2.1	ASP's parameters used to generate the DEMs from the Pleiades images. . . . .	2
2.2	Raw cloud from the snow-free Pleiades triplet . . . . .	3
2.3	Raw cloud from the winter Pleiades triplet . . . . .	4
3	Random error assessments	5
4	Supplementary table	5

## 1 Study site

Fig. 1) shows the land cover map of Bassies catchment.

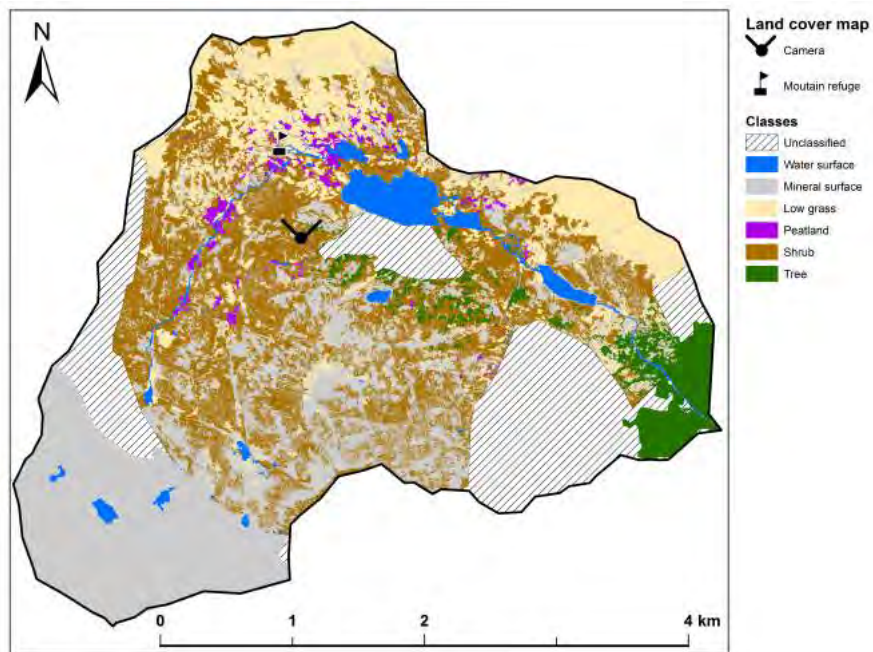


Figure 1: Land cover map of Bassies catchment.



## 2 Photogrammetric processing

### 2.1 ASP's parameters used to generate the DEMs from the Pleiades images.

We present in the following table the parameter set used to treat the flow of data through the Stereo Pipeline.

Stage	Parameter set	Selected parameter
Registration	ISIS adjust	No bundle adjustment
Stereo pre-processing	Pre-alignment options Intensity Normalization Preprocessing filter Kernel size Correlation Seed Mode Correlation number of pyramids Correlation sub seed value	Affine epipolar Use entire input range Laplacian of Gaussian prefilter-kernel-width 1.4 from disparity map corr-max-levels 3 corr-sub-seed-percent 0.25
Disparity map initialization	cost function correlation kernel size correlation window size Correlation time out	normalized cross correlation corr-kernel 25 25 corr-search -80 -2 20 2 corr-timeout 600
Sub-pixel refinement	subpixel modes correlation kernel size	affine window kernel 35 35
Outlier rejection / Hole filling	Fill in holes with an inpainting method	disable-fill-holes
	Automatic "erode" low confidence pixels	filter mode 1 rm-half-kernel 5 5 max-mean-diff 3 rm-min-matches 60 rm-threshold 3
Stereo triangulation	near-universe-radius	0.0
	far-universe-radius	0.0

## 2.2 Raw cloud from the snow-free Pleiades triplet

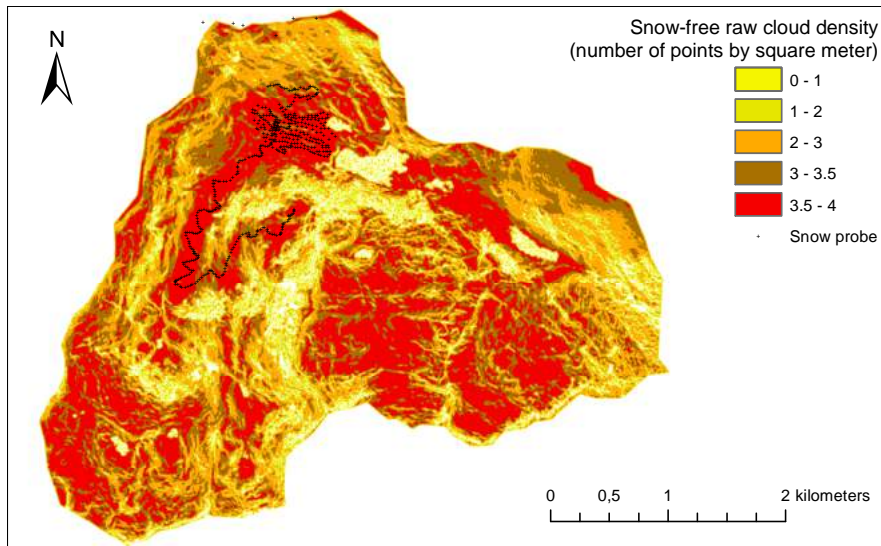


Figure 2: Density of the point cloud generated from the snow-free Pleiades triplet image (number of points per square meter).

### 2.3 Raw cloud from the winter Pleiades triplet

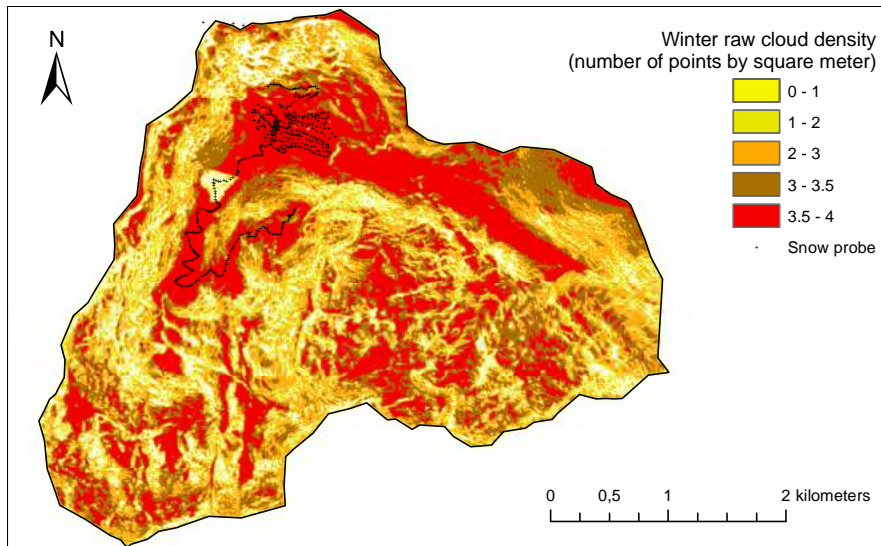


Figure 3: Density of the point cloud generated from the winter Pleiades triplet image (number of points per square meter).

### 3 Random error assessments

The random error on the DGPS measurements were provided during the post-treatment step by the GPS Pathfinder office software (V. 5.4). Such estimations are based on the GDOP (Geometrical Dilution of Precision) associated to the positions and the distance to the correction base (21 km in our study). The random error associated to the probe measurements are mainly due to penetration of the probe tip into the snow substrate, the reading between two probe spacing, and the verticality of the snow probe. According to the error propagation law, the random errors terms due to the DGPS and the snow-probe measurements were estimated as follows:

- random error term due to the DGPS measurements:  $\sigma_{DGPS} = 0.1 \text{ m}$
- random error term due to the probe measurements:  $\sigma_{probe} = 0.15 \text{ m}$
- random error term due to the DGPS and the snow-probe measurements:

$$\sigma_{DGPS+probe} = \sqrt{\sigma_{DGPS}^2 + \sigma_{probe}^2} = \sqrt{0.1^2 + 0.15^2} = 0.18 \text{ m}. \quad (1)$$

We estimated the random error in the 2m-DEMs and the 2m-dDEMS based on the SD of the residuals terms (equation (1), (3) and (4) from section 4.1) as follows:

- 2m-Pléiades Winter DEM:

$$\sigma_{Z_{winter}} = \sqrt{SD_{R_{Z_w}}^2 - \sigma_{DGPS}^2} = \sqrt{0.32^2 - 0.1^2} = 0.31 \text{ m}. \quad (2)$$

- 2m-Pléiades Snow-free DEM:

$$\sigma_{Z_{snow-free}} = \sqrt{SD_{R_{Z_s}}^2 - \sigma_{DGPS}^2 - \sigma_{probe}^2} = \sqrt{0.66^2 - 0.1^2 - 0.15^2} = 0.63 \text{ m}. \quad (3)$$

- 2m-Pléiades dDEM:

$$\sigma_{2m-dDEM_{Plei}} = \sqrt{SD_{2m-\Delta Z_{Plei}}^2 - \sigma_{probe}^2} = \sqrt{0.58^2 - 0.15^2} = 0.56 \text{ m} \quad (4)$$

- 2m-UAS dDEM:

$$\sigma_{2m-dDEM_{UAS}} = \sqrt{SD_{2m-\Delta Z_{UAS}}^2 - \sigma_{probe}^2} = \sqrt{0.62^2 - 0.15^2} = 0.60 \text{ m} \quad (5)$$

- 2m-Pléiades and UAS dDEMS differencing:

$$\sigma_{2m-\Delta(\Delta Z)} = \sqrt{\sigma_{2m-\Delta Z_{Plei}}^2 + \sigma_{2m-\Delta Z_{UAS}}^2} = \sqrt{0.56^2 + 0.60^2} = 0.82 \text{ m} \quad (6)$$

### 4 Supplementary table

In the case where the Pléiades dDEM pixel values were higher than the maximum snow-probe value,  $HS_{\max}$  (50 occurrences), the dDEM values are 40 to 50% of the cases also above this threshold. Even if the true HS is unknown, the mean of  $|\Delta Z - HS_{\max}|_{HS_{\max} < \Delta Z}$  may be taken as an indication that the dDEM values are not inconsistent at this locations. The mean difference to the threshold value when the dDEM is below is 0.64 m.

In the case where the UAV dDEM pixel values were higher than the maximum snow-probe value,  $HS_{\max}$  (32 occurrences), 81% of the UAV dDEM values are also above this threshold. The mean of  $|\Delta Z - HS_{\max}|_{HS_{\max} < \Delta Z}$  varies from 0.57 to 0.69 m, according to the drone dDEM pixel<sup>217</sup> resolution.

Table 1: Percentage of dDEM pixel values which exceed the maximum snow-probe value ( $HS_{\max}$ , 2.2 m and 3.2 m respectively, according to the type of the snow-probe). We also calculated the mean of the absolute difference between the dDEM value and  $HS_{\max}$ , in the cases where the pixel values were higher than  $HS_{\max}$

Data source	Pléiades dDEM pixel size	Number of snow probe	Percentage of $\Delta Z > HS_{\max}$	Mean of $ \Delta Z - HS_{\max} _{HS_{\max} < dDEM}$
Pléiades tri-stereo	1 m	50	50%	0.66 m
	2 m		40%	0.68 m
	4 m		40%	0.59 m
UAV	0.1 m	32	81%	0.69 m
	1 m		81%	0.57 m
	2 m		81%	0.66 m

Table 2: VHR optical (civil) satellites that have stereo capabilities comparable to Pléiades, i.e. that could be used for HS mapping based on the same method.(P) means panchromatic, (XS) means multispectral. The °symbol, is the temporal resolution column, refers to the angle relative to the off nadir look (in degree). GSD means Ground Sample Distance.

Satellite platform (launch date)	Stereo- capability	Swath width at nadir (km)	Temporal resolution (day)	Spectral resolution (nm)	Radiometric resolution (bits)	Spatial resolution at nadir
Pléiades 1A and 1B (2011 and 2012)	Tri and stereo	20 km	1 day with both Pléiades satellites	480–830 nm	12 bits	0.70 m (P) 2.50 m (XS)
GeoEye-1 (2008)	stereo	15.2 km	2.8 days at 28° 8.3 days at 10°	450–800 nm	11 bits	0.46 m (P) 1.84 m (XS)
WorldView-1 (2007)	stereo	17.7 km	1.7 days at 1 m GSD 5.4 days at 20°(0.52 m GSD)	400–900 nm	11 bits	0.50 m (P)
WorldView-2 (2009)	stereo	16.4 km	1.1 days at 1 m GSD 3.7 days at 20°(0.52 m GSD)	450–800 nm	11 bits	0.46 m (P) 1.85 m (XS)
WorldView-3 (2014)	stereo	13.1 km	1 day at 1 m GSD 4.5 days at 20°.	450–800 nm	11 bits	0.31 m (P) 1.24 m (XS)
SPOT 6 and 7 (2012 and 2014)	Tri and stereo	60 km	1 day with both SPOT satellites	450–745 nm	12 bits	1.50 m (P) 6.00 m (XS)

Table 3: Overview of remote-sensing techniques which can be used to map snow depth. The spatial resolution, spatial extent, and given accuracies should be interpreted as “typical values” generally observed in the literature (e.g. (Dietz et al., 2012; Deems et al., 2013; Nolan et al., 2015; Bühler et al., 2015; Harder et al., 2016; Bühler et al., 2016)).

Remote-sensing techniques	Spatial resolution (m)	Spatial extent (km <sup>2</sup> )	Random error in HS mapping (m)	Snow-mapping context & suitable applications
Airborne Lidar	0.30 – 2 m	5 – 100s km <sup>2</sup>	0.10 – 0.30 m	Thin and thick snow-pack (> 0.30 m) including over forested areas <i>Spatially distributed SWE</i> <i>Avalanche danger mapping</i> <i>Input for hydrological model</i>
Airborne photogrammetry				
“ from manned airplane	0.10 – 2 m	5 – 100s km <sup>2</sup>	0.10 – 0.30 m	Thin and thick snow-pack (> 0.30 m) <i>Spatially distributed SWE</i> <i>Avalanche danger mapping</i> <i>Input for hydrological model</i>
“ from UAV system	0.05 – 2 m	0.1 – 5 km <sup>2</sup>	0.08 – 0.20 m	Thin and thick snow-pack (> 0.30 m) Sites well connected with transports <i>Ablation monitoring by multi-temporal acquisitions</i> <i>Very fine-scaled snow features monitoring</i> <i>Spatially distributed SWE of very small watershed</i>
Satellite				
“ photogrammetry	1–2 m	10 –1500 km <sup>2</sup>	0.50 – 0.70 m	Thick snow-pack (> 2 m) <i>Spatially distributed SWE at snow-peak</i> <i>Input for hydrological model</i> <i>Snow-accumulation mapping over glaciers</i>
“ passive micro-wave	10 – 25 km	1000s km <sup>2</sup> – global	0.05 – 0.50 m	Thin prairie “dry” snow-pack (< 1 m) or large plateau thin snow-pack <i>Spatially distributed SWE of cold, thin snow in areas with simple topography even in cloudy conditions</i>
“ radar	10 – 30 m	1000s km <sup>2</sup>	potentially subdecimetric	Prairie and alpine snow-pack <i>Spatially distributed SWE even in cloudy conditions</i> <i>(only in a research context up to now and with limited success due to inappropriate frequencies)</i>

## References

- Bühler, Y., Marty, M., Egli, L., Veitinger, J., Jonas, T., Thee, P., and Ginzler, C.: Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry, *The Cryosphere*, 9, 229–243, doi:10.5194/tc-9-229-2015, 2015.
- Bühler, Y., Adams, M. S., Bösch, R., and Stoffel, A.: Mapping snow depth in alpine terrain with unmanned aerial systems (UAS): potential and limitations, *The Cryosphere Discussions*, pp. 1–36, doi:10.5194/tc-2015-220, 2016.
- Deems, J. S., Painter, T. H., and Finnegan, D.: Lidar measurement of snow depth: a review, *Journal of Glaciology*, 59, 467–479, doi:10.3189/2013JoG12J154, 2013.
- Dietz, A. J., Kuenzer, C., Gessner, U., and Dech, S.: Remote sensing of snow - a review of available methods, *International Journal of Remote Sensing*, 33, 4094–4134, doi:10.1080/01431161.2011.640964, 2012.
- Harder, P., Schirmer, M., Pomeroy, J., and Helgason, W.: Accuracy of snow depth estimation in mountain and prairie environments by an unmanned vehicle, *The Cryosphere Discussions*, pp. 1–22, doi:10.5194/tc-2016-9, 2016.
- Nolan, M., Larsen, C., and Sturm, M.: Mapping snow depth from manned aircraft on landscape scales at centimeter resolution using structure-from-motion photogrammetry, *The Cryosphere*, 9, 1445–1463, doi:10.5194/tc-9-1445-2015, 2015.





# Contents

<b>1</b>	<b>Study site</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Errors measurements in mass balance calculation</b>	<b>2</b>
2.1	DEM assessments . . . . .	2
2.2	Geodetic mass balance errors estimation . . . . .	3
2.3	Glaciological mass balances errors estimation . . . . .	4
2.3.1	Systematic error $\epsilon_{\text{glac.total.a}}$ . . . . .	4
2.3.2	Random error due to the field measurements $\sigma_{\text{glac.point.a}}$ . . . . .	4
2.3.3	Random error due to the spatial integration $\sigma_{\text{glac.spatial.a}}$ . . . . .	4
<b>3</b>	<b>Ice depth measurements</b>	<b>5</b>
3.1	Survey protocol . . . . .	5
3.2	Error estimations in ice depth measurements . . . . .	5
<b>4</b>	<b>Supplementary tables: Ossoue Glacier reconstruction data and meta-data</b>	<b>6</b>
4.1	Ossoue Glacier characteristics . . . . .	6
4.2	Meta-data of Ossoue Glacier volumetric measurements errors . . . . .	7
4.3	Meta-data of Ossoue Glacier glaciological measurements . . . . .	8
4.4	Ossoue Glacier glaciological field error measurements . . . . .	9
4.5	Ossoue Glacier metrics variations: length, area, and thickness at Villa Russel cave	10

## 1 Study site

Fig. 1) shows the Ossoue Glacier hypsometry.

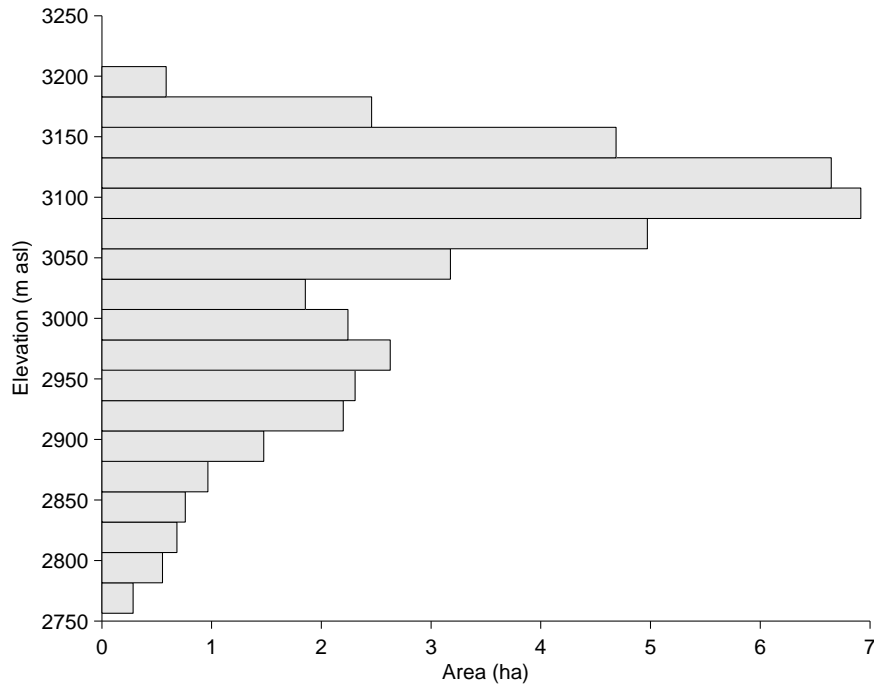


Figure 1: Ossoue Glacier hypsography in 25 m bins (2013).

The equilibrium line altitude (ELA) is a delicate concept in the case of Ossoue Glacier since there are only three occurrences of positive mass balance in the stake measurements dataset, if we except 2012–2013 (88 measurements over 2001–2012). We extrapolated an ELA value by computing the altitude of a zero mass balance using a least-squares linear fit of the stake mass balances as a function of elevation for each year (2002–2013). We found four years for which the regression coefficient  $R^2$  is greater than 0.6 (Fig. 2). The median value of the ELA for these years is 3190 m a.s.l. (glacier maximal elevation is 3210 m a.s.l.).

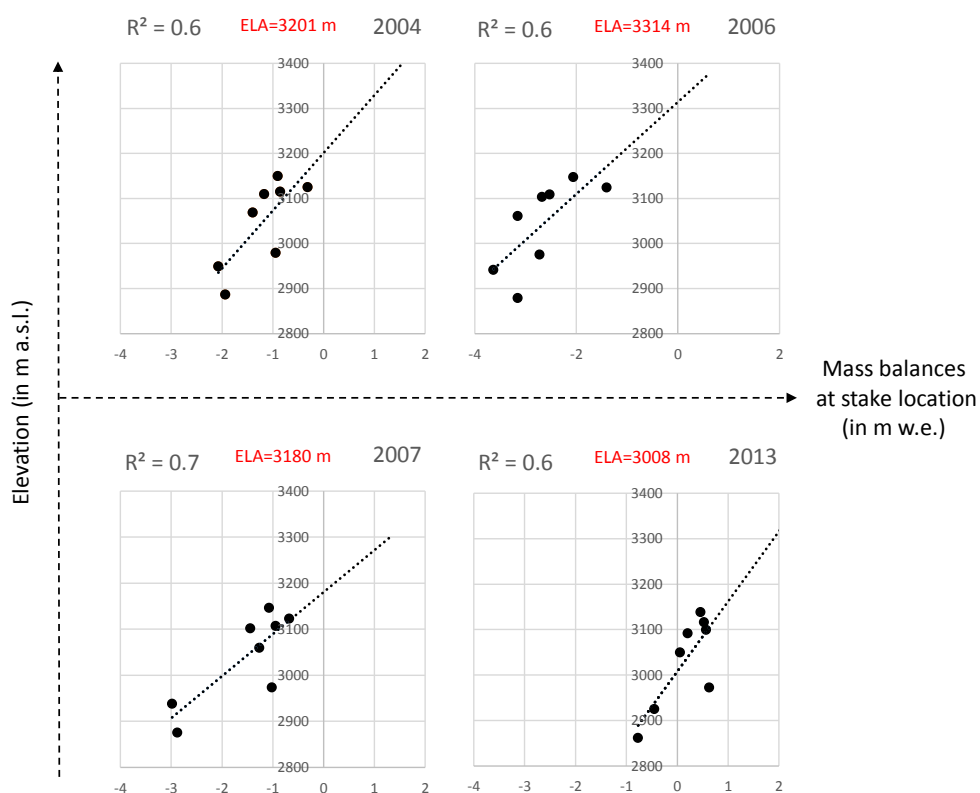


Figure 2: Linear fit of the Ossoue Glacier stakes mass balances as a function of elevation for year 2004, 2006, 2007, and 2013.

## 2 Errors measurements in mass balance calculation

### 2.1 DEM assessments

The map from 1924 was geo-referenced by extracting GCPs from a digital reference map at 1 : 25 000 scale (IGN Scan 25). For the 1948 and 1983 maps, the coordinates of the graticule intersections registered on the paper map allowed a direct geo-referencing of the scanned maps. The estimated accuracy in planimetry is 5 m for the 1924 map and 2 m for the 1948 and 1983 maps. 224

Topographic maps and georeferenced orthoimages (outlines) were assessed in planimetry using

a 2010 aerial image orthorectified by the IGN as reference. We associated a random error to outline positions due to glacier margin interpretation, resolution or scale of the documents. From these errors, we generated buffers to estimate random errors in area, most likely resulting in error overestimations Hoffman et al. (2007). We estimated the random errors in cave height with respect to the glacier surface and in glacier front position based on a subjective assessment of the reliability of the observations as reported in the historical documents. We calculated total random errors in length, area and height (Villa-Russell) variations registered between two dates  $t_1$  and  $t_2$  by calculating the root sum of squares of each random errors:

$$\sigma_{\text{metric.total.PoR}} = \sqrt{\sigma_{\text{metric}.t_1}^2 + \sigma_{\text{metric}.t_2}^2} \quad (1)$$

To scale the error to an annualized value of a  $N$ -years period of record (with  $N = t_2 - t_1$ ), we considered two cases: (i) if the metric value at  $t_2$  was deduced from the metric value at  $t_1$ , then we divided by  $\sqrt{N}$  (e.g., in the case of the field measurements on the glacier front), or (ii) if both metric values were calculated independently, we divided by  $N$  (e.g., in areas variations based on diachronic aerial images).

## 2.2 Geodetic mass balance errors estimation

The differences between the DEM and the DGPS elevation values were normally distributed for 1948, 1983 and 2013. The mean elevation difference found for each DEM was noted as  $\epsilon_{\text{bias}}$  ( $\epsilon_{\text{bias}.1948} = -1.8$  m,  $\epsilon_{\text{bias}.1983} = -1.4$  m, and  $\epsilon_{\text{bias}.2013.P} = -1.37$  m for the 2013 Pléiades DEM) and was uniformly added to all the elevation values. For the 1924 DEM, the elevation differences did not follow a normal distribution and it was not possible to determine the elevation bias (noted as  $\epsilon_{\text{bias}.1924}$ ). Hence, no correction was applied to this DEM. The SD of the elevation difference values on stable areas was considered as to be a representative value of the vertical random error and was noted as  $\sigma_{\text{bias}}$ . The random error term due to the interpolation process was calculated to be 0.5 m for 2011 and 2013 DGPS data.

We calculated an error term  $\sigma_{\text{dc}}$  associated with the uncertainty range due to density conversion. For every period, we considered an additional systematic error term  $\epsilon_t$  due to the time lag between the raw data acquisition date and the first day of the next hydrological year, fixed to 1 October (when the elevation surface is expected to reach its annual minimum). The error  $\epsilon_t$  was computed by multiplying the mean ablation rate observed during this period of the year over 2001–2013 (from stake measurements) by the duration of the time lag. At this stage we preferred to keep this term as an error rather than correcting the mass balance value, using a floating-date system (Cogley et al., 2011).

Following Zemp et al. (2013) the mean annual systematic error may be expressed as:

$$\overline{\epsilon_{\text{geod.total.a}}} = \frac{\epsilon_{\text{geod.total.PoR}}}{N} = \frac{\epsilon_{\text{geod.DEM.PoR}}}{N} \quad (2)$$

$$= \frac{\epsilon_{\text{bias}} + \epsilon_t}{N} \quad (3)$$

where PoR is period of record and  $N$  is the number of years in the PoR. After co-registration  $\epsilon_{\text{bias}}$  is assumed to be 0, and therefore:

$$\overline{\epsilon_{\text{geod.total.a}}} = \frac{\epsilon_t}{N} \quad (4)$$

The mean annual random error may be expressed following (Zemp et al., 2013):

$$\overline{\sigma_{\text{geod.total.a}}} = \frac{\sigma_{\text{geod.total.PoR}}}{N} = \frac{\sqrt{\sigma_{\text{geod.DEM.PoR}}^2}}{N} \quad (5)$$

$$= \frac{\sqrt{\sigma_{\text{coreg}}^2 + \sigma_{\text{dc}}^2}}{N} \quad (6) \quad 225$$

Note that for scaling random errors at annual time steps, division is by the number of years (Zemp et al., 2013). The values of  $\epsilon_{\text{bias}}$ ,  $\epsilon_t$ ,  $\sigma_{\text{coreg}}$ ,  $\sigma_{\text{dc}}$  and the resulting errors in DEM differences are given in Table 2. Annualized systematic and random errors are presented in Table in the paper.

### 2.3 Glaciological mass balances errors estimation

Annual systematic and random errors in the glaciological data series can be expressed as follows (Zemp et al., 2013):

$$\overline{\epsilon_{\text{glac.total.a}}} = \frac{\epsilon_{\text{glac.PoR}}}{N} \quad (7)$$

$$\overline{\sigma_{\text{glac.total.a}}} = \frac{\sum_{t=1}^N \sigma_{\text{glac.a.PoR}}}{\sqrt{N}} \quad (8)$$

$$= \frac{\sqrt{\sum_{t=1}^N \sigma_{\text{glac.point.t}}^2 + \sigma_{\text{glac.spatial.t}}^2 + \sigma_{\text{glac.ref.t}}^2}}{\sqrt{N}} \quad (9)$$

where PoR indicates the period of record,  $N$  is number of years in the PoR and point refers to the field measurement at the location point, spatial to spatial integration, and ref to the changing glacier area over time.

We estimated an annual systematic error of  $\epsilon_{\text{glac.total.a}} = +0.14$  m w.e.

By neglecting the error term  $\sigma_{\text{glac.ref.a}}$  due the changes in glacier area, we estimated an annual total random error of  $\sigma_{\text{glac.total.a}} = 0.85$  m w.e.

#### 2.3.1 Systematic error $\epsilon_{\text{glac.total.a}}$

The value of  $\epsilon_{\text{glac.total.a}}$  was computed from the DPGS surveys performed in 2006 and 2011 as follows: (i) we calculated the mean elevation difference between both DEMs over polygons 1 to 4 (only these sectors were covered in 2006); and (ii) we calculated a mean geodetic mass balance assuming a density of  $900 \text{ kg m}^{-3}$ . We compared this geodetic mass balance to the corresponding glaciological mass balance. We obtained a difference of  $-0.68$  m w.e. for  $N = 5$  years, which gives  $\epsilon_{\text{glac.total.a}} = +0.14$  m w.e.

#### 2.3.2 Random error due to the field measurements $\sigma_{\text{glac.point.a}}$

We estimated random errors due to the field measurements following the guidelines provided by Gerbaux et al. (2005). Given that only three occurrences of positive mass balance were observed over the whole period of record (88 measurements), the entire glacier was considered as an ablation zone over this period for the estimation of the errors (i.e we neglected the errors associated with the residual snow from the previous year). The mean annual error in the specific mass balance is  $\sigma_{\text{glac.point.a}} = 0.15$  m w.e. The specific mean winter mass balance error is  $\sigma_{\text{glac.point.w}} = 0.35$  m w.e. (Tab. 4).

#### 2.3.3 Random error due to the spatial integration $\sigma_{\text{glac.spatial.a}}$

Next, we estimated the random error due to the spatial integration  $\sigma_{\text{glac.spatial.a}}$  to compute the glacier-wide glaciological mass balance from the specific mass balances. To do so we used the DEMs made from the DGPS surveys performed in 2011 and 2012, as if each pixel was a (virtual) stake. For every polygon 1 to 6 (only these polygons were surveyed), we calculated the variance of the differences between both DEMs. The six variances values were aggregated based on Eq. (4) of the manuscript, after rescaling the area weights. We obtained a mean value of  $0.88$  m w.e. However, this error value is likely too high, because, in part, it propagates the errors included in the DGPS DEMs, and also introduce others terms in the error calculation: the internal and basal mass balances, and the ice mass variations due to the ice flow. Therefore, we took  $\sigma_{\text{glac.spatial.a}} = 0.7$  m w.e. 226

## 3 Ice depth measurements

### 3.1 Survey protocol

Three longitudinal profiles (W–E) running from the top to the slope transition of the glacier and four transverses profiles (N–S) were surveyed. The horizontal step was 0.5 m. The topography was acquired in real-time using a Leica DGNS. In the radargrams strong reflectors identified at long two-way traveltimes were assumed to be the glacier bed. Hyperbolic features were used for electromagnetic (EM) velocity determination. An EM velocity of  $0.16 \text{ m.ns}^{-1}$  was determined for the ice and was used to migrate the data. The thickness of the glacier was determined along the profiles at an horizontal resolution of 10 m. At the glacier margins the thickness was assumed to be zero (Saintenoy et al., 2013). The glacier thickness and surface elevation in 2006 were interpolated by ordinary kriging after second order trend removal (ESRI ArcGIS<sup>®</sup>, Geostatistical Analyst tool). Subsequently a map of the subglacial bedrock elevation was generated. Based on the standard error map associated with kriging, we excluded the area in the prediction map where the kriging error was greater than  $\sigma_{\text{krig}} = 10 \text{ m}$ .

### 3.2 Error estimations in ice depth measurements

The mean random error for the subglacial elevation was calculated as follows:

$$\sigma_{\text{subglacial.total}} = \sqrt{\sigma_{\text{GPR}}^2 + \overline{\sigma_{\text{krig}}}^2 + \sigma_{\text{DEM.2006}}^2} \quad (10)$$

where  $\sigma_{\text{GPR}}$  is the spatial resolution of the survey (2 m), estimated from the spacing of the antenna elements,  $\overline{\sigma_{\text{krig}}}$  is the mean error from the kriging (6 m) and  $\sigma_{\text{DEM.2006}}$  the random error of the 2006 DEM (1.5 m). We obtained:  $\sigma_{\text{subglacial.total}} = 6.5 \text{ m}$ . The same mean error was used in the ice thickness determination in 2013 (i.e. we neglected the error introduced by the 2013 DEM). The kriging error associated with the maximum ice depth recorded in 2006 is  $\sigma_{\text{krig.max}} = 10 \text{ m}$ . Therefore, we propagated these errors into the 2013 maximum ice thickness (same location) and we calculated an error value of 10.3 m.

## References

- Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Jansson, P., Braithwaite, R. J., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., Zemp, M.: Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, Paris, UNESCO-IHP (IHP-VII Technical documents in hydrology, 86, IACS contribution 2), 2011.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., and Dedieu, J. P.: Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modeling and sensitivity to climate change, *J. Glaciol.*, 51, 561–572, doi:10.3189/172756505781829133, 2005.
- Hoffman, M. J., Fountain, A. G., and Achuff, J. M.: 20th-century variations in area of cirque glaciers and glacierets, Rocky Mountain National Park, Rocky Mountains, Colorado, USA, *Ann. Glaciol.*, 46, 349–354, doi:10.3189/172756407782871233, 2007.
- Saintenoy, A., Friedt, J.-M., Booth, A. D., Tolle, F., Bernard, E., Laffly, D., Marlin, C., and Griselin, M.: Deriving ice thickness, glacier volume and bedrock morphology of the Austre Lovenbreen (Svalbard) using Ground-penetrating Radar, arXiv preprint, arXiv:1306.2539, available at: <http://arxiv.org/abs/1306.2539> (last access: 8 April 2015), 2013.
- Zemp, M., Thibert, E., Huss, M., Stumm, D., Rolstad Denby, C., Nuth, C., Nussbaumer, S. U., Moholdt, G., Mercer, A., Mayer, C., Joerg, P. C., Jansson, P., Hynek, B., Fischer, A., Escher-227 Vetter, H., Elvehøy, H., and Andreassen, L. M.: Reanalysing glacier mass balance measurement series, *The Cryosphere*, 7, 1227–1245, doi:10.5194/tc-7-1227-2013, 2013.

## 4 Supplementary tables: Ossoue Glacier reconstruction data and meta-data

### 4.1 Ossoue Glacier characteristics

Table 1: Characteristics of Ossoue Glacier.

Identification	Name	Earlier names	Id Inventory
	Ossoue Glacier Glacier d'Ossoue	Aussoue Grand glacier de Montferrat Vignemale	WGMS 2867 RGI 40-11.03864
Location	Geographic coordinates 42°46'15"	Mountain range French Pyrenees	Massif Vignemale
Glacier type	Primary class Mountain glacier	Form Cirque glacier	Frontal characteristics Double lobe, mainly clean ice
Dimension	Max. Length 1400 m	Max. width 400 m	Area 0.45 km <sup>2</sup> (2011)
Hypsometry	Elevation range 2755–3210 m a.s.l.(2013)	Elevation mean 3046 m a.s.l. (2013)	Elevation median 3076 m a.s.l. (2013)
Hydrography	Gave d'Ossoue	Gave de Pau	Adour River
Geomorphology	Nature of bedrock Limestone marble of Devonian	Moraines Visible lateral moraines out of contact	East-oriented cirque

## 4.2 Meta-data of Ossoue Glacier volumetric measurements errors

Table 2: Meta-data of Ossoue Glacier volumetric measurements errors in m w.e. Mean elevation bias  $\epsilon_z$  and SD  $\sigma_{\text{coreg}}$  are based on DGPS points surveyed on the deglaciated margin. The symbol \* means that the bias was removed from the final DEM and was not taken into account in the total error.  $\epsilon_t$  refers to the systematic error due to the timelag between the survey date and 1 October. The term  $\sigma_{\text{dc}}$  refers to the density conversion error. The last columns are the sums of systematic and random errors for the period of record (PoR). The propagation law is applied for random errors (root sum of squares).

Derived 2 m-DEM	DEM $t_1$	DEM $t_2$	Errors on DEMs Differences				
$t_1 - t_2$	$(\epsilon_z; \sigma_{\text{coreg}})$	$(\epsilon_z; \sigma_{\text{coreg}})$	$\epsilon_{t_1}$	$\epsilon_{t_2}$	$\sigma_{\text{dc}}$	$\epsilon_{\text{total.PoR}}$	$\sigma_{\text{total.PoR}}$
1924–1948	$(\epsilon_{z.1924}; 8.6)$	$(-1.8^*; 2)$	+1.71	+0.94	–	$2.65 + \epsilon_{\text{bias.1924}}$	8.8
1948–1983	$(-1.8^*; 2)$	$(-1.4^*; 1.6)$	+0.94	+1.41	0.3	2.35	2.6
1983–2013 Pléiades	$(-1.4^*; 1.6)$	$(-1.37^*; 1.8)$	+1.41	+0.42	1	1.83	2.6
1983–2013 DGPS	$(-1.4^*; 1.6)$	$(0; 0.6)$	+1.41	0	1	1.41	1.9



### 4.3 Meta-data of Ossoue Glacier glaciological measurements

Table 3: Topographic characteristics (2013) by glaciological sectors (polygons)  $S_k$ , where  $k$  is the stake number.

	$S_1$	$S_2$	$S_3$	$S_4$	$S_5$	$S_6$	$S_7$	$S_8$
Mean elevation	3151 m	3115 m	3093 m	3100 m	3060 m	2981 m	2917 m	2862 m
Elevation range	95 m	65 m	63 m	77 m	105 m	94 m	81 m	192 m
Mean aspect	East	South-east	East	North-east	East	East	East	East
Mean slope	12.4°	13.2°	8°	12.5°	10.7°	18.3°	23.5°	25.1°
Area (Ha) in 2011	8.54	4.71	4.74	4.22	7.9	7.35	2.7	5.12
Weighting (since 2011)	0.18	0.11	0.11	0.11	0.16	0.16	0.06	0.11

#### 4.4 Ossoue Glacier glaciological field error measurements

Table 4: Errors in field measurements at specific sites for winter and annual mass balance measurements, based on estimations by Gerbaux et al. (2005). In the case of Ossoue Glacier, we have considered the entire glacier as an ablation zone, which explains the null value associated with the determination of the transition between two consecutive years.

$b_w$ measurements	Errors (in m w.e.)
Determination of surface level	0.1
Determination of transition between two consecutive years	0
Density measurements	0.05
Snow probing	0.2
Total in $b_w$ measurements	0.35 m w.e.
$b_{\text{glac.a}}$ measurements	Errors (in m w.e.)
Stake emergence measure	0.04
Determination of surface level	0.1
Density measurement	0.01
Total in $b_{\text{glac.a}}$ measurements ( $\sigma_{\text{glac.point}}$ )	0.15 m w.e.

#### 4.5 Ossoue Glacier metrics variations: length, area, and thickness at Villa Russel cave

Table 5: Ossoue Glacier length variations. The annualized variations marked with the index (*n.s.*) after the value are considered as not significant respect to the annualized error.

Year	Length (m)	Length variation (m)	Annualized variation ( $m\ yr^{-1}$ )	Annualized error $\sigma_{len.a}$ ( $m\ yr^{-1}$ )	Percentage respect to 1850 length (%)
1850	2415.8	–	–	–	100.0
1874	2148.8	–267	–11.1	0.6	88.9
1885	2093.8	–55	–5	1.3	86.7
1889	2073.8	–20	–5	3.5	85.8
1890-91-92	2073.8	0	0 ( <i>n.s.</i> )	14.1	85.8
1894-95-99	2062.8	–11	–11 ( <i>n.s.</i> )	14.1	85.4
1904	1973.8	–89	–17.8	6.3	81.7
1905	1950.8	–23	–23.0	14.1	80.8
1906-07-08-09-10-11	1950.8	0	0 ( <i>n.s.</i> )	14.1	80.8
1921	1982.3	31.5	3.2 ( <i>n.s.</i> )	4.5	82.1
1927	2007.8	25.5	4.3 ( <i>n.s.</i> )	5.8	83.1
1928	1961.6	–46.2	–46.2	14.1	81.2
1935	1916.8	–44.8	–6.4	4.2	79.3
1945	1906.8	–10	–1 ( <i>n.s.</i> )	2.2	78.9
1946	1905.3	–1.5	–1.5 ( <i>n.s.</i> )	7.1	78.9
1950	1841.8	–63.5	–15.9	3.5	76.2
1953	1823.8	–18	–6	4.1	75.5
1957	1680.8	–143	–35.8	2.8	69.6
1962	1591.8	–89	–17.8	2.2	65.9
1970	1617.8	26	3.3	1.3	67.0
1982	1742.8	125	10.4	0.3	72.1
1983	1747.8	5.0	5	4.2	72.3
1985-86	1747.8	0	0 ( <i>n.s.</i> )	2.1	72.3
1990	1681.1	–66.7	–16.7	1.1	69.6
1995	1588.1	–93	–18.6	0.8	65.7
2001	1537.5	–50.6	–8.4	0.5	63.6
2002	1531.8	–5.7	–5.7	1.4	63.4
2003	1527.8	–4	–4	1.4	63.2
2004	1523.5	–4.3	–4.3	1.4	63.1
2005	1496	–27.5	–27.5	1.4	61.9
2006	1483	–13	–13	1.4	61.4
2007	1417.5	–65.5	–65.5	1.4	58.7
2008	1417	–0.5	–0.5 ( <i>n.s.</i> )	1.4	58.7
2009	1411.5	–5.5	–5.5	1.4	58.4
2010	1411.5	0	0 ( <i>n.s.</i> )	1.4	58.4
2011	1412	0.5	0.5 ( <i>n.s.</i> )	1.4	58.4
2012	1400	–12.0	–12	1.4	58.0
2013	1400	0	0 ( <i>n.s.</i> )	1.4	58.0

Table 6: Ossoue Glacier areal changes. Variations and annualized errors are calculated between two consecutive dates. The annualized variations marked with the index (*n.s.*) after the value are considered as not significant respect to the annualized error.

Year	Area (ha)	Area variation (ha)	Annualized variation ( $ha\ yr^{-1}$ )	Annualized error $\sigma_{\text{area.a}}$ ( $ha\ yr^{-1}$ )	Percentage respect to 1850 area (%)
1850	112.5	–	–	–	100 %
1924	89.8	–22.7	–0.31	0.15	79.8 %
1948	80.4	–9.4	–0.39	0.24	71.5 %
1950	73	–7.4	–3.7	3.2	64.9 %
1953	72.8	–0.2	–0.07 ( <i>n.s.</i> )	2.36	64.7 %
1983	76.9	4.1	0.14 ( <i>n.s.</i> )	0.21	68.4 %
1988	70	–6.9	–1.38	1.13	62.2 %
1992	62	–8	–2	1.41	55.1 %
2002	58	–4	–0.4 ( <i>n.s.</i> )	0.45	51.6 %
2004	55	–3	–1.5	1.41	48.9 %
2006	50	–5	–2.5	1.41	44.4 %
2007	46	–4	–4	2.82	40.9 %
2011	45	–1	–0.25 ( <i>n.s.</i> )	0.71	40 %
2013	45	0	0	–	40 %

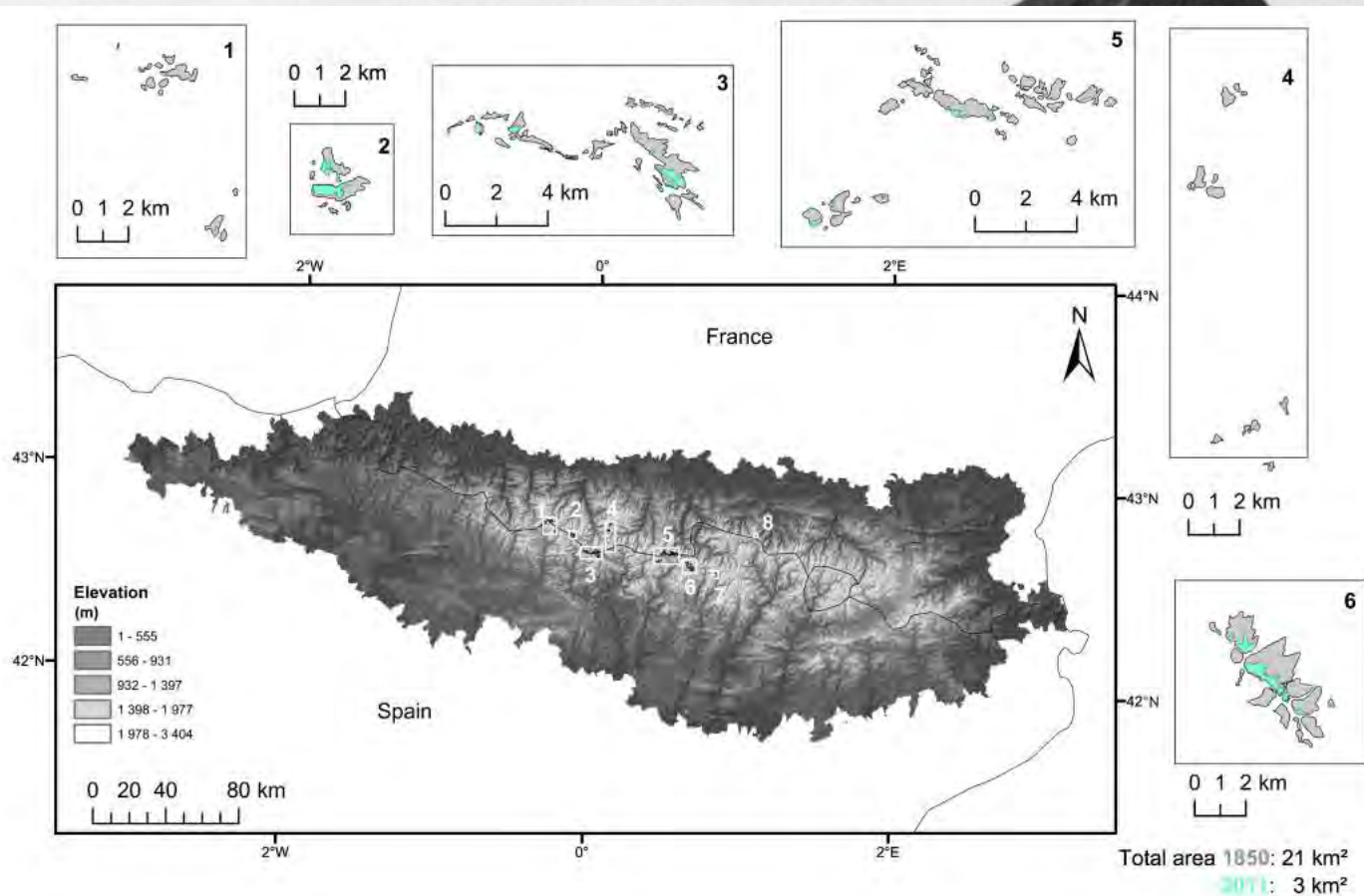
Table 7: Height variations (m) at Ossoue Glacier between the Villa Russell cave threshold and the glacier surface. The annualized variations marked with the index (*n.s.*) after the value are considered as not significant respect to the annualized error.

Year	Height (m)	Height variation (m)	Annualized variation ( $m\ yr^{-1}$ )	Annualized error $\sigma_{VR,a}$ ( $m\ yr^{-1}$ )
1881-82	0	0	0 (n.s.)	1.1
1883	-3.5	-3.5	-3.5	1.1
1884	0	3.5	3.5	1.1
1885	1	1	1.0 (n.s.)	1.1
1886	4	3	3.0	1.1
1887	6	2	2.0	1.1
1888	0	-6	-6.0	1.1
1889	6	6	6.0	1.1
1890-91-92-93-94	6	0	0 (n.s.)	1.1
1895	0	-6	-6.0	1.1
1898	-11	-11	-3.7	0.4
1901	-1.5	9.5	3.2	0.3
1902	-3.5	-2	-2.0	0.7
1904-05	-4.5	-1	-0.5	0.4
1906	-3.75	0.25	0.3 (n.s.)	0.7
1907-08	4	7.75	7.8	0.7
1909-10	6	2	2.0	0.7
1911	4	-2	-2.0	0.7
1913	5.5	1.5	0.8	0.4
1927	0.2	-5.3	-0.4	0.1
1937	-3	-3.2	-0.3	0.1
1945	-12	-9	-1.1	0.1
1950	-13.5	-1.5	-0.3	0.1
1952	-2	11.5	5.8	0.4
1953	0	2	2.0	0.7
1967	2	2	0.1	0.1
1983	-0.3	-2.3	-0.1	0.1
1985	-3.6	-3.3	-1.7	0.4
1986	-5	-1.4	-1.4	0.7
1987	-8	-3	-3.0	0.7
1991	-1	7	1.8	0.2
2002	-7	-6	-0.5	0.1
2003	-7.9	-0.9	-0.9	0.7
2004-05	-7.5	0.4	0.4 (n.s.)	0.7
2006	-7.3	0.3	0.3 (n.s.)	0.7
2007	-11.3	-4	-4.0	0.7
2008	-6.9	4.4	4.4	0.7
2009	-7.5	-0.6	-0.6 (n.s.)	0.7
2010	-10.2	-2.7	-2.7	0.7
2011	-14	-3.8	-3.8	0.7
2012	-16.5	-2.5	-2.5	0.7
2013	-12.2	4.3	4.3	0.7

POSTER *The Pyrenean glaciers inventory, 26<sup>th</sup> IUGG GENERAL ASSEMBLY 2015*

## The Pyrenean glaciers (South West Europe) in 1850 and 2011: a new cross-border inventory based on aerial images and field surveys

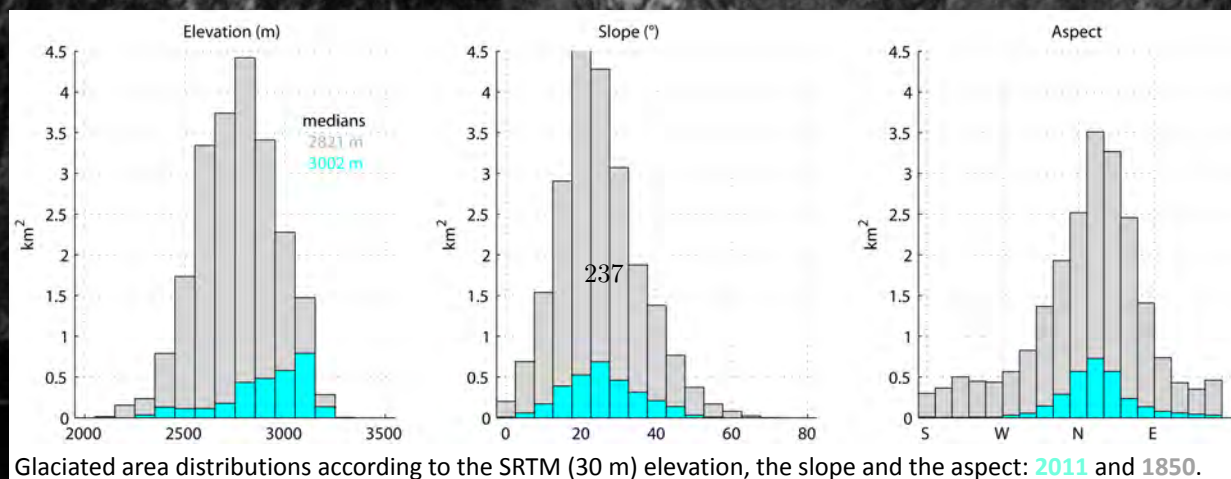
Based on aerial ortho-images (resolution of 0.5 m) from the Spanish and French National cartographic institutes acquired in summer 2010 and 2012, we outline all known glaciers in the Pyrenees. This resolution was adapted to the small size of the glaciers in the area (< 1 km<sup>2</sup>). In addition, field surveys helped us to determine or modify glaciers front positions at the end of the 2011 hydrological cycle (i.e. 1st October 2011).



Localization of the current Pyrenean glaciers (2011) and estimated outlines at the end of the little ice age (1850). From West to East, the massif names are Balaitous and Infierno (1), Vignemale (2), Gavarnie and Monte-Perdido (3), Pic-Long and Munia (4), Posets and Perdiguère (5), and Aneto (6). The easternmost glaciers are not detailed, due to their geographical isolation and relative small size, Besiberri (7) and Valier glaciers (8).

### An unambiguous shrinkage towards the highest part of the glaciated cirques

From the 107 nominal glaciers that were listed in the RGI v4.0, only 31 glaciers are actual glaciers in 2011. In 1850, the total glaciated area in the Pyrenees was around 21 km<sup>2</sup>, in 2011 it was 3 km<sup>2</sup>. This dataset provides a basis to study the fate of the glaciers in the Pyrenees, including the 80 Pyrenean glaciers that vanished from the previous inventories.



Glaciated area distributions according to the SRTM (30 m) elevation, the slope and the aspect: 2011 and 1850.



## LISTE DES ABBRÉVIATIONS

AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
ASP	Automatic Stereo Pipeline
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
$B_{geod}$	Bilan de masse obtenu par méthode topographique
CCD	Charged Coupled Device
CNES	Centre National d' Études Spatiales
CTP	Communauté de Travail des Pyrénées
DGPS	Differential Global Positioning System
DEM	Digital Elevation Model
dDEM	differential Digital Elevation Model
EEA	European Environment Agency
EDF	Électricité de France
EHRIN	Evaluación de recursos hídricos procedentes de la innivación
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space
GPS	Global Positioning System
HS	<i>Height of Snow</i>
IGN	Institut national de l'information géographique et forestière
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LIA	Little Ice Age
MAGRAMA	Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente
MODIS	Moderate-resolution imaging spectroradiometer
MNE	Modèle Numérique d'Élévation
MNS	Modèle Numérique de Surface
MNT	Modèle Numérique de Terrain
NMAD	Normalized Median Absolute Deviation
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OPCC	Observatoire Pyrénéen du Changement Climatique
PAG	Petit Âge Glaciaire
PNP	Parc National des Pyrénées
$P_s$	Précipitations solides
RGI	Randolph Glacier Inventory
RGP	Réseau Géodétique Permanent
RPC	Rational Polynomial Coefficients
SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie
SCA	Snow Cover Area
SCD	Snow Cover Duration
SCE	Snow Cover Extent
SCF	Snow Cover Fraction
SD	Snow Depth
SIG	Systèmes d'Information Géographique
SPOT	Satellites Pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SWE	Snow Water Equivalent
SCAMPEI	Scénarios Climatiques Adaptés aux zones de Montagne : Phénomènes extrêmes, Enneigement et Incertitudes
THR	Très Haute Résolution (spatiale)
UAV	Unmanned Aerial Vehicle
VHR	Very High Resolution
WGMS	World Glacier Monitoring Service



# BIBLIOGRAPHIE

- Adams, R, Houston, L, et Weiher, R. The value of snow and snow information services. Rapport technique, 2004.
- Aizen, V. B., Kuzmichenok, V. A., Surazakov, A. B., et Aizen, E. M. Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 43(1), p. 202–213, 2006.
- Anderson, EA. A point of energy and mass balance model of snow cover. *NOAA Tech. Rep. NWS*, 1976.
- Andrieu-Ponel, V., Hubschman, J., Jalut, G., Herail, G., Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., et Hérail, G. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs ; application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 25(2), p. 55–67, 1988. ISSN 0004-5500.
- Antoine, JM, Galop, D, et Chenorkian, R. Premiers résultats d'une rétro-observation hydroclimatique exploratoire dans le Haut-Vicdessos (Pyrénées ariégeoises). *Sud-Ouest européen. Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, (33), p. 89–100, 2012. ISSN 1276-4930.
- Armstrong, R. et Brun, E. *Snow and Climate : Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*. 2008.
- Aschenwald, J., Leichter, K., Tasser, E., et Tappeiner, U. Spatio-temporal landscape analysis in mountainous terrain by means of small format photography : a methodological approach. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(4), p. 885–893, 2001. ISSN 01962892.
- Bahr, D. B. et Radić, V. Significant contribution to total mass from very small glaciers. *The Cryosphere*, 6(4), p. 763–770, 2012. ISSN 1994-0424.
- Bahr, DB, Meier, MF, et Peckham, SD. The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B9), 20355-20362., 1997.
- Barnett, T. P., Adam, J. C., et Lettenmaier, D. P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), p. 303–309, 2005. ISSN 0028-0836.
- Barry, R. G., Jania, J., et Birkenmajer, K. Review article "A. B. Dobrowolski, the first cryospheric scientist, and the subsequent development of cryospheric science". *History of Geo- and Space Sciences*, 2(1), p. 75–79, 2011. ISSN 2190-5029.
- Barth, T. *Towards an interdisciplinary monitoring of natural phenomena in mountain catchments : Hydrometeorology at limited cost on the Vorz Catchment (Belledonne massif, Isère, France)*. PhD thesis, 2012a.

- Barth, T. *Vers une observation inter-disciplinaire des phénomènes naturels sur les bassins versants de montagne : Hydrogéologie à coût limité du bassin du Vorz (Massif de Belledonne, Isère)*. PhD thesis, 2012b.
- Bellaire, S, Katurji, M, Schulmann, T, et Hobman, A. Towards a High-Resolution Operational Forecasting Tool for the Southern Alps - New Zealand. Dans *Proceedings of the International Snow Science Workshop, 640 Banff, Canada*,, pages 388–393, 2014.
- Beniston, M., Diaz, H. F., et Bradley, R. S. Climatic change at high elevation sites : an overview. *Climatic Change*, 36(3-4), p. 233–251, 1997. ISSN 0165-0009, 1573-1480.
- Beniston, Martin. Mountain Climates and Climatic Change : An Overview of Processes Focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162(8-9), p. 1587–1606, 2005. ISSN 0033-4553.
- Benoît, L. DEM generation and change detection from Pléiades images : tests on the glacier of Argentière - L. Benoît (IGN) Poster Session. 2014.
- Benoit, L.t, Dehecq, A., Pham, HT., Vernier, F., Trouvé, E., Moreau, L., Martin, O., Thom, C., Pierrot-Deseilligny, M., et Briole, P. Multi-method monitoring of Glacier d’Argentière dynamics. *Annals of Glaciology*, 56(70), p. 118–128, 2015. ISSN 02603055.
- Béraldi, H. *Cent ans aux Pyrénées*. 1903.
- Bernard, É., Friedt, J. M., Tolle, F., Griselin, M., Martin, G., Laffly, D., et Marlin, C. Monitoring seasonal snow dynamics using ground based high resolution photography (Austre Lovénbreen, Svalbard, 79°N). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 75, p. 92–100, 2013. ISSN 0924-2716.
- Bernard, É., Friedt, J.M., Saintenoy, a., Tolle, F., Griselin, M., et Marlin, C. Where does a glacier end? GPR measurements to identify the limits between valley slopes and actual glacier body. Application to the Austre Lovénbreen, Spitsbergen. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 27, p. 100–108, 2014. ISSN 03032434.
- Berthier, E, Arnaud, Y, Kumar, R, Ahmad, S, Wagnon, P, et Chevallier, P. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment*, 108(3), p. 327–338, 2007. ISSN 00344257.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Vincent, C., et Rémy, F. Biases of SRTM in high-mountain areas : Implications for the monitoring of glacier volume changes. *Geophysical Research Letters*, 33(8), p. L08502, 2006. ISSN 1944-8007.
- Berthier, E., Vincent, C., Magnusson, E., Gunnlaugsson, A., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz, L., Pálsson, F., Belart, J. M. C., et Wagnon, P. Glacier topography and elevation changes from Pléiades very high resolution stereo images. *The Cryosphere*, 8(5), p. 4849–4883, 2014. ISSN 1994-0440.
- Blanchard, Raoul. Neiges alpines et neiges pyrénéennes. *Revue de géographie alpine*, 28(3), p. 455–457, 1940. ISSN 0035-1121.
- Boé, J. et Habets, F. Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18(2), p. 691–708, 2014. ISSN 1607-7938.

- Bolch, T., Pieczonka, T., et Benn, D. I. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery. *The Cryosphere*, 5(2), p. 349–358, 2011. ISSN 1994-0424.
- Bonaparte, P.R. *Les variations périodiques des glaciers français*. 1892.
- Borradaile, Graham J. *Statistics of Earth Science Data : Their Distribution in Time, Space and Orientation*, volume 2013. 2013.
- Botti, Laurent, Goncalves, Olga, et Peypoch, Nicolas. Analyse comparative des destinations Â« neige Â» pyrénéennes. *Journal of Alpine Research / Revue de géographie alpine*, (100-4), 2012. ISSN 0035-1121.
- Boucau, H. Les glaciers des Pyrénées occidentales, d'après M. Ludovic Gaurier. *Revue de géographie alpine*, 10(4), p. 635–648, 1922. ISSN 0035-1121.
- Bozzini, C., Conedera, M., et Krebs, P. A New Monoplotting Tool to Extract Georeferenced Vector Data and Orthorectified Raster Data from Oblique Non-Metric Photographs. *International Journal of Heritage in the Digital Era*, 1(3), p. 499–518, 2012. ISSN 2047-4970.
- Brown, L. E., Hannah, D. M., et Milner, A. M. Vulnerability of alpine stream biodiversity to shrinking glaciers and snowpacks. *Global Change Biology*, 13(5), p. 958–966, 2007. ISSN 1365-2486.
- Brown, R. D. Northern Hemisphere Snow Cover Variability and Change, 1915–97. *Journal of Climate*, 13(13), p. 2339–2355, 2000. ISSN 0894-8755.
- Brown, R. D. et Mote, P. W. The Response of Northern Hemisphere Snow Cover to a Changing Climate\*. *Journal of Climate*, 22(8), p. 2124–2145, 2009. ISSN 0894-8755.
- Brown, R. D. et Robinson, D. A. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty. *The Cryosphere*, 5(1), p. 219–229, 2011. ISSN 1994-0424.
- Broxton, MJ et Edwards, LJ. The Ames Stereo Pipeline : Automated 3D surface reconstruction from orbital imagery. Dans *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 39)*, page 2419, 2008.
- Brun, E, David, P, Sudul, M, et Brunot, G. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 1992.
- Brun, É, Vionnet, V, Morin, S, et Boone, A. Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications. 2012a.
- Brun, E., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Le Moigne, P., et Willemet, J.-M. The Crocus snowpack model and its applications, 2012b.
- Bücher, A. et Dessens, J. Secular Trend of Surface Temperature at an Elevated Observatory in the Pyrenees. *Journal of Climate*, 4(8), p. 859–868, 1991. ISSN 0894-8755.
- Bühler, Y., Marty, M., Egli, L., Veitinger, J., Jonas, T., Thee, P., et Ginzler, C. Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry. *The Cryosphere*, 9(1), p. 229–243, 2015. ISSN 1994-0424.
- Büntgen, U., Frank, D., Grudd, H., et Esper, J. Long-term summer temperature variations in the Pyrenees. *Climate Dynamics*, 31(6), p. 615–631, 2008. ISSN 0930-7575, 1432-0894.

- Buzenot L. La démarche du géographe et raisonnement multiscalaire. Dans *Site académique Aix-Marseille Histoire et Géographie*, 2007.
- Calvet, Marc. *Quaternary Glaciations Extent and Chronology - Part I : Europe*, volume 2. 2004.
- Calvet, Marc, Delmas, Magali, Gunnell, Yanni, Braucher, R?gis, et Bourl?s, Didier. Recent advances in research on quaternary glaciations in the pyrenees. *Developments in Quaternary Science*, 15, p. 127–139, 2011. ISSN 15710866.
- Carrivick, J. L. et Brewer, T. R. Improving Local Estimations and Regional Trends of Glacier Equilibrium Line Altitudes. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 86(1), p. 67–79, 2004. ISSN 0435-3676.
- Cazenave-Piarrot, F., Egels, Y., et Tihay, J.P. "L'évolution récente du glacier d'Ossoue (Pyrénées centrales)" GEGP. IGN. Université de Pau et des Pays de l'Adour. 1987.
- Chandelier, L. *Le Géoréférencement d'images, ENSG-Support de cours*. 2011.
- Chenorkian, R. Les Observatoires Hommes-Milieux : un nouveau dispositif pour une approche intégrante des interactions environnements-sociétés et de leurs dynamiques. *Sud-Ouest Européen Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, (33), p. 3–10, 2012. ISSN 1276-4930.
- Chueca, J, Andrés, Julián, A., Sánchez, Saz, M.A., Novau, J. Creus, et Moreno, J.I. López. Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology*, 68(3-4), p. 167–182, 2005. ISSN 0169555X.
- Chueca, J. et Julian, A. Relationship between solar radiation and the development and morphology of small cirque glaciers (Maladeta Mountain massif, Central Pyrenees, Spain). *Geografiska Annaler, Series A : Physical Geography*, 86(1), p. 81–89, 2004. ISSN 0435-3676, 1468-0459.
- Chueca, J., Julian, A., et Lopez, I. The retreat of the Pyrenean glaciers (Spain) from the Little Ice Age : data consistency and spatial differences . 2008.
- Chueca, J, Julián, A, et López-Moreno, J. Recent evolution (1981-2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain : extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors. *Journal of Glaciology*, 53(183), p. 547–557, 2007. ISSN 00221430, 17275652.
- Chueca, J, Julian, A, et René, P. Estado de los glaciares en la cordillera pirenaica (vertientes española y francesa) a finales del siglo XX. Dans *Contribuciones recientes sobre geomorfología, edited by : Benito, G. and Diez Herrero, A., Actas VIII Reunion Nacional de Geomorfología, SEG-CSIC*, pages 91–102, 2004.
- Chueca, J., Julián, As., et López, I. Variations of Glaciar Coronas, Pyrenees, Spain, during the 20th century. *Journal of Glaciology*, 49(166), p. 449–455, 2003. ISSN 00221430, 17275652.
- Chueca Cía, J., Julian Andres, A., Saz Sanchez, M.A., Creus Novau, J., López-Moreno, I., et Lapena Laiglesia, A. Estudio de la evolución del glaciar de Coronas (Macizo de la Maladeta ; Pirineo Central español) desde el final de la pequeña edad del hielo hasta la actualidad, y de su relación con el clima. *Boletín glaciológico aragonés*, (2), p. 81–115, 2001.
- Clifford, D. Global estimates of snow water equivalent from passive microwave instruments : history, challenges and future developments. *International Journal of Remote Sensing*, 31(14), p. 3707–3726, 2010. ISSN 0143-1161.

- Cline, D. W. Measuring Alpine Snow Depths by Digital Photogrammetry - Part 1 : Conjugate Point Identification. Dans *Proceedings 50th Eastern Snow Conference, Quebec*, pages 265–271, 1993.
- Cline, D. W. Digital Photogrammetric Determination Of Alpine Snowpack Distribution For Hydrologic Modeling. Dans *Proceedings of the Western Snow Conference, Colorado State University, CO, USA*, 1994.
- Cobos, G., Francés, M., et Arenillas, M. Le programme ERHIN. Modélisation nivo-hydrologique pour la gestion de l'eau du bassin de l'Ebre. *La Houille Blanche*, (3), p. 58–64, 2010. ISSN 0018-6368.
- Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L.A., Arendt, A.A., Bauder, A., Jansson, P., Braithwaite, R.J., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., et Zemp, M. Glossary of glacier mass balance and related terms. Rapport Technique 2, 2011.
- Colucci, Renato R. Geomorphic influence on small glacier response to post little Ice Age climate warming : Julian alps, Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, in, 2016. ISSN 01979337.
- Colucci, Renato R. et Guglielmin, Mauro. Precipitation-temperature changes and evolution of a small glacier in the southeastern European Alps during the last 90 years. *International Journal of Climatology*, 35(10), p. 2783–2797, 2015. ISSN 08998418.
- Cooper, CF. Snow cover measurement. *Photogrammetric Engineering*, 31(4), p. 611–619, 1965.
- Corripio, J. G. Snow surface albedo estimation using terrestrial photography. *International Journal of Remote Sensing*, 25(24), p. 5705–5729, 2004. ISSN 0143-1161.
- Corripio, J. G., Durand, Y., Guyomarc'h, Gi., Mérindol, L., Lecorps, D., et Puglièse, P. Land-based remote sensing of snow for the validation of a snow transport model. *Cold Regions Science and Technology*, 39(2-3), p. 93–104, 2004. ISSN 0165232X.
- Courraud, LL. Reconstitution des données de températures mensuelles manquantes du Pic du Midi de Bigorre. Rapport de stage : INP Toulouse / ENM. Rapport technique, 2011.
- Cuffey, Kurt M. et Paterson, W. S. B. *The Physics of Glaciers*. 2010.
- De Larminat, Eric. Emploi des photographies aériennes dans la carte du Vignemale. *La Montagne, revue du Club Alpin Français.*, page 89, 1929.
- de Vries, S., Hill, D. F., de Schipper, M. a., et Stive, M. J F. Remote sensing of surf zone waves using stereo imaging. *Coastal Engineering*, 58(3), p. 239–250, 2011. ISSN 03783839.
- Dedieu, J-P, Besic, N., Vasile, G., Mathieu, J., Durand, Y., et Gottardi, F. Dry snow analysis in alpine regions using RADARSAT-2 full polarimetry data. Comparison with in situ measurements. Dans *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 3658–3661, 2014.
- Deems, J. S., Painter, T. H., et Finnegan, D.C. Lidar measurement of snow depth : a review. *Journal of Glaciology*, 59(215), p. 467–479, 2013. ISSN 00221430.
- Deems, JS et Painter, TH. Lidar measurement of snow depth : accuracy and error sources. Dans *proceedings of the international snow science workshop*, pages 1–6, 2006.
- Deline, Philip et Raveland, Ludovic. *NEIGE et GLACE de MONTAGNE Reconstitution, dynamique, pratiques-Cahier de géographie numéro 8*. 2009.



- Dessens, J. et Bücher, A. Changes in minimum and maximum temperatures at the Pic du Midi in relation with humidity and cloudiness, 1882 1984. *Atmospheric Research*, 37(1-3), p. 147–162, 1995. ISSN 0169-8095.
- DeWalle, D. R. et Rango, A. *Principles of Snow Hydrology*. 2008.
- Dietz, A. J., Kuenzer, C., Gessner, U., et Dech, S. Remote sensing of snow - a review of available methods. *International Journal of Remote Sensing*, 33(13), p. 4094–4134, 2012. ISSN 0143-1161.
- Domènech, M., Komac, B., Peñuelas, J., et Conesa, J. a. Site-specific factors influence the richness and phenology of snowbed plants in the Pyrenees. *Plant Biosystems - An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology*, 3504(October 2015), p. 1–9, 2014. ISSN 1126-3504.
- Dozier, J, Bair, EH, et Davis, RE. Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world's mountains. *WIREs Water*, 2016.
- Duband, D et Lallement, C. 40 ans mesures enneigement. 1992.
- Dumont, M., Arnaud, Y., Six, D., et Corripio, J. G. Retrieval of glacier surface albedo using terrestrial photography. *Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau*, (2), p. 102–108, 2009. ISSN 0018-6368.
- Dumont, M., Sirguey, P., Arnaud, Y., et Six, D. Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography. *The Cryosphere*, 5(3), p. 759–771, 2011. ISSN 1994-0424.
- Durand, M. C. L'influence des glaciers sur les cours d'eau Pyrénéens (Bassins du Gave de Pau et de la Neste d'Aure). The influence of glaciers on Pyrenees stream basins (Basins of Gave de Pau and Neste d'Aure). *Revue géographique des Pyrenees et du Sud-Ouest*, 32(4), p. 289–318, 1961.
- Durand, Y., Brun, E., et Al. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, (18), p. 65–71, 1993.
- Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., et Lesaffre, B. Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005) : Climatology and Trends for Snow Cover. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(12), p. 2487–2512, 2009a. ISSN 1558-8424.
- Durand, Y., Laternser, M., Giraud, G., Etchevers, P., Lesaffre, B., et Merindol, L. Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958-2002) : Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(3), p. 429–449, 2009b. ISSN 1558-8424.
- Dyrgerov, M. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), p. 164–176, 2003. ISSN 0022-1694.
- EEA. Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2012 European Environment Agency (EEA). Rapport technique, 2012.
- Egli, L., Jonas, T., et Meister, R. Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. *Cold Regions Science and Technology*, 57(2-3), p. 107–115, 2009. ISSN 0165-232X.

- Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., et Trimble, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophysical Research Letters*, 28(10), p. 2077–2080, 2001.
- Etchevers, P. Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology. *Journal of Geophysical Research*, 107(D16), 2002. ISSN 0148-0227.
- Etchevers, P. et Martin, E. Impact d'un changement climatique sur Le manteau neigeux et l'hydrologie des bassins versants de montagne. Dans *L'eau en montagne*, numéro August, 2002.
- Farinotti, D. et Huss, M. An upper-bound estimate for the accuracy of glacier volume-area scaling. *The Cryosphere*, 7(6), p. 1707–1720, 2013. ISSN 1994-0424.
- Fassnacht, SR et Heun, CM. Variability of snow density measurements in the Río Esera Valley, Pyrenees Mountains, Spain. *Cuadernos de investigación geográfica*, 36(1), p. 59–72, 2010.
- Federici, P. R. et Pappalardo, M. Glacier retreat in the maritime Alps area. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 92(3), p. 361–373, 2010. ISSN 04353676.
- Feuillet, T. *Les formes périglaciaires dans les Pyrénées centrales françaises : analyse spatiale, chronologique et valorisation*. PhD thesis, 2010.
- Feuillet, T. et Mercier, D. Post-Little Ice Age Patterned Ground Development on Two Pyrenean Proglacial Areas : From Deglaciation to Periglaciation. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 94A(3), p. 363–376, 2012. ISSN 0435-3676.
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K., et Sokratov, S.a. The international classification for seasonal snow on the ground. *Hydrology*, 83(1), p. 90, 2009. ISSN 00201383.
- Finn, D. S., Khamis, K., et Milner, A. M. Loss of small glaciers will diminish beta diversity in Pyrenean streams at two levels of biological organization. *Global Ecology and Biogeography*, 22(1), p. 40–51, 2013. ISSN 1466-822X.
- Finsterwalder, S. *Der suldenerferner*, volume 18. 1887.
- Fischer, A. Glaciers and climate change : Interpretation of 50 years of direct mass balance of Hintereisferner. *Global and Planetary Change*, 71(1), p. 13–26, 2010. ISSN 0921-8181.
- Fischer, M., Huss, M., Barboux, C., et Hoelzle, M. The New Swiss Glacier Inventory SGI2010 : Relevance of Using High-Resolution Source Data in Areas Dominated by Very Small Glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), p. 933–945, 2014. ISSN 1523-0430.
- Forel, F. A. *Les variations périodiques des glaciers : lettre à M. Fr. Schrader, à Paris*. 1887.
- Fourcassie, Jean. Le ski aux Pyrénées. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 10(2), p. 107–116, 1939. ISSN 0035-3221.
- Francou, B. et Vincent, C. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Numéro 1. 2007.
- Frei, A., Tedesco, M., Lee, S., Foster, J., Hall, D. K., Kelly, Ri., et Robinson, D. A. A review of global satellite-derived snow products. *Advances in Space Research*, 50(8), p. 1007–1029, 2012. ISSN 02731177.

- Friedt, J.-M., Tolle, F., Bernard, É., Griselin, M., Laffly, D., et Marlin, C. Assessing the relevance of digital elevation models to evaluate glacier mass balance : application to Austre Lovénbreen (Spitsbergen, 79°N). *Polar Record*, 48(01), p. 2–10, 2011. ISSN 0032-2474, 1475-3057.
- Gachev, E., Stoyanov, K., et Gikov, A. Small glaciers on the Balkan Peninsula : State and changes in the last several years. *Quaternary International*, 2016. ISSN 10406182.
- García-Ruiz, J. M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B. L., López-Moreno, J. I., et Sanjuan, Y. Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marbore Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene*, 24(11), p. 1439–1452, 2014. ISSN 0959-6836.
- Gardelle, J. *Evolution récente des glaciers du Pamir-Karakoram-Himalaya : apport de l'imagerie satellite*. PhD thesis, 2012.
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, John, Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W. T., et Kaser, G. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise : 2003 to 2009. *Science*, 340(6134), p. 852–857, 2013.
- Gascoïn, S., Hagolle, O., Huc, M., Jarlan, L., Dejoux, J.-F., Szczypta, C., Marti, R., et Sánchez, R. A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5), p. 2337–2351, 2015. ISSN 1607-7938.
- Gascoïn, S., Lhermitte, S., Kinnard, C., Bortels, K., et Liston, G. E. Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, Dry Andes of Chile. *Advances in Water Resources*, 55, p. 25–39, 2013. ISSN 0309-1708.
- Gaurier. *Études glaciaires dans les Pyrénées françaises et espagnoles de 1900 à 1909*. 1921.
- Gaurier, L. Les études glaciologiques. *La Houille Blanche*, 1913.
- Gellatly, A. F., Grove, J. M., Bücher, A., Latham, R., et Whalley, B. W. Recent Historical Fluctuations of the Glacier Du Taillon, Pyrénées. *Physical Geography*, 15(5), p. 399–413, 1994. ISSN 0272-3646.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., et Dedieu, J. P. Surface mass balance of glaciers in the French Alps : distributed modeling and sensitivity to climate change. *Journal of Glaciology*, 51(175), p. 561–572, 2005. ISSN 0022-1430.
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., et Bard, A. Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, 482, p. 105–118, 2013. ISSN 00221694.
- GLACIOCLIM. Service d'Observation : GLACIOCLIM. 2001.
- Gleyzes, A., Perret, L., et Cazala-houcade, E. Pleiades system is fully operational in orbit. (January 2001), 2013a.
- Gleyzes, A., Perret, L., et Cazala-Houcade, E. Pleiades system is fully operational in orbit 33th EARSeL Symposium Towards Horizon 2020 : Earth Observation and Social Perspectives. 2013b.
- Gleyzes, M. A., Perret, L., et Kubik, P. PLEIADES system architecture and main performances. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives*, 39(September), p. 537–542, 2012. ISSN 16821750.

- Gonzalez Trueba, J.J., Moreno, R. M., Martinez de Pison, E., et Serrano, E. 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18(4), p. 551–568, 2008. ISSN 0959-6836.
- Gottardi, F., Carrier, P., Paquet, E., et Laval, M-T. Le NRC : une décennie de mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux dans les massifs montagneux français. Dans *International Snow Science Workshop 2013*, volume 33, pages 926–930, 2013.
- Grove, Jean M. *Little Ice Ages : Ancient and Modern*. 2004.
- Grünewald, K. et Scheithauer, J. Europe's southernmost glaciers : response and adaptation to climate change. *Journal of Glaciology*, 56(195), p. 129–142, 2010.
- Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., Lehning, M., Grunewald, T, Schirmer, M., Mott, R., Lehning, M., Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., et Lehning, M. Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment. *Cryosphere*, 4(2), p. 215–225, 2010. ISSN 1994-0424.
- Grünewald, T., Stötter, J., Pomeroy, J. W., Dadic, R., Moreno Baños, I., Marturià, J., Spross, M., Hopkinson, C., Burlando, P., et Lehning, M. Statistical modelling of the snow depth distribution in open alpine terrain. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(8), p. 3005–3021, 2013. ISSN 1607-7938.
- Guillhot, N. *Histoire d'une parenthèse cartographique : Les Alpes du Nord dans la cartographie topographique française aux 19e et 20e siècles*. 2005.
- Gutmann, E. D., Larson, K.M., Williams, M. W., Nievinski, F. G., et Zavorotny, V. Snow measurement by GPS interferometric reflectometry : an evaluation at Niwot Ridge, Colorado. *Hydrological Processes*, 26(19), p. 2951–2961, 2012. ISSN 08856087.
- Haas, C., Hendricks, S., Eicken, H., et Herber, A. Synoptic airborne thickness surveys reveal state of Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 37(9), 2010. ISSN 00948276.
- Hall, D. K, Riggs, G. A, Salomonson, V. V, DiGirolamo, N. E, et Bayr, K. J. MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2), p. 181–194, 2002. ISSN 00344257.
- Hannah, D. M. et Mc Gregor, G. R. Evaluating the impact of climate on snow- and ice-melt dynamics in the Taillon basin, French Pyrénées. *Journal of Glaciology*, 43(145), p. 563–568, 1997. ISSN 00221430.
- Harder, P., Schirmer, M., Pomeroy, J., et Helgason, W. Accuracy of snow depth estimation in mountain and prairie environments by an unmanned vehicle. *The Cryosphere Discussions*, pages 1–22, 2016. ISSN 1994-0440.
- Härer, S., Bernhardt, M., Corripio, J. G., et Schulz, K. PRACTISE-Photo Rectification And Classification Software (V.1.0). *Geoscientific Model Development*, 6(3), p. 837–848, 2013. ISSN 1991-9603.
- Herwijnen, A., Berthod, N., Simenhois, R., Mitterer, C., Berthod, N., Simenhois, R., et Mitterer, C. Using Time-Lapse Photography in Avalanche Research. *International Snow Science Workshop Grenoble -Chamonix Mont-Blanc - October 07-11, 2013*, pages 950–954, 2013.

- Hingray, Benoît, Dedieu, Jean-Pierre, Lebel, Thierry, Obled, Charles, Sicart, Jean-Emmanuel, Six, Delphine, Vincent, Christian, Wagnon, Patrick, et Zin, Isabella. Observations glaciologiques et hydrométéorologiques en zone de montagne : quelques problématiques et perspectives actuelles. *La Houille Blanche*, (2), p. 5–11, 2012. ISSN 0018-6368.
- Hinkler, J., Pedersen, S. B., Rasch, M., et Hansen, B. U. Automatic snow cover monitoring at high temporal and spatial resolution, using images taken by a standard digital camera. *International Journal of Remote Sensing*, 23(21), p. 4669–4682, 2002. ISSN 0143-1161.
- Hock, R. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), p. 104–115, 2003. ISSN 00221694.
- Hoelzle, M., Chinn, T., Stumm, D., Paul, F., Zemp, M., et Haeberli, W. The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers : A comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Global and Planetary Change*, 56(1-2), p. 69–82, 2007. ISSN 0921-8181.
- Hoffman, M. J., Fountain, A. G., et Achuff, J. M. 20th-century variations in area of cirque glaciers and glacierets, Rocky Mountain National Park, Rocky Mountains, Colorado, USA. *Annals of Glaciology*, 46(1), p. 349–354, 2007.
- Höhle, J. et Höhle, M. Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(4), p. 398–406, 2009. ISSN 0924-2716.
- Hopkinson, C. et Sitar, M. Mapping snowpack depth beneath forest canopies using airborne lidar. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 70(3), p. 323–330, 2004.
- Houet, T., Vacquié, L., et Sheeren, D. Evaluating the spatial uncertainty of future land abandonment in a mountain valley (Vicdessos, Pyrenees - France) : Insights from model parameterization and experiments. *Journal of Mountain Science*, 12(5), p. 1095–1112, 2015. ISSN 1672-6316.
- Hubbard, Bryn et Glasser, Neil F. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. 2005.
- Hughes, P. D. Twenty-first Century Glaciers and Climate in the Prokletije Mountains, Albania. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 41(4), p. 455–459, 2009. ISSN 1523-0430.
- Huss, M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *Cryosphere*, 7(3), 2013.
- Huss, M., Juvet, G., Farinotti, D., et Bauder, A. Future high-mountain hydrology : A new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(5), p. 815–829, 2010.
- Huss, Matthias. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resources Research*, 47(7), p. n/a–n/a, 2011. ISSN 00431397.
- Hutchinson, M. F. ANUDEM version 5.3, user guide. *Canberra : Fenner School of Environment and Society, Australian National University*, 2011.
- IGN. Bulletin d'information de l'IGN Numéro 64. 1994.
- IPCC. Climate change 2013 "The physical science basis". Rapport technique, 2013.

- IPCC, AR4. Intergovernmental panel on climate change. Rapport technique, 2007.
- Jagt, B., Lucieer, A., Wallace, L., Turner, D., et Durand, M. Snow Depth Retrieval with UAS Using Photogrammetric Techniques. *Geosciences*, 5(3), p. 264–285, 2015. ISSN 2076-3263.
- James, LA, Hodgson, ME, Ghoshal, S, et Latiolais, MM. Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing : The temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology*, 2012.
- James, M. R. et Robson, S. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(10), p. 1413–1420, 2014. ISSN 01979337.
- Jaurand, E. Les glaciers disparus de l'Apennin : géomorphologie et paléoenvironnements glaciaires de l'Italie péninsulaire. *Publications de la Sorbonne.*, 1, 1998.
- Joliveau, T. Analyse des paysages dans un contexte d'aménagement : L'intérêt des outils géomatiques. Dans *Géoévénement 2003, Paris, 4–6 mars 2003*, 2003.
- Jonas, T., Marty, C., et Magnusson, J. Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378(1-2), p. 161–167, 2009. ISSN 0022-1694.
- Jones, G. H. From Commission to Association : the transition of the International Commission on Snow and Ice (ICSI) to the International Association of Cryospheric Sciences (IACS). *Annals of Glaciology*, 48(1), p. 1–5, 2008. ISSN 02603055.
- Jones, HG. Snow ecology : an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems. 2010.
- Jones, P. D., Jonsson, T., et Wheeler, D. Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, 17(13), p. 1433–1450, 1997. ISSN 1097-0088.
- Jones, P. D., Lister, D. H., Osborn, T. J., Harpham, C., Salmon, M., et Morice, C. P. Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations : An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D5), p. D05127, 2012. ISSN 2156-2202.
- Julián, A et Chueca, J. Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées Centrales Meridionales : estimation des paléotempératures á partir dinférences géomorphologiques. *Sud-Ouest Europeen*, 1998.
- Kääb, Andreas. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data : examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57(1-2), p. 39–52, 2002. ISSN 0924-2716.
- Keller, F., Goyette, S., et Beniston, M. Sensitivity Analysis of Snow Cover to Climate Change Scenarios and Their Impact on Plant Habitats in Alpine Terrain. *Climatic Change*, 72(3), p. 299–319, 2005. ISSN 0165-0009.
- Kerr, T., Clark, M., Hendrikx, J., et Anderson, B. Snow distribution in a steep mid-latitude alpine catchment. *Advances in Water Resources*, 55, p. 17–24, 2013. ISSN 03091708.

- Kolecka, Â N. et Kolecki, Â J. Determination of snow depth using terrestrial photogrammetric images. (Polish Title : Określanie grubości pokrywy śnieżnej na podstawie fotogrametrycznych zdjęć naziemnych). *Archives of Photogrammetry*, 25, p. 85–93, 2013.
- Korona, J., Berthier, E., Bernard, M., Rémy, F., et Thouvenot, E. SPIRIT. SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice : Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007–2009). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(2), p. 204–212, 2009. ISSN 0924-2716.
- Krueger, Tobias, Maynard, Carly, Carr, Gemma, Bruns, Antje, Mueller, Eva Nora, et Lane, Stuart. A transdisciplinary account of water research. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, pages n/a–n/a, 2016. ISSN 20491948.
- Kunkel, Kenneth E., Palecki, Michael A., Hubbard, Kenneth G., Robinson, David A., Redmond, Kelly T., et Easterling, David R. Trend Identification in Twentieth-Century U.S. Snowfall : The Challenges. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(1), p. 64–73, 2007. ISSN 0739-0572.
- Lacroix, P., Berthier, E., et Maquerhua, E.T. Earthquake-driven acceleration of slow-moving landslides in the Colca valley, Peru, detected from Pléiades images. *Remote Sensing of Environment*, 165, p. 148–158, 2015. ISSN 00344257.
- Laffly, D. *Approche numérique du paysage : formalisation, enjeux et applications*. 2009.
- Laffly, D., Bernard, é., Griselin, M., Tolle, F., Friedt, J-M., Martin, G., et Marlin, C. High temporal resolution monitoring of snow cover using oblique view ground-based pictures. *Polar Record*, 48 (01), p. 11–16, 2011. ISSN 0032-2474, 1475-3057.
- Lanusse, Marianne. Risques et aménagements à Barèges. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 59(1), p. 58–71, 1988. ISSN 0035-3221.
- Larsen, C. F., Motyka, R. J., Arendt, A. A., Echelmeyer, K. A., et Geissler, P. E. Glacier changes in southeast Alaska and northwest British Columbia and contribution to sea level rise. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 112(F1), p. F01007, 2007. ISSN 2156-2202.
- Larson, Kristine M., Gutmann, Ethan D., Zavorotny, Valery U., Braun, John J., Williams, Mark W., et Nievinski, Felipe G. Can we measure snow depth with GPS receivers? *Geophysical Research Letters*, 36(17), p. L17502, 2009. ISSN 0094-8276.
- Le Meur, E., Gerbaux, M., Schäfer, M., et Vincent, C. Disappearance of an Alpine glacier over the 21st Century simulated from modeling its future surface mass balance. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4), p. 367–374, 2007. ISSN 0012821X.
- Lebegue, L., Greslou, D., Delussy, F., Fourest, S., Latry, C., Kubik, P., et Delvit, J. M. PLEIADES-HR image quality commissioning foreseen methods. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, XXXIX(September), p. 1675–1678, 2010. ISSN 2153-6996.
- Ledwith, M. et Lundén, B. Digital photogrammetry for air-photo-based construction of a digital elevation model over snow-covered areas. Blamannsisen , Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 55(4), p. 267–273, 2001. ISSN 0029-1951.

- Lee, CY et Jones, SD. DEM creation of a snow covered surface using digital aerial photography. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37, 2008.
- Leinss, S., Parrella, G., et Hajnsek, I. Snow Height Determination by Polarimetric Phase Differences in X-Band SAR Data. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(9), p. 3794–3810, 2014. ISSN 1939-1404.
- Lettenmaier, D. P., Alsdorf, D., Dozier, J., Huffman, G. J., Pan, M., et Wood, E. F. Inroads of remote sensing into hydrologic science during the WRR era. *50th Anniversary of Water Resources Research-Special collection*, pages p. n/a–n/a, 2015. ISSN 00431397.
- Liston, Glen E. Representing Subgrid Snow Cover Heterogeneities in Regional and Global Models. *Journal of Climate*, 17(6), p. 1381–1397, 2004. ISSN 0894-8755.
- López-Moreno, J. I. Recent Variations of Snowpack Depth in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37(2), p. 253–260, 2005. ISSN 1523-0430.
- López-Moreno, J. I., Beguería, S., Vicente-Serrano, S. M., et García-Ruiz, J. M. Influence of the North Atlantic Oscillation on water resources in central Iberia : Precipitation, streamflow anomalies, and reservoir management strategies. *Water Resources Research*, 43(9), p. W09411, 2007. ISSN 1944-7973.
- López-Moreno, J. I., Beniston, M., et García-Ruiz, J. M. Environmental change and water management in the Pyrenees : Facts and future perspectives for Mediterranean mountains. *Global and Planetary Change*, 61(3â?4), p. 300–312, 2008. ISSN 0921-8181.
- López-Moreno, J. I., Fassnacht, S. R., Beguería, S., et Latron, J. B. P. Variability of snow depth at the plot scale : implications for mean depth estimation and sampling strategies. *The Cryosphere*, 5(3), p. 617–629, 2011a. ISSN 1994-0424.
- López-Moreno, J. I. et García-Ruiz, J.M. 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. *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), p. null–802, 2004. ISSN 0262-6667.
- López-Moreno, J. I., Goyette, S., Vicente-Serrano, S. M., et Beniston, M. Effects of climate change on the intensity and frequency of heavy snowfall events in the Pyrenees. *Climatic Change*, 105 (3-4), p. 489–508, 2011b. ISSN 0165-0009.
- López-Moreno, J. I. et Nogués-Bravo, D. Interpolating local snow depth data : an evaluation of methods. *Hydrological Processes*, 20(10), p. 2217–2232, 2006. ISSN 0885-6087.
- López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., et Julián-Andrés, A. Change of topographic control on the extent of cirque glaciers since the Little Ice Age. *Geophysical Research Letters*, 33 (24), p. L24505, 2006a. ISSN 0094-8276.
- López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., et Julián-Andrés, A. Glacier development and topographic context. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(12), p. 1585–1594, 2006b. ISSN 0197-9337, 1096-9837.



- López-Moreno, J. I. et Vicente-Serrano, S. M. Hydrological response to different time scales of climatological drought : an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(5), p. 523–533, 2005.
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Zabalza, J., Revuelto, J., Gilaberte, M., Azorín-Molina, C., Morán-Tejeda, E., García-Ruiz, J. M., et Tague, C. Respuesta hidrológica del Pirineo central al cambio ambiental proyectado para el siglo XXI. *Pirineos*, 169, p. e004, 2014a. ISSN 1988-4281.
- López-Moreno, JI et Alvera, B. Instalación y uso de un colchón de nieve para la monitorización del manto de nieve. Cuenca Experimental de Izas (Pirineo Central). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(1), p. 73–82, 2010.
- López-Moreno, J.I., Fassnacht, S.R., Heath, J.T., Musselman, K.N., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda, E., et Jonas, T. Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain : Implications for estimating snow water equivalent. *Advances in Water Resources*, 55, p. 40–52, 2013. ISSN 03091708.
- López-Moreno, J.I., Goyette, S., et Beniston, M. Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees : Horizontal spatial variability and vertical gradients. *Journal of Hydrology*, 374(3-4), p. 384–396, 2009a. ISSN 00221694.
- López-Moreno, J.I., Latron, J, et Lehmann, A. Effects of sample and grid size on the accuracy and stability of regression based snow interpolation methods. *Hydrological Processes*, 2010.
- López-Moreno, JI, Vicente-Serrano, SM, Gimeno, L, et Nieto, R. Stability of the seasonal distribution of precipitation in the Mediterranean region : Observations since 1950 and projections for the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 36(10), p. 1–6, 2009b. ISSN 00948276.
- López-Moreno, J.I., Zabalza, J., Vicente-Serrano, S.M., Revuelto, J., Gilaberte, M., Azorin-Molina, C., Morán-Tejeda, E., García-Ruiz, J.M., et Tague, C. Impact of climate and land use change on water availability and reservoir management : Scenarios in the Upper Aragón River, Spanish Pyrenees. *Science of The Total Environment*, 493, p. 1222–1231, 2014b. ISSN 00489697.
- Lucas, A., Narteau, C., Rodriguez, S., Rozier, O., Callot, Y., Garcia, A., et Courrech du Pont, S. Sediment flux from the morphodynamics of elongating linear dunes. *Geology*, 43(11), p. 1027–1030, 2015. ISSN 0091-7613.
- Luce, C. H., Tarboton, D. G., et Cooley, K. R. Sub-grid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model. *Energy*, 13(12), p. 1921–1933, 1999. ISSN 0885-6087.
- Ludwig, R, Roson, R, Zografos, C, et Kallis, G. Towards an inter-disciplinary research agenda on climate change, water and security in Southern Europe and neighboring countries. *Environmental Science & Policy*, 2011.
- Lynch-Stieglitz, M. The Development and Validation of a Simple Snow Model for the GISS GCM. *Journal of Climate*, 7(12), p. 1842–1855, 1994. ISSN 0894-8755.
- Magnuson, J. J., Robertson, D. M., Benson, B. J., Wynne, R.H., Livingstone, D.M., Arai, T., Assel, R. A., Barry, R. G., Card, V., Kuusisto, E., Granin, N. G., Prowse, T.D., Stewart, K. M., et Vuglinski, V. S. Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere. *Science*, 289(5485), p. 1743–1746, 2000. ISSN 0036-8075, 1095-9203.

- March, H., Saurí, D., et Llurdés, J. Perception of the effects of climate change in winter and summer tourist areas : the Pyrenees and the Catalan and Balearic coasts, Spain. *Regional Environmental Change*, 14(3), p. 1189–1201, 2013. ISSN 1436-3798.
- Marchand, WD et Killingtveit, A. Statistical probability distribution of snow depth at the model subgrid cell spatial scale. *Hydrological Processes*, 2005.
- Maris, Malou N. A., Giraud, Gérald, Durand, Yves, Navarre, Jean-Pierre, et Mérindol, Laurent. Results of 50 Years of Climate Reanalysis in the French Pyrenees (1958-2008) Using the Safran and Crocus Models. *International Snow Science Workshop, Davos 2009, Proceedings*, pages 219–223, 2009.
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., et Laffly, D. Assessment of a glacier digital elevation model generated from Pléiades stereoscopic images : Ossoue Glacier, Pyrenees, France. Dans "*Pléiades Days 2014, Toulouse, France*", 2014.
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Ribière, O., Laffly, D., Condom, T., Monnier, S., Schmutz, M., Camerlynck, C., Tihay, J. P., Soubeyroux, J. M., et René, P. Evolution of Ossoue Glacier (French Pyrenees) since the end of the Little Ice Age. *The Cryosphere*, 9(5), p. 1773–1795, 2015. ISSN 1994-0424.
- 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., et Therond, O. 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. *Surveys in Geophysics*, 2016. ISSN 0169-3298.
- Martin, Eric, Brun, Eric, et Durand, Yves. Variabilité de l'enneigement et variations du climat. *La Météorologie [ISSN 0026-1181]*, 1994, Série 8, N° 5 ; p. 19-27, 1994.
- Martinec, J. et Rango, A. Areal distribution of snow water equivalent evaluated by snow cover monitoring. *Water Resources Research*, 17(5), p. 1480–1488, 1981. ISSN 00431397.
- Marzeion, B., Cogley, J. G., Richter, K., et Parkes, D. Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes. *Science*, page 1254702, 2014. ISSN 0036-8075, 1095-9203.
- McClung, D. et Schaerer, P. A. *The Avalanche Handbook*. 2006.
- Meillon, A. et de Larminat, É. *Notice sur la carte au vingt millièème 20000e avec l'explication des noms de lieux et de montagnes de la région de Cautelets*. 1933.
- Mercanton. Commission on snow and ice. International Association of Scientific Hydrology : reports from 1936 to 1956. 1956.
- Messerli, A. et Grinsted, A. Image GeoRectification And Feature Tracking toolbox : ImGRAFT. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems Discussions*, 4(2), p. 491–513, 2015. ISSN 2193-0872.
- Métailié, J.-P. Le photo-géographe et l'histoire des paysages. *Histoire des séries*, pages 91–95, 1995.
- Moisselin, Jean-Marc, Schneider, Michel, et Canellas, Claire. Les changements climatiques en France au XXè siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. 2002.

- Molotch, N. P. et Margulis, S. A. Estimating the distribution of snow water equivalent using remotely sensed snow cover data and a spatially distributed snowmelt model : A multi-resolution, multi-sensor comparison. *Advances in Water Resources*, 31(11), p. 1503–1514, 2008. ISSN 03091708.
- Molotch, N. P. NP, Colee, MT T., Bales, R. C., et Dozier, J. Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models : the impact of digital elevation data and. *Hydrological Processes*, 19(7), p. 1459–1479, 2005. ISSN 0885-6087.
- Mora, J., Arenillas, M., Cobos, G., et Navarro, J. Evolution récente des glaciers des Pyrénées espagnoles. *La Houille Blanche*, (3), p. 65–70, 2006. ISSN 0018-6368.
- Morán-Tejeda, E., Herrera, S., López-Moreno, J., Revuelto, J., Lehmann, A., Beniston, M., Ignacio López-Moreno, J., Revuelto, J., Lehmann, A., et Beniston, M. Evolution and frequency (1970-2007) of combined temperature-precipitation modes in the Spanish mountains and sensitivity of snow cover. *Regional Environmental Change*, 13(4), p. 873–885, 2012. ISSN 1436-3798.
- Moratto, ZM et Broxton, MJ. Ames Stereo Pipeline, NASA’s open source automated stereogrammetry software. Dans *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 41)*., page 2364, 2010.
- Moreau, M. Visual perception of changes in a high mountain landscape : the case of the retreat of the Évettes Glacier (Haute-Maurienne, northern French Alps). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, (2/2010), p. 165–174, 2010. ISSN 1266-5304.
- Moreno-Banos, I, Garcia, A Ruiz, Marturia, I, Baños, Ignacio MORENO, García, Antoni RUIZ, Alavedra, Jordi MARTURIA I., Figueras, Pere OLLER I. MARTÍNEZ I., Iglesias, Jordi PIÑA, Sellés, Carles GARCIA, Figueras, Pere OLLER I. MARTÍNEZ I., López, Julià TALAYA, Moreno Baños, I, Ruiz García, a, Marturià I Alavedra, J, Oller I Figueras, P, Piña Iglesias, J, Garcia Sellés, C, Martínez I Figueras, P, et Talaya López, J. Snowpack depth modelling and water availability from LIDAR measurements in eastern Pyrenees. *ISSW 09 - International Snow Science Workshop, Proceedings*, 30(2518), p. 202–206, 2009.
- Mulsow, C., Koschitzki, R., et Maas, H.-G. Photogrammetric monitoring of glacier margin lakes. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 6(5-7), p. 600–613, 2014. ISSN 1947-5705.
- NASA, Intelligent Robotics Group. *The Ames Stereo Pipeline : A part of the NASA NeoGeography Toolkit*. 2015.
- Nolan, M., Larsen, C., et Sturm, M. Mapping snow depth from manned aircraft on landscape scales at centimeter resolution using structure-from-motion photogrammetry. *The Cryosphere*, 9(4), p. 1445–1463, 2015. ISSN 1994-0424.
- NSIDC. Glacier Photograph Collection. Rapport technique, 2015.
- Nuth, C. et Kääb, A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5(1), p. 271–290, 2011. ISSN 1994-0424.
- Obled, C. Modèles mathématiques de la fusion nivale. 1971.
- Osborn, T. J. Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation. *Weather*, 61(12), p. 353–355, 2006. ISSN 1477-8696.

- Ostrem-Brugman. *Glacier mass-balance measurements : a manual for field and office work*, NHRI Science Report. 224 pp. 1991.
- Otake, K. Snow survey by aerial photographs. *GeoJournal*, 4(4), 1980. ISSN 0343-2521.
- Painter, TH et Berisford, DF. The NASA Airborne Snow Observatory : Demonstration Mission 2. Dans *AGU Fall Meeting Abstracts Vol . 1*, page 4, 2014.
- Papa, F., Legresy, B., Mognard, N.M., Josberger, E.G., et Remy, F. Estimating terrestrial snow depth with the TOPEX-Poseidon altimeter and radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(10), p. 2162–2169, 2002. ISSN 0196-2892.
- Parajka, J., Haas, P., Kirnbauer, R., Jansa, J., et Blöschl, G. Potential of time-lapse photography of snow for hydrological purposes at the small catchment scale. *Hydrological Processes*, 26(22), p. 3327–3337, 2012. ISSN 08856087.
- Passalacqua, P., Belmont, P., Staley, D. M., Simley, J. D., Arrowsmith, J. R., Bode, C. A., Crosby, C., DeLong, S. B., Glenn, N. F., Kelly, S. A., Lague, D., Sangireddy, H., Schaffrath, K., Tarboton, D. G., Wasklewicz, T., et Wheaton, J. M. Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes : A review. *Earth-Science Reviews*, 148, p. 174–193, 2015. ISSN 00128252.
- Paul, F., Barry, R. G., Cogley, J. G., Frey, H., Haeberli, W., Ohmura, A., Ommanney, C. S. L., Raup, B., Rivera, A., et Zemp, M. Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources. *Annals of Glaciology*, 50(53), p. 119–126, 2009. ISSN 0260-3055.
- Paul, Frank, Kääb, Andreas, et Haeberli, Wilfried. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite : Consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change*, 56(1-2), p. 111–122, 2007. ISSN 0921-8181.
- Pawlowicz, R. Quantitative visualization of geophysical flows using low-cost oblique digital time-lapse imaging. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 28(4), p. 699–710, 2003. ISSN 03649059.
- Péguy, Ch.-P. Le développement actuel des études glaciologiques dans le monde. *Revue de géographie alpine*, 50(2), p. 213–227, 1952. ISSN 0035-1121.
- Perret, C., Hauet, A., Parrel, D., Saisset, G., Vignon, P., et Schnegg, P. Le réseau d'observation hydroclimatologique de montagne d'EDF à?? Etat des lieux. Mesures de débit par dilution d'un traceur fluorescent. *La Houille Blanche*, (3), p. 18–25, 2012. ISSN 0018-6368.
- Pfeffer, W. T., Arendt, A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A. S., Hagen, J.-O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E. S., Moholdt, G., Mölg, Ni., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B. H., Rich, J., et Sharp, M. J. The Randolph Glacier Inventory : a globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, 60(221), p. 537–552, 2014. ISSN 00221430.
- Pham, Ha Thai. *Analyse de "Time Lapse" optiques stéréo et d'images radar satellitaires : application à la mesure du déplacement de glaciers*. PhD thesis, 2015.
- Pimentel, R., Herrero, J., et Polo, M. J. Terrestrial photography as an alternative to satellite images to study snow cover evolution at hillslope scale. Dans *SPIE Remote Sensing*, page 85310Y, 2012.

- Pimentel, R., Herrero, J., Zeng, Y., Su, Z., et Polo, M. J. Study of Snow Dynamics at Subgrid Scale in Semiarid Environments Combining Terrestrial Photography and Data Assimilation Techniques. *Journal of Hydrometeorology*, 16(2), p. 563–578, 2015. ISSN 1525-755X.
- Pinet J.-M. La fabrique d'un paysage Regards croisés. *Projets de paysage*, 2011.
- Plandé, R. Neiges et glaces d'aujourd'hui dans les Pyrénées. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 10(2), p. 85–106, 1939. ISSN 0035-3221.
- Poli, D., Remondino, F., Angiuli, E., et Agugiaro, G. Radiometric and geometric evaluation of GeoEye-1, WorldView-2 and Pléiades-1A stereo images for 3D information extraction. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 100, p. 35–47, 2015. ISSN 0924-2716.
- Pomeroy, JW et Gray, DM. *Snowcover-accumulation, relocation and management. National Hydrology Research Institute Science Report No. 7.* 1995.
- Pons, Marc, López-Moreno, JI Juan Ignacio, Rosas-Casals, Martí, et Jover, Èric. The vulnerability of Pyrenean ski resorts to climate-induced changes in the snowpack. *Climatic Change*, 131(4), p. 591–605, 2015. ISSN 0165-0009.
- Pont H. Contribution à l'Etude des Glaciers du Taillon et d'Ossoue. Rapport technique, 1985.
- Pont H. and Valla F. Observations glaciologiques dans les Pyrénées. Rapport technique, 1980.
- Produit, T et Tuia, D. An open tool to register landscape oblique images and generate their synthetic model. Dans *Open Source Geospatial Research and Education Symposium (OGRS) (No. EPFL-CONF-183329)*., 2012.
- Project, Mountain Legacy. The Canadian Rockies 1861-Present (available from <http://mountainlegacy.ca/>). Rapport technique, 2010.
- Prokop, A. Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements. *Cold Regions Science and Technology*, 54(3), p. 155–163, 2008. ISSN 0165232X.
- Puech, C., Thommeret, N., Kaiser, B., Bailly, J.-S., Jacome, A., Rey, F., et Mathys, N. MNT à très haute résolution dans les modelés fortement disséqués : des données aux tests d'application. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, (2/2009), p. 141–152, 2009. ISSN 1266-5304.
- Quéno, L., Vionnet, V., Dombrowski-Etchevers, I., Lafaysse, M., Dumont, M., et Karbou, F. Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometeric resolution meteorological forecasts. *The Cryosphere Discussions*, pages 1–32, 2016. ISSN 1994-0440.
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P., et Grancher, D. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, 70(2), p. 198–212, 2008. ISSN 00335894.
- Racoviteanu, A. E., Manley, W. F., Arnaud, Y., et Williams, M. W. Evaluating digital elevation models for glaciologic applications : An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, 59(1–4), p. 110–125, 2007. ISSN 0921-8181.

- Racoviteanu, A. E., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S. J. S., et Armstrong, R. Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space : results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology*, 50 (53), p. 53–69, 2010.
- Radic, V. et Hock, R. Glaciers in the Earth's Hydrological Cycle : Assessments of Glacier Mass and Runoff Changes on Global and Regional Scales. *Surveys in Geophysics*, 35(3), p. 813–837, 2014. ISSN 01693298.
- Ramond, LF et de Carbonnières, L. R. *Voyages au Mont-Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées*. 1801.
- Rango A. Application of remote sensing methods to hydrology and water resources. *Hydrological Sciences Journal*, 39(4), p. 309–320, 1994. ISSN 0262-6667.
- Rango A, Itten I K. Satellite Potentials in Snowcover Monitoring and Runoff Prediction. *Nordic Hydrology*, 7(4), p. 209–230, 1976.
- Ranisavljević, É., Devin, F., Laffly, D., et Le Nir, Y. A dynamic and generic cloud computing model for glaciological image processing. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 27, Part A, p. 109–115, 2014. ISSN 0303-2434.
- Raup, B., Kääb, A., Kargel, J. S., Bishop, M. P., Hamilton, G., Lee, E., Paul, F., Rau, F., Soltesz, D., Khalsa, Siri J. S., Beedle, M., et Helm, C. Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project. *Computers & Geosciences*, 33(1), p. 104–125, 2007. ISSN 0098-3004.
- Reid-Muret. Les variations périodiques des glaciers. XI<sup>me</sup> Rapport, 1905. 1906.
- Rémy, F. *Histoire de la glaciologie*. 2007.
- René, P. *Glaciers des Pyrénées, Pierre René, Editions CAIRN*. 2013.
- René, P. Le suivi des glaciers dans les Pyrénées françaises. *La Météorologie*, 85(8), p. 27–34, 2014.
- René, P., Marti, R., Gascoin, S., et Houet, T. "Le glacier d'Ossoue (Pyrénées françaises) : 2013, premier bilan de masse positif de la série". Journées SHF Glaciologie - Nivologie - Hydrologie de Montagne, 20 et 21 mars 2014- Grenoble. 2014.
- Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Zabalza, J., Arguedas, G., et Vicente-Serrano, S.M. Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning. *Journal of Maps*, 10(3), p. 379–393, 2014. ISSN 1744-5647.
- Rieckh, M et Kellerer, A. *Monitoring of the Alpine Snow Cover*. PhD thesis, 2011.
- Rivera, A., Corripio, J. G., Brock, B., Clavero, J., et Wendt, J. Monitoring ice-capped active Volcán Villarrica, southern Chile, using terrestrial photography combined with automatic weather stations and global positioning systems. *Journal of Glaciology*, 54(188), p. 920–930, 2008. ISSN 00221430.
- Rodriguez, J.-F. et Oiry-Varacca, M. Paysages de l'hydroélectricité et développement touristique dans les Pyrénées. *Journal of Alpine Research / Revue de géographie alpine*, (100-2), 2012. ISSN 0035-1121.

- Rosenzweig, C., Karoly, D., Vicarelli, M., Neofotis, P., Wu, Q., Casassa, G., Menzel, A., Root, T. L., Estrella, N., Seguin, B., Tryjanowski, P., Liu, C., Rawlins, S., et Imeson, A. Attributing physical and biological impacts to anthropogenic climate change. *Nature*, 453(7193), p. 353–357, 2008. ISSN 0028-0836.
- Rott, H., Nagler, T., Ripper, E., Voglmeier, K., Prinz, R., Fromm, R., Coccia, A., Meta, A., Di Leo, D., et Schuttemeyer, Dirk. KU- and X-band backscatter analysis and SWE retrieval for Alpine snow. Dans *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 2407–2410, 2014.
- Ruiz, J.M.G., Tomás, J.P., Novau, J.C., Garcia-Ruiz, J. M., Puigdefabregas, J., et Creus, J. La acumulación de nieve en el Pirineo Central y su influencia hidrológica. *Pirineos*, 127, p. 27–72, 1986.
- Saintenoy, A., Friedt, J.-M., Booth, A. D., Tolle, F., Bernard, E., Laffly, D., Marlin, C., et Griselin, M. Deriving ice thickness, glacier volume and bedrock morphology of the Austre Lovénbreen (Svalbard) using Ground-penetrating Radar. *arXiv preprint arXiv :1306.2539*, pages 1–25, 2013.
- Salvatori, R., Plini, P., Giusto, M., Valt, M., Salzano, R., Montagnoli, M., Cagnati, A., Crepaz, G., et Sigismondi, D. Snow cover monitoring with images from digital camera systems. *Italian Journal of Remote Sensing*, 43(2), p. 137–145, 2011. ISSN 11298596.
- Sanjosé, JJ De. Geomatics techniques applied to glaciers, rock glaciers, and ice patches in Spain (1991-2012). *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 96(3), p. 307–321, 2014.
- Scherrer, S. C. Trends in Swiss Alpine snow days : The role of local- and large-scale climate variability. *Geophysical Research Letters*, 31(13), p. L13215, 2004. ISSN 0094-8276.
- Schiefer, E., Menounos, B., et Wheate, R. Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada. *Geophysical Research Letters*, 34(16), p. n/a–n/a, 2007. ISSN 00948276.
- Schrader F. *Sur l'étendue des glaciers des Pyrénées (On the extent of the glaciers of the Pyrenees) : Paris, Annuaire de Club Alpin Français, v. 21. 1895.*
- Schuster, M., Roquin, C., Durand, A., Moussa, A., Ghienne, J-F., Allenbach, B., Durringer, P., et Bouchette, F. Shorelines of the Holocene Megalake Chad (Africa, Sahara) investigated with very high resolution satellite imagery (Pléiades) : example of the Goz Kerki Paleo-Spit. *Revue française de photogrammétrie et de télédétection*, (208), p. 63–68, 2014. ISSN 1768-9791.
- Serrat-Ventura. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-E-2 Satellite Image Atlas of Glaciers of the World E-2. Glaciers of the Pyrenees, Spain and France. 1988.*
- Sheeren, D, Ladet, S, et Ribière, O. Assessing land cover changes in the French Pyrenees since the 1940s : a semi-automatic GEOBIA approach using aerial photographs. Dans *Proceedings of the AGILE 2012 conference*, pages 23–27, 2012.
- Six, D., Reynaud, L., et Letréguilly, A. Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333(11), p. 693–698, 2001. ISSN 1251-8050.
- Six, D., Reynaud, L., et Letréguilly, A. Variations des bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves sur les dernières décennies, leurs relations avec l'Oscillation du climat de l'Atlantique Nord. *La Houille Blanche*, (8), p. 34–35, 2002. ISSN 0018-6368.

- Smith, FM, Cooper, CF, et Chapman, EG. Measuring Snow Depths by Aerial Photography. *Proc Western Snow Conf*, 1967.
- Sokol, J., Pultz, T. J., et Walker, A. E. Passive and active airborne microwave remote sensing of snow cover. *International Journal of Remote Sensing*, 24(24), p. 5327–2344, 2003. ISSN 01431161.
- Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., Ribstein, P., Berger, T., Sicart, J.E. E., Wagnon, P., Arnaud, Y., Favier, V., et Lejeune, Y. Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology*, 50(50), p. 1–8, 2009. ISSN 02603055.
- Soubeyroux, J-M., Jourdain, S., Grimal, D., Gil, F. E., Esteban, P., et Merz, T. Global approach for inventory and applications of climate data on the Pyrenees chain. 2011.
- Soubeyroux, J-M., Martinoni-Lapierre, S., Goetz, D., Schneider, M., Etchevers, P., et Coléou, C. Nouveaux Indicateurs de Suivi Climatique Pour l'enneigement en Montagne - New Snow Cover Climate Monitoring Indices. *International Snow Science Workshop Grenoble-Chamonix Mont-Blanc - October 07-11, 2013*, pages 1232–1235, 2013.
- Soubeyroux, J-M., René, P., Espejo, F, et Grimal, D. Caractérisation de l'évolution des glaciers des Pyrénées au cours des 50 dernières années à partir de la réanalyse SAFRAN-travail préparatoire. 2010.
- Stockdale, C. A., Bozzini, C., Macdonald, S. E., et Higgs, E. Extracting ecological information from oblique angle terrestrial landscape photographs : Performance evaluation of the WSL Monoplotting Tool. *Applied Geography*, 63, p. 315–325, 2015. ISSN 01436228.
- Stumpf, A., Malet, J.-P. P., Allemand, P., et Ulrich, P. Surface reconstruction and landslide displacement measurements with Pléiades satellite images. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 95, p. 1–12, 2014. ISSN 0924-2716.
- Sturm, Matthew, Taras, Brian, Liston, GE Glen E., Derksen, Chris, Jonas, Tobias, et Lea, Jon. Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes. *Journal of Hydrometeorology*, 11(6), p. 1380–1394, 2010. ISSN 1525-755X.
- Suchet, André. De Louis Ramond de Carbonnières à la Pléiade des Pyrénées ou l'invention du pyrénéisme selon Henri Béraldi. *Babel*, (20), p. 118–128, 2009. ISSN 1277-7897.
- Suzléé, C. Aperçu sur la science de la neige. *Revue forestière française*, 1949.
- Szczypta, C., Gascoin, S., Houet, T., Hagolle, O., Dejoux, J.-F., Vigneau, C., et Fanise, P. Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment. *Journal of Hydrology*, 521, p. 84–99, 2015. ISSN 00221694.
- Szczypta, Camille, Gascoin, Simon, Houet, Thomas, et Fanise, Pascal. Impact of Climate Versus Land-Use Changes on Snow Cover in Bassiès, Pyrenees. *International Snow Science Workshop Grenoble à ? ? Chamonix Mont-Blanc - October 07-11, 2013*, pages 1278–1281, 2013.
- Taillefer, F. Le Vicdessos. Étude géographique. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 10(3), p. 161–268, 1939. ISSN 0035-3221.



- Taillefer, F. Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 1985.
- Thibert, E., Blanc, R., Vincent, C., et Eckert, N. Instruments and Methods Glaciological and volumetric mass-balance measurements : error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. *Journal of Glaciology*, 54(186), p. 522–532, 2008.
- Thibert, E., Faure, J., et Vincent, C. Bilans de masse du Glacier Blanc entre 1952, 1981 et 2002 obtenus par modèles numériques de terrain. *La Houille Blanche*, (2), p. 72–78, 2005. ISSN 0018-6368.
- Thomas, R., Frederick, E., Krabill, W., Manizade, S., et Martin, C. Recent changes on Greenland outlet glaciers. *Journal of Glaciology*, 55(189), p. 147–162, 2009. ISSN 00221430.
- Tourasse, Patrick. Télénivométrie et imagerie satellitaire appliquées à la gestion prévisionnelle des stocks de neige : l'expérience d'EDF. Dans *Colloque : Imagerie satellitaire et radar au service de l'eau. La houille blanche*, 2002.
- Tourasse, Patrick. Contribution de Daniel Duband à l'hydrométéorologie opérationnelle d'aujourd'hui. *La Houille Blanche*, (2), p. 69–80, 2014. ISSN 0018-6368.
- Travelletti, J., Delacourt, C., Allemand, P., Malet, J. P., Schmittbuhl, J., Toussaint, R., et Bastard, M. Correlation of multi-temporal ground-based optical images for landslide monitoring : Application, potential and limitations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 70, p. 39–55, 2012. ISSN 09242716.
- Treichler, D. et Kääb, A. ICESat laser altimetry over small mountain glaciers. *The Cryosphere Discussions*, pages 1–28, 2016. ISSN 1994-0416.
- Trutat E. *Les glaciers de la Maladetta et le Pic des Posets*. 1876.
- Vacquié, L., Houet, T., Sohl, T., Reker, R., et Sayler, K. Modelling Regional Land Change scenarios to Assess Land Abandonment and Reforestation Dynamics in the Pyrenees (France). *Journal of Mountain Science*, 12(3), 2015. ISSN 1672-6316.
- Valt, M., Salvatori, R., Plini, P., Salzano, R., Giusto, M., et Montagnoli, M. Climate Change : A New Software to Study the Variations of Snow Images Shot by Web Cam. *International Snow Science Workshop Grenoble - Chamonix Mont-Blanc - October 07-11, 2013*, pages 1004–1008, 2013.
- Vidal, J-P., Martin, E., Franchisteguy, L., Baillon, M., et Soubeyroux, J-M. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11), p. 1627–1644, 2010. ISSN 0899-8418.
- Vincent, C. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D19), p. 4375, 2002. ISSN 2156-2202.
- Vincent, C. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters*, 32(9), p. L09706, 2005. ISSN 0094-8276.
- Vincent, C., Descloitres, M., Garambois, S., Legchenko, A., Guyard, H., et Gilbert, A. Detection of a subglacial lake in Glacier de Tête Rousse (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology*, 58 (211), p. 866–878, 2012. ISSN 00221430.

- Vincent, C., Garambois, S., Thibert, E., Lefèbvre, E., et Six, D. Origin of the outburst flood from Glacier de Tête Rousse in 1892 (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology*, 56(198), p. 688–698, 2010. ISSN 00221430.
- Vincent, C., Soruco, A., Six, D., Le Meur, E., et Meur, E. L E. Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France. *Annals of Glaciology*, 50(50), p. 73–79, 2009. ISSN 02603055.
- Vincent, C. et Vallon, M. Meteorological controls on glacier mass balance : empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France. *Journal of Glaciology*, 43(143), p. 131–137, 1997. ISSN 0022-1430.
- Vionnet, V. *Études du transport de la neige par le vent en conditions alpines : observations et simulations à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux*. PhD thesis, 2012.
- Viviroli, D., Archer, D. R., Buytaert, W., Fowler, H. J., Greenwood, G. B., Hamlet, A. F., Huang, Y., Koboltschnig, G., Litaor, M. I., López-Moreno, J. I., Lorentz, S., Schädler, B., Schreier, H., Schwaiger, K., Vuille, M., et Woods, R. Climate change and mountain water resources : overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), p. 471–504, 2011. ISSN 1607-7938.
- Viviroli, Daniel, Dürr, Hans H., Messerli, Bruno, Meybeck, Michel, et Weingartner, Rolf. Mountains of the world, water towers for humanity : Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research*, 43(7), p. 1–13, 2007. ISSN 00431397.
- Viviroli, Daniel, Weingartner, Rolf, et Messerli, Bruno. Assessing the Hydrological Significance of the World's Mountains. *Mountain Research and Development*, 23(1), p. 32–40, 2003. ISSN 0276-4741.
- von Charpentier, J. G. F. *Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées*. 1823.
- von Hann, Julius. *Handbook of climatology : Part I, General climatology*. 1903.
- Wadhams, P. Evidence for thinning of the Arctic ice cover north of Greenland. *Nature*, 345(6278), p. 795–797, 1990. ISSN 0028-0836.
- Wagnon, P., Vincent, C., Arnaud, Y., Berthier, E., Vuillermoz, E., Gruber, S., Ménégoz, M., Gilbert, A., Dumont, M., Shea, J. M., Stumm, D., et Pokhrel, B. K. Seasonal and annual mass balances of Mera and Pokalde glaciers (Nepal Himalaya) since 2007. *Cryosphere Discussions*, 7(4), p. 1769–1786, 2013. ISSN 1994-0424.
- Wahba, Grace. *Spline Models for Observational Data*. 1990.
- Walsh, J. E. et Chapman, W. L. 20th-century sea-ice variations from observational data. *Annals of Glaciology*, 33(1), p. 444–448, 2001. ISSN 02603055.
- Weber, M et Braun, L. Contribution of rain, snow-and icemelt in the Upper Danube discharge today and in the future. *Geogr. Fis. Dinam. Quaternary*, 2010.
- Westoby, M. J., Dunning, S. A., Woodward, J., Hein, A. S., Marrero, S. M., Winter, K., et Sugden, D. E. Inter-annual surface evolution of an Antarctic blue-ice moraine using multi-temporal DEMs. *Earth Surface Dynamics Discussions*, 3(4), p. 1317–1344, 2015. ISSN 2196-6338.

- Westoby, M.J. J., Brasington, J., Glasser, N.F. F., Hambrey, M.J. J., et Reynolds, J.M. M. Structure-from-Motion photogrammetry : a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, p. 300–314, 2012. ISSN 0169-555X.
- Williams, Richard S et Ferrigno, Jane G. Changes in the Earth's Cryosphere and global environmental change. *State of the Earth's cryosphere at the beginning of the 21st century*??Glaciers, global snow cover, floating ice, and permafrost and periglacial environments, 2012.
- Willis, M.J., Herried, B.G., Bevis, M.G., et Bell, R.E. Recharge of a subglacial lake by surface meltwater in northeast Greenland. *Nature*, 518(7538), p. 223–7, 2015. ISSN 1476-4687.
- Winstral, A. et Marks, D. Long-term snow distribution observations in a mountain catchment : Assessing variability, time stability, and the representativeness of an index site. *Water Resources Research*, 50(1), p. 293–305, 2014. ISSN 00431397.
- Wiscombe, W. J. et Warren, S. G. A Model for the Spectral Albedo of Snow. I : Pure Snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), p. 2712–2733, 1980. ISSN 0022-4928.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., et Paul, F. Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters*, 33(13), p. L13504, 2006. ISSN 0094-8276.
- Zemp, M., Hoelzle, M., et Haeberli, W. Glacier Fluctuations in the European Alps 1850-2000. *The darkening peaks : Glacial retreat in scientific and social context*, pages 152–167, 2007. ISSN 0520253051.
- Zemp, M., Hoelzle, M., et Haeberli, W. Six decades of glacier mass-balance observations : a review of the worldwide monitoring network. *Annals of Glaciology*, 50(50), p. 101–111, 2009. ISSN 0260-3055.
- Zemp, M., Thibert, E., Huss, M., Stumm, D., Denby, C. Rolstad, Nuth, C., Nussbaumer, S. U., Moholdt, G., Mercer, A., Mayer, C., Joerg, P. C., Jansson, P., Hynek, B., Fischer, A., Escher-Vetter, H., Elvehoy, H., et Andreassen, L. M. Reanalysing glacier mass balance measurement series. *Cryosphere*, 7(4), p. 1227–1245, 2013. ISSN 1994-0416.
- Zerger, A., Gobbett, D., Crossman, C., Valencia, P., Wark, T., Davies, M., Handcock, R.N., et Stol, J. Temporal monitoring of groundcover change using digital cameras. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 19, p. 266–275, 2012. ISSN 03032434.

# TABLE DES FIGURES

1	Le massif des Pyrénées et sa composante hypsométrique. . . . .	3
2	Distribution hypsométrique des Pyrénées . . . . .	4
3	Étagement de la montagne dans le cas des Pyrénées. . . . .	4
4	SCAMPEI durée enneigement à 1 500 m . . . . .	6
5	Infrastructures hydrauliques dans les Pyrénées . . . . .	7
6	Photographies associées à la ressource nivale dans les Pyrénées . . . . .	8
7	Photographies des glaciers des Pyrénées . . . . .	9
8	Situation de vulnérabilité dans les Pyrénées . . . . .	10
9	Illustration d'une acquisition Pléiades . . . . .	12
10	Emboîtement des échelles spatiales et temporelles. . . . .	15
11	Systèmes emboîtés autour de la problématique de thèse. . . . .	17
12	Réponse à la problématique hydro-climatique . . . . .	18
1.1	Cartes des variations des températures de surface (GIEC) . . . . .	26
1.2	Cartes des variations des précipitations (GIEC) . . . . .	27
1.3	Projection des températures au sud de l'Europe (GIEC) . . . . .	28
1.4	Projection des précipitations au sud de l'Europe (GIEC) . . . . .	29
1.5	Projections climatiques et impacts attendus en Europe . . . . .	30
2.1	Composantes de la cryosphère . . . . .	32
2.2	Vision hémisphérique de la cryosphère . . . . .	34
2.3	Localisation des glaciers dans le monde . . . . .	35
2.4	Dates des maxima du petit âge glaciaire . . . . .	36
2.5	Moyenne de la surface enneigée (SCA) à l'échelle globale et européenne . . . . .	36
2.6	Séries d'images MODIS . . . . .	36
2.7	Évolution de l'enneigement de l'hémisphère Nord . . . . .	37
2.8	Séries environnementales . . . . .	38
2.9	Interactions cryosphère-climat . . . . .	38
2.10	Bilans de masse et d'énergie de la neige . . . . .	40
2.11	Carte de hauteur de neige . . . . .	40
2.12	Série d'enneigement au col de Porte . . . . .	41
2.13	Temps de résidence-type des différents réservoirs d'eau de la cryosphère. . . . .	42
2.14	Cartographie du ratio précipitations neigeuses divisées par ruissellement . . . . .	43
2.15	Indice de contribution eau de montagne . . . . .	44
3.1	Réflectance du manteau neigeux . . . . .	51
3.2	Vue d'ensemble des méthodes de suivi du manteau neigeux . . . . .	54
3.3	Vue d'ensemble des méthodes de suivi des glaciers . . . . .	55
3.4	Grilles des GCM . . . . .	57

3.5	Modélisation de la dynamique d'un glacier . . . . .	57
4.1	Extrait carte État-Major . . . . .	62
4.2	Mesures piquets Maladeta par Trutat . . . . .	63
4.3	Réseau de mesures nivales dans les Pyrénées . . . . .	64
4.4	Distribution altitudinale du réseau nivologique . . . . .	65
4.5	Photo-comparaison aux Gours blancs . . . . .	65
4.6	Études et suivis des glaciers pyrénéens . . . . .	68
4.7	Études du manteau neigeux et hydrologie nivale . . . . .	70
4.8	Durée enneigement . . . . .	71
4.9	Cartes de réanalyse SAFRAN-CROCUS . . . . .	72
5.1	Métrie Suivie à Ossoue . . . . .	77
5.2	Métrie Ponctuelle Bassiès . . . . .	78
5.3	Vue oblique MNE Bassiès . . . . .	80
5.4	Localisation des sites d'études . . . . .	81
5	MNE Pléiades dans les échelles spatio-temporelles . . . . .	92
1.1	Différence de MNE Pléiades dans les échelles spatio-temporelles . . . . .	101
2.1	Schema log. série temporelle . . . . .	126
3.1	Shéma théorique de prise de vue . . . . .	129
3.2	Acquisition images terrestres Bassiès . . . . .	132
3.3	Chronogramme des acquisitions terrain sur le bassin versant de Bassiès (09). . . . .	133
3.4	Illustration saisie Pic2Map . . . . .	135
3.5	Illustration projection ortho Pic2Map . . . . .	136
3.6	Illustration été-hiver projection ortho Pic2Map . . . . .	136
3.7	Série de prises de vue Bassiès . . . . .	137
8	Emboîtement des échelles dans le cas de l'inventaire des glaciers . . . . .	147
1.1	Erreurs standards (en %) sur les surfaces de glaciers . . . . .	151
1.2	Glaciers des Pyrénées en 1850 et 2011 . . . . .	152
1.3	Distribution des glaciers des Pyrénées en 1850 et 2011 . . . . .	154
1.4	Contours des glaciers du massif du Mont-Perdu en 1850 et 2011 . . . . .	154
1.5	Contours des glaciers du massif de l'Inferno en 1850 et 2011 . . . . .	155
1.6	Contours des glaciers du massif du Vignemale en 1850 et 2011 . . . . .	155
1.7	Contours des glaciers du massif du Néouvielle en 1850 . . . . .	156
1.8	Contours des glaciers du massif du Mont-Perdu en 1850 et 2011 . . . . .	156
1.9	Contours des glaciers du massif de l'Aneto en 1850 et 2011 . . . . .	157
1.10	Carte des glaciers du sud de l'Europe . . . . .	157
1.11	Diagramme associée à la reconstruction du glacier d'Ossoue . . . . .	159
2.1	Représentation spatio-temporelle dans le cas de la modélisation . . . . .	186
3.1	Rayonnement solaire sur le massif de l'Aneto . . . . .	187
3.2	Courbes de réponse GAM et arbre binaire . . . . .	188
3.3	Probabilité de surfaces englacées massif d'Aneto . . . . .	189
3.4	Évolution des probabilité de surfaces englacées massif d'Aneto . . . . .	189

3.5	Type de circulation synoptique . . . . .	191
3.6	Modèle degrés jour Ossoue . . . . .	191
3.7	Variations de masse glacier d'Ossoue simulées SAFRAN-CROCUS . . . . .	193
3.8	Schéma SAFRAN-CROCUS . . . . .	194
3.9	Comparaison bilans simulés et observés . . . . .	195
3.10	Comparaison bilans hivernaux aux balises . . . . .	195
3.11	Comparaison bilan simulé et cartographique . . . . .	196
3.12	Anémomètre au col de Cerbillona . . . . .	197
13	Évolution de l'erreur sur le Z . . . . .	201
14	Intersections entre emprises géographiques et grands systèmes d'intérêts . . . . .	203
15	Croisement des disciplines . . . . .	205



# Liste des tableaux

2.1	Surface et volume de la cryosphère globale . . . . .	33
3.1	Méthodes d'observations de la cryosphère globale . . . . .	51
3.2	Méthodes satellite de suivi des surfaces enneigées . . . . .	53
3.3	Méthodes de suivi des glaciers . . . . .	54
3.1	Logiciels imagerie oblique . . . . .	130





# TABLE DES MATIÈRES

<b>Avant-propos</b>	<b>iii</b>
<b>Remerciements</b>	<b>v</b>
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
<b>I Cadres de l'étude : milieux, enjeux, et observations</b>	<b>19</b>
1 CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU SUD DE L'EUROPE ET EN MONTAGNE	<b>25</b>
1.1 CHANGEMENT CLIMATIQUE OBSERVÉ À L'ÉCHELLE GLOBALE . . . . .	26
1.2 PROJECTIONS CLIMATIQUES AU SUD DE L'EUROPE . . . . .	26
1.3 IMPACTS DANS LES RÉGIONS DE MONTAGNES : ÉCOSYSTÈMES ET RÉSERVES D'EAU SOLIDE . . . . .	27
2 CRYOSPHERE : DUALITÉ HYDRO-CLIMATIQUE	<b>31</b>
2.1 COMPOSANTES DE LA CRYOSPHERE . . . . .	32
2.1.1 Définition de la cryosphère . . . . .	32
2.1.2 Définition des composantes . . . . .	32
2.1.3 Aperçu global des glaciers et du manteau neigeux . . . . .	33
2.2 CRYOSPHERE : INTÉGRATEUR DU CLIMAT . . . . .	37
2.3 CRYOSPHERE : RÉSERVOIR DU CYCLE HYDROLOGIQUE . . . . .	41
2.4 CRYOSPHERE : IMPACTS SOCIÉTAUX . . . . .	42
3 VARIATIONS DE LA CRYOSPHERE : OBSERVER DE LOIN SI POSSIBLE	<b>47</b>
3.1 MÉTRIQUES OBSERVÉES . . . . .	48
3.2 TECHNIQUES DE MESURES . . . . .	49
3.3 MODÉLISATION DE LA CRYOSPHERE . . . . .	55
4 ÉTUDES ANTÉRIEURES DE LA CRYOSPHERE DES PYRÉNÉES	<b>59</b>
4.1 LES PREMIÈRES OBSERVATIONS . . . . .	60
4.2 LES SYSTÈMES D'OBSERVATIONS ACTUELS . . . . .	61
4.3 GLACIERS DES PYRÉNÉES . . . . .	66
4.3.1 Grandes et petites phases glaciaires . . . . .	66
4.3.2 Les glaciers depuis la fin du petit âge glaciaire . . . . .	66
4.4 FORMES PÉRIGLACIAIRES ET GLACIERS ROCHEUX . . . . .	67
4.5 MANTEAU NEIGEUX DES PYRÉNÉES . . . . .	67

4.5.1	Observations sur le XX <sup>ème</sup> siècle . . . . .	67
4.5.2	Études récentes . . . . .	67
4.5.3	Apports des modèles . . . . .	69
4.6	ASPECTS SOCIO-ÉCONOMIQUES . . . . .	71
4.7	ASPECTS ENVIRONNEMENTAUX . . . . .	72
<b>5</b>	<b>MÉTHODES, MÉTRIQUES ET SITES D'ÉTUDES RETENUS</b>	<b>75</b>
5.1	MÉTRIQUES ET MÉTHODES . . . . .	76
5.1.1	Information recherchée : vision ponctuelle . . . . .	76
5.1.2	Démarche retenue : approche spatialisée . . . . .	76
5.2	SITES D'ÉTUDES . . . . .	79
<b>II</b>	<b>Suivi de la cryosphère des Pyrénées à fine échelle</b>	<b>85</b>
1	CARTOGRAPHIE DE L'ALTITUDE D'UN PETIT GLACIER DE MONTAGNE	93
1.1	SYNTHÈSE DE L'ARTICLE . . . . .	93
1.2	ARTICLE « ÉVALUATION DU MODÈLE NUMÉRIQUE D'ÉLÉVATION » . . . . .	93
2	ESTIMATION DES HAUTEURS DE NEIGE DANS UN PETIT BASSIN VERSANT	103
2.1	SYNTHÈSE DE L'ARTICLE . . . . .	103
2.2	ARTICLE « MAPPING SNOW DEPTH IN OPEN ALPINE TERRAIN » . . . . .	104
3	SUIVI DE SURFACES ENNEIGÉES DANS UN PETIT BASSIN VERSANT	127
3.1	ÉTAT DE L'ART . . . . .	127
3.1.1	La photographie : de l'archive à la série temporelle . . . . .	127
3.1.2	Géoréférencement des images . . . . .	128
3.1.3	Détection de la neige . . . . .	130
3.2	IMAGES OBLIQUES BASSIN VERSANT DE BASSIÈS . . . . .	131
3.2.1	Dispositifs d'acquisition : localisation et période . . . . .	131
3.2.2	Protocole de prise de vue . . . . .	131
3.2.3	Premiers traitements . . . . .	134
3.3	PERSPECTIVES . . . . .	134
<b>III</b>	<b>Reconstruction des variations des glaciers des Pyrénées</b>	<b>139</b>
1	SURFACES DES GLACIERS DES PYRÉNÉES EN 1850 ET 2011	149
1.1	UN BESOIN D'INVENTAIRES . . . . .	149
1.2	PHOTO-INTERPRÉTATION DES CONTOURS DES GLACIERS . . . . .	150
1.3	COMPARAISON DES INVENTAIRES DE 1850 ET 2011 . . . . .	151
1.3.1	A l'échelle des Pyrénées . . . . .	151
1.3.2	Illustration à l'échelle des massifs . . . . .	152
1.4	RETRAIT DES GLACIERS ENTRE 1850 ET 2011 . . . . .	153
1.5	BIENTÔT DES GLACIERS RÉSIDUELS ? . . . . .	153
2	RECONSTRUCTION HISTORIQUE DU GLACIER D'OSSOUE	161
2.1	SYNTHÈSE DE L'ARTICLE . . . . .	161

2.2	ARTICLE « EVOLUTION OF OSSOUE GLACIER » . . . . .	161
3	MODÉLISATION DE L'ÉVOLUTION DU GLACIER D'OSSOUE . . . . .	187
3.1	ÉTUDES DE MODÉLISATION DES ZONES ENGLACÉES DES PYRÉNÉES . . . . .	187
3.2	MODÉLISATION AU GLACIER D'OSSOUE 1980-2012 . . . . .	192
3.2.1	Méthode . . . . .	192
3.2.2	Comparaison avec les données de balises glaciologiques . . . . .	192
3.2.3	Analyse des résultats . . . . .	192
3.2.4	Perspectives . . . . .	193
3.2.5	Influence du vent . . . . .	197
	CONCLUSION GÉNÉRALE . . . . .	199
	<b>Annexes</b> . . . . .	<b>209</b>
	CHRONOGRAMME DE THÈSE . . . . .	209
	SUPPLÉMENT ARTICLE <i>Mapping snow depth from satellite imagery</i> . . . . .	211
	SUPPLÉMENT ARTICLE <i>Evolution of Ossoue glacier</i> . . . . .	222
	POSTER INVENTAIRE DES GLACIERS PYRÉNÉENS . . . . .	236
	Liste des abréviations . . . . .	238
	BIBLIOGRAPHIE . . . . .	241
	TABLE DES FIGURES . . . . .	265
	Liste des tableaux . . . . .	269
	TABLE DES MATIÈRES . . . . .	271



**Titre** Apport des méthodes de télédétection à très haute-résolution spatiale dans l'étude des variations de la cryosphère des Pyrénées

**Résumé** La cryosphère désigne les milieux où l'eau est présente sous sa forme solide, comme la neige ou les glaciers. La sensibilité des composantes de la cryosphère aux fluctuations climatiques, notamment température et précipitation, permet de construire des indicateurs de première importance dans le suivi de la ressource en eau et de l'évolution du climat. Les structures sociétales sont directement impactées par les altérations de ces réservoirs naturels de montagne : irrigation, potentiel hydro-électrique, tourisme, patrimoine paysager. Dans le cadre du projet de thèse-CRYOPYR, un important travail méthodologique a été effectué pour estimer les variations de surface et de volume de neige et de glace à partir de l'imagerie optique très haute résolution. Le massif des Pyrénées (3 404 m) abrite les glaciers les plus méridionaux d'Europe, et présente un important manteau neigeux saisonnier. Nous avons pu estimer la hauteur de neige en fin de période d'accumulation dans le bassin versant de la centrale hydro-électrique de Bassiès (Ariège). Dans le cas du glacier d'Ossoue (Hautes-Pyrénées), nous avons pu cartographier les variations pluriannuelles d'altitude du glacier. Complétée par une recherche de données historiques, cette démarche a permis de reconstruire les fluctuations du glacier depuis la fin du petit âge glaciaire (1850), et de caractériser les variations du climat régional à haute altitude dans les Pyrénées. L'association de ces méthodes quantitatives et de ces sites d'études permet de fournir des éléments de réponses à la problématique hydro-climatique pyrénéenne.

**Mots-clés** Cryosphère, Pyrénées, glacier, manteau neigeux, télédétection, satellite

**Title** Application of very high resolution optical remote sensing methods to monitor and reconstruct the pyrenean cryosphere

**Abstract** The Pyrenees mountain range hosts the southernmost glaciers in Europe (south of 43 °N), and are covered by a large seasonal snowpack. Glacier and snowpack are both components of the cryosphere, the water in its frozen state, and present high sensitivity to climatic influences. In the Pyrenees, water availability from snowmelt is an important issue concerning hydropower generation, irrigation in lowlands and are potentially linked to conflict usage. Pyrenees ski resorts are highly vulnerable to a potential declining snowpack. Pyrenean glaciers are strongly out of balance with regional climate and are in jeopardy in this new century. Natural patrimony and the visual perception of the high mountain landscape could be irrevocably affected by this lost. Snow depth cartography may provide valuable information to manage human activities in link with snow presence. To date, there is no direct approach to map snow depth in mountainous areas from spaceborne sensors. Here, we examined the potential of very-high-resolution stereo satellites to map snow depth in a mountain catchment. The results showed a decimetric accuracy and precision in the Pléiades-derived snow depths, and realistic snow patterns. We also validated Pléiades data to estimate the annual glacier mass balance of a Pyrenean glacier. Thanks to this new approach and a deep sounding of archives data, we reconstructed the evolution of the second largest glacier of the Pyrenees (Ossoue glacier, 42.46 °N, 0.45 km<sup>2</sup>). Ossoue glacier has retreated since the end of the little ice age (LIA) with some stable phases, and would probably disappear by the half of the 21<sup>th</sup> century. Based on a new complete inventory, we mapped the outline of the Pyrenean glaciers at the end of the little ice age (1850 approximately) and in 2011. It appears clear that the Pyrenees mountain range is in its last stage of deglaciation.

**Keywords** Cryosphere, Pyrenees, glacier, snowpack, remote sensing, satellite