



HAL
open science

Téledétection satellitaire des surfaces enneigées et englacées

Antoine Rabatel, Etienne Berthier, Yves Arnaud, Jean-Pierre Dedieu, Marie Dumont, Simon Gascoin, Michel Gay, Kévin Guerreiro, Fatima Karbou, Alexei Kouraev, et al.

► **To cite this version:**

Antoine Rabatel, Etienne Berthier, Yves Arnaud, Jean-Pierre Dedieu, Marie Dumont, et al.. Téledétection satellitaire des surfaces enneigées et englacées. *La Météorologie*, 2017, Observation satellitaire, 97, pp.78-85. 10.4267/2042/62170 . hal-02018928

HAL Id: hal-02018928

<https://hal.science/hal-02018928>

Submitted on 4 Mar 2019

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.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

Téledétection satellitaire des surfaces enneigées et englacées

Satellite remote sensing of snow and ice-covered surfaces

Rabatel Antoine¹, Berthier Etienne², Arnaud Yves¹, Dedieu Jean-Pierre¹, Dumont Marie³,
Gascoin Simon⁴, Gay Michel⁵, Guerreiro Kévin², Karbou Fatima³, Kouraev Alexei^{2,6,7}, Picard
Ghislain¹, Rémy Frédérique², Sirguey Pascal⁸, Trouvé Emmanuel⁹, Zakharova Eléna^{2,6}

¹ Institut des géosciences de l'environnement (IGE), Univ. Grenoble Alpes / CNRS / IRD, Grenoble

² Laboratoire d'études en géophysiques et océanographie spatiales (LEGOS), Univ. Toulouse / CNES / CNRS /
IRD, Toulouse

³ Centre national de recherches météorologiques / Centre d'études de la neige (CNRM/CEN), Météo-France /
CNRS, Grenoble

⁴ Centre d'études spatiales de la biosphère (CESBIO), Univ. Toulouse / CNES / CNRS / IRD, Toulouse

⁵ GIPSA-Lab, Univ. Grenoble Alpes / CNRS, Grenoble

⁶ State Oceanography Institute, St. Petersburg Branch, St. Petersburg, Russia

⁷ Tomsk State University, Tomsk, Russia

⁸ School of Surveying, Univ. Otago, Dunedin, New Zealand

⁹ Laboratoire d'informatique, systèmes, traitement de l'information et de la connaissance (LISTIC), Univ. Savoie
Mont-Blanc, Annecy-le-Vieux

Correspondance :

Antoine Rabatel

LGGE

54, rue Molière

Domaine Universitaire

38400 Saint Martin d'Hères

antoine.rabatel@univ-grenoble-alpes.fr

31 **Résumé**

32 Cet article présente une vue d'ensemble des avancées récentes en télédétection spatiale appliquée à
33 l'étude des surfaces enneigées et englacées auxquelles la communauté française a participé. Qu'il
34 s'agisse de données satellites optique, radar, lidar ou gravimétrique, ces travaux sur la couverture
35 nivale saisonnière ou pérenne, les glaciers de montagne, les calottes polaires, la glace de mer ou de lac
36 et de rivière ont pour objectifs de documenter aussi bien les caractéristiques physiques de ces objets à
37 l'échelle locale comme leur variabilité spatio-temporelle à l'échelle régionale ou globale.

38

39 **Abstract**

40 This article presents an overview of recent advances in remote sensing applied to the study of snow
41 and glacierized areas, in which the French community has been involved. Whatever the type of
42 satellite data; e.g. optical, radar, lidar or gravimetric, these works on seasonal or perennial snow cover,
43 mountain glaciers, ice caps, sea ice, and lake or river ice, are aimed at documenting both the physical
44 characteristics of these objects at local scale as their spatial and temporal variability on a regional or
45 global scale.

46

47 Encart mission satellite

48 *Les satellites Pléiades 1A et 1B*

49 *Illustration possible : vue d'artiste d'un des deux satellites (comme ici,*
50 *https://pleiades.cnes.fr/fr/PLEIADES/Fr/photos_sat.htm)*

51 Ces deux satellites jumeaux ont été lancés en décembre 2011 et décembre 2012 et sont les premiers
52 satellites civils européens de résolution sub-métrique (0.7 m). La fauchée de *Pléiades* étant de 20 km,
53 ces satellites sont donc parfaitement adaptés au suivi de bassins versants enneigés et de glaciers
54 d'extension pluri-kilométrique.

55 Satellites conçus par le CNES, leurs images sont commercialisées par Airbus Defense and Space. Les
56 images d'archive ou obtenues lors de nouvelles programmations sont aujourd'hui accessibles à tarif
57 préférentiel (1 € / km²) *via* le programme *Isis* du CNES pour les institutionnels français.

58 Les images *Pléiades* constituent une véritable révolution pour les nivologues et les glaciologues.
59 Grâce à un codage de la radiométrie sur 12 bits (soit 4096 niveaux de gris), il n'y a quasiment pas de
60 saturation et il n'est plus nécessaire de définir avec minutie les gains du capteur pour s'adapter à des
61 objets d'étude (la neige et la glace) à très forte réflectance dans le visible. Un corollaire est que
62 désormais toutes les images du catalogue sont exploitables pour l'étude de la cryosphère alors qu'avec
63 leurs prédécesseurs de la famille *Spot* (de *Spot-1* à *-5*) seules les images acquises avec des gains faibles
64 étaient utiles. Ces dernières sont rares dans les archives puisque la plupart des autres applications
65 privilégient des gains forts, plus pertinents pour les zones sans neige ni glace. En outre, la très haute
66 résolution permet d'augmenter le niveau de détail visible dans les images. Le suivi des structures fines
67 et persistantes en surfaces des glaciers permet de construire des champs de vitesse à la fois précis et
68 résolus spatialement. La haute résolution s'accompagne également d'un gain en précision dans les
69 modèles numériques de terrain construits à partir des couples stéréoscopiques *Pléiades*. Une précision
70 verticale de l'ordre de 50 cm est atteinte ce qui permet l'estimation des pertes de masse des glaciers ou
71 des volumes de neige présents dans les bassins versants.

72

73 1. INTRODUCTION

74 La cryosphère *sensu lato* regroupe l'ensemble des composantes du système Terre où l'eau est présente
75 à l'état solide. On la trouve dans l'atmosphère, à la surface des continents (neige, glaciers, calottes,
76 glace de rivière et de lac) et des océans (banquise), et dans les sols (pergélisol).

77 La cryosphère occupe une place importante dans les débats scientifiques actuels, d'une part pour ce
78 qui concerne son rôle d'indicateur et d'acteur des changements climatiques à l'échelle globale et,
79 d'autre part, en tant que composante majeure du cycle hydrologique de nombreux bassins versants.

80 Les enjeux sociétaux consistent en une meilleure quantification des ressources en eau associées à la
81 cryosphère, de la contribution de la fonte des glaciers et calottes à l'élévation du niveau marin actuelle
82 et future, ou encore en une meilleure compréhension des risques naturels (avalanches, chutes de
83 séracs, ...). Pour répondre à ces enjeux, la télédétection spatiale joue un rôle fondamental,
84 complémentaire aux observations *in-situ*. En effet, depuis le lancement des premiers satellites
85 d'observation de la Terre dans les années 1960-70, les moyens d'observation se sont diversifiés :
86 optique, puis radar, radiométrie, lidar, et plus récemment la gravimétrie. Les performances des
87 capteurs, en termes de résolutions spatiales, temporelles et spectrales, n'ont cessé de croître ce qui
88 permet l'observation de la cryosphère sous de multiples facettes, de l'échelle locale à globale.

89 Cet article ne se veut pas une synthèse exhaustive sur l'observation de la cryosphère continentale et
90 maritime par télédétection spatiale. Nous nous focalisons plutôt sur quelques avancées scientifiques
91 auxquelles a contribué la communauté française afin d'illustrer comment les données satellitaires
92 permettent d'étudier le manteau neigeux, les glaciers et les calottes, la glace de mer et de lac et leurs
93 évolutions au cours des 40 dernières années.

94 2. SUIVI DU COUVERT NIVAL

95 2.1 Variabilité spatio-temporelle de l'étendue du manteau neigeux

96 Chaque année la neige recouvre près du tiers des terres émergées du globe. Les variations de la
97 superficie enneigée constituent un excellent indicateur de la variabilité et du réchauffement
98 climatiques. En outre, la présence d'un manteau neigeux à la surface des continents modifie les
99 conditions aux limites de l'atmosphère car la neige possède des propriétés réfléchissantes et isolantes
100 uniques. Ainsi, la surface enneigée engendre des rétroactions climatiques ; par exemple la fonte de la

101 neige de plus en plus précoce en Europe de l'Est a pour effet d'avancer le début de l'été en Europe de
102 l'Ouest [Cassou et Cattiaux, 2016], ou encore la rétroaction température – fonte – albédo qui est à
103 l'origine d'un réchauffement plus marqué aux pôles [Bony et Dufresne, 2007].

104 La première carte satellite de l'étendue du manteau neigeux fut réalisée en 1966 par la NOAA¹. Dès
105 lors, la NOAA a produit une carte hebdomadaire de la surface enneigée de l'hémisphère Nord,
106 constituant ainsi le jeu de données environnementales le plus long jamais obtenu par satellite (Figure
107 1). La détection de la neige dans le domaine optique repose sur sa signature spectrale particulière : la
108 neige est très réfléchissante dans le visible et peu réfléchissante dans le moyen infrarouge. Ce
109 contraste de réflectance permet de la distinguer de la majorité des nuages dont la réflectance est
110 généralement plus élevée dans le moyen infrarouge.

111 Modis² est un des capteurs les plus utilisés pour les applications hydro-climatiques. Il permet de
112 disposer de cartes de l'enneigement à une résolution de 500 m à l'échelle globale tous les jours où les
113 nuages sont absents à l'heure de l'acquisition (10h et 14h environ). Cette résolution spatio-temporelle
114 est bien adaptée au suivi du manteau neigeux depuis l'échelle continentale jusqu'à celle des massifs
115 montagneux [e.g. Gascoin *et al.*, 2015].

116 Dans le domaine des micro-ondes actives, les images radar à synthèse d'ouverture (SAR en anglais) en
117 bande L (1,2 GHz), C (5,3 GHz), X (9,6 GHz) et Ku (13,6 GHz) sont utilisées pour cartographier les
118 étendues neigeuses « humides ». En effet, à ces fréquences, le signal radar ne pénètre pas le manteau
119 neigeux en présence d'eau liquide à l'interface air/neige.

120 **2.2. Hauteur de neige, équivalent en eau et teneur en eau liquide**

121 La hauteur de neige est une variable clé pour le suivi du manteau neigeux en climatologie, en
122 hydrologie et en glaciologie car elle permet d'estimer son équivalent en eau qui est le produit de la
123 densité moyenne du couvert nival par sa hauteur. Diverses techniques ont émergé pour établir des
124 cartes de hauteur de neige très précises par stéréoscopie ou par lidar, depuis un drone, un hélicoptère
125 ou un avion. Les capteurs satellites optiques à très haute résolution spatiale laissent entrevoir la
126 possibilité de déterminer la hauteur de neige depuis l'espace par stéréoscopie. Marti *et al.* [2016] ont
127 réalisé un premier test avec les satellites *Pléiades* dans un bassin versant pyrénéen et ont cartographié

¹ NOAA : *National Oceanic and Atmospheric Administration* des USA

² Moderate-resolution imaging spectroradiometer, instrument embarqué à bord de satellite *Terra* et *Aqua* de la NASA.

128 la hauteur de neige à 2 m de résolution spatiale avec une erreur aléatoire d'environ 50 cm en chaque
129 pixel.

130 Les radars permettent d'estimer les épaisseurs de neige non humide par différence du signal de phase
131 en bande X [Leinss *et al.*, 2014] ou par décomposition polarimétrique en bande C [Dedieu *et al.*,
132 2014]. La fréquence la plus adaptée pour pénétrer la neige et restituer son équivalent en eau est la
133 bande Ku [Rott *et al.*, 2014] mais aucun capteur satellite SAR ne la possède actuellement. Dans le cas
134 de la banquise, les propriétés isolantes de la neige ralentissent la croissance de la glace en l'isolant de
135 l'air froid. A l'inverse, son fort albédo retarde la fonte de la glace en réfléchissant une grande partie du
136 rayonnement solaire. L'épaisseur de neige à la surface de la banquise (Figure 2) peut être estimée en
137 combinant des données altimétriques [Guerreiro *et al.*, 2016]. En effet, le signal altimétrique en bande
138 Ku pénètre la neige à l'inverse du signal en bande Ka (37 GHz) bloqué à la surface, ce qui par
139 différence permet d'obtenir des cartes de neige sur tout l'Arctique. Une méthode similaire a été
140 développée au lac Baïkal pour estimer l'épaisseur de la couverture neigeuse sur la glace à partir des
141 observations micro-ondes passives des altimètres et du radiomètre spatial SSM/I [Kouraev *et al.*,
142 2008].

143 La quantité d'eau liquide présente dans un couvert neigeux affecte non seulement les mécanismes de
144 métamorphisme, mais aussi ses propriétés diélectriques qui influent sur le signal radar. La teneur en
145 eau liquide (TEL) est généralement exprimée sous forme d'un pourcentage massique ou volumique.
146 Une méthode a été proposée en bande C par Niang *et al.* [2007] afin de restituer la TEL de surface
147 pour des couverts neigeux humides dans les Alpes françaises par inversion du signal radar.
148 L'application a été améliorée par Longépé *et al.* [2009] et couplée avec le modèle physique de
149 métamorphisme de la neige SURFEX-Crocus développé par Météo-France.

150 **2.3. Propriétés physiques de la neige**

151 **2.3.1. Albédo**

152 Les réflectances mesurées par satellite (fraction de rayonnement réfléchi dans l'angle solide
153 d'observation du satellite) nous renseignent sur les caractéristiques physico-chimiques de la neige,
154 notamment l'albédo (fraction de rayonnement réfléchi sur l'intégralité de l'hémisphère, intégré sur
155 l'ensemble du spectre solaire). Il existe deux méthodes principales pour quantifier l'albédo à partir
156 d'images multispectrales. La plus simple calcule une régression entre les valeurs de réflectance par

157 bande spectrale et des valeurs d'albédo mesurées *in-situ*. Cette méthode ne permet pas de considérer
158 de manière précise les variations spectrales des propriétés optiques de la neige avec les caractéristiques
159 physico-chimiques de celle-ci. La seconde méthode consiste à estimer les caractéristiques physico-
160 chimiques de la neige de surface à partir des données de réflectance spectrale et à extrapoler ces
161 valeurs au spectre complet à partir d'un modèle de transfert radiatif du manteau neigeux [Dumont *et*
162 *al.*, 2012a]. Cette méthode est utilisée pour le calcul de l'albédo de la neige dans les produits MOD10
163 à partir des observations Modis [Klein et Stroeve, 2002]. Enfin, certains produits, comme le MCD43
164 issu du même capteur, utilisent plusieurs images acquises sous différents angles solaire et de visée afin
165 de prendre en compte les variations angulaires de la réflectance dans le calcul de l'albédo [Schaaf *et*
166 *al.*, 2011].

167 **2.3.2. Taille de grain**

168 La microstructure de la neige détermine en grande partie sa réflectance dans le proche et moyen
169 infrarouge et dans les micro-ondes. Les réflectances optiques satellites permettent donc de suivre
170 l'évolution de la surface spécifique de la neige, une variable en lien avec la taille des grains de neige.

171 Les algorithmes d'estimation sont souvent basés sur l'utilisation d'une bande infrarouge qui est
172 sensible à la surface spécifique et d'une ou plusieurs bandes du visible qui permettent de s'affranchir
173 de l'influence de l'atmosphère. Les algorithmes se différencient par la relation entre la surface
174 spécifique et la réflectance qui découle des approximations du transfert radiatif utilisées [Mary *et al.*,
175 2013].

176 **2.3.3. Température de surface**

177 L'observation dans le domaine de l'infrarouge thermique permet d'estimer la température de surface.
178 La neige est un très bon absorbeur dans ce domaine ce qui en fait un excellent corps noir, avec une
179 émissivité proche de 0,98 et variant en fonction de la taille de grain et de la TEL. Dans ces conditions,
180 il est possible d'atteindre une précision de mesure de l'ordre de 2 K à condition de corriger la
181 contribution atmosphérique. Le caractère absorbant implique aussi que l'énergie émise par la neige
182 provient d'une couche superficielle de quelques micromètres, appelée « peau ». La température ainsi
183 mesurée correspond exactement à celle qui apparaît dans les équations du bilan d'énergie de surface
184 des modèles de prévision numérique du temps, ce qui est un atout important. En revanche, la faible
185 inertie thermique de cette « peau » conduit à de fortes variations de la température au gré de la

186 turbulence ou des nuages, si bien que l'observation satellite n'est représentative que de l'instant précis
187 de l'acquisition. La revisite des satellites est insuffisante pour échantillonner ces variations, ce qui rend
188 imprécises les statistiques journalières. De plus, le signal ne provient de la surface qu'en condition de
189 ciel clair, ce qui biaise les climatologies mensuelles. Toutefois, dans une étude récente en Antarctique,
190 la haute répétitivité des observations due à la convergence des orbites quasi polaires et à la faible
191 présence nuageuse a permis d'obtenir des séries quasi horaires. Ces travaux ont montré l'importance
192 de modéliser les couches atmosphériques stables pour prédire la température de surface [Fréville *et al.*,
193 2014].

194 **2.4. Télédétection des dépôts d'avalanches par micro-ondes**

195 La localisation des dépôts d'avalanches et l'estimation de leur volume sont importantes pour étudier la
196 stabilité du manteau neigeux. Ces informations permettent également d'identifier les zones et les
197 périodes à risque avalancheux. De plus, la cartographie satellite des dépôts avalancheux complète les
198 bases de données existantes issues d'observations visuelles. Les satellites *Sentinel-1*, avec les SAR
199 embarqués, permettent de suivre l'évolution du manteau neigeux avec une résolution spatio-temporelle
200 (20 m, 6 jrs) compatible mais encore insuffisante avec la télédétection des dépôts avalancheux. La
201 détection des dépôts avalancheux est basée sur l'examen des différences de coefficients de
202 rétrodiffusion avant et après l'épisode avalancheux qui révèle les forts changements des propriétés de
203 la neige à l'endroit de l'avalanche (hauteur, densité, rugosité, ...), le voisinage autour de l'avalanche
204 restant généralement inchangé. Une méthode automatique de détection des dépôts est en cours
205 d'évaluation au Centre d'Etude de la Neige.

206 **3. SUIVI DES GLACIERS DE MONTAGNE ET DES CALOTTES**

207 Depuis les années 1970, de nombreuses méthodes ont été développées pour suivre les glaciers et les
208 calottes depuis l'espace. Avec l'amélioration de la résolution spatiale des images et, depuis 2002,
209 l'arrivée de l'altimétrie laser, les données satellites sont aujourd'hui utilisées pour : (1) réaliser des
210 inventaires à l'échelle globale ; (2) suivre les variations annuelles à saisonnières de masse ; (3)
211 quantifier les pertes de volume glaciaire à l'échelle de massifs entiers et leur contribution à l'élévation
212 du niveau marin ; ou encore (4) quantifier les vitesses d'écoulement en surface. Pour chacune des
213 applications, les données satellites ont l'avantage sur les mesures ponctuelles *in-situ* de permettre des

214 mesures sur l'ensemble de la surface d'un glacier, et d'observer simultanément l'ensemble des glaciers
215 d'un massif.

216 **3.1. Caractéristiques des états de surface : neige/glace, couverture détritique, albédo**

217 En fonction de leur type et de leur morphologie, la surface des glaciers est recouverte de différents
218 matériaux. La neige persistante dans la zone d'accumulation laisse la place à la glace nue à plus basse
219 altitude. De plus, la surface des glaciers est exposée au dépôt et à l'accumulation de matériels allant de
220 débris d'éboulements rocheux de grosse taille jusqu'aux impuretés microscopiques (poussières, suies,
221 ...). Les fortes différences de réflectance de ces matériaux font de la télédétection optique un outil de
222 choix pour quantifier l'étendue des différentes surfaces composant un glacier. L'utilisation de ratios
223 comme le *Normalized Difference Snow Index* (NDSI) peut aider à mettre en évidence la neige et la
224 glace et à les différencier des nuages. Les zones couvertes de débris peuvent être cartographiées à
225 partir d'images acquises dans l'infrarouge thermique.

226 L'état de surface (en neige ou glace) a un impact direct sur le bilan énergétique du glacier *via* l'albédo.

227 La variabilité spatiale d'albédo mesurée par des capteurs opérant dans le visible et l'infrarouge moyen
228 est liée en premier lieu à la présence de glace ou de neige. Les variations plus fines de réflectance et
229 d'albédo sont indicatives de la présence d'impuretés qui peuvent être quantifiées par la télédétection
230 [Dozier *et al.*, 2009].

231 **3.2. Surfaces, volumes et vitesses d'écoulement glaciaire**

232 **3.2.1. Inventaires glaciologiques**

233 L'établissement d'un inventaire global exhaustif des glaciers est un enjeu majeur. Les limites actuelles
234 de l'exercice résident dans la capacité à identifier et cartographier le contour des glaciers lorsque leur
235 surface est couverte de débris rocheux ou dans des zones à l'ombre. Aussi, l'automatisation complète
236 de ce travail reste problématique, et une vérification visuelle est souvent nécessaire pour corriger les
237 erreurs. En outre, et compte tenu du retrait rapide des glaciers sur tout le globe, une actualisation
238 régulière est nécessaire. Aussi, c'est seulement depuis le 5^{ème} rapport du Giec³ publié en 2013, qu'un
239 inventaire quasi complet des glaciers de notre planète est disponible, le Randolph Glacier Inventory
240 [Pfeffer *et al.*, 2014]. Cet inventaire « mono-date » vient compléter la base de données de l'initiative

³ Giec : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

241 internationale Glims⁴. Cette base de données n'est pas exhaustive mais a été construite pour stocker
242 des données multi-temporelles afin d'étudier les changements de surface des glaciers. Ainsi, quatre
243 dates sont disponibles concernant les Alpes françaises et montrent une diminution de 25% de leur
244 surface englacée entre les années 1970 et 2000 [Gardent *et al.*, 2014].

245 **3.2.2. Changements d'altitude de la surface et bilan de masse**

246 Le bilan de masse de quelques dizaines de glaciers à l'échelle globale est suivi *in-situ*. C'est peu au
247 regard des 200 000 glaciers recensés sur Terre. La télédétection permet aujourd'hui de compléter cet
248 échantillonnage. Une des méthodes, dite géodésique, est basée sur la soustraction de modèles
249 numériques de terrain (MNT) obtenus à partir d'images satellites [*e.g.* Gardelle *et al.*, 2012]. Les
250 MNT, acquis typiquement tous les 5 à 10 ans, doivent être suffisamment précis pour mesurer des
251 changements d'altitude des glaciers de l'ordre de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres
252 par an (Figure 3). Pour aboutir au bilan de masse des glaciers la variation d'épaisseur est convertie en
253 variation de masse, *via* une hypothèse sur la densité des matériaux (neige, névé, glace).

254 Plusieurs techniques permettent de construire des MNT par télédétection spatiale : la stéréoscopie
255 d'images optiques (*Aster*, *Spot*, *Alos*, *Pléiades*...) et l'interférométrie radar (InSAR) à partir de couples
256 d'images acquises simultanément (SRTM, *TanDEM-X*) ou par des passages proches sur une même
257 orbite (*ERS-1/ERS-2*, *Cosmo-SkyMed*). A ces techniques s'ajoutent les mesures altimétriques laser
258 (*ICESat-1*) ou radar (par exemple *Cryosat-2*) qui fournissent des données ponctuelles et discontinues
259 le long de la trace des satellites. Ces altimètres excellent pour le suivi des calottes glaciaires (par
260 exemple dans l'Arctique canadien) mais ne sont pas applicables à l'échelle d'un glacier ou même pour
261 des régions faiblement englacées. Quoi qu'il en soit, la résolution, la précision, le nombre et la
262 disponibilité des MNT ne cessent de croître, ce qui en fait un outil de plus en plus pertinent pour le
263 suivi des variations de volume et du bilan de masse des glaciers.

264 **3.2.3. Bilan de masse annuel à partir de la ligne de neige et/ou de l'albédo**

265 La mesure de l'altitude de la limite de la neige sur glacier en fin d'été, manuellement ou par
266 classification automatique d'images optiques, permet de quantifier le bilan de masse de surface annuel
267 d'un glacier [Rabatel *et al.*, 2005]. Cette limite est alors un indicateur de la ligne d'équilibre qui
268 délimite la zone d'ablation (où le glacier perd de la masse) de la zone d'accumulation (où le glacier

⁴ Glims : *Global Land Ice Measurements from Space*

269 gagne de la masse). La télédétection apporte des observations permettant d'étendre les estimations de
270 bilan annuel à un grand nombre de glaciers d'un massif [Rabatel *et al.*, 2016].
271 Une autre approche consiste à relier le bilan de masse de surface annuel à l'albédo de surface du
272 glacier. Dumont *et al.* [2012b] ont montré une forte corrélation entre le bilan annuel du glacier de
273 Saint-Sorlin (Alpes françaises) et le minimum annuel de son albédo moyen déterminé à partir des
274 données Modis. Sirguey *et al.* [2016] ont montré que l'évolution de l'albédo de surface du glacier
275 permet également de quantifier les bilans saisonniers (estival et hivernal). La multiplication des
276 capteurs à très haute résolution devrait permettre un suivi plus fin de l'albédo des glaciers dans le
277 temps et l'espace. Une limitation majeure de cette approche vient de l'étalonnage nécessaire de la
278 relation albédo/bilan par l'intermédiaire de mesures *in-situ* pour obtenir des estimations absolues du
279 bilan. Sans cela, les variations interannuelles d'albédo contiennent tout de même un signal relatif aux
280 variations de bilan.

281 **3.2.4. Vitesses d'écoulement des glaciers en surface**

282 Selon le type de données satellites, on peut calculer des champs de vitesses au pas de temps journalier,
283 saisonnier ou annuel. L'utilisation d'images optiques est limitée par la présence de nuages, l'évolution
284 de l'éclairement selon l'époque de l'année et la saturation ou la perte de texture liée à la forte
285 réflectivité de la neige. Malgré ces difficultés, cette technique a été appliquée avec succès dès le début
286 des années 1990 aux rapides glaciers des calottes polaires puis aux glaciers de montagne, notamment
287 ceux du massif du Mont-Blanc [Berthier *et al.*, 2005]. Plus récemment, l'exploitation automatisée de
288 l'archive *Landsat* (en libre accès) a permis de cartographier les vitesses des glaciers tout le long de
289 l'arc himalayen [Dehecq *et al.*, 2015].

290 L'utilisation d'images radar permet d'exploiter soit leur amplitude pour obtenir des champs de
291 déplacement 2D par des techniques proches de l'imagerie optique, soit leur phase pour mesurer le
292 déplacement 1D dans la ligne de visée par interférométrie différentielle (D-InSAR). La combinaison
293 de résultats issus d'orbites ascendantes et descendantes permet de reconstruire des champs de
294 déplacement 3D (Est, Nord, Vertical). Les performances de la corrélation d'amplitude dépendent de la
295 taille des pixels, de la présence de texture ou de la cohérence du chatoiement (speckle) entre les
296 acquisitions [Ponton *et al.*, 2014]. L'interférométrie différentielle permet de mesurer des déplacements
297 centimétriques, voire millimétriques, mais nécessite une grande stabilité de la rétrodiffusion ce qui

298 peut s'avérer problématique sur des glaciers où l'état de surface évolue rapidement (fonte,
299 précipitations...). Des champs de déplacement ont néanmoins été obtenus par interférométrie sur des
300 glaciers du massif du Mont-Blanc avec des couples acquis à un jour d'intervalle par les satellites *ERS-*
301 *1* et *ERS-2* [Trouvé *et al.*, 2007].

302 Les champs de vitesse issus de la télédétection montrent que la majorité des glaciers de montagne
303 voient leur vitesse d'écoulement se réduire. Les missions satellites récentes (*Sentinel-1* et *-2*
304 notamment) avec des temps de revisite courts (5 à 10 j.) permettent d'étudier la dynamique des
305 écoulements glaciaires à courtes échelles de temps et de construire des séries temporelles continues.
306 Ces informations sont importantes pour évaluer les modèles d'écoulement des glaciers et des calottes
307 polaires et ainsi prévoir leur réponse aux évolutions futures du climat.

308 **3.2.5. Cas des calottes polaires**

309 De nombreux capteurs ont été utilisés pour décrire la dynamique et mesurer le bilan de masse des
310 calottes polaires. L'altimétrie, d'abord radar (*ERS-1* et *-2*, *Envisat*) puis laser (*ICESat-1*), a permis
311 d'établir les premières topographies des calottes puis de suivre leurs variations temporelles.
312 L'altimètre permet aussi de visualiser avec une très bonne résolution spatio-temporelle les
313 changements d'élévation dus à des phénomènes locaux, comme les vidanges de lacs sous-glaciaires,
314 ou à des changements dus au climat [Flament et Rémy, 2012]. Combinée à l'altimétrie, la gravimétrie
315 (données des deux satellites *Grace*) permet également d'estimer le bilan de masse des calottes
316 antarctique et groenlandaise [Mémin *et al.*, 2014]. On distingue alors nettement l'effet topographique
317 de l'accélération de certains glaciers émissaires ou des variations locales de taux d'accumulation de
318 neige. Sur les zones pentues, près du bord des calottes, les variations de hauteur ne peuvent être
319 mesurées par altimétrie radar avec une précision et une résolution spatiale adéquates. Aussi, sur ces
320 zones marginales, les topographies déduites des couples stéréoscopiques (*e.g. Spot*) constituent une
321 alternative pertinente [Korona *et al.*, 2009].

322 Le bilan de masse des calottes polaires est également contrôlé par le vèlage d'icebergs dans l'océan. Il
323 a été montré que les icebergs sont détectables dans les images SAR [Power *et al.*, 2001]. Cependant,
324 les études soulignent que la détection de ces cibles est encore un défi parce que le bruit de chatoiement
325 dans les images SAR varie avec l'intensité et l'hétérogénéité de la rétrodiffusion de l'océan.

326 4. SUIVI DE LA BANQUISE ET DE LA GLACE DE LAC

327 4.1. Etendue spatiale

328 Plusieurs lacs et mers intérieures ont une couverture saisonnière de glace affectant les processus
329 hydro-physiques et hydro-biologiques, ainsi que l'activité humaine (navigation, transport *etc.*). Avec la
330 baisse des observations *in-situ*, les données satellites représentent une source d'information importante.
331 Une méthode utilise une synergie de données en micro-ondes actifs et passifs simultanées, de la même
332 plate-forme et en visée verticale des satellites altimétriques (*Topex/Poséidon, Jason-1 et -2, Geosat*
333 *Follow-On, Envisat et Saral/AltiKa*) en combinaison avec les données radiométriques pour les études
334 de la couverture de glace. Cette méthodologie a été appliquée et évaluée sur les mers Caspienne et
335 Aral et les lacs Baïkal, Onega et Ladoga et pour le fleuve Ob en Sibérie pour estimer les dates de
336 formation et de fonte de glace [[Kouraev et al., 2015](#)].

337 L'utilisation en synergie des données satellites optique, infrarouge proche et thermique, et micro-onde
338 conjointement aux mesures de terrain a également permis de mieux comprendre le phénomène de
339 formation des anneaux géants (5-7 km de diamètre) sur la glace des lacs Baïkal et Hovsgol ([Figure 4](#)).
340 Ces anneaux sombres (glace plus fine) apparaissent de façon imprévisible, à des endroits différents et
341 pas forcément tous les ans. Avec les archives d'images satellites (*Modis, Landsat, AVHRR, ISS*), 45
342 anneaux sur le lac Baïkal ont été recensés (13 étaient connus jusque-là), et, pour la première fois, 4 sur
343 le lac Hovsgol. Associés aux données *in-situ*, les résultats obtenus ont permis de développer une
344 nouvelle hypothèse sur la formation des anneaux, liée à la présence sous la glace, au niveau des
345 anneaux, de tourbillons anticycloniques d'eau chaude en forme de lentille [[Kouraev et al., 2016](#)].
346 Mieux comprendre la formation des anneaux est primordial pour la sécurité des personnes qui, en
347 hiver, traversent les lacs en passant sur la glace. Comme la glace dans les anneaux est fine et qu'il est
348 très difficile de les identifier à l'œil nu sur le terrain, les accidents sont fréquents.

349 4.2. Fracturation de la banquise

350 Les observations *in-situ* faites pendant la période 1978-2007 ont montré l'augmentation de la vitesse
351 du mouvement de la banquise arctique et de sa déformation [[Rampal et al., 2009](#)]. La déformation de
352 la banquise engendre l'apparition de rides de pression et des fractures. A son tour, l'augmentation de la
353 rugosité de la surface et de la sub-surface due aux rides augmente la prise au vent et favorise le

354 déplacement des champs de glace. Les fractures dans la banquise sont connues comme une source de
355 l'humidité dans l'atmosphère ; elles contribuent également à l'acidification de l'océan par modification
356 des échanges de gaz avec l'atmosphère. Pour détecter des fractures dans la banquise deux capteurs
357 passifs sont utilisés : le radiomètre AMSR-E et le capteur infrarouge thermique de Modis. Récemment,
358 ds études ont montré le fort potentiel des missions altimétriques comme *Saral/AltiKa* et *CryoSat-2*
359 [e.g. [Zakharova et al., 2015](#)] pour détecter les fractures et suivre la dynamique de déformation de la
360 banquise.

361 **5. EXEMPLES D'ASSIMILATION DES DONNEES SATELLITES**

362 L'assimilation de données satellitaires dans les modèles permet de s'affranchir des inconvénients de la
363 modélisation (incertitudes liées aux variables de forçage, à la connaissance des processus physiques) et
364 de ceux de l'imagerie satellitaire (données disponibles qu'une partie du temps, nombre limité
365 d'observables).

366 **5.1. Assimilation des données satellites dans des modèles de neige**

367 Un algorithme de traitement des images SAR pour contraindre le modèle physique de métamorphisme
368 de la neige SURFEX/Crocus a été par exemple développé récemment [[Phan et al., 2014](#)]. Le modèle
369 génère des états du manteau neigeux (hauteur des couches, densité, taille de grain...) variables
370 spatialement qui sont ensuite utilisés pour simuler la rétrodiffusion radar. Dans un second temps, grâce
371 à un schéma d'assimilation, les profils de neige Crocus sont modifiés pour minimiser l'écart entre les
372 rétrodiffusions simulées et observées par le radar. Ces profils modifiés sont ensuite pris en compte
373 dans l'évolution temporelle de la modélisation physique réalisée par Crocus. Des travaux
374 d'assimilation utilisant des données satellites optiques ont aussi démontré l'utilité de ce type de
375 données pour mieux contraindre les simulations du manteau neigeux [[Charrois et al., 2016](#)].

376 **5.2. Assimilation de données micro-ondes pour la modélisation de la banquise**

377 Dans le domaine des micro-ondes, les interactions entre le rayonnement électromagnétique et la
378 banquise sont multiples et complexes à modéliser. En effet, plusieurs interactions se produisent suivant
379 la nature du milieu et la fréquence du signal comme les phénomènes d'émission/absorption par l'eau
380 liquide, la neige ou la glace, ou encore les phénomènes de diffusion en présence de bulles d'air et de
381 grains de neige, les effets de la salinité et les phénomènes de réflexion aux interfaces entre les couches

382 de neige/glace. Ces interactions rendent difficile la modélisation de la couche superficielle de la
383 banquise, indispensable pour un bon usage des observations de télédétection spatiale dans les modèles
384 de prévision numérique du temps. Le modèle global de Météo-France ARPEGE a été le premier à
385 assimiler les observations micro-ondes de banquise grâce à l'introduction d'une paramétrisation de
386 l'émissivité de surface [Karbou *et al.*, 2014]. Outre l'obtention de meilleurs champs de température et
387 d'humidité atmosphériques au-dessus de la banquise, les autres effets bénéfiques d'une telle
388 assimilation ont été l'amélioration des prévisions à 3 jours d'échéance sur l'Europe et le renforcement
389 de l'inversion thermique arctique, qui régule plusieurs processus atmosphériques incluant la formation
390 de nuages, la dissipation de polluants et la destruction de l'ozone. Cette inversion est, en général, sous-
391 estimée dans les modèles de prévision du temps et les modèles de climat. Par ailleurs, la modélisation
392 de l'émissivité de la banquise a été directement exploitée pour caractériser son étendue et son âge
393 [Hermozo *et al.*, 2015].

394

395 **6. CONCLUSION**

396 Les domaines et méthodes d'application de la télédétection spatiale sont multiples tant la diversité des
397 capteurs et des objets de la cryosphère terrestre et maritime est importante. En conclusion de cet article
398 présentant une synthèse non exhaustive des avancées récentes en télédétection spatiale auxquelles la
399 communauté française a participé, il nous a semblé opportun de présenter quelques-uns des grands
400 défis scientifiques auxquels nous devons aujourd'hui faire face :

401 - L'approche multi-capteurs pour tirer profits des caractéristiques différentes et complémentaires des
402 différents satellites tout en atténuant l'impact de leurs limites respectives. A cet égard, l'essor de la
403 télédétection pour le suivi de la cryosphère devrait encore s'accélérer grâce au déploiement des
404 missions *Sentinel-1*, -2 et -3 dans le cadre du programme Copernicus de l'Union Européenne.

405 - L'archivage et la parallélisation des codes pour l'optimisation du temps de traitement de ces "big
406 data" que sont les données satellitaires. Il n'est pas rare aujourd'hui de traiter simultanément des
407 archives de plusieurs dizaines voire centaines de milliers d'images. Le libre accès à ces archives
408 (images *Landsat*, *Aster*, *Spot World Heritage*, *Sentinel-1*, -2 et -3) a permis et permettra de
409 nombreuses avancées scientifiques.

410 - L'assimilation des données satellites dans les modèles de surface et de climat.

411 - La définition de missions satellitaires futures les plus pertinentes possibles pour le suivi des
412 différentes composantes de la cryosphère.

413

414 **Remerciements**

415 Aux agences spatiales, notamment CNES, ESA, NASA pour la mise à disposition des
416 données gratuitement ou à coût réduit. Aux structures fédératives, notamment l'Observatoire
417 des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) et l'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP) qui
418 facilitent les interactions entre laboratoires. Aux relecteurs de l'article : O. Boucher (Editeur
419 en Chef), D. Renaut et X. Fettweis pour leurs commentaires ayant permis d'en améliorer la
420 qualité.

421

- 423 1. Berthier E., Vadon H., Baratoux D., Arnaud Y., Vincent C., Feigl K.L., Remy F., Legresy, B., 2005. Surface
424 motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Rem. Sens. Environ.*, 95(1), 14-28.
- 425 2. Bony S., Dufresne J.L., 2007. Processus régissant la sensibilité climatique. *La Météorologie*, 56, 29-32.
- 426 3. Brown R.D., Robinson D.A., 2011. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over
427 1922–2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere*, 5, 219-229, doi: 10.5194/tc-5-219-2011.
- 428 4. Cassou C., Cattiaux J., 2016. Disruption of the European climate seasonal clock in a warming world. *Nature*
429 *Clim. Change*, doi: 10.1038/nclimate2969.
- 430 5. Charrois L., Cosme E., Dumont M., Lafaysse M., Morin S., Libois Q., Picard G., 2016. On the assimilation
431 of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model. *Cryosphere*, 10, 1021-
432 1038, doi: 10.5194/tc-10-1021-2016.
- 433 6. Dedieu J.P., Besic N., Vasile G., Mathieu J., Durand Y., Gottardi F., 2014. Dry snow analysis in alpine
434 regions using Radarsat-2 full polarimetric data, comparison with in-situ measurements. *IEEE Trans. Geosci.*
435 *Rem. Sens.*, 5, 3658- 661, doi: 10.1109/IGARSS.2014.6947276.
- 436 7. Dehecq A., Gourmelen N., Trouve E., 2015. Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite
437 archive: Application to the Pamir–Karakoram–Himalaya. *Rem. Sens. Environ.*, 162, 55-66, doi:
438 10.1016/j.rse.2015.01.031
- 439 8. Dozier J., Green R.O., Nolin A.W., Painter T.H., 2009. Interpretation of snow properties from imaging
440 spectrometry. *Rem. Sens. Environ.*, 113, S25-S37.
- 441 9. Dumont M., Durand Y., Arnaud Y., Six D., 2012a. Variational assimilation of albedo in a snowpack model
442 and reconstruction of the spatial mass-balance distribution of an alpine glacier. *J. Glaciol.*, 58 (207), 151-
443 164, doi: 10.3189/2012JoG11J163
- 444 10. Dumont M., Gardelle J., Sirguey P., Guillot A., Six D., Rabatel A., Arnaud Y., 2012b. Linking glacier annual
445 mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data. *Cryosphere*, 6, 1527-1539, doi: 10.5194/tc-6-
446 1527-2012.
- 447 11. Flament T., Rémy F., 2012. Dynamics thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry.
448 *J. Glaciol.*, 58 (211), 830-840, doi: 10.3189/2012JoG11J118
- 449 12. Fréville H., Brun E., Picard G., Tatarinova N., Arnaud L., Lanconelli C., Reijmer C., van den Broeke M.,
450 2014. Using MODIS land surface temperatures and the Crocus snow model to understand the warm bias of
451 ERA-Interim reanalyses at the surface in Antarctica. *Cryosphere*, 8, 1361-1373, doi: 10.5194/tc-8-1361-2014

- 452 13. Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first
453 century. *Nature Geosci.*, 5(5), 322-325.
- 454 14. Gardent M., Rabatel A., Dedieu J.P., Deline P., 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps
455 from the late 1960s to the late 2000s. *Glob. Planet. Change*, 120, 24-37, doi:
456 10.1016/j.gloplacha.2014.05.004.
- 457 15. Gascoïn S., Hagolle O., Huc M., Jarlan L., Dejoux J.-F., Szczypka C., Marti R., Sánchez R., 2015. A snow
458 cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2337-2351,
459 doi: 10.5194/hess-19-2337-2015.
- 460 16. Guerreiro K., Fleury S., Zakharova E., Rémy F., Kouraev A., 2016. Potential for estimation of snow depth on
461 Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions. *Rem. Sens. Environ.*, 186, 339-349.
- 462 17. Hermozo L., Eymard L., Karbou F., 2015. Modelling surface emissivity at microwave frequencies: impact of
463 the surface assumptions. In *ESA Special Publication*, 734, 10.
- 464 18. Karbou F., Rabier F., Prigent C., 2014. The assimilation of observations from the Advanced Microwave
465 Sounding Unit over sea ice in the French global Numerical Weather Prediction system. *Month. Weather Rev.*,
466 142, 1, 125-140.
- 467 19. Klein A.G., Stroeve J., 2002. Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS
468 instrument. *Ann. Glaciol.*, 34(1), 45-52.
- 469 20. Korona J., Berthier E., Bernard M., Rémy F., Thouvenot E., 2009. SPIRIT-SPOT 5 stereoscopic survey of
470 Polar Ice: Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007-2009). *J.*
471 *Photogram. Rem. Sens.*, 64, 204-212, doi: 10.1016/j.isprsjprs.2008.10.005
- 472 21. Kouraev A.V., Shimaraev M.N., Buharizin P.I., Naumenko M.A., Crétaux J-F, Mognard N.M., Legrésy B.,
473 Rémy F., 2008. Ice and snow cover of continental water bodies from simultaneous radar altimetry and
474 radiometry observations. *Surv. Geophys.*, 29, 271-295, doi: 10.1007/s10712-008-9042-2
- 475 22. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Suknev A.Y., 2015. Study of Lake Baikal ice cover from radar
476 altimetry and in situ observations. *Marine Geodesy*, 38, 477-486, doi: 10.1080/01490419.2015.1008155
- 477 23. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Kostianoy A.G., Shimaraev M.N., Hall N.M.J., Suknev A.Ya.,
478 2016. Giant ice rings on Lakes Baikal and Hovsgol: inventory, associated water structure and potential
479 formation mechanism. *Limnol. Oceanog.*, 61, 1001-1014, doi: 10.1002/lno.10268
- 480 24. Leinss S., Parrella G., Hajnsek I., 2014. Snow Height Determination by Polarimetric Phase Differences in X-
481 Band SAR Data. *IEEE J. Select. Topics Applied Earth Obs. Rem. Sens.*, 7, 3794-3810.

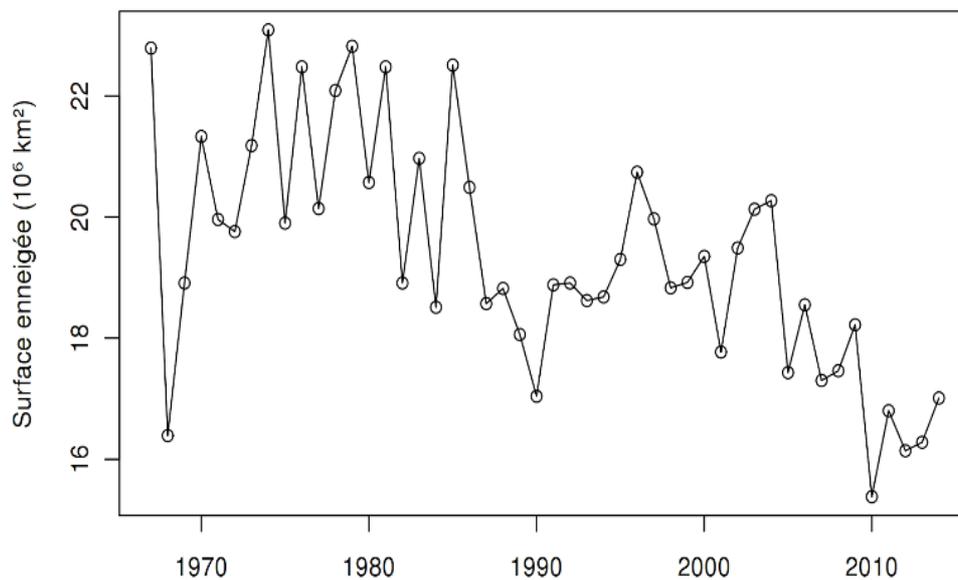
- 482 25. Longép  N., Allain S., Ferro-Famil L., Pottier E., Durand Y., 2009. Snowpack characterization in
483 mountainous regions using C-Band SAR data and a meteorological model. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*,
484 47, 2, 406-408, doi:10.1109/tgrs.2008.2006048
- 485 26. Marti R., Gascoin S., Berthier E., de Pinel M., Houet T., Laffly D., 2016. Mapping snow depth in open alpine
486 terrain from stereo satellite imagery. *Cryosphere*, 10, 1361-1380, doi: 10.5194/tc-10-1361-2016.
- 487 27. Mary A., Dumont M., Dedieu J.P., Durand Y., Sirguey P., Milhem H., Morin S., 2013. Intercomparison of
488 retrieval algorithms for the specific surface area of snow from near-infrared satellite data in mountainous
489 terrain, and comparison with the output of a semi-distributed snowpack model. *Cryosphere*, 7, 741-761.
- 490 28. M min, A, Flament T., Remy F., Llubes M., 2014. Snow and height changes in Antarctica from satellite
491 gravimetry and altimetry data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 404, 344-353.
- 492 29. Niang M., Dedieu J.P., Durand Y., M rindol L., Bernier M., Dumont M., 2007. New inversion method for
493 snow density and snow liquid water content retrieval using C-band data from ENVISAT/ASAR alternating
494 polarization in alpine environment. ESA Symposiums & Publications, SP- 636/4D2-459889de, 636-642.
- 495 30. Phan X.V., Ferro-Famil L., Gay M., Durand Y., Dumont M., Morin S., Allain S., D'Urso G., Girard A.,
496 2014. 1D-Var multilayer assimilation of X-band SAR data into a detailed snowpack model. *Cryosphere*, 8,
497 1975-1987, doi: 10.5194/tc-8-1975-2014.
- 498 31. Pfeffer W.T., Arendt A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A., Hagen J.O., Hock R., Kaser G.,
499 Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., M lg N., Paul F., Radi  V., Rastner P., Raup B., Rich J., Sharp M.,
500 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *J. Glaciol.*, 60(221), 537-
501 552, doi: 10.3189/2014JoG13J176
- 502 32. Ponton F., Trouvé E., Gay M., Walpersdorf A., Fallourd R., Nicolas J.-M., Vernier F., Mugnier J.-L., 2014.
503 Observation of the Argent re Glacier flow variability from 2009 to 2011 by TerraSAR-X and GPS
504 Displacement Measurement. *IEEE J. Select. Topics Applied Earth Obs. Rem. Sens.*, 7, 3274-3284.
- 505 33. Power D., Youden J., Lane K., Randell C., Flett D., 2001. Iceberg detection capabilities of RADARSAT
506 Synthetic Aperture Radar. *Canadian J. Rem. Sens.*, 27 (5), 476-486.
- 507 34. Rabatel A., Dedieu J.P., Vincent C., 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude
508 and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994-2002. *J. Glaciol.*, 51 (175), 539-546.
509 doi: 10.3189/172756505781829106.
- 510 35. Rabatel A., Dedieu J.P., Vincent C., 2016. Spatio-temporal changes in glacier-wide mass balance quantified
511 by optical remote-sensing on 30 glaciers in the French Alps for the period 1983-2014. *J. Glaciol.*, sous
512 presse, doi: 10.1017/jog.2016.113

- 513 36. Rampal P., Weiss J., Marsan D., 2009. Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea
514 ice, 1979-2007. *J. Geophys. Res.*, 114, C05013, doi: 10.1029/2008JC005066.
- 515 37. Rott H., Nagler T., Ripper E., Voglmeier K., Prinz R., Fromm R., Coccia A., Meta A., Di Leo D.,
516 Schuttemeyer D., 2014. Ku- and X-Band backscatter analysis and SWE retrieval for alpine snow. *IEEE*
517 *Internat. Geosci. Rem. Sens. Symp.*, doi: 10.1109/IGARSS.2014.6946957
- 518 38. Schaaf C.B., Wang Z., Strahler A.H., 2011. Commentary on Wang and Zender -MODIS snow albedo bias at
519 high solar zenith angles relative to theory and to in situ observations in Greenland. *Rem. Sens. Environ.*, 115,
520 1293-1300, doi: 10.1016/j.rse.2011.01.002.
- 521 39. Sirguey P., Still H., Cullen N.J., Dumont M., Arnaud Y., Conway, J.P., 2016. Reconstructing the mass
522 balance of Brewster Glacier, New Zealand, using MODIS-derived glacier-wide albedo. *Cryosphere Discuss.*,
523 doi: 10.5194/tc-2016-98.
- 524 40. Trouvé E., Vasile G., Gay M., Bombrun L., Grussenmeyer P., Landes T., Nicolas J.-M., Bolon P., Petillot I.,
525 Julea A., Valet L., Chanussot J., Koehl M., 2007. Combining airborne photographs and spaceborne SAR data
526 to monitor temperate glaciers. Potentials and limits. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 45, 4, 905-924.
- 527 41. Zakharova E.A., Fleury S., Guerreiro K., Willmes S., Rémy R., Kouraev A., Heinemann G., 2015. Sea ice
528 leads detection using SARAL/AltiKa altimeter. *Marine Geodesy*, 38(S1), 522-533.
- 529

530

Figures

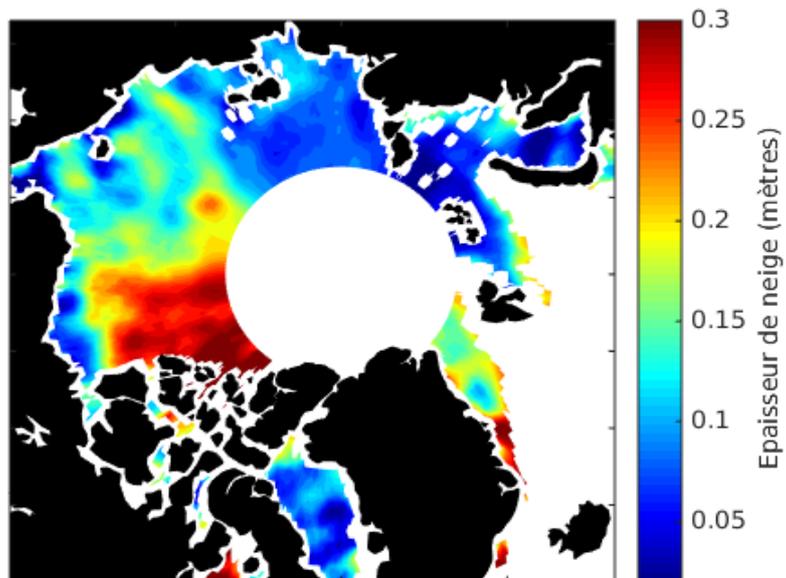
531



532

533 **Figure 1** : Évolution de la surface enneigée moyenne (en millions de km²) au mois de mai dans l'hémisphère
534 Nord (1967-2014) établie à partir des cartes d'enneigement de la NOAA (mise à jour de [Brown et Robinson,](#)
535 [2011](#)).

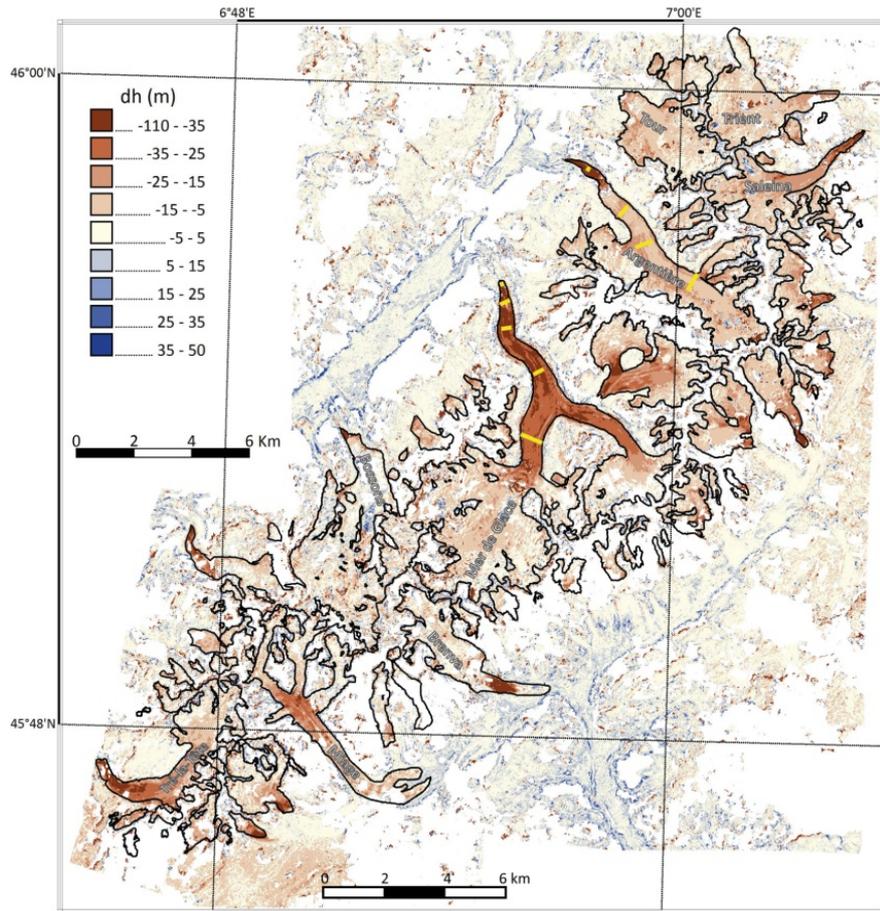
536



537

538 **Figure 2** : Carte d'épaisseur de neige (en m.) sur la banquise pour janvier 2014 estimée à partir des missions
539 altimétriques *CryoSat-2* et *Saral/AltiKa*.

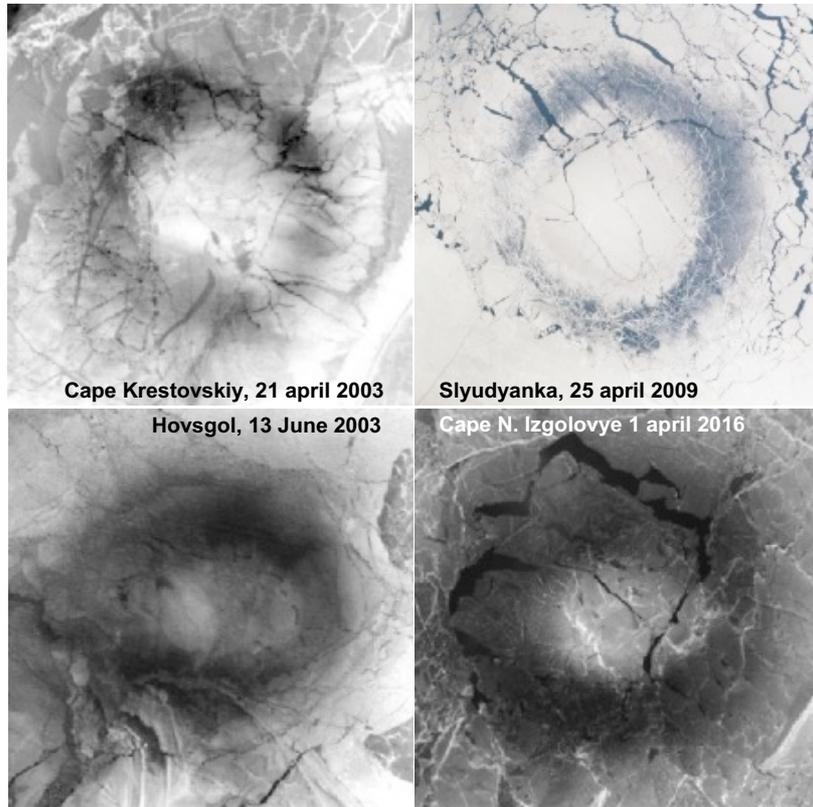
540



541

542 **Figure 3** : Carte des variations d'altitude (en m.) des glaciers du massif du Mont-Blanc obtenue par comparaison
 543 des deux MNTs déduits d'images satellite *Spot-5* (août 2003) et *Pléiades* (août 2012).

544



545

546 **Figure 4** : Exemples d'anneaux de glace sur les lacs Baïkal et Hovsgol (images *Landsat* et ISS pour
547 Slyudyanka).