Neige et Glace de Montagne : Reconstitution, dynamique, pratiques

Philip Deline, Ludovic Ravanel

▶ **To cite this version:**

Philip Deline, Ludovic Ravanel. Neige et Glace de Montagne : Reconstitution, dynamique, pratiques. Coordinateurs : P. Deline ; L. Ravanel. Collection EDYTEM n°8, 257p., 2009. halsde-00394290

HAL Id: halsde-00394290
https://hal.science/halsde-00394290

Submitted on 10 Feb 2010

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.

Collection EDYTEM
Numéro 8 - Année 2009

Cahiers de Géographie

NEIGE et GLACE de MONTAGNE

Reconstitution, dynamique, pratiques

Coordination
Philip Deline
et Ludovic Ravanel

Laboratoire
Collection EDYTEM
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

Numéro 8 - Année 2009

Cahiers de Géographie

NEIGE et GLACE de MONTAGNE

Reconstitution, dynamique, pratiques

Coordination de l'ouvrage : Philip Deline et Ludovic Ravanel

UNIVERSITE CHAMBERY SAVOIE
cnrs
Laboratoire EDYTEM Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne
Alpine Space

Comité éditorial de la Collection EDYTEM : Fabien ARNAUD, Laurent ASTRADE (dir.), Jean-Jacques DELANNOY, Philip DELINE, Marc DZIKOWSKI, Dominique GASQUET, Christophe GAUCHON, André PAILLET, Georges-Marie SAULNIER, Jean VARLET.

Comité de rédaction : Philip DELINE, Ludovic RAVANEL.

Comité de lecture du présent numéro : Françoise ALLIGNOL, Marie-Françoise ANDRÉ (GEOLAB, Clermont-Ferrand), Laurent ASTRADE, Nathalie CAYLA, Christophe CORONA (IMEP, Aix-en-Provence), Sylvain COUTTERAND, Jean-Pierre DEDIEU (LTHE, Grenoble), Philip DELINE, Bernard FRANCOU (IRD, Quito), Dominique GASQUET, Christophe GAUCHON, Fabien HOBLÉA, Nicolas JACOB (EVS, Lyon), Stéphane JAILLET, Christophe LAMBIEL (IGUL, Lausanne), Lionel LASLAZ, Melaine LE ROY, Michel MAGNY (Chrono-Environnement, Besançon), Emmanuelle MARCELPOIL (CEMAGREF, Grenoble), Alain MARNÉZY, Pierre-Yves NICOD (LAP, Genève), Pierre PACCARD, Patrick PIGEON, Estelle PLOYON, Antoine RABATEL, Ludovic RAVANEL, Georges ROVERA (IGA, Grenoble), Georges-Marie SAULNIER, Philippe SCHOENEICH (IGA, Grenoble), Bruno WILHELM.

Mise en page : André PAILLET

Les personnes ci-dessus, citées sans indication de structure d'appartenance, sont membres du laboratoire EDYTEM.

NB : Les points de vue et conclusions développés dans les articles n'engagent que leurs auteurs.

La publication de ce volume a bénéficié du soutien financier du Programme de Coopération Transfrontalière Européenne Espace Alpin (Projet PermaNET) et du Laboratoire EDYTEM (UMR 5204, CNRS/Université de Savoie).

Imprimé par : Impression des Alpes, ZI des Dragiez, 110 Rue des Vergers, 74800 La Roche-sur-Foron

Exemplaires disponibles au Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie, Campus scientifique,
Bâtiment Pôle Montagne, F 73 376 Le Bourget-du-Lac Cedex, ou auprès de : sec-edytem@univ-savoie.fr

Site web du laboratoire : http://edytem.univ-savoie.fr/

On trouvera à la fin de cet ouvrage la présentation de l'ensemble des publications du Laboratoire EDYTEM

Dépôt légal : juin 2009

ISSN : 1762-4304 - ISBN : 978-2-918435-00-6 - EAN : 9782918435006

Editorial

Les cahiers (de géographie, géologie et paléoenvironnement) de la *Collection EDYTEM* visent à faire connaître les recherches menées au sein du laboratoire EDYTEM ou de programmes dans lequel nous sommes impliqués. Si la priorité est la diffusion de nos travaux dans les revues majeures de nos communautés et les congrès internationaux, il nous paraît également important de mettre en avant la transversalité des recherches du laboratoire qui mobilise plusieurs champs disciplinaires autour de mêmes objets d'étude. Il est, en effet, difficile de mettre en avant cette dimension par le seul biais des publications dans des revues ou des communications qui répondent avant tout à des logiques disciplinaires. La *Collection EDYTEM* a cette mission : rendre visible la démarche interdisciplinaire du laboratoire autour d'entrées fédératrices : les systèmes hydrothermaux de montagne, les systèmes nivo-glaciaires et les systèmes karstiques. Trois entrées qui caractérisent les objets privilégiés d'étude du laboratoire.

Après le numéro dédié à l'Aven d'Orgnac porté par «l'axe karst», ce nouveau numéro illustre les recherches menées sur la haute montagne et les systèmes nivo-glaciaires. Le prochain numéro également prévu en 2009 traitera de l'hydrothermalisme de montagne. Soulignons que ces trois axes ont été mis en place il y a un peu plus de deux ans. Le fait que chacun d'entre eux produise en peu de temps des synthèses originales, reflète la rapide mobilisation des différents champs disciplinaires du laboratoire sur ces objets de recherche.

Ce numéro «Neige et glace» illustre parfaitement cette dynamique. La participation très active des doctorants, comme contributeurs mais aussi animateurs des réunions de travail et de chantiers de recherche en est un bon exemple. Tout comme la structuration du numéro, qui aborde les reconstitutions paléoenvironnementales (de la dernière grande glaciation au Petit Âge Glaciaire), les dynamiques actuelles, à la fois reflets et indicateurs du changement climatique, et les incidences de ce changement sur le tourisme hivernal, les risques en montagne. Ces trois entrées illustrent les apports respectifs des trois équipes du laboratoire.

Les 21 contributions originales de ce cahier reflètent la dynamique du laboratoire sur la montagne et les priorités mises à la fois sur les outils (laserscanning, métrologie, dendrochronologie, photogrammétrie, imagerie, modélisation…), les recherches doctorales (T. Barth, N. Cayla, S. Coutterand, P. Paccard, L. Ravanel et M. Le Roy) et l'accueil de chercheurs et de post-doct étrangers (S. Gruber, M. Kirkbride).

Ce numéro a le mérite de poser clairement les recherches menées par le laboratoire sur la haute montagne, la neige et les glaciers et sa contribution dans les sciences de l'environnement.

Je remercie l'ensemble des collègues du laboratoire pour leur contribution et plus particulièrement Philip Deline pour l'organisation et la coordination de ce cahier de géographie, Laurent Astrade pour son engagement dans le développement de la *Collection EDYTEM* et André Paillet pour la mise en page et la facture de ce numéro. Je remercie chaleureusement les collègues qui ont relu les articles. Cette coopération est précieuse et nous sommes conscients de ce qu'elle apporte à notre laboratoire.

Bonne lecture.

J.-J. Delannoy
Directeur du laboratoire EDYTEM

Introduction

S'il est une question qui s'impose progressivement dans les stations touristiques de montagne, en particulier celles des Alpes, c'est bien celle du manteau nival lors des saisons hivernales futures. Dans le même temps, le changement climatique rapide en cours fait du devenir des glaciers une préoccupation de plus en plus centrale, en montagne voire au-delà, pour des raisons tant environnementales et patrimoniales qu'économiques. Mais la neige et la glace jouent également un rôle essentiel dans la dynamique des milieux naturels alpins, selon des pas de temps variables, de très courts (*e.g.* enneigement hivernal) à longs (*e.g.* glaciations du Quaternaire).

Ce numéro 8 de la Collection EDYTEM rassemble des contributions sur différentes questions qui ont trait aux systèmes nivo-glaciaires de montagne − *i.e.* ensembles d'éléments de différents ordres (*e.g.* neige, glace, roche, société, pente, étages, parois, formations superficielles, héritages…) qui interagissent à différents pas de temps. Elles sont proposées par des membres du laboratoire EDYTEM (étudiants de master, doctorants, enseignants-chercheurs, ingénieurs et chargés de recherche), des membres associés et des collègues étrangers qui collaborent avec lui depuis plusieurs années. Les thématiques qu'elles embrassent sont nombreuses, très spécialisées ou pluridisciplinaires, autour de cet objet fédérateur que sont ces systèmes nivo-glaciaires − qui structure depuis 2006 l'un des trois axes transversaux d'EDYTEM. Si elles ne traitent pas de sujets aussi immédiatement applicables que, par exemple, la modélisation du retrait glaciaire au cours de la première moitié du XXI^{e} siècle ou le taux d'ouverture des pistes des grandes stations alpines lors des prochaines vacances de Noël, ces recherches contribuent néanmoins à préparer les réponses attendues sur de tels sujets. En cela, elles correspondent pleinement aux orientations du laboratoire EDYTEM sur les études paléoenvironnementales, la compréhension des dynamiques actuelles, la gestion des ressources et la caractérisation des risques, ainsi qu'à sa démarche d'aide à la décision.

Les huit premiers articles de ce numéro témoignent ainsi de ce fort ancrage paléoenvironnemental. S. Coutterand et ses collègues s'attachent à montrer l'origine des flux glaciaires qui alimentent le lobe glaciaire lyonnais au Maximum würmien, tandis que L. Ravanel *et al.* proposent une chronologie du désenglacement tardiglaciaire et holocène du bassin du Vorz (massif de Belledonne). L'article de P.-J. Rey envisage, lui, l'impact des péjorations climatiques sur les sociétés alpines entre le V^{e} et la fin du IV^{e} millénaire av. J.-C. En s'appuyant généralement sur des études de terrain, les cinq articles suivants ont une forte dimension méthodologique. M. Le Roy et P. Deline discutent de l'intérêt de la lichénométrie pour l'étude des fluctuations des glaciers pendant le Petit Âge Glaciaire dans le haut Vénéon (Écrins), tandis que M.-P. Kirkbirde montre comment la téphrochronologie contribue grandement à l'étude des fluctuations glaciaires holocènes en Islande. Toujours dans l'optique d'une reconstitution des fluctuations glaciaires, M. Le Roy et ses collègues font le point sur l'utilisation de la dendrochronologie, en particulier dans les Alpes. Enfin, les deux derniers articles utilisent ou préparent la télédétection : A. Rabatel présente l'évolution de 20 glaciers des Andes chiliennes centrales depuis 1955, quand M. Le Roy et P. Deline font l'inventaire des très nombreuses aérophotographies du massif du Mont Blanc.

Les sept articles de la deuxième partie développent des études et des méthodes consacrées à la dynamique actuelle des milieux de montagne, en particulier en lien avec le réchauffement climatique actuel. L. Ravanel dresse un tableau des effets de ce réchauffement sur la morphodynamique de la haute montagne alpine. L'un de ces effets, la dégradation du permafrost, est développé dans l''article de S. Gruber, qui fait un bilan des connaissances (récentes) sur ce point, tandis que P. Deline et ses collègues expliquent pourquoi l'Aiguille du Midi constitue un site privilégié pour la recherche sur le permafrost en haute montagne. Les articles de G.-M. Saulnier et T. Barth d'une part, de S. Jobard d'autre part, traitent d'aspects hydrologiques en secteurs proglaciaires : le premier propose de combiner hydrométrie et modélisation pour estimer la pluviométrie dans le bassin du Vorz ; le second discute de la qualité métrologique des mesures hydro-météorologiques sur le glacier du Baounet (Haute Maurienne). L. Moreau aborde également l'hydrologie, mais supra-, intra- et sous-glaciaire, et les formes qui en résultent. Enfin, R. Mazué *et al.* présentent l'étude par photo-comparaison de l'évolution de la couverture détritique d'un glacier noir du massif du Mont Blanc aux pas de temps décennal et annuel.

La troisième et dernière partie de ce numéro contient six contributions très pluridisciplinaires, qui portent sur les pratiques et l'évaluation des vulnérabilités au sein des systèmes nivo-glaciaires. L'article de P. PACCARD évalue le futur de l'enneigement naturel dans les domaines skiables dans le contexte du changement climatique en cours. Dans le même esprit, C. GAUCHON traite de la vulnérabilité du tourisme hivernal alpin vis-à-vis des hivers sans neige, et celui de L. LASLAZ des implications, en termes de protection, de l'équipement des glaciers pour le ski d'été à proximité des Parcs Nationaux alpins. N. CAYLA étudie quant à elle l'offre généralement récente de géotourisme glaciaire dans l'arc alpin. Les contributions de R. LAMBERT et de A. MOULIN et P. PIGEON portent sur le risque avalanche : la première décrit une méthode de cartographie qui permet son zonage ; la seconde traite de l'incertitude attachée à ce risque, et des moyens de la réduire.

Nous adressons nos remerciements à tous les auteurs, qui ont joué le jeu des contraintes de rédaction et de révision des articles, et aux relecteurs, qui ont fortement contribué à la qualité de ce numéro.

P. DELINE et L. RAVANEL

Sommaire

Editorial 3
Introduction 5

1 - RECONSITUTION 9

Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien : glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ?, par SYLVAIN COUTTERAND, Philippe SCHOENEICH et Gérard NICOUD 11

Désenglacement du haut bassin versant du Vorz Massif de Belledonne, Isère, au Tardiglaciaire et à l'Holocène, par LUDOVIC RAVANEL, FRANÇOISE ALLIGNOL et PHILIP DELINE 23

Sociétés et fluctuations du climat dans les Alpes nord-occidentales au Néolithique moyen, par PIERRE-JÉRÔME REY 37

Étude des fluctuations glaciaires du Petit Âge de Glace dans le Massif des Écrins : apports de la lichénometrie, par MELAINE LE ROY et PHILIP DELINE 51

Datation des moraines holocènes d'Islande par tephrochronologie : un état de l'art, par MARTIN P. KIRKBRIDE 65

La dendroglaciologie, ou l'apport de l'étude des cernes d'arbres pour la reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes, par MELAINE LE ROY, LAURENT ASTRADE, JEAN-LOUIS EDOUARD, CÉCILE MIRAMONT et PHILIP DELINE 79

Évolution glaciaire dans les andes subtropicales chiliennes entre 1955 et 2007 : conséquences pour la ressource en eau, par ANTOINE RABATEL 91

Un inventaire des aérophotographies du Massif du Mont Blanc, par MELAINE LE ROY et PHILIP DELINE 101

2 - DYNAMIQUE 111

Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique, par LUDOVIC RAVANEL 113

Le permafrost de haute montagne, par STEPHAN GRUBER 125

L'Aiguille du Midi (massif du Mont Blanc) : un site remarquable pour l'étude du permafrost des parois d'altitude, par PHILIP DELINE, VELIO COVIELLO, EDOARDO CREMONESE, STEPHAN GRUBER, MICHAEL KRAUTBLATTER, STÉPHANE JAILLET, EMMANUEL MALET, UMBERTO MORRA DI CELLA JEANNETTE NOETZLI, PAOLO POGLIOTTI, ANTOINE RABATEL, LUDOVIC RAVANEL, BENJAMIN SADIER et SARAH VERLEYSDONK 135

Un éléphant volant est-il un oiseau ? Perspectives pour l'observation hydrométéorologique des milieux de montagne, par GEORGES-MARIE SAULNIER et THIERRY BARTH 147

Retour d'expérience sur l'instrumentation du glacier du baounet : quels apports pour la traçabilité des mesures environnementales ?, par SYLVAIN JOBARD 157

L'exploration du cryokarst glaciaire et son intérêt scientifique pour l'étude du drainage des eaux de fonte : porches, cavités, crevasses, bédières et moulins, par LUC MOREAU 163

Suivi de l'évolution de la couverture detritique d'un glacier noir par photo-comparaison : le glacier d'Estelette (Massif du Mont Blanc), par ROMAIN MAZUÉ, PHILIP DELINE et MARTIN P. KIRKBRIDE 171

3 - PRATIQUES 179

Réchauffement climatique et ressource neige en domaines skiables, par PIERRE PACCARD 181

Les hivers sans neige et l'économie des sports d'hiver : un phénomène récurrent, une problématique toujours renouvelée, par CHRISTOPHE GAUCHON 193

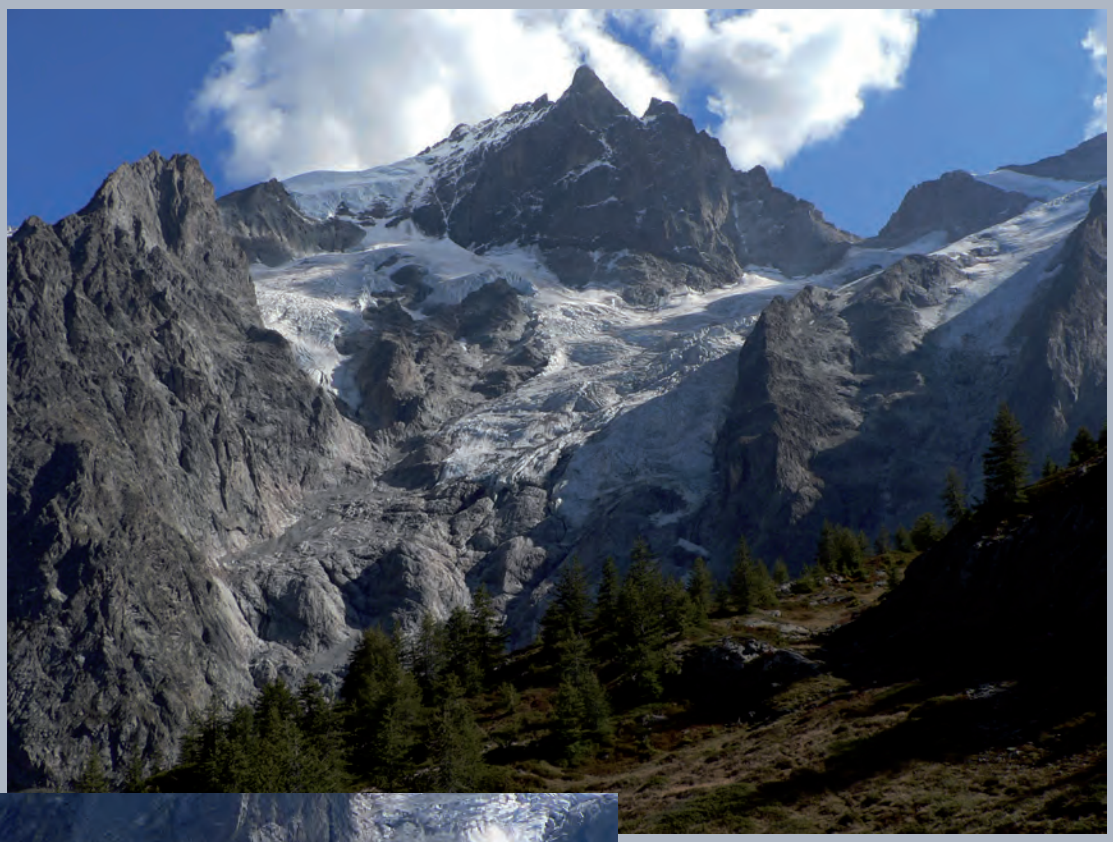
La protection sans la glace. L'exclusion des glaciers des zones centrales des Parcs nationaux de la Vanoise et des Écrins et leur équipement pour le ski d'été, par LIONEL LASLAZ 205

Les sentiers d'interprétation glaciaire : des outils de valorisation différenciée des glaciers et de leur territoire, par NATHALIE CAYLA 221

Cartozonage : de la carte au zonage du risque avalanche, par RICHARD LAMBERT 233

L'incertitude liée aux avalanches dans les Alpes du Nord : identifications et implications pour la gestion, par AMANDINE MOULIN et PATRICK PIGEON 239

Reconstitution



Au recto

Photo du haut - Face nord de la Meije (3982 m, massif des Écrins) et glacier de la Meije, dont le retrait depuis les années 1980 a entrainé l'individualisation des deux lobes au centre du cliché (photo P. Deline).

Photo du bas - Secteur aval du complexe morainique holocène du glacier du Râteau, au pied de la face nord de la Meije. L'étude de ces moraines et leur datation, à l'aide par exemple du ^{14}C, de la lichénométrie ou de la dendroglaciologie, permettent de reconstituer les fluctuations passées des glaciers alpins (photo P. Deline).

LE LOBE GLACIAIRE LYONNAIS AU MAXIMUM WÜRMIEN

GLACIER DU RHÔNE OU/ET GLACIERS SAVOYARDS ?

THE LYON'S GLACIAL LOBE AT THE WÜRM GLACIAL MAXIMUM: RHÔNE GLACIER OR/AND SAVOYARDS GLACIERS

SYLVAIN COUTTERAND [1], PHILIPPE SCHOENEICH [2], GÉRARD NICOUD [1]

[1] *Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.*

[2] *Institut de Géographie Alpine, UJF, Grenoble.*

Contact : sylvain.coutterand@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

Après plus d'un siècle d'études du Quaternaire de la région lyonnaise, il était communément admis d'assimiler le lobe de piémont lyonnais au glacier du Rhône. Aujourd'hui, de nouvelles données remettent en cause cette vision traditionnelle. S'appuyant sur différentes méthodes d'analyses glaciologiques et pétrographiques et sur une reconstitution paléogéographique précise, cette étude démontre que les glaces iséroises issues du sillon alpin étaient majoritairement responsables de l'alimentation du lobe de piémont lyonnais.

***MOTS-CLÉS** : LOBE LYONNAIS, GLACIER DU RHÔNE, GLACIER DE L'ISÈRE, BLOC ERRATIQUE, MINÉRAUX LOURDS, LIGNE D'ÉQUILIBRE GLACIAIRE.*

ABSTRACT

After more than a century of studies of the Quaternary of the Lyon area, it was commonly admitted to assimilate the piémont lobe of Lyon to the glacier of the Rhone. Today, new datas call into question this traditional view. Based on various methods of glaciologic and petrographic analysis and on an acurate reconstitution of the paleography, this study shows that the Iséroise ices come from the Alpine groove were predominantly responsible for the feeding of the piémont lobe of Lyon.

***KEYWORDS**: LYONNAIS GLACIAL LOBE, ISÈRE GLACIER, ERRATIC BOULDER, HEAVY MINERALS, EQUILIBRIUM-LINE.*

Introduction - La problématique

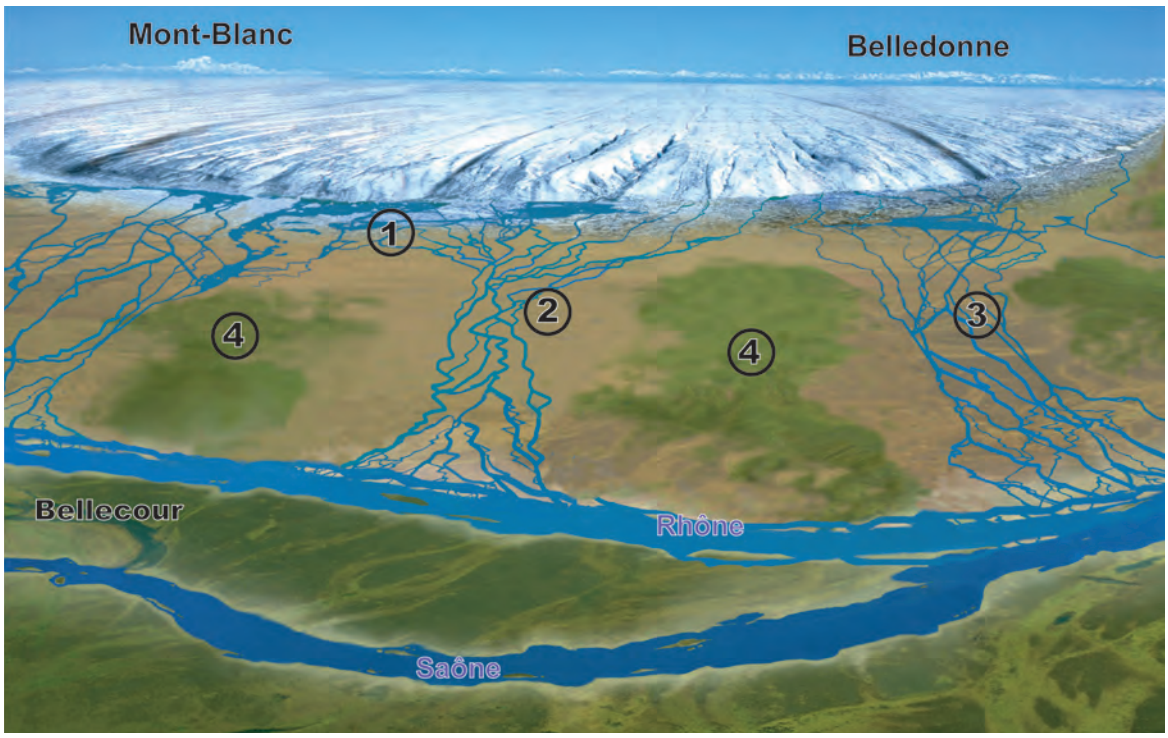


Figure 1 - Reconstitution du lobe lyonnais au maximum Würmien, stade A, © Alpes Magazine (2005) :
1 - terrasse de Satolas ;
2 - moyennes terrasses du Riss ;
3 - couloir d'Heyrieux ;
4 - couloir de Bron - Saint Laurent de Mure.

La présence, au Pléistocène récent, de glaciers de piémont coalescents s'étendant du Moyen Pays suisse jusque dans la région lyonnaise a été reconnue dès le milieu du XIX^{e} siècle (Lory, 1860-1864, 1871 ; Falsan et Chantre, 1879-1880 ; Favre, 1884). On admet traditionnellement que le glacier du Rhône a produit deux lobes de glace pendant le cycle glaciaire würmien : un « lobe suisse » débordant de la cuvette lémanique vers le Nord et s'avançant jusqu'à Wangen (canton de Soleure) et un « lobe lyonnais » s'avançant jusqu'au complexe des « moraines internes » (CMI) de l'Est lyonnais (Penck et Bruckner, 1909). Cette hypothèse suggère une énorme extension du glacier du Rhône, dont la zone d'ablation serait largement disproportionnée par rapport à la zone d'accumulation. Elle soulève le problème de l'alimentation du lobe de piémont lyonnais objet de ce travail (figure 1). Afin d'identifier les flux glaciaires responsables de l'alimentation du lobe lyonnais, cette étude s'est appuyée dans un premier temps sur la position de la ligne d'équilibre glaciaire du complexe glaciaire Rhône-Arve-Isère, puis, dans un second temps, sur l'analyse macroscopique et microscopique des blocs erratiques et sur l'identification des minéraux lourds contenus dans la fraction fine des dépôts glaciaires. Le cadre géographique de cette étude est reproduit sur la figure 2.

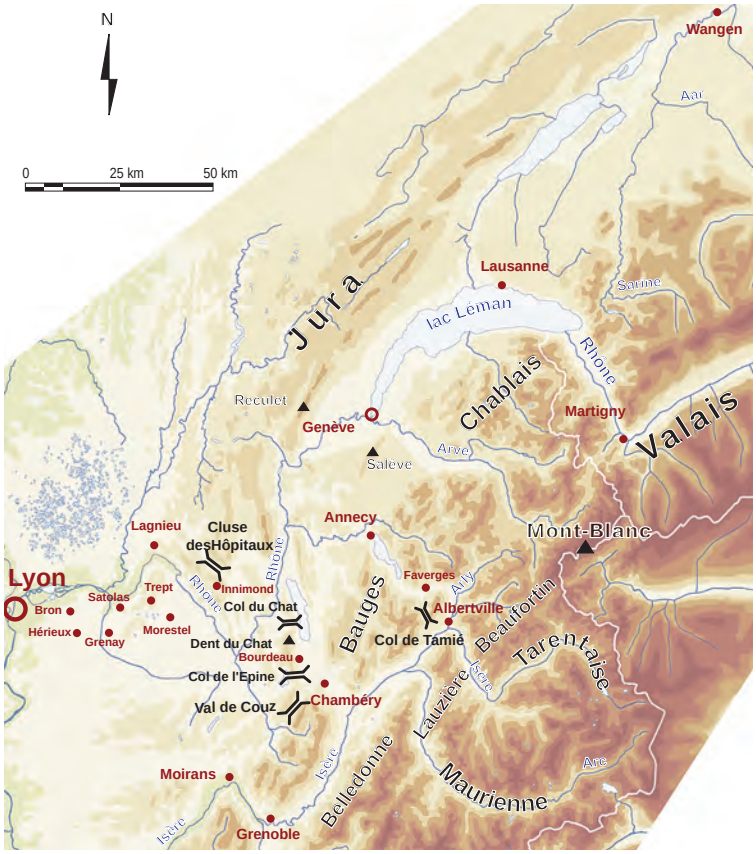


Figure 2 - Région étudiée, avec les principaux lieux cités.

I - HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les premiers auteurs à cartographier le lobe lyonnais (Falsan et Chantre, 1879-1880) identifient une origine des glaces dans les bassins versants de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc qu'ils définissent sous le terme de « glacier delphino-savoisien ».

Sur la base d'études pétrographiques précises des blocs erratiques, des spectres pétrographiques des dépôts glaciaires et d'une analyse minutieuse des traces d'érosion glaciaire et en particulier des stries (rarement préservées), Lory (1860-1864), puis Falsan et Chantre (1879-1880) cherchent à déterminer les directions des flux et les secteurs d'origine des divers dépôts glaciaires. Ils démontrent que les glaciers de l'Isère et de l'Arc avaient occupé la cluse de Chambéry et diffluent par dessus la chaîne de la Dent du Chat et définissent ainsi un « glacier delphino-savoisien », alimenté par les glaciers des Alpes du Nord françaises, et auquel ils attribuent une fraction des dépôts glaciaires de la région lyonnaise. De même, ils montrent, sur la base de la présence de roches caractéristiques de l'Oisans, que le lobe de Moirans était alimenté par les glaciers de la Romanche et du Drac.

Falsan et Chantre (1879-1880) établissent une carte détaillée montrant à la fois l'origine des dépôts et les flux de glace reconstitués (figure 3). Cette carte suggère que l'essentiel de la glace du lobe lyonnais provient des Alpes françaises du Nord, et que les glaces issues du bassin lémanique n'ont constitué qu'un flux étroit en rive droite du glacier de l'Arve.

Travaillant dans une optique mono-glacialiste, ces auteurs ne différencient pas les dépôts en fonction de leur âge relatif. Leurs reconstitutions correspondent de fait au maximum d'englacement du Riss correspondant à l'avant dernière glaciation selon les stratotypes bavarois définis par Penck et Brückner (1909). Penck et Brückner (1909) reprennent leurs données dans un contexte pluri-glacialiste et subdivisent le complexe glaciaire rhodanien en deux parties :

- un « glacier helvétique » (helvetischer Gletscher, étudié par Eduard Brückner), formé par les glaciers du Rhône valaisan, de la Sarine et de l'Aar,
- un « glacier rhodanien » (rhodanischer Gletscher, étudié par Albrecht Penck), formé par les glaciers du Rhône, de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc (figure 4).

Ainsi, c'est dans ces termes que les auteurs décrivent le réseau glaciaire précité :

« Toutes les ouvertures précitées étaient englacées; une masse glaciaire coalescente s'étendait de la vallée du Rhône vers Martigny jusqu'au coude de l'Isère vers Grenoble ; elle était drainée non seulement dans la direction des cours d'eau actuels, Rhône, Arve et Isère, mais s'écoulait aussi de la vallée longitudinale de l'Isère vers la région d'Annecy, dans la vallée du

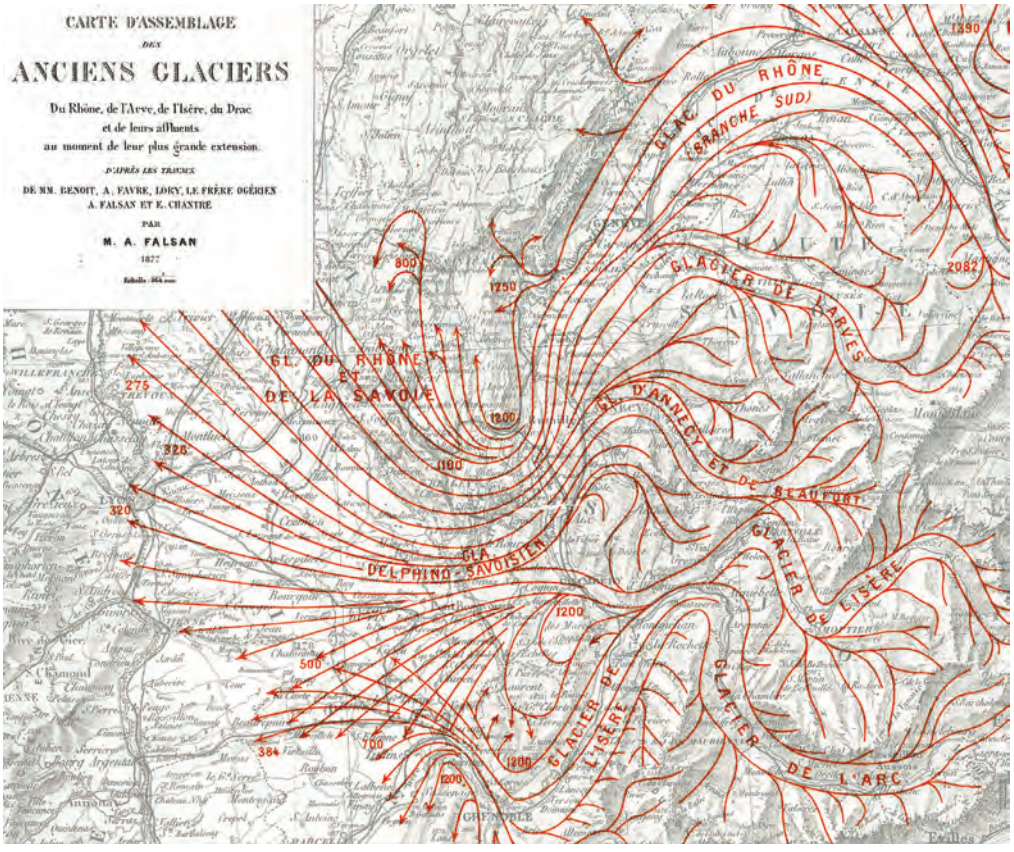


Figure 3 - Détail de la carte générale de Falsan et Chantre (1879-1880).

Chéran et la Combe de Savoie » (Penck et Brückner, 1909).

Malgré les travaux bien étayés de ces précurseurs, le terme de « glacier du Rhône » s'est imposé dans la littérature et dans l'esprit des chercheurs pour l'ensemble du complexe glaciaire : on a coutume d'attribuer au glacier du Rhône le complexe des moraines internes de la région lyonnaise, ce qui suppose une énorme extension de cet appareil. Ce n'est que très récemment que Mandier (2003) s'est intéressé à la problématique. S'interrogeant sur la part à attribuer au glacier du Rhône s.s., il écrit : *« il nous paraît essentiel de mettre fin à un malentendu concernant l'appellation glacier de piedmont du Rhône. Analysé à partir de l'aval, le glacier wurmien de piedmont ne pouvait qu'être qualifié de Rhodanien sans pour autant que cela signifie une alimentation principale à partir du glacier du Valais »*.

Schoeneich (2002) propose de revoir l'appellation de glacier du Rhône pour le lobe lyonnais. Comparant les deux principaux complexes glaciaires des Alpes suisses, ceux du Rhône et du Rhin, il démontre que pour un bassin d'accumulation d'étendue et d'altitude sensiblement égales, le lobe de piémont du glacier du Rhône aurait été au moins deux fois plus étendu que celui du glacier du Rhin, alors même que l'orientation du bassin du Rhin au nord est dans l'ensemble plus favorable à l'accumulation glaciaire. Il met en évidence l'apport des glaciers affluents pour les deux lobes du glacier du Rhône. Pour le lobe suisse, il s'agit des glaciers du Jura, de la Sarine et de l'Aar. Toutefois, seule la calotte jurassienne a pu dans une certaine mesure contribuer à l'alimentation du lobe terminal. Les glaciers de la Sarine et de l'Aar semblent n'avoir qu'à peine conflué avec le glacier du Rhône, et n'auraient pas contribué directement à l'alimentation du lobe de Wangen (Nussbaum, 1910 ; Ivy-Ochs, 2004).

Le lobe suisse est donc alimenté presque exclusivement par la glace issue du Valais, ce qui est confirmé par les données pétrographiques (Nussbaum, 1910 ; Ledermann, 1978 ; Hantke, 1978). Il semble peu crédible que les glaciers savoyards n'aient connu qu'un développement limité au sillon subalpin, alors que leur voisin est censé déborder à la fois sur le Moyen-Pays suisse et la région lyonnaise. L'hypothèse de Lory, puis de Falsan et Chantre, suggère que le lobe lyonnais était alimenté en partie par les glaciers savoyards et dauphinois qui, après avoir rempli le sillon subalpin, auraient débordé dans l'avant-pays alpin par les cluses d'Annecy, de Chambéry et de Grenoble. Mandier (2003) réexamine cette hypothèse ; il envisage une alimentation du lobe lyonnais par les glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère pendant la phase d'extension maximale (stade A), puis, durant le stade D, il avance que seules les glaces iséroises, complétés par les apports du glacier de l'Arve, dont l'importance relative reste à estimer, ont contribué à l'alimentation du lobe lyonnais.

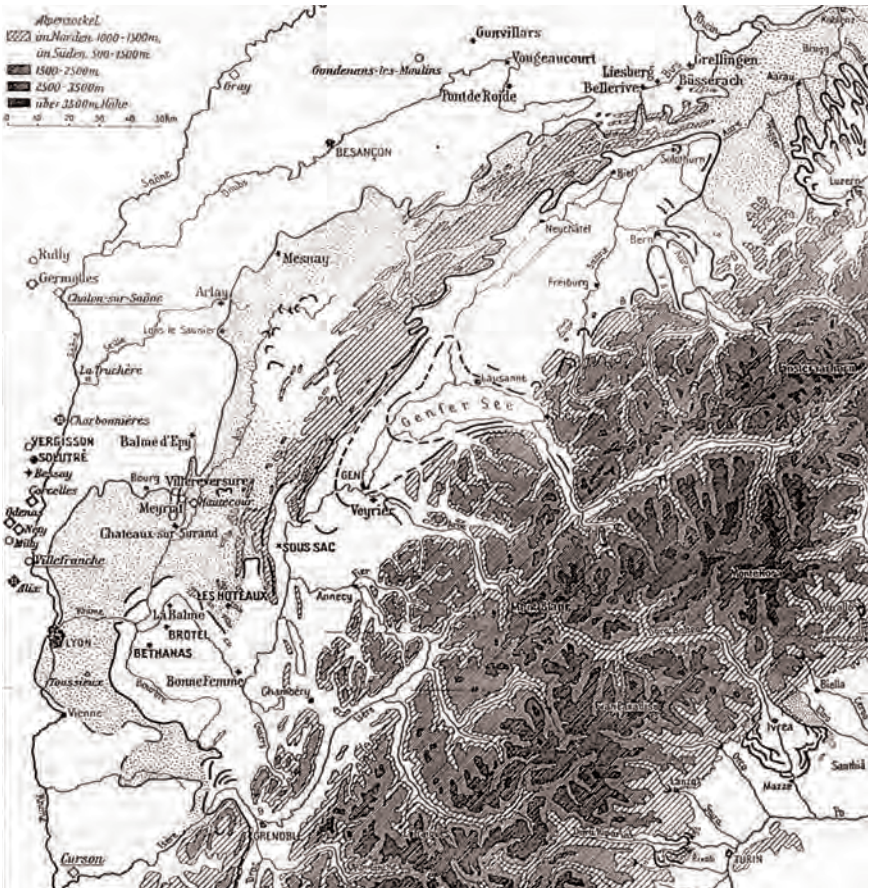


Figure 4 - Cartographie du complexe glaciaire helvétique et rhodanien par Penck et Brückner (1909).

La confusion existant actuellement quant à l'attribution des dépôts glaciaires de la région lyonnaise est due à trois facteurs :

- le poids de l'hydrographie : dans l'attribution des noms de glacier, la configuration du réseau hydrographique actuel a primé sur les considérations glaciologiques. On a ainsi attribué au glacier du Rhône les dépôts de la région lyonnaise, drainée par le cours du Rhône, et au glacier de l'Isère ceux du lobe de Moirans, dans l'actuelle basse vallée de l'Isère. Or les écoulements de glace du Quaternaire empruntaient souvent d'autres cheminements que les rivières actuelles ;
- le poids des mots : Penck et Bruckner (1909), tout en

reprenant l'interprétation de Falsan et Chantre, renomment le lobe lyonnais «*rhodanischer Gletscher*» ; plus tard, le texte original de Penck et Brückner sera traduit par glacier du Rhône au lieu de glacier rhodanien. Ainsi, c'est par glissement sémantique et au fil des traductions qu'on est passé d'un «*rhodanischer Gletscher*» bien défini chez Penck et Brückner à un «glacier du Rhône» à l'origine des interprétations erronées actuelles ;

- le poids des frontières nationales et linguistiques : tant les auteurs suisses que français ont eu l'habitude de ne considérer qu'une partie du réseau glaciaire, ce qui a favorisé l'émergence et la persistance d'une vision erronée des flux de glace. Le fait que les auteurs suisses aient surtout publié en allemand et les auteurs français en français a renforcé ce clivage.

Ces trois facteurs ont finalement primé sur les données pétrographiques certes anciennes mais sans équivoque, et sur des considérations glaciologiques pourtant évidentes lorsque l'on prend en compte la totalité du système glaciaire.

II - LA CARTOGRAPHIE DU GLACIER DU RHÔNE

A l'examen de la littérature, il est intéressant de noter que le complexe glaciaire rhodanien est rarement représenté dans son ensemble :

- les quaternaristes suisses ne représentent en général que le lobe suisse et limitent leurs cartes à la région genevoise. La représentation classique est celle proposée par Jäckli (1962, 1970) (figure 5). Lorsqu'ils représentent les flux de glace, ils indiquent un flux principal qui s'incurve vers le nord depuis la cuvette lémanique et négligent l'écoulement par Genève, qui est pourtant censé alimenter le lobe lyonnais (Kasser, 1980 ; Frei, 1912 ; Haeberli et Penz, 1985 (figure 6) ; Haeberli, 1991). Cette représentation des flux de glace est d'ailleurs étayée par des données pétrographiques de blocs erratiques ;
- les quaternaristes français (Mandier, 1984 ; Campy, 1985 ; Buoncristiani et Campy, 2002) ne représentent en général que le lobe lyonnais et font commencer le glacier du Rhône dans la région genevoise ou au mieux dans le bassin lémanique (figure 7). Lorsqu'ils représentent les flux de glace, ils indiquent un flux principal rhodanien venant de Genève et considèrent que les glaciers savoyards, ne jouant qu'un rôle limité, n'auraient guère débordé du sillon du Grésivaudan ; aucun auteur ne représente le complexe glaciaire rhodanien dans son ensemble.

Ces différentes cartes tronquées occultent complètement les surfaces d'accumulation glaciaires que supposerait l'alimentation des deux lobes par le seul glacier du Rhône. Mais surtout, ces représentations partielles suggèrent une énorme extension du glacier du Rhône, la zone d'ablation paraissant largement disproportionnée par rapport à la zone d'accumulation.

Une vision globale du système glaciaire paraît nécessaire afin de reconsidérer l'alimentation des deux lobes de piémont. Les travaux en cours (Coutterand et

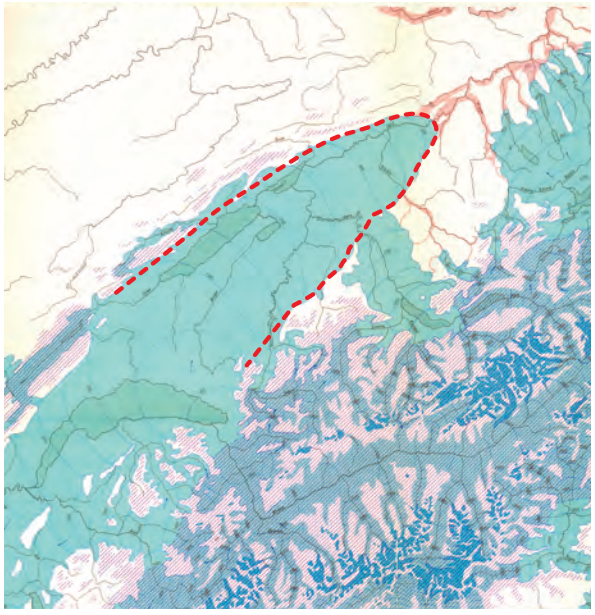


Figure 5 - Le lobe suisse, extrait de la carte de Jäckli (1962, modifié Coutterand 2009).

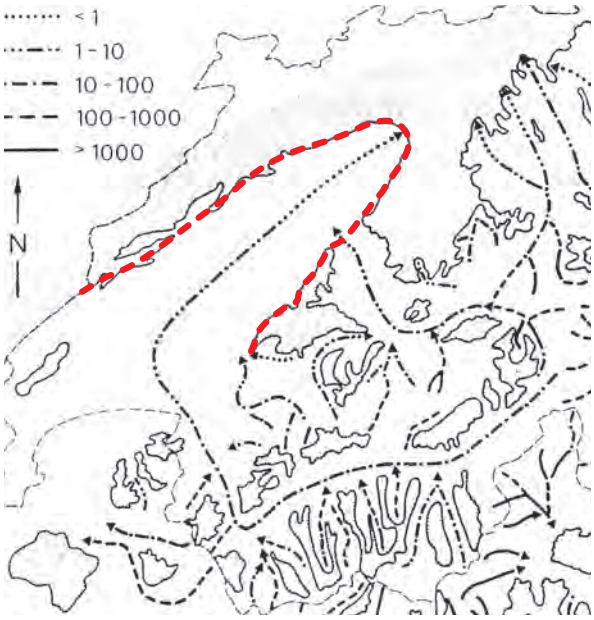


Figure 6 - Le lobe suisse, extrait de la carte de Haeberli et Penz (1985, modifié Coutterand 2009).

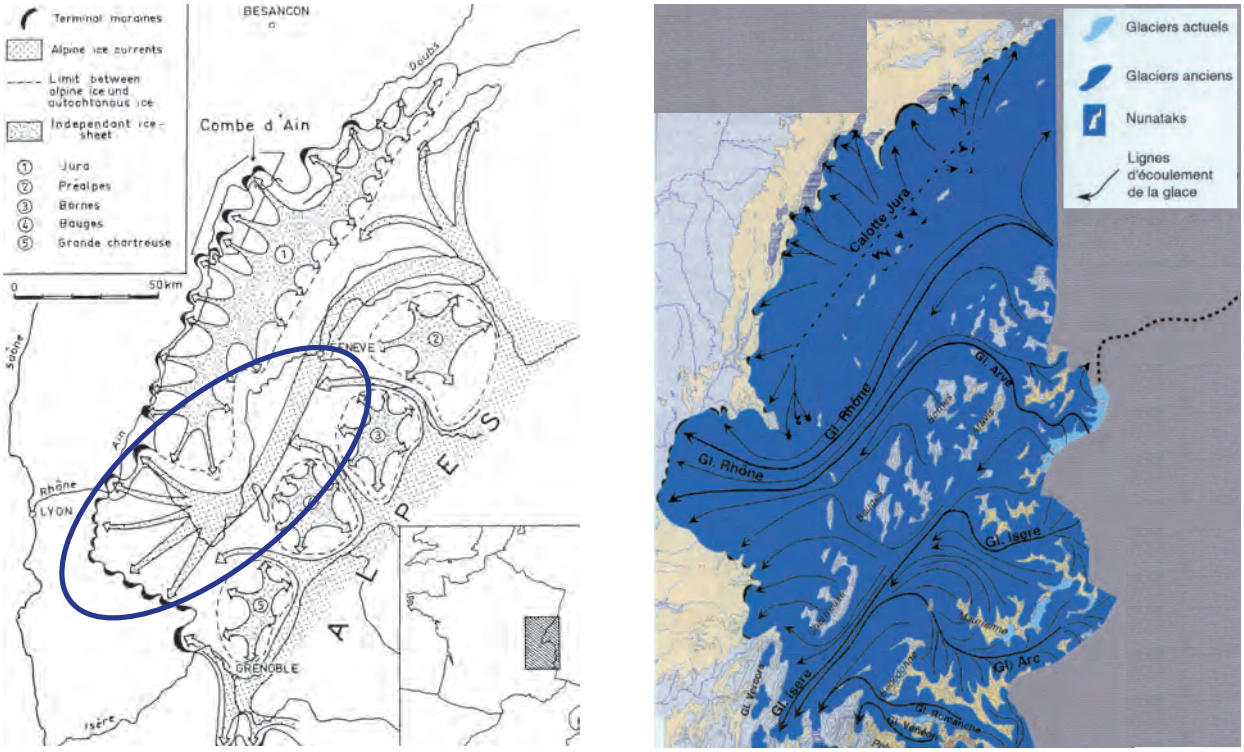


Figure 7 - Représentation des flux et du lobe lyonnais par des auteurs français : à gauche par Campy, 1985 ; à droite par Buoncristiani et Campy, 2002.

Schoeneich, 2007 ; Coutterand, 2008) contribuent à apporter des éléments déterminants pour identifier les principaux flux glaciaires responsables du complexe des moraines internes de l'Est lyonnais.

III - Détermination de l'origine des glaces du lobe de piémont lyonnais

1 - La reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire

La ligne d'équilibre glaciaire (LEG) représente la limite entre les zones d'accumulation et d'ablation ; le bilan de masse y est nul. L'altitude de la ligne d'équilibre détermine la position altitudinale et distale d'un front glaciaire.

La méthode de calcul de la LEG la plus couramment utilisée est la «*Flächenteilungsmethode*». Mise au point dès le XIX^{e} siècle, cette méthode se fonde sur l'hypothèse que le rapport de surface entre les zones d'ablation et d'accumulation d'un glacier en équilibre reste constant ; de ce fait, en appliquant ce rapport à une paléo surface glaciaire reconstituée, on peut approcher l'altitude de sa ligne d'équilibre. Plus récemment, Kerschner (1976) et Gross *et al.* (1978) ont considérablement affiné et précisé la méthode et ont démontré par des mesures sur de nombreux glaciers actuels qu'un rapport de 2/3 - 1/3 (AAR = 0,67) était conforme à la moyenne observée (figure 8).

Cette méthode a été appliquée à la surface totale du complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère avec le rapport standard de 0,67.

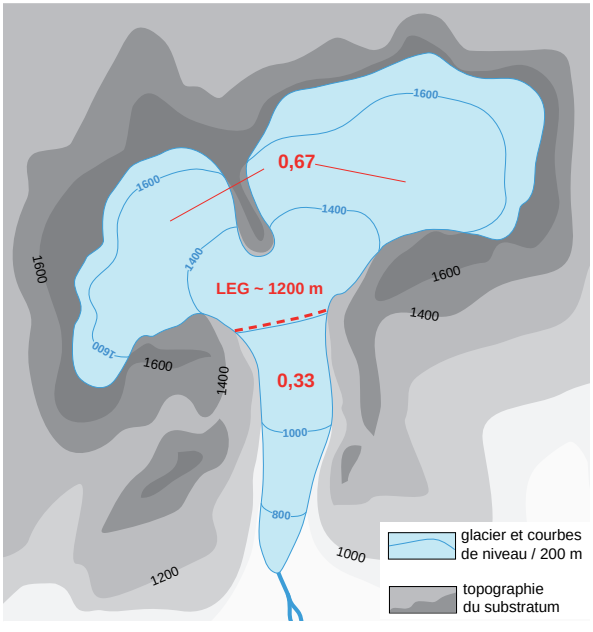


Figure 8 - Reconstitution de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) avec la méthode de l'Accumulation Ablation Ratio (AAR = 0,67)

La planimètrie sur la carte au 1:200000 donne une superficie totale du complexe glaciaire Rhône/Arve/Isère de 25800 km² au maximum würmien. Les surfaces considérées, calculées par tranches altitudinales de 100 m, suggèrent une valeur moyenne de la LEG comprise entre 1250 m et 1350 m d'altitude. La surface de la zone d'accumulation est de 17200 km², celle de la zone d'ablation, de 8600 km².

En regard de ces résultats, il est possible d'avancer que le lobe suisse (2800 km²) a été principalement alimenté par le Valais et le bassin de la Sarine (6000 km²) ; hypothèse envisagée par Schoeneich (1999) et confirmée par la pétrographie des blocs erratiques (Nussbaum, 1910 ; Ledermann, 1978 ; Burckard et Spring, 2004). Quant au lobe lyonnais (1900 km²), son alimentation est issue des bassins versants du massif du Mont Blanc, du Beaufortin, de la Tarentaise et d'une partie de la Maurienne (4000 km²).

Une autre méthode d'approche, celle de l'enracinement des moraines, a permis de contrôler les valeurs obtenues. Définie par Lichtenecker (1936) la « *Moränenansatzmethode* » se fonde sur le fait que les moraines superficielles et latérales ne prennent naissance qu'en-dessous de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG). Le point d'enracinement des moraines latérales fournit donc une bonne approximation de l'altitude de la LEG. La méthode n'est toutefois applicable qu'à des glaciers à topographie régulière. Les altitudes obtenues doivent donc être considérées comme des valeurs minimales. La méthode n'en constitue pas moins un bon moyen de contrôle des valeurs déterminées par calcul. Ainsi, dans les vallées du Rhône et de l'Isère, aucune construction morainique latérale n'a été relevée à une altitude supérieure à 1350 - 1400 m.

A l'examen de l'appareil isérois, on ne peut que constater la proximité de la zone d'alimentation, la LEG étant située à l'entrée de la cluse de Chambéry, soit à une distance de 70 km du complexe des moraines internes de Satolas. Cette situation suggère un débit de glace considérable par la cluse de Chambéry, qui alimentait les diffluences du val de Couz, du seuil de l'Epine et du col du Chat. En revanche, la reconstitution montre que la LEG du glacier du Rhône devait se situer au centre de la cuvette lémanique, avec une zone d'alimentation du glacier distante de plus de 150 km du complexe des moraines frontales du stade A. De ce fait, une telle distance nous parait incompatible avec une alimentation du lobe lyonnais par la glace valaisanne (figure 13).

2 - Les données pétrographiques

En regard de la similitude des unités structurales (Alpes internes et Alpes externes présentes en Valais et en Tarentaise), les données pétrographiques publiées (Barféty *et al.* 1977 ; Debelmas *et al.*, 1989) et l'analyse pétrographiques des matériaux erratiques issus des différents bassins ne permettaient pas de conclure sur l'origine des flux glaciaires.

Dans le cadre de ce travail, l'étude macroscopique, puis microscopique, des blocs erratiques reconnus sur le piémont apporte des éléments déterminants : suite aux prélèvements d'un grand nombre d'échantillons, les analyses pétrographiques réalisées ont mis en évidence cinq marqueurs fiables :

- les grés calcaires et brèches polygéniques du Flysch valaisan en France (Tarentaise et Beaufortin) ;
- le conglomérat de Bourdeau, issu du versant oriental de la montagne de l'Epine ;
- le conglomérat permien du Val d'Arly et/ou de la Maurienne ;
- les granites des massifs de la Lauzière et de Saint Colomban ;
- les gneiss du grand Paradis, affleurant au glacier des Sources de l'Arc.

a - Le flysch valaisan en France

Ancienne Zone des Brèches de Tarentaise ou Flysch de Tarentaise, il affleure entre la moyenne Tarentaise et le Beaufortin, et couvre une superficie de 54 km².

Le faciès le plus répandu est celui d'une alternance monotone de lits décimétriques de calcaires sableux, calcschistes, schistes phylliteux noirs, gris ou argentés, dont l'épaisseur (impossible à chiffrer avec précision en raison de la déformation tectonique) paraît comprise entre 600 et 900 m (Debelmas *et al.*, 1989).

Il existe des faciès de brèches polygéniques hétérométriques composés essentiellement de galets de dolomies et de calcaires (figure 9). Les matériaux constituant la zone valaisanne en France et en particulier la série

Figure 9 - Détail d'un bloc erratique de brèches polygéniques et hétérométrique du Flysch de Tarentaise (plateau de Crémieu).

détritique sont affectés par de forts plissements isoclinaux et étirements et par un métamorphisme de haute pression (HP) selon Fügenschuh (1999). En effet, les conditions pression/température (P/T) du pic métamorphique avoisinent 18 kb et 350°C, le pic de température pouvant s'élever au-delà de 400°C.

Ces deux caractéristiques discriminantes permettent d'éliminer toute provenance du Chablais en Haute Savoie, dont les unités de flysch appartenant à la nappe de la Brèche couvrent de grandes surfaces. Ces unités ont été prélevées et analysées ; par opposition au flysch de Tarentaise, les flysch du Chablais ne présentent qu'un très faible métamorphisme (anchizone) et ne montrent pas de tels étirement. En regard de l'abondance et surtout de la répartition (rayonnant en faisceau depuis la région d'Albertville) de blocs erratiques constitués de brèches polygéniques, témoins les volumineux blocs erratiques (> 10 m^3) du col de Tamié (Pillet, 1885), on peut éliminer toute provenance du Valais (Suisse). En effet, les surfaces concernées par les affleurements de flysch (Pierre Avoi, Sion et Val Ferret) ne dépassent pas 1 km^2, soit moins de 2 % de la surface concernée en Tarentaise-Beaufortin. En conséquence, les blocs erratiques constitués de flysch de Tarentaise démontrent précisément l'origine iséroise des flux glaciaires.

b - Le conglomérat de Bourdeau

Les blocs erratiques constitués de conglomérat de Bourdeau (figure 10) abondent sur le versant occidental de la montagne de l'Epine, sur les flancs du Mont Tournier et dans la région de Morestel.

Figure 10 - Coupe d'un bloc erratique de conglomérat de Bourdeau (Savoie), trouvé près de Morestel (Isère). Le cercle bleu indique les perforations d'organismes lithophages (pholades) qui affectent de nombreux galets calcaires de cette formation (photo D. Tritenne).

Le conglomérat de base du Burdigalien a été introduit dans la littérature sous le terme de « Conglomérat de Bourdeau » par Paul Gidon (1960). Les affleurements de ce conglomérat s'étendent sur le bord oriental de la montagne de l'Epine, depuis Bourdeau au nord, en bordure du lac du Bourget, jusqu'au à l'ouest de Chambéry. Souvent discrets, ils sont la plupart du temps révélés par les talus des routes. D'une cinquantaine de mètres à Bourdeau, son épaisseur se réduit à quelques mètres à l'extrême sud de la zone des affleurements.

Au sens géologique, il s'agit plutôt d'un poudingue (Lamiraux, 1977). Ce conglomérat est formé de galets calcaires arrondis, de couleur claire (jaune et gris) liés par un ciment gréso-glauconieux induré (molasse). Il contient aussi quelques silex bruns ou rouges, et de rares éclats de quartz. Le ciment peut contenir des fossiles. Mais les particularités de ce conglomérat sont les perforations qui affectent uniquement les galets calcaires. Des organismes marins lithophages sont responsables de ce taraudage plus ou moins profond et plus ou moins fréquent.

c - Les conglomérats permo-carbonifères

La présence de rares blocs erratiques de conglomérats permo-carbonifères sur le piémont est confirmée grâce à l'identification par Serge Fudral (EDYTEM) d'un volumineux bloc erratique de 3 m^3 au col de l'Epine (Guyomard, 2002). Un autre élément de même lithologie, moins volumineux, a retenu notre attention sur le plateau de Crémieux (Trept).

Cette formation, dont le faciès rappelle le faciès « Verrucano », est essentiellement détritique. Il s'agit de conglomérats très durs de nuance grise plus ou moins foncée à galets de taille variée de granites, de schistes cristallins, de quartzites verts, gris ou rouge violacé, à galets de quartz blanc ou rosé à magnétite et paillettes de séricite. Plusieurs affleurements de cette unité peuvent être à l'origine des blocs erratiques : dans le Val d'Arly (à l'Est de Flumet) et en Maurienne (Barféty *et al.*, 1977) où elle affleure au Nord de st. Michel de Maurienne (col et pointe des Encombres).

d - Les gneiss du Grand Paradis

Il sont été identifiés au sein des formations glacigènes de l'Albanais. Présents sous la forme de gneiss orthodérivés fortement étirés et ayant subit un métamorphisme dans le faciès des schistes verts, l'observation au microscope d'une lame mince confirme une provenance de la nappe du Grand Paradis affleurant au niveau du glacier des Sources de l'Arc (Haute Maurienne).

e - Les granites des massifs cristallins externes de la Lauzière et de Saint Colomban

La présence d'une grande quantité de blocs erratiques de granite sur l'Est lyonnais est connue de longue date (Lory, 1860-1864, 1871 ; Falsan et Chantre, 1879-1880 ; Favre 1884). Les massifs cristallins externes sont susceptibles de fournir ce matériel à l'exemple du granite du Mont-Blanc, « protogine » des auteurs anciens (Von Raumer, 1993), du granite de Beaufort, de Belledonne, etc. La difficulté majeure réside dans la reconnaissance des différents faciès afin d'en déterminer l'origine.

De nombreux blocs erratiques de granite ont été échantillonnés sur les moraines internes de l'Est lyonnais :

- initialement sur le piémont, sur les rides morainiques de Lagnieu, Charveyron, de Sainte Julie ;
- puis, sur les flancs du Jura à Lompnas (850 m), à Innimond (950 m).

Globalement, on distingue une variété de granitoïdes à grains fins présentant des minéraux peu altérés, caractères qui les différencient nettement du granite du Mont–Blanc.

Plusieurs faciès ont été identifiés : ils comprennent des granites à grains fins non altérés, fortement chloritisés et présentant un faible métamorphisme (faciès préhnite-pumpellyite), puis, des granites à grains moyens riches en feldspaths potassiques à biotite, et à chlorite abondante. L'origine doit être recherchée dans les massifs du Beaufortin et de la Lauzière (granites des Sept Laux et du Saint Colomban ; Debon et Lemmet, 1999).

A la suite de ces analyses pétrographiques, une reconstitution du trajet des blocs erratiques étudiés est proposée sur la carte topographique de l'Est lyonnais (figure 11).

3 - L'apport des minéraux lourds

Expérimentée depuis de nombreuses années (Vivian et Ricq, 1966 ; Hobléa, 1999), cette méthode d'analyse permet d'identifier l'origine possible des principaux dépôts glaciaires rencontrés. Hobléa (1999), dans son étude des remplissages karstiques du massif des Bauges, a tenté d'identifier la provenance des flux glaciaires allochtones ayant pénétré dans ce massif. Plusieurs dizaines d'échantillons ont été analysées : la confrontation des spectres des minéraux lourds démontre la grande richesse en minéraux alpins fragiles : hornblende verte, glaucophane sodique. Leur présence

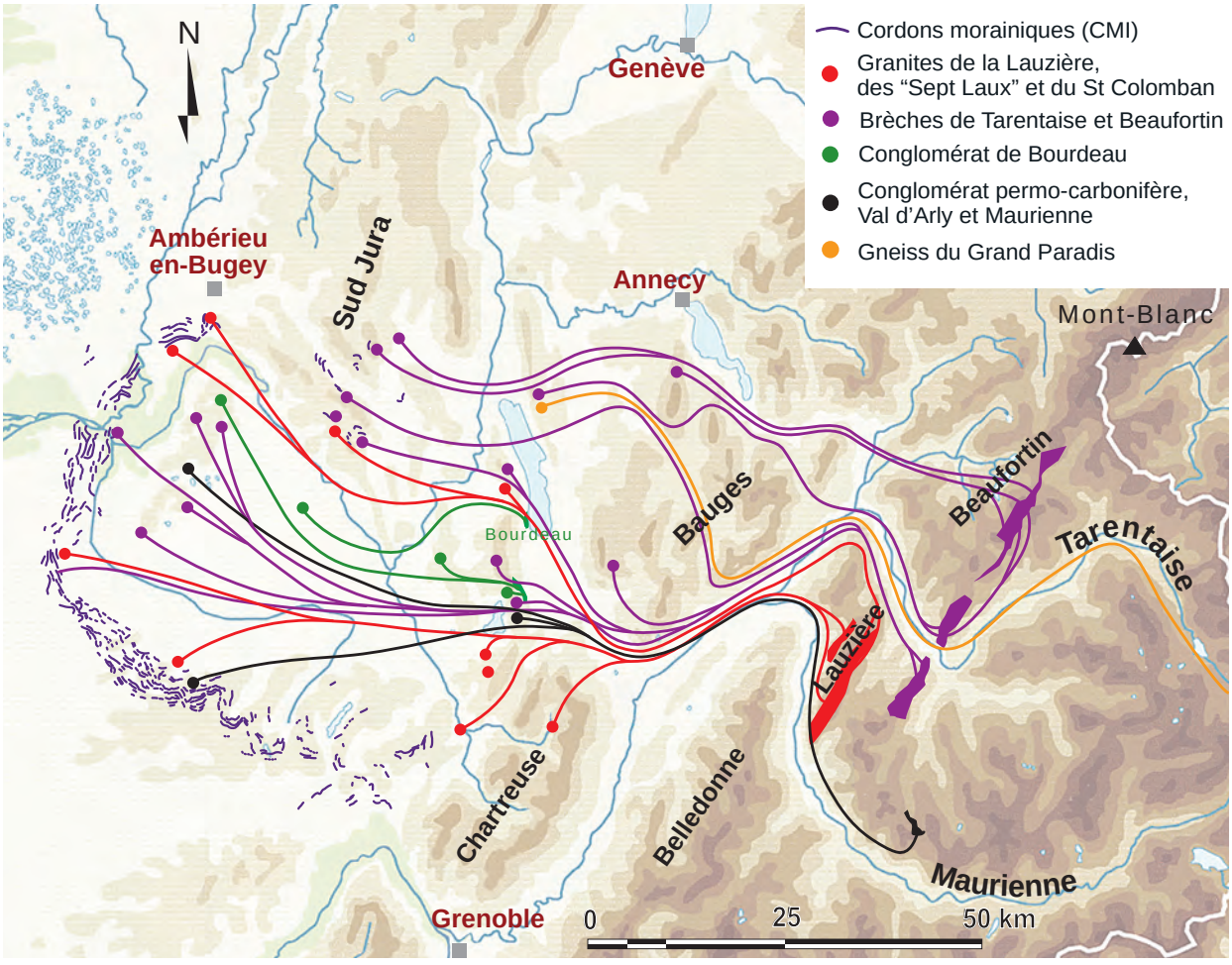


Figure 11 - Reconstitution du trajet des blocs erratiques étudiés et localisation des affleurements d'origine.

prouve une origine intra-alpine qui permet d'avancer une provenance iséroise du flux glaciaire qui s'écoulait depuis la haute vallée du Chéran.

Utilisant cette méthode, nous avons étudié diverses accumulations glaciaires (till d'ablation). Une étroite collaboration avec Monique Beiner dont la méthodologie a été appliquée (Université Nancy II, 2009) a permis, après identification des minéraux lourds, d'effectuer les comptages indispensables pour déterminer les proportions puis leurs provenances. Nous référant aux travaux antérieurs, puis à nos analyses, nous avons identifié dans un premier temps les marqueurs des principaux flux (Arve, Rhône, Isère). Dans un second temps, nous avons analysé 16 échantillons répartis sur le piémont lyonnais interne au CMI.

Globalement, les dépôts de la vallée du Rhône et de la vallée de l'Arve se caractérisent par une prédominance du grenat et de l'épidote et une faible proportion de la hornblende verte.

Les dépôts de la vallée de l'Isère sont marqués par une prédominance de la hornblende verte et du glaucophane sodique ainsi qu'une faible proportion du grenat et de l'épidote, résultats qui confirment les interprétations de Vivian et Ricq (1966) et d'Hobléa (1999). Cette opposition entre deux types de dépôt est caractéristique de deux bassins glaciaires bien individualisés (figure 12).

Après l'analyse et l'interprétation des 16 échantillons prélevés sur l'ensemble du piémont lyonnais, on constate que les dépôts sont caractérisés par des faciès à dominante iséroise, à l'exemple des moraines du sud Jura. De plus, les dépôts d'origine glaciaire et fluvioglaciaire piégés dans les cavités karstiques du val de Couz (grottes des Echelles) et de la cluse des Hôpitaux (grotte Sous les Sangles) reflètent le caractère isérois des minéraux lourds.

Toutefois, l'origine iséroise semble moins marquée parmi les comptages effectués sur quelques échantillons distaux comme ceux de Lagnieu et de Grenay ; l'hypothèse, a priori, que la fraction sableuse contiendrait assez d'éléments prouvant qu'elle provenait des mêmes régions alpines que les différents flux de glace n'a pas été vérifiée. En effet, l'analyse des minéraux lourds des échantillons de Lagnieu et de Grenay pourrait montrer en partie l'influence de la composante du substratum molassique immédiat, comme l'avaient suggéré Gasser et Nabholz (1969) dans leurs travaux appliqués aux sédiments glacigènes du plateau suisse.

Les comptages des minéraux lourds ainsi que l'identification des blocs erratiques constituent aujourd'hui un ensemble de marqueurs propres aux flux isérois dont voici les traits majeurs (figure 13) :

- au Nord, les flux ont emprunté la cluse d'Annecy / Faverges et la diffluence du col de Tamié ;
- les diffluences du glacier isérois ont traversé le massif des Bauges transgressant le rebord subalpin de ce massif entre 1600 m d'altitude à Albertville et 1300 m d'altitude au Sud-Est de la cluse de Chambéry ;
- enfin, au Sud, un puissant icestream (Paterson, 1994) s'est écoulé par la cluse de Chambéry ; l'altitude de la surface glaciaire (≈ 1250 m sur Chambéry) a favorisé la mise en place des diffluences du val de Couz et des tranfluences du col de l'Epine et du col du Chat au Nord.

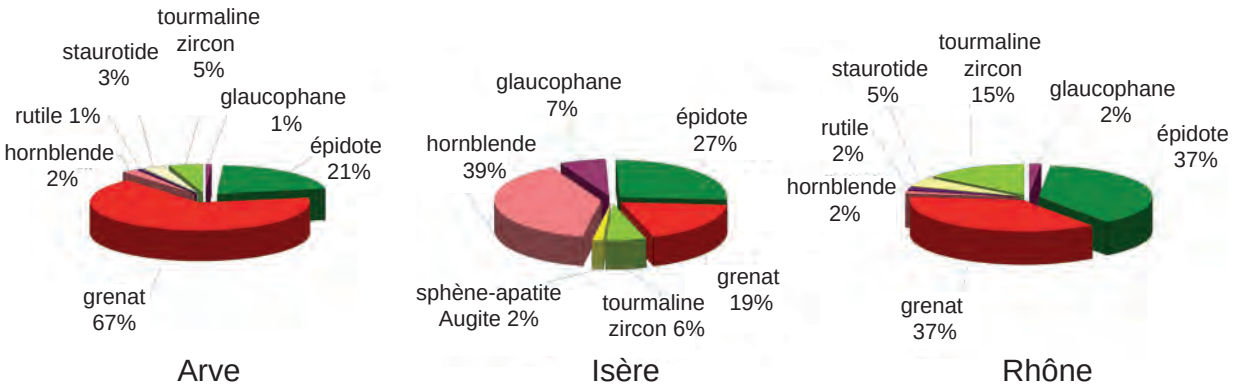
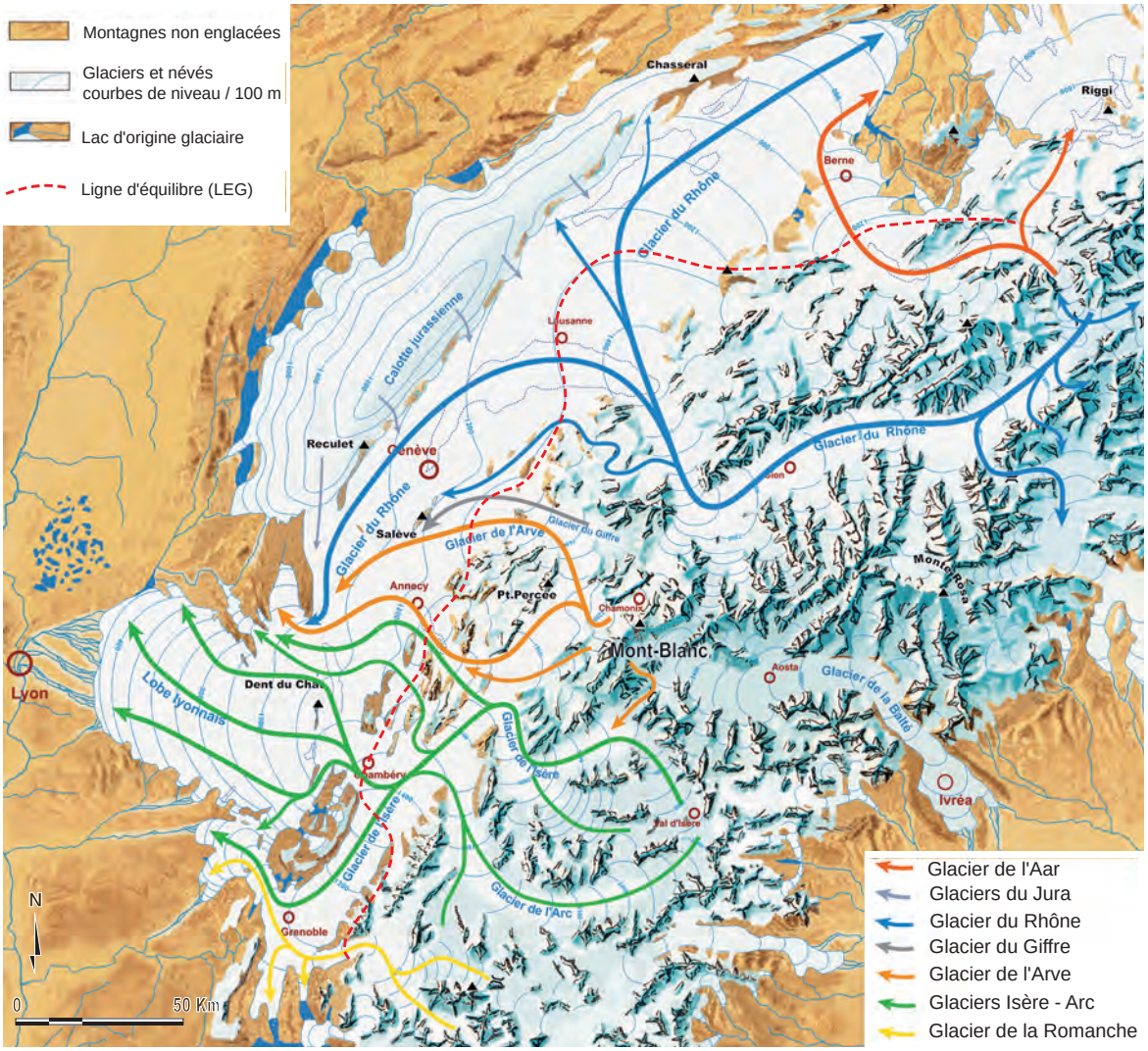


Figure 12 - Distribution des minéraux lourds selon les bassins versants.

Figure 13 (ci-contre) - Carte de reconstitution des flux glaciaires dans les Alpes du Nord au «maximum würmien». Cette carte suggère que la totalité du volume de glace du lobe de piémont lyonnais (surface ≈ 1900 km²) provient des zones d'alimentation constituées par les bassins de l'Arve, du Beaufortin, de la Tarentaise et d'une partie de la Maurienne (surface ≈ 4000 km²) (S. Coutterand, 2008).



CONCLUSION

En conclusion, ce travail confirme l'appellation initiée par Falsan et Chantre (1879-1880), de « glacier delphino-savoisien », qui revêt ici sa pleine signification.

Cette analyse suggère que la totalité des glaces du lobe de piémont lyonnais provenait des zones d'accumulation de la partie interne des Alpes du nord françaises (sens géographique) : sud du massif du Mont-blanc, Beaufortin, Tarentaise et une partie de la Maurienne.

Ce travail permet :

- de reconstituer les flux glaciaires ;
- de confirmer la puissance des icestreams ayant occupé les grandes cluses des massifs subalpins (cluses d'Annecy-Faverges et de Chambéry);
- de démontrer que ces glaciers transversaux originaires de la zone centrale des Alpes ont joué un rôle essentiel dans l'alimentation du lobe de piémont lyonnais ;
- enfin, la proximité de la zone d'alimentation démontrée par la position et l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire se révèle un critère prépondérant dans les processus d'alimentation du lobe de piémont au maximum würmien.

BIBLIOGRAPHIE

BARFÉTY J.-C., BARIER R., BORDET P., MÉLOUX J., MOUTERDE R., VATIN-PÉRIGNON N., 1977. Notice explicative de la carte géologique, 1 : 50 0000, feuille de Saint Jean de Maurienne (BRGM), 43 p.

BEINER M., HARMAND D., CORDIER S., OCCHIETTI S. 2009. Les Minéraux lourds des alluvions quaternaires de basin de la Moselle : nouvelles données. *Quaternaire*, 20, (4), 63-79, sous presse.

BUONCRISTIANI J.-F., CAMPY M., 2002. Carte du dernier maximum glaciaire (LGM) extraite de la commission de l'INQUA.

BURCKHARD M., SPRING J., 2004. Erratic boulders of the ancient Rhône glacier and the dispersal pattern of Mt Blanc granites. Résumé, 2nd Swiss Geoscience Meeting, Lausanne, 2004.

CAMPY M. 1985. Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien ; La Combe d'Ain (Jura). *Bull. AFEQ*., 1985/2-3, 65-74.

COUTTERAND S., SCHOENEICH P., 2007. Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien : la part des glaciers savoyards dans l'alimentation du lobe de piémont. SHF, Grenoble, 16 mars 2007.

COUTTERAND S. 2008. Le lobe de piémont lyonnais au maximum würmien, modalités de la déglaciation entre le piémont et les zones d'alimentation. SHF, Chamonix 5 mars 2008.

DEBELMAS J., ANTOINE P., BARFETY J.-C., ELLEMBERGER F., GUILLOT F., JAILLARD E., RAOULT J.F.,DESMONS J., GOFFÉ B., PACHOUD A., DABROWSKY H., VAUTRELLE C. 1989. Notice explicative de la carte géologique, 1 : 50 0000, feuille de Moutiers (BRGM), 53 p.

DEBON F., LEMMET M., 1999. Evolution of Mg/Fe ratios in Late Variscan plutonic rocks from the external crystalline massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.*, 40, 1151-1185.

FALSAN A., CHANTRE E., 1879-1880. Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. Paris, Masson et Lyon, Georg.

FAVRE A., 1884. Carte du phénomène erratique de la Suisse, au 1/250 000 et texte explicatif. Mat. Carte géol. Suisse, 28.

FREY R., 1912. Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen nach den vorhandenen Materialien und einigen eigenen Beobachtungen zusammengestellt 1 : 1 000 000.

FÜGENSCHUH B., LOPRIANO A., CERIANI S., SCHMID S.M., 1999. Structure analysis of the Subriançonnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alp). Paléogéographic and techtonic consequences. *Int. Jour. Earth sciences*, 88, 201-218.

GASSER U., NABHOLZ W., 1969. Zur Sédimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. *Eclogae geol. Helv.*, 62/2, 467-516.

GIDON P., PERRIER R., DOUDOUX B., 1969. Notice explicative de la carte géologique feuille de Chambéry, 1 : 50 000, (BRGM)

GROSS G., KERSCHNER H., PATZELT G., 1978. Methodische Untersuchungen über die schneegrenze in alpinene Gletschergebieten. *Z. Gletschekd. Glazialgeol.*, 12/2, 223-251.

GUYOMARD A., 2002. Etude stratigraphiques et structurales du Chaînon de l'Epine, Jura méridional, Savoie. Mémoire de diplôme d'Université en géologie alpine, Université de Savoie, 61 p.

HAEBERLI W., PENZ U., 1985. An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 21, 351-361.

HAEBERLI W., 1991. Alpengletscher im Treibhaus der Erde. *Regio basiliensis*, 32/2, 59-72.

HANTKE R., 1978. Eiszeitalter. Band 1, Ott Verlag, Thun, Switzerland, 469 p.

HAUKE R., 1980. Eiszeitalter. Band 2, Ott Verlag, Thun, Switzerland, 703 p.

HOBLÉA F,. 1999. Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards. Université Lumière Lyon 2, thèse, 995 p.

IVY-OCHS S., Schäfer J., Kubik P.W., Synal H.-A., Schlüchter C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, 97, 47-55.

JÄCKLI H., 1962. Die Vergletscherung der Schweiz im Würm-maximum. *Ecl. geol. Helv.*, 55/2, 285-294.

JÄCKLI H., 1970. La Suisse durant la dernière période glaciaire. Atlas de la Suisse, planche 6.

KASSER, P., HAEBERLI W., BOMMER J.P., WEIDMANN M., 1980. La Suisse et ses glaciers, des catastrophes climatiques aux splendeurs alpestres. 24 h éd., 131 p.

KERSCHNER H., 1976. Untersuchungen zum Daun und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Uberlegungen). *Geographischer Jahresbericht aus Osterreich*, 36, 26-49.

LAMIRAUX C., 1977. Géologie du miocène des chainons jurassiens méridionaux et du Bas-Dauphiné nord oriental entre Chambéry et la Tour du Pin. Thèse, Université de Grenoble.

LEDERMANN H., 1978. Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, feuille 72. Solothurn. - Schw. Geol. Komm., Basel, 1978.

LICHTENECKER N., 1936. Die gegenwàrtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verhdlg. der III. Int. Quartàr-Konferenz, Wien.

LORY C., 1860-1864. Description géologique du Dauphiné. Paris, Grenoble.

LORY C., 1871. *Bull. Soc. Stat. du département de l'Isère*, 3/ II, 462-463.

MANDIER P., 1984. Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire : essai de synthèse paléogéographique. Thèse, Univ. Lyon II, 3 vol.

MANDIER P., 2003. Reconstitution de l'expansion glaciaire de piémont des stades A et D des glaciers würmiens de Rhône et de l'Isère : implication et origine de leur disparité. *Quaternaire*, 14, (1), 129-133.

NUSSBAUM F., 1910. Das Endmorânegebiet des Rhonegletschers von Wangen a.d.A. Mitt. natf. Ges. Bern, 141-168.

PATERSON W.S.B., 1994. The Physics of Glaciers UK. Pergamon, Third Edition, 480 p.

PENCK A., BRÜCKNER E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.

PILLET L., 1885. Commentaire de la monographie de A. Falsan et E. Chantre. *Rev. Sav.*, 115-122.

SCHOENEICH P., 1999. *S*tratigraphy of the Rhone glacier system. Poster au Congrès INQUA 1999, Durban.

SCHOENEICH P., 2002. Le lobe lyonnais : glacier du Rhône ou / et glaciers savoyards ? Excursion annuelle de l'AFEQ, 8-11 mai 2002, annexe au livret guide, 3 p.

VIVIAN R., RICQ C.,1966. La rencontre des glaciers du Rhône et de l'Isère dans la cluse de Chambéry et le val du Bourget.

VON RAUMER J.F., MÉNOT R.-P., ABRECHT J., BIINO G. 1993. The Pre-alpine evolution of the External massifs. *In* von Raumer J.F. and Neubauer F. (éd.). Pre-Mesozoic Geology in the Alps, Springer-Verlag, 221-240

DÉSENGLACEMENT DU HAUT BASSIN VERSANT DU VORZ
MASSIF DE BELLEDONNE, ISÈRE
AU TARDIGLACIAIRE ET À L'HOLOCÈNE

LATEGLACIAL AND HOLOCENE GLACIER RETREAT IN THE UPPER VORZ WATERSHED
BELLEDONNE MASSIF, FRANCE

LUDOVIC RAVANEL, FRANÇOISE ALLIGNOL, PHILIP DELINE

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : ludovic.ravanel@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

La reconnaissance et la cartographie des héritages glaciaires dans le haut bassin versant du Vorz (massif de Belledonne, Alpes occidentales françaises) permettent de proposer une chronologie du désenglacement tardiglaciaire et holocène. L'englacement du secteur est aujourd'hui quasiment nul : seuls demeurent le glacier de Freydane – le plus grand du massif (0,3 km²) – et le minuscule glacier relique de Roche Noire. En aval du front actuel de ces deux glaciers, treize positions de front glaciaire ont été identifiées. Des cinq positions holocènes, les quatre dernières datent vraisemblablement de la fin du Petit Âge Glaciaire (vers 1850), de 1890, de la fin des années 1920 et du début des années 1980. En aval des complexes morainiques de l'Holocène-PAG, la cartographie des moraines suggère huit positions tardiglaciaires. Parmi les formes et formations périglaciaires et gravitaires qui recouvrent plus ou moins les moraines, cette étude a identifié quatre écroulements rocheux, d'âge et de dimensions divers. Le principal écroulement (plusieurs millions de m³) pourrait dater de la fin du Tardiglaciaire ou du début de l'Holocène et résulter de la disparition d'un paléo-sommet qui était situé sur la crête entre Roche Rousse et Roche Noire.

MOTS-CLÉS : *DÉSENGLACEMENT, MORAINE, ÉCROULEMENT ROCHEUX, TARDIGLACIAIRE, HOLOCÈNE, CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE, MASSIF DE BELLEDONNE.*

ABSTRACT

Identification and mapping of glacial heritages in the upper Vorz watershed (Belledonne massif, Western French Alps) have provided a chronology of the glacier retreat during the Lateglacial and the Holocene. The glacier retreat in this area is now largely achieved: it just remains the Freydane glacier, the largest in the massif (0.3 km²), and the tiny relict glacier of Roche Noire. Downstream the present fronts of these two glaciers, thirteen positions were recognized. The last four among the five Holocene positions correspond probably to the end of the Little Ice Age (c.1850), 1890, late 1920s and early 1980s. Beyond the morainic complex of the Holocene-LIA, the mapping of moraines suggests eight Lateglacial positions. Among the periglacial and gravitative forms and formations which cover more or less the moraines, there are four very different rockfalls or rock avalanches, of which the largest (at least several millions m³) could have occurred at the end of the Lateglacial or at the beginning of the Holocene, and probably corresponds to the collapse of a palaeo-summit from the crest line between Roche Rousse and Roche Noire.

KEYWORDS*: GLACIER RETREAT, MORAINE, ROCK AVALANCHE, LATEGLACIAL, HOLOCENE, GEOMORPHOLOGICAL MAP, BELLEDONNE MASSIF*

Introduction

Depuis le Dernier Maximum Glaciaire, les glaciers ont connu de très nombreuses fluctuations. Les récurrences et les stagnations glaciaires se traduisent dans le paysage par des cordons morainiques plus ou moins bien conservés en fonction de leur âge et des agents d'érosion qui les remanient. Ces cordons peuvent constituer un précieux indicateur de l'évolution climatique en milieu de montagne malgré la complexité de la dynamique des glaciers. De ces fluctuations glaciaires dépend également l'évolution géomorphologique des bassins versants de montagne, jusqu'à leur dynamique actuelle.

Sur la base de l'étude des formes et formations géomorphologiques du haut bassin versant du Vorz (massif de Belledonne), cet article propose d'établir une chronologie du désenglacement d'un haut bassin dans un massif pour lequel on ne dispose que de données parcellaires pour la fin du Tardiglaciaire et l'Holocène : à notre connaissances, seuls Hanss et Wegmüller (1976) et Chardon (1993) ont abordé cette question. La reconstitution morphodynamique et paléogéographique des secteurs étudiés prend également en compte les écroulements, dont les dépôts marquent fortement le paysage du haut Vorz.

I - Cadre géographique du haut Vorz

Le Vorz draine une des vallées du flanc occidental de Belledonne (figure 1). Ce massif cristallin externe est l'un des plus soumis aux influences océaniques. Au fond du bassin du Vorz, bien que ne couvrant plus qu'une surface très réduite (0,3 km²), le glacier de Freydane constitue actuellement l'appareil glaciaire le plus étendu de Belledonne.

1 - Les secteurs d'étude

Orienté NE-SW, le massif de Belledonne est délimité par le Grésivaudan à l'ouest, la Combe de Savoie et la vallée de la Maurienne au nord, la vallée du Glandon à l'est et celles de l'Eau d'Olle et de la Romanche au sud. Il s'étire sur 70 km de long et une quinzaine de kilomètres de large en moyenne. Cette étude porte sur le haut bassin versant du Vorz, avec les secteurs du vallon de la Pierre et du cirque du Lac Blanc, tous deux situés au NNW du Grand Pic (2977 m), point culminant du massif de Belledonne. Ces secteurs appartiennent à l'unité géologique du Rameau Interne du massif de Belledonne. Elle est constituée de matériel anté-alpin métamorphisé au cours de la formation de la chaîne hercynienne (400-300 Ma), composé par trois lithologies (Fernandez *et al.*, 2002 ; Hippolyte *et al.*, 2006 ; Guillot et Menot, 2009) : ophiolites, gneiss et leptynites, amphibolites. Les amphibolites (muraille des Trois Pics de Belledonne par exemple) reposent sur des gneiss qui affleurent très largement dans tout le haut bassin (Lac Blanc, Rocher de l'Homme). Ces gneiss, généralement moins résistants que les amphibolites, ont été largement entaillés par l'érosion. Les nombreux héritages glaciaires, dont l'ombilic du Lac Blanc et le complexe morainique du glacier de Freydane sont les meilleurs exemples, attestent du rôle important des glaciers dans ce travail d'érosion. De nombreuses formations morainiques, situées en amont et en aval des moraines du Petit Âge Glaciaire (PAG), témoignent des fluctuations des glaciers dans ces secteurs durant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

2 - Contexte glaciaire actuel

Dans la zone d'étude ne persistent plus aujourd'hui que deux glaciers, cantonnés en pied de paroi et dont l'extension est très différente. Leur persistance n'est due qu'à un contexte local favorable :

- des cônes de neige au contact entre parois et gla-

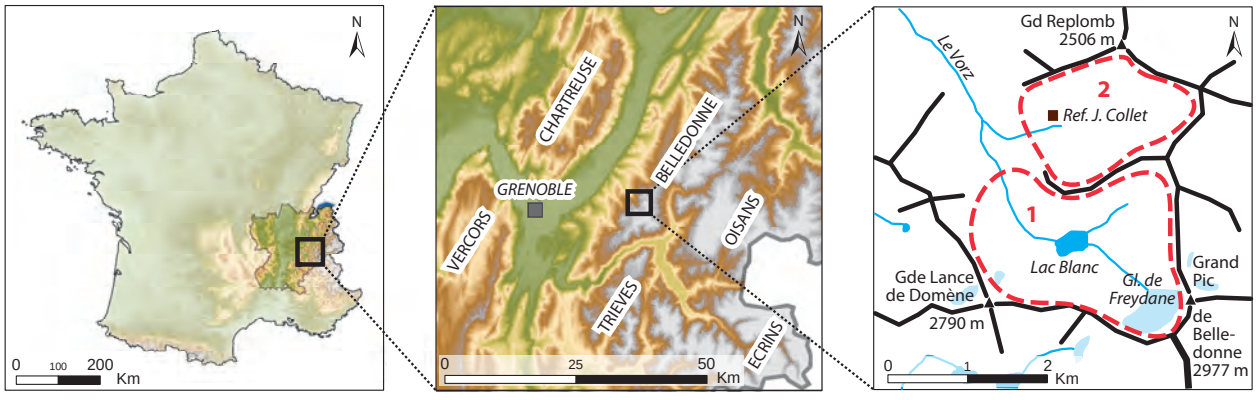


Figure 1 - Localisation du secteur d'étude (1 : cirque du Lac Blanc ; 2 : vallon de la Pierre).

ciers montrent le rôle des avalanches dans l'alimentation de ceux-ci ;
- l'ombre portée des parois assure un microclimat plus froid.

Au fond du bassin du Vorz, au pied de la muraille de 400 m de commandement qui culmine au Grand Pic de Belledonne, le glacier de Freydane – dont les altitudes moyenne, minimale et maximale sont respectivement 2530 m, 2450 m et 2620 m et dont la zone d'accumulation est actuellement *quasi* inexistante – profite d'une exposition NNW pour maintenir ses 0,3 km^2 de surface englacée. En exposition NNW également, à 2610 m d'altitude, le glacier au fond du Ravin de la Lauzière de Roche Noire, en pied de versant, est devenu relique suite certainement à l'été caniculaire 2003. Enfin, quelques névés occupent ponctuellement certains couloirs d'avalanche exposés au nord, à l'ombre des parois. Ces éléments montrent que la déglaciation est quasiment achevée dans l'un des derniers secteurs encore englacés de Belledonne.

II - IDENTIFICATION ET CARTOGRAPHIE DES HÉRITAGES GLACIAIRES

La carte géomorphologique du vallon de la Pierre et du cirque du Lac Blanc (figure 2) a été réalisée à partir d'observations effectuées lors de campagnes de terrain (juin 2007 et septembre/octobre 2008), dans le cadre d'une étude pluridisciplinaire destinée à améliorer la connaissance du fonctionnement global du torrent du Vorz (Allignol, 2008) après la crue dévastatrice des 22 et 23 août 2005 (Arrêté de reconnaissance de catastrophe naturelle du 06 octobre 2005). Afin de couvrir l'ensemble des secteurs considérés, ces observations ont été complétées par la photo-interprétation d'orthophotos de 2003 et d'aérophotographies de 2007.

Les processus d'érosion glaciaire et les formes d'ablation qui leur sont liées dominent généralement dans le secteur amont des bassins glaciaires, tandis que processus et formes d'accumulation caractérisent l'aval (Campy et Macaire, 2003). Mais dans le haut bassin du Vorz, en raison du retrait quasiment achevé des glaciers, ces deux secteurs sont aujourd'hui confondus. De surcroît, des dépôts d'écroulement, qui peuvent parfois s'apparenter à des formations morainiques (Deline et Kirkbride, 2008), peuvent rendre difficile la reconnaissance des héritages glaciaires.

1 - Un poli glaciaire souvent bien conservé

A la suite du retrait des glaciers, les paysages du haut bassin du Vorz présentent de nombreuses formes d'érosion glaciaire, particulièrement marquées dans le cirque du Lac Blanc, qui contrastent avec les crêtes acérées et les versants déchiquetés. La forme générale du fond des vallons est celle d'auges aux bords lisses, surmontées par des cirques glaciaires. Un épaulement, assez peu prononcé, marque la transition entre les auges et les secteurs supérieurs à forte rugosité (secteur de la Grande Lance de Domène, par exemple). Les secteurs étudiés présentent également un profil longitudinal en verrous (verrou du Lac Blanc) et ombilics dans lesquels peuvent se former des lacs comme le Lac Blanc (figure 3). Le niveau du verrou du Lac Blanc est par ailleurs rehaussé par des moraines frontales et des dépôts d'écroulement.

Outre ces macroformes glaciaires, des mésoformes sont facilement identifiables. En particulier, les secteurs du refuge J. Collet, du verrou du Lac Blanc, du Ravin de la Lauzière de Roche Noire et du revers ouest de Roche Noire sont jalonnés de nombreuses roches moutonnées (figure 2). Des microformes d'érosion glaciaires (stries, cannelures) sont particulièrement bien préservées sur les supports peu sensibles à l'altération chimique ou à la dissolution que sont les grès du secteur Roche Noire - Roche Rousse par exemple (photo 1). La présence de ces stries et cannelures renseigne sur la direction de l'écoulement du glacier et suggère l'importance de son épaisseur. Ces microformes ne sont en revanche plus observables sur les gneiss.

2 - Des formations glaciaires omniprésentes

Les tills sont présents sur 15 % de la surface étudiée (tableau 1). Dans le cirque du Lac Blanc, les tills sont essentiellement présents entre le glacier de Freydane et ses moraines de l'Holocène-PAG (figures 2 et 3), sous la forme de tills de placage mis en place à la base du glacier. Les incisions du torrent émissaire montrent une matrice fine abondante qui emballe des blocs rocheux faiblement émoussés. Ces premiers tills sont souvent surmontés de tills d'ablation mis en place lors des phases de recul du glacier, qui se distinguent des premiers par de moindres compaction et teneur en matrice fine. Les moraines latérales et frontales sont également constituées de till. En aval du complexe morainique de l'Holocène-PAG, des tills s'étendent jusqu'au Lac Blanc, séparés de celui-ci par un cône-delta torrentiel. Contrairement aux moraines plus récentes, la morphologie des moraines de l'Holocène-PAG est largement contrainte par la topographie puisque le glacier occupait alors tout le fond de la vallée. En particulier, la moraine latérale gauche se trouve perchée sur le versant. En aval de ces moraines, plusieurs cordons morainiques étagés, plus anciens, sont observables 200 m au nord du Lac Blanc. Des moraines que l'on peut raccorder à celles-ci sont présentes en rive droite du Ravin de la Lauzière de Roche Noire (moraines latérales) et au

Photo 1 - Stries glaciaires et micro-queue de rat (au centre) sur les grès des roches moutonnées du Col de Roche Rousse. L'écoulement du glacier se faisait depuis l'angle en haut à gauche vers l'angle en bas à droite.

niveau du verrou du Lac Blanc (moraines frontales). Enfin, d'autres complexes morainiques perchés sur les versants sont également identifiables, notamment à l'ouest de Roche Rousse.

Dans le vallon de la Pierre, les complexes morainiques, pourtant très développés, sont plus difficiles à délimiter en raison de modelés souvent très émoussés, d'un important remaniement des tills par les processus périglaciaires, de dépôts d'écroulements recouvrant certaines moraines, ou encore de moraines ayant remanié des dépôts non-glaciaires, si bien que l'ensemble a pu être considéré comme un glacier rocheux (Chardon, 1993). Mais il s'agit bien de moraines, mises en place par un glacier très chargé en débris, comme l'indiquent des vallums morainiques très nets au sud de l'ensemble, qui se prolongent vers l'amont par des moraines émoussées mais individualisées, pour former enfin des moraines d'accrétion sur les marges latérales. Cette morphologie est différente de celle à rides et sillons transversaux qui caractérise un glacier rocheux. Ce sont ainsi 7 à 8 vallums morainiques qui peuvent être cartographiés entre 2070 m et 2290 m d'altitude, dont le plus élevé correspond à un bastion morainique édifié sous le Rocher de l'Homme (figures 2 et 4).

3 - Des formations périglaciaires parasitant la lecture des héritages glaciaires

Très largement présents dans le haut bassin du Vorz, les dépôts périglaciaires et gravitaires (glaciers rocheux, lobes de gélifluxion, talus d'éboulis, dépôts d'écroulement) occupent 36 % de la surface étudiée (tableau 1). Si des moraines sont parfois fossilisées par des talus d'éboulis, d'autres peuvent être déstructurées par des processus périglaciaires. On observe des éboulis fluants sur le versant nord du Rocher de l'Homme, attestés par des rides mais aujourd'hui inactifs, dominés par un petit glacier rocheux (figures 2 et 4).

La compréhension de la mise en place des dépôts d'écroulements et de leur rapport aux formations morainiques est en revanche plus délicate. Ils peuvent les recouvrir, ou au contraire être incorporés dans les moraines. Dans le vallon de la Pierre, un important dépôt occupe le fond du vallon sur 24000 m^2, recouvrant en partie deux moraines frontales (figures 2 et 4). La forme du dépôt suggère qu'il provient du secteur des Trois Officiers - Rocher de l'Homme, sans que l'on puisse préciser davantage son origine puisqu'aucune cicatrice d'arrachement ne ressort clairement sur les

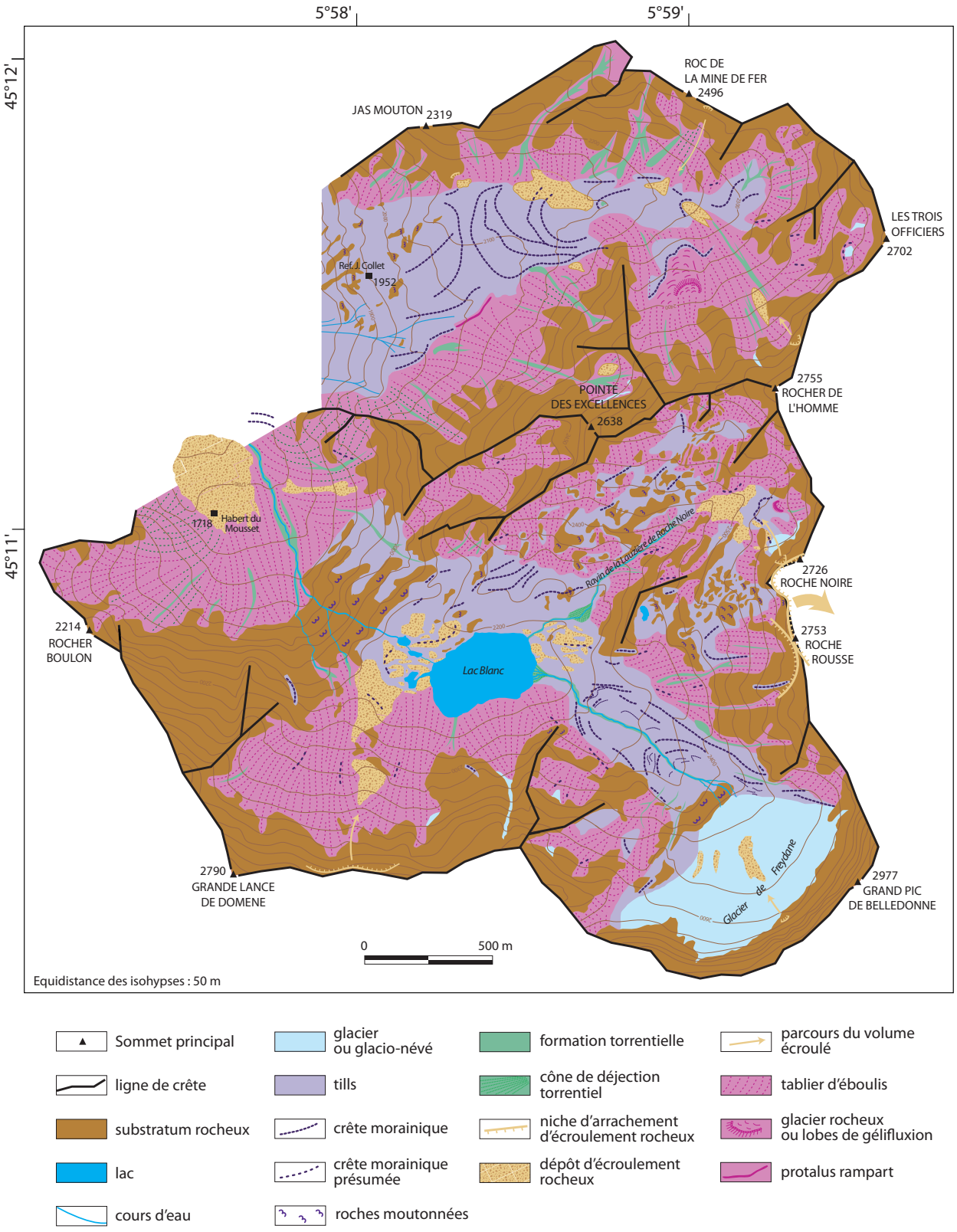


Figure 2 - Carte géomorphologique du vallon de la Pierre et du cirque du Lac Blanc.

parois par ailleurs très accidentées. Les secteurs du cirque du Lac Blanc et de l'Habert du Mousset comprennent de nombreux dépôts d'écroulement. Le plus important est celui sur lequel est construit l'Habert, vers 1680 m d'altitude (figures 2 et 5). Sa superficie de 95 000 m^2 et son épaisseur moyenne probablement bien supérieure à 10 m suggèrent un volume supérieur à 1 million de m^3. Il est difficile d'identifier l'origine de l'écroulement. On peut néanmoins formuler l'hypothèse de l'écroulement d'un sommet rocheux qui aurait

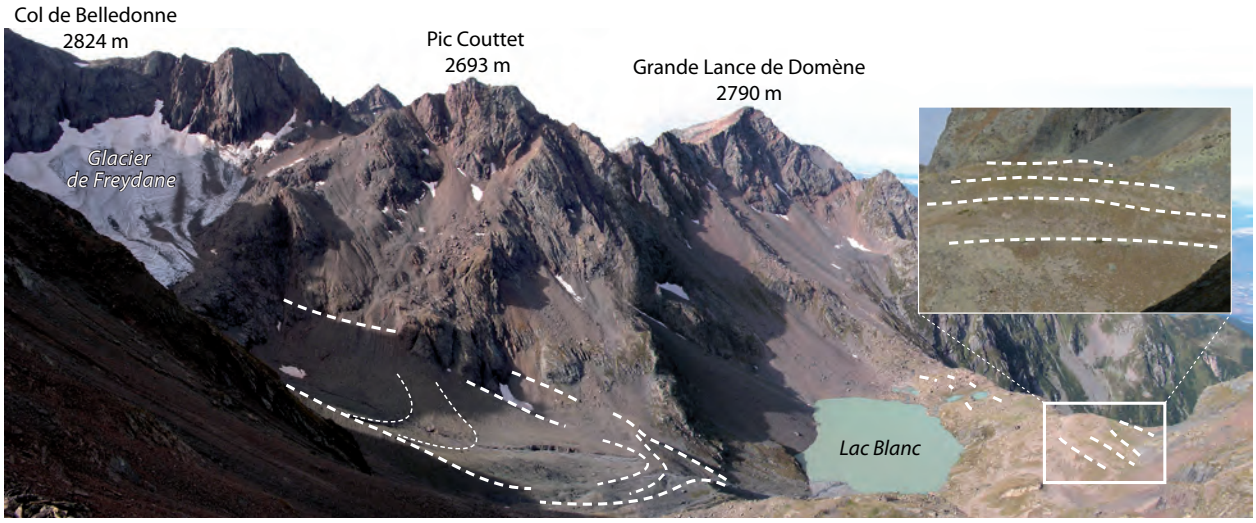


Figure 3 - Les moraines du PAG et post-PAG du glacier de Freydane, le lac Blanc et son verrou. En médaillon, quatre cordons morainiques bien identifiables au nord du lac Blanc.

		Superficie	substratum rocheux	Talus d'éboulis	Tills	Glaciers / névés	Dépôts d'écroulements	Glaciers rocheux / lobes de gélifluxion	Eau	Formes et formations torrentielles
Vallon de la Pierre	ha	2 950	1280	1010	542	10	40	41	2	25
	%	*100*	*44*	*34*	*18*	*0,3*	*1,5*	*1,5*	*<0,1*	*1*
Secteur du Lac Blanc	ha	5 850	2464	1880	814	310	217	3	118	44
	%	*100*	*42*	*32*	*14*	*5,5*	*3,5*	*<0,1*	*2*	*1*
Total	ha	8 800	3754	2890	1356	310	257	44	120	69
	%	*100*	*43*	*33*	*15*	*3,5*	*2,5*	*0,5*	*1,5*	*1*

Tableau 1 - Emprise spatiale des différentes composantes du haut bassin versant du Vorz.

été situé entre Roche Rousse et Roche Noire, précipitant un très grand volume (plusieurs dizaines de millions de m^3 ?) sur le versant est. Le très grand dépôt (> 16 000 m^2) présent dans le secteur de la Balmette, à 1,5 km à l'ouest du col de Roche Rousse, pourrait correspondre à une part importante du volume précipité sur ce versant. Le dépôt d'écroulement de l'Habert du Mousset correspondrait alors à la part (réduite) de l'écroulement qui aurait parcouru le versant ouest. Cette hypothèse s'appuie sur plusieurs éléments :

- la lithologie du secteur correspond à celle du dépôt (conglomérats, grès et schistes) ;
- le versant exposé à l'est est aujourd'hui très raide (présence de surplombs) et échancré (versant non raboté par les glaciers) ;
- des stries glaciaires et des micro-queues de rat sont présentes en contrebas de l'arête actuelle, ainsi que de nombreuses roches moutonnées sur le versant ouest du col de Roche Rousse, ce qui nécessite l'existence d'un épais paléo-glacier.

La surface du glacier régional étant située plus de 1000 m plus bas lors du Dernier Maximum Glaciaire, ce glacier ne pouvait être que local, mais son existence aurait été impossible avec la topographie actuelle. Si cette hypothèse concernant le dépôt du Habert du Mousset est avérée – ce que les dépôts à l'est du Lac Blanc et sur son verrou tendent à renforcer –, la distance horizontale parcourue par le volume rocheux aura été de 2750 m, pour une dénivellation de 1 100 m.

Deux kilomètres à l'est de ce dépôt s'étend un autre dépôt d'écroulement, plus réduit (2 000 m^2), en aval des moraines PAG du glacier résiduel de Roche Noire (figures 2 et 6). La cicatrice d'arrachement sur la face NW de Roche Noire forme un grand plan de glissement (2 000 m^2 ; pendage 35°) surmonté par un escarpement légèrement surplombant (rupture par glissement banc sur banc). Ses dimensions suggèrent un volume écroulé de 15 à 20 000 m^3. Sur le glacier de Freydane enfin, en position presque centrale, un dépôt très récent de près de 5 000 m^2 s'étend au pied de la muraille des Trois Pics (figures 2 et 7). La cicatrice d'arrachement est située quelques dizaines de mètres au-dessus du glacier, à proximité immédiate de la brèche Reynier, et suggère un volume écroulé de l'ordre de 4 500 m^3.

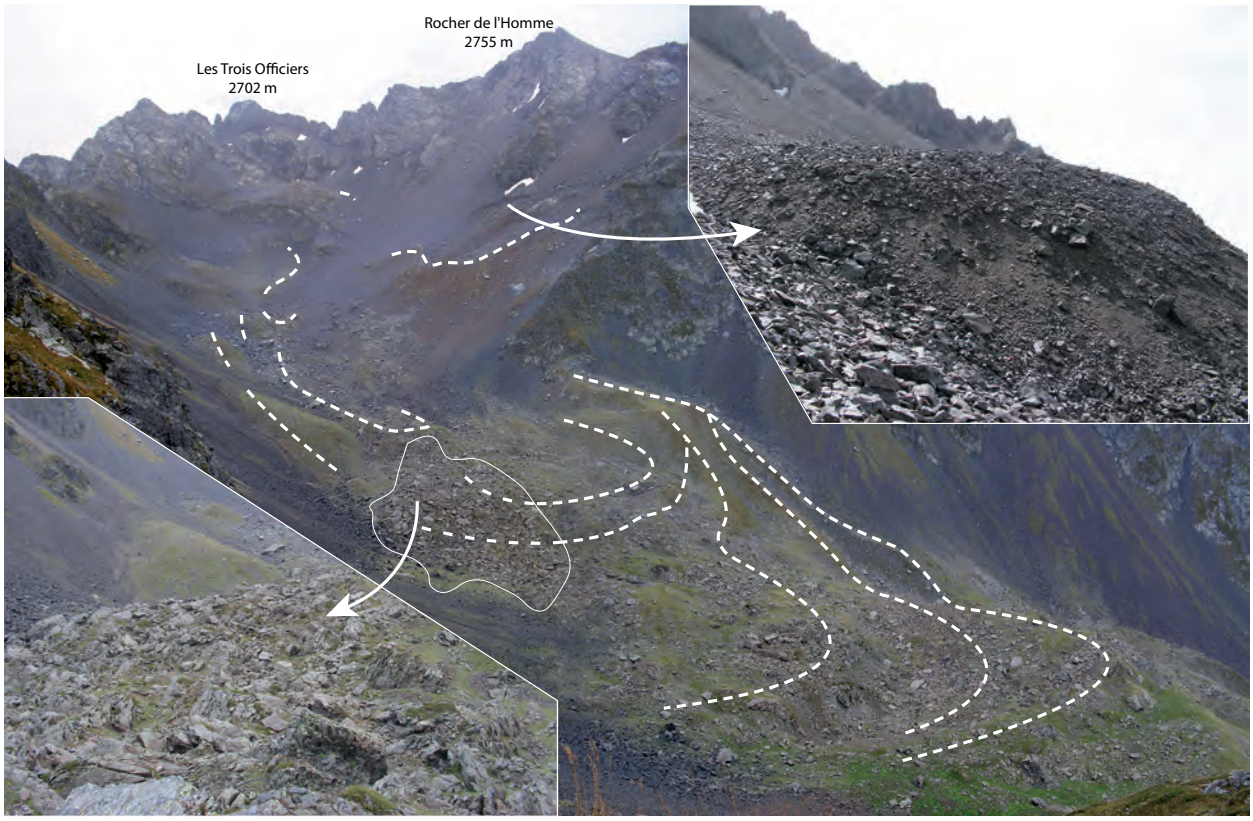


Figure 4 - Les moraines du vallon de la Pierre (tirretés) et les limites d'un dépôt d'écroulement (trait continu). La flèche en haut indique un glacier rocheux.

Figure 5 - Le dépôt d'écroulement de l'Habert du Mousset. En médaillon, la topographie très chaotique du dépôt.

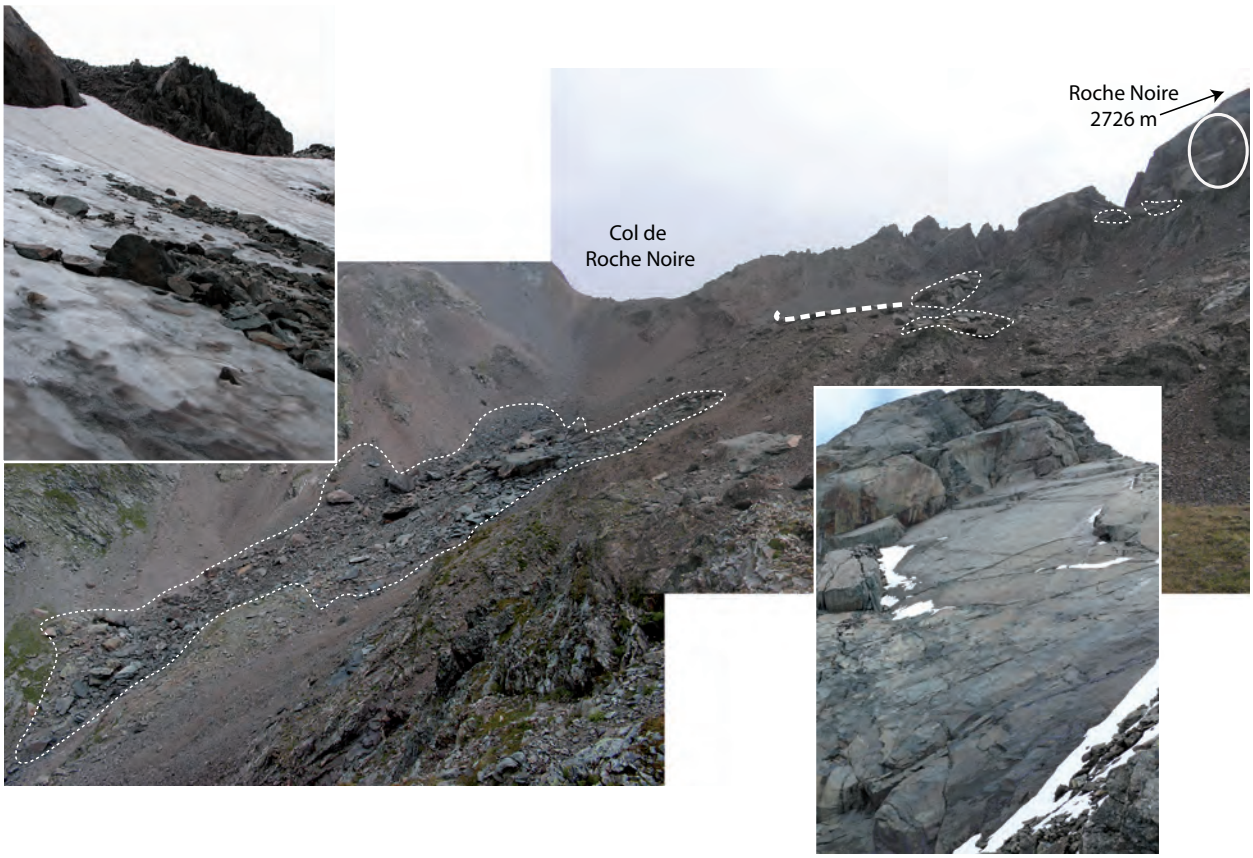


Figure 6 - Le dépôt d'écroulement de Roche Noire (pointillés). Tireté : moraine PAG du glacier de Roche Noire ; médaillon gauche : reliques actuelles du glacier de Roche Noire ; cercle blanc et médaillon droit : cicatrice de l'écroulement.

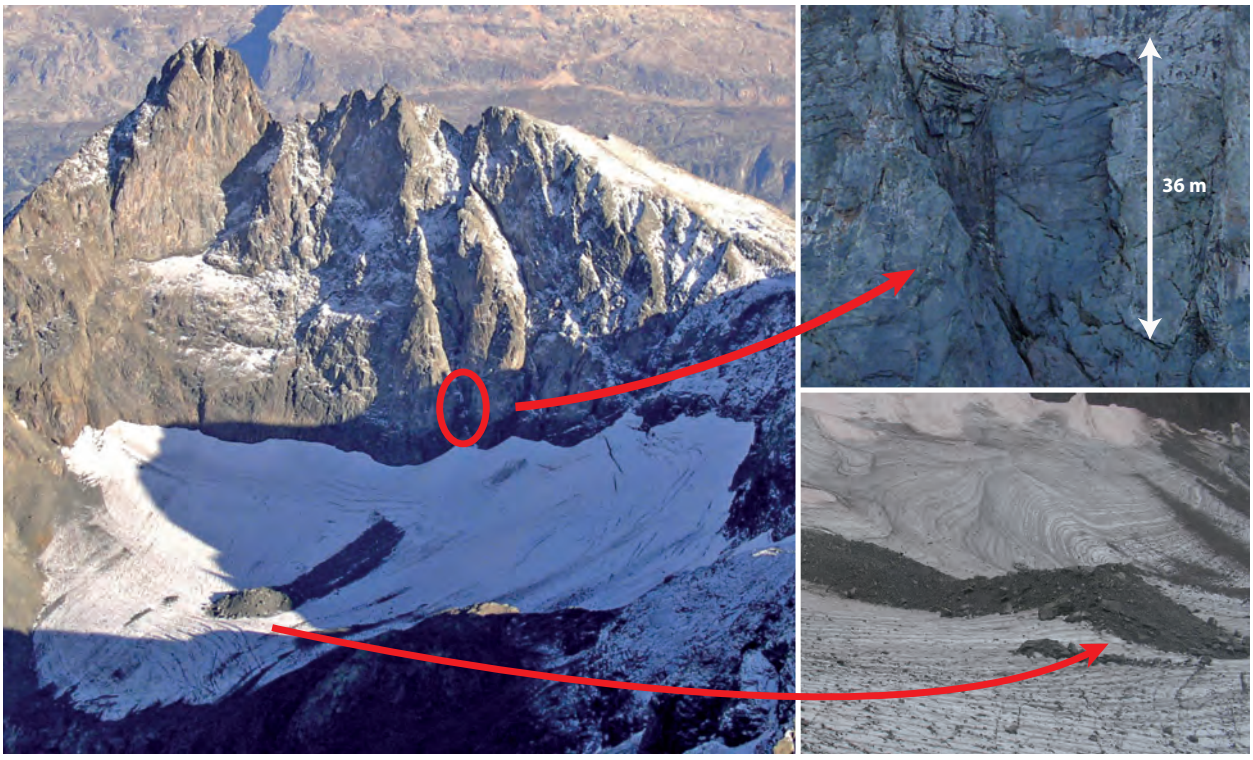


Figure 7 - L'écroulement de la face nord des Trois Pics.

III - RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET MORPHODYNAMIQUE DU HAUT VORZ

Une fois les principales formes d'accumulation glaciaires et celles liées à des écroulements rocheux distinguées (figures 2), elles peuvent être calées dans une chronologie relative (Le Darz *et al.*, 2004). A partir des moraines reportées sur la carte géomorphologique, il est d'autre part possible de reconstituer l'extension des glaciers pour les différentes positions correspondantes (Schoeneich, 1998 ; figure 9). Il devient alors possible de corréler les positions des appareils glaciaires de Freydane et du vallon de la Pierre et de raccorder cette chronologie à des chronologies absolues existantes à partir du calcul de l'altitude de la ligne d'équilibre (LEG) et de sa dépression (DEP) par rapport à la référence du maximum d'extension du Petit Age Glaciaire (1850), pour chacune des positions de ces glaciers. La ligne d'équilibre glaciaire correspond à la limite entre les zones d'accumulation et d'ablation, au bilan de masse glaciaire nul. Le calcul de son altitude (tableau 2) a été fait par la méthode de l'AAR (*Accumulation Area Ratio*) avec le rapport classique de 0,67 (Gross *et al.*, 1978).

Si la chronologie des moraines s'établit en fonction de leur position, de leur fraîcheur, de leur altitude et du calcul des LEG et des DEP, celle des dépôts d'écroulements se base principalement sur leurs relations avec les moraines (recouvrement et remobilisation).

1 - Le haut Vorz au Tardiglaciaire

Le Tardiglaciaire (de *c.*18 000 à 11 600 ans cal. BP) correspond à la dernière phase du Pléistocène récent et précède l'Interglaciaire actuel (Holocène). Au cours de cette ultime période du Würm, le climat se réchauffe globalement même s'il connaît des phases froides. Le retrait généralisé des glaciers qui en résulte présente plusieurs stades, à l'origine de moraines souvent bien identifiables dans le paysage (figures 3 et 4). Six stades principaux – Bühl, Steinach, Gschnitz, Clavadel, Daun et Egesen – ont été mis en évidence par Maisch (1981). Deux sont identifiés comme des récurrences : le Gschnitz (Schoeneich, 2003 ; Coutterand et Nicoud, 2005 ; Kerschner et Ivy-Ochs, 2008) et l'Egesen, correspondant au maximum des oscillations du Dryas récent (Dorthe-Monachon, 1986).

Au moins sept voire huit positions tardiglaciaires, déterminées à partir des moraines situées en aval des moraines du PAG, peuvent être identifiées dans le secteur étudié (figure 8). En l'absence de marqueurs géomorphologiques nets, l'évolution des petits glaciers est plus délicate à reconstituer. A la position 13 – la plus ancienne position cartographiée –, les glaces issues du versant nord de la Pointe des Excellences et le glacier du vallon de la Pierre confluaient avec le glacier de Freydane. Le front de ce qui était alors le glacier du Vorz descendait probablement jusqu'à l'actuel hameau de La Gorge, vers 730 m d'altitude, où une importante moraine frontale a été cartographiée par Chardon (1993). Entre la position 13 et la position 12, une ou plusieurs positions intermédiaires ont probablement été occultées, mais elles sont trop mal contraintes faute de moraines frontales cartographiées et malgré les moraines situées à l'ouest du refuge J. Collet. La position 12 est celle de l'individualisation des glaciers des deux bassins, ainsi que du petit glacier du versant nord de la Grande Lance de Domène (figure 8). Les deux cordons morainiques frontaux situés 400 m environ au NNE de l'Habert du Mousset, vers 1680 m d'altitude, peuvent être rattachés aux positions 12 et 11. Les positions 11, 10, 9, 8 et 7, très proches (non cartographiées sur la figure 8), correspondent à des moraines intermédiaires du vallon de la Pierre (figure 9) ou situés au Nord du Lac Blanc. C'est entre les positions 8 et 7 que le grand dépôt d'écroulement du vallon de la Pierre (figure 4) s'est mis en place. Il repose en effet sur les moraines des positions 9 et 8, tandis que sa partie proximale a été remaniée lors de la construction de la moraine frontale de la position 7 (figure 9). A la position 6, les glaciers de Roche Noire et de Freydane ne confluaient plus ; ce dernier se terminait alors probablement sur le verrou du Lac Blanc, à 2160 m d'altitude.

Selon le cadre chronologique relatif proposé ici, et au vu des DEP (tableau 2), il est possible d'effectuer des corrélations avec d'autres modèles de désenglacement de vallées alpines. Le calcul de l'altitude de la LEG du glacier du Vorz à la position 13 (1860 m) conduit à une DEP de -725 m. Cette valeur suggère le rattachement de cette position au stade de Gschnitz (antérieur à 15,4 ± 1,4 ka BP ; Ivy-Ochs, 2008), reconnu dans le Gschnitztal (moraine de Trins) en Autriche. Il s'agit de la première réavancée significative post-würmienne des glaciers de montagne, alors que leurs fronts se situaient déjà à l'intérieur des massifs montagneux. Lors de ce stade, les glaciers ont avancé sur des distances considérables (Kerschner *et al.*, 2002). Les moraines frontales qui auraient indiqué la position du front du glacier du Vorz aux stades de Clavadel et de Daun n'ont pas été reconnues dans cette étude : si ces stades ont existé, elles sont probablement situées dans la forêt de Saint Mury (Clavadel) et au Pleynet (Daun). La position 12, avec une DEP de -320 m, peut correspondre à la plus ancienne position (12,3 ± 1,5 ka BP ; Ivy-Ochs *et al.*, 2008) du stade d'Egesen (Maisch, 1992 ; Ivy-Ochs *et al.*, 2006). Les positions 11, 10, 9 et 8 pourraient être rattachées à ce stade qui se caractérise par trois réavancées à moraines bien marquées. Les imposantes moraines frontales des positions 12, 11, et 9 du glacier du Vallon de la Pierre résultent probablement de ces réavancées ; les autres moraines, plus réduites, correspondraient à des stagnations. Avec une DEP de -195 m

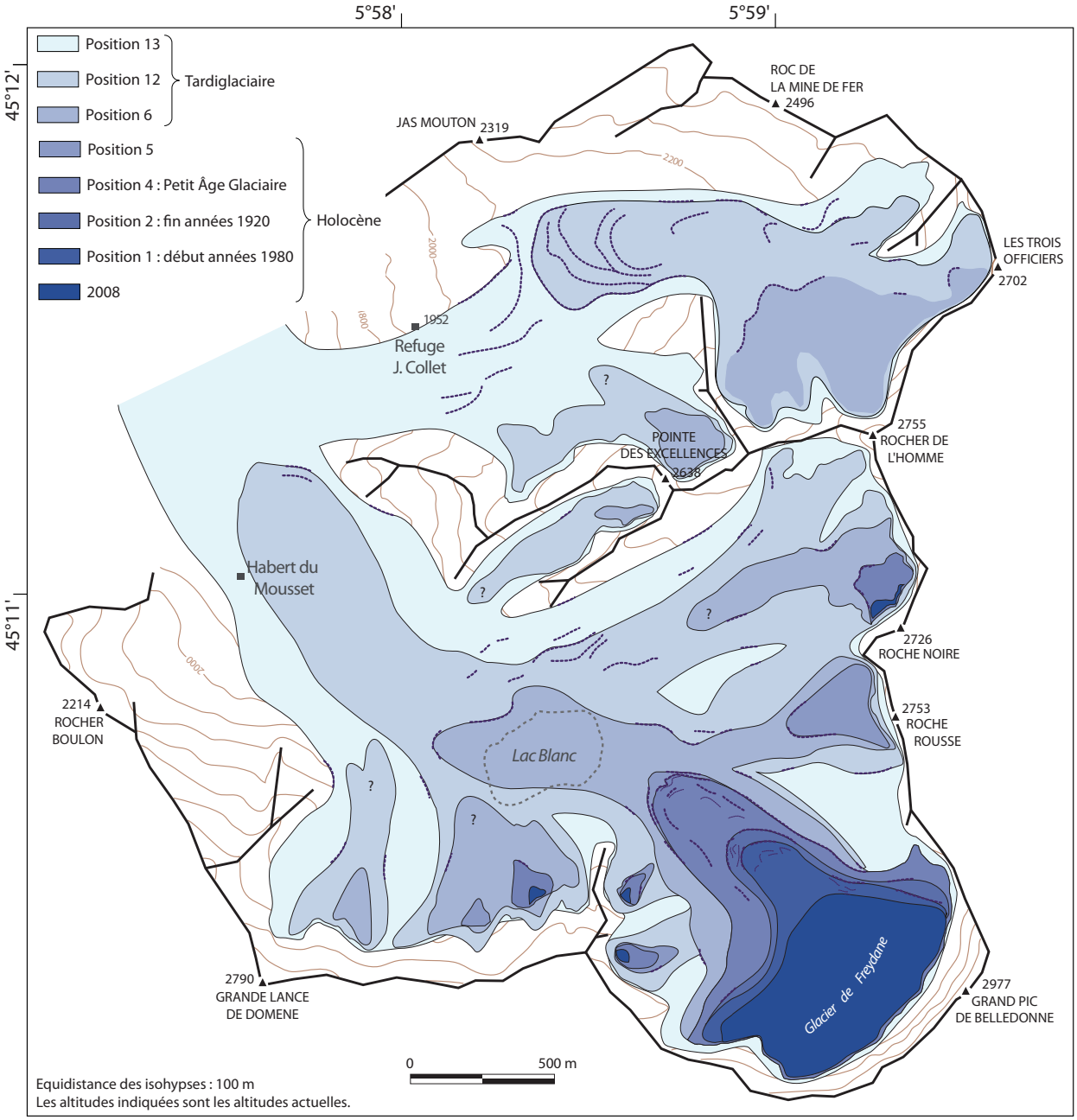


Figure 8 - Englacement du haut Vorz au Tardiglaciaire et à l'Holocène.

pour le glacier de Freydane, la position 6 peut indiquer une oscillation préboréale (stade de Kartell daté de 10,8 ± 1,0 ka BP ? ; Ivy-Ochs *et al.*, 2008). Cette position avait déjà été attribuée au Dryas récent (10 000 BP) par Chardon (1993) sur la base des fluctuations relevées dans les Rousses (Chardon, 1991). Dans le Vallon de la Pierre, le calcul de la LEG du glacier à l'origine du bastion morainique massif situé vers 2280 m d'altitude suggère une formation contemporaine à celle des moraines de la position 6 du glacier de Freydane.

L'écroulement qui a engendré le dépôt de l'Habert du Mousset est probablement survenu à la fin du Tardiglaciaire ou au début de l'Holocène. En effet, le paléo-sommet de Roche Rousse n'a pas pu disparaître avant le Tardiglaciaire, période pendant laquelle a pu se développer le glacier local qui a érodé le substratum du secteur du col de Roche Rousse (roches moutonnées, stries et cannelures). D'autre part, comme le suggèrent la subverticalité et les nombreux surplombs du secteur amont du versant est de Roche Rousse, ainsi que l'absence d'émoussé, l'écroulement a dû avoir lieu à la fin de l'englacement local, soit au plus tôt à la fin du Tardiglaciaire. Enfin, le recouvrement des moraines latéro-frontales droites peut-être attribuables au Kartell (position 6) par des dépôts de cet écroulement indiquerait une occurrence au début de l'Holocène.

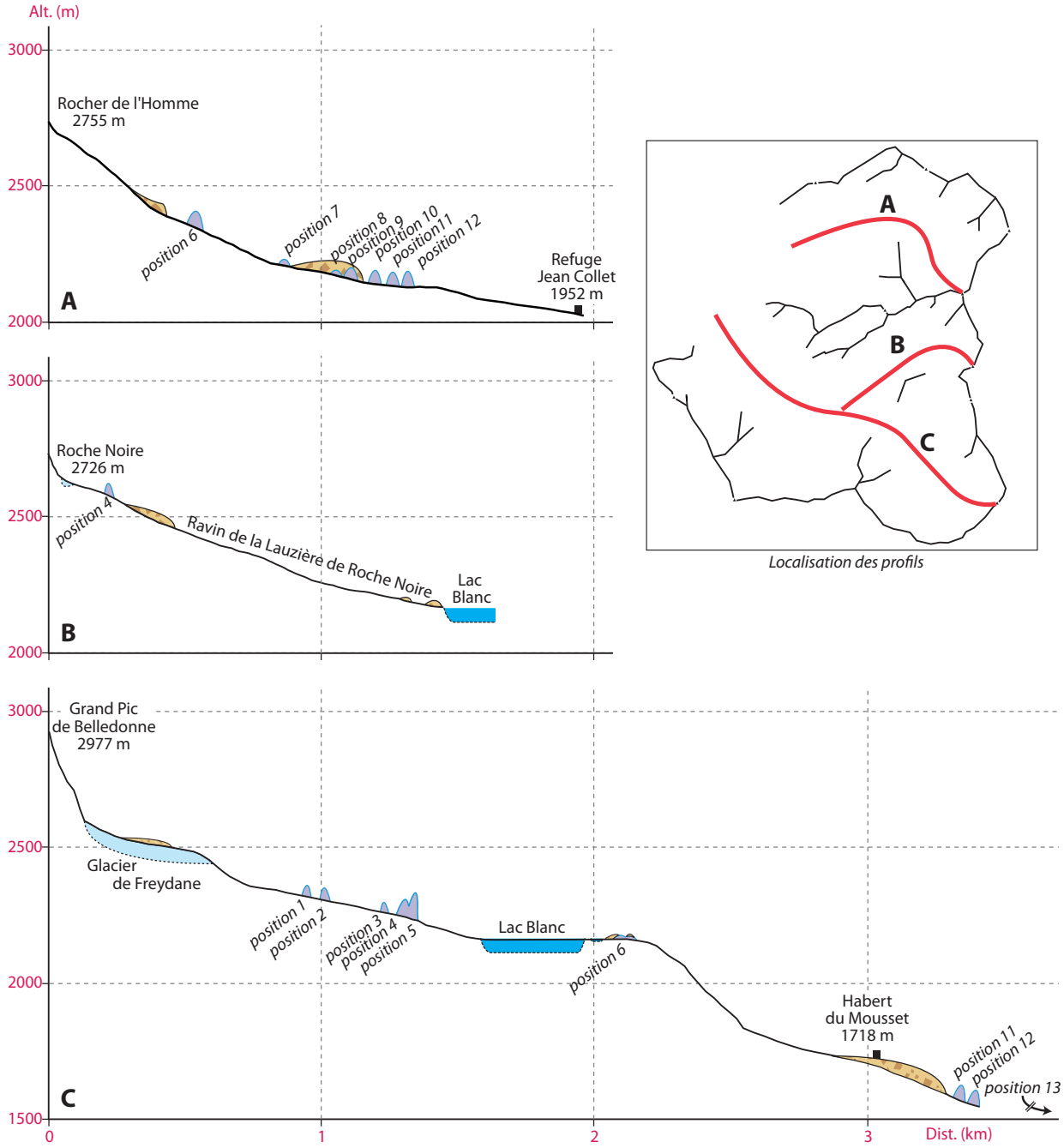


Figure 9 - Modèle de déglaciation du haut Vorz suivant trois profils topographiques (violet : moraines frontales ; ocre : dépôts d'écroulements).

2 - Evolution du haut Vorz durant l'Holocène

Si la première moitié de l'Holocène, qui débute il y a 11 600 ans, a vu un retrait généralisé des glaciers, la seconde (le Néoglaciaire) se caractérise au contraire par des réavancées glaciaires, généralement maximales lors du Petit Âge Glaciaire (Deline et Leroy, 2008). Bien que la date de son commencement soit encore débattue, le PAG court au moins du début du XVI^{e} siècle jusqu'au milieu du XIX^{e} siècle (Grove, 1988), période caractérisée par une importante péjoration climatique (Le Roy Ladurie, 2004). Dans les Alpes, les avancées lors de la première moitié du XIX^{e} siècle correspondent, pour les glaciers petits et moyens, à l'extension maximale du PAG (Jobard, 2005). Elles ont donc fréquemment effacé les marqueurs géomorphologiques des positions précédentes du PAG voire des autres stades de l'Holocène. Des contre-exemples existent (*e.g.* Schneebeli et Roethlisberger, 1976), comme semble en être un le haut Vorz.

Dans le cirque du Lac Blanc, la crête morainique externe du bastion situé vers 2250 m d'altitude correspondrait à un maximum holocène antérieur au dernier maximum du PAG (position 5 ; figures 8 et 9) tandis

Position		Superficie (km²)	Superficie / PAG (%)	Altitude front	Distance front - moraine PAG (m)	Altitude LEG (m) [AAR]	DEP (m)
P. 13	Gl. Vorz	8,75	+ 1200	730	- 6330	1860 ± 60	- 725
P. 12	Gl. Freydane	2,78	+ 380	1630	- 2250	2265 ± 50	- 320
	Gl. Vallon Pierre	0,77		2080		2250 ± 50	
P. 6	Gl. Freydane	1,06	+ 145	2160	- 825	2390 ± 30	- 195
	Gl. Roche Noire	0,14 ?	+ 360 ?	2320 ?	- 650 ?	2425 ± 30 ?	- 165 ?
	Gl. Vallon Pierre	0,38		2280		2410 ± 30	
P. 5	Gl. Freydane	Position quasi similaire à celle du PAG					
	Gl. Roche Noire	Idem					
	Gl. Vallon Pierre	Glacier disparu / Fonctionnement en éboulis fluant					
P. 4 PAG	Gl. Freydane	0,73		2220		2585 ± 20	
	Gl. Roche Noire	0,04		2560		2590 ± 20	
	Gl. Vallon Pierre	Fonctionnement en glacier rocheux					
P. 2 Fin années 1920	Gl. Freydane	0,46	- 36	2310	+ 360	2630 ± 10	+ 45
	Gl. Roche Noire	Pas de témoignage géomorphologique					
P. 1 Début années 1980	Gl. Freydane	0,43	- 42	2325	+ 440	2635 ± 10	+ 50
	Gl. Roche Noire	Pas de témoignage géomorphologique					
2008	Gl. Freydane	0,34	- 53	2450	+ 810	Quasi absence de zone d'accumulation	> 100
	Gl. Roche Noire	0,003	- 92	2615	+ 130	Quasi absence de zone d'accumulation	> 100

Tableau 2 - Evolution de l'englacement dans le haut bassin versant du Vorz.

que la crête interne, beaucoup plus fraîche et à colonisation végétale bien moindre, correspondrait à ce dernier, vers 1850 (position 4). Si quelques petits glaciers situés à l'ouest du glacier de Freydane ont construit des petits cordons morainiques durant l'Holocène et au PAG, le glacier de Roche Noire a lui édifié un important bastion morainique. Le calcul de la LEG de ce glacier pour le PAG place cette ligne à 2590 m d'altitude (2585 m pour le glacier de Freydane). La majeure partie de l'écroulement de Roche Noire (figure 6) a débordé ce bastion morainique, mais du matériel écroulé a été incorporé lors de la phase ultime de construction de la crête morainique – ce qui, avec la relative fraîcheur du dépôt, suggère que l'écroulement a eu lieu immédiatement avant la fin du PAG.

Dans le Vallon de la Pierre, les glaciers ont probablement disparu à la fin du Tardiglaciaire ou au début de l'Holocène, sans mettre un terme pour autant à la morphogenèse dans les secteurs antérieurement englacés. La dépression située à l'amont du bastion morainique supérieur est ainsi comblée par deux générations holocènes de formations périglaciaires : des éboulis fluants aujourd'hui inactifs (figure 2), surmontés par un petit glacier rocheux (figure 4) qui présente encore des signes d'activité (front très raide et instable, surface sans végétation y compris lichénique). Ce petit glacier rocheux pourrait s'être mis en place durant le PAG, comme dans d'autres régions (Osborn, 1975 ; Vere et Matthews, 1985).

Depuis la fin du PAG, les glaciers alpins subissent un recul généralisé (Vincent, 2002 ; Jobard, 2005). Si ce retrait n'est pas complètement achevé pour le glacier de Roche Noire, ses très faibles surface et épaisseur (tableau 1 ; figure 6) laissent présager une disparition totale dans les toutes prochaines années. La marge proglaciaire du glacier de Freydane illustre bien, quant à elle, sur plus de 800 m, la décrue contemporaine des glaciers amorcée depuis la fin du PAG, non uniforme comme en témoignent les cordons morainiques entre le front actuel du glacier et les moraines PAG (figures 3, 8 et 9). La plupart des glaciers des Alpes occidentales ont connu au moins trois réavancées depuis la fin du PAG, généralement vers 1890, dans les années 1910-20, et du milieu des années 1950 à celui des années 1980 (Deline et Le Roy, 2008). Une étude du nord du massif de Belledonne sur la période 1926-

2006, fondée sur la télédétection, confirme que la fin des années 1920 et le début des années 1980 sont des périodes d'avancée des glaciers locaux au XX^{e} siècle (Deroin et Condom, 2007), comme dans le massif du Mont-Blanc (Vincent *et al.*, 2003). Les deux principaux vallums morainiques les plus récents (positions 2 et 1 ; figures 8 et 9) se mettent en place lors de ces deux périodes, comme le montrent cartes postales anciennes et cartes topographiques, tandis que la position 3 correspondrait à la récurrence de 1890, comme les photographies du début du XX^{e} siècle le suggèrent. Le glacier de Freydane aurait ainsi perdu 53 % de sa superficie entre la fin du PAG et 2007, avec un recul du front de 810 m (tableau 2).

Comme ailleurs dans les Alpes, le retrait du glacier de Freydane s'est certainement accéléré au cours de la dernière décennie, en particulier lors de l'été 2003. Ce glacier est aujourd'hui en situation de déséquilibre par rapport à son environnement. Il est intégralement situé en dessous de la LEG régionale et sa zone d'accumulation se cantonne aux cônes d'avalanches issues de la face nord des Trois Pics. Récemment, s'est également produit l'écroulement dont le dépôt repose aujourd'hui sur le glacier. La relation géométrique que présente la partie proximale du dépôt avec le névé sur les aérophotographies de la fin de l'été 2003 suggère une mise en place en 2001 : deux strates annuelles de névé ne sont pas recouvertes par le dépôt.

CONCLUSION

Durant le Tardiglaciaire et l'Holocène, le haut bassin versant du Vorz a connu une morphodynamique souvent intense, avec de nombreuses fluctuations glaciaires et de grands mouvements de versant. Sur la base d'une étude géomorphologique de ce haut bassin, treize positions glaciaires ont été identifiées. Contrairement à de nombreux secteurs des Alpes, des moraines holocènes antérieures au PAG n'ont pas été oblitérées lors de la dernière pulsation froide. Les quatre moraines les plus récentes peuvent être datées de 1850, de 1890, de la fin des années 1920 et du début des années 1980. Depuis la fin du PAG, les glaciers connaissent un fort retrait : plus de 300 m en 25 ans pour le glacier de Freydane, avec une probable accélération ces dernières années. Le glacier de Roche Noire n'est quant à lui plus que relique. A l'aval des complexes morainiques holocènes peuvent être distinguées au moins huit positions tardiglaciaires. Le calcul de la dépression des lignes d'équilibre glaciaire à partir de la cartographie des extensions des glaciers permet d'attribuer les positions correspondantes à des stades du modèle de référence pour les Alpes orientales (Maisch, 1982) ou septentrionales (Ivy-Ochs *et al.*, 2008). Des techniques de datation isotopiques – ou lichénométriques pour la période récente (Jomelli, 1999) – permettraient de vérifier la chronologie proposée.

Enfin, cette étude a également permis de reconnaître quatre écroulements, d'âges et de dimensions très divers. L'écroulement principal, qui daterait de la fin du Tardiglaciaire ou du début de l'Holocène, correspond probablement à la disparition d'un paléo-sommet entre Roche Rousse et Roche Noire, et pourrait être lié au désenglacement du secteur.

BIBLIOGRAPHIE

ALLIGNOL F. (dir.), 2008. Etude intégrée du bassin versant du Vorz (Belledonne, Isère) consécutive à la crue des 22 et 23 août 2005. Rapport scientifique, Laboratoire EDYTEM, Le Bourget du Lac, 202 p.

CAMPY M., MACAIRE J.-J., 2003. Géologie de la surface. Dunod, Paris, 440 p.

CHARDON M., 1991. L'évolution tardiglaciaire et holocène des glaciers et de la végétation autour de l'Alpe d'Uez (Oisans, Alpes françaises). *Revue de Géographie Alpine*, 79, 39-52.

CHARDON M., 1993. Glaciers et glaciers rocheux tardiglaciaires et holocènes de Belledonne (Alpes occidentales). *In* Géomorphologie et aménagement de la montagne. Hommage à P. Gabert, CNRS, Caen, 33-39.

COUTTERAND S., NICOUD G., 2005. Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire*, 16, 85-94.

DELINE P., LEROY M., 2008. Fluctuations des glaciers des Alpes occidentales depuis 5000 ans. Un état des connaissances. *Collection EDYTEM*, 6 - *Cahiers de Paléoenvironnement*, 9-24.

DELINE P., KIRKBRIDE, M.P., 2009. Rock avalanches on a glacier and morainic complex in Haut Val Ferret (Mont Blanc Massif, Italy). *Geomorphology*, 103, 80-92.

DEROIN J.P., CONDOM T., 2007. Retrait séculaire des glaciers locaux de montagne : un exemple dans les Alpes occidentales françaises. *Compte-Rendu Geoscience*, 339, 449-459.

DORTHE-MONACHON C., 1986. Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France). Essai de reconstitution paléogéographique. Thèse, Université de Lausane, 242 p.

FERNANDEZ A., GUILLOT S., MENOT R.-P., LEDRU P., 2002. Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (external crystalline massifs, French Alps). *Geodinamica Acta*, 15, 127-139.

GROSS G., KERSCHNER H. et PATZELT G., 1978. Methodische Untersuchungen über die schneegrenze in alpinene Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12, 223-251.

GROVE J.M., 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, Londres, 498 p.

GUILLOT S., MÉNOT R.-P., 2009. Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *C. R. Geoscience*, 341, 253–265.

HANSS C., WEGMÜLLER S., 1976. Zur Altersstellung würmkaltzeitlicher Lokalgletschermoränen im Dévoluy und in der Belledonne (Französische Alpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12, 205-222.

HIPPOLYTE J.-C., TARDY M., NICOUD G., 2006. Les failles récentes des Grands-Moulins (Savoie) : un Sackung (tassement gravitaire) majeur dans les Alpes francaises. *Compte-Rendu. Geosciences*, 338, 734-741.

IVY-OCHS S, KERSCHNER H, REUTHER A, MAISCH M, SAILER R, SCHAEFER J, KUBIK PW, SYNAL HA, SCHLÜCHTER C., 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, and ^{21}Ne. *In* Siame L.L., Bourlès D.L. et Brown E.T. (éd.). In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes, Special Paper 415. Geological Society of America: Boulder, 43-60.

IVY-OCHS S., KERSCHNER H., REUTHER A., PREUSSER F., HEINE K., MAISCH M., KUBIK P.W., SCHLÜCHTER C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 23, 559-573.

JOBARD S., 2005. Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Âge Glaciaire. Thèse, Université de Savoie, Chambéry, 270 p.

JOMELLI V., 1999. Les effets de la fonte sur la sédimentation de dépôts d'avalanches de neige chargée dans le massif des Ecrins (Alpes Françaises). *Géomorphologie*, 1, 39-58.

KERSCHNER H, IVY-OCHS S, SCHLÜCHTER C., 2002. Die Moräne von Trins im Gschnitztal. *Innsbrucker Geographische Studien*, 33, 185-194.

KERSCHNER H., IVY-OCHS S., 2008. Palaeoclimate from glaciers: examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change*, 60, 58-71.

LE DARZ M., DELANNOY J.-J., MARNEZY A. NICOUD G., 2004. La déglaciation du vallon de la Glière, massif de la Vanoise, Savoie. *Travaux Scientifiques du Parc National de la Vanoise*, 22, 7-21.

LE ROY LADURIE E., 2004. Histoire humaine et comparée du climat, 1, Canicules et glaciers (XIII^{e}-XVIII^{e} siècles). Fayard, Paris, 739 p.

MAISCH M., 1981. Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser-und Albulatal. Physische Geographie, 3, 215 p.

MAISCH M., 1982. Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials, *Geographica Helvetica*, 2, 93-104.

MAISCH M. 1992. Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). *Physische Geographie*, 33A/33B.

OSBORN G., 1975. Advancing rock glacier in the Lake Louise Area, Banff National Park, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12, 1060-1062.

SCHNEEBELI W., ROETHLISBERGER F., 1976. 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte. *Les Alpes*, CAS-SAC, 3-4.

SCHOENEICH P., 1998. Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises). Thèse - Travaux et Recherches de l'Institut de Géographie, Université de Lausanne, 14, 2 volumes, 483 p.

SCHOENEICH P., 2003. Que s'est-il passé pendant la première partie du Tardiglaciaire? Indices d'un changement écologique majeur dès 17-18 000 cal BP. Le Alpi : ambiente e mobilità : tavola rotonda, Trento, 25-27 ottobre 2001, 9-17.

VERE D. M., MATTHEWS J. A., 1985. Glacier formation from a lateral moraine at Bukkeholsbreen, Jotunheimen, Norway: a sedimentological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29, 397-415.

VINCENT C., 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research*, 107(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832.

VINCENT C., KAPPENBERGER G., VALLA F., BAUDER A., FUNK M., LE MEUR E., 2003. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th Century. *Journal of Geophysical Research*, 109, 1-4.

SOCIÉTÉS ET FLUCTUATIONS DU CLIMAT DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES AU NÉOLITHIQUE MOYEN

Societies and climate fluctuations in the north-western Alps during the middle neolithic

Pierre-Jérôme REY

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : pierjrey@club-internet.fr

Résumé

Dans les vallées internes des Alpes nord-occidentales, la densité des sites d'habitats et des nécropoles du Néolithique moyen semble croître durant deux longues périodes d'amélioration climatique. Toutefois, l'état actuel de la documentation ne permet pas de démontrer des fluctuations du peuplement à partir des variations chronologiques du nombre de sites archéologiques. En revanche, les principales phases de rupture ou de changement rapide identifiées dans la culture matérielle, les rites funéraires et l'évolution des réseaux d'échanges montrent des synchronies qui paraissent plus significatives. Elles permettent de proposer l'hypothèse d'un impact croissant des dégradations climatiques sur les évolutions des sociétés humaines, entre le V^e^ et la fin du IV^e^ millénaire av. J.-C., en accord avec la probable intensité croissante de ces péjorations.

***Mots-clés** : Alpes, peuplement, Néolithique, fluctuations climatiques, Néoglaciaire, habitat, cultures archéologiques, rites funéraires.*

Abstract

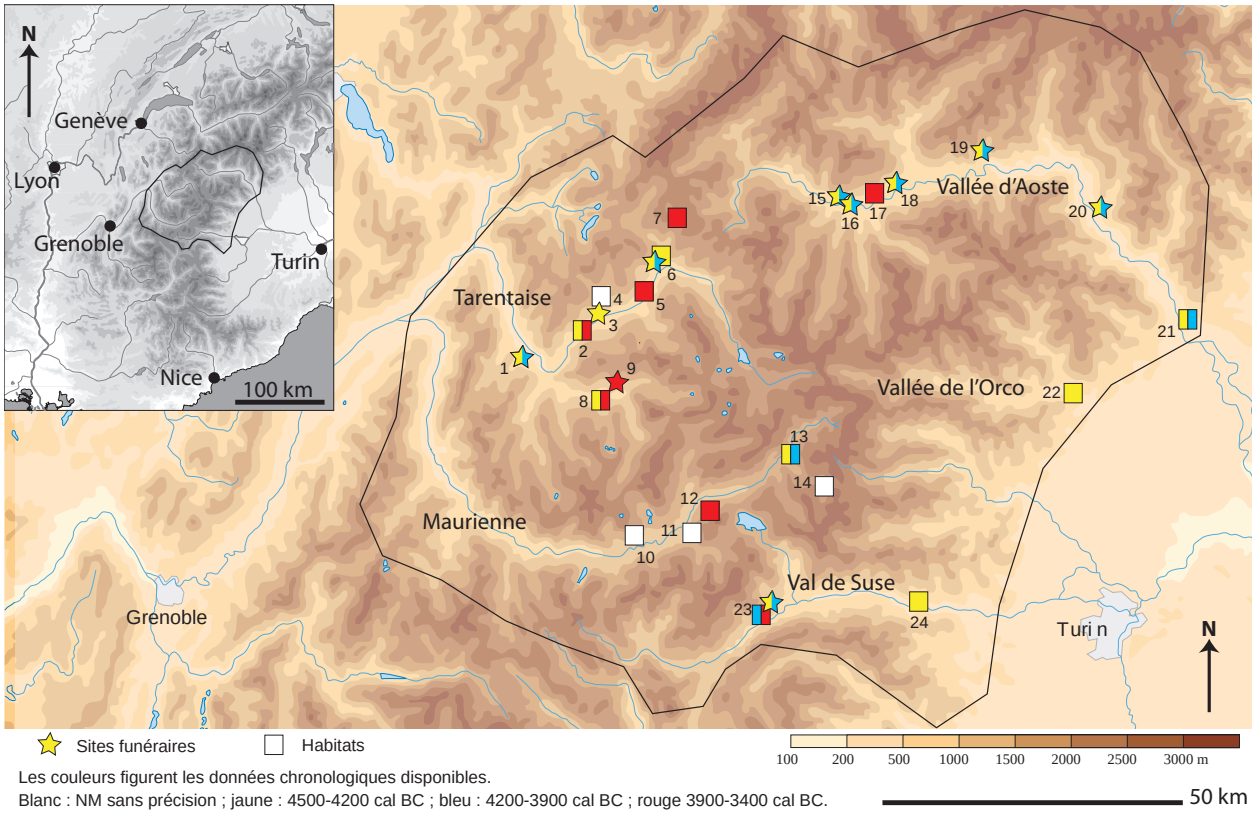
In the inner valleys of the north-western Alps, the density of the middle Neolithic period's settlements and cemeteries seems to increase during two long periods of climatic improvement. However, the present state of our archaeological knowledge does not allow to demonstrate changes in the human occupation, recognized through the chronological variations of the amount of archaeological sites. The main breaks or fast changes identified within the material culture, the funeral practices and the evolution of the exchange networks show simultaneous events which seem more significant. This allows us to suggest the hypothesis of an increasing impact of the climatic degradations on the variations of human societies, between the 5^th^ and the end of the 4^th^ millennium cal BC, following what seems to be the increasing intensity of these degradations.

***Keywords**: Alps, occupation, Neolithic, climatic changes, Neoglacial, settlement, archaeological cultures, funeral rites.*

Introduction

L'évolution rapide des référentiels chronologiques et les inquiétudes autour du réchauffement climatique actuel ont favorisé ces dernières années le développement des réflexions sur les liens entre fluctuations du peuplement et dynamiques environnementales (Arbogast *et al.*, 1995 ; Pétrequin *et al.*, 2004 ; Berger 2005). Par l'accentuation des contraintes que procure le relief, les montagnes apparaissent comme un terrain particulièrement favorable pour l'étude de telles interactions.

Dans la vallée alpine de la Tarentaise, une fouille programmée est en cours depuis 1999 sur le site du Chenet des Pierres à Bozel (950 m), dans un chaos de blocs rocheux implanté sur le flanc nord-ouest du massif de la Vanoise. Les niveaux d'occupations correspondent essentiellement à deux phases du Néolithique moyen, entre 4600 et 4200 av. J.-C. et entre 3900 et 3300 av. J.-C. (Rey 2006) dans une acceptation large des indications livrées par la culture matérielle. Dans la même vallée, un sondage sur le plateau sommital du verrou du Dos de Borgaz à proximité d'Aime a révélé en 2001 une séquence stratigraphique assez comparable (Rey, 2007). La lacune synchrone observée autour de 4100/4000 av. J.-C. dans les niveaux anthropiques de ces deux sites rejoint un constat assez général dans les Alpes françaises. La publication récente de travaux proposant un fort impact des variations climatiques sur les peuplements néolithiques dans des régions d'altitude moindre, comme le Jura (Arbogast *et al.*, 1995 ; Pétrequin *et al.*, 2004) ou la moyenne vallée du Rhône (Berger, 2005), incite à tester la pertinence de cette hypothèse en Tarentaise. La faiblesse des données disponibles impose cependant d'élargir le cadre de réflexion à plusieurs vallées contigües : Beaufortain, Tarentaise, Maurienne, Val d'Aoste, vallée de l'Orco et Val de Suse (figure 1). Ces vallées constituent des



Les couleurs figurent les données chronologiques disponibles.
Blanc : NM sans précision ; jaune : 4500-4200 cal BC ; bleu : 4200-3900 cal BC ; rouge 3900-3400 cal BC.

Savoie *:*
1 : Aigueblanche Bellecombe ;
2 : Aime Dos de Borgaz ;
3 : Aime Le Replat ;
4 : Aime Saint-Sigismond ;
5 : Bellentre Les Vignettes ;
6 : Bourg-Saint-Maurice Le Châtelard ;
7 : Bourg-Saint-Maurice Beaupré ;
8 : Bozel Chenet des Pierres ;
9 ; Bozel Tincave ;
10 : Villarodin Rocher des Amoureux ;
11 : Sollières abri du Chatel ;
12 : Sollières grotte des Balmes ;
13 : Bessans Rocher du Château ;
14 : Bessans La Teha ;

Vallée d'Aoste *:*
15 : Saint-Nicolas ;
16 : Villeneuve Champrotard ;
17 : Saint-Pierre Châtelet ;
18 : Sarre ;
19 : Quart Vollein ;
20 : Montjovet ;
21 : Montalto Dora ;

Piémont *:*
22 : Pont Canavese Santa Maria ;
23 : Chiomonte La Maddalena ;
24 : Borgone di Susa San Valeriano.

Figure 1 - Localisation de la zone étudiée dans les Alpes nord-occidentales et carte des sites du Néolithique moyen.

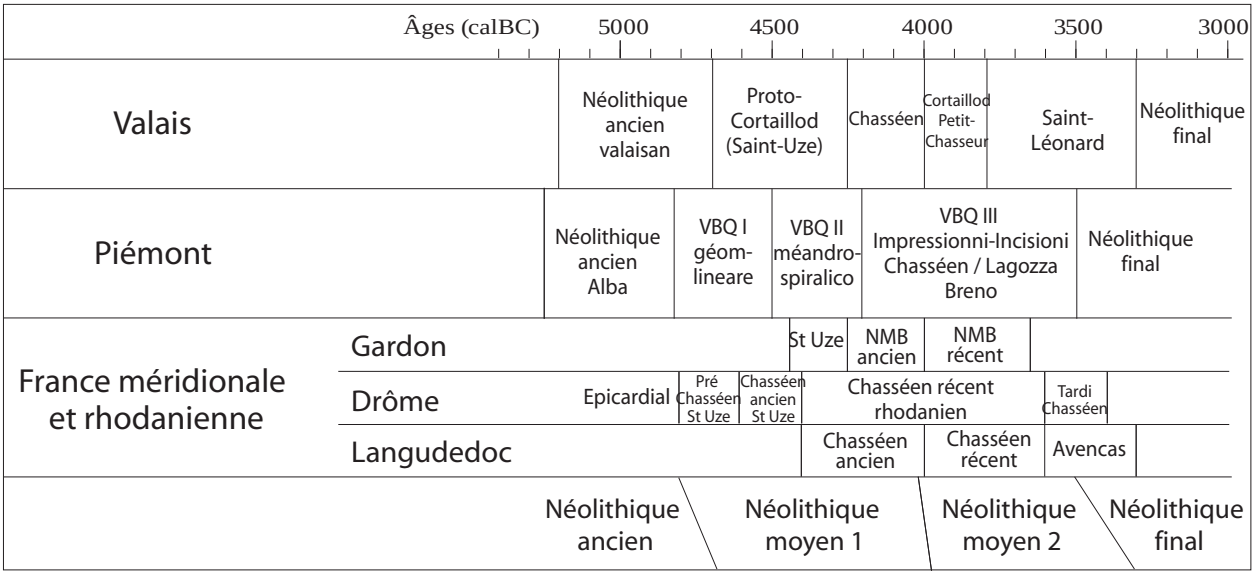


Figure 2 - Cadre chrono-culturel du Néolithique moyen des Alpes nord-occidentales.

axes privilégiés pour les circulations transalpines, dans une portion particulièrement étroite des Alpes internes. La période considérée s'étend de 4800 à 3300 av. J.-C., soit l'acceptation la plus large pour le Néolithique moyen (NM) selon la terminologie et la chronologie en vigueur en Suisse et France du sud. Cette période est classiquement partagée entre Néolithique moyen 1 (NM1) et Néolithique moyen 2 (NM2), la transition intervenant autour de 4000 av. J.-C (figure 2). Les objectifs de ce travail sont de recenser les périodes de changement rapide ou de rupture dans la densité du peuplement, les rites funéraires, la culture matérielle, les pratiques économiques et le fonctionnement des réseaux d'échanges à longue distance. Dans la limite des incertitudes de leur calage chronologique, ces données seront ensuite confrontées aux connaissances sur les fluctuations climatiques holocènes, dont la dynamique des systèmes nivo-glaciaires alpins constitue un marqueur important.

I - OCCUPATION DU TERRITOIRE, PEUPLEMENT ET CULTURES

Les origines du peuplement néolithique des vallées internes des Alpes nord-occidentales restent floues. Les découvertes du Mésolithique sont rares et se limitent au versant italien. Le Néolithique ancien n'est guère mieux documenté, bien que la diffusion des lames polies en roches vertes d'origine italienne prenne dès cette époque une grande ampleur (Pétrequin *et al.*, 2002 ; Thirault, 2004 a).

Avec un nombre de sites en nette croissance, le Néolithique moyen constitue donc la première phase d'occupation bien documentée dans ces vallées. La documentation disponible, issue de travaux réalisés le plus souvent dans les 40 dernières années, comprend seize habitats et dix nécropoles (figure 1 et tableau 1). Cependant il s'agit très rarement de fouilles de grandes superficies et les résultats souffrent d'un déficit de publication (Rey et Thirault, 1999).

1 - Les sites funéraires

Les sites funéraires se concentrent principalement en Tarentaise et en Val d'Aoste. La plupart des nécropoles se trouve en fond de vallée, le long du réseau hydrographique principal. Des implantations sur terrasse alluviale sont documentées à Aime et Villeneuve, sur cône torrentiel à Aigueblanche. Les autres sites se trouvent sur des points hauts plus ou moins difficiles d'accès, offrant un bon point de vue sur les axes de communication (Vollein, Chiomonte, Bourg-Saint-Maurice, Saint-Nicolas).

Comme en Valais (Curdy, 2007), une majorité des nécropoles se situe en dessous de 900 m d'altitude. Installé à 912 m, Vollein dépasse à peine cette cote. Seuls Saint-Nicolas et Bozel Tincave font exception. Leur implantation entre 1100 et 1200 m pourrait indiquer un début d'investissement de l'étage montagnard inférieur. Le micro climat local plus chaud et plus sec, ainsi que l'étroitesse du fond des vallées savoyardes et valdôtaines, interviennent vraisemblablement pour expliquer cette différence avec la haute vallée du Rhône.

Quatre des dix nécropoles signalées ont été sondées ou fouillées récemment et fournissent une documentation substantielle bien qu'incomplète : Aime Le Replat (Gély *et al.*, 1991 ; Gély, 2005 ; figures 3 à 5), Quart

Figure 3 - Vue générale d'Aime en Tarentaise.
1 : nécropole du Replat sur une terrasse alluviale ;
2 : habitat sur la colline rocheuse de Saint-Sigismond.

Vollein (Mezzena, 1997), Chiomonte La Maddalena (Fedele, 2007) et Bozel Tincave (Rey, 2007). A l'exception de Tincave, les rituels sont remarquablement proches et se rattachent sans conteste à la tradition « Chamblandes », fortement présente en Valais et sur le pourtour lémanique, plus ponctuellement représentée dans les avant-pays savoyards, en Ligurie et vers le nord-ouest de la France (Chambon, 2007). Plus mal documentés, les autres sites (Aigueblanche, Bourg-Saint-Maurice) semblent relever des mêmes influences (Rey et Treffort, à paraître).

Dans les nécropoles lémaniques et valaisannes, la plupart des inhumations remontent aux deux derniers tiers du V^e millénaire av. J.-C. L'utilisation de ces sites semble s'interrompre après 3800 av. J.-C. en Valais (Moinat *et al.*, 2007), tandis que quelques cas ponctuels plus tardifs se rencontrent dans le bassin lémanique (Moinat, 2007). Dans notre zone d'étude les éléments de chronologie sont encore minces. Plusieurs datations ont été réalisées sur les tombes d'Aime Le Replat (Gély, 2005 ; figure 7B). Après une première analyse aujourd'hui rejetée, une nouvelle série de dates a livré des résultats centrés sur l'intervalle 4500-4300 av. J.-C., tout à fait cohérents avec la chronologie des sites suisses. Par ailleurs trois des nécropoles valdôtaines (Saint-Nicolas, Sarre et Vollein) ont fourni des bracelets en coquilles marines identiques aux exemplaires issus des tombes valaisannes, et pourraient donc se situer dans la même fourchette chronologique (Moinat *et al.*, 2007).

A Chiomonte, F. Fedele considère que les inhumations sont contemporaines de l'habitat voisin, daté du premier tiers du IV^e millénaire av. J.-C. (Fedele, 2007). Cette hypothèse qui ne repose sur aucun lien stratigraphique, pourrait impliquer une certaine perduration du rituel en Val de Suse. Le mobilier céramique de l'habitat contient cependant quelques décors gravés de type Chasséen ancien, qui permettent d'étendre l'occupation du site aux derniers siècles du V^e millénaire av. J.-C.

Ainsi dans la zone considérée, si la disparition des sépultures de type « Chamblandes » ne peut être considérée comme parfaitement datée, la majorité des sites se rattache vraisemblablement au même intervalle que les nécropoles valaisannes, soit 4700-3800 av. J.-C.

Dans l'aire « Chamblandes » des groupes régionaux ont été individualisés sur la base des éléments de parure (Moinat *et al.*, 2007). Valais et Val d'Aoste se caractérisent par le dépôt de bracelets en coquilles méditerranéennes, alors que dans le bassin lémanique les inhumés sont accompagnés de pectoraux en défense de suidés, de perles en forme de hache, des boutons à gorge ou de pendeloques rectangulaires en coquille. Les éléments de parures découverts à Aime (figure 5) sont constitués de petites perles cylindriques en lignites qui trouvent des comparaisons préférentiellement dans les sites du bassin lémanique, et de deux pendeloques en roche verte en forme de goutte (Gély *et al.*, 1991). A Chiomonte, le mobilier funéraire très pauvre n'est pas décrit. Sur ces bases fragiles, il est difficile pour l'instant de rattacher les nécropoles de Tarentaise et du Val de Suse à l'un de ces deux ensembles. La rareté des autres composantes du mobilier funéraire rend délicate l'identification culturelle des inhumés. A Aime, la sépulture 6 contenait 4 individus, dont deux, datés entre 4550 et 4230 av. J.-C., étaient accompagnés de perles cylindriques en lignite et de deux armatures de flèche (figure 5) : une petite pointe triangulaire à base concave en quartz hyalin qui trouve des comparaisons à la fois sur le plateau suisse et en Italie du nord, et une armature foliacée en silex blond de forme losangique dotée d'une légère constriction de la partie proximale, qui renvoie aux productions de la culture italienne des Vases à Bouches carrées (VBQ).

Dans les Alpes, le lien entre le rite « Chamblandes » et les zones de production de haches polies en roche verte a été plusieurs fois souligné (Bocquet, 1997 ; Gallay, 2000 ; Thirault, 2004a). La diffusion assez large vers le nord-ouest de la France de sépultures apparentées aux « Chamblandes » semble d'ailleurs suivre les axes préférentiels de diffusion des haches en roches alpines.

La tombe fouillée à Bozel Tincave se distingue nettement des précédentes : implanté sur un versant raide, un coffre allongé contenait un individu non replié, déposé sur le dos, tête au sud, accompagné d'une petite lame en silex. Une datation ^{14}C place cette inhumation entre 3650 et 3130 av. J.-C. avec un maximum de probabilité centré sur le 34^e siècle av. J.-C. (Rey, 2007). Tincave constitue ainsi le seul site funéraire de la fin du NM2 documenté dans notre zone d'étude. La rareté générale des données pour cette période limite les comparaisons. En contexte alpin, la tombe sans mobilier de Sion La Gillière est placée en stratigraphie entre le NM2 et le Néolithique final (Baudais et Schmidt, 1995). En dehors des Alpes quelques comparaisons imparfaites existent en Suisse orientale et dans la région de Schaffhouse (Moinat et Stöckli, 1995).

Figure 4 - Aime, Le Replat sépulture 1 (photo Pierre Ougier-Simonin).

Durant le Néolithique moyen, les sites funéraires montrent donc une répartition chronologique inégale. La rareté des sites du NM2 pourrait s'expliquer par un déplacement vers des contextes moins investigués (versants, cônes torrentiels) ou par le développement de pratiques moins détectables. La récente mise en évidence, d'inhumations en fosse et d'incinérations sur les sites de Saint Léonard et de Bramois (Mariéthoz, 2007), à partir de 4300 av. J.-C., pourrait aller dans ce sens.

Après 3400/3300 av. J.-C. le début du Néolithique final est marqué par un profond renouvellement des pratiques funéraires dans les Alpes comme dans les régions périphériques. On trouve alors des sépultures collectives en grotte, en hypogée ou en caveau mégalithique, accompagnées ou non de la pratique de l'incinération. Des nécropoles de sépultures individuelles en fosse se développent au même moment dans la plaine du Pô (Remedello, Spilamberto).

2 - Les sites d'habitat

Dans une acceptation très large du terme, seize habitats sont connus dans notre espace d'étude, sans préjuger du caractère ponctuel, saisonnier ou permanent des occupations (figure 1 et tableau 1). Ils se répartissent surtout dans la partie médiane de la Tarentaise, en haute Maurienne et vers le débouché des vallées italiennes. Rares sont les sites étudiés sur des superficies importantes. La grotte des Balmes a connu une longue fouille programmée dont la publication est en cours (Vital *et al.*, 2008). Le site de Bozel Chenet des Pierres est fouillé depuis 1999 (Rey, 2006) mais les résultats sont en grande partie inédits. Des sondages ont été réalisés à Bessans Rocher du Château (Thirault, 2004b) et sur plusieurs sites de Tarentaise : Bourg-Saint-Maurice (BSM) Châtelard (Rey et Treffort, à paraître), Bellentre Les Vignettes (Rey, à paraître ; figure 6) et Aime Dos de Borgaz (Rey, 2007). Les sites italiens ont fait l'objet d'interventions assez ponctuelles à l'exception de La Maddalena à Chiomonte (Bertone et Fozzati, 2002), fouillé dans le cadre d'une opération d'archéologie préventive dont la publication reste encore incomplète.

La plupart des implantations sont situées le long du réseau hydrographique principal dans la partie inférieure des versants, à proximité du fond de vallée. Deux sites seulement s'en éloignent nettement et se trouvent dans des secteurs d'alpages, sur ou à proximité d'itinéraires menant à des cols transalpins secondaires : Bessans La Teha à 2250 m (Thirault, 2006) et BSM Beaupré à 2130 m (Rey *et al.*, 2008). Vraisemblablement liée à l'exploitation des ressources naturelles ou au franchissement de la crête, leur fonction reste difficile à préciser pour l'instant.

La répartition altitudinale des autres habitats montre une dichotomie entre les quatre sites mauriennais localisés entre 1000 et 1750 m d'altitude, et les implantations des autres vallées qui ne dépassent pas les 1000 m d'altitude, soit une cote maximale comparable aux données valaisannes (Curdy, 2007). La particularité de la Maurienne résulte surtout de l'histoire de la recherche : plusieurs archéologues ont vécu ou travaillé en haute Maurienne dans les trente dernières années. On remarquera par ailleurs que les sites mauriennais sont installés dans des contextes d'abri de pied de paroi (Rocher des Amoureux, Le Châtel et Rocher du Château) ou de grotte (Les Balmes à Sollières) qui ne se rencontrent pas parmi les sites implantés plus bas en altitude. Ils reflètent des occupations peu intenses au cours du NM, et pourraient être liés à des activités spécialisées (élevage, circulations, parcours de chasse, etc.). La quasi-totalité des dix autres habitats se caractérise par une implantation sur ou à proximité immédiate d'une position dominante, plus ou moins difficile d'accès et offrant un bon aperçu sur les axes de circulation. Seul Montalto Dora se distingue par son contexte de terrasse alluviale.

A l'exception des sites mauriennais, on retrouve une dispersion altitudinale assez comparable à ce que l'on connaît en Valais (Curdy, 2007). Les contextes d'implantation sont par contre moins diversifiés dans notre zone d'étude. Les habitats sur cône torrentiel y sont inconnus alors qu'ils sont bien représentés en Valais, où des complémentarités fonctionnelles avec les sites de hauteur ont été proposées (Gallay, 2000).

La documentation de la culture matérielle est pauvre et inégale. D'après les formes et décors des céramiques, les premières occupations assez discrètes interviennent vers le 46e siècle av. J.-C. sur deux sites à défenses naturelles qui présentent la remarquable particularité d'être implantés en pied d'ubac, et qui paraissent impossible à occuper de manière permanente : Aime Dos de Borgaz et Bozel Chenet des Pierres.

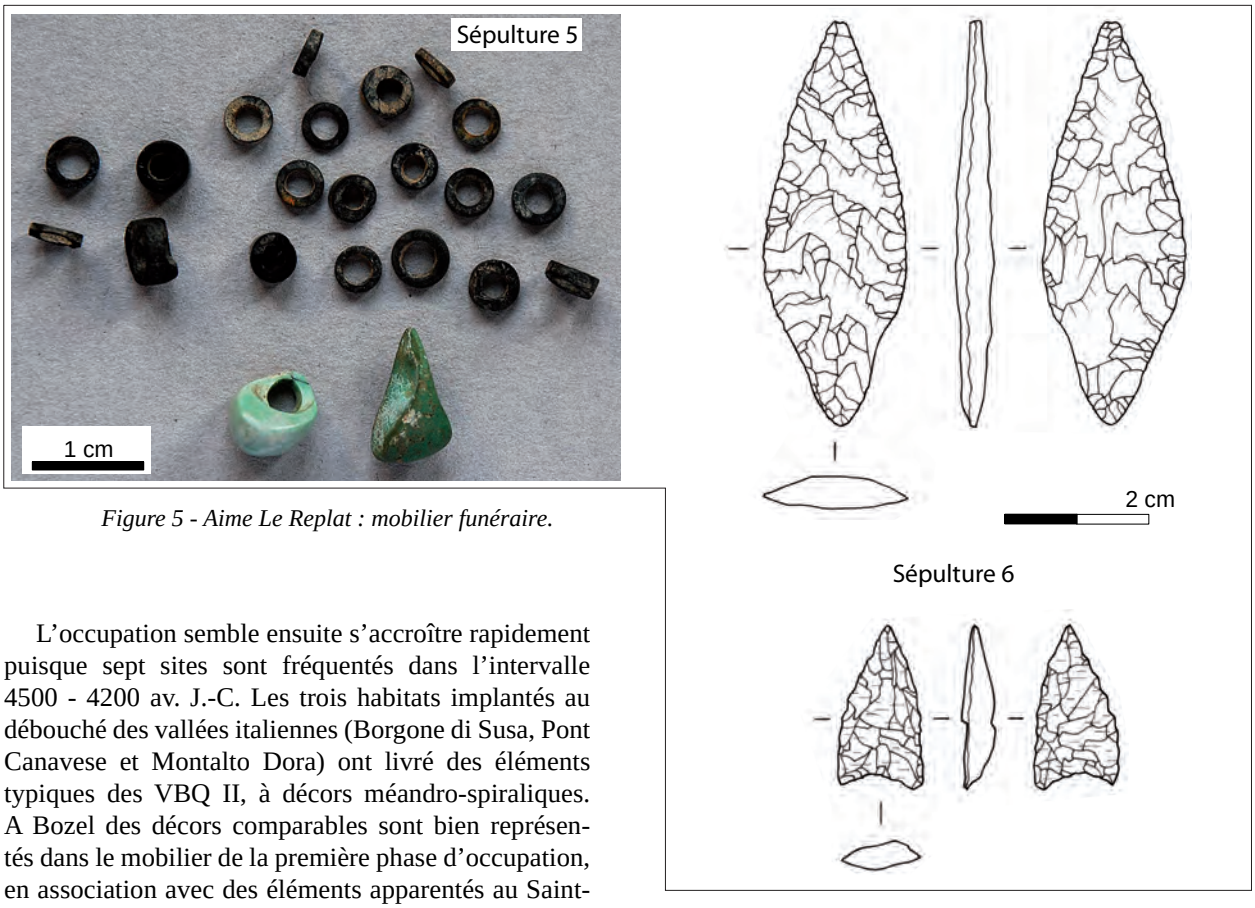


Figure 5 - Aime Le Replat : mobilier funéraire.

L'occupation semble ensuite s'accroître rapidement puisque sept sites sont fréquentés dans l'intervalle 4500 - 4200 av. J.-C. Les trois habitats implantés au débouché des vallées italiennes (Borgone di Susa, Pont Canavese et Montalto Dora) ont livré des éléments typiques des VBQ II, à décors méandro-spiraliques. A Bozel des décors comparables sont bien représentés dans le mobilier de la première phase d'occupation, en association avec des éléments apparentés au Saint-Uze rhodanien (Rey, 2006). L'occupation semble avoir été assez courte mais il n'est pas encore possible de préciser si ces influences relèvent d'occupations successives de deux populations distinctes ou de la présence d'un faciès culturel métissé. Sur le versant ouest du massif alpin et ses périphéries immédiates, Bozel s'intègre à un ensemble croissant de sites qui livrent des décors attestant d'influences soutenues originaires du versant italien durant les deux premières phases des VBQ (Beeching, 1999). Les influences VBQ diffusent bien plus largement au-delà des Alpes, mais toujours sous forme de céramiques inornées résultant peut-être d'imitations locales (Bazzanella, 1997). Dans l'espace étudié, des éléments VBQ non décrits pour l'instant ont été rencontrés à Bessans (Marguet *et al.*, 2008) et au Châtelard de BSM (sondage 2007 inédit). Au Dos de Borgaz près d'Aime, le mobilier du V^{e} millénaire av. J.-C. comprend des éléments de type Saint-Uze (Rey, 2007), accompagnés d'un fragment de coupe à sillon apparenté au Chasséen récent et vraisemblablement postérieur, sauf si l'on se place dans le référentiel drômois (figure 7 D). La superficie réduite du sondage et la faible densité du mobilier ne permettent pas d'assurer l'absence d'influences VBQ.

Les derniers siècles du V^{e} millénaire av. J.-C. semblent marqués, sur tout le pourtour des Alpes occidentales comme en Valais, par une expansion du Chasséen ancien méridional. A l'exception de Chiomonte qui livre quelques tessons à décors gravés, l'absence quasi totale d'éléments chasséens anciens dans notre zone d'étude se retrouve assez largement dans les Alpes du nord française. Le site de Bessans fournit cependant plusieurs dates ^{14}C couvrant les deux derniers siècles du V^{e} millénaire av. J.-C. (Thirault, *in* Marguet *et al.*, 2008), mais leur précision souffre de la présence d'un petit plateau de la courbe de calibration entre 4250 et 4050 cal BC. A Montaldo Dora, quelques tessons d'affinités Proto-lagozza (Venturino-Gambari, 2000) sont peut-être à peine plus récents.

Au début du IV^{e} millénaire av. J.-C. des groupes régionaux (Saint-Léonard, Lagozza, Breno) s'individualisent dans les Alpes centrales et la plaine padane. Dans notre zone d'étude trois des habitats occupés précédemment sont réinvestis au cours du premier tiers du IV^{e} millénaire av. J.-C. (Aime Dos de Borgaz, Bozel et peut-être le Châtelard de BSM), et de nouvelles implantations apparaissent à Saint-Pierre Châtelet, Chiomonte et Sollières Les Balmes. Si l'on excepte le cas particulier de la grotte des Balmes, les sites du début du IV^{e} millénaire av. J.-C. semblent présenter un lien plus évident et plus systématique avec les positions dominantes et les aspects défensifs. Un phénomène comparable mais d'une toute autre ampleur s'observe durant la même période dans le Jura et dans les avant-pays savoyards en concomitance avec le premier essor important de l'occupation des rives littorales (Marguet et Rey, 2007).

Largement documentée à Chiomonte et Bozel, la culture matérielle soulève des problèmes d'interpréta-

tion. Il n'est pas possible actuellement d'individualiser des ensembles en succession stratigraphique, alors que les séries céramiques témoignent d'influences très variées, mais jamais intégralement représentées. Si des caractères assez nombreux évoquent le Saint-Léonard et les faciès récents du Chasséen rhodanien, d'autres renvoient à la Lagozza, au Néolithique Moyen Bourguignon (NMB), au VBQ III, voire même à Breno. Cette diversité peut être liée aux modalités d'occupations (ponctuelles ou saisonnières), qui pourraient différer de la période précédente, ou à des particularités de statut ou de fonction. A Chiomonte, dans la nécropole proche de l'habitat, des structures particulières (alignement de pierres dressées, aire de combustion) ont été interprétées comme les vestiges d'une aire cérémonielle (Fedele, 2007). A Bozel les couches du NM1 ont livré une plaque de schiste façonnée en demi-cercle ornée de plusieurs cupules, alors que les dépôts du NM2 contenaient de petits objets en schiste dépourvus de fonction utilitaire (Rey, 2006). Par ailleurs une stèle trapézoïdale attribuée au V^{e} millénaire av. J.-C. a été découverte dans les niveaux remaniés. Ces quelques éléments pourraient suggérer un rôle particulier de ce site dans l'organisation territoriale. L'hypothèse d'un lieu de rencontre et d'échange entre des populations diverses a été proposée pour Chiomonte (Bertone et Fozzati, 2002). Elle pourrait expliquer la présence d'un grand nombre d'éléments exogènes au sein du mobilier. Les séries céramiques seraient alors davantage représentatives du fonctionnement des réseaux d'échanges que de la culture matérielle locale. A Chiomonte et Bozel, de nombreux vases présentent cependant des originalités ou des caractères métis qui suggèrent une production locale, et constituent une bonne indication en faveur d'un peuplement intra alpin stable.

Les autres données sont nettement plus ponctuelles. À Aime un décor de cannelures verticales apparenté au Saint-Léonard et une barrette rectangulaire multiforée proviennent d'un horizon de réduction (Rey, 2007) ; aux Vignettes (figure 6) quelques fragments de marmites à profil légèrement sinueux et mamelons sous le bord évoquent le Cortaillod (Rey, à paraître). Quelques éléments de préhension perforés issus de Saint-Pierre près d'Aoste (Mezzena, 1997) suggèrent des influences chasséennes.

L'appréciation de la chronologie des occupations dépend en partie de l'intervalle retenu pour le Saint-Léonard. A. Winiger (1994) a proposé de le placer entre 3700 et 3300 av. J.-C. Il pourrait cependant démarrer plus tôt d'après les premiers résultats de la fouille de sauvetage en cours sur le site éponyme (Mariethoz, 2007), ce qui étend la période potentielle d'occupation de Bozel et Chiomonte au-delà de la majorité des dates ^{14}C disponibles (figure 7A). À Bozel la plupart des autres composantes de la culture matérielle semblent indiquer un terminus de l'occupation vers 3500 av. J.-C.

Quatre habitats ont fait l'objet de séries de datations couvrant tout le Néolithique moyen : Aime Dos de Borgaz, Bozel, Bessans Rocher du Château et Chiomonte (figure 7A). Des dates uniques sont disponibles sur un niveau d'occupation de la grotte des Balmes à Sollières, et sur une structure en creux de Bellentre Les Vignettes. La date de BSM Côte du Moulin 2 documente un épisode d'incendie vraisemblablement lié à une fréquentation humaine.

Figure 6 - Vue générale du site des Vignettes à Bellentre (photo Pierre-Jérôme Rey).

Ces datations ne peuvent prétendre représenter l'ensemble des durées d'occupation comme l'illustrent les exemples du Chenet des Pierres et du Dos de Borgaz (figure 7A). Mais leur regroupement dans les intervalles 4500-4000 av. J.-C. et 3800-3600 av. J.-C. (figure 7A, B) paraît néanmoins confirmer la raréfaction des occupations perceptible dans les données matérielles, à la transition V^e^-IV^e^ millénaire av. J.-C. Ce phénomène pourrait démarrer dès le 42^e^ siècle sur la plupart des sites, à l'exception de Bessans qui livre des dates ^{14}C centrées sur la fin du V^e^ millénaire av. J.-C., de Chiomonte d'où proviennent quelques décors gravés de type Chasséen ancien et peut-être de Montalto Dora (indices Proto-Lagozza mal calés entre 4300 et 3800 av. J.-C.). Toutefois, cette diminution des occupations peut recevoir d'autres explications qu'une baisse du peuplement : troncatures sédimentaires ou délocalisation des sites vers des milieux peu étudiés (cônes torrentiels, replats de versant).

Après 3400/3300 av. J.-C. la culture matérielle du début du Néolithique final témoigne d'un profond changement. Dans les Alpes et le Jura, on observe au cours des derniers siècles du IV^e^ millénaire av. J.-C. un balancement entre des influences lointaines issues successivement du Horgen nord oriental puis du Ferrières méridional. Dans notre zone d'étude seule la grotte des Balmes à Sollières documente cette évolution de manière détaillée.

II - Circulations, échanges et économie de subsistance

L'étude des circulations de matières premières révèle le rôle majeur de l'exploitation des ressources naturelles dans les premières fréquentations des Alpes. Le fait le plus important semble la mise en place dès le Néolithique ancien des grands réseaux de diffusion de lames polies en éclogite et jadéite d'origine piémontaise. Elles circulent sous forme de deux productions très différentes : des biens de prestige non fonctionnels de taille et de facture exceptionnelles, intégrés dans des systèmes d'échanges compétitifs qui diffusent très loin vers l'ouest et le nord de l'Europe, et des lames fonctionnelles plus petites, utilisées pour les activités quotidiennes dans le bassin du Rhône et ses périphéries (Pétrequin *et al.*, 2002 ; Thirault, 2004a).

Ces deux productions présentent des évolutions chronologiques divergentes. La diffusion des biens de prestige est maximale au NM1 et se contracte très fortement vers 4100 av. J.-C. avant de cesser vers 3800 av. J.-C. ; tandis que la diffusion des lames fonctionnelles en éclogite atteint son maximum au NM2 dans le bassin du Rhône avant de décliner au Néolithique final. Par les volumes mis en jeu, par leur extension géographique très large et par la durée de leur fonctionnement, les réseaux de circulation des roches vertes peuvent être considérés comme l'un des principaux éléments structurant des premiers peuplements alpins (Bocquet 1997 ; Thirault, 2004a).

Sans atteindre la même envergure, d'autres circulations se développent sur de longues distances au Néolithique moyen (Beeching, 2003). Le silex issu des massifs calcaires est présent en quantité importante sur les sites bien documentés de Chiomonte, Bozel et Bessans, mais l'analyse des provenances reste à faire. On sait que les silex bédouliens du Vaucluse diffusent à large échelle parallèlement à la rapide expansion des influences chasséennes dans les derniers siècles du V^e^ millénaire av. J.-C. A l'inverse, le quartz hyalin couramment utilisé dans les Alpes, apparaît fréquemment en vallée du Rhône au NM, sous forme d'un nombre limité de produits de très bonne facture. Cette importance des circulations au NM pourrait être un élément d'explication de l'apparent choix préférentiel des positions défensives ou dominantes.

Dans notre zone d'étude l'économie de subsistance reste assez difficile à appréhender, et il est nécessaire d'examiner brièvement la situation des régions périphériques. En Valais d'après des résultats issus d'un nombre limité de sites d'altitude assez basse, une économie pleinement agro-pastorale se maintient durant tout le NM (Gallay, 2000). En Italie septentrionale l'élevage caprin prend de l'importance au NM1 et le NM2 serait caractérisé par une mobilité nettement accrue et une économie essentiellement pastorale (Barfield *et al.*, 2003).

En moyenne vallée du Rhône, le NM voit la longue évolution d'un système dans lequel le pastoralisme semble tenir la place principale. Dans la plaine alluviale et les piémonts, la végétation est profondément modifiée par le développement de pâtures arborées produisant un paysage qui se rapproche de la *Dehesa* espagnole actuelle (Delhon *et al.*, 2008). La durée et l'intensité de ce type particulier d'exploitation du territoire se traduisent par le développement d'hori-

Figure 7 (ci-contre) - Synthèse des données archéologiques et climatiques.

A : datations disponibles pour les sites d'habitats des vallées étudiées (en gris : dates à écarter) ;

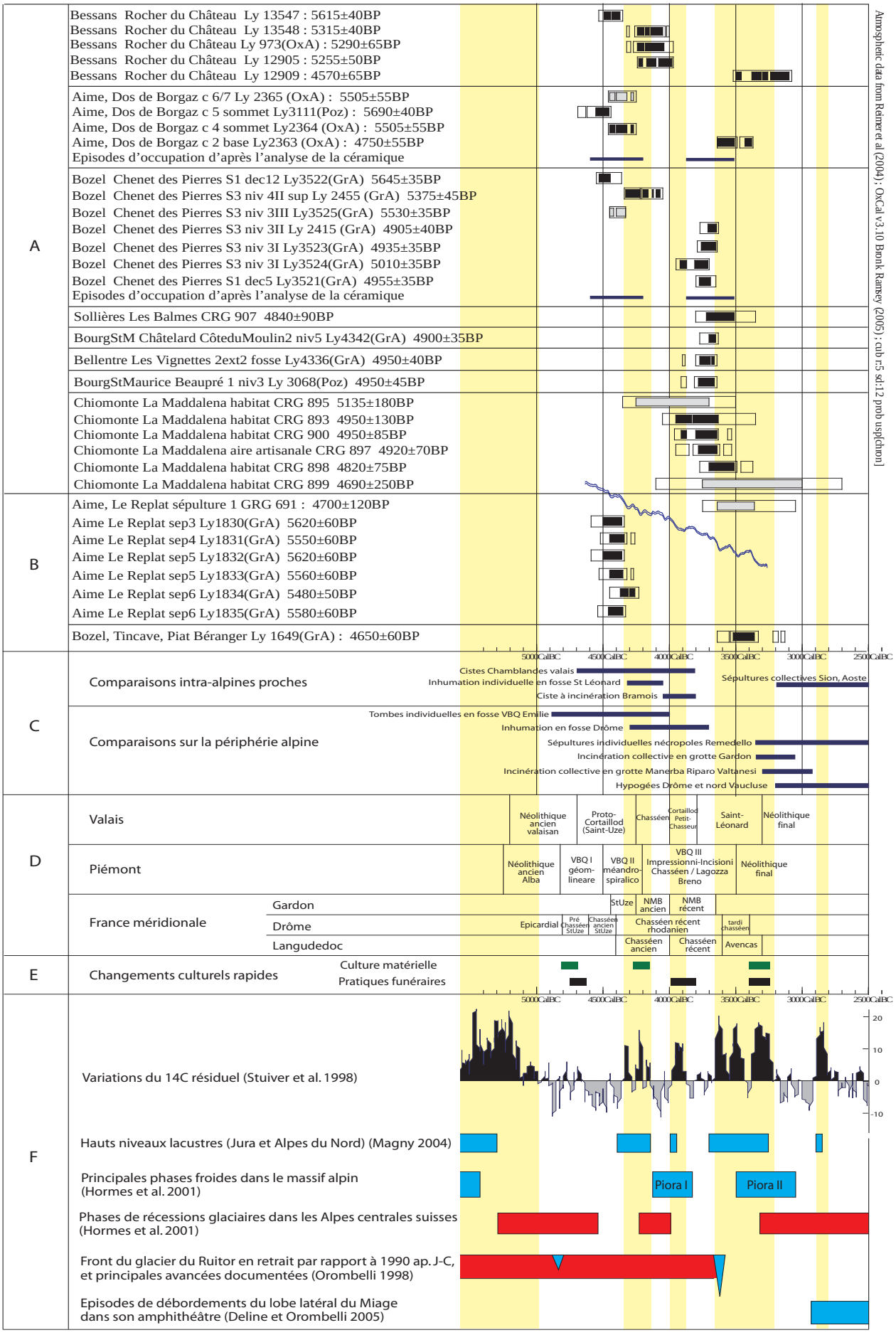
B : datations disponibles pour les sites funéraires des vallées étudiées, confrontées aux variations de la courbe de calibration ;

C : évolutions des pratiques funéraires en périphérie de la zone d'étude ;

D : cadre chrono-culturel dans les régions voisines les mieux documentées ;

E : principaux épisodes de changements culturelles rapides dans les Alpes ;

F : marqueurs des fluctuations climatiques.


A
Bessans Rocher du Château Ly 13547 : 5615±40BP
Bessans Rocher du Château Ly 13548 : 5315±40BP
Bessans Rocher du Château Ly 973(OxA) : 5290±65BP
Bessans Rocher du Château Ly 12905 : 5255±50BP
Bessans Rocher du Château Ly 12909 : 4570±65BP
Aime, Dos de Borgaz c 6/7 Ly 2365 (OxA) : 5505±55BP
Aime, Dos de Borgaz c 5 sommet Ly3111(Poz) : 5690±40BP
Aime, Dos de Borgaz c 4 sommet Ly2364 (OxA) : 5505±55BP
Aime, Dos de Borgaz c 2 base Ly2363 (OxA) : 4750±55BP
Episodes d'occupation d'après l'analyse de la céramique
Bozel Chenet des Pierres S1 dec12 Ly3522(GrA) 5645±35BP
Bozel Chenet des Pierres S3 niv 4II sup Ly 2455 (GrA) 5375±45BP
Bozel Chenet des Pierres S3 niv 3III Ly3525(GrA) 5530±35BP
Bozel Chenet des Pierres S3 niv 3II Ly 2415 (GrA) 4905±40BP
Bozel Chenet des Pierres S3 niv 3I Ly3523(GrA) 4935±35BP
Bozel Chenet des Pierres S3 niv 3I Ly3524(GrA) 5010±35BP
Bozel Chenet des Pierres S1 dec5 Ly3521(GrA) 4955±35BP
Episodes d'occupation d'après l'analyse de la céramique
Sollières Les Balmes CRG 907 4840±90BP
BourgStM Châtelard CôteduMoulin2 niv5 Ly4342(GrA) 4900±35BP
Bellentre Les Vignettes 2ext2 fosse Ly4336(GrA) 4950±40BP
BourgStMaurice Beaupré 1 niv3 Ly 3068(Poz) 4950±45BP
Chiomonte La Maddalena habitat CRG 895 5135±180BP
Chiomonte La Maddalena habitat CRG 893 4950±130BP
Chiomonte La Maddalena habitat CRG 900 4950±85BP
Chiomonte La Maddalena aire artisanale CRG 897 4920±70BP
Chiomonte La Maddalena habitat CRG 898 4820±75BP
Chiomonte La Maddalena habitat CRG 899 4690±250BP
B
Aime, Le Replat sépulture 1 GRG 691 : 4700±120BP
Aime Le Replat sep3 Ly1830(GrA) 5620±60BP
Aime Le Replat sep4 Ly1831(GrA) 5550±60BP
Aime Le Replat sep5 Ly1832(GrA) 5620±60BP
Aime Le Replat sep5 Ly1833(GrA) 5560±60BP
Aime Le Replat sep6 Ly1834(GrA) 5480±50BP
Aime Le Replat sep6 Ly1835(GrA) 5580±60BP
Bozel, Tincave, Piat Béranger Ly 1649(GrA) : 4650±60BP
5000CalBC
4500CalBC
4000CalBC
3500CalBC
3000CalBC
2500CalBC
C
Comparaisons intra-alpines proches
Cistes Chamblandes valais
Inhumation individuelle en fosse St Léonard
Ciste à incinération Bramois
Sépultures collectives Sion, Aoste
Comparaisons sur la périphérie alpine
Tombes individuelles en fosse VBQ Emilie
Inhumation en fosse Drôme
Sépultures individuelles nécropoles Remedello
Incinération collective en grotte Gardon
Incinération collective en grotte Manerba Riparo Valtanesi
Hypogées Drôme et nord Vaucluse
D
Valais
Néolithique ancien valaisan
Proto-Cortaillod (Saint-Uze)
Chasséen
Cortaillod Petit-Chasseur
Saint-Léonard
Néolithique final
Piémont
Néolithique ancien Alba
VBQ I géom-lineare
VBQ II méandro-spiralico
VBQ III Impressionni-Incisioni Chasséen / Lagozza Breno
Néolithique final
France méridionale
Gardon
StUze
NMB ancien
NMB récent
Drôme
Epicardial
Pré Chasséen StUze
Chasséen ancien StUze
Chasséen récent rhodanien
tardi chasséen
Languedoc
Chasséen ancien
Chasséen récent
Avencas
E
Changements culturels rapides
Culture matérielle
Pratiques funéraires
5000CalBC
4500CalBC
4000CalBC
3500CalBC
3000CalBC
2500CalBC
F
Variations du 14C résiduel (Stuiver et al. 1998)
20
10
0
-10
Hauts niveaux lacustres (Jura et Alpes du Nord) (Magny 2004)
Principales phases froides dans le massif alpin (Hormes et al. 2001)
Piora I
Piora II
Phases de récessions glaciaires dans les Alpes centrales suisses (Hormes et al. 2001)
Front du glacier du Ruitor en retrait par rapport à 1990 ap. J-C, et principales avancées documentées (Orombelli 1998)
Episodes de débordements du lobe latéral du Miage dans son amphithéâtre (Deline et Orombelli 2005)
Atmospheric data from Reimer et al (2004); OxCal v3.10 Bronk Ramsey (2005); cub r:5 sd:12 prob usp[chron]

zons sédimentaires spécifiques : des sols bruns noirs proches des chernozems. Par ailleurs des cavités contenant d'épaisses accumulations de fumiers ont été mises en évidence de la plaine jusqu'aux contreforts des massifs préalpins et ardéchois (Brochier et Beeching, 2006). Ces grottes-bergeries témoignent de la mise en place d'un système de remues plaine / montagne. Les sites de la Grande Rivoire (Isère, 650 m) et de la Balme de Thuy (Haute-Savoie) montrent l'extension de ces pratiques sur la périphérie des massifs interne, dès le début du NM (Nicod *et al.*, 2008). La grotte des Balmes à Sollières constitue le seul cas de grotte bergerie connue dans les vallées alpines internes, mais cet usage ne semble s'y développer qu'à partir du Néolithique final (Vital *et al.*, 2008).

Aucune structure pastorale n'est connue dans les Alpes occidentales avant le Néolithique final / Bronze ancien (Mocci *et al.*, 2008 ; Rey *et al.*, 2008).

Les données polliniques disponibles dans les Alpes françaises montrent un impact humain qui reste discret au Néolithique (De Beaulieu et Goeury, 2004). A quelques exceptions localisées en Champsaur et dans le Buech, les impacts anthropiques demeurent cantonnés en dessous de 1200 m d'altitude. Si les atteintes au milieu paraissent se multiplier un peu au Néolithique final, il faut attendre le Bronze final / Hallstatt ancien pour voir se développer largement les défrichements dans les zones d'altitude propices à l'estive des troupeaux. Il est difficile de préciser si l'absence d'enregistrement durant le NM traduit une absence d'activités ou si les atteintes au milieu sont trop réduites, trop dispersées, ou trop cantonnées dans les basses altitudes peu concernées par les carottages polliniques, pour être actuellement bien perçues.

Dans notre espace d'étude les données sont parcellaires. À Bozel le maintien d'une importance de la chasse semble transparaître dans la proportion élevée des armatures au sein des outillages taillés (étude en cours par T. Perrin). Mais la difficulté à distinguer caprinés sauvages et domestiques dans un corpus très fragmenté nuit à une bonne perception du rapport chasse / élevage. À Chiomonte, bien que le bestiaire domestique dominé par les caprinés ne soit pas négligeable, la faune chassée reste majoritaire (Bertone et Fozzati, 2002).

Différentes espèces de céréales sont attestées à Bozel et Sollières dans les niveaux du NM sans que l'on puisse pour l'instant démontrer leur culture sur place (Martin *et al.*, 2008). Plusieurs meules en pierres ont été retrouvées sur ces deux sites, mais également au Dos de Borgaz et à Bellentre.

Pour l'instant l'économie de subsistance des communautés néolithiques nous échappe donc très largement. La part respective des pratiques agricoles, pastorales et cynégétiques ne peut être évaluée, alors qu'il s'agit d'un point crucial pour estimer la fragilité des sociétés, et pour identifier les périodes de changement (Arbogast *et al.*, 1995).

III - Fluctuations climatiques et chronologie des évolutions sociales

Les évolutions climatiques holocènes sont décrites de manière indirecte par différents signaux (figure 7 F). Les variations du ^{14}C résiduel atmosphérique qui constituent un marqueur indirect de l'activité solaire (Stuiver *et al.*, 1998), et les fluctuations des lacs sub-alpins et jurassiens (Magny, 2004) seront utilisées en priorité compte tenu de leur excellente précision chronologique. En contexte alpin les fluctuations du détritisme dans le lac du Bourget (Arnaud *et al.*, 2005, 2008) et les fluctuations des glaciers suisses (Hormes *et al.*, 2001) apportent des éléments d'appréciation complémentaires. Dans notre zone d'étude, les données obtenues sur les glaciers du Ruitor (Orombelli, 1998) et du Miage (Deline et Orombelli, 2005) fournissent des indications précieuses pour le Néolithique moyen.

L'apparition des premiers sites au début du Néolithique moyen 1, ainsi que la croissance des circulations de roche verte, interviennent dans une période de climat plutôt favorable et stable.

L'expansion chasséenne sur la périphérie des Alpes autour de 4200 av. J.-C. (Nicod, à paraître) ainsi que l'effondrement quasi complet du système d'échange compétitif basé sur les grandes lames polies, prennent place vers 4100 av. J.-C., au cours d'une péjoration climatique marquée par trois pics rapprochés de la courbe du ^{14}C atmosphérique, par le début d'une longue période de hauts niveaux lacustres, et par une phase d'avancée glaciaire dans les Alpes suisses (figure 7 F).

La rareté des données archéologiques dans les deux derniers siècles du V^{e} millénaire av. J.-C. intervient alors que la courbe du ^{14}C résiduel atmosphérique redevient négative, les niveaux lacustres diminuent et les glaciers des Alpes centrales suisses sont en retrait. Cependant la phase froide Piora I pourrait débuter dès 4150 av. J.-C. (Hormes *et al.*, 2001).

Dans les deux premiers siècles du IV^{e} millénaire av. J.-C., le rituel « Chamblandes » s'efface progressivement et les échanges compétitifs basés sur les grandes lames polies disparaissent alors que tous les signaux climatiques indiquent une dégradation centrée sur le 40^{e} siècle av. J.-C., qui pourrait marquer le maximum de Piora I. Entre 3860 et 3650 av. J.-C. un nouvel essor de l'anthropisation se développe alors que les indicateurs climatiques témoignent à nouveau d'une amélioration.

Ensuite les données archéologiques se raréfient considérablement dans notre zone d'étude comme dans l'ensemble des Alpes occidentales et de leurs périphéries. De profonds bouleversements interviennent dans

la culture matérielle : les groupes locaux cèdent la place à des influences issues de régions péri-alpines. Des rites funéraires nouveaux apparaissent alors que les réseaux de diffusion de l'outillage en roche verte se replient sur le bassin du Rhône moyen. Des innovations techniques (araire et complexe de la traction) et des mutations sociales (évolution du statut masculin) interviennent vers 3500 av. J.-C. Dans le même temps la remontée des niveaux des lacs à partir de 3700 et l'inversion de la courbe du ^{14}C résiduel atmosphérique après 3650 av. J.-C. marquent le début d'une dégradation importante, qui dure jusque vers 3230 av. J.-C. et correspond avec un léger décalage à la phase froide Piora II.

Cette péjoration plus longue que les deux précédentes pourrait également avoir été d'une intensité supérieure. Magny et Hass (2004) ont montré qu'elle correspondait à un phénomène mondial qu'ils considèrent comme le début du Néoglaciaire : une succession rapprochée de phases froides de forte amplitude qui marque la seconde moitié de l'Holocène, sous l'influence d'une lente décroissance de l'insolation solaire dans l'hémisphère nord.

Alors que les oscillations des 43e et 40e siècle av. J.-C. n'ont aucune traduction dans la courbe du détritisme dans le lac du Bourget (Arnaud *et al.,* 2008), celle-ci montre un net accroissement dans le second tiers du IVe millénaire av. J.-C. parfaitement synchrone avec la transgression lacustre. Vers 3650 av. J.-C. le glacier du Ruitor dépasse son front de 1990 ap. J.-C. pour la première fois depuis le début de l'Holocène. Bien qu'intervenu un peu plus tardivement, le premier des débordements du Miage dans son amphithéâtre est probablement à relier au même événement, en raison du temps nécessaire à la mise en place de sa couverture sédimentaire (Deline et Orombelli, 2005).

Orombelli soutient la même hypothèse en s'appuyant sur les fluctuations du Ruitor qui est toujours resté en avant de sont front de 1990 ap. J.-C. depuis 3650 av. J.-C. (Orombelli, 1998), et sur la conservation du corps momifié d'Ötzi dans les Alpes centrales, qui suppose un enfouissement rapide suivi du maintien d'un englacement quasi ininterrompu depuis 3300-3000 av. J.-C. jusqu'à l'actuel (Baroni et Orombelli, 1996).

Le début du Néoglaciaire est cependant discuté (Deline et Le Roy, 2008), d'autres auteurs proposant la phase froide de Loëbben pendant le Bronze moyen, ou de Göschenen I au début du Premier Âge du Fer, mais les remarques précédentes sur l'extension de l'englacement alpin ne sont pas remises en cause.

N° de site	Commune et nom du site	Vallée	Altitude	Contexte d'implantation	Type de site
1	Aigueblanche Bellecombe	Tarentaise	470	cône torrentiel	funéraire
2	Aime Dos de Borgaz	Tarentaise	677	site hauteur	habitat
3	Aime Le Replat	Tarentaise	663	alluvial	funéraire
4	Aime Saint-Sigismond	Tarentaise	720	site hauteur	habitat
5	Bellentre Les Vignettes	Tarentaise	895	site hauteur	habitat
6	Bourg-Saint-Maurice Le Châtelard	Tarentaise	882	site hauteur	funéraire et habitat
7	Bourg-Saint-Maurice Beaupré	Tarentaise	2130	plateau d'altitude	habitat
8	Bozel Chenet des Pierres	Tarentaise	945	site hauteur	habitat
9	Bozel Tincave	Tarentaise	1215	versant	funéraire
10	Villarodin Rocher des Amoureux	Maurienne	1195	replat	habitat
11	Sollières abri du Chatel	Maurienne	1320	abri sous roche	habitat
12	Sollières grotte des Balmes	Maurienne	1350	grotte	habitat
13	Bessans Rocher du Château	Maurienne	1755	terrasse alluviale	habitat
14	Bessans La Teha	Maurienne	2250	versant	habitat
15	Saint-Nicolas	vallée d'Aoste	1196	site de hauteur	funéraire
16	Villeneuve Champrotard	vallée d'Aoste	678	terrasse alluviale	funéraire
17	Saint-Pierre Châtelet	vallée d'Aoste	812	site de hauteur	habitat
18	Sarre	vallée d'Aoste	660	?	funéraire
19	Quart Vollein	vallée d'Aoste	912	site de hauteur	funéraire
20	Montjovet	vallée d'Aoste	417	replat	funéraire
21	Montalto Dora	vallée d'Aoste	270	terrasse alluviale	habitat
22	Pont Canavese Santa Maria	vallée de l'Orco	540	site de hauteur	habitat
23	Chiomonte La Maddalena	Val de Suse	730	replat	funéraire et habitat
24	Borgone di Susa San Valeriano	Val de Suse	390	site de hauteur	habitat

Tableau 1 - Inventaire des sites pris en compte. La numérotation correspond à la légende de la figure 1.

Conclusion

Prises isolément, les données collectées sont peu significatives. Ainsi la dynamique du peuplement reste difficile à appréhender sur la base du nombre de sites connus. C'est la multiplication des changements synchrones (figure 7 E) qui peut faire sens en regard des évolutions climatiques (figure 7 F).

Dans notre zone le Néolithique moyen peut être subdivisé en quatre phases : entre 4600 et 4200 av. J.-C. densification des occupations et des échanges, affirmation d'une identité culturelle autour des rites funéraires ; entre 4200 et 3900 av. J.-C. raréfaction des sites, perte d'identité culturelle, contraction ou changement des réseaux d'échange ; entre 3900 et 3600 av. J.-C. densification des sites, affirmation d'une identité culturelle basée sur les formes et décors céramiques, intensification des échanges ; entre 3600 et 3300 av. J.-C., grande raréfaction des occupations, contraction des échanges, changements culturels, techniques et sociaux.

Les phases d'affirmation d'une identité culturelle alpine interviennent au cours des deux plus longues périodes d'améliorations climatiques, alors que le nombre des sites connus est élevé. Une corrélation nette entre rupture dans l'évolution des sociétés et dégradation climatique est probable à la transition Néolithique moyen / Néolithique final. L'épisode Piora II semble coïncider avec une crise majeure dans l'évolution des sociétés néolithiques, particulièrement ressentie en montagne. Cette corrélation reste moins évidente pour les deux phases précédentes de dégradation car les changements paraissent moins synchrones entre eux et pourraient recevoir d'autres explications. L'accessibilité des cols joue un rôle évident pour le fonctionnement des réseaux d'échanges, mais dans le cas des roches vertes par exemple, l'essor de productions concurrentes (minières de silex) et / ou l'épuisement des ressources en combustible dans les zones d'extraction, pourraient aussi expliquer les changements qui se développent vers 4100 av. J.-C.

La rareté des données dans des périodes de climat plutôt favorable, à la transition Néolithique ancien / Néolithique moyen et entre 4200 et 3900 av. J.-C., souligne le caractère non systématique de la corrélation entre évolutions sociales et fluctuations climatiques.

Les données archéologiques disponibles dans les Alpes nord-occidentales paraissent compatibles avec l'hypothèse d'une sensibilité importante des populations aux fluctuations climatiques durant le NM, ce qui rejoint les propositions avancées pour le Jura (Pétrequin *et al.*, 2004). Dans les Alpes nord-occidentales durant le NM, cette sensibilité pourrait être croissante avec le temps en accord avec l'intensité croissante des dégradations climatiques. Dans ce milieu particulièrement sensible, les variations climatiques se traduisent vraisemblablement par des diminutions rapides et importantes du rendement des cultures et de la production fourragère. Ces conclusions soulignent les insuffisances des tentatives actuelles de modélisation du peuplement alpin, qui décrivent un investissement progressif des versants (Fedele, 1999 ; Curdy, 2007). Ils paraissent dotés d'une trop faible résolution géographique et chronologique, pour rendre compte d'une évolution qui semble non linéaire au Néolithique moyen.

Remerciements

Les données nouvelles sur la Tarentaise ont été acquises depuis 1999, dans le cadre de plusieurs opérations archéologiques programmées, grâce au soutien du Ministère de la Culture, du Département de la Savoie et du GDR Juralp. Mes remerciements vont également à Fabien Arnaud, Michel Magny et Pierre-Yves Nicod qui ont acceptés de relire cet article.

Bibliographie

Arbogast, R.-M., Magny M., Pétrequin P., 1995. Expansions et déprises agricoles au Néolithique : populations, cultures céréalières et climat dans la combe d'Ain (Jura, France) de 3700 à 2500 av JC. *In* Van Der Leeuw S. dir. L'homme et la dégradation de l'environnement. Actes des XV^e^ Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes. APDCA : Juan-Les-Pins, 19-41.

Arnaud F., Wessels M., Chapron E., Revel-Roland M., Desmet M., 2008. Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins ; un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques. *In* Magny M., Desmet M. et Mocci F. dir. Du climat à l'homme ; dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes. Actes de la table ronde du GDR JURALP, Aix-en-Provence novembre 2007. *Collection Edytem*, 6, 77-88.

Arnaud F., Revel-Rolland M., Chapron E., Desmet M., Tribovillard N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget: A high resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15-3, 420-428.

Barfield L-H., Bernabo Brea M., Maggi R., Pedrotti A., 2003. Processi di cambiamento culturale nel neolitico dell'italia settentrionale. Atti XXXV^e^ riunione scientifica IIPP, Castello di Lipari, Chiesa di S. Caterina 2-7 giugno 2000. Firenze : IIPP, II, 665-685.

Baroni C., Orombelli G., 1996. The Alpine "Iceman" and holocene climatic change. *Quaternary Research*, 46, 78-83.

Baudais D., Schmidt P.-Y., 1995. Le site de Sion La Gillière. *In* Gallay A. dir. Dans les Alpes à l'aube du métal ; Archéologie et bande dessinée. Sion : Musées Cantonaux du Valais, 96-102.

Bazzanella M., 1997. Les vases à ouverture carrée en Europe occidentale. *In* Constantin C., Mordant C., Simonin D. dir. La culture de Cerny : nouvelle économie, nouvelle société au néolithique. Actes du 6e Colloque International de Nemours (9-11 mai 1994). Mém. Musée Préh. d'Île-de-France, 6. Nemours : APRAIF, 557-57.

Beeching A., 1999. Les premières étapes de circulation et de peuplement dans les Alpes françaises au Néolithique ; Apport de la céramique. *In* Beeching A. dir. Circulations et Identités culturelles alpines à la fin de la Préhistoire. Programme CIRCALP 1997-1998. *Travaux du CAP Valence*, 2, 427-479.

Beeching A., 2003. Mobilité et sociétés néolithiques dans les Alpes occidentales et la France méridionale. *Prehistoria Alpina*, 39, 175-187.

Berger J.-F., 2005. Sédiments, dynamique du peuplement et climat au Néolithique ancien. *In* Guilaine J. dir. Populations néolithiques et environnements. Paris : Errance, 153-212.

Bertone A., Fozzati L., dir. 2002. 6000 anni di storia sulle Alpi Occidentali ; La Maddalena di Chiomonte. Torino : Nautilus. 197 p. Bocquet A., 1997. Archéologie et peuplement des Alpes françaises du Nord au Néolithique et aux Âges des métaux. *L'Anthropologie*, 101(2), 291-393.

Brochier J.-L., Beeching A., 2006. Grottes-bergeries, pastoralisme et mobilité dans les Alpes au Néolithique. *In* Jourdain-Annequin C. et Duclos J.-C. dir. Aux origines de la transhumance. Paris : Picard, 131-157.

Chambon P., 2007. Des Chamblandes au centre de la France ? *In* Moinat P. et Chambon P. dir. Les cistes Chamblandes et la place des coffres dans les pratiques funéraires du Néolithique moyen occidental. Actes du colloque de Lausanne, 12 et 13 mai 2006. CAR 110, *Mém. SPF XLIII*, 75-89.

Curdy P., 2007. Prehistoric settlement in middle and high altitudes in the Upper Rhone Valley (Valais-Vaud, Switzerland) : A summary of twenty years of research. *Prehistoria Alpina*, 42, 99-108.

De Beaulieu J.-L., Goeury C., 2004. Les premiers signes de l'anthropisation dans les Alpes françaises d'après l'analyse pollinique. *In* Richard H. dir. Néolithisation précoce. Premières traces d'anthropisation du couvert végétal à partir des données polliniques. *Collection Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté 777, série Environnement, sociétés et archéologie 7*. Besançon : PU Franc-Comtoises, 163-171.

Delhon, C., Thiebault S., Berger J.-F., 2008 in press. Environment and landscape management during the Middle Neolithic in Southern France : Evidence for agro-sylvo-pastoral systems in the Middle Rhone Valley. *Quaternary International*.

Deline P., Orombelli G., 2005. Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial, as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy). *Boreas*, 34(4), 456-467.

Deline P., Le Roy M., 2008. Fluctuations des glaciers des Alpes occidentales depuis 5000 ans : un état des connaissances. *In* Magny M., Desmet M. et Mocci F. dir. Du climat à l'homme ; dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes. Actes de la table ronde du GDR JURALP, Aix-en-Provence novembre 2007. *Collection Edytem*, 6, 13-28.

Fedele F., 1999. Peuplement et circulation des matériaux dans les Alpes occidentales du Mésolithique à l'Âge du Bronze. *In* Beeching A. dir. Circulations et Identités culturelles alpines à la fin de la Préhistoire. Programme CIRCALP 1997-1998. *Travaux du CAP Valence* 2, 331-358.

Fedele F., 2007. La nécropole de La Maddalena à Chiomonte, vallée de Suse (3900-3700 av. JC). *In* Moinat P. et Chambon P. dir. Les cistes Chamblandes et la place des coffres dans les pratiques funéraires du Néolithique moyen occidental. Actes du colloque de Lausanne, 12 et 13 mai 2006. CAR 110, *Mém. SPF XLIII*, 309-323.

Gallay A., avec coll. Nicod P.-Y., 2000. Le Néolithique dans les Alpes occidentales. *In* Boëtsch G. dir. Evolutions biologiques et culturelles en milieu alpin. Univ. d'été de la Méditerranée Vallouise 1999. Aix-en-Provence : Université, 17-38.

Gely B., 2005. Nouvelles datations des restes humains néolithiques de la nécropole du Replat à Aime (Savoie). Bilan Scientifique de la région Rhône-Alpes 2003. Lyon : DRAC Rhône-Alpes, 186.

Gely B., Ougier-Simonin P., Porte J-L., 1991. Fouilles de sauvetage d'une nécropole néolithique à Aime (Savoie). *In* Rites funéraires et sépultures. Dernières découvertes et études de synthèse, Actes du 6ème colloque international sur les Alpes dans l'Antiquité, Annecy, sept.1989. *BEPA*, II, 41-56.

Hormes A., Müller B.-U., Schlüchter C., 2001. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *Holocene* 11/3, 255-265.

Magny M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113 (1), 65-79.

Magny M., Haas J.-N., 2004. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. *Journal of Quaternary Science*, 19 (5), 423-430.

Marguet A., Bintz P., Nicod P.-Y., Picavet R., Rey P.-J., Thirault E., 2008. Eléments pour une histoire du peuplement nord-alpin français entre 10000 et 2700 ans BP. *In* Magny M., Desmet M. et Mocci F. dir. Du climat à l'homme ; dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes. Actes de la table ronde du GDR JURALP, Aix-en-Provence novembre 2007. *Collection Edytem*, 6, 227-254.

Marguet A., Rey P.-J., 2007. Le Néolithique dans les lacs alpins français : un catalogue réactualisé. *In* Besse M. dir. Sociétés néolithiques ; des faits archéologiques aux fonctionnements socio-économiques. Actes du 27e colloque Internéo, Neuchâtel 1-2 octobre 2005. *Cahier d'Archéologie Romande* 108, 379-406.

Mariethoz F., 2007. Variabilité des pratiques funéraires en Valais autour de 4000 av. JC : découvertes récente. *In* Moinat P. et Chambon P. dir. Les cistes Chamblandes et la place des coffres dans les pratiques funéraires du Néolithique moyen occidental. Actes du colloque de Lausanne, 12 et 13 mai 2006. CAR 110, *Mém. SPF XLIII*, 265-276.

Martin L., Jacomet S., Thiebault S., 2008. Plant economy during the Neolithic in a mountain context: the case of "le Chenet des Pierres" in the French Alps (Bozel-Savoie, France). *Proceedings of the 14th Symposium of the International* Work Group for Palaeoethnobotany, Kraków 2007. *Vegetation History and Archaeobotany*, 17, 1, 113-122.

MEZZENA F., 1997. La valle d'Aosta nel Neolitico et nell' Eneolitico. *In* La valle d'Aosta nel quadro della preistoria et protostoria dell' arco alpino centro-occidentale. Atti XXXIe Riunione Scientifica, Courmayeur 2-5 giugno 1994. Firenze : IIPP, 17-138.

MOCCI F., WALSCH K., RICHER S., COURT-PICON M., TALON B., TZORTZIS S., PALET-MARTINEZ J.-M., BRESSY C., 2008. Archéologie et paléo-environnement dans les Alpes méridionales françaises : hauts massifs de l'Argentièrois, du Champsaur et de l'Ubaye, Néolithique final - début de l'Antiquité. *In* Magny M., Desmet M. et Mocci F. dir. Du climat à l'homme ; dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes. Actes de la table ronde du GDR JURALP, Aix-en-Provence novembre 2007. *Collection Edytem, 6,* 253-272.

MOINAT P., avec coll. STUDER J., 2007. Cistes en pierres et coffres en bois, inhumations simples et dépôts complexes : un bilan des pratiques funéraires à Vidy (Lausanne, Vaud) et à Chamblandes (Pully, Vaud). *In* Moinat P. et Chambon P. dir. Les cistes Chamblandes et la place des coffres dans les pratiques funéraires du Néolithique moyen occidental. Actes du colloque de Lausanne, 12 et 13 mai 2006. CAR 110, *Mém. SPF XLIII,* 195-220.

MOINAT P., BAUDAIS D., HONNEGER M., MARIETHOZ F., 2007. De Bramois au Petit-Chasseur, une synthèse des pratiques funéraires en Valais central entre 4700 et 3800 av. JC. *In* Moinat P. et Chambon P. dir. Les cistes Chamblandes et la place des coffres dans les pratiques funéraires du Néolithique moyen occidental. Actes du colloque de Lausanne, 12 et 13 mai 2006. CAR 110, *Mém. SPF XLIII*, p. 297-308.

MOINAT P., STÖCKLI W.-E., 1995. Croyances et rites funéraires. *In* La Suisse du Paléolithique à l'aube du Moyen-Âge (SPM) vol. II ; Néolithique. Bâle : SSPA, 231-258.

NICOD P.-Y., COUTARD C. (à paraître). Les céramiques du Néolithique moyen I (couches 52 à 48). *In* Voruz J.-L. et Perrin T. dir. Monographie de la grotte du Gardon, vol. 1.

NICOD P.-Y., PICAVET R., ARGANT J., BROCHIER J.-L., CHAIX L., DELHON C., MARTIN L., MOULIN B., THIEBAULT S., 2008. La bergerie néolithique de la Grande Rivoire. *In* Jospin J.-P. et Favrie T. dir. Premiers bergers des Alpes de la Préhistoire à l'Antiquité. Musée Dauphinois : Infolio, 75-79.

OROMBELLI G., 1998. Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima delle Alpi. *In* Ghelardoni P. dir. Il clima e la storia del clima ; Studi in onore di Mario Pinna. *Memorie della Società Geografica Italiana,* 55, 153-165.

PETREQUIN P., CASSEN S., CROUTSCH C., ERRERA M., 2002. La valorisation sociale des longues haches dans l'Europe néolithique. *In* Guilaine J. dir. Matériaux, productions, circulations du Néolithique à 'Âge du Bronze. Paris : Errance, 67-98.

PETREQUIN P., MAGNY M., BAILLY M., 2004. Habitat lacustre, densité de population et climat. L'exemple du Jura français. *In* Della Casa P., Trachsel M. dir. WES'04 *;* Wetland Economies and Societies. Proceedings of the International Conference, Zurich, 10-13 March 2004. Zurich : Musée suisse, Chronos Verlag (Collectio Archaeologica 3), 143-168.

REY P.-J., 2006. Le site du Chenet des Pierres aux Moulins de Bozel (Savoie, France) : une nouvelle séquence néolithique alpine. *In* Alpis Graia Archéologie sans frontières autour du col du Petit-Saint-Bernard, projet Interreg IIIA, seminario di chiusura Aoste 2-4 mars 2006. Aoste, Musumeci S.p.A., 361-370.

REY P.-J., 2007. Le site Néolithique moyen du Dos de Borgaz (Aime) et la dynamique de l'occupation humaine en Tarentaise. *In* Besse M. dir. Sociétés néolithiques ; des faits archéologiques aux fonctionnements socio-économiques. Actes du 27e colloque Internéo, Neuchâtel 1-2 octobre 2005. *Cahier d'Archéologie Romande,* 108, 363-378.

REY P.-J., à paraître. Premières occupations de la montagne alpine sur les versants du Petit-Saint-Bernard. Bilan 2006 des sondages archéologiques sur le versant français. *Etudes Savoisiennes*. Université de Savoie.

REY P.-J., THIRAULT E., 1999. Le peuplement des vallées alpines au néolithique : les exemples de la Maurienne et de la Tarentaise (Savoie). *In* Beeching A. dir. Circulations et Identités culturelles alpines à la fin de la Préhistoire. Programme CIRCALP 1997-1998. *Travaux du CAP* Valence, 2, 501-518.

REY P.-J., TREFFORT J.-M. avec coll. ANDRÉ I., à paraître. Il sito neolitico e protostorico del Châtelard de Bourg-Saint-Maurice (Savoia) : insediamento a carattere difensivo e zona sepolcrale al piede del colle del Piccolo S. Bernardo. Atti del Convegno internazionale Il Piemonte e le Alpi occidentali all'alba della storia, Torino, Fondazione CRT, 13 e 14 aprile 2007.

REY P.-J., TREFFORT J.-M., MOULIN B., OBERLIN C., ANDRE I., 2008. Archéologie des versants du Petit-Saint-Bernard ; première approche de la dynamique de l'occupation humaine autour d'un grand passage alpin, de la Préhistoire au début du Moyen Âge. *In* Magny M., Desmet M. et Mocci F. dir. Du climat à l'homme ; dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes. Actes de la table ronde du GDR JURALP, Aix-en-Provence novembre 2007. *Collection Edytem,* 6, 209-224.

STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MAC CORMAC G., VAN DER PLICHT J., SPURK M., 1998. Intcal98 radiocarbon age calibration, 24000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041–1083.

THIRAULT E., 2004a. Echanges néolithiques : les haches alpines. Montagnac : Monique Mergoil Ed. (collection Préhistoires, 10). 468 p.

THIRAULT E., 2004b. Le site néolithique de Bessans, Le Château (Savoie) et la question des armatures perçantes en roches polies dans les Alpes occidentales. *In* Dartevelle H. dir. Actes des 5e Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente. Clermont-Ferrand, 8 et 9 novembre 2002. Cressensac : Préhistoire du Sud-Ouest, 421-444.

THIRAULT E., 2006. Bessans, La Teha (Savoie) : présence néolithique à haute altitude (2250 m) sur les itinéraires transalpins. *Bull. SPF*, 103(4), 797-799.

VENTURINO GAMBARI M., 2000. Forme e dinamiche degli insediamenti umani nel neolitico e nell'eneolitico. *In* Mercando L. et Venturino Gambari M. dir. Archeologia in Piemonte, vol. I La Prehistoria. Torino : Umberto Allemandi éd. 101-121.

VITAL J., BENNAMOUR P., BROCHIER J.-L., CHEMIN R., 2008. La grotte des Balmes à Sollières-Sardières. *In* Jospin J.-P. et Favrie T. dir. Premiers bergers des Alpes de la Préhistoire à l'Antiquité. Musée Dauphinois : Infolio. 90-91.

WINIGER A., 1994. Etude du mobilier néolithique de Saint-Léonard «Sur le Grand Pré» (Valais, Suisse). Université de Genève DAE. Thèse de Doctorat. 3 vol., 511 p.

ÉTUDE DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES DU PETIT ÂGE DE GLACE DANS LE MASSIF DES ÉCRINS

APPORTS DE LA LICHÉNOMÉTRIE

STUDY OF THE LITTLE ICE AGE GLACIAL FLUCTUATIONS IN THE MASSIF DES ECRINS

CONTRIBUTIONS OF THE LICHENOMETRY

MELAINE LE ROY ET PHILIP DELINE

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.

Contact : melaine.le-roy@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

La lichenométrie est une méthode de datation fréquemment utilisée pour reconstituer les fluctuations glaciaires du Petit Age de Glace (PAG) dans des massifs montagneux pour lesquels les données historiques sont très fragmentaires. Dans les Alpes, son utilisation est restreinte par des facteurs liés à la croissance du lichen sous les latitudes moyennes et par l'usage d'autres méthodes de datation plus précises (e.g. archives historiques ou dendrochronologie). Toutefois, dans les massifs où ces méthodes ne peuvent être mises en œuvre, elle constitue le seul moyen d'établir un cadre chronologique des fluctuations glaciaires sur la période considérée.

La construction d'une courbe de croissance pour Rhizocarpon sous-genre Rhizocarpon dans la vallée du Vénéon a permis de dater les moraines de la fin du PAG et de la décrue qui a suivi avec une précision de ± 5-25 ans, et de proposer deux scénarios de mise en place des dépôts plus anciens. Les résultats ont été validés pour le XX^{e} siècle à l'aide de documents historiques. Les problèmes méthodologiques rencontrés sont également discutés.

***MOTS-CLÉS** : LICHÉNOMÉTRIE, PETIT AGE GLACIAIRE, MASSIF DES ECRINS, GLACIER.*

ABSTRACT

Lichenometry is a dating method widely used to study Little Ice Age (LIA) glacial fluctuations in many arctic and alpine mountainous areas where historical data are sparse. In the Alps, very few studies have attempted to use lichenometry because of the more reliable nature of archive documents and dendroglaciological investigations, and because of the lichen growth pattern under mid-latitude climate. Despite of these limitations, lichenometry remains the unique tool to build a LIA glacial chronology for regions like the Massif des Ecrins, where other dating methods are unsuitable.

A growth curve for Rhizocarpon subgenus Rhizocarpon built in the Veneon valley allowed us (i) to date late LIA and contemporary retreat glacial deposits with a good accuracy (± 5-25 years), and (ii) to propose two scenarii for older deposits formation. Over the most recent period, results have been compared with available historical evidence. The methodological problems encountered have also been discussed.

***KEYWORDS:** LICHENOMETRY, LITTLE ICE AGE, MASSIF DES ECRINS, GLACIER.*

Introduction

Les glaciers de montagne sont de bons indicateurs des fluctuations climatiques à l'échelle régionale, en particulier pour l'Holocène qui a connu de faibles variations de température (Denton et Karlén, 1973). Dans les Alpes, les fluctuations glaciaires du Petit Age Glaciaire (PAG) − du XIII^{e} au XIX^{e} siècle − et de la décrue qui a suivi, ont pu être reconstituées précisément lorsque la documentation historique est abondante et de qualité comme dans l'Oberland et le Valais (Zumbühl et Holzhauser, 1988) ou le massif du Mont Blanc (Nussbaumer *et al*, 2007), où se trouvent les plus grands glaciers alpins. Durant le PAG ils sont descendus jusqu'à l'étage montagnard, ce qui a permis l'usage de la dendrochronologie et du ^{14}C pour dater les récurrences glaciaires (Holzhauser *et al*, 2005). D'autres régions ont été explorées plus tardivement – les premiers récits de voyage et observations glaciologiques dans le massif des Ecrins datent de la seconde moitié du XIX^{e} siècle (Bonaparte, 1890, 1891 ; Saint Romme, 1893) – et les fronts glaciaires n'y ont pas, à quelques exceptions près, atteint de secteurs boisés. L'acquisition d'un cadre chronologique du PAG pour les fluctuations glaciaires dans cette région doit donc faire appel à d'autres méthodes de datation.

La lichénométrie est une méthode de datation largement utilisée en géomorphologie depuis les années 1950 (Beschel, 1950). Malgré la faible prise en compte de la biologie des lichens (Jochimsen, 1966 ; Gallo et Piervittori, 1993 ; Loso et Doak, 2005), son succès est dû à sa mise en œuvre facile, son faible coût et son adéquation pour dater les formations glaciaires ou périglaciaires récentes. Si les meilleurs résultats sont obtenus pour les 500 dernières années (Innes, 1985 a) − période pour laquelle les datations ^{14}C sont peu précises − certains auteurs étendent les potentialités de datation à plusieurs millénaires dans des régions arides, où les taux de croissance sont très lents. L'espérance de vie des lichens pourrait y atteindre 9000 ans (Denton et Karlén, 1973), contre moins de 1000 ans dans les Alpes (André, 1993). La lichénométrie a été employée pour dater de nombreuses formes et formations (glaciers rocheux, glissements, écroulements, lits fluviaux) dont les moraines du PAG et post-PAG (Winkler, 2004 ; Matthews, 2005 ; Rabatel *et al*., 2005).

La méthode repose sur le présupposé suivant : le diamètre des plus gros lichens présents sur une surface est fonction de la durée pendant laquelle elle a été exposée à leur colonisation. La taille des thalles donne donc un âge minimum de stabilisation de la surface lorsqu'elle est comparée à la courbe de croissance du lichen calibrée localement. Cette courbe peut être établie par mesure directe de la croissance radiale de thalles de différents âges sur plusieurs années (McCarthy, 2003), ou de manière indirecte en agrégeant les données mesurées sur des surfaces (anthropiques et/ou naturelles) déjà datées. D'autres approches, plus robustes sur le plan mathématique, ont été récemment proposées ; elles permettent le calcul de marges d'erreur statistiquement fiables sur les datations (Naveau *et al*., 2007).

Du fait de la qualité des sources historiques, la lichénométrie a été relativement peu utilisée dans les Alpes pour dater les moraines, malgré les travaux pionniers de Beschel (1950, 1957, 1958). Dans les Alpes centrales italiennes, Belloni (1970) puis Baroni et Carton (1990) ont développé des courbes de croissance pour étudier les fluctuations post-PAG. Orombelli et Porter (1983) ont établi une courbe de croissance pour le massif du Mont Blanc, et Aeschlimann (1983), Bless (1984) et Wetter (1987) y ont daté des moraines du PAG. Proctor (1983) a appliqué la méthode directe en Valais, tandis que Federici et Stefanini (2001) ont daté les récurrences du PAG dans les Alpes Maritimes. Dans le massif des Ecrins, Miltenburg (1986) a utilisé la courbe d'Orombelli et Porter (1983) pour dater les moraines du glacier Noir. Pech *et al*. (2003) ont développé une courbe pour le Vénéon et la Vallouise − celle-ci a par ailleurs été utilisée pour étudier la dynamique de dépôts d'avalanche depuis le PAG par Jomelli et Pech (2004). En Vallouise, Cossart *et al*. (2006) ont également construits une courbe de croissance afin de dater des surfaces glaciaires sur la période post-PAG. En somme, seuls Federici et Stefanini (2001) ont appliqué la méthode pour l'étude du PAG dans toute sa durée à l'aide d'une courbe de croissance indépendante établie au préalable.

Le travail présenté dans cet article a donc deux objectifs :

- tester cette méthode de datation sur notre zone d'étude en confrontant les dates lichénométriques et des documents historiques pour la période post-PAG ;
- tenter de dater des moraines du PAG de ce massif, pour mieux appréhender la chronologie glaciaire de cette période.

I - Secteur d'étude

La vallée du Haut Vénéon, au N.O. du massif des Ecrins (figure 1B), présentait un taux d'englacement de 11 % en rive gauche en 2003 (Le Roy, 2006), alors que la déglaciation est quasiment achevée sur la rive droite dont les versants sont plus exposés à la radiation solaire (Aznavour, 1999). Un cumul pluviométrique de 991 mm/an (1965-2005) à Saint Christophe en Oisans-Préclos (1570 m) caractérise une vallée en position d'abri relatif et connaissant de fréquents épisodes de sécheresse estivale (Pech *et al*, 2003). La lithologie du

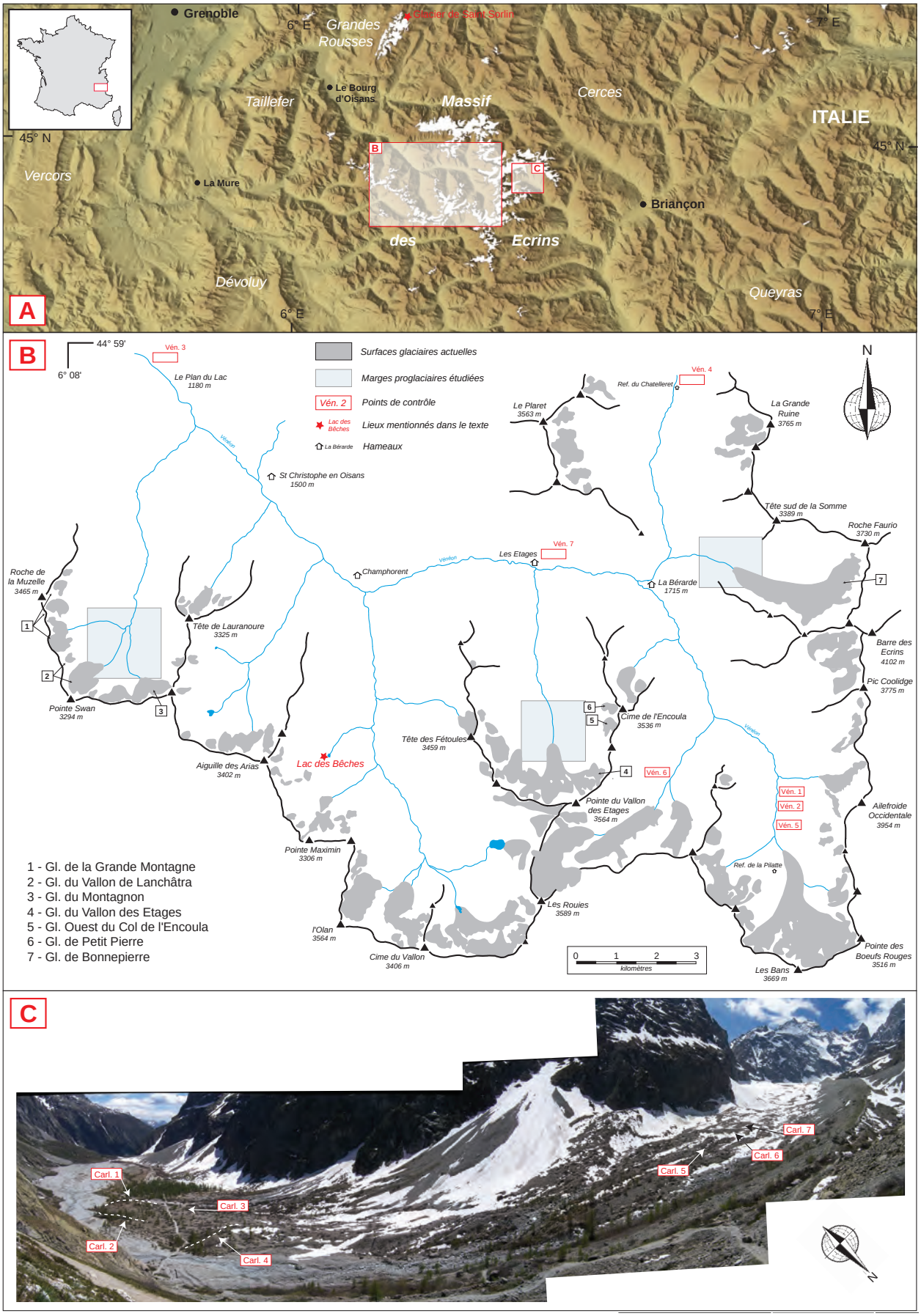


Figure 1 - Localisation du secteur d'étude.
A : massif des Ecrins ; B : haute vallée du Vénéon ; C : Pré de Madame Carle (Vallouise).

secteur est relativement homogène : les granitoïdes forment l'ossature de la majorité des vallons (granite de la Bérarde, des Etages), les gneiss sont également présents, notamment sur les crêtes − gneiss amphiboliques et amphibolites dans le vallon de la Lavey par exemple (Barfety *et al*., 1984). La forêt très éparse, principalement une formation à *Picea*, est circonscrite aux ubacs, avec une limite supérieure basse, vers 1900 m (Coûteaux, 1982). Quelques *Pinus* isolés sont notés jusqu'à 2200 m, mais *Larix* est très rare, à la différence de la vallée de la Romanche au nord, où il atteint 2150 m (Edouard, 1994).

Les marges proglaciaires étudiées dans le Haut Vénéon sont situées dans les vallons de Lanchâtra, des Etages et de Bonnepierre (figure 1B). L'établissement de la courbe de croissance s'est également appuyé sur des mesures faites au Pré de Madame Carle, en Vallouise (figure 1C) ; site où confluaient au PAG les deux plus grands glaciers du massif (les glaciers Blanc et Noir), il est donc bien documenté depuis 1850 (Lagier et Masson, 1997).

Le vallon de Bonnepierre, dont les résultats sont présentés sur la figure 3, abrite l'un des grands glaciers du massif. Le glacier de Bonnepierre, dont le front actuel est à 2400 m, possède une couverture détritique sur toute sa zone d'ablation (< 2800 m). Sa superficie était de 258 ha en 2003, et de 320 ha au maximum du PAG, soit une perte de 19,4 % (les pertes des surfaces englacées des vallons de Lanchâtra et des Etages sont respectivement de 68,3 % et 61,7 % depuis le PAG). La grande moraine latérale droite (MLD) qui s'étend sur 3 km (entre 2130 m et 2900 m) possède un commandement important (*ca.* 20-30 m), hérité de l'ensemble du Néoglaciaire. Vers 2550 m elle se subdivise en 3 cordons bien distincts (MA-MC) sur *ca*. 400 m (figure 3b). MA, le plus externe, est recouvert d'une pelouse rase.

II - La méthode lichénométrique

La cartographie détaillée des moraines est un préalable pour décider de l'échantillonnage car elle permet d'avoir une vision globale de l'extension glaciaire passée et d'établir des correspondances entre les fragments de cordons morainiques contemporains. Elle s'est appuyée sur des orthophotographies de plusieurs missions de l'IGN et sur des relevés GPS de terrain.

1 - La mesure des lichens

Le genre le plus utilisé en lichénométrie est *Rhizocarpon* (lichens crustacés saxicoles). Nous avons travaillé sur un agrégat du sous-genre *Rhizocarpon* à thalle jaune, dénommé *Rhizocarpon geographicum agg.* (McCarthy, 2003) car l'identification au niveau du groupe (*i.e.* le niveau inférieur) avec une clé de détermination (Poelt, 1988) demande beaucoup de temps sur le terrain. Des taxons aux taux de croissance différents (Innes, 1982) ont dès lors pu être mesurés. Neuf espèces de *Rhizocarpon* à thalles jaunes ont par exemple été recensées dans les Hautes-Alpes (J. Asta, com. pers.).

Malgré des tentatives de standardisation (Innes, 1985a), les protocoles d'échantillonnage varient dans la littérature. Certains auteurs mesurent le petit axe, *i.e.* le diamètre du cercle inscrit, d'autres le grand axe, comme cette étude qui suit les préconisations de Innes (1985a). Les mesures effectuées à l'aide d'une règle en plastique transparente ont été reportées au millimètre près, assumant une marge d'erreur de ± 1 mm. Elles portent sur des thalles circulaires à subcirculaires. La mesure restrictive des seuls thalles circulaires qui est parfois pratiquée (Pech *et al*, 2003) nécessite de fixer un seuil et restreint considérablement l'échantillon. A l'opposé, la mesure de thalles dont le grand axe est jusqu'à deux fois supérieur au petit axe a aussi été utilisée (E. Cossart, com. pers.). La coalescence des lichens, indiquée par une rupture dans le motif des aréoles (mince bande d'hypothalle traversant le thalle ; changement de couleur des aréoles) entraîne leur rejet. Entre 50 et 100 mesures ont été effectuées sur chaque surface, c'est-à-dire sur chaque dépôt (*e.g.* moraine, dépôt d'écroulement). Seul le plus grand thalle mesuré sur chaque bloc est retenu. Les blocs échantillonnés étaient de préférence en position dominante, hors des secteurs défavorables à la croissance des lichens (couverture nivale persistante ou dépôts d'avalanches) (Jomelli et Pech, 2004 ; Cossart, 2005), et à distance des chenaux proglaciaires, qui au contraire influencent favorablement la croissance (Innes, 1985b) − d'autant plus que le stress hydrique peut être sensible dans le massif des Ecrins pendant la période végétative.

2 - Les courbes de croissance

Bien qu'une courbe existe déjà pour le massif (Pech *et al.*, 2003), nous en avons construit une seconde, car l'homogénéité des données (surfaces datées et surfaces à dater) conditionne la fiabilité des dates obtenues. Pour cela, il est préférable qu'un seul opérateur effectue toutes les mesures. De plus, le climat (surtout l'humidité) est l'un des principaux contrôles de la croissance des lichens, les surfaces datées doivent donc être les plus proches possibles des surfaces à dater et dans la même tranche altitudinale (Innes, 1985a ; Matthews, 2005). Nos points de contrôle (*i.e.* surfaces datées) (tableau 1) sont situés dans un rayon d'une vingtaine de kilomètres dans le Vénéon et en Vallouise, dont l'altitude et le climat sont comparables (Pech *et al.*, 2003) ; aucune surface anthropique n'a été échantillonnée, du fait d'altitudes et de tailles toujours inférieures à celles des surfaces à dater. Les marges d'erreur sur les dates des points de contrôles

Nom	Date	Description	Coordonnées	Altitude	Date de la mesure	Age de la surface (années)	*n*	Source	Moyenne des 5 plus grands thalles (mm)
Carl.1	1820 ± 5	Moraine frontale Glacier Noir	N 44° 55' 11", E 06° 24' 51"	1880 m	05/2007	186	81	Lagier & Masson (1997)	48,4
Carl.2	1855 ± 5	Moraine frontale Glacier Noir	N 44° 55' 15", E 06° 24' 49"	1885 m	05/2007	151	65	Lagier & Masson (1997)	45,4
Carl.3	1855 ± 5	Position du front Glacier Noir	N 44° 55' 12", E 06° 24' 43"	1885 m	05/2007	151	99	Lagier & Masson (1997)	45,4
Vén.1	1855 ± 2	Moraine frontale Glacier de la Pilatte	N 44° 53' 19", E 06° 19' 53"	2080 m	10/2006	151	88	Carte E&F *In* Edouard (1994; p 241)	44,4
Carl.4	1880 ± 1	Moraine frontale Glacier Noir	N 44° 55' 16", E 06° 24' 38"	1910 m	05/2007	126	103	Lagier & Masson (1997)	43
Vén.2	1893 ± 1	Moraine frontale Glacier de la Pilatte	N 44° 53' 05", E 06° 19' 50"	2100 m	10/2006	113	86	Carte E&F *In* Edouard (1994; p 241)	40,8
Carl.5	1904 ± 2	Position du front Glacier Noir	N 44° 55' 17", E 06° 24' 10"	2045 m	05/2007	102	55	Carte Jacob & Flusin (1905)	35
Vén.3	08/09/1908	Dépôt d'écroulement riv. dr. Plan du Lac	N 44° 58' 51", E 06° 08' 43"	1180 m	10/2006	98	74	Bourgeat (1980) / cliché 447- Fond RTM 38	30,8
Vén.4	1916	Dépôt d'écroulement Chatelleret	N 44° 58' 35", E 06° 18' 00"	2240 m	10/2006	90	37	Bourgeat (1980)	29,2
Carl.6	1924 ± 6	Moraine frontale Glacier Noir	N 44° 55' 17", E 06° 24' 07"	2060 m	05/2007	82	95	Etudes Glaciologiques Tome 7 (1934; p 85-87)	27,2
Vén.5	1925 ± 2	Moraine frontale Glacier de la Pilatte	N 44° 52' 47", E 06° 19' 47"	2160 m	10/2006	81	80	Clichés 1477, 1859, 2046 - Fond RTM 38	25,4
Vén.6	1951 ± 1	Position front Glacier du Chardon	N 44° 53' 31", E 06° 17' 57"	2125 m	10/2006	55	80	P.V.A. IGN 3435-3438-084 du 01/08/1952	16
Carl.7	1952 ± 3	Position front Glacier Noir	N 44° 55' 17", E 06° 24' 04"	2075 m	05/2007	54	47	P.V.A. IGN 3435-3438-157 du 01/08/1952 / Fond E&F 05	17,2
Vén.7	01/01/1990	Dépôt d'écroulement Les Etages	N 44° 56' 19", E 06° 15' 42"	1680 m	10/2006	16	61	D. Roche, com. pers.	9
MDG	1644	Moraine latéro-frontale droite Mer de Glace (Les Tines)	N 45° 57' 05", E 06° 54' 07"	1070 m	05/2008	363	18	Nussbaumer *et al.* (2007)	73
TRI	09/1717	Dépôt d'écroulement du Triolet	N 45° 52' 00", E 07° 02' 40"	1750 m	1977	260	1	Orombelli & Porter (1983)	75 ("1 +")

Tableau 1 - Caractéristiques des points de contrôle utilisés pour la construction des courbes de croissance (n = nombre de thalles mesurés par surface)

reflètent la précision des sources utilisées et la difficulté de retrouver la position du front glaciaire sur le terrain (tableau 1).

Pour la construction de la courbe, certains auteurs retiennent le plus grand thalle par surface (figure 2A). Nous avons retenu la moyenne des diamètres des cinq plus grands thalles (figure 2C) afin de réduire l'incertitude (Innes, 1985a ; Pech *et al.*, 2003 ; Matthews, 2005), mais plusieurs variantes ont été testées (figure 2B). Deux approches concernent les surfaces récentes :

- largement employée, la dérivation de la courbe à partir de la moyenne des 5 plus grands diamètres pour chaque surface autorise une comparaison avec d'autres travaux ;
- une courbe basée sur les 10 plus grands diamètres a également été construite. Innes (1984a) la considère comme potentiellement plus fiable, même si le gain semble relativement faible.

Il existe des moraines manifestement déposées avant le début du XIX^{e} siècle sur notre secteur (Edouard, 1978), mais nous n'avons identifié aucun point de contrôle local assez ancien pour calibrer la courbe au-delà de cette date. Les deux autres courbes construites intègrent donc deux points de contrôles anciens situés dans le massif du Mont Blanc :

- la courbe 5+ MDG est complétée par un point de contrôle daté de 1644, sur la moraine latéro-frontale droite de la Mer de Glace, à 1070 m d'altitude (Nussbaumer *et al.*, 2007) ;
- la courbe 1+ TRI utilise les mesures faites en 1977 sur le dépôt de l'écroulement du Triolet datant de septembre 1717, et situé à 1750 m dans le Val Ferret (Orombelli et Porter, 1983). Ce dernier point est constitué d'une seule mesure (plus grand thalle par surface), la courbe 1+ TRI est donc construite sur cette base et la mesure a été actualisée en tenant compte du taux de croissance sur la zone. En revanche cette mesure concerne le petit diamètre, les âges dérivés d'après cette partie de la courbe seront donc des âges maximums. Cette courbe composite est définie par une fonction logarithmique sur le premier siècle et par une fonction linéaire ensuite car celle-ci décrit mieux les surfaces anciennes à partir du point de contrôle 1908.

Bien que des incertitudes soient introduites par l'utilisation de ces points anciens, éloignés des surfaces à dater et à une altitude parfois inférieure, ils permettent de contraindre la courbe de façon plus fiable qu'une extrapolation.

Etant données leurs caractéristiques, les courbes 5+ et 10+ seront préférentiellement utilisées pour dater les surfaces les plus récentes, tandis que les courbes 5+ MDG et 1+ TRI le seront pour les surfaces anciennes.

Les courbes de croissance développées ne donnent qu'une approximation du taux de croissance des lichens sur un secteur donné car, contrairement à des mesures directes, elles dépendent de la méthode employée ainsi que du nombre et de la dispersion des points de contrôle (figure 2A) − comme le montre la comparaison entre les trois courbes établies pour les mêmes vallées du Massif des Ecrins (figure 2C). Toutefois, le taux de croissance très faible observé dans les Alpes maritimes italiennes (figure 2A) résulte vraisemblablement du régime méditerranéen des précipitations, à été sec (Federici et Stefanini, 2001).

III - RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les résultats de la datation des cordons morainiques des Trois Vallons sont présentés dans le tableau 2. Faute de place, seules les mesures lichénométriques du vallon de Bonnepierre sont présentées dans leur intégralité (figure 3). La dénomination des cordons morainiques (M1, M2…) sur chaque site n'implique pas de correspondance chronologique entre les moraines.

Les dates lichénométriques respectent partout l'or-

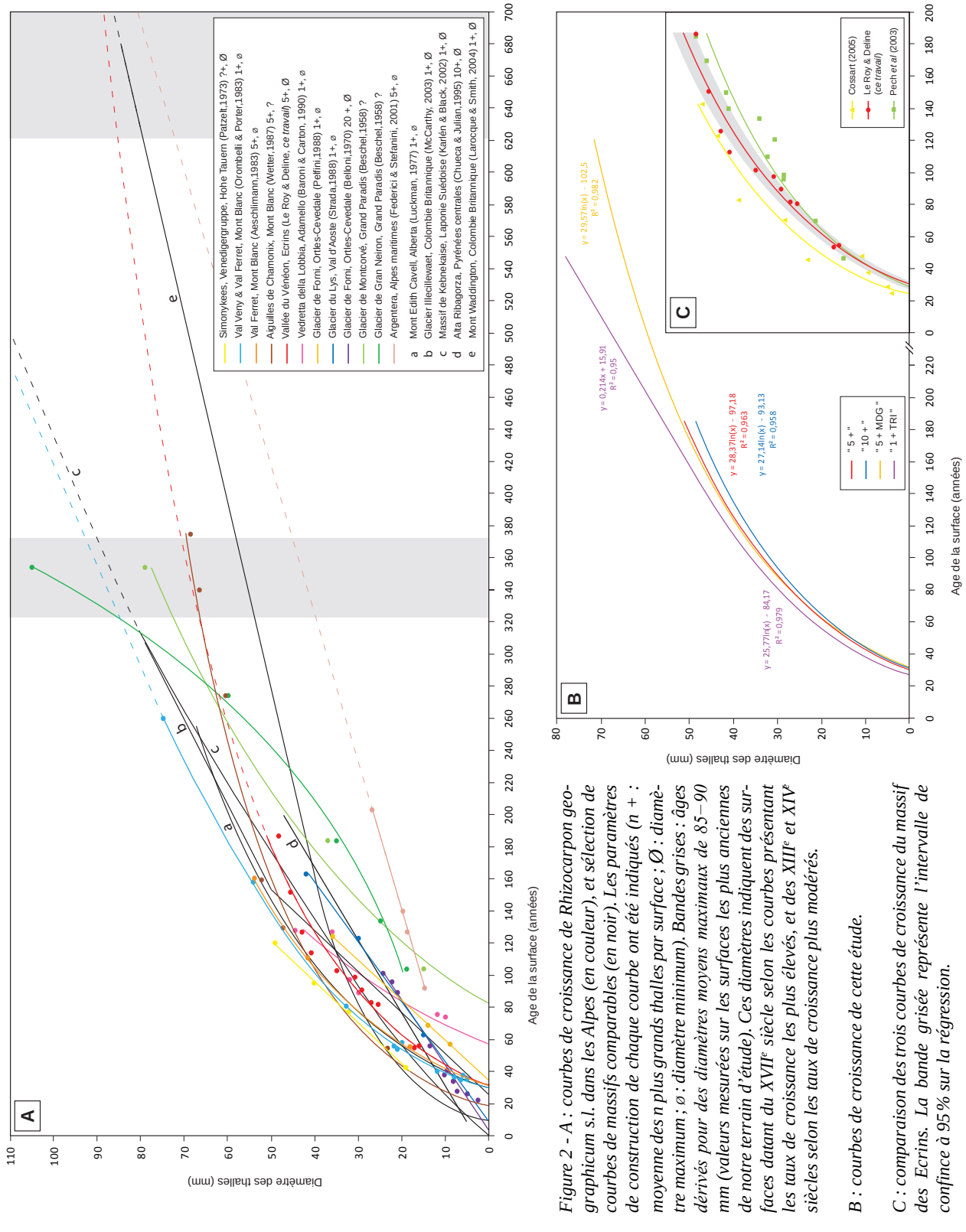


Figure 2 - A : courbes de croissance de Rhizocarpon geographicum s.l. dans les Alpes (en couleur), et sélection de courbes de massifs comparables (en noir). Les paramètres de construction de chaque courbe ont été indiqués (n + : moyenne des n plus grands thalles par surface ; Ø : diamètre maximum ; ø : diamètre minimum). Bandes grises : âges dérivés pour des diamètres moyens maximaux de 85–90 mm (valeurs mesurées sur les surfaces les plus anciennes de notre terrain d'étude). Ces diamètres indiquent des surfaces datant du XVII^e siècle selon les courbes présentant les taux de croissance les plus élevés, et des XIII^e et XIV^e siècles selon les taux de croissance plus modérés.

B : courbes de croissance de cette étude.

C : comparaison des trois courbes de croissance du massif des Ecrins. La bande grisée représente l'intervalle de confince à 95 % sur la régression.

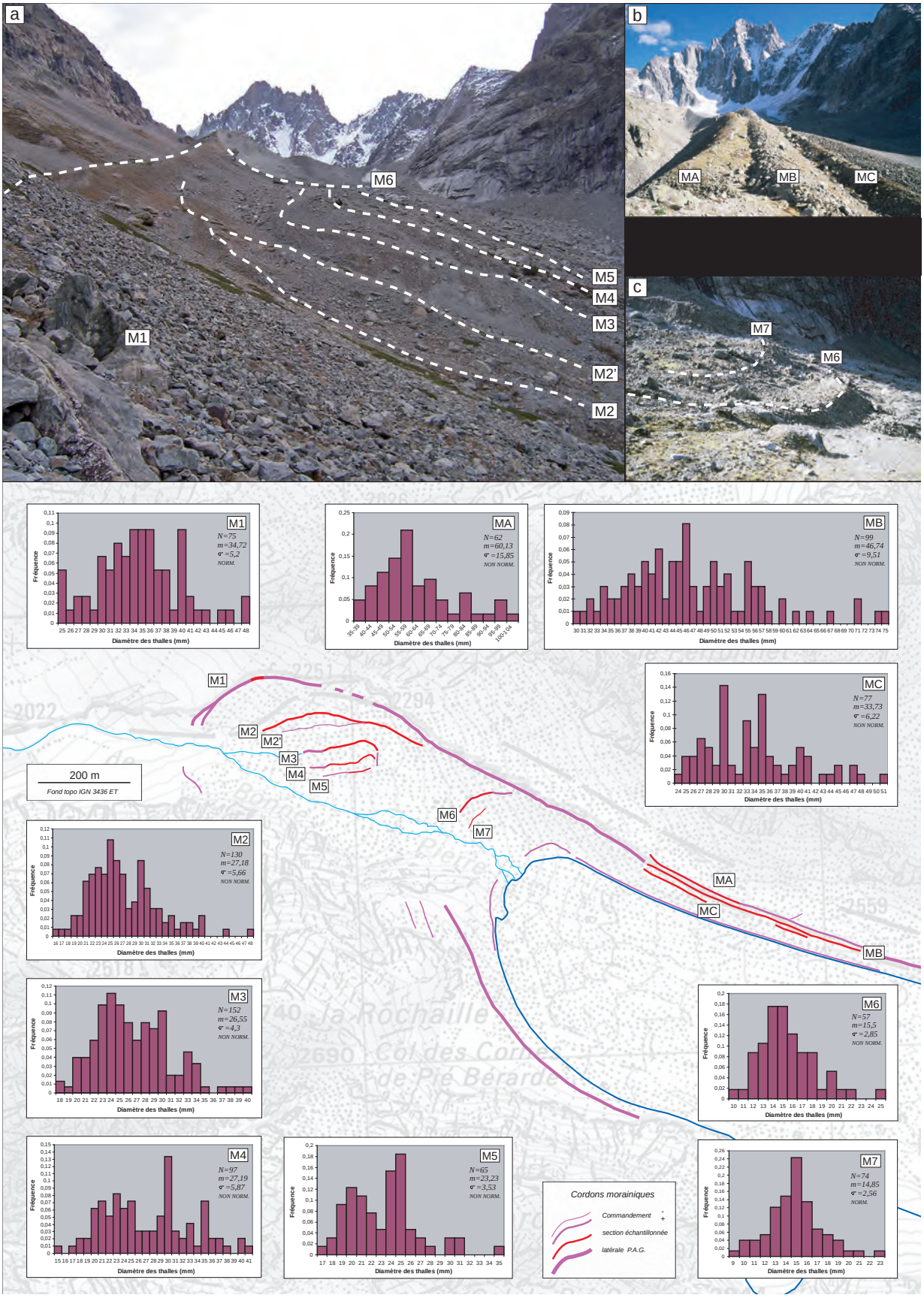


Figure 3 - Vue d'ensemble et cartographie des moraines du PAG dans le vallon de Bonnepierre, avec les paramètres statistiques des mesures lichénométriques pour chaque surface (distribution fréquence/diamètre, taille de l'échantillon (N), moyenne (m), écart-type (σ) et résultat du test de normalité Shapiro-Wilk. La photo (a) est prise vers le SE depuis M1 à 2200 m, la photo (b) est prise vers l'ESE depuis M1 à 2550 m, et la photo (c) est prise vers le S depuis M1 à 2400 m (fond topographique extrait de la carte TOP 25 : 3436 ET, © IGN,Paris 2009 - Autorisation n° 80-9026.)

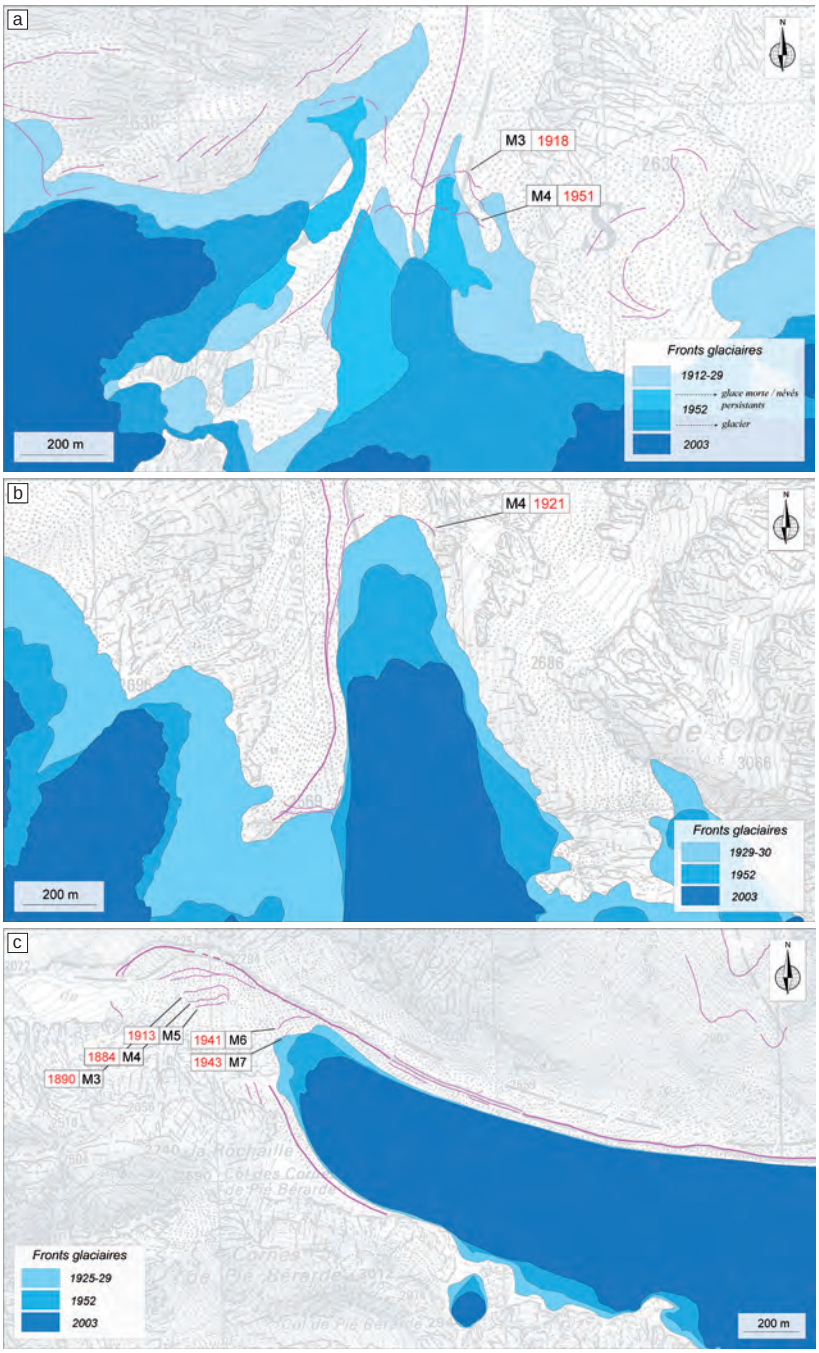


Figure 4 - Datations lichénométriques (courbe 5+) et extensions glaciaires des années 1920, de 1952 et de 2003 pour les vallons de Lanchâtra (a), des Etages (b) et de Bonnepierre (c) *(fond topographique extrait de la carte TOP 25 : 3436 ET, © IGN,Paris 2009 - Autorisation n° 80-9026.).*

dre chronologique des moraines déterminé *a priori* suivant la morphostratigraphie (un dépôt morainique *b* situé à l'amont d'un dépôt *a* est nécessairement plus jeune), sauf pour les cordons M3 et M4 de Bonnepierre, datés respectivement de 1890 et 1884 − un biais lié à l'hétérogénéité des diamètres mesurés en fonction du contexte géomorphologique (les moraines constituées de gros blocs – métriques – portent des thalles plus importants que celles qui sont constituées de blocs de fraction plus fine – centimétrique, décimétrique – liés par une matrice susceptible d'être remobilisée).

1 - Evaluation de la qualité des résultats sur la période récente et implications pour les fluctuations glaciaires du XX^{e} siècle

Une évaluation de la qualité des dates lichénométriques est possible pour le XX^{e} siècle, par comparaison avec des cartes topographiques, des photographies anciennes et des aéro-photographies (à partir de 1952). Ces données ont été intégrées à un SIG (Système d'information géographique), pour produire une carte des extensions glaciaires comparées aux cordons morainiques et aux dates obtenues avec la courbe 5+ (figure 4). Les résultats ont également été confrontés aux bilans de masse glaciaires du glacier de Saint-Sorlin (massif des Grandes Rousses) (figure 1A) reconstitués par Vincent (2002) (figure 5).

Les fluctuations glaciaires postérieures au PAG sont assez bien connues puisque l'observation des glaciers débute dans la région à la fin du XIX^{e} siècle et devient plus continue au début du XX^{e} siècle (Allix *et al.*, 1927). Ainsi, les glaciers ont atteint un minimum de 1912 à 1916 dans le Vénéon, suivi d'une crue, *«particulièrement violente entre 1918 et 1919»* qui se prolonge pendant la décennie 1920 (Allix, 1929). Les datations lichénométriques reflètent le décalage entre les dynamiques glaciaires : la même péjoration climatique entraîne le dépôt des moraines datées (sur la base des 5+) de 1918 à Lanchâtra (M3), 1921 au Vallon des Etages (M4), et 1941 à Bonnepierre (M6). La couverture détritique de ce glacier, et sa taille plus importante que les autres glaciers étudiés, lisse le forçage climatique. En effet, comme le glacier Blanc (figure 5) le glacier de Bonnepierre a réagi à la péjoration du début du siècle par une seule avancée frontale là où les petits glaciers (Saint-Sorlin, Etages, Lanchâtra) ont réavancé au moins deux fois : à la fin des années 1910 et à la fin des années 1930 (figure 5). Le dépôt de M6 et M7 à Bonnepierre au début des années 1940 est cohérent avec le comportement de ce glacier qui a enregistré une progression du front dans la seconde moitié des années 1910 (Allix *et al*, 1927), mais n'a pas réagi aux fluctuations mineures des années 1920 et 1930. Son retrait de M6, position occupée depuis 1890, date donc du début des années 1940 en réponse au forçage majeur de cette période (figure 5).

L'incertitude calculée sur les datations intègre à la fois l'intervalle de confiance à 95 % calculé autour de chaque courbe de croissance, l'erreur potentielle liée à la mesure du thalle (1 mm), qui représente *ca.* 2-3 ans dans la phase de forte croissance et une dizaine d'années pour des surfaces de 300 ans (courbe des 5+), et enfin l'écart entre les résultats obtenus avec les différentes courbes, donné par l'écart-type sur les dates (seulement pour les courbes logarithmiques qui constituent la Chronologie B). L'incertitude calculée est donc de ± 5-15 ans sur le XX^{e} siècle et de ± 10-25 ans sur le XIX^{e} (tableau 2). Néanmoins, la confrontation aux documents historiques et aux bilans de masse de Saint-Sorlin indique que les datations lichénométriques sur le XX^{e} siècle peuvent être potentiellement plus précises. La figure 5 montre en effet que les dates obtenues sont comprises dans un intervalle de 5 ans après la fin des bilans positifs du glacier de Saint-Sorlin, lors des deux petites péjorations des années 1910 et 1930, ce qui, pour de petits glaciers aux faibles temps de réponse, correspond bien à la période de dépôt des moraines. La précision observée est donc bonne, comparable à celle avancée par d'autres travaux de ce type (Bickerton et Matthews, 1992 ; O'Neal et Schoenberger, 2003 ; Matthews, 2005). Deux exceptions néanmoins : la sous-estimation des dates dans la marge proglaciaire de Bonnepierre (M3-M5) du fait de l'hétérogénéité du substrat (absence de blocs) (O'Neal, 2006), et à Lanchâtra, où la date de M4 (1951) est trop jeune d'une dizaine d'années car elle ne correspond pas à une période d'avancée glaciaire. Cette erreur est sans doute liée à la faible taille de cette surface (Innes, 1985a).

La méthode des 10+ donne des âges généralement plus jeunes que la courbe 5+, mais avec moins de cinq ans d'écart pour le XX^{e} siècle, et à peine plus pour le XIX^{e} siècle. Toutefois, lorsque les plus grands diamètres de thalles sont moins dispersés (ce qui peut être dû à un échantillonnage plus important, mais pas uniquement), la méthode des 10+ donne des dates légèrement antérieures à celle des 5+. Le ratio 10+/5+ renseigne sur le poids des plus grands thalles dans la date obtenue, un écart très important indiquant des thalles anormaux (Innes, 1984b). Enfin, les résultats dérivés du 1+TRI sont assez concordants avec les deux précédentes méthodes pour le XX^{e} siècle, malgré une plus grande variabilité d'ailleurs décrite dans la littérature (Innes, 1984a) ; en revanche, ils sont très éloignés pour la période antérieure, à cause de la régression linéaire utilisée pour décrire les surfaces les plus anciennes.

2 - Implications pour la chronologie du PAG

Selon la courbe de croissance considérée, on obtient deux chronologies très différentes pour les dépôts anciens (*i.e.* antérieurs à 1850), sans qu'aucune ne soit pleinement satisfaisante faute de s'appuyer sur une calibration locale. La *Chronologie A* (figure 6) est basée sur les dates dérivées de la courbe 1+ TRI, linéaire au-delà de 100 ans (figure 2B). Les âges dérivés des trois autres courbes sont beaucoup plus anciens étant donnée la fonction logarithmique traduisant la baisse de croissance au-delà de 150 ans. Ils constituent la *Chronologie B* (figure 7).

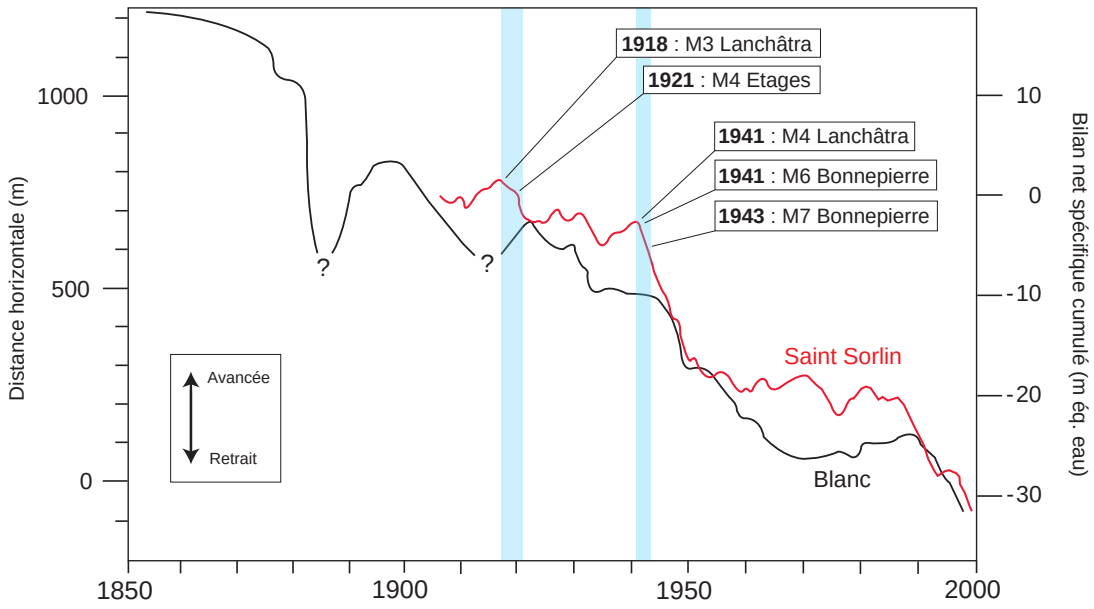


Figure 5 - Variations de longueur du Glacier Blanc depuis la fin du PAG (Reynaud, 1998) et reconstitution des bilans de masse du glacier de Saint-Sorlin depuis 1907 (Vincent, 2002), deux enregistrements indépendants utilisés pour la vérification des dates lichénométriques. Les zones ombrées représentent les périodes de dépôt de moraines au cours du XX^{e} siècle sur les marges proglaciaires étudiées. Les dates lichénométriques de stabilisation des moraines coïncident avec le début du retrait du glacier de Saint-Sorlin à la suite des deux récurrences.

a - Chronologie A

D'après cette courbe (figure 6), les surfaces les plus anciennes sont datées du XVII[e] siècle et il semble possible de corréler les dépôts MA de Bonnepierre (1599), M1 des Etages (1636), et potentiellement M1 de Lanchâtra (blocs externes).

A Lanchâtra, les cordons M1 et M2 dateraient respectivement de la décennie 1820 et de *ca.*1860 − M2 ne peut dater de 1890 car le glacier est alors bien en retrait de cette position après 35 ans de décrue (Bonaparte, 1891). Le commandement plus important de M1 et la présence de thalles anormalement grands (jusqu'à 85 mm) sur quelques blocs de la face distale, peuvent indiquer que ce cordon, qui marque l'extension maximum du PAG, aurait été atteint plusieurs fois par le glacier, notamment au cours de la seconde moitié du XVII[e] siècle (tableau 2, dates de M1' entre parenthèses). Le différentiel de colonisation des lichens caractériserait alors un dépôt diachronique.

Aux Étages, M1 est daté du milieu du XVII[e] siècle (tableau 2) et serait contemporain des maxima du PAG de la Mer de Glace (1644), et du glacier du Tour (1640-48) (Bless, 1984 ; Nussbaumer *et al.*, 2007). M2 daterait de la fin du XVIII[e] siècle, mais sur la base d'un seul thalle (Ø 63 mm). N'ayant été préservé qu'en rive droite, ce cordon est exposé à l'érosion due aux processus de versant. Il s'agit donc d'un âge minimal. Une crue, reconnue en 1780 dans le massif du Mont Blanc (Nussbaumer *et al*, 2007), pourrait être contemporaine. Enfin M3, le cordon le plus développé, est daté de 1820, bien que certains tronçons datés indépendamment indiquent *ca.*1850 (tableau 2).

A Bonnepierre, les cordons latéraux MA, MB et MC forment le secteur central de la crête de la grande moraine latérale droite (figure 3), vraisemblablement construite au cours du Néoglaciaire. Ils dateraient respectivement du début du XVII[e] siècle, de la première moitié du XVIII[e] siècle et de la mi-XIX[e] siècle. Mais si ces dates sont en accord avec la chronologie classique du PAG alpin, leur état de surface (profil arrondi de MA, sol, végétation) suggère des âges plus anciens. Quant à la marge proglaciaire, sa datation s'avère délicate. En effet, si M1 est daté de 1850 par lichénométrie, et si le front est attesté dans la marge délimitée par M6 dès 1890 sur la base de photographies anciennes (Kilian, 1900), à quelles avancées correspondent les cordons M2 à M5 ? Et ce d'autant que, glacier noir depuis au moins la fin du PAG (Deline, 2005), le front de Bonnepierre n'a connu depuis la fin du XIX[e] siècle que des fluctuations de faible amplitude. Il paraît donc improbable que M1 corresponde à la position de 1850. A moins que les dépôts M2-M5 ne soient le résultat de la fusion de lentilles de glace morte laissées par le glacier dans une période de retrait très rapide comme le suggèrent les reculs importants d'autres glaciers du massif sur la période (Edouard, 1994 ; Reynaud, 1998). Cette hypothèse pourrait expliquer la sous-estimation des dates car de telles surfaces se stabilisent lentement (Innes, 1985a).

La Chronologie A peut être rapprochée du scénario PAG dégagé par Tessier *et al.* (1986) à partir de l'analyse palynologique des sédiments du lac des Bêches, dans le vallon de la Lavey (figure 1B), qui identifie trois phases de crue glaciaire centrées sur 1545, 1685 (la principale) et 1820.

b - Chronologie B

Etant donné le degré d'incertitude sur la forme de la courbe de croissance au-delà du XIX[e] siècle (figure 7), on ne peut exclure que les datations dérivées du 4 TRI

	Bonnepierre									
	M1	**M2**	**M3**	**M4**	**M5**	**M6**	**M7**	**MA**	**MB**	**MC**
"5 +"	**1850** ± 14	**1869** ± 12	**1890** ± 10	**1884** ± 10	**1913** ± 7	**1941** ± 5	**1943** ± 5	**1081** ± 130	**1619** ± 45	**1841** ± 15
"10 +"	**1853** ± 15	**1871** ± 13	**1890** ± 10	**1883** ± 11	**1916** ± 8	**1941** ± 5	**1943** ± 5	**1189** ± 124	**1652** ± 44	**1845** ± 16
"5+ MDG"	**1854** ± 12	**1872** ± 10	**1891** ± 8	**1885** ± 9	**1913** ± 6	**1940** ± 3	**1942** ± 3	**1178** ± 136	**1645** ± 44	**1846** ± 13
"1 + TRI"	**1856** ± 23	**1856** ± 23	**1893** ± 20	**1889** ± 20	**1904** ± 14	**1937** ± 13	**1942** ± 8	**1599** ± 46	**1730** ± 34	**1842** ± 24

	Etages						Lanchâtra			
	M1	**M2**	**M3**	M3 (R.D.)	M3 (R.G.)	**M4**	**M1 (M1')**	**M2**	**M3**	**M4**
"5 +"	**1300** ± 91	**1810** ± 19	**1825** ± 17	**1848** ± 14	**1842** ± 15	**1921** ± 7	**1840** ± 16 (**1661** ± 39)	**1867** ± 13	**1918** ± 7	**1951** ± 4
"10 +"	**1329** ± 93	**1821** ± 19	**1832** ± 18	**1854** ± 14	**1846** ± 15	**1920** ± 7	**1845** ± 16	**1861** ± 14	**1920** ± 7	**1952** ± 4
"5+ MDG"	**1365** ± 94	**1818** ± 18	**1831** ± 16	**1852** ± 13	**1847** ± 13	**1921** ± 5	**1845** ± 14 (**1682** ± 39)	**1870** ± 12	**1918** ± 6	**1950** ± 3
"1 + TRI"	**1636** ± 43	**1786** ± 29	**1823** ± 25	**1847** ± 23	**1823** ± 26	**1922** ± 11	**1823** ± 25 (**1683** ± 34)	**1865** ± 22	**1912** ± 13	**1953** ± 6

Tableau 2 - Datations lichénométriques effectuées sur les trois marges proglaciaires étudiées dans la vallée du Vénéon. L'intervalle accompagnant les dates représente l'incertitude qui leur est associée. Il intègre l'intervalle de confiance à 95 % sur la régression utilisée pour le calcul de la courbe de croissance, et l'incertitude liée à la mesure.

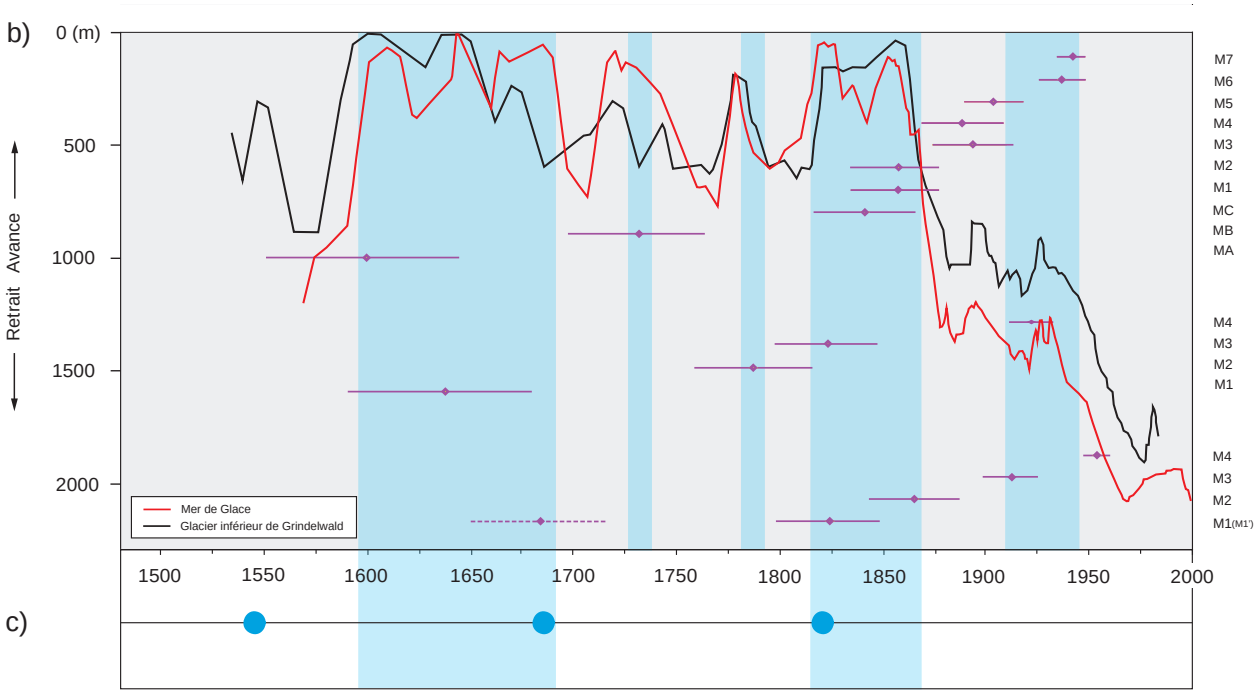


Figure 6 - Chronologie A : (a) datations lichénométriques dérivées de la courbe de croissance 1+ TRI sur les trois marges proglaciaires étudiées, accompagnées de leur marge d'erreur ; (b) fluctuations du front de la Mer de Glace et du glacier inférieur de Grindelwald depuis le XVI^e siècle (Nussbaumer et al., 2007) ; (c) Récurrences PAG du glacier du Lac des Bêches (Haut Vénéon) déterminées par analyse palynologique (Tessier et al., 1986)

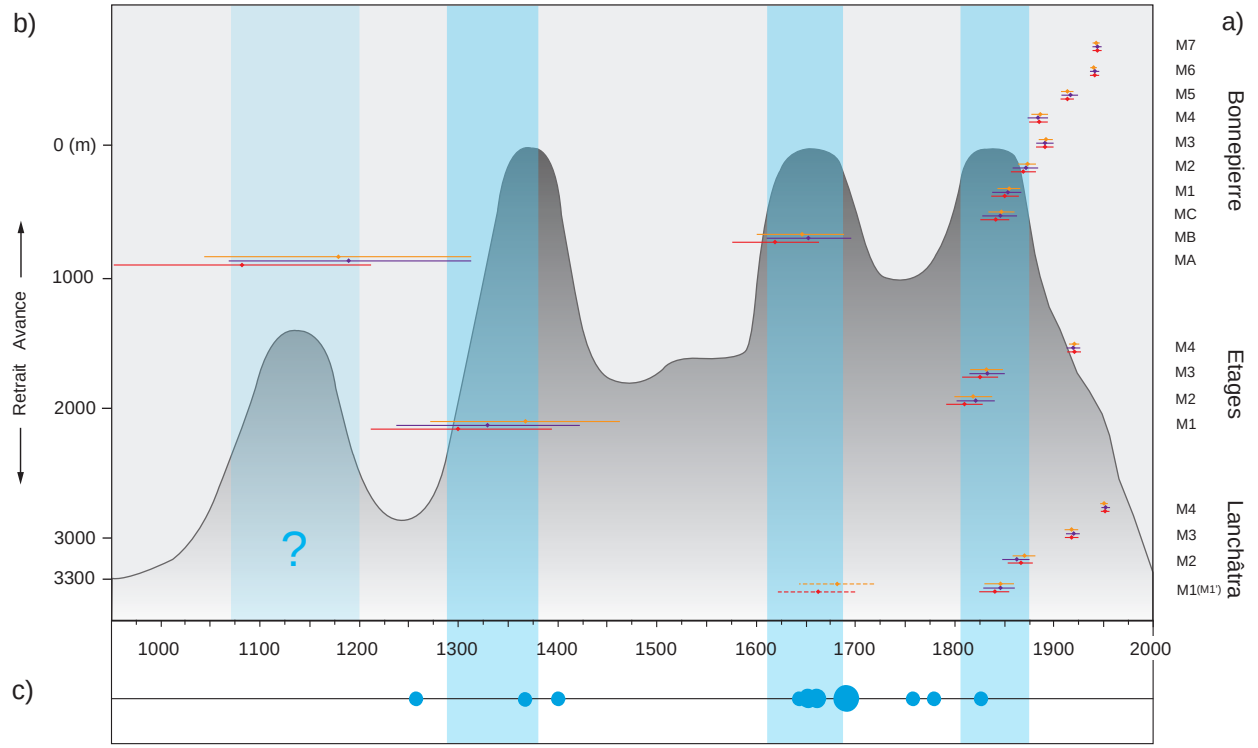


Figure 7 - Chronologie B : (a) datation lichénométriques dérivées des courbes de croissance 5+ (rouge), 10+ (bleu) et 5+ MDG (orange) sur les trois marges proglaciaires étudiées, accompagnées de leur marge d'erreur ; (b) fluctuations du glacier d'Aletsch sur le dernier millénaire (Holzhauser et al., 2005) ; (c) moraines du PAG datées par lichénométrie dans le Val Gesso (massif de l'Argentera, Alpes maritimes italiennes) (Federici et Stefanini, 2001).

sous-estiment largement l'âge des moraines. En effet, le ralentissement de la croissance observé après un siècle sur la courbe 5+ s'accorde mal avec le point de contrôle du Triolet qui paraît trop jeune. Dans ce cas, selon l'extrapolation des courbes 5+, 10+ et 5+ MDG (figure 2 B), les cordons MA de Bonnepierre et M1 des Étages témoigneraient d'une, voire de deux avancées aux XII^{e}, XIII^{e} et/ou XIV^{e} siècles (figure 7). Ces avancées pourraient correspondrent à la récurrence *Early PAG* bien documentée pour certains grands glaciers suisses (Grove, 2001 ; Holzhauser *et al.*, 2005). Cette hypothèse signifierait que les glaciers étudiés n'auraient pas ré-atteint leurs maxima PAG frontaux (Étages) ou latéraux (Bonnepierre) par la suite (sauf dans le vallon de Lanchâtra). La moraine MB de Bonnepierre daterait de la mi-XVII^{e} siècle (récurrence qui pourrait être enregistré aussi sur le cordon M1 de Lanchâtra), et MC daterait de la mi-XIX^{e} siècle, comme dans la chronologie A (tableau 2). La morphologie de MA (profil arrondi, faible fréquence de blocs sur la crête) et la présence d'un sol avec pelouse traduisent l'ancienneté du dépôt, certainement antérieur à la seconde moitié du PAG − période qui serait caractérisée ici par la structure *open-work* des moraines (*e.g.* MB, MC)

Cette chronologie B est également confortée par un parallèle avec d'autres travaux menés dans les Alpes Maritimes (Federici et Stefanini, 2001), le massif du Mont Blanc (Bless, 1984) ou en Colombie Britannique (Larocque et Smith, 2004). La différence de croissance des thalles sur le long terme (figure 2 A), en comparaison des courbes d'Orombelli et Porter (1983) ou de Karlén et Black (2002), est importante et souligne la nécessité de prolonger la calibration à proximité du terrain d'étude, quand cela est possible, pour réduire les incertitudes.

La lichénométrie pourrait également sous-estimer l'âge des surfaces anciennes, faute de prendre en compte le renouvellement générationnel des lichens. Deline (1997) relève ainsi un thalle de 130 mm sur une moraine de l'amphithéâtre morainique du lac du Miage (massif du Mont Blanc), indiquant un âge de *ca.*1400 AD selon l'extrapolation de la courbe d'Orombelli et Porter (1983), alors que la datation ^{14}C de la moraine est 2750-2350 cal BP (Deline et Orombelli, 2005). L'hypothèse d'un renouvellement de génération et de la présence de cohortes différentes est étayée par une modélisation de la croissance de *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. (Loso et Doak, 2005) selon laquelle ce lichen subirait une mortalité importante (2-3 % par an) qui entraînerait la quasi-absence des premiers colonisateurs sur les surfaces les plus vieilles. La faible probabilité de trouver de vieux thalles sur les surfaces anciennes induirait la forme convexe des courbes de croissance. Pour d'autres auteurs, le ralentissement qui suit la période de *great growth* serait caractéristique de cette espèce, et une fonction du diamètre – donc de l'âge – du thalle (Bradwell et Armstrong, 2007).

Conclusion

L'utilisation de la lichénométrie pour dater des moraines du PAG et post-PAG dans le massif des Ecrins a mis en évidence :

- la possibilité, en employant une méthode simple, de dater de manière relativement précise – ± 5-25 ans (voire moins) – des dépôts stabilisés depuis le début du XIX^{e} siècle ;
- la datation de surfaces plus anciennes que la dernière crue du PAG (*ca.*1850) dans les trois marges proglaciaires étudiées. Leurs âges exacts demeurent cependant incertains, du fait de l'absence de points de contrôle locaux anciens et d'incertitudes concernant la méthode elle-même. Trois hypothèses peuvent être formulées sur leur âge maximal : XVII^{e} siècle (chronologie A), XII-XIV^{e} siècles (chronologie B), voire récurrence néoglaciaire plus ancienne (Göschenen II ?) si l'on prend en compte un possible renouvellement générationnel des lichens ;
- le fait que la lichénométrie ne semble utilisable dans les Alpes que pour dater, au mieux et difficilement, l'ensemble du PAG, étant donné la coalescence des thalles affectant les surfaces les plus anciennes ;
- la nécessité de mieux connaître la structure et la dynamique des populations anciennes de lichens pour évaluer la forme de la courbe de croissance à long terme. Pour cela le suivi d'un échantillon de lichens sur plusieurs années permet d'évaluer la croissance relative selon le diamètre du thalle (Bradwell et Armstrong, 2007), et d'évaluer son ralentissement. Un tel suivi a été mis en place en 2008 dans la vallée du Vénéon.

Remerciements

Nous remercions les personnels du Musée Dauphinois, des Archives Départementales de l'Isère et du Centre de documentation du Parc National des Ecrins pour avoir facilité la recherche documentaire. Merci également à M. Couteaux et à D. Roche pour le partage de leur connaissance du terrain, et à N. Jacob et A. Rabatel pour leur relecture et les suggestions qui ont enrichi ce travail.

Bibliographie

Aeschlimann H., 1983. Zur Gletschergeschichte des italienischen Mont Blanc Gebietes : Val Veni - Val Ferret - Ruitor. Thèse de Doctorat, Université de Zürich, 106 p.

Allix A., Benevent E., Blanchard R., Flusin G., Gignoux M., Jacob C., 1927. Observations glaciologiques faites en Dauphiné jusqu'en 1924, récapitulées et partiellement éditées. Études Glaciologiques, tome 6, Ministère de l'Agriculture, 1-141.

Allix A., 1929. Un pays de haute montagne : l'Oisans, étude géographique. A. Collin, Paris, 915 p.

Andre M.F., 1993. Les versants du Spitzberg, approche géographique des paysages polaires. Presses Universitaires de Nancy, 361 p.

Aznavour A., 1999. Les fluctuations glaciaires sur la rive droite de la vallée du Vénéon. Mémoire de Maîtrise, Université de Grenoble, IGA, 112 p.

Barfety J.C., Pecher A., Bambier A., Demeulemesteer P., Fourneaux J.P., Poulain P.A., Vernet J., Vivier G., 1984. Notice de la carte géologique, Feuille de Saint Christophe en Oisans. Ed. du BRGM, Orléans, 64 p.

Baroni C., Carton A., 1990. Variazioni oloceniche della Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali). *Geografia Fisica e dinamica Quaternaria,* 13, 105-119.

Belloni S., 1970. Nota preliminare sulle ricerche lichenometriche nell'alveo vallivo del Ghiacciaio dei Forni. *Bolletino Comitato Glaciologico Italiano,* 18, 43-50.

Beschel R.E., 1950. Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, N.F.1, 152-161. (Traduction de W. Barr : Lichens as a measure of the age of recent moraines. *Arctic and Alpine Research,* 5, 4, 303-309).

Beschel R.E., 1957. Lichenometrie im Gletschervorfeld. *Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und Alpentiere,* 22, 164-185.

Beschel R.E., 1958. Ricerche lichenometriche sulle morene del gruppo del Gran Paradiso. *Nuovo Giornale Botanico Italiano,* 65, 3, 538-591.

Bickerton R.W., Matthews J.A., 1992. On the accuracy of lichenometric dates : an assessment based on the "Little Ice Age" moraine sequence of Nigardsbreen, southern Norway. *The Holocene,* 2, 3, 227-237.

Bless R., 1984. Beträge zur Spät- und Post-glazialen geschichte der gletscher im Nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. Thèse de Doctorat, Université de Zürich, 116 p.

Bonaparte R., 1890. Les variations périodiques des glaciers français. *Annuaire du Club Alpin Français*, 17e vol.

Bonaparte R., 1891. *Les* variations périodiques des glaciers français. *Annuaire du Club Alpin Français*, 18e vol

Bourgeat S., 1990. Eboulements et écroulements dans le bassin versant du Vénéon. *Revue de Géographie Alpine*, 1-2-3, 78, 11-24.

Bradwell T., Armstrong R.A., 2007. Growth rates of *Rhizocarpon geographicum* lichens : a review with new data from Iceland. *Journal of Quaternary Science,* 22, 4, 311-320.

Chueca J., JuliÁn A., 1995. Datacion de depositos de derrubios gravitatorios a partir de tecnicas liquenometricas (Alta Ribagorza, Pireneo oriental oscense). *Lucas Mallada* 7, 115-145.

Cossart E., 2005. Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation : contribution à la compréhension du fonctionnement du système paraglaciaire. Thèse de doctorat, Université Paris 7 - Denis Diderot, 389 p.

Cossart E., Fort M., Jomelli V., Grancher D., 2006. Les variations glaciaires en Haute Durance (Briançonnais, Hautes-Alpes) depuis la fin du XIXe siècle : mise au point d'après les documents d'archives et la lichénométrie. *Quaternaire,* 17, 1, 75-92.

Coûteaux M., 1982. Recherches palynologiques dans le Haut-Oisans. Rapport de recherches au Parc National des Ecrins, 57 p.

Deline P., 1997. Les variations holocènes récentes du Glacier du Miage (Val Veny) : contribution à la prévision du risque glaciaire. Mémoire de DEA, Université de Savoie, 62 p.

Deline P., 2005. Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the "Little Ice Age" termination. *The Holocene,* 15, 2, 302-309.

Deline P., Orombelli G., 2005. Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy). *Boreas* 34, 1-12.

Denton G.H., Karlén W., 1973. Holocene climatic variations - their pattern and possible cause. *Quaternary Research,* 3, 155-205.

Edouard J.L., 1978. *La glaciation du bassin de la Romanche, contribution à l'étude des fluctuations glaciaires post-würmiennes.* Thèse de 3e cycle, I.G.A., 329 p.

Edouard J.L., 1994. Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises, Contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire. Thèse d'Etat, Grenoble, 795 p.

Federici P.R., Stefanini M.C., 2001. Evidence and chronology of the Little Ice Age in the Argentera massif (Italian Maritime Alps). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 37, 1, 35-48.

Gallo L.M., Piervittori R., 1993. Lichenometry as a method for holocene dating : limits in its applications and reliability. *Il Quaternario,* 6, 1, 77-86.

Grove J.M., 2001. The initiation of the Little Ice Age in regions round the North Atlantic. *Climatic Change,* 48, 53-82.

Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene,* 15, 6, 789-801.

Innes J.L., 1982. Lichenometric use of an aggregated Rhizocarpon "species". *Boreas,* 11, 53-57.

Innes J.L., 1984a. The optimal sample size in lichenometric studies. *Arctic and Alpine Research,* 16, 2, 233-244.

Innes J.L., 1984b. Lichenometric dating of moraine ridges in northern Norway: some problems of application. *Geografiska Annaler,* 66 A, 4, 341-352.

Innes J.L., 1985a. Lichenometry. *Progress in Physical Geography,* 9, 187-254.

INNES J.L., 1985b. Moisture availability and lichen growth : the effects of snow cover and streams on lichenometric measurements. *Arctic and Alpine Research,* 17, 4, 417-424.

JACOB C., FLUSIN G., 1905. Etude sur le glacier Noir et le glacier Blanc dans le massif du Pelvoux, rapport sur les observations rassemblées en août 1904 dans les Alpes du Dauphiné. Extrait de l'*Annuaire de la S.T.D,*. 30, Allier, Grenoble, 62 p.

JOCHIMSEN M., 1966. Ist die Grösse des Flechtenthallus wirlich ein brauchbarer Masstab zur Datierung von glazialgeomorphologischen Relikten. *Geografiska Annaler* 48A, 3, 157-164 (Traduction de W. Barr et M. Jochimsen : Does the size of lichen thalli really constitute a valid measure for dating glacial deposits ? *Arctic and Alpine Research,* 5, 4, 417-424).

JOMELLI V., PECH P., 2004. Effects of the Little Ice Age on avalanche boulder tongues in the French Alps (Massif des Ecrins). *Earth Surface Process and Landforms,* 29, 553-564.

KARLÉN W., BLACK J.L., 2002. Estimates of lichen growth-rate in northern Sweden. *Geografiska Annaler,* 84 A, 3-4, 225-232.

KILIAN W., 1900. Observations sur les variations des glaciers et l'enneigement dans les Alpes dauphinoises de 1890 à 1899. Allier, Grenoble, 231 p.

LAGIER T., MASSON S., 1997. Les glaciers de la Vallouise (glacier Blanc / glacier Noir), héritages holocène et évolution climatique. Mémoire de Maîtrise, Université d'Aix en Provence, 86 p.

LAROCQUE S.J., SMITH D.J., 2004. Calibrated Rhizocarpon spp. growth curve for the Mount Waddington area, British Columbia Coast Mountains, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research,* 36, 4, 407-418.

LE ROY M., 2006. Fluctuations glaciaires sur la rive gauche du Haut Vénéon depuis la fin du Petit Age de Glace. Mémoire de Master 1, Université de Savoie, 160 p.

LOSO M.G., DOAK D.F., 2005. The biology behind lichenometric dating curves. *Oecologia,* 147, 2, 223-229.

LUCKMAN B.H., 1977. Lichenometric dating of holocene moraines at Mount Edith Cavell, Jasper, Alberta. *Canadian Journal of Earth Science,* 14, 1809-1822.

MATTHEWS J.A., 2005. "Little Ice Age" glacier variations in Jotunheimen, Southern Norway : a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates. *The Holocene,* 15, 1, 1-19.

MCCARTHY D.P., 2003. Estimating lichenometric ages by direct and indirect measurement of radial growth: a case study of *Rhizocarpon agg.* at the Illecillewaet glacier, British Columbia, Arctic. *Antarctic and Alpine Research,* 35, 2, 203-213.

MILTENBURG J., 1986. Verkenning naar de trepasbaaheid van lichenometrie in de Franse Alpen. MSc report, Faculté de Géographie, Université d'Utrecht, 30 p.

NAVEAU P., JOMELLI V., COOLEY D., GRANCHER D. RABATEL A., 2007**.** Modeling uncertainties in lichenometry studies with an application : The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). *Arctic, Antarctic and Alpine Research,* 39, 2, 277-285.

NUSSBAUMER S.U., ZUMBÜHL H.J., STEINER D., 2007. Fluctuations of the Mer de Glace (Mont Blanc area, France) AD 1500-2050. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 40 (2005-2006), 5-175.

O' NEAL M.A., 2006. The effects of slope degradation on lichenometric dating of Little Ice Age moraines. *Quaternary Geochronology,* 1, 121-128.

O'NEAL M.A., SCHOENENBERGER K.R., 2003. A *Rhizocarpon geographicum* growth curve for the Cascade Range of Washington and northern Oregon, U.S.A. *Quaternary Research,* 60, 233-241.

OROMBELLI G., PORTER S.C., 1983. Lichen growth curves for the southern flanks of the Mont-Blanc Massif, Western Italian Alps. *Arctic and Alpine Research,* 15, 2, 193-200.

PATZELT G., 1973. Die neuzeitlichen gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 9, 1-2, 5-57.

PECH P., JOMELLI V., BAUMGART-KOTARBA M., BRAVARD J.P., CHARDON M., JACOB N., KEDZIA S., KOTARBA A., RACZKOWSKA Z., TSAO C., 2003. A lichenometric growth curve in the French Alps: Ailefroide and Veneon valleys, Massif des Ecrins. *Geodinamica Acta,* 16, 187-193.

PELFINI M., 1988. Contributo alla conoscenza delle fluttuazioni oloceniche del Ghiacciaio dei Forni (Gruppo Ortles-Cevedale, Sondrio). *Natura Bresciana,* 24, 237-257.

POELT J., 1988. Rhizocarpon Ram. Em. Th. Fr. Subgen. Rhizocarpon in Europe. *Arctic and Alpine Research,* 20, 3, 292-298.

PROCTOR M.C.F., 1983. Sizes and growth-rates of thalli of the lichen Rhizocarpon Geographicum on the moraines of the Glacier de Valsorey, Valais, Switzerland. *Lichenologist,* 15, 3, 249-261.

RABATEL A., JOMELLI V., NAVEAU P., FRANCOU B., GRANCHER D., 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes : Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *C.R. Geoscience*, 337, 1311-1322.

REYNAUD L., 1998. Suivis glaciologiques dans les Ecrins. Rapport au Parc National des Ecrins, 36 p.

SAINT-ROMME, 1893. L'Oisans et la Bérarde, huit jours dans les glaciers. Imprimerie Charles Blot, Paris, 56 p.

STRADA E., 1988. Le variazioni del Ghiacciaio del Lys dalla "Piccola Glaciazione" ai nostril giorni. *Natura Bresciana,* 24, 275-288.

TESSIER L., COÛTEAUX M., GUIOT J., 1986. An attempt at an absolute dating of a sediment from the last glacial recurrence through correlations between pollenanalytical and tree-ring data. *Pollen et Spores,* 28, 1, 61-76.

VINCENT C., 2002. Influence of climate change over the 20th century on four french glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research,* 107, D19, 4375, doi:10.1029/2001JD000832.

WETTER W.K., 1987. Spät- und Postglaziale gletscherschwankungen im Mont Blanc Gebiet : Untere Vallee de Chamonix - Val Montjoie. Thèse de Doctorat, Université de Zürich, 270 p.

WINKLER S., 2004. Lichenometric dating of the "Little Ice Age" maximum in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *The Holocene,* 14, 6, 911-920.

ZUMBÜHL H.J., HOLZHAUSER H., 1988. Glaciers des Alpes du Petit Age Glaciaire. *Les Alpes,* 64, 129-322.

DATATION DES MORAINES HOLOCENES D'ISLANDE PAR TEPHROCHRONOLOGIE

UN ETAT DE L'ART

DATING OF HOLOCENE MORAINES IN ICELAND USING TEPHROCHRONOLOGY

A REVIEW

MARTIN P. KIRKBRIDE

Environmental Systems Research Group, School of Social and Environmental Sciences, University of Dundee, DD1 4HN, Scotland.

Contact : m.p.kirkbride@dundee.ac.uk

RÉSUMÉ

La téphrochronologie utilise les horizons de cendres volcaniques d'âge similaire pour corréler des dépôts sur de vastes régions. En Islande, la proximité de volcans actifs avec les glaciers permet l'utilisation de la téphrochronologie pour une reconstitution fiable des avancées glaciaires durant l'Holocène. Cet article passe en revue les principes et la pratique de la téphrochronologie terrestre en contexte islandais, en s'appuyant sur des exemples de recherches récentes. Les principaux thèmes abordés sont la dynamique contrastée des calottes glaciaires et des glaciers de montagne, le Petit Âge Glaciaire et la date de son maximum, l'utilisation de la téphrochronologie pour tester la fiabilité de la lichénométrie, et le potentiel de conservation des formes et la représentativité des chronologies basées sur les moraines pour l'Islande.

MOTS-CLÉS *: GLACIERS, FLUCTUATIONS GLACIAIRES, TÉPHROCHRONOLOGIE, LICHÉNOMÉTRIE, HOLOCÈNE, PETIT ÂGE GLACIAIRE , ISLANDE.*

ABSTRACT

Tephrochronology utilises age-equivalent horizons of volcanic ash to correlate across landscapes. In Iceland, the proximity of active volcanoes to glaciers and ice caps enables tephrochronology to contribute to a reliably-dated reconstruction of later Holocene glacier advances. This paper reviews the principles and practice of terrestrial tephrochronology in the Icelandic context, supported by examples from recent research. Key issues which are reviewed include the contrasting responses of large ice caps and small mountain glaciers; the status of the "Little Ice Age" and in particular the timing of its maximum; the use of tephrochronology to test the reliability of lichenometry; and the issue of preservation potential and the representativeness of moraine-based chronologies in Iceland.

KEYWORDS*: GLACIERS, GLACIAL FLUCTUATIONS, TEPHROCHRONOLOGY, LICHENOMETRY, HOLOCENE, LITTLE ICE AGE, ICELAND.*

Introduction

La téphrochronologie est devenue un outil puissant pour l'étude du Quaternaire car elle permet de corréler précisément des dépôts sur de vastes espaces. Ce court article porte sur son application à la reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes, basée sur les sédiments glaciaires et fluvioglaciaires conservés. La téphrochronologie a déjà été traitée par d'autres auteurs, pour l'Islande (Larsen et Eiríkson, 2008 a, 2008 b) et d'autres régions (Kvamme *et al.*, 1989 ; Haflidason *et al.*, 2000), et à propos des environnements lacustres de la région (Boygle, 1999). Les procédures d'analyse sont discutées par Dugmore et Newton (1992), Hunt et Hill (1993), Turney (1998), Turney et Lowe (2001) et Mackie *et al.* (2002).

La chronologie glaciaire holocène en l'Islande est restée peu fiable jusqu'à l'utilisation systématique de la téphrochronologie. Déduire un signal climatique de dépôts glaciaires est difficile du fait de la variabilité de leur préservation, de l'exactitude et de la précision de leur datation, et du temps de réponse des glaciers (Kirkbride et Brazier, 1998). Cela est particulièrement vrai en Islande, où leur préservation dans la marge proglaciaire des glaciers émissaires est généralement faible (Casely et Dugmore, 2004). Les larges lobes glaciaires à faible pente se prolongent en effet par des rivières émissaires tressées qui érodent ou fossilisent rapidement les moraines frontales, comme le montre la rareté des moraines antérieures au XIX^{e} siècle préservées. Les moraines les plus récentes ont généralement été déposées à la fin du Petit Âge Glaciaire (de la fin du XIX^{e} siècle au début du XX^{e} siècle), et semblent indiquer l'extension maximale des glaciers enregistrée par le modelé. Bien que cela puisse être souvent vrai, c'est en revanche illusoire dans d'autres cas. Les premières datations de ces moraines ont été presque exclusivement lichénométriques, avec une technique dont la résolution temporelle a été surestimée, tandis que la gamme des âges est très limitée en climat océanique humide, avec souvent des substrats défavorables. Néanmoins, de nombreuses études lichénométriques (voir pour les références Evans *et al.*, 1999 ; Bradwell, 2004 ; Dabski, 2007) suggèrent que les glaciers ont atteint leur extension maximale holocène en Islande à la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG), malgré des témoignages selon lesquels des extensions antérieures auraient été plus étendues dans certains secteurs (Thorarinsson, 1943). Enfin, l'Islande comporte de nombreux types de glaciers, depuis les calottes glaciaires composites à faible pente, qui s'écoulent radialement à partir de plateaux volcaniques actifs (Langjökull, Hofsjökull, et Mýrdalsjökull Vatnajökull), jusqu'à des glaciers de vallée et des petits glaciers de cirque. Leur temps de réponse au forçage climatique varie théoriquement de 10 à 1000 ans (Jóhanneson, 1986 ; Jóhanneson *et al.*, 1989). Mais la plupart des chronologies de moraines provenaient jusqu'à récemment des marges proglaciaires de larges glaciers émissaires, à réponse lente. Seul le nord de l'île bénéficie des chronologies établies à partir de glaciers de cirque (Caseldine, 1985, 1991 ; Kugelmann, 1991 ; Caseldine et Stotter, 1993), avec un maximum du PAG apparemment antérieur à celui du sud. Cela suggère des évolutions climatiques régionales différentes (Guðmundsson, 1997) – malgré l'absence de prise en considération de facteurs non climatiques tels que la préservation de formes, la réponse des glaciers ou la précision des datations.

La datation téphrochronologique des moraines contribue à résoudre certains problèmes de chronologie, et pose de nouvelles questions pour la recherche. Nous examinerons d'abord les principes de la téphrochronologie dans leurs grandes lignes, avant de discuter de manière détaillée de leur application à la compréhension des variations holocènes des glaciers et de quelques-unes de leurs limites.

I - Principes de la tephrochronologie

Les téphras sont les matériaux projetés en l'air par une éruption volcanique, quelles que soient leur nature et leur taille. L'utilisation de couches de cendres – téphras à granulométrie la plus fine (< 2 mm) – pour dater des sédiments a été mise au point en Islande par l'éminent géologue, archéologue et glaciologue Sigurdur Thórarinsson (Thórarinsson, 1944, 1967, 1981), qui a d'ailleurs introduit le terme « téphrochronologie » dans la littérature scientifique. Le principe en est simple : les cendres volcaniques transportées par le vent sont déposées dans les heures ou les jours qui suivent une éruption, et la surface inférieure du téphra constitue un marqueur stratigraphique très précis. Ainsi, à un premier niveau, un téphra d'extension régionale est un puissant outil de corrélation des séquences stratigraphiques, même si son âge n'est pas connu – à condition qu'il soit démontré que le téphra identifié en différents endroits provient bien de la même éruption.

La datation absolue des téphras est nécessaire pour constituer une chronologie fondée sur la téphrostratigraphie. Les téphras holocènes ont été datés par plusieurs méthodes :

- lorsque la date d'une éruption est connue (témoins oculaires) et que ses dépôts près du volcan sont cartographiés, un téphra très éloigné peut parfois être raccordé par sa géochimie à ces dépôts proximaux d'âge connu ;
- les sédiments organiques présents immédiatement sous un téphra peuvent être datés au radiocarbone. Cela se produit lorsque un téphra se dépose sans

interruption sur des accumulations de tourbe terrestres non remaniées ou des sédiments marins ou lacustres riches en matière organique (Dugmore *et al.*, 1995 ; Pilcher *et al.*, 1995 ; Birks *et al.*, 1996). Des téphras présents dans d'épaisses couches de tourbe accumulées rapidement dans le sud de l'Islande ont été utilisés pour des calibrations ^{14}C réalisées par plusieurs laboratoires, car un très grand nombre d'échantillons organiques peuvent être extraits d'un niveau stratigraphique précis ;

- lorsque téphras sont observés dans les carottes de glace du Groenland, ils peuvent parfois être précisément datés par le comptage des strates de glace. Par exemple, l'important téphra dit de Landnam (Installation), déposé très près de l'année de la colonisation scandinave de l'Islande, est daté de 871 ± 2 ans AD (Grönvold *et al.*, 1995).

La téphrochronologie est devenue un puissant outil géomorphologique à la suite de son développement systématique au cours des trois dernières décennies, notamment par Guðrun Larsen et Andrew Dugmore (Dugmore, 1989 ; Dugmore *et al.*, 1992, 1995, 2000 ; Larsen, 1981, 2000 ; Larsen et Thórarinsson, 1977 ; Larsen *et al.*, 1998, 1999, 2001). L'Islande dispose à présent d'une téphrochronologie holocène comprenant environ 155 couches déposées durant les 1100 années écoulées depuis l'établissement de l'Homme (Larsen et Eiríkson, 2008 a). Des milliers de profils stratigraphiques ont été élaborés avec une grande précision à travers l'île, avec des cartes isopaches des dépôts de chaque éruption. Des âges ^{14}C précis existent pour la plupart des téphras préhistoriques d'extension régionale (tableau 1), et certains téphras historiques sont même datés du jour de l'éruption grâce à des témoignages directs. Ce cadre chronostratigraphique offre une base tout à fait remarquable pour les recherches sur les fluctuations glaciaires holocènes.

La seule coexistence d'un volcanisme actif avec les glaciations ne suffirait pas pour permettre la datation téphrochronologique. Pour pouvoir utiliser les téphras, ils doivent être séparés, tout en étant préservés dans un environnement aggradant (figures 1 et 2). A l'intérieur de l'île, c'est généralement le cas lorsqu'il y a prélèvement éolien de sables silteux dans le lit anastomosé de rivières, sur des plaines de tills non végétalisées et sur des talus érodés. Les surfaces végétalisées qui piègent les sédiments éoliens se sont exhaussées à des taux de 0,1 à 0,3 mm/an avant la colonisation humaine (Dugmore *et al.*, 2000). Ces taux ont été beaucoup plus variables et, généralement, plus élevés depuis que l'Homme perturbe l'écosystème. Toutefois, avant son installation, des téphras déposés à un siècle d'intervalle sont généralement séparés par 10 à 30 mm (pour une section verticale) de sables silteux homogènes orange-brun. Les sols éoliens holocènes, qui se sont aggradés pendant des millénaires, peuvent contenir des dizaines de téphras dans le sud de l'Islande, ils en comptent beaucoup moins dans les régions septentrionales, éloignées des volcans actifs.

Cette téphrostratigraphie permet d'affiner les approches de la téphrochronologie et d'extraire une grande quantité d'informations paléoenvironnementales du sol. La téphrochronologie peut être subdivisée en

Volcan/téphra	Date d'éruption	Volume du téphra [1]	Superficie couverte
Veiðivötn V1477	AD 1477	≈10 km³	50 000 km² ; pourrait avoir atteint l'Irlande et la Suède
Öraefajökull Ö1362	AD 1362	≈10 km³	Moitié orientale de l'Islande
Hekla H1300	AD 1300	0.5 km³	Islande centrale et du nord et plate-forme continentale nord
Hekla 1 ou H1104	AD 1104	2 km³	Islande centrale et du nord et plate-forme continentale nord
Vatnaöldur/ Landnam	AD 871 ± 3[2]	5 km³	Téphra à basalte + rhyolite dans le SW de l'Islande ; le téphra à basalte couvre 50 000 km² sur l'île et dans l'océan (carottes)
Hekla 3	3.0 – 3.1 k cal BP	≈10 km³	Couvre 80 % de l'île et plate-forme continentale nord
Hekla 4	4.2 – 4.3 k cal BP	≈10 km³	Couvre 80 % de l'île et plate-forme continentale nord
Hekla 5	≈7.1 k cal BP[3]	≈2 km³	Couvre 67 % de l'île

Tableau 1 - Principaux téphras utilisés comme marqueurs pour la corrélation stratigraphique holocène en Islande (source : Larsen et Eiríkson 2008).
[1] Volume non compacté ;
[2] Daté par comptage de couches dans la carotte glaciaire GISP2 (Grönvold et al., 1995) ;
[3] La datation ^{14}C montre des variations à travers l'Islande : il s'agit ici de la meilleure estimation de Vilmundardottir and Kaldal (1982).

Figure 1 - Un exemple rare de till recouvrant une accumulation éolienne à téphras, dans la marge proglaciaire du Heinabergsjökull (SE de l'Islande). Le téphra noir et blanc date de l'éruption du volcan de l'Öraefajökull de 1362. Le till a été déposé au XIX^{e} siècle, à proximité de l'extension glaciaire maximale, où la glace peu épaisse et lente n'a engendré que de faibles perturbations dans les sédiments sous-jacents.

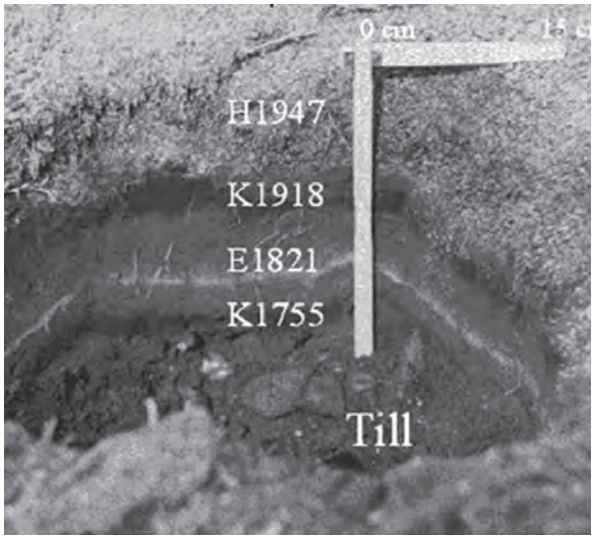


Figure 2 - Exemple commun d'une accumulation éolienne à téphras à la surface d'une moraine. Le téphra inférieur, qui résulte de l'éruption du Katla de 1755, démontre que le glacier avait construit cette moraine peu avant cette éruption.

trois approches selon la manière d'utiliser le téphra (Kirkbride et Dugmore, 2005) :

- la téphrochronologie isochrone. En téphrochronologie « classique », les différents téphras sont utilisés comme autant de marqueurs stratigraphiques pour corréler des séquences sédimentaires éloignées de même âge ;
- la téphrochronologie par niveaux. Localement, les téphras présents au sein d'une même séquence sédimentaire divisent celle-ci en autant de niveaux, dont les propriétés sédimentaires documentent l'environnement local avec une haute résolution temporelle à travers le taux d'accumulation et ses variations spatiales, les assemblages de végétation, ou des informations archéologiques. Certains processus géomorphologiques tels que la cryoturbation peuvent parfois être reconnus ;
- la téphrochronologie en tant que traceur. Le téphra est utilisé comme un traceur du déplacement ou de la déformation des sédiments. Si l'emplacement d'origine et/ou la forme originelle du téphra peut être déterminé, leur modification postérieurement au dépôt peut fournir des informations sur la solifluxion (Kirkbride et Dugmore, 2005) ou le ruissellement (Hunt, 1994). L'utilisation de téphras intraglaciaires comme marqueurs de surfaces stratigraphiques dans les calottes glaciaires n'a pas été pleinement exploité pour comprendre la dynamique des glaciers. Toutefois, Larsen *et al.* (1998) ont identifié des téphras historiques dans une séquence stratigraphique du Vatnajökull septentrional, tandis que Kirkbride et Dugmore (2003) ont montré que le téphra de l'Hekla 1947 réapparu dans la zone d'ablation d'un glacier matérialise la surface originale de la neige lors de son dépôt, une surface très perturbée par l'écoulement du glacier du fait d'un plissement et d'une recristallisation intenses.

II - Distribution spatiale et temporelle des tephras islandais

La compréhension d'un profil de sol à téphras peut être comparé à la lecture d'un code-barres de supermarché. Non seulement les couches bien distinctes peuvent être identifiées sans équivoque, mais il existe également des ensembles de couches d'épaisseur et de composition variées qui peuvent constituer des séquences uniques. Cette reconnaissance stratigraphique est aussi importante que les caractéristiques géochimiques des téphras pour s'assurer qu'ils sont raccordés de manière correcte à des éruptions datées.

Plusieurs téphras sont présents sur la plus grande partie de l'Islande. Ils forment des marqueurs stratigra-

phiques régionaux très importants, qui ont fait l'objet de datations précises (tableau 1). Chacune des couches de téphras est géochimiquement distincte, et la plupart peuvent être facilement identifiées dans une coupe par des yeux expérimentés, même si le téphra de Landnam peut facilement être confondu avec des téphras locaux dans certaines régions. D'autres téphras à la distribution plus réduite sont d'importants marqueurs stratigraphiques, en particulier pour des dépôts du Petit Âge Glaciaire du sud et/ou de l'est. Il s'agit notamment de ceux du Katla 1918, 1755 et 1721, de l'Hekla 1766 et 1693, et de l'Askja 1875. Plusieurs groupes de téphras très proches dans le temps constituent d'utiles marqueurs, même s'ils ne sont pas tous distincts quant à leur géochimie. C'est par exemple les groupes Katla 1500/ Hekla 1510/Hekla 1597, ou Hekla 1300/Hekla 1341/ Katla 1357. Dans les régions éloignées des volcans explosifs comme la péninsule septentrionale englacée de Tröllaskagi, les grandes éruptions de l'Hekla ont fourni les seuls téphras disponibles. Le nombre et la variété des couches de téphras augmentent en direction des principaux volcans.

Les volcans producteurs de téphras les plus importants sont l'Hekla, le Katla et le Grímsvötn, tous situés dans le sud de l'Islande. L'Hekla a été caractérisé par de rares mais puissantes éruptions explosives durant la majeure partie de l'Holocène jusqu'en 1104 (figure 3). Après cette date, ses éruptions ont été plus réduites, avec des téphras plus basiques suite à de courtes périodes d'inactivité et plus acides lorsque ces périodes ont été plus longues (Thorarinsson, 1967). La diversité chimique des dernières couches de l'Hekla fournit des marqueurs stratigraphiques très utiles dans les régions autour du volcan (figure 4), mais ces cendres ont rarement atteint le nord de l'Islande. Le Katla a produit des matériaux siliceux lors des éruptions principales (Larsen *et al.*, 2001), et une éruption de ce type dans le futur engendrerait un risque naturel majeur pour le pays. Mais la plupart des téphras du Katla (par exemple 1918, 1755, 1721, 1660, 1625) sont d'une composition basaltique indifférenciée ; toutefois, leur présence au sein d'une séquence peut confirmer les relations d'âge interprétées à partir d'autres couches marqueurs en utilisant le principe du « code-barres ». Le Grímsvötn,

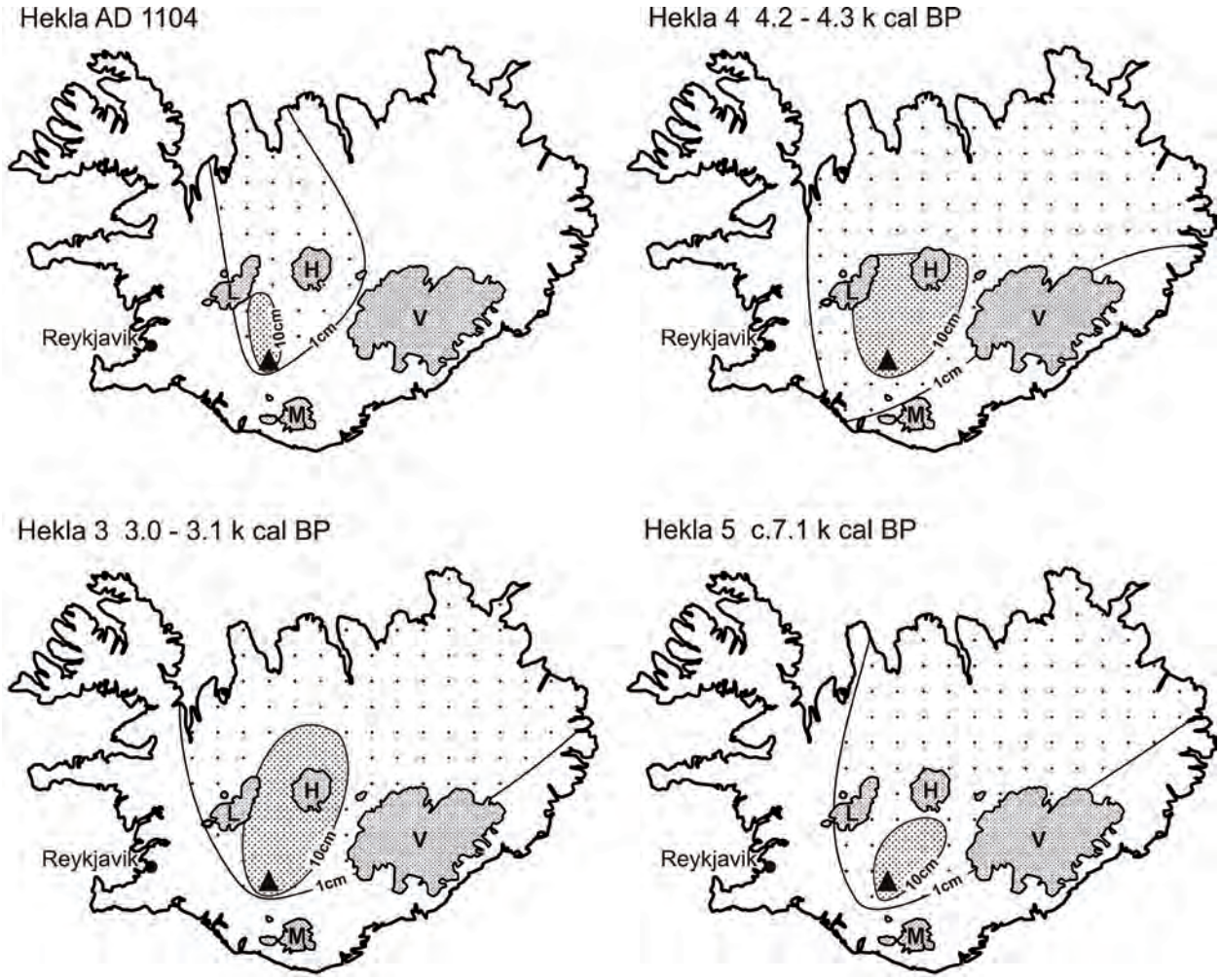


Figure 3 - Cartes isopaches simplifiées de la retombée des principales éruptions siliceuses de l'Hekla. Adaptée de Kirkbride et Dugmore (2001 b), et Larsen et Thórarinsson (1977).

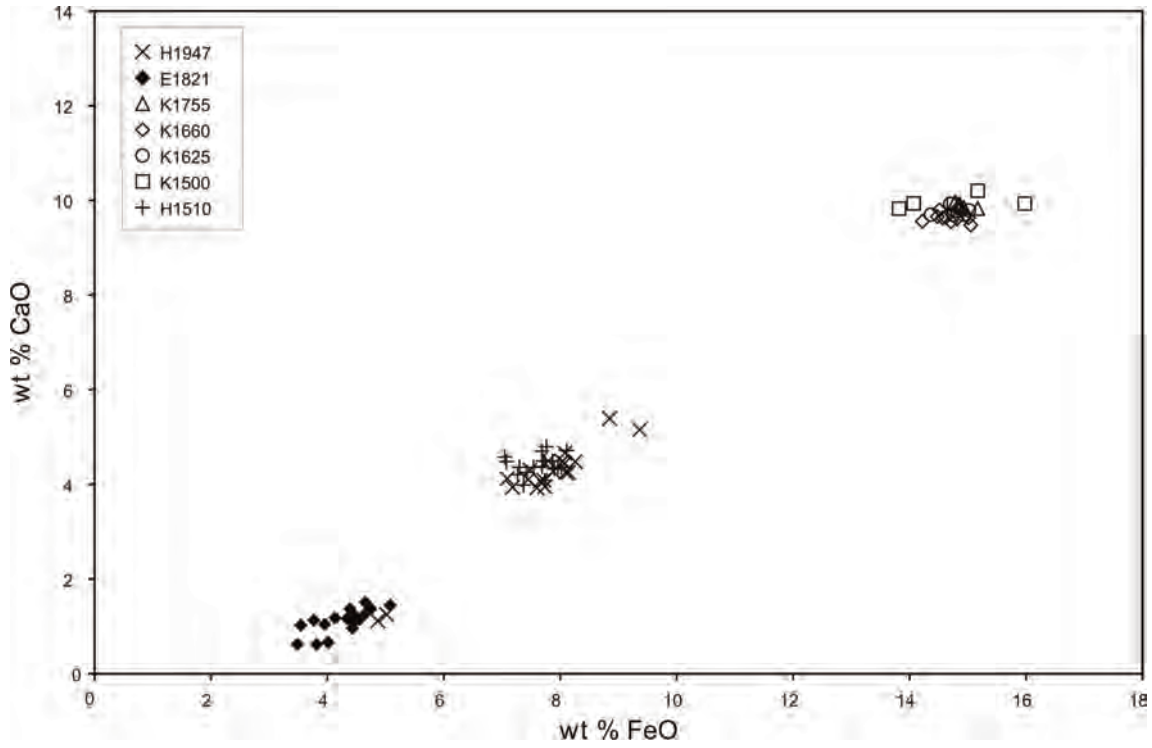


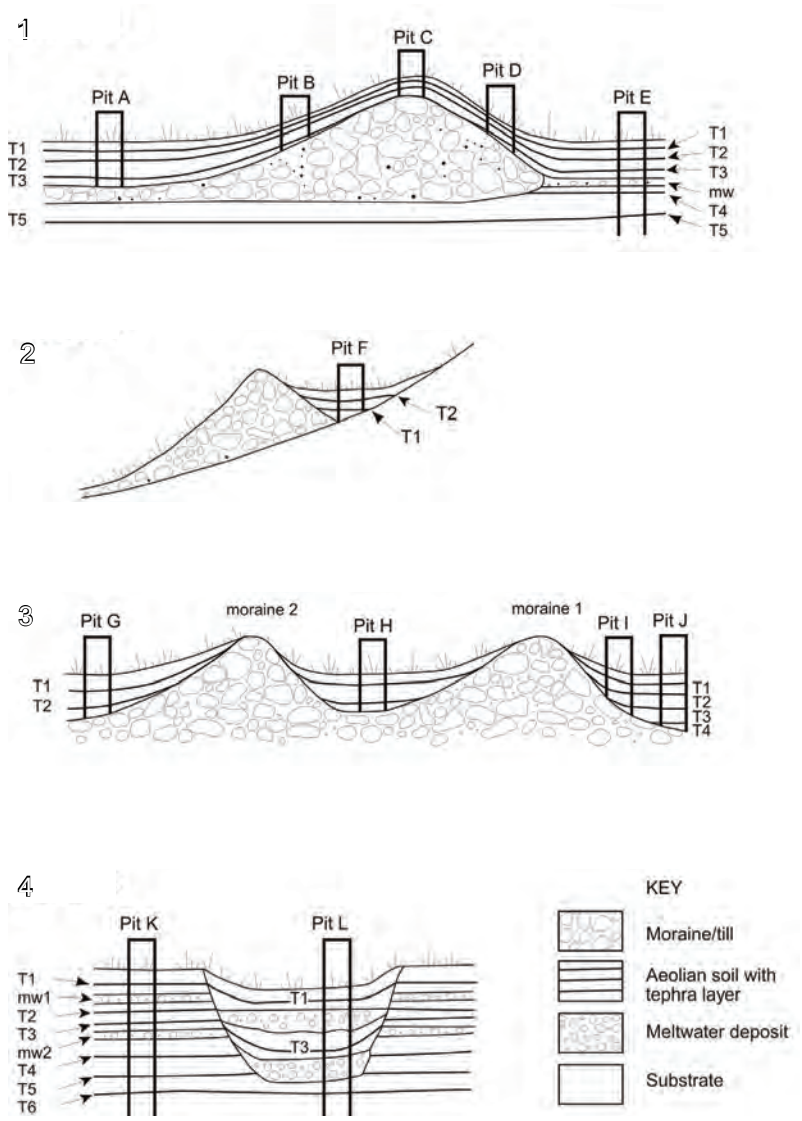
Figure 4 - Un exemple de signature géochimique (relation CaO/FeO) de couches de téphras dans le centre de l'Islande méridionale. Les nombres en légende correspondent aux dates AD, et les préfixes aux volcans (H : Hekla ; E : Eyjafjalljökull ; K : Katla : SILK : téphras siliceux préhistoriques du Katla). Noter la similitude chimique de certains téphras, et la différence pour d'autres. Adaptée de Kirkbride et Dugmore (2008).

qui est le volcan islandais le plus éruptif (Larsen *et al.*, 1998), a produit beaucoup de cendres basaltiques indifférenciées, dont certaines ont entièrement recouvertes la calotte glaciaire du Vatnajökull. Les cendres du Grímsvötn et du Katla forment des groupes à composition distincte, caractérisés par *c.*1,8 % et 4,6 % de TiO_2 respectivement. Dans ce deux cas, il est possible d'identifier la source des téphras à partir de leurs empreintes géochimiques, mais leur âge ne peut être déduit qu'indirectement, grâce à la stratigraphie et à une connaissance de l'histoire des éruptions.

III - Tephrochronologie et histoire glaciaire holocene

1 - Relations sur le terrain entre couches de téphras et dépôts glaciaires

Sur le terrain, l'interprétation des relations entre formes du modelé et téphras exige de la prudence, en particulier lorsque la stratigraphie est complexe du fait d'interactions entre des processus qui ont évolué. Plusieurs cas sont possibles (figure 5). Dans le premier cas, le téphra inférieur dans un sol qui recouvre une moraine donne l'âge minimal de l'avancée glaciaire – la crête de la moraine pouvant être privée de toute accumulation éolienne ; les profils hors de la moraine ne fournissent pas d'intervalles d'âge significatifs s'ils n'ont pas été perturbés par l'avancée glaciaire. Une avancée glaciaire érode généralement le sol, et le téphra antérieur au plus ancien téphra recouvrant la moraine donne l'âge maximal de celle-ci. Le premier téphra sur le till de retrait fournit un âge minimal dans les profils proximaux. Le deuxième cas est l'accumulation éolienne dans la dépression entre une moraine et un versant. Elle recouvre en partie celle-ci, et le téphra inférieur donne l'âge minimal de l'avancée glaciaire. L'interprétation est plus complexe lorsqu'il s'agit de moraines parallèles séparées par des chenaux de drainage des eaux de fusion (cas 3) : le téphra inférieur peut alors donner un âge aussi bien minimal que maximal, selon que les eaux ont tronqué ou non le site lorsque le glacier construisait sa moraine proximale. Enfin, les accumulations éoliennes sur les cônes d'épandage fluvio-glaciaires abandonnés peuvent parfois présenter une téphrostratigraphie qui s'intercale avec les sables et graviers fluviatiles, tant sur les bancs alluviaux que dans les chenaux remblayés (cas 4). Sur les bancs, les téphras au-dessous et au-dessus des sédiments fluvio-glaciaires fournissent leurs âges minimal et maximal. En cas de discordance d'érosion à la base du dépôt fluvio-glaciaire (*e.g.* près d'un chenal), le téphra inférieur dans le remblaiement éolien peut donner un âge éloi-



Cas 1 *(le glacier se retire vers la gauche) : la stratigraphie dépend de la localisation de la section sur la moraine recouverte par un sol d'origine éolienne et les couches de téphras T1 à T5. Noter l'amincissement du sol sur la crête de la moraine. Les excavations A, B et D permettent d'obtenir l'âge minimal de la moraine, l'excavation E, l'âge maximal (T4) et minimal (T3) de l'avancée glaciaire si le niveau déposé par les eaux de fusion (mw) peut être relié à la moraine.*
Cas 2 *: le piégeage des sédiments dans une dépression donne un âge minimal (T1).*
Cas 3 *(le glacier se retire vers la gauche) : l'excavation G donne un âge minimal pour la moraine la plus récente (T2). La même stratigraphie sur le flanc distal de la moraine (excavation H) montre que les eaux de fusion provenant de cette moraine ont décapé la dépression inter-morainique. Par conséquent, H fournit l'âge minimal de la moraine récente, mais celui de la moraine plus ancienne est donné par l'excavation I, tandis que J ne peut pas être utilisée par les sédiments peuvent être antérieurs à l'avancée la plus ancienne.*
Cas 4 *: exemple de coupes dans un cône d'épandage fluvio-glaciaire. L'excavation K fournit des âges minimal et maximal très proches pour deux dépôts de crue (mw1, mw2) ; l'excavation L, dans un chenal remblayé, donne des âges minimaux proches pour ces deux dépôts (T1 and T3), mais la discordance d'érosion à leur base exclut tout âge maximal proche.*

Figure 5 - Relations entre couches de téphras datés et stratigraphie (Kirkbride et Dugmore, 2008).

gné du dépôt ; celui-ci peut toutefois être daté par le plus jeune téphra absent de la séquence (*i.e.* le dernier téphra déposé avant la crue). Dans les remblaiements des chenaux, le téphra inférieur donne l'âge minimal du fonctionnement fluvio-glaciaire. Dans tous les cas, la téphrostratigraphie doit être interprétée en fonction de la géomorphologie du site d'étude.

2 - Periodes d'avancées glaciaires datées

Il y a un demi-siècle, l'existence en Islande de moraines antérieures au PAG a été démontrée par Thórarinnsson (1956). Les tills datés par le radiocarbone sont rares (Sharp et Dugmore, 1985 ; Haberle, 1991 ; Stötter, 1991 ; Schomacker *et al.*, 2003), et peu d'études téphrochronologiques systématiques ont été faites depuis celles de Thórarinsson (1964, 1966). A la suite de Jaksch (1970, 1975), la lichénométrie est en effet devenue la méthode préférée, ne nécessitant qu'une faible compétence technique et permettant de collecter de nombreuses données numériques beaucoup plus facilement. Mais la lichénométrie ne pourra jamais fournir une chronologie glaciaire holocène complète en Islande, car la croissance rapide de *Rhizocarpon geographicum* limite considérablement sa portée temporelle (à environ 100 ans dans le sud par exemple). Inévitablement, l'attention s'est concentrée sur les moraines récentes du PAG, dont les arcs multiples s'affichent avec élégance au front des principaux glaciers émissaires des calottes glaciaires. Ces études ont conduit à penser que les moraines de la fin du XIX^{e} siècle correspondaient à l'extension maximale du PAG en Islande, une opinion confirmée par quelques données historiques (Thórarinsson, 1943) et la représentation des glaciers sur la carte topographique danoise de 1904. Du fait de l'absence apparente d'arcs morainiques au-delà de ceux du PAG, on considéra même que

les avancées de la fin du XIX^{e} siècle étaient les plus importantes pour l'ensemble de l'Holocène (Evans *et al.*, 1999), et les glaciers qui présentaient des chronologies différentes (Dugmore et Sugden, 1991) ont été considérés comme des anomalies par rapport au modèle régional. L'histoire des fluctuations glaciaires en Islande aurait ainsi été très différente de celles des montagnes scandinaves et des Alpes. Des améliorations récentes des courbes de croissance des lichens (Bradwell, 2001, 2004 ; Dąbski, 2002, 2007) ont montré que beaucoup de moraines datent en réalité de la période qui va de la fin du XVIII^{e} siècle à la mi-XIX^{e} siècle, mais l'idée générale reste d'une histoire glaciaire holocène, et donc d'une histoire climatique, très différentes en Islande de celles des autres régions.

Une très large application de la téphrochronologie a abouti à de nouvelles perspectives, avec des âges non équivoques dans une gamme temporelle étendue pour les moraines de plusieurs dizaines de glaciers. Elle a été combinée avec la recherche de fragments de moraines plus anciennes et d'études sur des glaciers de montagne plus petits et parfois éloignés. Elle a aussi constitué un moyen d'interdater des moraines en utilisant conjointement la lichénométrie et la téphrochronologie, ce qui a permis de tester la fiabilité de la première méthode. Il en résulte une chronologie glaciaire islandaise qui présente des similitudes avec le modèle néoglaciaire classique des fluctuations glaciaires holocènes (Guðmundsson 1997 ; Kirkbride et Dugmore, 2006). Les très rares indices de glaciers plus étendus au début de l'Holocène suggèrent que les avancées après *c.*5000 BP ont été plus importantes, tandis qu'il y a très peu de téphras datés précisément avant *c.*3000 BP (tableau 1) par rapport à la période qui s'ouvre avec la colonisation (Larsen et Eiríkson, 2008a). Il est possible toutefois que certaines des nombreuses moraines non datées à l'est et au nord de l'île aient été mises en palce pendant cette période.

Les premières grandes avancées glaciaires holocènes ont eu lieu avant le dépôt du téphra Hekla 4, vers 4300 - 4200 cal BP. Au moins six glaciers en Islande septentrionale, centrale et méridionale ont construit des moraines bien datées pendant le début du Néoglaciaire (*e.g.* Stötter *et al.*, 1999 ; Kirkbride et Dugmore, 2001b ; tableau 2), qui correspond à un climat plus froid au Groenland (Kirkbride et Dugmore, 2006). Il y a moins d'indices pour une seconde période d'avancées, limitée par les téphras Hekla 4 et Hekla 3 et datée de *c.*3200 - 3000 cal BP, avec des moraines de cet âge présentes au nord et au sud de l'île. Un refroidissement s'est produit au Groenland après *c.*3400 cal BP (Kirkbride et Dugmore, 2006), confirmé par des données sur la température de la surface de l'océan à proximité de l'Islande pendant cette période (Smith *et al.*, 2005 ; Sicre *et al.*, 2008).

Le refroidissement et l'accroissement de l'humidité pendant le Subatlantique (vers 2500 - 2000 cal BP) ont engendré des changements environnementaux dans l'île, contemporains de la principale croissance des calottes glaciaires (Björnsson et Palsson, 2008). Des moraines de six glaciers au moins ont des âges téphrochronologiques cohérents avec un dépôt vers 2200 - 1800 cal BP. Dans quelques cas, le plus ancien téphra est celui de Lándnam, qui n'est âgé que de 1100 ans, mais un âge subatlantique peut être déduit de l'épaisseur de l'accumulation éolienne qui se trouve sous le téphra inférieur de la séquence grâce à la connaissance des taux d'accumulation préhistoriques. Il faut noter qu'il n'y a pas d'indices géomorphologiques d'une croissance des calottes pour cette époque, et une modélisation récente

Stade	Période	Tephras fournissant un âge minimal	Stade au nord de l'Islande (Stötter et al, 1999)	Stade au sud de l'Islande (Dugmore, 1989)	Nombre de glaciers
	AD 1980 - 1995	-			c.25 [1]
Petit Âge Glaciaire	AD 1880 - 1920	H 1947, K1918			28
	AD 1820 - 1860	K1918, A1875, G1873			9
	AD 1780 - 1820	E1821			8
	AD 1700 - 1740	K1766, K1755, K1721			6
Moyen-Âge tardif	c. AD 1100 - 1300	Ö1362, H1300			3
'Âges sombres'	c. AD 700-900	E934, K920, Vö870		Ytzagil	3
Subatlantique	c. 1800 – 2200 BP	Vö870, SILK Yn	Barkárdalur I		6 [2]
	c. 3000 – 3200 BP	SILK Un, H3	Vatnsdalur II	Hólsárgil	3
	c. 4000 – 5000 BP	H4	Vatnsdalur I/ Bægisardalur I	Drangagil?	6

Tableau 2 - Périodes d'avancées glaciaires holocènes en Islande, déduites des moraines datées (sauf mention différente).
[1] A partir d'observations directes compilées par Sigurðsson (1998), sans information par les moraines ;
[2] Incluant des marqueurs glacio-lacustres du SE du Langjökull (Flowers et al., 2008).

de la calotte Langjökull suggère que sa croissance majeure n'a eu lieu qu'il y a environ 1000 ans (Flowers *et al.*, 2008). Le Subatlantique reste donc énigmatique en Islande, d'autant que les enregistrements dans l'inlandsis groenlandais ne présente pas une période distincte de climat froid mais plusieurs oscillations modérées pendant plusieurs siècles.

La téphrochronologie montre des avancées glaciaires dans l'île avant et après l'Optimum climatique médiéval (OCM). Deux moraines déposées immédiatement avant le téphra de Lándnam (Guðmundsson, 1998 ; Kirkbride et Dugmore, 2008) peuvent être corrélées avec des indicateurs très nets, tant dans les carottes glaciaires du Groenland que dans les sédiments marins au nord de l'Islande (Sicre *et al.*, 2008), d'un climat favorable aux glaciers pendant la période qui précède l'OCM, en 700 - 900 AD. Après l'OCM, de nouvelles avancées de trois glaciers glaciaires sont datées immédiatement avant le téphra Ö1362 dans le SE (Guðmundsson, 1998) et avant les téphras H 1300 et H 1341 dans le sud (Dugmore, 1987, 1989 ; Kirkbride et Dugmore, 2008). Des données indiquent un climat sévère entre 1180 et 1200, déclencheur probable de ces avancées (Ogilvie, 1984).

Puis les moraines du PAG dominent la géomorphologie glaciaire de l'Islande (figure 6). De manière synthétique, ces moraines constituent quatre groupes (tableau 2), dont les trois plus récents ont été datés tant par lichénométrie que téphrochronologie. Le débat porte sur la date du maximum du PAG, à l'extension glaciaire régionale maximale pendant cette période de l'Holocène. Certains auteurs considèrent que ce maximum a lieu pendant la période 1880 - 1920 AD (Evans *et al.*, 1999), quand d'autres le placent en 1780-1820 AD (McKinzey *et al.*, 2004 ; Bradwell *et al.*, 2006). Les glaciers des petites vallées et des cirques dans le nord étaient plus longs pendant la période 1820 - 1860 AD (Caseldine et Stötter, 1993), et les moraines les plus externes des glaciers du sud et du centre de l'île ont été datées immédiatement avant et après le téphra K 1721 (Dugmore 1987 ; Kirkbride et Dugmore, 2006, 2008). Le large intervalle de temps qui contient les différents maxima du PAG datés dans toute l'Islande ne correspond pas à une tendance spatiale nette, ce qui contredit les affirmations selon lesquelles ce maximum serait identique dans toute l'île (Evans *et al.*, 1999 ; McKinzey *et al.*, 2004) ou que les décalages seraient dus à des variations climatiques régionales (Guðmundsson, 1997).

Plus récemment, le rapide retrait de la plupart des glaciers entre 1930 et 1970 (Sigurðsson, 1998) a été suivi d'avancées jusqu'au milieu des années 1990, en lien avec les changements de température et de circulation atmosphérique qui accompagent l'Oscillation Nord-Atlantique (Kirkbride, 2002 ; Sigurðsson *et al.*, 2007). A un pas de temps décennal, les récentes fluctuations des glaciers qui ne surgent pas ont été synchrones à travers l'Islande, ce qui suggère que des fluctuations antérieures contrôlées par le climat à ce pas de temps auraient également présenté un synchronisme régional.

3 - Questions soulevées par ces recherches

a - La fiabilité de la lichénométrie

La lichénométrie a constitué un outil de datation classique en Islande pendant de nombreuses décennies, dont l'utilisation est devenue plus fine et rigoureuse avec la mise en œuvre de mesures de thalles représentatifs de plus en plus sophistiquées (Dąbski, 2007 ; Roussel *et al.*, 2008) et la correction des courbes de croissance. Elle a ainsi été employée pour les séquences morainiques et les dépôts fluvio-glaciaires (Thomson et Jones, 1986 ; Roussel *et al.*, 2008). Les doutes à propos de la fiabilité des âges lichénométriques sont illustrés par l'interdatation de deux moraines au Steinsholtsjökull, au sud de l'Islande, par lichénométrie et téphrochronologie (Kirkbride et Dugmore, 2001 a). Les âges maximal et minimal des deux moraines sont contrôlés par l'absence du téphra K 1721 et la présence du téphra K 1755 dans leur couverture éolienne, et leur dépôt s'est très

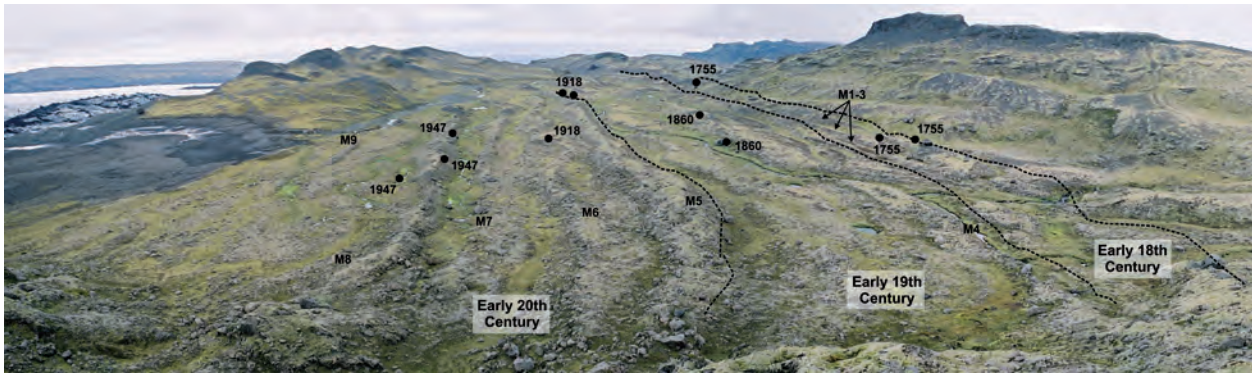


Figure 6 - Moraines du Petit Âge Glaciaire à l'ouest du Sólheimajökull (sud de l'Islande), avec indication de l'emplacement des téphras échantillonnés. Neuf moraines ont été construites depuis immédiatement avant 1755. M1-M9 : moraines ; points : excavations, avec l'âge du téphra le plus ancien pour chaque profil ; tireté : limites entre les secteurs des trois périodes de reavancée glaciaire.

Glacier	Méthode lichénométrique	Date lichénométrique	Source	Tephras fournissant un âge minimal	Notes
Flaájökull	Moyenne des 5 plus grands thalles Relation taille/féquence	AD 1874 AD 1894	Evans *et al.*, 1999 Dąbski, 2002	Ö1362 Ö1362	Dates obtenues sur des moraines différentes, mais un maximum holocène prenant place à la fin du XIX^{e} siècle en est déduit par ces auteurs.
Halsájökull	Moyenne des 5 plus grands thalles	AD 1754	Kirkbride et Dugmore, non publié	V870	Âge subatlantique proposé par Thórarinsson (1956)
Krossár-jökull	Plus grand thalle	AD 1893	Casely et Dugmore, 2004	"early 19th Century"	Âge de la moraine estimé en extrapolant le taux d'accumulation du sol sous le téphra le plus ancien du profil.
Tungnak-víslajökull	Plus grand thalle	AD 1876	Casely et Dugmore, 2004	"mid 19th Century"	Âge de la moraine estimé en extrapolant le taux d'accumulation du sol sous le téphra le plus ancien du profil.
Kviárjökull	Moyenne des 5 plus grands thalles	AD 1871	Evans *et al*., 1999	Ö1362	Guðmundsson, 1998.
Sólheima-jökull	Plus grand thalle	AD 1827 (I) AD 1835 (III) AD 1859(IV) AD1852 (V) AD 1851 (VI)	Warren (non publié)	V870 H1300 H1341 K1755 K1755	Tephrochronologie tirée de Dugmore (1987). Warren (non publié) considère que les âges lichénométriques reflètent le rajeunissement de la surface des blocs par la gélifraction. Les chiffres romains désignent différents cordons morainiques.
Steinsholts-jökull	Relation taille/féquence	AD 1854 AD 1831	Kirkbride et Dugmore, 2001	K1755 K1755	Assument une courbe de croissance des lichens linéaire. Âge ajusté en utilisant une courbe de croissance des lichens non-linéaire.

Tableau 3 - Exemples de glaciers pour lesquels le cadre téphrochronologique montre que la lichénométrie sous-estime les âges des moraines. Pour certains sites, les âges lichénométriques sont trop « jeunes » d'environ un siècle ; pour la plupart des sites, l'erreur est de plusieurs siècles, ce qui suggère que de nombreuses générations de lichens se sont succédées à la surface des blocs rocheux.

probablement produit vers 1740 AD. 550 et 717 thalles de *Rhizocarpon geographicum* ont été mesurés, et des âges lichénométriques déduits par différentes méthodes et courbes de croissance (Kirkbride et Dugmore, 2001 a, 2008). Malgré des distributions taille-fréquence qui indiquent une structure des populations cohérente, une courbe de croissance bien contrainte et un substrat basaltique stable, la comparaison avec des téphras datés montre une sous-estimation de l'âge des moraines par la lichénométrie de *c*.100-150 ans (tableau 3). Par conséquent, il est possible que d'autres moraines datées par lichénométrie du milieu et de la fin du XIX^{e} siècle se soient déposées dans la première moitié du XVIII^{e} siècle.

Au SE de l'Islande, la moraine la plus externe du Kvíarjökull est datée par lichénométrie de 1871 AD (Evans *et al.*, 1999), mais le téphra Ö1362 repose in situ sur son flanc proximal (Thórarinsson, 1956 ; Casely et Dugmore, 2004). Au Fláajökull, le maximum holocène a été daté à l'aide de différentes méthodes lichénométriques de 1874 par Evans *et al.* (1999) et de 1894 par Dąbski (2002, 2007), alors que le téphra Ö 1362 est présent dans les interstices d'un lambeau de moraine qui a été récemment identifié (Kirkbride et Dugmore, données non publiées). Sur ces deux sites, la sous-estimation des âges est considérable : la moraine du Fláajökull date probablement de la fin du Moyen-Âge, et celle du Kvíarjökull de c. 1700 BP (Guðmundsson, 1998).

Ainsi, l'hypothèse d'un maximum du PAG (et de l'Holocène) à la fin du XIX^{e} siècle est erronée pour ces sites sur lesquels des vérifications par téphrochronologie sont possibles. Le problème est que les « bonnes » données lichénométriques ne peuvent être distinguées des « mauvaises » : des âges lichénométriques de la fin du XIX^{e} siècle sont cohérents avec d'autres données. La sous-estimation de l'âge d'un dépôt peut résulter de taux de croissance complexes (là où les erreurs sont inférieures au siècle), ou du fait que la population actuelle de lichens ne correspond pas à la première génération de colonisation lorsque les moraines sont âgées de plusieurs siècles. La lichénométrie devrait donc être utilisée avec une très grande circonspection, avec une vérification de ses résultats par la téphrochronologie et les documents historiques lorsque cela est possible.

b - Réponse des différents types de glacier

Les périodes d'avancées glaciaires généralisées pendant plusieurs siècles ont été appelées « périodes de type PAG » (PTPAG) par Kirkbride et Dugmore (2006), au cours desquelles des « évènements de type PAG » (ETPAG), *i.e.* des avancées décennales, construisent de multiples cordons morainiques. Dans ce cadre, l'exten-

sion et le synchronisme des avancées individuelles doivent prendre en compte la réponse à des pas de temps différents des calottes glaciaires et des petits glaciers de montagne. Les PTPAG ont été assez longs pour permettre à la plupart des calottes et glaciers de répondre à un bilan de masse positif, y compris pour les plus grandes calottes (Jóhannesson, 1986), et sont des périodes de construction très ample de moraines selon de larges bandes temporelles. Les ETPAG peuvent durer assez longtemps pour permettre la réaction des petits glaciers mais pas celle de tous les plus grands. Par conséquent, les moraines n'enregistrent pas l'ajustement des plus grands des glaciers au refroidissement contemporain, ce qui suggère une absence de synchronisme qui n'est pas due à des différences climatiques entre les sites. Ainsi, dans la partie finale du PAG, tous les glaciers ont construit des moraines sur une période d'une cinquantaine d'années (ETPAG entre 1870 et 1920), en partie parce qu'ils restèrent sur une position très avancée après le stade froid précédent de la fin du XVIII^{e} siècle et du début du XIX^{e} siècle. Sur l'ensemble du PAG, les glaciers à réaction rapide enregistrent les refroidissements précédents, qui pourraient avoir été plus courts au début et au milieu du XVIII^{e} siècle.

Les calottes semblent avoir connu une extension dans la partie finale de l'Holocène (Björnsson et Palsson, 2008 ; Flowers *et al.*, 2008), et certaines de leurs marges ont atteint les limites du maximum du PAG à la fin du XIX^{e} siècle, en débordant les moraines des avancées antérieures. Cette croissance des calottes sur la longue durée alors que les petits glaciers de montagne oscillaient autour de positions assez proches pendant l'Holocène tardif pourraient résulter de plusieurs facteurs :

- une rétroaction due à l'albédo qui protégeait les calottes pendant les périodes plus chaudes et devenait plus efficace à mesure que leur taille augmentait au cours des derniers millénaires ;
- un déficit de précipitations pour les glaciers sur le versant sous le vent des calottes en croissance, ce qui a pu réduire leurs extensions holocènes postérieures (*e.g.* Hrútfell, sur le versant sous le vent du Langjökull, et Snaefell sur celui du Vatnajökull) ;
- une association entre des glaciers à la ligne d'équilibre localisée dans de raides chutes de séracs et le développement de grands complexes morainiques (*e.g.* Kvíárjökull, Gígjökull) : ils sont probablement plus aptes à préserver une stratigraphie sédimentaire complexe antérieure au maximum du PAG de ces derniers siècles, avec la possibilité de datations téphrochronologiques sur un large intervalle d'âges, tout en canalisant physiquement l'avancée glaciaire.

IV - LIMITES DE LA TEPHROCHRONOLOGIE POUR LA DATATION DES FORMES DU MODELE

Ce passage en revue peut donner l'impression que la téphrochronologie est en mesure de répondre à beaucoup de questions à propos de la périodisation et de l'extension des glaciers islandais pendant l'Holocène. Cela est en effet souvent le cas, mais il y a des difficultés pour appliquer la technique dans certains cas sur le terrain et pour certaines périodes, à cause de la nature et de la disponibilité des téphras. La téphrochronologie fournit rarement un âge précis pour le dépôt sous-jacent. Sa force réside dans le fait qu'elle procure des isochrones qui contraignent l'intervalle de temps au cours duquel les sédiments se sont accumulés, permettant de tester des hypothèses de travail spécifiques.

En outre, des problèmes d'analyse existent au laboratoire (*e.g.* Hunt et Hill, 1993), liés à l'instabilité géochimique du verre volcanique et à la qualité requise des échantillons de téphras pour l'analyse individuelle des grains par microsonde de Castaing. Sur le terrain, la distribution des téphras est inégale à travers l'Islande : alors que certaines régions ont une riche histoire du volcanisme bien étudiée, d'autres manquent d'une téphrochronologie régionale fiable. La richesse et la complexité des archives de téphras décroissent depuis les régions côtières du sud et du SE. Sur des sites éloignés des volcans principaux, seules les éruptions siliceuses très importantes ont déposé des téphras bien identifiables, alors que l'activité volcanique locale n'a qu'une faible portée ou produit des téphras indistincts du point de vue géochimique. La technique est particulièrement bien adaptée aux sites en basse altitude, où les sols locaux s'accumulent rapidement et sans perturbations. A une altitude même modérée, les sédiments locaux sont souvent absents – bien qu'un sol même réduit puisse fournir à l'occasion un support utile pour un téphra (Kirkbride et Dugmore, 2006). Sur les marges des calottes de l'intérieur de l'île, la téphrochronologie n'est généralement pas utilisable du tout.

A l'échelle des profils de sol, beaucoup de temps est souvent nécessaire pour devenir familier avec les téphrostratigraphies locales, et une mauvaise identification des couches peut conduire à des erreurs dans la chronologie. Ceci peut se produire lorsque les couches ont des caractéristiques macroscopiques similaires, ou là où des couches déposées à l'origine par le vent sont remobilisées – bien qu'elles soient souvent distinctes sur les supports à sédiments. Beaucoup de téphras ne forment pas de couche continues, du fait d'un dépôt sur le manteau nival, ou sur un sol faiblement végétalisé qui ne fixe pas les cendres fines vis-à-vis de la déflation éolienne. La cryoturbation peut perturber voire inverser la stratigraphie originelle (Kirkbride et Dugmore, 2006), en particulier sur les sites à l'intérieur de l'île et en altitude. Même si cette perturbation a pu être utilisée dans l'étude de la solifluxion (Hirakawa, 1989 ;

Kirkbride et Dugmore, 2005), elle conduit généralement à des difficultés d'interprétation. Il est très important de multiplier les profils lorsque la couche est discontinue ou perturbée afin de minimiser les risques d'erreur d'interprétation de séquences perturbées ou incomplètes, et la construction d'une téphrostratigraphie régionale peut nécessiter de nombreux profils incomplets

L'un des avantages de la téphrochronologie est qu'un chercheur peut élaborer et tester de multiples hypothèses de travail pendant une seule campagne de terrain, parce que les âges sont immédiatement disponibles. Les décisions sur la localisation des excavations suivantes peuvent donc se fonder sur les résultats des profils qui viennent d'être réalisés, ce qui permet au chercheur d'identifier rapidement les sites-clés pour tester les interprétations en présence. Par conséquent, une interprétation correcte des relations entre formes et couches de téphras est cruciale. Toutefois, dans les marges proglaciaires complexes, les meilleurs profils peuvent ne pas être situés aux emplacements les plus adéquats pour une reconstitution géomorphologique.

Conclusion

La très large application de la téphrochronologie aux problèmes soulevés par l'histoire glaciaire de l'Islande a permis de faire avancer notre compréhension des relations glacier/climat dans cette région clé de l'Océan atlantique nord. Elle a également mis en lumière la complexité de la reconstitution et de l'interprétation d'une chronologie glaciaire détaillée dans une région aux types de glacier variés et dont les formes sont difficilement préservées, ce qui rend toute généralisation difficile. Ce qui est peut-être une bonne chose, car cette chronologie basée sur les téphras montre que l'on doit se garder de vues prématurées et simplistes sur l'histoire glaciaire et son contrôle climatique, en nous rappelant que déduire un signal paléoclimatique régional de dépôts glaciaires requiert un raisonnement en plusieurs étapes (Kirkbride et Brazier, 1998).

Remerciements

Je remercie l'Université de Savoie pour m'avoir attribué le statut de Professeur invité en 2007-08, et en particulier Jean-Jacques Delannoy et Philip Deline pour leur soutien au cours de ces dernières années. Marie-Françoise André a amélioré une première version du manuscrit. Ma connaissance de l'Islande et de ses paysages est bien faible en comparaison de celle des mon collègue Andrew Dugmore, qui m'a guidé à travers la complexité des milieux islandais pendant plus de 16 ans. Ce travail a été soutenu financièrement par la Royal Society of London, le Carnegie Trust for the Universities of Scotland, la National Geographic Society, le Moray Endowment Fund, et les Universités de Dundee et d'Edimbourg.

Bibliographie

Birks H.H., Gulliksen S., Haflidason H., Mangerud J., Possnert G., 1996. New radiocarbon dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from Western Norway. *Quaternary Research*, 45, 119-127.

Björnsson H.J., Palsson F., 2008. Icelandic glaciers *Jökull*, 58, 365-386.

Boygle J., 1999. Variability of tephra in lake and catchment sediments, Svínavatn, Iceland. *Global & Planetary Change*, 21, 129-149.

Bradwell T., 2001. A new lichenometric dating curve for southeast Iceland. *Geografiska Annaler*, 3A, 91-101.

Bradwell T., 2004. Lichenometric dating in southeast Iceland: size-frequency approach. *Geografiska Annaler*, 86A, 31-41.

Bradwell T., Dugmore A.J., Sugden D.E., 2006. The Little Ice Age glacier maximum in Iceland and the North Atlantic Oscillation: evidence from Lambatungnajökull, southeast Iceland. *Boreas*, 35, 61-80.

Caseldine C.J., 1985. The extent of some glaciers in northern Iceland during the Little Ice-Age and the nature of recent deglaciation. *Geographical Journal*, 151, 215-227.

Caseldine C.J., 1991. Lichenometric dating, lichen population studies, and Holocene glacial history in Tröllaskagi, northern Iceland. *In* Maizels J.K. et Caseldine C. (éd.), *Environmental Change in Iceland: Past and Present*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 219-236.

Caseldine C.J., Stötter J., 1993. "Little Ice Age" glaciation of Tröllaskagi peninsula, northern Iceland: climatic implications for reconstructed equilibrium-line altitudes (ELAs). *The Holocene*, 3, 357-366.

Casely A.F., Dugmore A.J., 2004. Climate change and "anomalous" glacier fluctuations: the southwest outlets of Mýrdalsjökull, Iceland. *Boreas*, 33, 108-122.

Dąbski M., 2002. Dating the Fláajökull moraine ridges, SE Iceland: comparison of the glaciological, cartographic and lichenometrical data. *Jökull*, 51, 17-24.

Dąbski M., 2007. Testing the size-frequency-based lichenometric dating curve on Fláajökull moraines (SE Iceland) and quantifying lichen population dynamics with respect to stone surface aspect. *Jökull*, 57, 21-35.

Dugmore A.J., 1987. Holocene glacier fluctuations around Eyjafjallajökull, south Iceland: a tephrochronological study. Unpublished Ph.D thesis, University of Aberdeen, 214 p.

DUGMORE A.J., 1989. Tephrochronological studies of Holocene glacier fluctuations in south Iceland. *In* "Glacier Fluctuations and Climatic Change" (J. Oerlemans, éd.), 37-55. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.

DUGMORE A.J., NEWTON A.J., 1992. Thin tephra layers in peat revealed by X-radiography. *Journal of Archaeological Science*, 19, 163-170.

DUGMORE A.J., SUGDEN D.E., 1991. Do the anomalous fluctuations of Sólheimajökull reflect ice-divide migration? *Boreas*, 20, 105-113.

DUGMORE A.J., LARSEN G., NEWTON A.J., SUGDEN D.E., 1992. Geochemical stability of fine-grained silicic tephra layers in Iceland and Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 7, 173-183.

DUGMORE A.J., SHORE J.S., COOK G.T., NEWTON A.J., EDWARDS K.J., LARSEN G., 1995. The radiocarbon dating of tephra layers in Britain and Iceland. *Radiocarbon*, 37, 286-295.

DUGMORE A.J., NEWTON A.J., LARSEN G., COOK G.T., 2000. Tephrochronology, environmental change and the Norse settlement of Iceland. *Environmental Archaeology*, 5, 21-34.

EVANS D.J.A., ARCHER S., WILSON D.J.H., 1999. A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 18, 13-41.

FLOWERS G.E., BJÖRNSSON H., GEIRSDÓTTIR Á., MILLER G.H., BLACK J.L., CLARKE G.K.C., 2008. Holocene climate conditions and glacier variation in central Iceland from physical modelling and empirical evidence. *Quaternary Science Reviews*, 27, 797-813.

GORDON J.E., SHARP M.J., 1983. Lichenometry in dating recent landforms and deposits, southeast Iceland. *Boreas*, 12, 191-200.

GRÖNVOLD K., ÓSKARSSON N., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., HAMMER C.U., BOND G., BARD E., 1995. Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with ocean and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 149-155.

GUÐMUNDSSON H.J., 1997. A review of the Holocene environmental history of Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 16, 81-92.

GUÐMUNDSSON H.J., 1998. Holocene glacier fluctuations and tephrochronology of the Öraefi district, Iceland. Unpublished Ph.D thesis, University of Edinburgh, 238 p.

HABERLE T., 1991. Holocene glacial history of the Hörgárdalur area, Tröllaskagi, northern Iceland. *In* Maizels J.K. et Caseldine C. (éd.), Environmental Change in Iceland: Past and Present. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 193-202.

HAFLIDASON H., EIRÍKSSON J., VAN KREFELD S., 2000. The tephrochronology of Iceland and the North Atlantic Region during the Middle and Late Quaternary: a review. *Journal of Quaternary Science*, 15, 3-22.

HUNT J.B., 1994. The mobility and redeposition of the Hekla 1991 tephra, and the effects of wind and snow. *Münchener Geographische Abhandlungen*, B12, 157-175.

HUNT J.B., HILL P.G., 1993. Tephra geochemistry: a discussion of some persistent analytical problems. *The Holocene*, 3, 271-278.

JAKSCH K., 1970. Beobachtungen in den Gletschervorfeldern des Sólheima- und Síðujökull im Sommer 1970. *Jökull*, 20, 45-49.

JAKSCH K., 1975. Das Gletschervorfeld des Sólheimajökull. *Jökull*, 25, 34-38.

JÓHANNESON T., 1986. The response time of glaciers in Iceland to changes in climate. *Annals of Glaciology*, 8, 100-101.

JÓHANNESON T., RAYMOND C., WADDINGTON E., 1989. Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology*, 35, 355-369.

KIRKBRIDE M.P., 2002. Icelandic climate and glacier fluctuations through the terminus of the "Little Ice Age". *Polar Geography*, 26, 116-133.

KIRKBRIDE M.P., BRAZIER V., 1998. A critical evaluation of the use of glacier chronologies in climatic reconstruction, with reference to New Zealand. *In* "Mountain Glaciation" (L.A. Owen, éd.). *Quaternary Proceedings*, 6, 55-64.

KIRKBRIDE M.P., DUGMORE A.J., 2001a. Can the late "Little Ice Age" glacial maximum in Iceland be dated by lichenometry? *Climatic Change*, 48, 151-167.

KIRKBRIDE M.P., DUGMORE A.J., 2001b. Timing and significance of mid-Holocene glacier advances in northern and central Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 16, 145-153.

KIRKBRIDE M.P., DUGMORE A.J., 2003. Glaciological response to distal tephra fallout from the 1947 eruption of Hekla, Iceland. *Journal of Glaciology*, 49, 420-428.

KIRKBRIDE M.P., DUGMORE A.J., 2005. Holocene solifluction history reconstructed using tephrochronology. *In* Harris, C. et Murton, J. (éd.), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society, London, Special Publications, 242, 145-155.

KIRKBRIDE M.P., DUGMORE A.J., 2006. Responses of mountain ice caps in central Iceland to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1692-1707.

KIRKBRIDE M.P., DUGMORE A.J., 2008. Two millennia of glacier advances in southern Iceland dated by tephrochronology. *Quaternary Research*, 70, 398-411.

KUGELMANN O., 1991. Dating recent glacier advances in the Svarfadardalur-Skidadalur area of northern Iceland by means of a new lichen curve. *In* Maizels J.K. et Caseldine C. (éd.), Environmental Change in Iceland: Past and Present. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 203-217.

KVAMME T., MANGERUD J., FURNES H., RUDDIMAN W.F., 1989. Geochemistry of Pleistocene ash zones in cores from the North Atlantic. *Norsk Geologisk Tiddskrift*, 69, 251-272.

LARSEN G., 1981. Tephrochronology by microprobe glass analysis. *In* "Tephra Studies" (S. Self et R.S.J. Sparks, éd.), 95-102, Reidel, Dordrecht, Netherlands.

LARSEN G., 2000. Holocene eruptions within the Katla volcanic system, south Iceland: characteristics and environmental impact. *Jökull*, 49, 1-28.

LARSEN G., EIRÍKSSON J., 2008a. Holocene tephra archives and tephrochronology in Iceland - a brief overview. *Jökull*, 58, 229-250.

LARSEN G., EIRÍKSSON J., 2008b. Late Quaternary terrestrial tephrochronology of Iceland - frequency of explosive eruptions, type and volume of tephra deposits. *Journal of Quaternary Science*, 23, 109-120.

LARSEN G., THÓRARINSSON S., 1977. H4 and other acidic Hekla tephra layers. *Jökull*, 27, 28-46.

LARSEN G., GUÐMUNDSSON M.T, BJÖRNSSON H.J., 1998. Eight centuries of periodic volcanism at the center of the Iceland hotspot revealed by tephrostratigraphy. *Geology*, 26, 943-946.

LARSEN G., DUGMORE A.J., NEWTON A.J., 1999. Geochemistry of historical age silicic tephras in Iceland. *The Holocene*, 9, 463-471.

LARSEN G., NEWTON A.J., DUGMORE A.J., VILMUNDARDÓTTIR E., 2001. Geochemistry, dispersal, volumes and chronology of Holocene silicic tephra layers from the Katla volcanic system. *Journal of Quaternary Science*, 16, 119-132.

MACKIE E.A.V., DAVIES S.M., TURNEY C.S.M., DOBBYN K., LOWE J.J., HILL P.G., 2002. The use of magnetic separation techniques to detect basalt microtephra in last glacial-interglacial transition (LGIT; 15-10 ka cal. BP) sediment sequences in Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 38, 21-30.

MCKINZEY K.M., ORWIN J.F., BRADWELL T., 2004. Re-dating the moraines at Skálafellsjökull and Heinabergsjökull using different lichenometric methods: implications for the timing of the Icelandic Little Ice Age maximum. *Geografiska Annaler*, 86A, 319-335.

OGILVIE A.E.J., 1984. The past climate and sea-ice record from Iceland, part 1: data to A.D.1780. *Climatic Change*, 6, 131-152.

PILCHER J.R., HALL V.A., MACCORMAC F.G., 1995. Dates of Icelandic volcanic eruptions from tephra layers in Irish peats. *The Holocene*, 5, 102-110.

ROUSSEL E., CHENET M., GRANCHER D., JOMELLI V. 2008. Processus et rythmes de l'incision des sandar proximaux postérieure au petit âge glaciaire (sud d'Islande). *Géomorphologie* 2008/4, 235-248.

SCHOMACKER A., KRUGER J., LARSEN G., 2003, An extensive late Holocene advance of Kotlujökull, central south Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1427-1434.

SHARP M.J., DUGMORE A.J., 1985. Holocene glacier fluctuations in eastern Iceland. *Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 341-349.

SICRE M.-A., YIOU P., EIRÍKSSON J., EZAT U., GUIMBAUT E., DAHHOUI I., KNUDSEN K.-L., JANSEN E., TURON J.-L., 2008. A 4500-year reconstruction of sea surface temperature variability at decadal time-scales off North Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2041-2047.

SIGURÐSSON O., 1998. Glacier variations in Iceland 1930-1995. *Jökull*, 45, 3-25.

SIGURÐSSON O., JÓNSSON T., JÓHANNESSON T., 2007. Relation between glcier-termini variations and summer temperature in Iceland since 1930. *Annals of Glaciology*, 46, 170-176.

SMITH L.M., ANDREWS J.T., CASTAÑEDA I.S., KRISTJÁNSDÖTTIR G.B., JENNINGS A.E., SVEINBJÖRNDÓTTIR A.E., 2005. Temperature reconstructions for SW and N Iceland waters over the last 10 cal ka based on $\delta^{18}O$ records from planktic and benthic Foraminifera. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1723-1740.

STÖTTER J., 1991. New observations on the postglacial glacial history of Tröllaskagi, Northern Iceland. *In* Maizels J.K. et Caseldine C. (éd.), Environmental Change in Iceland: Past and Present. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 181-192.

STÖTTER J., WASTL M., CASELDINE C., HABERLE T., 1999. Holocene palaeoclimatic reconstruction in northern Iceland: approaches and results. *Quaternary Science Reviews*, 18, 457-474.

THÓRARINSSON S., 1943. Oscillations of Icelandic glaciers in the last 250 years. *Geografiska Annaler*, 25, 1-54.

THÓRARINSSON S., 1944. Tefrokronologiska studier på Island. *Geografiska Annaler*, 26, 1-217.

THÓRARINSSON S., 1956. On the variations of Svínafellsjökull, Skaftafellsjökull and Kvíárjökull in Öraefi. *Jökull*, 6, 1-15.

THÓRARINSSON S., 1964. On the age of the terminal moraines of Brúárjökull and Hálsajökull. *Jökull*, 14, 67-75.

THÓRARINSSON S., 1966. The age of the maximum postglacial advance of Hagafellsjökull Eystri. *Jökull*, 16, 207-210.

THÓRARINSSON S., 1967. The eruptions of Hekla in historical times. *In* The eruption of Hekla 1947-1948, 1, 1-170. Visindafélag Islendinga, Reykjavik, Iceland.

THÓRARINSSON S., 1981. The application of tephrochronology in Iceland. *In* Self, S. et Sparks, R.S.J. (éd.), Reidel, Dordrecht. *Tephra Studies*, 1-12.

THOMSON A., JONES A., 1986 Rates and causes of proglacial river terrace formation in southeast Iceland: an application of lichenometric dating techniques. *Boreas*, 15, 231-246.

TURNEY C.S.M., 1998. Extraction of rhyolitic component of Vedde microtephra from minerogenic lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 19, 199-206.

TURNEY C.S.M., LOWE J.J., 2001. Tephrochronology. *In* Last W.M. et Smol J.P. (éd.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 451-471.

LA DENDROGLACIOLOGIE OU L'APPORT DE L'ÉTUDE DES CERNES D'ARBRES POUR LA RECONSTITUTION DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES HOLOCÈNES

DENDROGLACIOLOGY,

THE TREE-RING CONTRIBUTION TO RECONSTRUCT HOLOCENE GLACIAL FLUCTUATIONS

MELAINE LE ROY [1], LAURENT ASTRADE [1], JEAN-LOUIS EDOUARD [2],
CÉCILE MIRAMONT [2], PHILIP DELINE [1]

[1] *Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.*

[2] *Laboratoire IMEP, CNRS, Bâtiment Villemin, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, F 13545 Aix-en-Provence cedex 04.*

Contact : melaine.le-roy@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

La dendroglaciologie est l'un des champs de la dendrochronologie qui s'applique à la reconstitution des fluctuations glaciaires en analysant le signal climatique et/ou géomorphologique contenu dans les cernes de croissance des arbres. Son utilisation est devenue courante aujourd'hui pour dater les récurrences glaciaires dans les régions où les glaciers ont pénétré des secteurs boisés lors des péjorations climatiques de l'Holocène. L'intérêt majeur de cette méthode est de permettre une meilleure résolution (annuelle dans des conditions favorables) que les autres méthodes de datation utilisées sur la période holocène.

Nous présentons ici une revue des différentes méthodes utilisées en dendroglaciologie à partir d'exemples pris dans la littérature ; une attention particulière est portée aux travaux effectués dans la région alpine.

***MOTS-CLÉS** : DENDROCHRONOLOGIE, FLUCTUATIONS GLACIAIRES, HOLOCÈNE, MÉTHODE DE DATATION.*

ABSTRACT

Dendroglaciology is one of the subfields of dendrochronology which applies to the reconstruction of glacial fluctuations by analyzing the climatic and/or geomorphological signal contained in trees growth rings. Today, its use became current to date glacial recurrences in areas where glaciers penetrated into forested zone during Holocene climatic pejorations. The major interest of this method is to allow a better resolution (annual under favorable conditions) than other methods of dating used over the Holocene.

We hereby present a review of the various methods used in dendroglaciology from examples taken in the literature; a particular attention is carried in the studies made in the alpine region

***KEYWORDS**: DENDROCHRONOLOGY, GLACIAL FLUCTUATIONS, HOLOCENE, DATING METHOD.*

Introduction

La dendrochronologie est la science qui traite de l'étude et de la datation des cernes de croissance des arbres. Bien que dès le XV^e^ siècle Leonard de Vinci ait déjà remarqué la nature annuelle des cernes et relié leur largeur au facteur précipitation, la méthode ne s'est réellement développée qu'au début du XX^e^ siècle sous l'impulsion de l'astronome et physicien américain A.E. Douglass. Celui-ci a en effet noté l'occurrence de cernes étroits sur des arbres étudiés dans de nombreux sites de l'ouest des Etats-Unis. L'observation, sur un vaste territoire, de ces cernes remarquables qu'il attribue à la sécheresse lui permet de jeter les bases de l'interdatation comme outil potentiel de datation. Après avoir développé de longues chronologies, il sera l'auteur, dès 1914, des premières datations dendrochronologiques, effectuées sur des sites archéologiques indiens (Douglass, 1921).

Dans la seconde partie du XX^e^ siècle, la dendrochronologie s'est diversifiée en plusieurs branches en réponse à l'apparition de problématiques nouvelles. Si aujourd'hui les applications à l'archéologie et à l'histoire sont toujours d'actualité, la dendrochronologie a également intégré les sciences de l'environnement (Schweingruber, 1988, 1996). On parle donc de *dendro-climatologie* pour l'utilisation de longues séries dendrochronologiques à des fins de reconstitutions paléoclimatiques (Fritts, 1976 ; Büntgen *et al*, 2006 ; Hughes *et al*, 2009), de *dendro-écologie* pour l'étude de la réponse de l'arbre à son environnement et aux changements climatiques (Petitcolas et Rolland, 1996 ; Keller *et al*, 2000), et de *dendro-géomorphologie* pour l'étude des processus géomorphologiques. En effet, les végétaux ligneux ont une grande capacité de réaction face aux stress liés aux perturbations de leur milieu de croissance (*process-event-response*, Shroder, 1978). L'analyse et la datation de ces réactions présente donc un grand intérêt pour la reconstitution de différents processus (Alestalo, 1971 ; Wiles *et al*, 1996), qu'il s'agisse de la morphogénèse postglaciaire des fonds de vallées (Becker et Schirmer, 1977 ; Sivan *et al*, 2006), des variations de niveaux de lacs (Stockton et Fritts, 1973 ; Bégin et Payette, 1988), d'éruptions volcaniques (Yamaguchi, 1983), de glissements de terrains (Shroder, 1978), d'avalanches (Casteller *et al*, 2007. Reardon *et al*, 2008), de chutes de pierre (Stoffel *et al*, 2005a), de laves torrentielles (Stoffel *et al*, 2005b), de géomorphologie fluviale (Astrade et Bégin, 2002 ; Astrade *et al*, 2009). C'est à cette branche que l'on peut rattacher la dendroglaciologie qui a pour objet la reconstitution des fluctuations glaciaires. Cet article se propose donc, après un rappel des bases de la dendrochronologie, de présenter cette technique et les résultats obtenus dans les Alpes.

I - Le principe de la dendrochronologie

Sous un climat tempéré marqué par la saisonnalité, les arbres produisent un cerne annuel durant la période d'activité végétative (d'avril à septembre). Le cerne est constitué chez les conifères d'un bois initial clair (car constitué de trachéides larges aux parois fines) qui se forme au printemps, et d'un bois final plus sombre (trachéides petites aux parois épaisses) qui se forme en été et au début de l'automne. L'épaisseur des cernes (mais aussi la densité maximum et la signature isotopique du bois) varie en réponse à différents facteurs internes (facteurs biotiques tels que l'âge, la longévité, la sensitivité, ou génétiques) et externes (climat, sol, exposition, dynamiques de population, action anthropique, etc).

La variabilité interannuelle de l'épaisseur des cernes, retranscrite de façon *quasi* similaire par les individus d'une même espèce qui vivent sous des conditions climatiques semblables, est principalement due à la variabilité climatique (température, précipitations, enneigement, etc). Ainsi, en comparant les variations d'épaisseur de cernes de différentes séries, il est possible de synchroniser des séquences venant d'arbres ayant eu des périodes de vie communes. Cette synchronisation ou interdatation (*crossdating*) s'effectue grâce à des tests statistiques (Eckstein, 1969 ; Baillie, 1982) et à une vérification visuelle. L'interdatation se base sur l'identification de cernes originaux, soit parce qu'ils sont particulièrement minces, soit parce qu'ils présentent une anatomie particulière (cernes de gel, cernes à bois final étroit liés à des épidémies de tordeuse grise chez le mélèze, par exemple), qui se retrouvent chez plusieurs arbres et qui constituent des repères chronologiques. Ces années caractéristiques ou *pointer years* (Schweingruber *et al*, 1990) peuvent même être significatives au-delà de l'échelle régionale et permettre des corrélations sur de longues distances (téléconnexions) (Rolland *et al*, 2000). Pour une séquence de tels cernes on parlera de signature caractéristique. L'interdatation permet en outre de détecter les anomalies de croissance (faux cernes ou cernes absents) qui peuvent être présentes dans les séries et perturber la datation.

Identifier les cernes ou les séquences caractéristiques et attribuer à chaque cerne l'année exacte de sa formation est à la base de la construction des chronologies de référence. Celles-ci sont construites en partant d'arbres vivants dont on connaît l'année du dernier cerne sous l'écorce (qui correspond à l'année du prélèvement s'il est fait en été) puis en remontant le temps avec des bois de différentes sources (pièces archéologiques, bois subfossiles…) pour pouvoir étendre la chro-

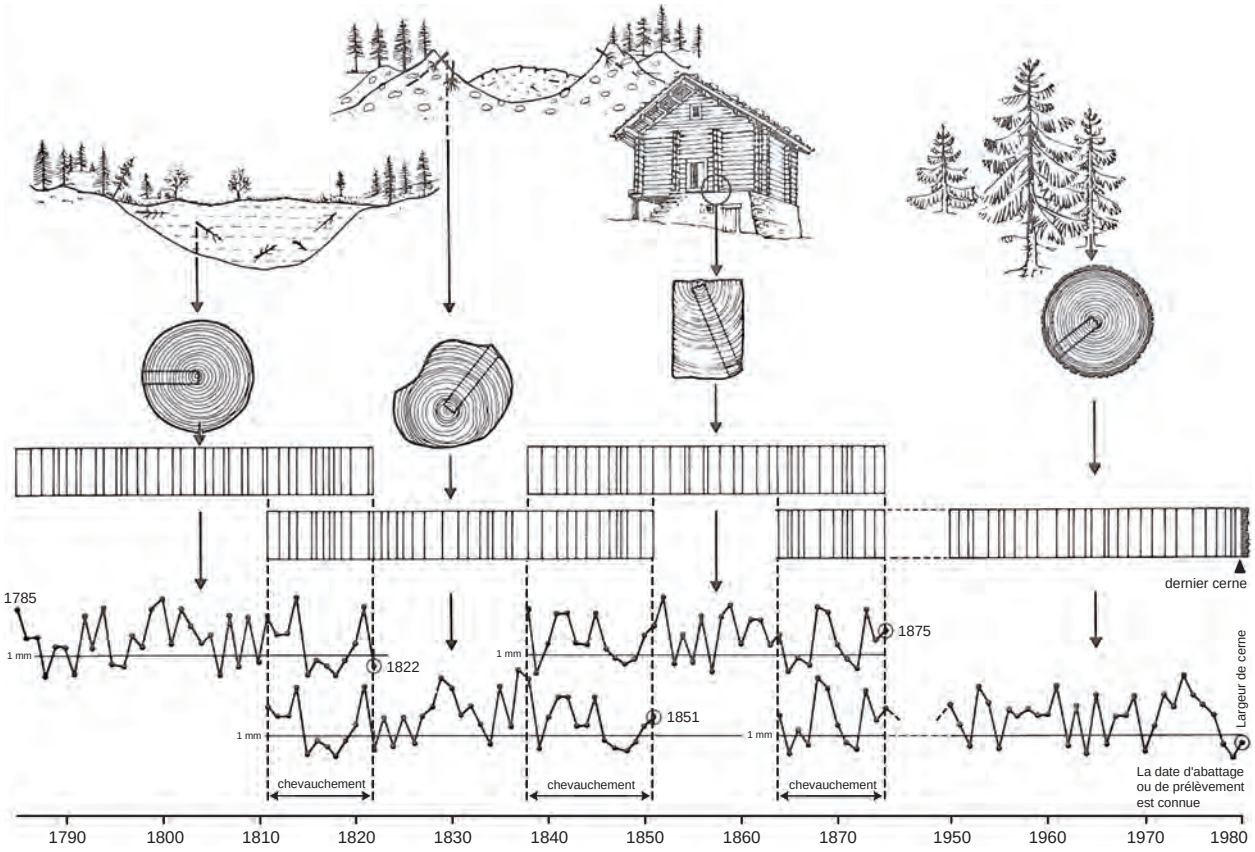


Figure 1 - Le principe de l'interdatation et son utilisation pour la construction d'une chronologie dendrochronologique (traduit de Schweingruber, 1988).

nologie au-delà de la période couverte par les arbres vivants (figure 1). L'interdatation va ensuite permettre d'attribuer une date calendaire à des séries non datées en les comparant avec la chronologie de référence. L'intérêt majeur de la dendrochronologie est sa résolution annuelle (voire saisonnière). Mais dans le cas de bois subfossiles (*i.e.* restes ligneux conservés dans des dépôts sédimentaires quaternaires), elle est souvent conditionnée par le degré de conservation de l'échantillon (présence ou non de l'écorce, de l'aubier).

A toutes les étapes du traitement, l'objectif est de minimiser les caractéristiques individuelles afin de faire ressortir le signal commun (le climat). Au niveau de l'arbre, plusieurs rayons sont mesurés et moyennés, ce qui constitue une série individuelle. De la même façon pour effectuer une datation on privilégie, dans la mesure du possible, la construction d'une chronologie à partir de quelques échantillons contemporains issus d'un même site, afin de tamponner les réponses individuelles. Enfin la qualité d'une chronologie de référence est jugée sur sa couverture, c'est-à-dire le nombre d'échantillons recouvrant chaque année.

Les données dendrochronologiques n'étant pas seulement influencées par le climat, un traitement statistique doit être effectué sur les données brutes pour faire disparaître l'effet géométrique lié à l'âge (pour une quantité identique de bois produite, les cernes périphériques sont plus étroits que les cernes proches de la moelle puisque le bois est réparti sur un rayon plus grand) et rendre les données homogènes et comparables entre elles. Ce procédé s'appelle la standardisation (Fritts, 1976 ; Cook et Kairiukstis, 1990). Différents types de traitements statistiques sont utilisés afin de mettre en évidence les variations de haute fréquence, ou de moyenne et basse fréquence.

Dans une perspective de calibration du ^{14}C, mais aussi pour des reconstitutions paléoenvironnementales basées sur la comparaison de différents proxy à haute résolution (cernes d'arbres, varves lacustres et marines, carottes de glace, données historiques et phénologiques), les dendrochronologues ont développé depuis quelques décennies des chronologies multimillénaires dans différentes régions du globe (Ferguson, 1969 ; Lara et Villalba, 1993 ; Gruud *et al*, 2002 ; Hantemirov et Shiyatov, 2002). En Europe, les plus longues chronologies concernent le chêne. Celle d'Allemagne du sud atteint 10 400 ans. L'interdatation de cette série avec des chronologies de pin préboréales d'Europe centrale permet d'étendre la chronologie datée de façon absolue jusqu'au milieu du Dryas récent (12 593 cal. BP) et de dater la transition Tardiglaciaire / Holocène (Friedrich *et al*, 2004 ; Schaub *et al*, 2008). Dans la région alpine, et plus particulièrement en zone subalpine (au niveau de la limite des arbres), les très longues chronologies sont rares. Une chronologie de *Pinus Cembra* couvrant en continu les 9111 dernières années a été développée

récemment pour les Alpes orientales (Nicolussi *et al*, 2009). Dans les Alpes suisses et françaises les longues chronologies continues pour les essences subalpines (principalement mélèze et pin cembro) couvrent respectivement 1300 ans (Büntgen *et al*, 2004 ; 2006), et un peu plus que le dernier millénaire (Edouard, 2007 ; Edouard et Thomas, 2008). Dans les Alpes du sud, plusieurs chronologies flottantes (calées par des dates ^{14}C) existent également sur l'ensemble de la période holocène et sur le tardiglaciaire (Miramont *et al*, 2000 ; Edouard, 1994 ; Edouard *et al*, 2002 ; Edouard et Thomas, 2008 ; Sivan et miramont, 2008.).

II - Application à l'étude des fluctuations glaciaires

La dendroglaciologie se définit comme la reconstitution des fluctuations glaciaires par l'analyse des cernes d'arbres (Innes, 1987 ; Luckman, 1998 ; Smith et Lewis, 2007). Cette discipline inclut donc la datation de moraines avec des arbres vivants ou subfossiles, mais également la reconstitution de paléo-bilans de masse glaciaires au moyen de séries dendrochronologiques. Par extension, la tentative (plus indirecte) de relier les fluctuations de la limite supérieure des arbres aux variations de la ligne d'équilibre glaciaire peut également rentrer dans ce cadre (Solomina, 2002). La dendroglaciologie est cantonnée aux régions où les glaciers ont interféré avec l'étage montagnard au cours de l'Holocène, excluant les massifs montagneux sous climats continentaux arides. Le terrain de prédilection pour son utilisation se trouve principalement dans les cordillères côtières du continent américain (Alaska, Canada et Patagonie) où les travaux de ce genre sont les plus anciens et les plus nombreux (Lawrence, 1950 ; Bray et Struik, 1963 ; Heikkinen, 1984 ; Ryder et Thompson, 1986 ; Villalba *et al*, 1990 ; Luckman, 2000 ; Koch et Kilian, 2005 ; Koch *et al*, 2007a, 2007b ; Jackson *et al*, 2008 ; Masiokas *et al*, 2009). Elle a également été mise en œuvre dans les Alpes (Holzhauser, 1984 ; 1997 ; Holzhauser et Zumbühl, 1996 ; Holzhauser *et al*, 2005 ; Pelfini, 1999), en Asie centrale (Solomina, 1996) et en Himalaya (Bräuning, 2006).

Employée à l'origine pour dater les fluctuations du Petit Age Glaciaire (P.A.G.), la dendroglaciologie peut maintenant être utilisée sur une partie de l'Holocène grâce à l'extension des chronologies qui permettent l'attribution de dates calendaires à des récurrences glaciaires très anciennes. Les datations précises obtenues avec les techniques dendrochronologiques s'avèrent primordiales pour pouvoir effectuer des comparaisons entre chronologies glaciaires de massifs différents. L'objectif étant de pouvoir évaluer le synchronisme d'épisodes climatiques, mêmes brefs (comme l'évènement 8200 BP par exemple), ce qui est difficile avec la précision qu'autorisent le ^{14}C (Menounos *et al*, 2004) ou la lichénométrie.

En dendroglaciologie, les arbres peuvent être utilisés de différentes manières et n'apportent pas les mêmes informations selon leur position géographique, stratigraphique, etc, au sein de la marge proglaciaire. Nous allons donc détailler les principales manières d'utiliser les arbres pour dater des fluctuations glaciaires, ainsi que les précautions à prendre quant à l'interprétation des données recueillies.

1 - L'âge des arbres vivants sur les formations glaciaires

A priori, dans ce cas de figure, le décompte des cernes du plus vieil arbre échantillonné procure un âge minimum de la formation sur lequel il a poussé, ceci n'étant vrai que si les arbres présents sont de première génération (Sigafoos et Hendricks, 1969). Cependant, pour évaluer la date du dépôt de la moraine avec la plus grande précision possible, il faut prendre en compte différents facteurs :

- le comptage des cernes peut amener à des erreurs substantielles pour Koch (2009) qui propose une méthodologie basée sur l'interdatation et la constitution d'une chronologie propre à chaque site, et non plus sur un simple décompte. En effet les cernes absents ou les faux cernes peuvent conduire à une sous- ou à une sur-estimation de l'âge des moraines s'ils ne sont pas détectés – l'erreur associée pouvant aller jusqu'à une dizaine d'années selon cette étude ;
- l'âge de l'arbre à la hauteur du prélèvement doit également être déterminé et ajouté à la valeur précédente (*age-height correction*). En effet, l'âge indiqué par la carotte prélevée, souvent à hauteur de poitrine (1,2 m), ne reflète pas l'âge réel de l'arbre. La correction de l'âge par rapport à la hauteur d'échantillonnage se fait en mesurant les taux de croissance de plants de la même espèce sur le site étudié. Mais l'application uniforme de cette valeur moyenne ne prend pas en compte la variabilité microclimatique et topographique inhérente aux terrains de montagne, et les variations de croissance importantes qui en découlent. Elle doit donc être pondérée en mesurant le taux de croissance radiale près de la moelle (souvent corrélé à la hauteur de l'arbre) indiquant s'il s'agit d'un individu à croissance rapide ou non. Selon les cas, on appliquera alors une correction basée sur un taux de croissance élevé pour les individus dont les premiers cernes sont larges, et inversement s'ils sont étroits (Winchester et Harrison, 2000 ; Koch, 2009). Pour diminuer l'impact de ce biais, il est conseillé d'effectuer les prélèvements

le plus près possibles du sol afin de conserver le plus grand nombre de cernes ;

- enfin, il faut estimer une valeur d'écèse (*ecesis*) c'est-à-dire la période comprise entre la stabilisation du dépôt et la germination du premier arbre. Cela peut être fait par analogie avec la littérature existante, ou plus sûrement en calibrant cette valeur à proximité du site étudié, si une surface bien datée (*e.g.* moraine, glissement de terrain) est disponible pour quantifier le taux de recolonisation (McCarthy et Luckman, 1993 ; Strumia et Schweingruber, 1996). Le délai d'écèse peut varier fortement selon les caractéristiques du site (altitude, orientation, enneigement, etc) et doit donc être déterminé localement (Gutsell et Johnson, 2002). Malgré les précautions prises, l'âge dérivé sera un âge minimum car on ne peut pas déterminer l'écèse pour un arbre particulier (McCarthy et Luckman, 1993).

2 - Les ruptures de croissance chez les arbres proches du glacier

Parfois les arbres directement témoins de la poussée glaciaire continuent à vivre après avoir été touchés par le glacier ou heurtés par des débris supraglaciaires. L'analyse des cernes et l'interdatation de la série donne alors de manière indiscutable à la fois la position et la date précise de la poussée glaciaire. Cette technique, courante en dendrogéomorphologie, se base sur la datation des signatures particulières que sont les cicatrices, l'apparition de bois de réaction, ou la mise en place chez certains conifères de lignes de canaux résinifères traumatiques (Bollschweiler *et al*, 2008). La réponse à la déstabilisation causée par le glacier va se traduire, chez les conifères, par l'apparition de cernes excentriques (bois de réaction) du côté du tronc opposé à la poussée glaciaire, et rendre l'événement facilement datable (figure 2). Le bois de réaction et les cicatrices peuvent également être causés par d'autres processus, tels que les chutes de pierre, les crues, les laves torrentielles ou les avalanches. Elles font de l'arbre un enregistreur fidèle des modifications de son environnement, de façon continue et sur une longue période, si les évènements n'entraînent pas la mort de l'individu.

La réduction du taux de croissance des arbres situés à proximité immédiate du glacier est parfois utilisée pour identifier les phases de crues glaciaires (Nicolussi et Patzelt, 1996). L'interdatation des chronologies individuelles doit se faire, dans ce cas, avec une chronologie de référence indépendante du phénomène étudié – en l'occurrence l'influence glaciaire. Cette méthode doit s'appuyer pour Luckman (1998) sur la démonstration claire d'un lien entre la chute du taux de croissance chez les arbres bordiers et la présence du glacier (dépôt d'une moraine, par exemple). Elle aboutit pour cet auteur à des résultats contrastés comme le montrent des exemples pris dans les Rocheuses canadiennes (Luckman, 1998). En effet, il semble que la chute du taux de croissance due à la proximité de la glace (figure 3) ne soit observable que chez les individus situés à moins de 5 m du front glaciaire (Bray et Struik, 1963 ; Villalba *et al*, 1990). En revanche les baisses de croissance observées dans les chronologies de référence régionale s'avèrent bien corrélées (LaMarche et

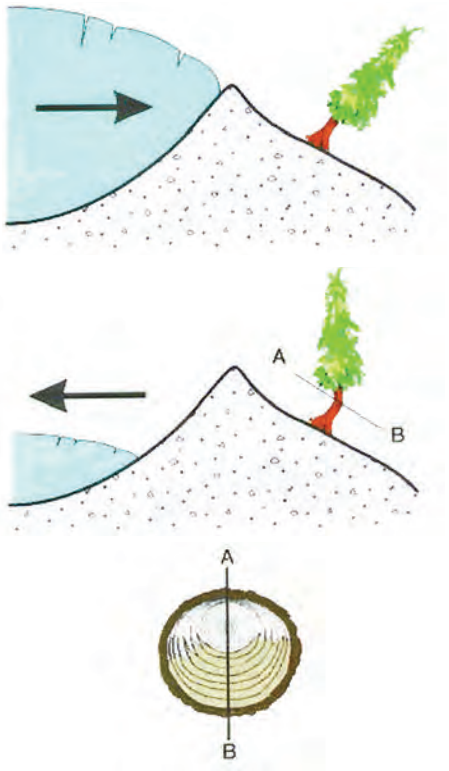


Figure 2 - Formation de bois de réaction en réponse à une crue glaciaire chez les arbres poussant sur une moraine (Smith et Lewis, 2007)

Figure 3 - Forte chute de croissance à partir de 1505 (flèche) chez un mélèze proche du Glacier d'Aletsch en réponse à une petite avancée glaciaire. La crue suivante, plus importante, sera responsable de la mort de cet arbre en 1588. La présence de l'écorce sur cet échantillon autorise une datation précise (photo H. Holzhauser).

Fritts, 1971 ; Matthews, 1977), ou même anti-corrélées (Villalba *et al*, 1990), avec les épisodes de crues glaciaires et les dates de dépôt de moraines.

3 - Les arbres morts libérés par le retrait du glacier

Les arbres trouvés à l'intérieur de la marge proglaciaire se divisent en deux catégories selon l'interprétation qui est faite de l'endroit où ils ont poussé :

- les bois *in situ* sont ceux qui sont retrouvés en position de vie, soit sous forme de souches en place dans la marge proglaciaire, soit sous forme de troncs reposant en lits parallèles dans la face proximale des grandes moraines latérales composites (Osborn, 1986 ; Reyes et Clague, 2004). Dans les moraines latérales, l'évidence d'une croissance *in situ* est moins forte (à moins que les racines ne reposent au niveau d'un horizon organique – *i.e.* un paléosol), car les arbres ont parfois pu être remobilisés par une crue postérieure à celle qui les a tués, ou résulter d'avalanches sur les versants (figure 4, A2). C'est alors l'orientation du tronc et son aspect, de même que les caractéristiques géomorphologiques locales qui doivent être examinées. Dans les deux cas, les arbres sont mis au jour par érosion du till (du fait de l'incision des émissaires proglaciaires, ou de la régularisation des moraines). Dans les Alpes, aucun bois plus vieux que 4000 BP n'a été retrouvé dans les moraines latérales, ce qui indique que ces formations se sont principalement construites durant le Néoglaciaire (Joerin, 2006). Les bois *in situ* représentent la seule preuve indiscutable de la position du glacier pour une date donnée. Ces souches en position de vie dans les marges proglaciaires sont relativement fréquentes au Canada où de véritables forêts fossiles ont pu être observées grâce au retrait glaciaire de ces dernières décennies (Luckman, 1995 ; Wood et Smith, 2004). De tels gisements sont plus rares dans les Alpes. Certains glaciers suisses (Aletsch, Zmutt, Zinal, Allalin notamment) sont cependant connus pour avoir recouvert des boisements matures pendant l'Holocène (Röthlisberger *et al*, 1980) *;*
- les bois détritiques sont les bois retrouvés dans les marges proglaciaires mais qui ne sont plus en position de vie, donc souvent à l'aval du site où ils ont poussé. Leur apparence témoigne du transport intra- ou sous-glaciaire qu'ils ont subi : absence d'écorce, érosion de surface, incrustation de sédiments, déformation, etc. La préservation de petites branches ou de l'écorce signifie un transport court, ou un enfouissement sur place dans le cas de souches *in situ* (Koch *et al*, 2007a). Les bois détritiques posent généralement des problèmes d'interprétation. Ryder et Thomson (1986) ont listé les interprétations possibles des datations obtenues sur ces bois, selon l'endroit où l'échantillonnage a été réalisé (figure 4). Un bois détritique en position stratigraphique (dans une moraine latérale ou dans le till de la marge proglaciaire) indique un âge maximum pour une avancée du glacier. Il définit également l'extension minimum du glacier car celui-ci doit avoir atteint au moins le bois et probablement l'avoir dépassé (Koch *et al*, 2007 a). Si ce bois résulte d'une avalanche et n'a pas été tué par une crue glaciaire, il indique toujours un âge maximum qui n'est pas très éloigné de la date réelle car sa conservation est due à son incorporation au sédiment glaciaire. En effet,

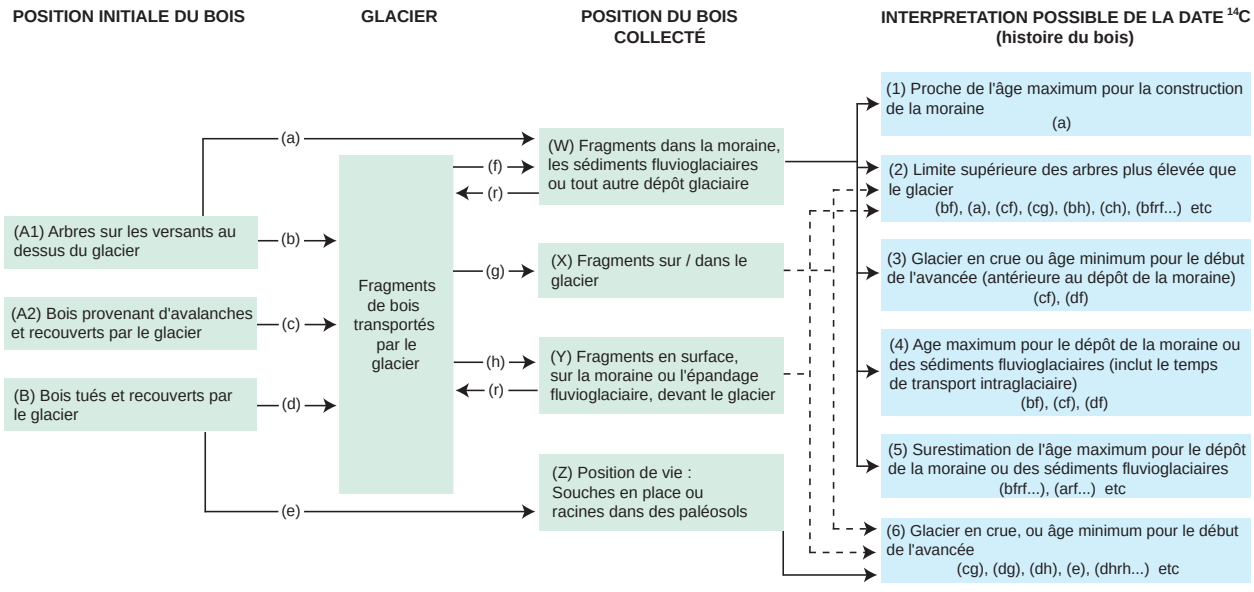


Figure 4 - Interprétations possibles des datations effectuées sur des bois provenant d'une marge proglaciaire (traduit de Ryder et Thompson, 1986).

des troncs exposés à l'air libre dans un environnement alpin pourrissent généralement en 30 à 60 ans (Röthlisberger et Schneebeli, 1979). Les bois trouvés aux fronts des glaciers actuels indiquent en outre une extension plus faible du glacier lors de phases de recul prononcé, et donc un âge minimum pour ces retraits paroxystiques.

Quand un échantillonnage significatif (plusieurs dizaines de pièces) est possible, les bois (*in situ* et/ou détritiques) permettent d'établir une chronologie précise des récurrences glaciaires en identifiant les périodes où de grandes quantités d'arbres sont morts par enfouissement (Wiles *et al*, 1999 ; Luckman, 2000 ; Joerin *et al*, 2008 ; Barclay *et al*, 2009). Les bois subfossiles peuvent aussi être utilisés pour prolonger les chronologies de référence au-delà de la limite permise par les arbres vivants poussant à proximité (500-600 ans) et permettre ainsi des datations calendaires sur un plus grand intervalle. Lorsque les bois collectés sur la marge proglaciaire ne peuvent être interdatés avec des chronologies existantes, la datation au ^{14}C est utilisée pour fournir une date relative à la chronologie qui sera alors flottante. Mais la méthode radiocarbone est moins précise et il existe une incertitude dans la comparaison des données. Elle peut néanmoins être grandement améliorée par la technique du *wiggle-matching* qui consiste à dater au ^{14}C plusieurs échantillons (d'un même bois ou d'une chronologie flottante) faiblement espacés (*e.g.* tous les 10 ans). Les différents échantillons serviront ainsi à ancrer la séquence sur la courbe de calibration du ^{14}C et à améliorer très sensiblement la résolution de la date (Kromer, 2009).

4 - La reconstitution de dendro-bilans de masse

Cette procédure utilise les techniques des reconstitutions dendroclimatiques et se fonde sur la corrélation négative qui existe entre la croissance des cernes et les paramètres favorisant le bilan de masse glaciaire (*i.e.* forte accumulation hivernale, fraîcheur et nébulosité estivale). Les périodes de bilans de masse positifs sont ainsi souvent caractérisées par des cernes plus étroits que la moyenne chez les arbres poussant en limite supérieure de la forêt, à proximité des zones englacées. Cette relation, qui a été mise en évidence dans plusieurs massifs et pour des essences différentes (LaMarche et Fritts, 1971 ; Matthews, 1977 ; Bhattacharyya *et al*, 2006 ; Borgaonkar *et al*, 2009), peut donc être utilisée pour reconstituer l'histoire des glaciers par le biais du calcul de paléo-bilans de masse. La méthode est particulièrement adaptée aux régions où il n'existe pas de sources historiques, ou bien pour pouvoir remonter au-delà de ces sources dans des massifs comme les Alpes.

Nicolussi (1995) a reconstitué les bilans de masse annuels du glacier Hintereis (Autriche) jusqu'en 1400 AD en employant une série dendrochronologique de *Pinus Cembra*, principalement contrôlée par la température estivale. Par la suite, d'autres tentatives ont été menées en reconstruisant séparément les bilans de masse estivaux et hivernaux avec des données dendrochronologiques indépendantes (Watson et Luckman, 2004 ; Larocque et Smith, 2005). En effet, les bilans de masse hivernaux et estivaux n'étant pas forcément corrélés, il faut trouver deux proxy différents pour modéliser l'un et l'autre, et aboutir à une reconstitution plus juste du bilan de masse annuel. Pour Linderholm *et al* (2007), l'utilisation des séries dendrochronologiques est adaptée à la modélisation du bilan estival mais pas à celle du bilan hivernal du glacier de Storglaciären (Suède), pour lequel il faut un proxy indépendant (un indice de circulation atmosphérique dans ce cas).

Avec le développement de chronologies multi-millénaires, le potentiel existe pour que ces reconstitutions continues et à haute résolution puissent remonter plus loin que le Petit Age Glaciaire sur lequel elles ont été menées jusqu'à présent, et s'étendre à une partie de l'Holocène (Smith et Lewis, 2007).

III - LES RÉSULTATS OBTENUS DANS LES ALPES

La découverte de restes ligneux exposés par le retrait des glaciers n'est pas récente puisqu'aux XVIII^{e} et XIX^{e} siècles des troncs fossiles étaient déjà observés au front du glacier de l'Unteraar et du glacier inférieur de Grindelwald en Suisse (Röthlisberger et Schneebeli, 1979). Cependant leur étude systématique n'a commencé que dans les années 1960-70, époque à laquelle de nombreux échantillons ont été exhumés des marges proglaciaires – parfois à l'occasion de grands travaux hydroélectriques – puis datés au radiocarbone (Röthlisberger et Oeschger, 1961 ; Corbel et Le Roy Ladurie, 1963 ; Bezinge, 1976 ; Vivian, 1975, 1976 ; Röthlisberger *et al*, 1980). Plus récemment, l'analyse dendrochronologique de tels échantillons a permis de faire beaucoup progresser la compréhension des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes centrales et orientales.

La chronologie néoglaciaire des glaciers suisses et autrichiens est aujourd'hui bien contrainte grâce notamment aux travaux de Holzhauser et de ses collaborateurs sur les glaciers d'Aletsch, glacier du Gorner et glacier inférieur de Grindelwald en Suisse (Holzhauser et Zumbühl, 1996 ; Holzhauser, 1997 ; Holzhauser *et al*, 2005), et aux travaux de Nicolussi et Patzelt (1996, 2001) sur les glaciers de Pasterze et de Gepatsch en Autriche. Ces études se basent principalement sur la datation de souches trouvées *in situ* dans les marges proglaciaires, et sur des sources historiques pour la période

la plus récente (les 450 dernières années).

D'autre part, la datation, principalement au ^{14}C, des bois trouvés au niveau des fronts glaciaires actuels par les équipes des universités de Bern et Innsbruck, a permit de faire émerger une chronologie des phases de contractions glaciaires sur l'ensemble de l'Holocène (Hormes *et al*, 1998 ; 2001 ; 2006 ; Nicolussi et Patzelt, 2000 ; 2001 ; Joerin, 2006 ; Joerin *et al*, 2006 ; 2008). Il apparaît ainsi que de nombreuses phases de retrait ont marqué l'Holocène (surtout la première moitié). Le cumul de ces intervalles indique même que les glaciers ont été moins étendus qu'ils ne le sont actuellement pendant au moins la moitié de l'Holocène (Ivy-Ochs *et al.*, 2009). Les troncs retrouvés sont supposés avoir poussé pendant des périodes plus chaudes dans et/ou sur le bord de bassins de sédimentation situés actuellement sous la glace (figure 5). Ils en sont expulsés aujourd'hui à la faveur de vidanges sous-glaciaires. Le fait que des morceaux de tourbe compressée les accompagnent accrédite cette hypothèse. Des profils radar effectués au glacier de Tschierva (Grisons, Suisse) montrent qu'un tel bassin existe un kilomètre à l'amont du front actuel. Les travaux menés sur ce site par Joerin *et al* (2008) indiquent que l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) était plus de 220 m supérieure à celle de l'année de référence (1985) pendant les différentes périodes où des arbres ont pu poussé sur ce site (vers 9200 cal. BP, de 7450 à 6650 cal. BP, et de 6200 à 5650 cal. BP). Dans le cadre de cette étude, l'interdatation des séries dendrochronologiques issues des bois subfossiles avec la série dendrochronologique des Alpes orientales a permis d'attribuer pour la première fois des âges calendaires à ces phases de retrait holocènes. On peut noter en outre que ces optimums holocènes reconstitués d'après les glaciers coïncident avec les reconstitutions d'une limite supérieure des arbres bien supérieure à l'actuelle dans les Alpes orientales (Nicolussi *et al*, 2005).

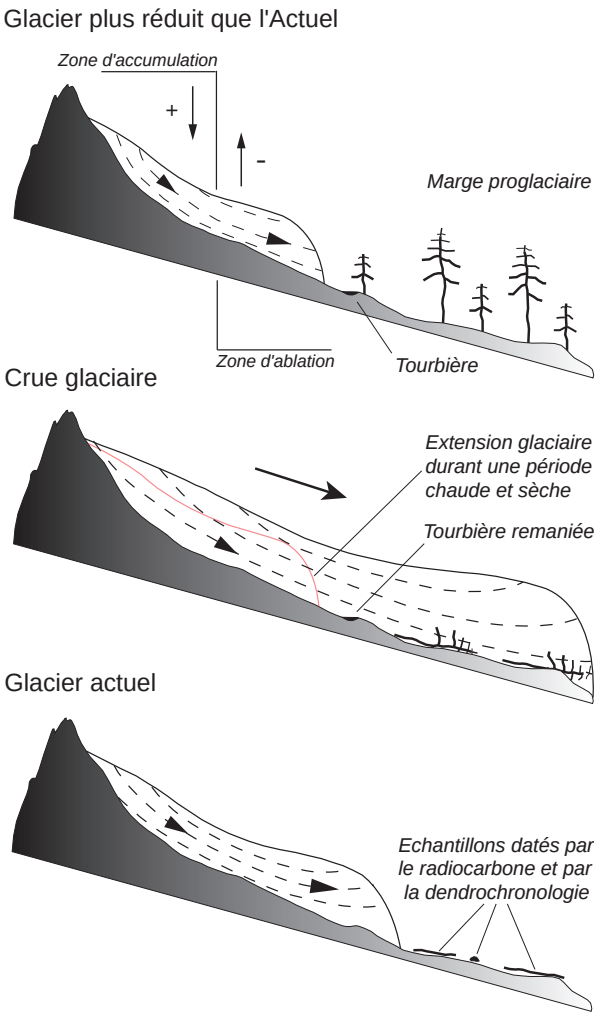


Figure 5 - Colonisation végétale et développement de tourbière dans la marge proglaciaire lors de périodes de retrait prononcé du glacier. La matière organique est ensuite érodée par une crue glaciaire, puis transportée dans et/ou sous le glacier, conservée dans le sédiment glaciaire, pour être enfin exposée au niveau du front lors d'une autre période de retrait (modifié de Hormes et al, 2001).

Dans les Alpes occidentales, peu de bois ont été trouvés dans les marges proglaciaires jusqu'à présent, et peu d'études ont été réalisées. Une dizaine d'échantillons provenant des massifs du Mont Blanc et des Ecrins ont été datés par Vivian dans les années 1970. Les âges obtenus s'échelonnaient entre 500 BP et 8000 BP (Vivian, 1975). Bless (1984) et Wetter (1987) ont également daté, entre l'Actuel et 3600 BP, une vingtaine de bois issus des moraines latérales des glaciers de la vallée de Chamonix (Argentière, Mer de Glace et les Bossons). Très peu de ces bois étaient en position de vie et ils n'ont pas fait l'objet d'analyse dendrochronologique. Edouard (1978) relate le peu d'éléments ligneux trouvés dans le bassin de la Romanche, région peu boisée aujourd'hui. Sur le versant italien du massif du Mont Blanc, Orombelli et Porter (1982) ont daté deux troncs issus de la moraine latérale droite du glacier de la Brenva, et Aeschlimann (1983) a publié une série densitométrique (mesure de la densité du bois final qui est un bon indicateur des températures estivales) pour un mélèze fossile de 300 ans extrait du site du Jardin du Miage, où une forêt a été enfouie par l'avancée du glacier du Miage au XVII^{e} siècle. L'auteur en déduit une interprétation climatique de la première partie du P.A.G. Enfin, Edouard (1994) dresse un panorama des bois subfossiles retrouvés au dessus de la limite actuelle de la forêt dans les Alpes françaises, mais peu des échantillons recensés ne proviennent de marges proglaciaires.

En dépit de ce bilan, un potentiel existe pour de telles études dans les Alpes occidentales, comme le prouvent les échantillons récoltés récemment par un des auteurs dans les massifs du Mont Blanc et des Ecrins. Une synthèse des travaux existants accompagnée d'une prospection exhaustive et de l'emploi de la dendrochronologie pourra contribuer à jeter un éclairage nouveau sur la chronologie glaciaire de la région.

CONCLUSION

La dendrochronologie est un outil de datation particulièrement intéressant puisqu'il autorise des reconstitutions paléoclimatiques à haute résolution, très recherchées dans l'évaluation de la variabilité climatique passée.

Les fluctuations glaciaires holocènes sont à présent relativement bien connues dans les Alpes centrales et orientales même si des zones d'ombre persistent – notamment sur l'amplitude et le synchronisme des fluctuations pendant la première moitié de la période (Ivy-Ochs *et al.*, 2009). Ces résultats ont été possibles grâce à l'apport de la dendrochronologie qui a permis, dans de nombreux cas, des datations calendaires précises. Cependant, les Alpes occidentales (principalement la partie française de la chaîne) ont été beaucoup moins étudiées puisque aucune chronique holocène n'est disponible. De plus, les travaux qui existent, toujours contraints par des datations radiocarbone, n'ont concerné que les grands appareils du massif du Mont Blanc pendant la deuxième moitié de l'Holocène. Il existe donc un besoin de chronologies glaciaires plus précises sur cette zone et l'utilisation de la dendrochronologie serait un moyen d'y parvenir.

C'est l'objet de la thèse en cours de M. Le Roy au laboratoire EDYTEM que de tenter d'établir une chronologie, la plus précise possible, des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales avec, entre autres méthodes de datation, le recours privilégié à la dendrochronologie. Pour cela, la première étape consiste à établir des référentiels dendrochronologiques propres au Alpes du nord occidentales – car ils n'existent pas actuellement – pour les deux essences subalpines les plus courantes, le pin cembro et le mélèze. Cela nécessite un travail de prospection afin d'identifier les plus vieux arbres vivants, le bâti ancien, et les bois subfossiles conservés dans les sédiments (tourbières, lacs). Ces chronologies de référence permettront, dans un second temps, de dater les échantillons récoltés dans les marges proglaciaires.

BIBLIOGRAPHIE

AESCHLIMANN H., 1983. Zur Gletschergeschichte des italienischen Mont Blanc Gebietes : Val Veni - Val Ferret - Ruitor. Thèse de Doctorat, Université de Zürich, 106 p.

ALESTALO J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105, 1-140.

ASTRADE L., BÉGIN Y., 2002. Utilisation de la dendrochronologie comme outil de diagnostic et d'évaluation du fonctionnement des hydrosystèmes. *In* Ruffinoni C., Piégay H., Pautou G., Les ripisylves dans les hydrosystèmes fluviaux, éd. I.D.F.-C.N.R.S.

ASTRADE L., CORENBLIT D., DUFOUR S., LE LAY Y.F., LIÉBAULT T F., PIÉGAY H., STEIGER J., 2009. La végétation ligneuse dans les systèmes fluviaux anthropisés : quelques avancées conceptuelles et méthodologiques récentes. *In* L'évolution de la recherche sur les hydrosystèmes continentaux en géographie, Comité National Français de Géographie, éd. L'Harmattan, 54 p.

BAILLIE M.G.L., 1982. Tree-ring dating and archaeology. Croom Helm, London, 271 p.

BARCLAY D.J., WILES G.C., CALKIN P.E., 2009. Tree-ring crossdates for a first millennium advance of Tebenkof Glacier, Southern Alaska. *Quaternary Research,* 71, 22-26.

BECKER B., SCHIRMER W., 1977. Paleoecological study on the Holocene valley development of the River Main, southern Germany. *Boreas,* 6, 4, 303-321.

BÉGIN Y., PAYETTE S., 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Quebec. *Quaternary Research,* 30, 210-220.

BEZINGE A., 1976. Troncs fossiles morainiques et climat de la période holocène en Europe. *Bulletin de la Murithienne,* 93, 93-111.

BHATTACHARYYA A., SHAH S.K., CHAUDHARY V., 2006. Would tree-ring data of *Betula Utilis* would be potential for the analysis of Himalayan glacial fluctuations ? *Current Science,* 91, 6, 754-761.

BLESS R., 1984. Beträge zur Spät- und Post- glazialen Geschichte der Gletscher im Nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. *Physische Geographie,* 15, Zürich.

BOLLSCHWEILER M., STOFFEL M., SCHNEUWLY D.M., BOURQUI K., 2008. Traumatic resin ducts in *Larix Decidua* stems impacted by debris flows. *Tree Physiology,* 28, 2, 255-263.

BORGAONKAR H.P., SOMARU RAM, SIKDER A.B., 2009. Assessment of tree-ring analysis of high elevation *Cedrus Deodara* D. Don from Western Himalaya (India) in relation to climate and glacier fluctuation. *Dendrochronologia,* 27, 59-69.

BRAÜNING A., 2006. Tree-ring evidence of "Little Ice Age" glacier advances in southern Tibet. *The Holocene,* 16, 3, 369-380.

BRAY J.R., STRUIK G.J., 1963. Forest growth and glacial chronology in eastern British Columbia, and their relation to recent climatic trends. *Canadian Journal of Botany,* 41, 1245-1271.

BÜNTGEN U, ESPER J, SCHMIDHALTER M, FRANK DC, TREYDTE K, NEUWIRTH B, WINIGER M (2004) Using recent and historical larch wood to build a 1300-year Valais-chronology. *TRACE* 2, 85-92

BÜNTGEN U., FRANK D.C., NIEVERGELT D., ESPER J., 2006. Summer temperature variations in the European Alps, A.D. 755-2004. *Journal of Climate,* 19, 5606-5623.

CASTELLER A., STÖCKLI V., VILLALBA R., MAYER A.C., 2007. An evaluation of dendroecological indicators of snow avalanches in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research,* 39, 2, 218-228.

COOK E.R., KAIRIUKSTIS L.A., 1990. Methods of dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences. Kluwer, Netherlands, 394 p.

CORBEL J., LE ROY LADURIE E., 1963. Datation au ^{14}C d'une moraine du Mont Blanc. *Revue de Géographie Alpine*, 51, 1, 173-175.

DOUGLASS A.E., 1921. Dating our prehistoric ruins: how growth rings in trees aid in the establishing the relative ages of the ruined pueblos of the southwest. *Natural history*, 21, 1, 27-30.

ECKSTEIN D., 1969. Entwicklung und Anwendung der dendrochronologie zur Altersbestimmung der Siedlung Haithabu. Dissertation Universität Hamburg, 113 p.

EDOUARD J.L., 1978. La glaciation de l'Oisans. Contribution à la connaissance des fluctuations glaciaires postwürmiennes. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble, 329 p.

EDOUARD J.L., 1994. Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises. Contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 798 p.

EDOUARD J.L., GUIBAL F., NICAULT A., RATHGEBER C., TESSIER L., THOMAS A., WICHA S., 2002. Arbres subfossiles (Pinus cembra, Pinus uncinata et Larix decidua) et évolution des forêts d'altitude dans les Alpes françaises au cours de l'Holocène. Approche dendrochronologique. *In* Richard H. et Vignot A. (Eds.) Actes du colloque international « Equilibre et rupture dans les écosystèmes depuis 20000 ans en Europe de l'Ouest : durabilité et mutation », Annales littéraires, 730. Série "Environnement, Sociétés et Archéologie", *Presses Universitaires Francomtoises*, n° 3, 403-411.

EDOUARD J.L., 2007. Les très vieux arbres vivants et les arbres morts, témoins et vestiges des forêts du passé dans les Alpes du Sud : lecture dendrochronologique d'un patrimoine naturelle et humain. Catalogue de l'exposition "Forêts alpines et Charpentes de Méditerranée" sous la dir. de P. Bernardi, édition du Fournel l, 9-16.

EDOUARD J.L., THOMAS A., 2008. Cernes d'arbres et chronologie holocène dans les Alpes françaises. Actes de la Table ronde JurAlp "Dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes : du climat à l'Homme" dir. M. Desmet, M. Magny, F. Mocci, Aix en Provence, 15-16 novembre 2007, *Collection EDYTEM*, 6, Chambéry, 179-190.

FERGUSON C.W., 1969. A 7104 year annual tree-ring chronology for Bristlcone Pine, Pinus Aristata, from the White Mountains, California. *Tree-ring Bulletin* 29, 3-4, 3-29.

FRIEDRICH M., REMMEL S., KROMER B., HOFFMANN J., SPURK M., KAISER K.F., ORCEL C., KÜPPERS M., 2004. The 12,460-years Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from central Europe – A unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironment reconstruction. *Radiocarbon*, 46, 3, 1111-1122.

FRITTS H.C., 1976. Tree-rings and climate. Academic Press, London, 576 p.

GRUDD H., BRIFFA K.R., KARLÉN W., BARTHOLIN T.S., JONES P.D., KROMER B., 2002. A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland : natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene*,12, 6, 657-665.

GUTSELL S.L., JOHNSON E.A., 2002. Accurately aging trees and examining their height-growth rates: implication for interpreting forest dynamics. *Journal of Ecology*, 90, 153-166.

HANTEMIROV R.M., SHIYATOV S.G., 2002. A continuous multimillenial ring-width chronology in Yamal, northwestern Siberia. *The Holocene*, 12, 6, 717-726.

HEIKKINEN O., 1984. Dendrochronological evidence of variations of Coleman Glacier, Mount Baker, Washington, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 16, 1, 53-64.

HOLZHAUSER H., 1984. Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fieschergletschers. *Physische Geographie*, 13, Zürich.

HOLZHAUSER H., 1997. Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new results. *In* Frenzel B., Boulton G.S, Gläser B., Huckriede U. (Eds) Glacier fluctuations during the Holocene, *Palaoklimaforschung*, 16, 35-58.

HOLZHAUSER H., ZUMBÜHL H.J., 1996. To the history of the Lower Grindelwald Glacier during the last 2800 years - palaeosols, fossil wood and historical pictorial records - new results. *Zeitschrift fur Geomorphologie Neue Folge*, 104, 95-127.

HOLZHAUSER H., MAGNY M., ZUMBÜHL H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, 15, 6, 789-801.

HORMES A., SCHLÜCHTER C., STOCKER T.F., 1998. Minimal extension phases of Unteraarglacier (Swiss Alps) during the holocene based on 14C analysis of wood. *Radiocarbon*, 40, 2, 809-817.

HORMES A. MÜLLER B.U., SCHLÜCHTER C., 2001. The Alps with little ice : evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene*, 11, 3, 255-265.

HORMES A., BEER J., SCHLÜCHTER C., 2006. A geochronological approach to understanding the role of solar activity on holocene glacier length variability in the Swiss Alps. *Geografiska Annaler*, 88A, 4, 281-294.

HUGHES M. K., DIAZ H., SWETNAM T.W., 2009. Dendroclimatology : Progress and Prospects. Springer, New York, sous presse.

INNES JL, 1987. Dendroglaciological investigations in Norway. *In* Hands AR, Walker DR (éd.), Applications of Tree-ring studies. *B.A.R. International Serie*s, 333, 107-120.

IVY-OCHS S., KERSCHNER H., MAISCH M., CHRISTL M., KUBIK P.W., SCHLÜCHTER C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the european Alps. *Quaternary Science Reviews*, 1-13, sous presse.

JACKSON S.I., LAXTON S.C., SMITH D.J., 2008. Dendroglaciological evidence for Holocene glacial advances in the Todd Icefield area, northern British Columbia Coast Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 1, 83-98.

JOERIN U., 2006. Holocene glacier fluctuations in the Swiss Alps, Thèse de doctorat, Université de Bern, 104 p.

JOERIN U., STOCKER T.F., SCHLÜCHTER C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps. *The Holocene*, 16, 5, 697-704.

JOERIN U., NICOLUSSI K., FISCHER A., STOCKER T.F., SCHLÜCHTER C., 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierva Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 27, 337-350.

KELLER T., ÉDOUARD J.L., GUIBAL F., GUIOT J., TESSIER L., VILA B., 2000. Impact d'un scénario climatique de réchauffement global sur la croissance des arbres. *Comptes rendus Académie des Sciences,* Paris, Sciences de la Vie/ Life Sciences, 323, 913-924.

KOCH J., 2009. Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology - some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. *Quaternary Geochronology,* 4, 130-139.

KOCH J., KILIAN R., 2005. "Little Ice Age" glacier fluctuations, Gran Campo Nevado. *The Holocene,* 14, 1, 20-28.

KOCH J., OSBORN G.D., CLAGUE J.J., 2007a. Pre-"Little Ice Age" glacier fluctuations in Garibaldi Provincial Park, Coast Mountains, British Columbia, Canada. *The Holocene,* 17, 8, 1069-1078.

KOCH J., CLAGUE J.J., OSBORN G.D., 2007b. Glacier fluctuations during the past millennium in Garibaldi Provincial Park, southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences,* 44, 1215-1233.

KROMER B., 2009. Radiocarbon and dendrochronology. *Dendrochronologia,* 27, 15-19.

LAMARCHE V.C. JR, FRITTS H.C., 1971. Tree-rings, glacial advance, and climate in the Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 7, 1-2, 125-131.

LARA A., VILLALBA R., 1993. A 3620-year temperature record from Fitzroya cupressoides tree-rings in southern South America. *Science,* 260, 1104-1106.

LAROCQUE S.J., SMITH D.J., 2005. "Little Ice Age" proxy glacier mass balance records reconstructed from tree-rings in the Mt Waddington area, British Columbia Coast Mountains, Canada. *The Holocene,* 15, 5, 748-757.

LAWRENCE D.B., 1950. Estimating dates of recent glacier advances and recession rates by studying tree growth layers. *Transaction of the American Geophysical Union,* 31, 243-248.

LINDERHOLM H.W., JANSSON P., CHEN D., 2007. A high-resolution reconstruction of Storglaciären mass balance back to 1780/81 using tree-ring data and circulation indices. *Quaternary Research,* 67, 12-20.

LUCKMAN B.H., 1995. Calendar-dated, early "Little Ice Age" glacier advance at Robson Glacier, British Columbia, Canada. *The Holocene,* 5, 2, 149-159.

LUCKMAN B.H., 1998. Dendroglaciologie dans les Rocheuses du Canada. *Géographie Physique et Quaternaire,* 52, 139-151.

LUCKMAN B.H., 2000. The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology* 32, 357, 384.

MASIOKAS M.H., LUCKMAN B.H., VILLALBA R., DELGADO S., SKVARCA P., RIPALTA A., 2009. Little Ice Age fluctuations of small glaciers in the Monte Fitz Roy and Lago del Desierto, south Patagonian Andes, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* sous presse.

MATTHEWS J.A., 1977. Glacier and climatic fluctuations inferred from tree-growth variations over the last 250 years, central southern Norway. *Boreas,* 6, 1-24.

MCCARTHY D.P., LUCKMAN B.H., 1993. Estimating ecesis for tree-ring dating of moraines, a comparative study from the Canadian Cordillera. *Arctic and Alpine Research,* 25, 63-68.

MENOUNOS B., KOCH J., OSBORN G., CLAGUE J.J., MAZZUCCHI D., 2004. Early Holocene glacier advance, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews,* 23, 1543-1550.

MIRAMONT C., SIVAN O, ROSIQUE T., EDOUARD J.-L., JORDA M., 2000. Subfossil trees deposits in the middle Durance (Southern Alps, France). Environmental changes since Allerød to Atlantic. *Radiocarbon,* 42, 3, 423-435.

NICOLUSSI K., 1995. Jahrringe und massenbilanz - Dendroklimatologische rekonstruktion der massenbilanzreihe des Hintereisferners bis zum jahr 1400 mittels Pinus Cembra-reihen aus den Ötztaler Alpen, Tirol. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 30, 11-52.

NICOLUSSI K., PATZELT G., 1996. Reconstructing glacier history by means of tree-ring investigations. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 32, 207-215.

NICOLUSSI K., PATZELT G., 2000. Discovery of early-Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze glacier, Eastern Alps, Austria. *The Holocene,* 10, 2, 191-199.

NICOLUSSI K., PATZELT G., 2001. Untersuchungen zur holozänen gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 36, 1-87.

NICOLUSSI K., KAUFMANN M., PATZELT G., VAN DER PLICHT J, THURNER A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany,* 14, 3, 221-234.

NICOLUSSI K., JOERIN U.E., PATZELT G., THURNER A., MELVIN T.M., Schlüchter C., 2009. A 9,1 ka long continuous tree-ring width chronology as a base for analyses on the environmental and climatic evolution in the Alps during the Holocene. *Geophysical Research Abstracts,* 11, EGU 2009-10506, 2009.

OROMBELLI G., PORTER S., 1982. Late holocene fluctuations of Brenva Glacier. *Geografia Fisica e Dinamica del Quaternario,* 5, 14-37.

OSBORN G., 1986. Lateral-moraine stratigraphy and Neoglacial history of Bugaboo Glacier, British Columbia. *Quaternary Research,* 26, 171-178.

PELFINI M., 1999. Dendrogeomorphological study of glacier fluctuations in the Italian Alps during the Little Ice Age. *Annals of Glaciology,* 28, 123-128.

PETITCOLAS V., ROLLAND C., 1996. Dendroecological study of three subalpine conifers in the region of Briançon (French Alps). *Dendrochronologia,* 14, 147-153.

REARDON B.A., PEDERSON G.T., CARUSO C.J., FAGRE D.B., 2008. Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree-rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 40, 1, 148-160.

REYES A.V., CLAGUE J.J., 2004. Stratigraphic evidence for multiple Holocene advances of Lillooet Glacier, southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences,* 41, 903-918.

ROLLAND C., DESPLANQUE C., MICHALET R., SCHWEINGRUBER F.H., 2000. Extreme tree rings in Spruce (*Picea Abies* [L.] Karst.) and Fir (*Abies Alba* Mill.) stands in relation to climate, site, and space in the southern French Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research,* 32, 1, 1-13.

RÖTHLISBERGER H., OESCHGER H., 1961. Datierung eines ehemaligen standes des Aletschgletschers durch radioaktivitätsmessung an holzproben und bemerkungen zu holzfunden an weiteren gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 4, 3, 191-205.

RÖTHLISBERGER H., SCHNEEBELI W., 1979. Genesis of lateral moraine complexes, demonstrated by fossil soils and trunks ; indicators of postglacial climatic fluctuations. *In* Schlüchter C. (éd.) Moraines and varves; origin, genesis, classification, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 387-419.

RÖTHLISBERGER H., HAAS P., HOLZHAUSER H., KELLER W., BIRCHER W., RENNER F., 1980. Holocene climatic fluctuations - Radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. *Geographica Helvetica*, 35, 5, 21-52.

RYDER J.M., THOMPSON B., 1986. Neoglaciation in the southern Coast Mountains of British Columbia: chronology prior to the late Neoglacial maximum. *Canadian Journal of Erath Sciences*, 23, 273-287.

SCHAUB M., KAISER K.F., FRANK D.C., BÜNTGEN U., KROMER B., TALAMO S., 2008. Environmental change during the Allerød and Younger Dryas reconstructed from Swiss tree-ring data. *Boreas*, 37, 1, 74-86.

SCHWEINGRUBER F.H., 1988. Tree-rings, basics and applications of dendrochronology. Kluwer, Academic Press, Dordrecht, Boston, London, 276 p.

SCHWEINGRUBER F.H., 1996. Tree rings and Environment, Dendroecology. Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research. Berne, Stuttgart, Vienne, Haupt, 609 p.

SCHWEINGRUBER F.H., ECKSTEIN D., SERRE-BACHET F., BRAKER O.U., 1990. Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia*, 8, 9-38.

SHRODER J.F., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9, 168-185.

SIGAFOOS R.S., HENDRICKS E.L., 1969. The time interval between stabilization of alpine glacial deposits and establishment of tree seedlings. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 650-B, 89-93.

SIVAN O., MIRAMONT C., EDOUARD J.L., 2006. Rythmes de la sédimentation et interprétations paléoclimatiques lors du Postglaciaire dans les Alpes du Sud. 14C et dendro-géomorphologie, deux chronomètres complémentaires. *In* ALLEE P., LESPEZ L. (éd.) - L'érosion entre société, Climat et Paléoenvironnement. Table ronde de Clermont-Ferrand en l'honneur de R. Neboit-Guilhot (25-27 mars 2004), Clermont-Ferrand, Presses universitaires Blaise-Pascal, 2006.

SIVAN O., MIRAMONT C., 2008. Les variations temporelles et spatiales de la morphogenèse postglaciaire des fonds de vallons sud-alpins. L'exemple du bassin-vcersant du Drouzet (Haute-Alpes, France). *Quaternaire*, 19, 3, 229-238.

SMITH D.J., LEWIS D., 2007. Dendroglaciology. *In* Encyclopedia of Quaternary Science, S.A. Elias. Elsevier Scientific, 2, 986-994.

SOLOMINA O., 1996. Long-term variations of mountain glaciers in the former USSR (FSU). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 32, 197-205.

SOLOMINA O., 2002. Dendrogeomorphology : research requirements. *Dendrochronologia*, 20, 1-2, 233-245.

STOCKTON C.W., FRITTS H.C., 1973. Long-term reconstruction of water level changes for Lake Athabasca by analysis of tree rings. *Water Resources Bulletin*, 9, 5, 1006-1027.

STOFFEL M., SCHNEUWLY D., BOLLSCHWEILER M., LIEVRE I., DELALOYE R., MYINT M., MONBARON M., 2005a. Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest - a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 68, 224-241.

STOFFEL M., LIÈVRE I., CONUS D., GRICHTING M.A., RAETZO H., GÄRTNER H.W., MONBARON M., 2005b. 400 years of debris-flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 3, 387-395.

STRUMIA G., SCHWEINGRUBER F.H., 1996. Colonization and tree-ring growth in the forefield of Lys Glacier (Western Alps, Italy) since the Little Ice Age. *Dendrochronologia*, 14, 165-178.

VILLALBA R., LEIVA J.C., RUBULLS S., SUAREZ J., LENZANO L., 1990. Climate, tree-ring, and glacial fluctuations in the Rio Frias valley, Rio Negro. Argentina, *Arctic and Alpine Research*, 22, 3, 215-232.

VIVIAN R., 1975. Les glaciers des Alpes Occidentales. Allier, Grenoble, 516 p.

VIVIAN R., 1976. Glaciers alpins et chronologie holocène. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 433, 105-118.

WATSON E., LUCKMAN B.H., 2004. Tree-ring based mass-balance estimates for the past 300 years at Peyto Glacier, Alberta, Canada. *Quaternary Research* 62, 9-18.

WETTER W., 1987. Spät- und Postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc Gebiet : Untere Vallée de Chamonix-Val Montjoie. *Physische Geographie*, 22, Zürich.

WILES G.C., CALKIN P.E., JACOBY G.C., 1996. Tree-ring analysis and Quaternary geology : principles and recent applications. *Geomorphology*, 16, 259-272.

WILES G.C., BARCLAY D.J., CALKIN P.E., 1999. Tree-ring-dated "Little Ice Age" histories of maritime glaciers from western Prince William Sound, Alaska. *The Holocene*, 9, 163-173.

WINCHESTER V., HARRISON S., 2000. Dendrochronology and lichenometry : colonization, growth rates and dating of geomorphological events on the east side of the North Patagonian Icefield, Chile. *Geomorphology*, 34, 181-194.

WOOD C., SMITH D., 2004. Dendroglaciological evidence for a neoglacial advance of the Saskatchewan glacier, Banff National Park, Canadian Rocky Mountains. *Tree Ring Research*, 60, 1, 59-65.

YAMAGUCHI D.K., 1983. New tree-ring dates for recent eruptions of Mount Saint Helens. *Quaternary Research*, 20, 246-250.

ÉVOLUTION GLACIAIRE DANS LES ANDES SUBTROPICALES CHILIENNES ENTRE 1955 ET 2007

CONSÉQUENCES POUR LA RESSOURCE EN EAU

GLACIER EVOLUTION IN THE SUBTROPICAL ANDES OF CHILE BETWEEN 1955 AND 2007
CONSEQUENCES FOR WATER RESOURCES

ANTOINE RABATEL

Centro de Estudios Avanzados en Zonas Aridas (CEAZA), Benavente 980, Casilla 599, La Serena, Chile.
Contact : rabatelantoine@yahoo.fr

RÉSUMÉ

Cette étude présente la reconstitution de l'évolution d'une vingtaine de glaciers du Norte Chico (Andes du Chili, 29°S-70°W) entre 1955 et 2007. Cette reconstitution repose sur des photographies aériennes et des images satellites permettant de distinguer 3 périodes : 1955/56-1978, 1978-1996 et 1996-2007. Le retrait glaciaire, observé pour chaque période, est plus marqué pour la première et la troisième période, cette dernière présentant le plus fort taux de retrait. Sur la période 1955-2007, la perte moyenne de surface atteint 44%. Elle est plus accentuée pour les petits glaciers (< 0,5 km²). L'évolution des glaciers concorde avec les variations climatiques liées à l'oscillation décennale du Pacifique (alternance de phases sèches et de phases humides). La comparaison des résultats présentés ici avec des données hydrologiques et climatiques montre que le retrait de ces glaciers durant la période étudiée n'a pas contribué à la variabilité inter-annuelle observée des régimes hydrologiques.

MOTS-CLÉS *: GLACIER, VARIATIONS GLACIAIRES, RESSOURCE EN EAU, TÉLÉDÉTECTION, ANDES DU CHILI, ZONE SUBTROPICALE.*

ABSTRACT

This study presents the reconstruction of the evolution of twenty glaciers in the Norte Chico (Chilean Andes, 29°S-70°W) between 1955 and 2007. This reconstruction is based on aerial photographs and satellite imagery. 3 periods can be distinguished: 1955/56-1978, 1978/1996 and 1996-2007. Glacier retreat, observed for each period, is more marked during the 1st and 3rd, the latter having the highest rate of withdrawal. Over the total period, the average surface loss surface reached 44%. It is more pronounced for small glaciers (<0.5 km ²). The evolution of glaciers is consistent with climate variations associated with the Pacific decadal oscillation (alternating dry/wet phases). The comparison of the results presented here with climate and hydrological data shows that the withdrawal of these glaciers during the study period did not contribute to the observed inter-annual variability of hydrological regimes.

KEYWORDS: *GLACIER, GLACIER VARIATIONS, WATER RESOURCES, REMOTE-SENSING, CHILEAN ANDES, SUBTROPICAL ZONE.*

Introduction

Au cours des dernières décennies, les variations climatiques à l'échelle mondiale ont induit des changements importants dans les systèmes hydrologiques (Lemke *et al.*, 2007). Grâce à sa haute sensibilité aux changements climatiques, la cryosphère réagit fortement à ces changements et une diminution des surfaces enneigées et englacées a été observée à l'échelle globale (Ohmura, 2004 ; Dyurgerov et Meier, 2005 ; Francou et Vincent, 2007). Dans la région semi-aride du Norte Chico au Chili (27°S à 33°S), l'évolution de la cryosphère est une préoccupation importante pour les populations locales en raison de son impact sur les ressources en eau. Même si leur surface totale est réduite (73,85 km^2 ; Garin, 1987 ; Nicholson *et al.*, 2009), les zones englacées représentent une composante importante du cycle de l'eau lorsqu'elles sont combinées au couvert nival (Favier *et al.*, 2009). Cependant, les données glaciologiques sont rares dans cette région. Aussi, l'évolution passée et à venir des glaciers, ainsi que les liens avec les fluctuations climatiques, restent peu documentés et mal compris.

Le projet minier de Pascua Lama se situe au sein de la région étudiée (29°19'S, 70°01'W). Le plan initial de déplacer des glaciers localisés sur le site de la future mine afin d'exploiter les ressources localisées sous ces appareils a entraîné une polémique qui a porté essentiellement sur trois glacierets appelés : Toro 1, Toro 2 et Esperanza. Le terme « glacieret » définit un appareil glaciaire de petite taille (généralement inférieure à 0,5 km^2) qui se forme essentiellement par des dépôts de neige d'origine éolienne ou avalancheuse et qui ne montre aucun signe de mouvement en surface (WGMS, World Glacier Monitoring Service / GLIMS, Global Land Ice Measurements from Space). Ce plan a été rejeté par les autorités chiliennes qui ont, de surcroît, imposé à la compagnie minière porteuse du projet (la Canadienne Barrick Gold Corporation) de financer un programme de suivi des glaciers de la zone de Pascua Lama. Effectivement, l'exploitation future de cette mine à ciel ouvert pourrait conduire à un impact sur les glaciers de la zone par, entre autre, le dépôt de poussières ayant un effet sur l'ablation par une baisse « artificielle » de l'albédo de surface. Ce programme de recherche est géré par le CEAZA (Centre d'Etudes Avancées en Zones Arides), un laboratoire public de recherche géré par les universités chiliennes de La Serena et de Catolica del Norte et principalement financé par la Région de Coquimbo. Ce programme comprend la mesure du bilan de masse sur 7 glaciers et glacierets (Rabatel *et al.*, soumis), la mesure du bilan d'énergie de surface sur 3 appareils (Castebrunet *et al.*, soumis), des expériences de quantification de l'impact de dépôts de poussières sur l'ablation, tout comme la présente étude de reconstitution de l'évolution des surfaces englacées d'une vingtaine d'appareils glaciaires. L'ensemble de ces travaux permettra une meilleure connaissance des processus glaciaires, de la relation climat/glacier dans des conditions semi-arides de haute altitude et permettra enfin d'établir une ligne de base de l'évolution de la cryosphère depuis 1955, avant l'existence d'un quelconque impact anthropique direct. La présente reconstitution permet également de discuter dans ce document : des causes probables de l'évolution des glaciers durant les dernières décennies, du rôle des glaciers de cette région semi-aride dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants, et de l'évolution de ces appareils glaciaires pour les décennies à venir.

I - Zone d'Etude

1 - Les glaciers de la zone de Pascua Lama

La figure 1 présente les glaciers de la zone de Pascua Lama localisée dans la partie supérieure du bassin versant du Rio Huasco, au sud de la Région de l'Atacama. La distribution des glaciers et glacierets est principalement contrôlée par la topographie. Tous les appareils glaciaires sont situés sur les pentes sud des plus hauts sommets. Ceci résulte de l'incidence du rayonnement solaire (moins important en versant sud) et des vents dominants soufflant du nord-nord-ouest permettant des suraccumulations sur les versants sous le vent. Leur élévation s'étend entre 4780 et 5485 m d'altitude. Les appareils glaciaires ont une topographie peu accidentée et une pente faible. La glace est quasiment statique ; on ne note la présence d'écoulement que sur les plus grands appareils où apparaissent quelques crevasses dans les secteurs les plus pentus. La surface des appareils étudiés s'étendait en 2007 entre 0,041 et 1,836 km^2. Leur épaisseur est réduite (quelques dizaine de mètres au maximum), à l'exception du Glacier Guanaco pour lequel les mesures radar ont montré une épaisseur maximale de près de 115 m, épaisseur confirmée par un carottage jusqu'au lit rocheux réalisé en novembre 2008. L'ensemble des appareils glaciaires est de type « glacier blanc », à l'exception de quelques-uns des glacierets dont certaines portions sont couvertes de débris. Tous ces appareils peuvent être considérés comme des « glaciers froids » (T < -5,5°C au lit rocheux à 112,5 m de profondeur mesurée sur le Glacier Guanaco, Ginot, com. pers.).

Les mesures de bilan de masse ont été initiées en 2002 par le bureau d'étude canadien Golder SA, puis reprises par le groupe de glaciologie du CEAZA à partir de 2007, qui a largement augmenté le nombre de glaciers instrumentés, le nombre de balises sur chaque

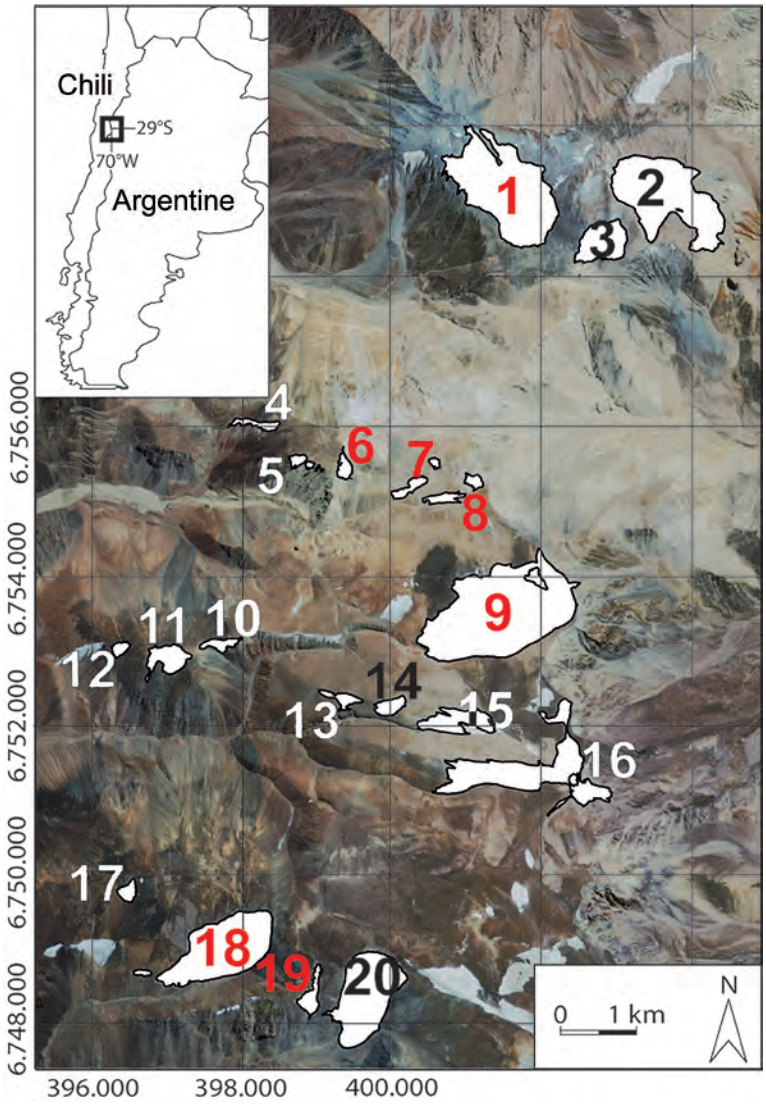


Figure 1 - Carte de localisation (coordonnées en mètres, UTM19S, WGS 84). Les glaciers étudiés par le CEAZA avec des mesures de bilan de masse sont indiqués en rouge. Tous les glaciers numérotés ont été utilisés pour reconstruire l'évolution des surfaces englacées depuis le milieu du 20e siècle (cf. tableau 3). Les carrés noirs indiquent l'emplacement des stations météorologiques de "La Olla" (a) et "Frontera" (b). Certains glaciers de la zone n'ont pas été considérés car ils n'étaient pas couverts par les photographies aériennes (par exemple : le glacier au nord du N°2, celui à l'ouest du N°18 ou à l'est du N°20).
1, Estrecho ; 2, Los Amarillos ; 3, Amarillo ; 6, Esperanza ; 7, Toro 1 ; 8, Toro 2 ; 9, Guanaco ; 16, Cañitos ; 18, Ortigas 1 ; 19, Ortigas 2.

glacier et mis en place des mesures de bilan d'énergie de surface (Rabatel *et al.*, soumis).

2 - Conditions climatiques

Le climat du Norte Chico varie de extrêmement aride au nord (≈27°S) à méditerranéen au sud (≈33°S) (Falvey et Garreaud, 2007). Cette région est délimitée à l'ouest par l'Océan Pacifique et à l'est par la Cordillère des Andes qui dépasse 6000 m d'altitude aux plus hauts sommets. La circulation atmosphérique à l'échelle synoptique est caractérisée par des vents d'ouest, qui tendent à prendre une orientation sud le long de la cordillère (Kalthoff *et al.*, 2002). L'humidité relative moyenne annuelle reste inférieure à 40% et des conditions de ciel dégagé perdurent la majeure partie de l'année. En conséquence, le rayonnement solaire incident de courte longueur d'onde est particulièrement élevé dans cette partie des Andes. Les précipitations atteignent 300 mm par an dans la cordillère (301±175 mm au campement du projet minier de Pascua Lama à 3750 m d'altitude sur la période 2001-2007). Elles montrent une saisonnalité marquée et près de 90% tombent entre mai et août, liées à des systèmes frontaux venant du Pacifique. De rares précipitations peuvent survenir en fin d'été (février-mars), dues à une activité convective importante à cette saison. La variabilité inter-annuelle des précipitations est contrôlée principalement par l'ENSO (El Niño Southern Oscillation), dont la phase chaude est associée à des précipitations excédentaires dans cette région du Chili (Escobar et Aceituno, 1998). Les températures montrent également une saisonnalité liée au cycle solaire annuel. A la station de « La Olla » à 3975 m d'altitude dans la zone de Pascua Lama (figure 1), la température moyenne annuelle est de +1°C (période 2001-2007). Les minima sont enregistrés en hiver (-4,5°C en moyenne mensuelle pour juillet) et les maxima atteignent 6,7°C en moyenne mensuelle pour janvier. A la station « Frontera » située à 4927 m d'altitude (altitude des fronts glaciaires), la température reste négative toute l'année (moyenne annuelle de -6,2°C pour la période 2001-2007), mais elle peut être légèrement positive durant quelques heures par jour pendant l'été (la moyenne mensuelle des maximales journalières atteint 3,8°C en janvier).

L'évolution climatique au cours du 20e siècle est caractérisée par une décroissance des précipitations (Le Quesne *et al.*, 2006 ; Favier *et al.*, 2009) et une hausse légère de la température (CONAMA, 2007). Les causes de cette évolution ne sont pas encore totalement comprises, mais en plus des variations pluri-décennales de l'Oscillation Décennale du Pacifique (PDO pour l'acronyme anglais) (Quintana et Aceituno, 2008), les forçages des hautes latitudes (Mer d'Amundsen) pourraient apporter une explication additionnelle à la tendance séculaire d'aridification observée dans cette région (Vuille et Milana, 2007).

II - Données et Méthodes

La reconstruction des surfaces englacées a été réalisée à partir de photographies aériennes et d'images satellites. Cette méthode permet d'aboutir à des résultats fiables à condition que les images soient enregistrées pendant l'été, idéalement en fin d'été lorsque la couverture nivale est minimale. Il est alors possible de délimiter le contour des glaciers tout comme leurs parties en glace et celles couvertes de débris. Il est nécessaire de souligner que les surfaces mesurées ne correspondent pas aux surfaces réelles, mais aux surfaces projetées sur un plan.

1 - Description des données utilisées

Les données utilisées sont référencées dans le tableau 1. Toutes les images furent choisies pour leur couverture nivale réduite (voir inexistante). Les images de 1956 ne couvrent pas la totalité de l'aire d'étude. Des images de 1955 ont par conséquent dû être utilisées pour plusieurs glaciers. Malheureusement ces images datent du mois d'avril (début de l'automne) et l'on peut noter la présence de neige fraîche qui recouvre en partie certains appareils et nuit à la délimitation exacte de leur bordure en certains endroits. L'erreur induite pour ces images a été prise en compte (voir ci-après).

Nonobstant la date précoce d'enregistrement des photographies aériennes de 1996 (26 novembre, soit la fin du printemps), la couverture nivale est inexistante en dehors des appareils glaciaires. De plus, sur plusieurs des glaciers, comme les glaciers Los Amarillos et Ortigas 1, on peut observer quelques crevasses, ce qui atteste que la surface du glacier est également dépourvue de neige. Ceci n'est pas étonnant dans la mesure où les hivers 1995 et 1996 ont été particulièrement secs. Les données de précipitation de la station du barrage « La Laguna » (3100 m d'altitude dans le bassin versant de l'Elqui) montrent une accumulation moyenne de neige de 161 mm éq. eau au cours de la période 1964-2005. Les années 1995 et 1996 sont parmi les 5 années les plus sèches de cette période avec moins de 60 mm éq. eau de précipitation (voir partie 5 et figure 4).

Les photographies aériennes de 1978 et les images du satellite Ikonos de 2005 et 2007 sont d'une très bonne qualité pour ce type de travail, la couverture neigeuse est quasi nulle (1978, 2007) ou complètement inexistante (2005).

Type d'image	Date	Numéro des images	Echelle ou taille du pixel
Photographie aérienne	27 avril 1955	8825 et 8826	1/70 000
Photographie aérienne	5 avril 1956	26183 et 26184	1/60 000
Photographie aérienne	31 mai 1978	3997 et 3998	1/60 000
Photographie aérienne	26 nov. 1996	1122 et 1123	1/50 000
Image Ikonos	1er mars 2005	175512 à 175515	1 m
Image Ikonos	26 mars 2007	226552	1 m

Tableau 1 - Liste des images utilisées (photographies aériennes et images satellites).

2 - Correction géométrique des photographies et images

L'image Ikonos de 2005 a été fournie ortho-rectifiée et géoréférencée par la société INFOSAT (société revendeuse d'images satellites). Celle de 2007 fut ortho-rectifiée et géoréférencée par le CEAZA. Toutes les photographies aériennes et l'image Ikonos de 2007 ont été corrigées géométriquement sur la base de l'image Ikonos de 2005, d'un modèle numérique de terrain de 2 m de résolution (établi par INFOSAT à partir de couples stéréoscopiques d'images Ikonos de 2005), de points de contrôle de terrain et de points de calage d'image à image. Malheureusement, les paramètres de vol des photographies aériennes de 1955, 1956 et 1978 sont inconnus. Il ne fut donc pas possible de faire une ortho-rectification en utilisant ces paramètres ce qui aurait amélioré la correction.

Cette étape de correction géométrique a été réalisée avec le module « Orthorectify Ikonos » du logiciel ENVI 4.4 pour l'image Ikonos de 2007 et du module « OrthoEngine » du logiciel PCI 9.1 pour les photographies aériennes.

3 - Calcul d'incertitudes

Pour chaque source de données, une marge d'erreur sur la délimitation des appareils glaciaires et donc sur le calcul de leur surface a été calculée. Il s'agit d'une erreur horizontale qui résulte :

- de la taille du pixel de l'image ou de la photographie numérisée ;
- du processus de correction géométrique ;
- de l'incertitude sur la délimitation du contour ;
- d'une possible couverture de neige résiduelle empêchant l'identification exacte du bord du glacier.

Le tableau 2 présente en détail les erreurs pour chaque année et l'erreur totale résultante (somme quadratique des erreurs). Cette erreur totale affecte l'identification du bord de chaque appareil glaciaire sur l'ensemble de son contour. Par conséquent, l'erreur sur le calcul de la surface correspond à cette erreur totale multipliée par le périmètre de l'appareil glaciaire. De ce fait, plus le périmètre est important, plus l'incertitude sur la surface sera conséquente.

	Erreur liée à la taille du pixel (m)	Erreur de correction géométrique (m)	Erreur de délimitation (m)	Erreur liée à la présence de neige (m)	Erreur totale (m)
1955	1	20	3	10	23
1956	4	14	4		15
1978	1	15	3		15
1996	2	8	4		9
2005	1	/	3		3
2007	1	7	3		8

Tableau 2 - Détail des erreurs associées aux images pour chaque année. L'erreur la plus importante est liée à la correction géométrique. Toutes les images ayant été rectifiées par rapport à l'image de 2005, cette dernière ne contient pas d'erreur liée à cette correction.

III - RESULTATS : ÉVOLUTION DES GLACIERS DURANT LES CINQ DERNIÈRES DÉCENNIES

La figure 2 présente l'exemple du Glacier Estrecho, l'un des 20 appareils glaciaires (6 glaciers et 14 glacierets) de la région de Pascua Lama considérés dans cette étude. On y trouve les images utilisées pour chaque année (extraits ortho-rectifiés, centrés sur le glacier) et une carte de synthèse. Les résultats sont présentés dans le tableau 3. Sur la période totale (1955-2007), la perte moyenne de surface atteint 44±21%, avec un maximum de 79% pour le Glacieret Toro 2 et un minimum de 9% pour le Glacier Ortigas 1. Ces résultats sont cohérents avec les données obtenues sur le Glacier Tronquitos (28°32'S) par Rivera *et al.* (2002). La perte est notablement plus importante pour les glacierets (54±16%), que pour les glaciers (19±9%). Les altitudes entre glacierets et glaciers étant similaires, ceci résulte principalement des effets de bord plus importants sur les petits appareils (Rabatel *et al.*, soumis).

Les photographies aériennes et images satellites utilisées permettent de distinguer 3 sous-périodes : 1955/56-1978 (22/23 ans), 1978-1996 (18 ans), et 1996-2007 (11 ans). La figure 3 montre la perte de surface annuelle pour chacune des sous-périodes et pour la période globale. Bien que durant les 3 sous-périodes les appareils glaciaires présentent des comportement différents, un retrait glaciaire est observé durant chacune. Pour l'ensemble des résultats présen-

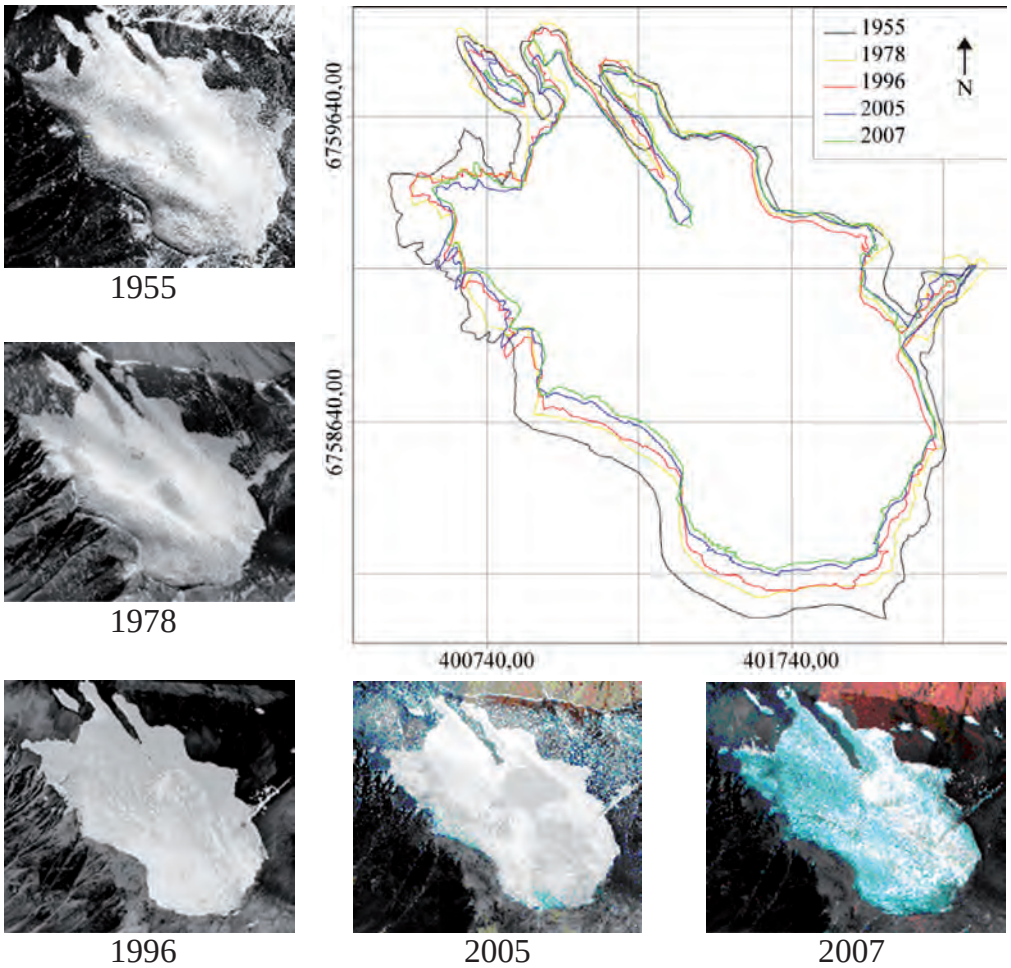


Figure 2 - Evolution du Glacier Estrecho entre 1955 et 2007. Les coordonnées de la carte sont en mètres (WGS84, UTM Zone 19S).

tés ci-après, les écarts types sont importants en raison d'une forte variabilité entre les appareils glaciaires. La première sous-période montre une perte annuelle moyenne pour l'ensemble des appareils glaciaires de 1,09±0,73%/ an (1,37±0,63%/an pour les glacierets et 0,27±0,22%/ an pour les glaciers). Durant la seconde sous-période, le taux pour l'ensemble des appareils tombe à 0,47±0,46%/ an (0,56±0,49%/an pour les glacierets et 0,18±0,14%/an pour les glaciers). Finalement, durant la dernière sous-période, le taux pour l'ensemble des appareils remonte pour atteindre plus de 2 fois le taux de la première sous-période à 2,34±1,32%/an (2,74±1,20%/an pour les glacierets et 0,96±0,61%/an pour les glaciers).

Considérant en détails chacune des sous-périodes on peut noter que les glacierets Esperanza et Toro 2 ont respectivement un comportement anormal durant les sous-périodes 2 et 3 ; leur taux de retrait est en dehors de la variance des autres glacierets (moyenne plus 2 écarts types). Des effets de sites peuvent être évoqués pour expliquer ce plus fort retrait :

- ces glacierets sont les seuls de la zone à être situés dans un lieu où la géologie est composée de matériaux fins avec par conséquents des dépôts naturels de poussière assez importants. Ces dépôts, en réduisant l'albédo de la surface, augmentent l'ablation ;
- les photographies aériennes utilisées montrent clairement une augmentation temporelle de la couche de débris couvrant la partie basse de ces glacierets. Ces débris proviennent de dépôts éoliens et du matériel plus grossier est apporté par des écoulements superficiels venant des parties plus élevées du bassin versant ;
- ces glacierets sont les seuls de l'étude à être localisés dans un site possédant une forme de vallée. Les autres étant davantage des glaciers de versant. En conséquence, le rayonnement incident de grande longueur d'onde lié aux versants environnants doit être plus important et favorise l'ablation.

En outre, en plus de ces facteurs environnementaux, ces glacierets sont localisés dans ce qui était le

	Surface du glacier (km²)		Perte entre 1955/56 et 2007	Nb d'années avant disparition totale, en fonction du taux de perte des années	
N°	**1955/56**	**2007**		**1996-2007**	**1955-2007**
1 *Estrecho*	1,77	1,30	26 %	127	146
2 *Los Amarillos*	1,60	1,08	33 %		107
3 *Amarillo*	0,43	0,29	34 %	186	101
4	0,13	0,05	64 %	28	24
5	0,09	0,04	60 %	69	35
6 *Esperanza*	0,19	0,04	78 %	25	15
7 *Toro 1*	0,32	0,07	79 %	7	14
8 *Toro 2*	0,26	0,07	72 %	11	20
9 *Guanaco*	2,17	1,84	15 %	205	286
10	0,10	0,05	48 %	25	56
11	0,27	0,14	48 %	21	57
12	0,06	0,03	53 %	20	45
13	0,13	0,05	63 %	18	30
14	0,12	0,07	42 %	40	72
15	/	0,21	33 [a] %	33	59 [b]
16 *Canitos*	/	0,81	22 [a] %	39	100 [b]
17	0,07	0,05	30 %	38	120
18 *Ortigas 1*	0,96	0,87	9 %	145	506
19 *Ortigas 2*	0,17	0,07	57 %	31	39
20	0,84	0,76	9 %		499
Moyenne	0,54	0,39	44%		

Tableau 3 - Evolution de la surface de 20 glaciers dans la région de Pascua Lama (29°S) depuis le milieu du 20e siècle. Les numéros de la première colonne renvoient à la figure 1. Les valeurs soulignées correspondent à 1956 ; a = perte entre 1978 et 2007 ; b = d'après un taux de perte calculé sur la période 1978-2007).

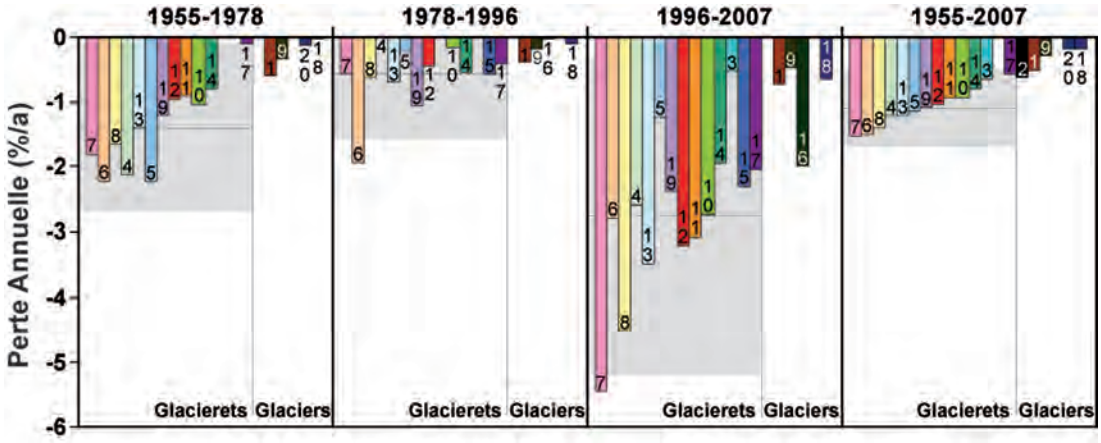


Figure 3 - Perte annuelle de surface des 20 glaciers et glacierets étudiés de la région de Pascua Lama (% de la surface initiale de chaque période). Glacierets et glaciers ont été séparés en deux groupes distincts. Pour les glaciarets, le rectangle gris représente l'intervalle de ±2 écarts types autour de la moyenne indiquée par une ligne horizontale grise. Les numéros renvoient au tableau 3 et à la figure 1.

périmètre original du projet minier de Pascua Lama. Entre 1993 et 1999 de nombreux forages exploratoires ont été réalisés sur le pourtour de ces glacierets et sur le Glacieret Esperanza lui-même où de la terre a été déposée pour construire des pistes afin de réaliser des forages géologiques à travers le glacier. Cependant, l'impact de ces activités est difficile à quantifier.

Quoi qu'il en soit, dans leur nouvel inventaire glaciologique du basin versant du Huasco (incluant ces appareils glaciaires), Nicholson *et al.* (2009) ont montré que les glacierets de surface inférieure à 0,1 km^2 (ce qui est le cas des glacierets Esperanza et Toro 2) ne représentent que seulement 3% de l'eau stockée par l'ensemble des glaciers du bassin versant.

En outre, en dépit d'une accélération du retrait glaciaire entre les périodes 1955-1978 et 1996-2007, la perte annuelle moyenne de surface (en km^2) a augmenté à un taux inférieur à celui du pourcentage de surface perdue (respectivement multipliés par 1,3 et 2,1). Ceci suggère que la contribution hydrologique de ces appareils glaciaires au sein de l'ensemble du basin versant s'est réduite au cours de la période étudiée.

IV - DISCUSSION

1 - Evolution des glaciers durant les cinquante dernières années en relation avec l'évolution du climat

Les stations météorologiques de La Olla et Frontera (cf. § II.2) permettent de calculer le gradient de température et l'altitude de l'isotherme 0°C annuel et estival situés respectivement à 4107 m et 4725 m d'altitude, en deçà de l'altitude des fronts glaciaires. Dans ces conditions climatiques, la température n'est pas un paramètre climatique très important pour l'évolution de ces glaciers (Rabatel *et al.*, soumis). En revanche, Castebrunet *et al.* (soumis) ont montré le rôle clef des précipitations tant pour l'accumulation que pour l'ablation via leur impact sur l'albédo de surface.

Plusieurs études climatologiques ont mis en évidence la relation entre les précipitations dans le Norte Chico et la Pacific Decadal Oscillation (PDO, voir notamment Quintana et Aceituno, sous presse). La PDO est un schéma de variabilité climatique qui change de phase à une échelle pluri-décennale (20-30 ans). Elle se caractérise par une phase chaude/positive et une phase froide/négative. Durant la phase chaude/positive, l'ouest du Pacifique se refroidit et la partie orientale se réchauffe. Durant la phase froide/négative, le schéma s'inverse. Ainsi, une phase chaude/positive est associée à de nombreux et intenses évènements El Niño apportant un excédent de précipitations sur le Norte Chico, tandis que la phase froide/négative se traduit par un déficit de précipitations lié à une fréquence plus élevée d'événements La Niña. Les derniers changements de phase datent de 1946 (la PDO entre dans une phase froide/négative), 1977 (la PDO passe à une phase chaude/positive), et finalement 1998 (la PDO entre dans une phase froide/négative) même si le manque de recul fait qu'il faut rester prudent sur ce dernier changement de phase. Quintana et Aceituno (sous presse) ont montré qu'au Chili, entre 30°S et 37°S, la fréquence des années humides a changé de valeurs anormalement basses durant les décennies 1950, 1960 et 1970 vers des valeurs anormalement hautes durant la décennie 1980 et les premières années de la décennie 1990, pour revenir à des valeurs basses à partir de la fin de cette décennie. Les auteurs ajoutent que la situation est opposée pour les années anormalement sèches : nombreuses durant les décennies 1960 et 1970, rares durant la décennie 1980 puis de nouveau plus fréquentes à partir de la fin des années 1990.

La figure 4 montre en parallèle :

- la perte annuelle moyenne de superficie de tous les appareils glaciaires de la zone de Pascua Lama durant les 3 sous-périodes étudiées ;
- le bilan de masse cumulé du Glacier Echaurren situé en Cordillère Centrale du Chile (33°S, 70°W) sur la période 1975-2006 et du Glacier Guanaco entre 2002 et 2006 localisé dans la zone de Pascua Lama ;
- l'évolution de la PDO au cours de la période 1955-2007 ;
- les précipitations enregistrées à la Mine El Indio (29°51S, 70°02W) à 3870 m d'altitude, entre 1981 et 2004. Cette mine se situe dans le bassin versant du Río Elqui, 50 km au sud de la zone d'étude ;
- les précipitations et les débits enregistrés au barrage La Laguna (30°12S, 70°02W) à 3130 m d'altitude, entre 1964 y 2005 pour les précipitations, et 1966 et 2005 pour les débits. Ce barrage se situe dans la vallée du Rio Elqui à une centaine de kilomètre de la zone d'étude ;
- les débits mesurés à San Felix (28°56S, 70°27W) à 1150 m d'altitude sur le Rio El Carmen (sous bassin versant du Rio Huasco) qui est entre autre alimenté par les eaux de fonte des glaciers étudiés.

La comparaison des données glaciologiques (perte de surface des glaciers et bilans de masse cumulés) montre une bonne correspondance. En effet, le Glacier Echaurren présente un bilan de masse quasi équilibré entre la fin des années 1970 et le milieu des années 1990, ce qui est en adéquation avec la situation quasi stationnaire des glaciers de la zone de Pascua Lama. De même, la perte de masse importante enregistrée par le Glacier Echaurren à la fin des années 1990 et au début du XXI^e siècle correspond au retrait plus important observé sur les glaciers de la zone de Pascua

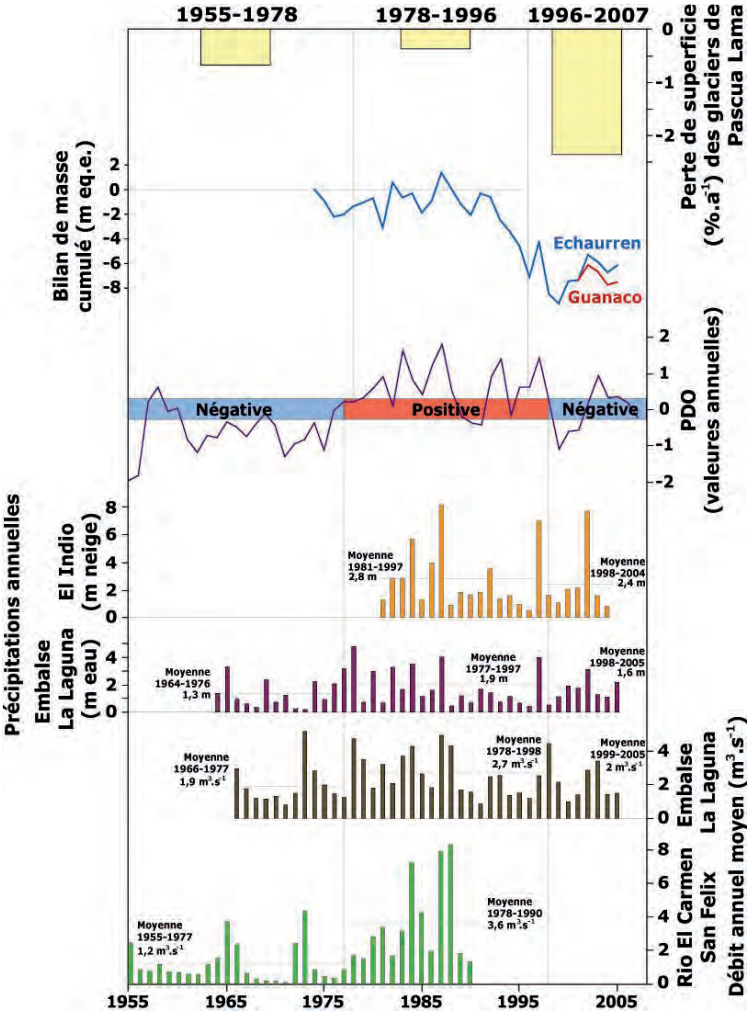


Figure 4 - Comparaison de la perte annuelle moyenne de superficie de l'ensemble des appareils glaciaires étudiés avec le bilan de masse cumulés des glaciers Echaurren (1975-2006) et Guanaco (2002-2006), l'indice PDO et des données de précipitations et de débits mesurés à proximité des glaciers étudiés (cf. texte pour informations sur les stations). Afin de rendre la comparaison plus facile, le bilan de masse du Glacier Guanaco a été décalé en ajoutant à la valeur de bilan de 2002 le cumul correspondant au Glacier Echaurren à cette date.

Lama. En outre, la période commune de mesure entre les glaciers Echaurren et Guanaco montre qu'en dépit des 450 km de distance qui les séparent, ces 2 glaciers répondent de la même manière à un signal climatique commun.

La comparaison entre l'indice PDO et les séries de précipitations concorde avec les résultats présentés par Quintana et Aceituno (sous presse). Effectivement, les périodes froides/négatives de la PDO sont associées à un déficit d'accumulation aux stations d'El Indio et de La Laguna. A l'inverse, la phase chaude/positive entre 1977 et 1998 est associée à une plus grande quantité de précipitations. Cette situation est en adéquation avec l'évolution des glaciers de la zone de Pascua Lama. Les périodes de retrait marqué correspondent aux périodes de précipitations déficitaires. La période centrale, présentant une situation quasi stationnaire pour les glaciers, correspond à la période avec les accumulations les plus fortes.

Les mesures de débits montrent que ceux-ci sont principalement reliés aux précipitations, davantage qu'à la fusion des glaciers. En effet, que ce soit à la station du barrage La Laguna (3130 m) ou à celle de San Felix (1150 m), les périodes pendant lesquelles les débits sont les plus bas correspondent aux périodes de précipitations déficitaires, quand le retrait glaciaire est le plus important. Au contraire, les débits les plus élevés correspondent aux périodes avec les cumuls de précipitations les plus élevés, quand la perte glaciaire est réduite. Ceci signifie que pour la haute cordillère, l'évolution des apports hydrologiques serait davantage liée à la variabilité des précipitations qu'à l'évolution des glaciers.

Finalement, on peut dire d'une manière générale que l'évolution des appareils glaciaires de la zone de Pascua Lama durant les dernières décennies répond à des changements climatiques à l'échelle régionale (principalement des changements de précipitations) contrôlés en grande partie par la PDO.

2 - Conséquences pour la ressource en eau

Les glacierets et glaciers de la zone de Pascua Lama sont, comme tous les glaciers sur la planète, des réservoirs d'eau. Par conséquent, on peut se demander dans quelle mesure la diminution de leur surface et volume, ainsi que la disparition probable de certains appareils glaciaires dans les prochaines décennies auront une influence sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant dans lequel se trouvent ces appareils glaciaires.

Afin de quantifier l'évolution de la ressource en eau que représentent les appareils glaciaires de Pascua Lama, il est préférable de mesurer la variation de volume que les changements de surface. Toutefois, comme indiqué dans le § III.2, les paramètres des vols des photographies aériennes de 1955, 1956 et 1978 sont inconnus. Par conséquent, il ne fut pas possible de faire une restitution en trois dimensions des photos aériennes pour établir des modèles numériques de terrain et pour calculer les changements de volume. Dans ce cas, la seule option est d'estimer le volume des appareils glaciaires à partir de leur surface. Nicholson *et al.* (2009) ont montré que la relation surface/volume établie par Marangunic (1979) pour les glaciers de la Cordillère Centrale du Chili, est valable pour appa-

reils glaciaires de la zone de Pascua Lama, même si elle sous-estime légèrement l'épaisseur des glacierets. En effet, de par leur nature (constitués par une corniche), les glacierets tendent à avoir une épaisseur plus importante que ce que suggère leur surface (constatation faite à partir de données fournies par des mesures radar sur plusieurs glacierets de la zone de Pascua Lama). Ainsi, l'estimation présentée ci-après doit être considérée avec prudence. Elle ne constitue en rien une quantification exacte, mais permet néanmoins de rendre compte des ordres de grandeurs.

Le volume total est estimé à 0,384 km^3 en 1955/56 et 0,246 km^3 en 2007. Ceci représente une perte de 36% (0,137 km^3). Si l'on suppose que cette perte sur 52 ans s'est fait entièrement par fusion, elle correspondrait à un débit moyen de 75 l/s. Toutefois, grâce aux mesures de la première campagne de quantification du bilan d'énergie de surface sur les glaciers de Pascua Lama (été 2007-2008), Castebrunet *et al.* (soumis) ont montré que la sublimation représente en moyenne 35% de l'ablation de la surface. Si l'on fait l'hypothèse que ce taux est resté constant au cours des 50 dernières années, la perte de volume des appareils glaciaires de la zone de Pascua Lama entre 1955/56 et 2007 correspondrait à un écoulement moyen de 49 l/s. En comparaison du débit moyen mesuré à San Felix (sur le Rio Carmen en aval des glaciers à 1150 m d'altitude) au cours de la période de 1955-1990 de 2070 l/s, cet apport d'origine glaciaire représente à peine plus de 2%.

De toute évidence, cette dernière estimation reste grossière. De plus longues séries de mesures du bilan de masse, du bilan d'énergie et du débit au front des glaciers sont nécessaires pour quantifier les processus surface et la quantité d'eau que fournissent les glaciers et principalement pendant la période estivale. En outre, si à l'échelle annuelle et pluri-annuelle, le rôle des glaciers semble être limité en terme de volume total d'eau apporté au bilan hydrologique, à l'échelle saisonnière et notamment pendant la saison sèche, leur importance pourrait être plus grande (de même que durant les années sèches où la contribution glaciaire doit augmenter logiquement).

3 - Scenarios d'évolution des glaciers durant les prochaines décennies

Le tableau 3 présente une estimation du nombre d'années avant la disparition des appareils glaciaires étudiés en se basant sur leur superficie en 2007 et sur leur perte annuelle de superficie. Deux scenarios sont présentés : le premier en considérant la perte annuelle de surface durant la période 1996-2007, et le second en considérant la perte durant la période 1955-2007.

Dans le premier scenario, 85% des appareils glaciaires (soit l'ensemble des glacierets) auront disparus dans moins de 40 ans. Seuls les glaciers à proprement parler perdureront plus d'un siècle. Dans le second scenario, 30% des appareils glaciaires auront disparu dans les 40 prochaines années et seuls 40% seront toujours présents à la fin du XXI^{e} siècle.

Des projections climatiques pour la période 2070-2100 ont été réalisées récemment par le Département de Géophysique de l'Université du Chili sur la base du modèle climatique régional PRECIS et des scenarii B2 et A2 du GIEC. Les sorties de modèle en termes de température, humidité ou encore précipitations sont disponibles sur Internet à l'adresse : http://mirasol.dgf.uchile.cl/conama/. Pour la zone de Pascua Lama, les cumuls annuels de précipitation restent inchangés d'ici la fin du XXI^{e} siècle mais avec une variabilité inter-annuelle plus forte. Le modèle montre une légère hausse de l'humidité relative de 3 à 5% à l'échelle annuelle comme estivale pour les scenarii B2 et A2 respectivement. Finalement, la hausse de la température est le changement climatique le plus important. En utilisant le scenario B2 (A2), cette hausse atteint 3,13°C (4,81°C) en moyenne annuelle, et 3,46°C (5,49°C) en moyenne estivale. Les processus d'ablation pourraient alors être grandement modifiés avec une hausse importante de la fusion puisque l'isotherme 0°C estival atteindrait une altitude plus élevée que les fronts glaciaires. Ainsi, même si des simulations sont nécessaires pour étayer ce dernier point, il est fort probable que les prévisions mentionnées ci-dessus sur l'avenir des glaciers de la zone de Pascua Lama soient optimistes, c'est à dire que les glaciers risquent de disparaître plus rapidement.

CONCLUSION

La reconstruction de l'évolution de la surface de 20 appareils glaciaires de la zone de Pascua Lama entre 1955 et 2007 a été réalisée à partir de photographies aériennes et d'images satellites. Ce travail a permis de mettre en évidence que :

- le retrait glaciaire a été observé lors de chacune des périodes considérées: 1956/56-1978, 1978-1996 et 1996-2007. Cependant, la seconde montre une situation quasi stationnaire avec un retrait peu marqué. La dernière période montre le retrait le plus important.
- sur l'ensemble de la période (1955-2007) le retrait atteint 44±21 % pour l'ensemble des appareils glaciaires étudiés. Les glacierets ont perdu plus de surface que les glaciers, en raison d'effets de bord plus importants ;
- ces glaciers froids, de haute altitude et localisés nettement au-dessus de l'isotherme 0°C estival, répondent principalement à la variabilité des précipitations. De fait, l'évolution reconstruite montre une bonne cohérence avec les variations de la PDO. Le retrait glaciaire est marqué durant

les phases froides/négatives de la PDO qui sont caractérisées par un plus grand nombre d'années sèches. Au contraire durant la phase chaudes/ positives de la PDO, marquées par des précipitations excédentaires, l'évolution des glaciers est quasi stationnaire ;

- la comparaison de l'estimation du volume perdu par ces appareils glaciaires au cours des 50 dernières années avec les débits enregistrés au premier village en aval dans la vallée montre que l'apport lié aux glaciers à l'échelle pluriannuelle est très faible. La variabilité des débits est principalement liée à celle des précipitations tombant en dehors des glaciers ;
- enfin, une simple extrapolation linéaire des surfaces perdues au cours des décennies précédentes permet de dire que 30 à 85% des appareils glaciaires auront disparus d'ici 2050 selon le scénario considéré.

Des études plus approfondies incluant notamment des mesures hydrologiques au niveau des fronts glaciaires seront nécessaires pour quantifier l'impact du retrait glaciaire actuel et à venir sur la ressource en eau, notamment lors de la période estivale quand l'ensemble du couvert neigeux hivernal a disparu.

Remerciements

Merci aux membres du groupe de glaciologie du CEAZA : L. Nicholson, H. Castebrunet, R. Garrido, J. Marin et R. Ponce ainsi qu'à tous ceux qui ont pris part aux mesures de terrain. Egalement à la Compañia Minera Nevada pour les facilités de logement, de prêt des 4x4 et d'accès aux glaciers dans la zone de Pascua Lama.

Bibliographie

Castebrunet H., Favier V., Rabatel A., Nicholson L., 2009. Summer surface energy balance on high-altitude subtropical glaciers of the semi-arid Andes of Chile (5,000 m asl, 29°S). *Geophysical Research Letters*, soumis.

CONAMA, 2007. Resultados Proyecto Estudio de la variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI, by DGF/UCH for CONAMA. Rapport de la Commission Nationale Chilienne de l'Environnement (CONAMA).

Dyurgerov M.B., Meier M.F., 2005. Glaciers and the changing earth system: a 2004 snapshot. INSTAAR, University of Colorado. Boulder, USA, 117 p.

Escobar F., Aceituno P., 1998. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central durante el invierno austral. Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines, 27 (3), 753-759.

Falvey M., Garreaud R., 2007. Wintertime precipitation episodes in central Chile: associated meteorological conditions and orographic influences. Journal of Hydrometeorology, 8, 171-193.

Favier V., Falvey M., Rabatel A., Praderio E., López D., 2009. On the origin of water resources from high altitude area of Chile's Norte Chico region (29-33°S). *Water Resources Research*, 45, doi:10.1029/2008WR006802.

Francou B., Vincent, C., 2007. Les glaciers à l'épreuve du climat, Belin,,IRD, Paris, 274p.

Garín C. 1987. Inventario de glaciares en los Andes Chilenos desde los 18° a los 32° de latitud sur. *Revista Geografica Norte Grande*, 14, 35-48.

Kalthoff N., Bischoff-Gauss I., Fiebig-Wittmaack M., Fiedler F., Thürauf J., Novoa J.-E., Pizarro C., Gallardo L., Rondanelli R., 2002. Mesoscale wind regime in Chile at 30°S. *Journal of Applied Meteorology*, 41, 953-970.

Lemke P., Ren J., Alley R.B., Allison I., Carrasco J., Flato G., Fujii Y., Kaser G., Mote P., Thomas R.H., Zhang T., 2007. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, *In* Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller, éd., Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change , Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Le Quesne C., Stahle D.W., Cleaveland M.K., Therrell M.D., Aravena J.C., Barichivich J., 2006. Ancient austrocedrus tree-ring chronologies used to reconstruct Central Chile precipitation variability from AD 1200 to 2000. *Journal of Climate*, 19 (22), 5731-5744.

Marangunic C., 1979. Inventario de glaciares. Hoya del Rio Maipo. Dirrecion General de Aguas. M.O.P., 65p.

Nicholson L., Marín J., Lopez D., Rabatel A., Bown F., Rivera, A., 2009. Glacier inventory of the upper Huasco valley, Norte Chico, Chile: glacier characteristics, glacier change and comparison to central Chile. *Annals of Glaciology*, 53, sous presse.

Ohmura A., 2004. Cryosphere during the twentieth century, the state of the planet. Geophysical Monograph, IUGG.

Quintana J.M., Aceituno P., 2008. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile) during the 20th century. *Journal of Climate*, sous presse.

Rabatel A., Castebrunet H., Favier V., Nicholson L., 2009. Cold glaciers behaviour in the semi-arid Andes of Chile (29°S), Results of a 5-year monitoring program. *Journal of Glaciology*, soumis.

Rivera A., Acuña C., Casassa G., Bown, F., 2002. Use of remote sensing and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to sea level rise. *Annals of Glaciology*, 34, 367-372.

Vuille M., Milana J.P., 2007. High-latitude forcing of regional aridification along the subtropical west coast of South America. *Geophysical Research Letters*, 34, L23703, doi:10,1029/2007GL031899.

UN INVENTAIRE DES AÉROPHOTOGRAPHIES DU MASSIF DU MONT BLANC

AN AERIAL PHOTOGRAPHY INVENTORY FOR THE MONT BLANC MASSIF

MELAINE LE ROY, PHILIP DELINE

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : melaine.le-roy@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

Le massif du Mont Blanc, espace frontalier entre trois pays alpins, constitue un laboratoire scientifique de premier ordre pour étudier plusieurs des problématiques de recherche du laboratoire EDYTEM, notamment en ce qui concerne les domaines glaciaires et périglaciaires. Dans ce contexte, un inventaire des aérophotographies couvrant le massif et disséminées au sein de plusieurs organismes a été effectué. Près de 5000 photogrammes pris au cours de 92 missions ont ainsi été identifiés, assurant une couverture homogène et à haute résolution temporelle du massif depuis la fin des années 1930. Cet inventaire a donné lieu à une première réflexion sur la constitution d'une base de données de ces documents pour faciliter les recherches documentaires futures.

MOTS-CLÉS *: PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES, MASSIF DU MONT BLANC, BASE DE DONNÉES, TÉLÉDÉTECTION.*

ABSTRACT

The Mont Blanc massif, frontier between three alpine countries, is a first order scientific laboratory for most of the EDYTEM research fields, especially the study of glacial and periglacial domains. In this context an inventory of the aerial photographies covering the massif and disseminated within several institutions was carried out. Nearly 5000 photographies taken during 92 aerial missions were identified, that ensure a homogeneous and high temporal resolution cover of the massif since the end of the 1930's. This inventory led to a first reflexion on the constitution of a database to facilitate future research.

KEYWORDS*: AERIAL PHOTOGRAPHY, MONT BLANC MASSIF, DATABASE, REMOTE SENSING.*

Introduction

La télédétection se définit au sens large comme l'acquisition, le traitement et l'interprétation d'informations sur un objet ou un processus par un instrument de mesure distant (Chorowicz et Deroin, 2003). Cet instrument est le plus souvent un capteur (photographique, laser ou radar) aéroporté (à bord d'un hélicoptère, d'un avion ou d'un satellite). Les données récoltées sont de nature différente pour répondre à un grand nombre d'applications : cartographie thématique (photographie aérienne et imagerie satellitaire dans le visible, l'infrarouge ou en multispectral), topographie de surface et champs de vitesse (radar), génération de modèles numériques d'élévation à haute résolution spatiale (LiDAR). La télédétection est devenue un mode privilégié d'étude des processus naturels depuis une cinquantaine d'années, notamment en montagne, d'accès difficile. Des disciplines telles que la glaciologie, la géomorphologie glaciaire et périglaciaire, la nivologie ou l'hydrologie en ont bénéficié car elle a grandement facilité l'acquisition de données.

Dans le domaine glaciaire, les photographies aériennes ont été utilisées historiquement pour la photo-interprétation et la planimétrie, notamment dans le cadre des premiers inventaires de glaciers (Vivian, 1975 ; Patzelt, 1980). Elles servent aussi de base à des études diachroniques de l'évolution des surfaces englacées (Jobard, 2005 ; Deroin et Condom, 2007 ; Rabatel, 2009). La restitution photogrammétrique des prises de vue aériennes permet la réalisation de Modèles Numériques de Terrain (MNT), notamment à des dates différentes. La comparaison de ces MNT autorise alors le calcul de variations de volume, pour caractériser par exemple les changements morphologiques induits par la déglaciation (Schiefer et Gilbert, 2007) ou calculer des bilans sédimentaires (Veyrat-Charvillon, 2005) ou des bilans de masse glaciaires (Vincent et Reynaud, 1991 ; Andreassen *et al.*, 2002 ; Thibert *et al.*, 2005). Cette méthode, dite volumétrique pour les glaciers, par opposition à la méthode directe (glaciologique), demeure coûteuse car elle nécessite une logistique importante (mise en place de points d'amer, vols spéciaux). Dans les Alpes françaises, quelques glaciers ont fait l'objet de vols spéciaux, commandités par le CEMAGREF (Centre d'Etude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts) entre 1975 et 1991 (Burnet et Murat, 1985 ; Thibert, 2007). Le LGGE (Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement) applique également cette méthode sur les glaciers de son réseau d'observation avec une périodicité quinquennale pour valider les bilans de masse annuels obtenus par mesures *in situ* et extrapolées à l'ensemble du glacier (Vincent *et al*, 2000). La photogrammétrie aérienne permet également d'étudier les déplacements d'objets géographiques tels que les glaciers ou glaciers rocheux avec une bonne précision (Kääb, 2002 ; Kaufmann et Ladstädter, 2002)

Les données issues de la télédétection spatiale ont pris aujourd'hui le pas sur les aérophotographies dans le domaine des sciences de l'environnement, notamment pour l'étude de la cryosphère et de son évolution (Bamber et Rivera, 2007 ; Berthier, 2008), dans les Alpes (Berthier *et al.*, 2004 ; Paul *et al.*, 2007 ; Trouvé *et al.*, 2007 ; Rabatel *et al.*, 2008) et sur l'ensemble de la

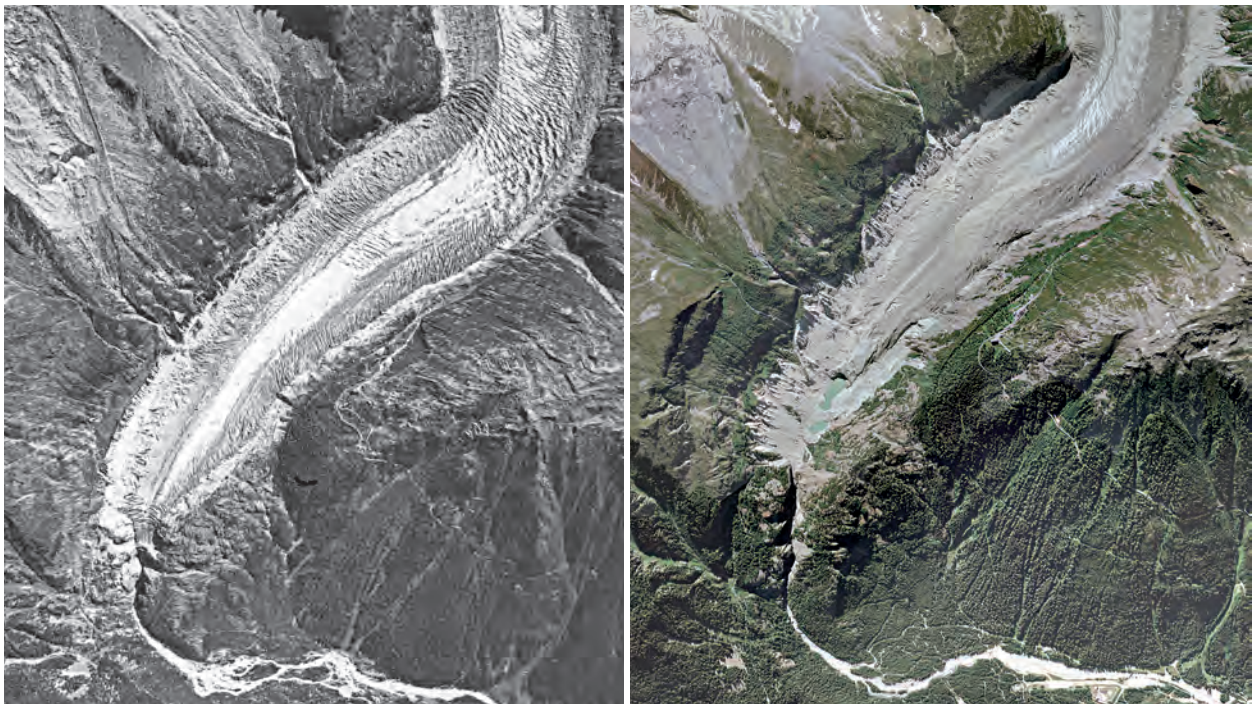


Figure 1 - Vues aériennes de la Mer de Glace (Massif du Mont Blanc), à gauche en 1949 (mission IGN F3630-3631), à droite en 2004 (Orthophoto 74) ; © IGN - Photothèque Nationale.

planète, avec le programme GLIMS notamment (*Global Land Ice Measurement from Space*) (Raup *et al.*, 2007). En effet, les plateformes disponibles sont de plus en plus nombreuses, la résolution spatiale, spectrale et temporelle des acquisitions s'améliore très rapidement parallèlement à la baisse de leur coût (Racoviteanu *et al.*, 2008). Les scènes satellitaires apportent de plus une vision synoptique que ne permet pas la couverture restreinte des photographies aériennes. Le projet GLIMS se base ainsi principalement sur des données optiques ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) qui remplissent les conditions nécessaires au suivi de différents paramètres glaciologiques (Racoviteanu *et al.*, 2008) et dont les couples stéréo permettent la génération de MNT (comme SPOT 5 HRS, mais le coût des données de ce dernier est très élevé). D'autres capteurs sont aussi utilisés pour l'étude de la cryosphère, comme LANDSAT TM/ETM, ou les capteurs des satellites Corona (satellite espion US des années 1960-70) et, plus récemment, QuickBird et Ikonos qui possèdent des résolutions spatiales pouvant s'approcher de celle des photographies aériennes (métrique voire infra-métrique). Les MNT issus des données radar acquises dans le cadre de la SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) en 2000 constituent une autre source largement utilisée pour le calcul des bilans glaciaires (Rignot *et al.*, 2003 ; Berthier *et al.*, 2007). L'interférométrie radar (InSAR) est également de plus en plus mise en oeuvre pour des applications dans le domaine périglaciaire comme la quantification du déplacement des glaciers rocheux (Lambiel *et al*, 2008), ou dans le domaine glaciaire, pour la détermination de vitesses d'écoulement par exemple (Trouvé *et al.*, 2007).

Cette nouvelle donne permet donc d'étendre le suivi des glaciers à l'échelle mondiale. Néanmoins, les aérophotographies gardent un intérêt pour les études diachroniques car elles permettent de remonter plus loin dans le temps, les premiers survols réguliers ayant débuté dans les années 1930 et 1940 (*cf* www.ign.fr). C'est notamment pour cette raison qu'une démarche d'inventaire similaire a été proposée pour les glaciers italiens (Giardino *et al.*, 2001)

Le présent inventaire des aérophotographies du massif du Mont Blanc a eu pour objet l'identification de la ressource disponible, fondant un début de réflexion sur la constitution d'une base de données pour en faciliter la consultation. Etant donné le caractère transfrontalier du massif, les données sont dispersées sur différents sites en France, en Italie et en Suisse. Ce travail a été mené dans le cadre du programme de recherche *PERMAdataROC*, qui visait à évaluer l'influence potentielle de la dégradation du permafrost sur l'occurrence des écroulements rocheux en haute montagne alpine. L'inventaire a ainsi été utilisé pour identifier des dépôts d'écroulements par photo-interprétation (thèse en cours de L. Ravanel), mais aussi pour l'étude diachronique de la couverture détritique du glacier d'Estelette (Val Vény) (Mazué *et al.*, 2009). Le fait que le massif du Mont Blanc ait été retenu pour cet inventaire résulte en particulier du choix de ce secteur comme site-atelier de l'axe transversal SNG (Systèmes Nivo Glaciaires) du laboratoire EDYTEM.

I - Les missions aériennes

Les commanditaires des missions aériennes sont principalement les instituts géographiques nationaux dans les trois pays considérés : Institut Géographique National (IGN) en France, Istituto Geografico Militare (IGM) en Italie, et SwissTopo en Suisse.

Il existe cependant des disparités selon les pays, avec par exemple le rôle important de l'échelon régional en Italie. Les missions commanditées par la région Vallée d'Aoste (RAVA) sont ainsi plus nombreuses et de meilleure qualité que celles de l'IGM sur le massif.

En France, des organismes publics décentralisés (DDE, ONF) ou des laboratoires de recherche (CEMAGREF, LGGE) complètent les missions de l'IGN qui ont une faible répétitivité (en moyenne de 5 ans, mais moins dans les secteurs à faible développement urbain), par exemple par des vols de SINTEGRA (Grenoble) pour ces deux laboratoires. Les échelles de ces vols spécifiques peuvent être plus grandes que celles de l'IGN, pour la mesure de bilans de masse glaciaire par photogrammétrie notamment. Il faut noter également que la photothèque de l'IGN conserve un fond important de photographies aériennes obliques, dont un certain nombre couvrent le massif du Mont Blanc. Ces photographies, dont le décompte n'apparaît pas dans le présent inventaire, ont été prises par la Compagie Aérienne Française (CAF) et l'IGN entre 1935 et 1966 sur le massif (C. Huon, com. pers.). Enfin, on peut noter que la nouvelle orthophotographie de la Haute Savoie qui sortira courant 2009 sera basée sur une couverture aérienne de 2008 commanditée par le Conseil Général de la Haute Savoie.

Pour la Suisse, nous n'avons identifié que SwissTopo comme opérateur de missions aériennes.

Différentes structures universitaires et administrations territoriales des trois Etats ont été contactées et visitées pour la constitution de l'inventaire. Chacune est mentionnée dans le tableau 1, avec le nom de la personne responsable de la photothèque. Des contacts ont également été établis avec d'autres structures (RTM 73, DDE 73, Inventaire Forestier National - échelon de Lyon), sans enrichissement de l'inventaire car leurs aérophotographies étaient disponibles ailleurs. Il reste à inventorier les ressources de l'ETHZ (Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich), qui possède des vols sur le massif du Mont Blanc (A. Bauder, com. pers.), et de la RGD 73-74 (Régie de Gestion des Données des

Pays	Organisme	Localisation	Responsable
FRANCE	Université de Savoie, CISM, Laboratoire Environnement et Dynamiques des Territoires de Montagne (EDYTEM)	Le Bourget du Lac	*Fayçal Soufi*
	Université de Savoie, Laboratoire d'Informatique, Systèmes, Traitement de l'Information et de la Connaissance (LISTIC)	Annecy	*Emmanuel Trouvé*
	Université Joseph Fourier, Institut de Géographie Alpine (IGA)	Grenoble	*Laeticia Azzolin*
	Université Joseph Fourier, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE)	Grenoble	*Christian Vincent*
	Service Restauration des Terrain de Montagne de la Haute Savoie (RTM 74)	Annecy	*Jérôme Liévois*
	Direction Départementale de l'Equipement de la Haute Savoie (DDE 74)	Annecy	*Crisol Serrate*
	CEMAGREF, centre de Grenoble	Grenoble	*Emmanuel Thibert*
ITALIE	Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica Perugia, Sede di Torino (CNR IRPI)	Turin	*Giovanni Mortara*
	Universitá di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra	Turin	*Marco Giardino*
SUISSE	Université de Lausanne, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL)	Lausanne	*Manon Rosset*

Tableau 1 - Organismes visités pour la constitution de l'inventaire des photos aériennes du massif du Mont Blanc.

Pays de Savoie), dont l'utilisation des données est subordonnée à l'établissement d'une convention avec l'Université de Savoie, mais qui ne possède pas *a priori* de ressource qui n'ait déjà été identifiée (*cf* www.rgd.fr), à l'exception de l'orthophoto 2009. Au final, s'il n'est pas exhaustif pour la Suisse, cet inventaire est en revanche probablement complet pour la France et l'Italie.

Dans la grande majorité des cas, les photographies aériennes sont consultables dans les organismes sous forme de contacts papier (tirages papier par contact, *i.e.* sans agrandissement par rapport au négatif), mais la nature des supports est très variée et va de la diapositive au fichier numérique. Certains clichés conservés au CEMAGREF et au LGGE sont également disponibles sous forme de contre-types (copie du film original), un support qui autorise des scans de haute précision (sur un scanner à rouleaux) pour les travaux photogrammétriques car il offre une résolution deux fois supérieure aux contacts papier (Veyrat-Charvillon, 2005). L'IGN réalise également des contre-types sur demande pour ses missions argentiques (C. Huon, com. pers.).

L'échelle des vols identifiés est très variable (du 1 : 4 000 au 1 : 60 000). La taille des épreuves papier (conditionnée par la taille du négatif) varie également : de 13×17 cm pour les missions les plus anciennes, à 18×18 cm à partir de 1952, et 23×23 cm depuis 1970. Les émulsions utilisées sont majoritairement le panchromatique (qui absorbe toutes les longueurs d'onde de la portion visible du spectre solaire) noir et blanc et l'émulsion couleur. Quelques vols ont été effectués en infrarouge (couleur ou N&B). C'est le cas notamment des vols de l'IFN (Inventaire Forestier National) car cette bande spectrale est adaptée à la caractérisation de l'activité photosynthétique et donc au suivi du couvert forestier (Boureau, 2008) ou de l'humidité dans les sols (Gagnon, 1999). On parlera de *« fausses couleurs »* pour les vols en infrarouge couleur car un code couleur est utilisé pour traduire le rayonnement IR. Le multispectral (*i.e.* image résultant de l'acquisition de données dans plusieurs bandes spectrales) est aussi représenté par l'orthophoto MIVIS 1999 de la Vallée d'Aoste et par les scènes SPOT. Aucune mission effectuée en émulsion couleur ne semble avoir eu lieu avant les années 1970, et la première mission couleur disponible auprès de l'IGN est celle de 1993.

II - La procédure de collecte des données

Dans chaque organisme, les missions et les photogrammes (*i.e.* photographies prises à l'aide d'une chambre photogrammétrique) disponibles ont été listés. Des photographies numériques d'un grand nombre de photogrammes ont été prises, de façon exhaustive lorsque le nombre le permettait, ou avec une moyenne d'une photo tous les deux ou trois photogrammes pour les missions à nombreux clichés. Ceci afin d'avoir une information sur la qualité et la couverture des clichés. Le tableau d'assemblage (TA) est le document qui représente les différentes lignes de vols d'une mission aérienne et l'emprise spatiale des photogrammes la composant. Lorsqu'ils étaient disponibles, ils ont également été reproduits, par photocopie (missions italiennes disponibles à l'IRPI), ou plus souvent par photographie numérique. Les TA de la majorité des missions de l'IGN nous ont été gracieusement fournis par C. Huon (responsable de la photothèque nationale de l'IGN) sous la forme de fichiers lisibles sous un SIG (format Mapinfo Mid/Mif) ; ils comprennent la localisation du centre du cliché et des informations relatives à la prise de vue dans une table associée. Contrairement à l'IGN, SwissTopo ne fournit pas gratuitement les TA de ses missions.

En dehors de ceux de l'IGN, les TA sont très hétérogènes et pas toujours très lisibles (figure 1), ce qui rend souvent difficile la saisie des clichés dans la base de données. Certains TA figurent l'emprise du cliché par un rectangle (donc avec une déformation par rapport à la réalité du terrain de montagne), d'autres par un polygone, peut-être plus proche de la réalité du terrain, mais dont le centre est alors difficile à déterminer. Sur

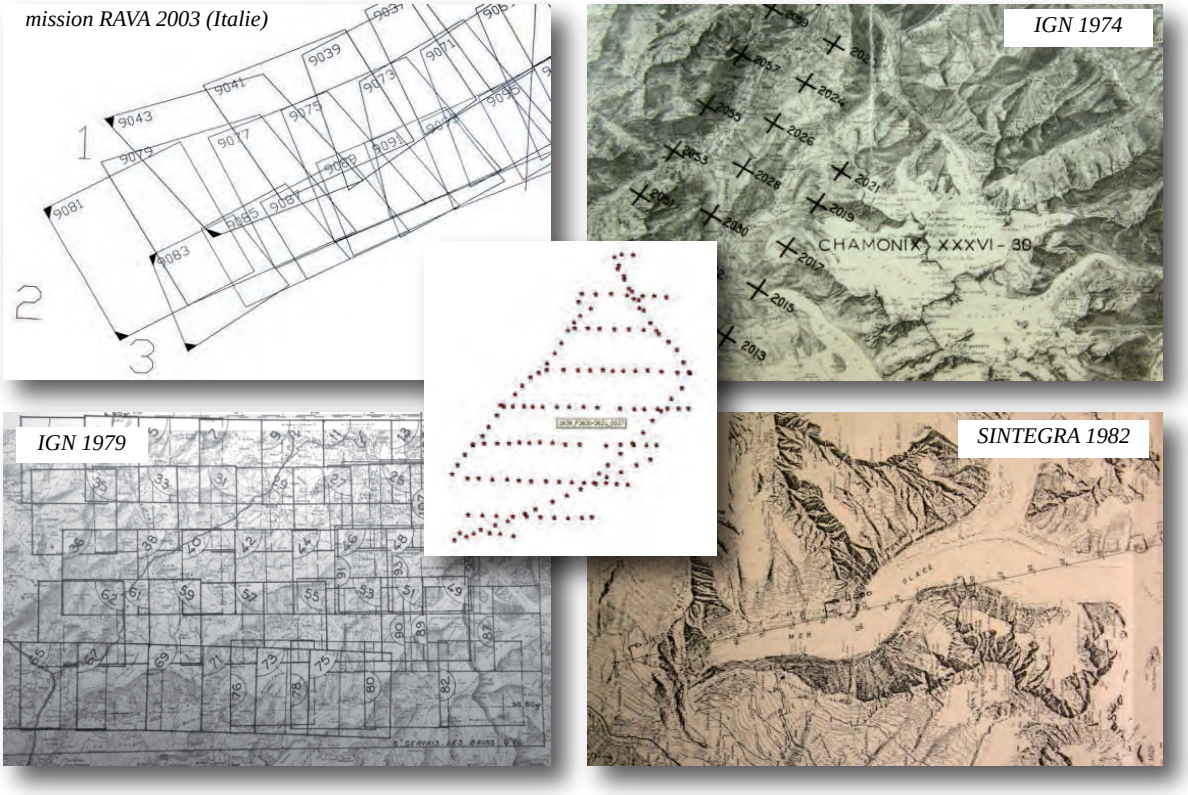


Figure 1- Quelques exemples illustrant l'hétérogénéité des tableaux d'assemblages ; au centre : tableau d'assemblage numérique de la mission IGN 1939.

d'autres TA, le centre des clichés est représenté par des croix ou des cercles à la précision relative du fait de la largeur du figuré utilisé. Il faudra alors trouver une solution pour mieux localiser les centres (ou donner une marge d'erreur sur cette position) afin de garantir une saisie homogène des données.

III - Mise en place d'une base de bonnées

Une première esquisse d'une base de données des clichés aériens a commencé à être mise en place sous Microsoft Access®. La saisie n'a concerné à ce jour que des missions dont le TA figure le centre des clichés, soient les vols du CEMAGREF, et la mission 1939 de l'IGN.

Différents champs sont à renseigner pour identifier chaque cliché : le nom de la mission, son numéro, la date et l'échelle moyenne du cliché, le type de support et le type d'émulsion (figure 2).

La situation géographique du cliché est renseignée par le biais des informations suivantes :

- *le secteur* : le massif du Mont Blanc a été divisé en grands secteurs correspondant aux bassins versants glaciaires. La figure 3 présente les secteurs utilisés pour la saisie des données. A terme, une telle carte devra être insérée dans un SIG pour faciliter les requêtes spatiales en lien avec la base de données.
- *les coordonnées du centre du cliché,* dans deux systèmes de projection différents : WGS 84 UTM 32, système international plus adapté que le système NTF Lambert pour rentrer des données provenant de pays différents, comme c'est le cas ici ; et un système alphanumérique, basé sur une grille kilométrique projetée en Lambert 2 étendu (figure 3) et mis en place pour rentrer dans la base de données les missions dont le TA n'est pas disponible.
- *emprise du cliché* : portion de la grille alphanumérique recouverte par le cliché, obtenue par report des clichés des photogrammes sur la grille ; seuls les carrés couverts à plus de 50 % sont pris en considération.
- *toponymes associés* : toponymes issus de la carte IGN TOP 25, associés à la scène couverte par le cliché, y compris pour les secteurs suisses et italiens.

Les autres champs concernent la reproduction éventuelle du photogramme et du TA de la mission lors de l'inventaire. Un espace est prévu pour des commentaires qualitatifs sur le cliché (*e.g.* couverture nuageuse, neigeuse, lisibilité). Enfin, les coordonnées de la structure qui conserve les aérophotographies et de son responsable sont indiquées, ainsi que les conditions d'accès à la ressource.

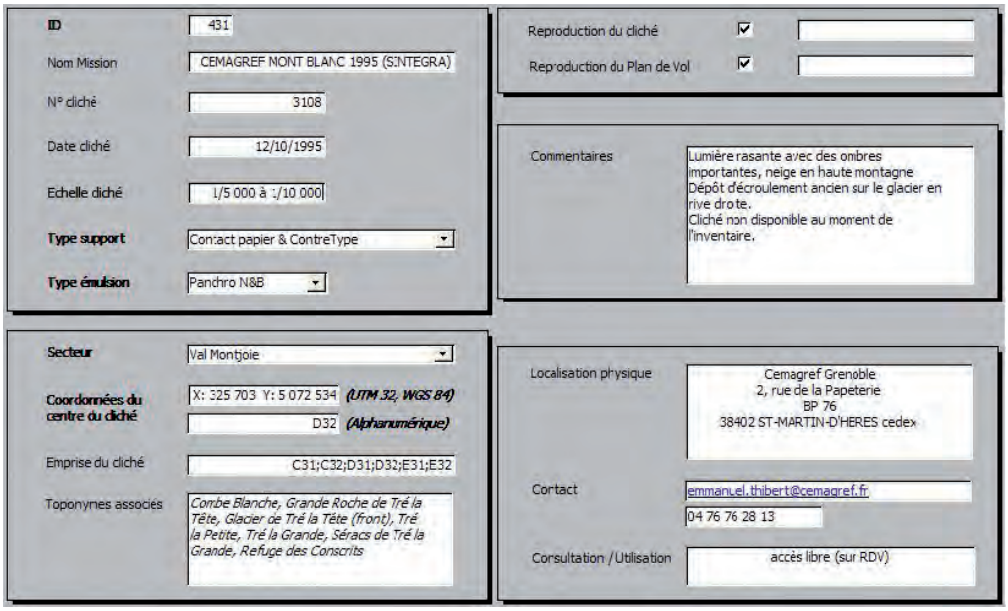


Figure 2 - Interface de la base de données sous Access ®.

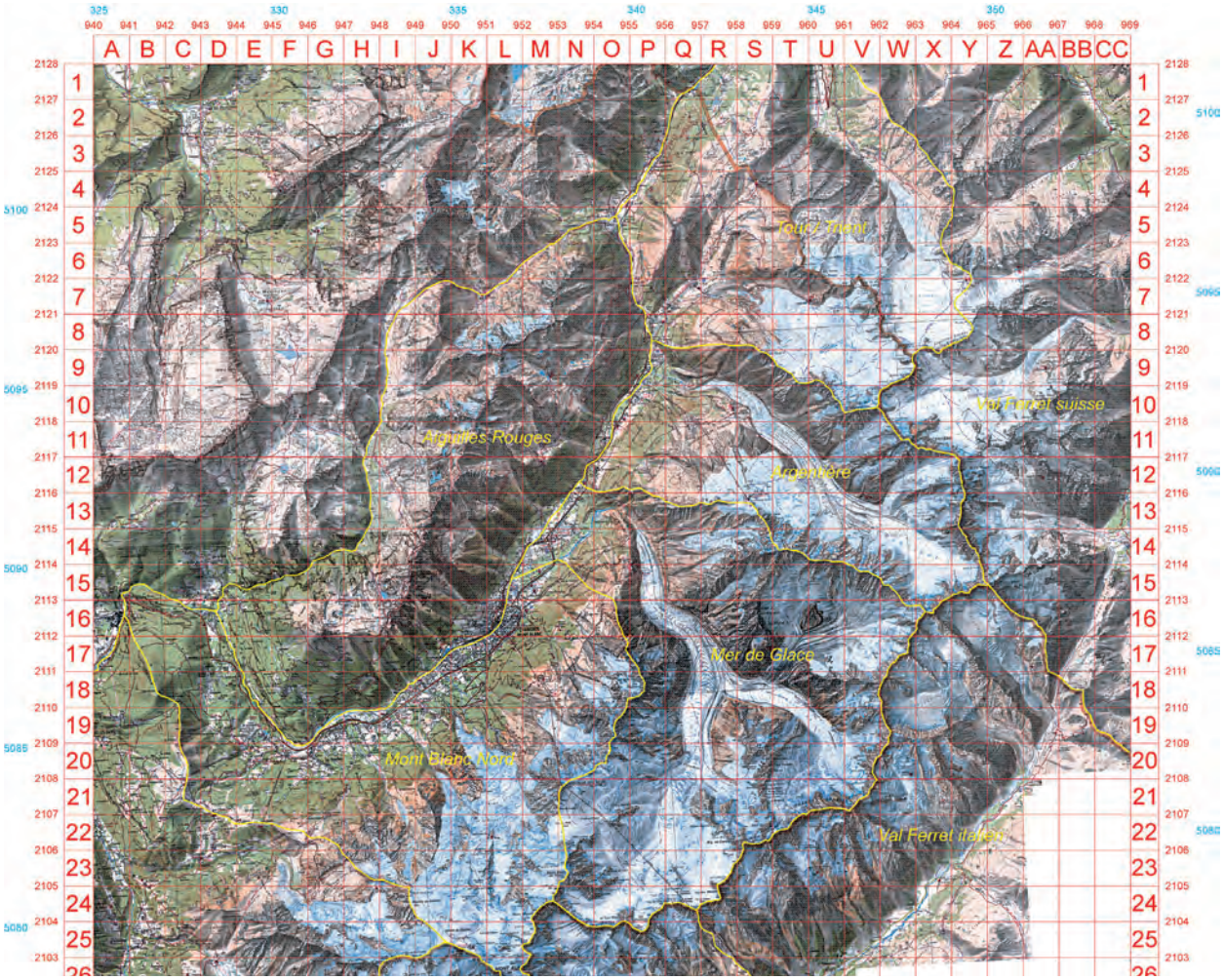


Figure 3 - Une partie de la carte du massif du Mont Blanc avec les différentes coordonnées utilisées pour la saisie des données sous Access ® (fond topographique extrait de la carte TOP 25 Chamonix 3630 OT et St Gervais 3531 ET, © IGN,Paris 2009 - Autorisation n° 80-9026.) :
- référentiel alphanumérique mis en place pour la saisie des missions sans Tableaux d'Assemblage. Il est basé sur le quadrillage kilométrique de la projection Lambert Zone 2 étendu dont les amorces apparaissent en rouge ;
- les amorces bleues correspondent au quadrillage kilométrique de la projection WGS 84 UTM 32, figurant sur les cartes IGN TOP 25 ;
- les différents secteurs du massif sont indiqués en jaune.

IV - SYNTHÈSE DE L'INVENTAIRE

Le tableau 1 ci-dessous et pages suivantes répertorie les caractéristiques de tous les vols inventoriés à ce jour et qui couvrent tout ou partie du massif du Mont Blanc. Certains sont très ponctuels, d'autres au contraire sont des vols régionaux ou nationaux avec une couverture totale du massif. Ce tableau comprend les métadonnées suivantes :

- *année* : année de la mission.
- *date* : date du ou des vols – certaines missions comportent plusieurs vols à des dates différentes, voire sur deux années consécutives.
- *nom de la mission* : nom déterminé à partir des documents consultés.
- *échelle* : échelle des photogrammes quand elle a pu être retrouvée ; dans le cas de capteurs numériques la résolution est indiquée.
- *support* : le support des photogrammes consultés (*Cont. Papier* : Contact Papier). La plupart des missions sont disponibles sur supports papier et numérique auprès d'un institut géographique national comme l'IGN.
- *émulsion* : émulsion photographique utilisée : *P. N&B* : panchromatique Noir et Blanc ; *C* : couleur ; *IR* : infrarouge (C ou N&B).
- *tableau d'Assemblage* : *Dispo.* : TA de la mission disponible ou non ; *Pap* : papier ; *Num* : numérique ; *Web* : en ligne ; *Repro.* : reproduction effectuée ou non.
- *couverture* : partie du massif couverte par la mission.
- *organisme détenteur* : organisme qui détient tout ou partie d'une mission sur le massif (le complément étant disponible auprès de l'institut national du pays). Quand aucun organisme visité ne possède le vol, seul l'institut national est mentionné (*IGN*, *SwissTopo…*).
- *commentaire* : commentaires sur les aérophotographies consultées.

Année	Date	Nom de la mission	Echelle	Support	Emulsion	Tableau d'assemblage			Couverture	Organisme détenteur	Commentaires
						Dispo.	Format	Repro.			
1939	23,29/06, 03/07	IGN F 3630-3631	20 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Num.	Oui	Totale	EDYTEM	*Enneigement important*
1939	18/08	IGN F 3631	22 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Num	Oui	Partielle	EDYTEM	
1939	01/06	IGN F 3531	20 000e	Tous supports	P. N&B	Oui	Web	--	Partielle (E du massif)	IGN	*Enneigement important*
1948	--	IGN F 3631 MONT BLANC	15 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle (Vallée de Chamonix, Val Veny)	IGN	*Seuls les contacts papier sont disponibles*
1948	--	MONT BLANC - 1948	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Gl. De Planpincieux	IRPI	*3 photos~ obliques*
1949	04/09	IGN F 3630-3631	26 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale	EDYTEM, LGGE	
1949	--	MONT BLANC	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Partielle	DDE 74	*Enneigement important*
1949	22/07	CONTAMINES, Ministère de l'Equipement	4 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle (Val Montjoie)	DDE 74	*Grands tirages papier*
1949	01et 04/08	MONT BLANC, Ministère de l'Equipement	4 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Partielle (Bionnassay - Les Bossons)	DDE 74	*Grands tirages papier*
1952	27/07	IGN F 3631 3630 CHAMONIX MONT BLANC IGN F 3528-3531	25 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Num.	Oui	Totale	LGGE, EDYTEM	
1954	08 et 09	IGM	--	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale	IRPI	
1955	16/09	IGM M. BIANCO	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Val Veny	IRPI	*Chute de neige>1900 m*
1958	31/07	IGN FR 120 / 250	25 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Num.	Oui	Totale	LGGE	
1959	09/09	IGN FR 166	20 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Num.	Oui	Versant Français	EDYTEM	
1960	01/09	CDP 1606	6 000e	Tous supports	P. N&B	Oui	Web	--	Très partielle (Vallée de Chamonix)	IGN	*Couvre seulement la vallée et les fronts des glaciers*
1960	24/08	SwissTopo	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Partielle (N du massif)	IGUL	
1961	29,30/08	IGN 3531 / 250 ST GERVAIS	25 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle (O du massif)	EDYTEM	
1961	20/09	SwissTopo	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Partielle (N du massif)	IGUL	
1965	06 ou 07	RAVA	--	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Versant italien	IRPI	*Centré sur la vallée*
1966	08/09	IGN 3531 / 250 ST GERVAIS	25 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	LGGE	
1967	19/08	IGN FR 1402 / 150	15 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	LGGE, IGA	
1967	12/10	IGN F 3630-3631 / 250 CHAMONIX	25 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale (sauf Orny et Saleina)	LGGE, IGA	*Ombres, enneigement important*
	11 et 12/10	IGN F 3531 / 250 ST GERVAIS LES BAINS								LGGE	
1967	08/08	IGN F 3630 CHAMONIX		Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	LGGE	*Pas de photos, seulement le T.A.*
1967	12/10	SwissTopo	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Val Ferret	IGUL, IRPI	
1968	--	I.G.M.	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Versant italien	IRPI	*Grande échelle*
1970	09/09	IGN FR 1976 / 200	20 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Langues du Tour, Argentière, Mer de Glace	LGGE	
1970	15 et 17/09	IGN F 3630 / 300 CHAMONIX	30 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale (sauf Orny et Saleina)	LGGE, RTM 74	
		F 3531/ 300 ST GERVAIS LES BAINS				Oui	Pap.	Oui		RTM 74, LGGE	
1970	17/09	BRENVA-MIAGE	--	diapositive	C	Non	--	--	Val Vény	IRPI	*Grande échelle*
1971	17/09	BRENVA-MIAGE	--	diapositive	C	Non	--	--	Langue du Miage	IRPI	*Grande échelle*

Tableau 1 (partie 1) - Caractéristiques de tous les vols inventoriés à ce jour et qui couvrent tout ou partie du massif du Mont Blanc (les plages de couleur soulignent les décennies).

Année	Date	Nom du vol	Echelle	Support	Emulsion	Tableau d'assemblage			Couverture	Organisme détenteur	Commentaire
						Dispo.	Format	Repro.			
1973	11/10	IGN FR 2473 / 200	20 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Langues du Tour, Argentière, Mer de Glace	LGGE	
1974	--	IGN FR 2437 / 150 IR ST GERVAIS 3531	15 000e	Tous supports	I.R. N&B	--	--	--	Partielle (Vallée de Chamonix, Val Montjoie et les langues glaciaires)	IGN	*Petits cumulus sur les hauts sommets*
		IGN FR 2437 / 150 IR CHAMONIX 3630		Cont. Pap.		Oui	Pap.	Oui		RTM 74	
1974	13/09	RAVA Dora Baltea-Dora Di Veni	--	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Val Vény	IRPI	
1975	30/10	Ministère de l'Equipement	15 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Vallée de Chamonix	DDE 74	*Seulement le fond de vallée*
1975	15/09	RAVA Dora Baltea-Dora Di Ferret	--	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Versant italien	IRPI	
1976	11/10	MONT BLANC (LGGE)	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Très partielle	LGGE	*Langue Argentière, Vol pour photogrammétrie*
1976	--	CEMAGREF	--	Plaque de verre	P. N&B	Non	--	--	Partielle	CEMAGREF	*Glaciers suivis par le CEMAGREF*
1979	17 et 18/07	IGN F 7031 ST GERVAIS	60 000e	Tous supports	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale	IGN	*Enneigement important*
		IGN F 7031 CHAMONIX		Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui		LGGE	
1979	05/09	IGN F 3531-3631 / 300 ST GERVAIS	30 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle (moitié O du massif)	DDE 74, LGGE	
1979	05/09	CEMAGREF	--	Cont. Pap. & Contretype	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	CEMAGREF	*Glaciers suivis par le CEMAGREF*
1979	--	MONT BLANC (LGGE)	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Argentière	LGGE	*Langue Argentière, Vol pour photogrammétrie*
1980	03 et 04/09	IGN F 3530-3630 / 300 CLUSES-CHAMONIX	30 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale	LGGE	
1982	22/08	MISSION SINTEGRA MONT BLANC	--	Cont. Pap. & Contretype	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	LGGE, CEMAGREF	*Glaciers suivis par le CEMAGREF-LGGE*
1982	18/08/1982 et 26/09/1983	IGN F 82-83 3531 / 300 ST GERVAIS	30 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle (O du massif)	LGGE	*Pas de photos, seulement le T.A.*
1982	23/08	SwissTopo	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	N du massif	IGUL	
1983	25/09	RAVA VALLE D'AOSTA 83	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Versant italien	IRPI	
1983	14/09	CEMAGREF	--	Cont. Pap. & Contretype	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Très partielle (Bossons, Pèlerins)	CEMAGREF	*Mission spéciale / avalanche du tunnel du Mont Blanc*
1984	30/06 et 09/07	FR 74 IFN 07-150 P+IRC	15 000e	Cont. Pap.	IR C	Oui	Num.	Oui	Totale	RTM 74, DDE 74, IFN LYON	*Enneigement important*
1985	07/08 et 21/08	MISSION SINTEGRA MONT BLANC	--	Cont. Pap. & Contretype	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	CEMAGREF, LGGE	*Glaciers suivis par le CEMAGREF-LGGE*
1986	09	BRENVA-MIAGE	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Partielle (Val Vény)	IRPI	*Grande échelle*
1987	21/08	IGN F 3531 / 300 ST GERVAIS	30 000e	Tous supports	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle (O du massif)	IGN	
1988	26/07	IGN FD 74 / 300 MONT BLANC 3631	30 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale	LGGE	
1988	06, 07 et 09/08	IGM	--	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale	IRPI	
1988/1989	--	TERRAITALY Voli Italia 1988/89	75 000e	Tous supports	P. N&B	--	--	--	--	TERRAITALY	*www.Terraitaly.it*
1989	29/08	IGN FR 4412 / 150 C	15 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	RTM 74	*Centré sur la vallée et les fronts glaciaires*
1990	20/07	IGN FD 73	20 000e	Tous supports	C	Oui	Web	--	Extremité SO du massif	IGN	
1990	20/08	IGN FR 8251	30 000e	Tous supports	P. N&B	Oui	Web	--	Vallée des Chapieux	IGN	
1990	01/09	MISSION SINTEGRA MONT BLANC	--	Cont. Pap. & Contretype	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	CEMAGREF	*Glaciers suivis par le CEMAGREF-LGGE*
1991	09/08, 21/08 et 06/09	RAVA REG. VALLE D'AOSTA 91	20 000e	Cont. Pap.	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Totale	I.R.P.I.	
1993	11, 18, 20, 21/08 et 04/09/1994	IGN FD 74 / 200 CHAMONIX MT BLANC	20 000e	Cont. Pap.	C	Oui	Num.	Oui	Totale	EDYTEM, DDE 74, RTM 74	
1993	20/10	SwissTopo TRIENTGLETSCHER	6 000e	Tous supports	--	Oui	Web	--	Langue du glacier du Trient	SwissTopo	
1994	06/10	SwissTopo VAL DE BAGNES-MONTE ROSA	50 300e	Tous supports	C	Oui	Web	--	N du massif	SwissTopo	
1994	--	TERRAITALY Voli Italia 1994	75 000e	Tous supports	P. N&B	--	--	--	--	TERRAITALY	*www.Terraitaly.it*
1995	20/07	IFN IR	--	Cont. Pap.	IR C	Oui	Pap.	Oui	Totale	R.T.M. 74, I.F.N. LYON	*Enneigement important*
1995	12/10	MISSION SINTEGRA MONT BLANC	5 000e à 10 000e	Cont. Pap. & Contretype	P. N&B	Oui	Pap.	Oui	Partielle	CEMAGREF	*Glaciers suivis par le CEMAGREF*
1995	07/10	SwissTopo	variable	Tous supports	C	Oui	Web	--	Partielle (N du massif)	SwissTopo.	
1996	03, 31/07, 01, 04 et 18/08	IGN FD 73 / 250 CHAMONIX MT BLANC	25 000e	Cont. Pap.	C	Oui	Num.	Oui	Partielle (manque le nord du massif)	LGGE, EDYTEM	
1996	22/07	IGN FR 5161	25 000e	Tous supports	C	Oui	Web	--	Vallée de Chamonix et Aig. Du Goûter	IGN	
1996	16/08	SwissTopo VAL FERRET I.R.	10 000e	Tous supports	IR	Oui	Web	--	Val Ferret suisse	SwissTopo.	
1997	31/08	RAVA 97	--	Cont. pap.	C	Non	--	--	Versant italien	IRPI	
1997	27/01	MONTE BIANCO	15-20 000e	Cont. Pap.	C	Oui	Pap.	Oui	Partielle (Val Véni)	IRPI	*9 jours après l'écroulement de l'éperon de la Brenva*
1997	10/02	SwissTopo GHIACCIAIO DELLA BRENVA	9 300e et 12 000e	Tous supports	C	Oui	Web	--	Glacier de la Brenva	SwissTopo.	
1998	31/08	MISSION LGGE	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Partielle	LGGE	
1998	31/08	SwissTopo SALEINA-DOLENT	12 600e	Tous supports	C	Oui	Web	--	Val Ferret suisse	SwissTopo.	
1998/1999	--	TERRAITALY Volo « It2000 »	40 000e	Tous supports	C	--	--	--	--	TERRAITALY	*www.Terraitaly.it*
1999	02/09	SwissTopo	variable	Tous supports	C	Oui	Web	--	N du massif	SwissTopo	
1999	06/09	Orthophoto MIVIS VALLE D'AOSTA	Résol. 5m	Dalles numériques (format ENVI)	Multi spectral	Oui	Pap.	Oui	Partielle (Versant italien)	Universitat Torino	

Tableau 1 (partie 2) - Caractéristiques de tous les vols inventoriés à ce jour et qui couvrent tout ou partie du massif du Mont Blanc (les plages de couleur soulignent les décennies).

Année	Date	Nom du vol	Echelle	Support	Emulsion	Tableau d'assemblage			Couverture	Organisme détenteur	Commentaire
						Dispo	Format	Repro			
2000	27/06, 31/07, 01, 10, 11 et 16/08	IGN FD 01-74	25 000e	Cont. Pap.	C	Oui	Num.	Oui	Totale	EDYTEM	
2000	11/08	SwissTopo COURMAYEUR-F	63 000e	Tous supports	C	Oui	Web	--	Val Montjoie	SwissTopo.	
2000	05/09	SwissTopo GLACIER DE SALEINA-DOLENT	12 400e	Tous supports	C	Oui	Web	--	Val Ferret	SwissTopo.	
2000	24/08	Scène SPOT 4 HRVIR	Résol. 20 m	CD-ROM	Multi spectral	--	--	--	Centre de la scène : N 045°52'14'' E 007°20'20''	LISTIC	*Scène de 60x60 km*
2000	29/08	Scène SPOT 4 HRVIR	Résol. 20 m	CD-ROM	Multi spectral	--	--	--	Centre de la scène : N 045°55'23'' E 006°40'33''	LISTIC	*Scène de 60x60 km*
2000	24/09	Scène SPOT 4 HRVIR	Résol. 20 m	CD-ROM	Multi spectral	--	--	--	Centre de la scène : N 045°52'15'' E 007°13'37''	LISTIC	*Scène de 60x60 km*
2001	01,12 et 13/08	IGN FD 73 B C	25 000e	Tous supports	C	Oui	Num.	Oui	Partielle (manque le nord du massif)	IGN	
2001	01,12 et 13/08	ORTHOPHOTO 74	25 000e	Dalles numériques	C	Oui	Pap.	Oui	Versant français	LISTIC, RGD 73-74	
2001	variable	SwissTopo	variable	Tous supports	C	Oui	Web	--	Totale	SwissTopo.	
2003	11/07	SwissTopo A NEUVE, I.R.	5 000e	Tous supports	C	Oui	Web	--	Glacier de l'A Neuve	SwissTopo.	
2003	20/09	GHIACCIAI VALLE D'AOSTA	20 000e	Cont. Pap.	C	Oui	Pap.	Oui	Versant italien	IRPI	
2004	26, 29, 30/06 et 18/07	IGN FD 74	20 000e	Tous formats	C	Oui	Num.	Oui	Totale	IGN	
2004	26, 29, 30/06, 04 et 18/07	ORTHOPHOTO 74	20 000e	Dalles numériques	C	Oui	Pap.	Oui	Versant français	DDE 74, LISTIC, RGD 73-74	*DDE : format ecw*
2004	01/08	Scène SPOT 5 HRG	Résol. 5 et 10 m	CD-ROM	P et Multi spectral	--	--	--	Centre de la scène : N 045°52'22'' E 007°12'37''	LISTIC	*Scène de 60x60 km*
2005	08 et 09	SwissTopo SWISSIMAGE 2005	variable	Tous supports	C	Oui	Web	--	N du massif	SwissTopo.	
2005	09/08	Scène SPOT 5 HRG	Résol. 5 et 10 m	CD-ROM	P et Multi spectral	--	--	--	Centre de la scène : N 046°04'54'' E 006°37'04''	LISTIC	*Scène de 60x60 km*
2006	23, 31/08, 01, 05 et 20/09	IGN FD 73	Résol. 68 cm	Cont. Pap.	Numérique	Oui	Num.	Oui	Partielle (manque le nord du massif)	EDYTEM	
2007	16/09	MISSION LGGE	--	Cont. Pap.	P. N&B	Non	--	--	Totale	LGGE	
2007	21/09	SwissTopo	variable	Tous supports	C	Oui	Web	--	Val Ferret	SwissTopo.	
2008	--	ORTHOPHOTO 74	Résol. 20 cm	Dalles numériques	Numérique	Oui	--	--	Versant français	RGD 73-74	*Sortie courant 2009*

Tableau 1 (partie 3) - Caractéristiques de tous les vols inventoriés à ce jour et qui couvrent tout ou partie du massif du Mont Blanc (les plages de couleur soulignent les décennies).

Au total, près de 5000 clichés appartenant à 92 missions qui couvrent le massif du Mont Blanc ont été recensés auprès de plus d'une douzaine d'organismes. Depuis le début des survols à la fin des années 1930, le massif est couvert en totalité au moins une fois par décennie par une même mission. Mais le très grand nombre de vols partiels et leur complémentarité aboutissent à une couverture à haute résolution temporelle de la plupart des secteurs depuis les années 1950 (tous les 2-3 ans environ, voire moins dans la période récente). Les missions aériennes sont dans la très grande majorité effectuées pendant l'été, ce qui garantit une lisibilité optimale dans les secteurs de haute montagne (ombres réduites, déneigement). Les aérophotographies de qualité médiocre (pour l'étude des milieux glaciaires et périglaciaires) mentionnées dans les tableaux précédents appartiennent donc aux vols effectués tôt (enneigement tardif) ou tard dans la saison (chute de neige précoce, ombres portées importantes).

CONCLUSION

Cet inventaire des aérophotographies du massif du Mont Blanc est quasi exhaustif pour les données françaises et italiennes – les recherches du côté suisse n'ayant pu encore être menées à terme, faute de temps et d'un accès aisé aux informations. Les données présentées font le point sur la ressource disponible dans les organismes et services administratifs situés dans les Alpes occidentales, pour en faciliter l'accès dans le cadre de recherches futures – l'utilisation de ces données étant généralement possible gratuitement (à l'exception des instituts géographiques nationaux) en établissant un partenariat avec ces structures. Si un plus grand nombre d'images (notamment satellitaires) est disponible sur le marché, leur coût d'acquisition s'avère très élevé.

Par ailleurs, l'utilisation des aérophotographies permet de remonter le temps très antérieurement à la période couverte par les images satellitaires, avec des résolutions le plus souvent supérieures, ce qui explique que les études de l'évolution de la dynamique des versants ou de la cryosphère y aient régulièrement recours.

La base de données constituée reste embryonnaire, avec quelques centaines de clichés rentrés à ce jour sur près de 5000 identifiés. Une réflexion est en cours sur une base de données interactive couplée à un SIG, qui permettrait d'identifier l'emprise des aérophotographies et de faire des requêtes spatiales.

Remerciements

Nous adressons nos remerciements aux responsables des fonds orthophotographiques consultés pour leur aide et leur accueil.

BIBLIOGRAPHIE

ANDREASSEN L.M., ELVEHØY H., KJØLLMOEN B., 2002. Using aerial photography to study glacier change in Norway. *Annals of Glaciology,* 34, 1, 343-348.

BAMBER J.L., RIVERA A., 2007. A review of remote sensing methods for glacier mass-balance determination. *Global and Planetary Change,* 59, 138-148.

BERTHIER E., 2008. Recul des glaciers de montagne : que nous apprennent les satellites ? *La Météorologie,* 63, 32-39

BERTHIER E., ARNAUD Y., BARATOUX D., VINCENT C., RÉMY F., 2004. Recent rapid thinning of the 'Mer de glace' glacier derived from satellite optical images. *Geophysical Research Letters,* 31, 17, L17401.

BERTHIER E., ARNAUD Y., KUMAR R., AHMAD S., WAGNON P., CHEVALLIER P., 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote sensing of Environment*, 108, 327-338.

BOUREAU J.G., 2008. Manuel d'interprétation des photographies aériennes infrarouges, Application aux milieux forestiers et naturels. IFN, 268 p.

BURNET R., MURAT R., 1985. Surveillance des glaciers par photogrammétrie aérienne. CEMAGREF, division nivologie, Grenoble, 6 p.

DEROIN J.P., CONDOM T., 2007. Retrait séculaire des glaciers locaux de montagne : un exemple dans les Alpes occidentales françaises. *Comptes Rendus Géoscience*, 339, 449-459.

CHOROWICZ J., DEROIN J.P., 2003. La télédétection et la cartographie géomorphologique et géologique. Gordon Breach, 142 p.

GAGNON F., 1999. L'interprétation des photographies aériennes, Méthodes et applications. CCDMD, 210 p.

GIARDINO, M., MORTARA G., BONETTO, F., 2001. Proposta per la realizzazione di un catalogo aerofotografico dei ghiacciai italiani. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Supplemento,* 5, 89-98.

IGN, Photothèque Nationale : http://www.ign.fr/institut/documentArticle.do?idDoc=5289840&indexRoot=2&indexChild=7&currentRootSearch=&indexChildSearch=

JOBARD S., 2005. Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Âge Glaciaire. Thèse de doctorat, Université de Savoie, Chambéry, 270 p.

KÄÄB A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57, 1-2, 39-52.

KAUFMANN V., LADSTÄDTER R., 2002. Monitoring of active rock glaciers by means of digital photogrammetry. Proceedings of the ISPRS Commission III Symposium "Photogrammetric Computer Vision", September 9-13, 2002, Graz, Austria, *IAPRS*, 34, 3B, 108-111.

LAMBIEL C., DELALOYE R., STROZZI T., LUGON R., RAETZO H., 2008. ERS InSAR for assessing rock glacier activity. *In* Kane D.L., Hinkel K.M. (éd.), *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008*, Institute of Northern Engineering – University of Alaska Fairbanks, 1019-1025.

MAZUÉ R., DELINE P., KIRKBRIDE M., 2009. Suivi de l'évolution de la couverture détritique d'un glacier noir par photo-comparaison : le glacier d'Estelette (Massif du Mont Blanc). *Collection EDYTEM, 8, Cahiers de Géographie*, ce numéro.

PATZELT G. 1980. The Austrian glacier inventory: status and first results. P*roceedings of the Riederalp workshop, September 1978. IAHS-AISH*, 126, 181-183.

PAUL F., KÄÄB A., HAEBERLI W., 2007. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change,* 56, 111-122.

RABATEL A., DEDIEU J.P., THIBERT E., LETRÉGUILLY A., VINCENT C., 2008. 25 years of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology,* 54, 185, 307-314.

RABATEL A., 2009. Evolution glaciaire dans les Andes subtropicales chiliennes entre 1955 et 2007 reconstruite par télédétection (photographies aériennes et images Ikonos). Conséquences pour la ressource en eau. *Collection EDYTEM, 8, Cahiers de Géographie*, ce numéro.

RACOVITEANU A.E., WILLIAMS M.W., BARRY R.G., 2008. Optical remote sensing of glacier characteristics: a review with focus on the Himalaya. *Sensors,* 8, 3355-3383.

RAUP B., RACOVITEANU A., KHALSA S.J.S., HELM C., ARMSTRONG R., ARNAUD Y., 2007. The GLIMS geospatial database: A new tool for studying glacier change. *Global and Planetary Change,* 56, 101-110.

RIGNOT E., RIVERA A., CASASSA G., 2003. Contribution of the Patagonia icefields of South America to sea level rise. *Science,* 302, 434-437.

SCHIEFER E., GILBERT R., 2007. Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology*, 88, 167-178.

THIBERT E., FAURE J., VINCENT C., 2005. Bilans de masse du glacier Blanc entre 1952, 1981 et 2002 obtenus par modèles numériques de terrain. *La Houille Blanche*, 2, 72-78.

THIBERT E., 2007. Inventaire des photographies aériennes du CEMAGREF. Document interne, 2 p.

TROUVÉ E., VASILE G., GAY M., BOMBRUN L., GRUSSENMEYER P., LANDES T., NICOLAS J.M., BOLON P., PETILLOT I., JULEA A., VALET L., CHANUSSOT J., KOEHL M., 2007. Combining airborne photographs and spaceborne SAR data to monitor temperate glaciers : potentials and limits. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,* 45, 4, 905−924.

VEYRAT-CHARVILLON S., 2005. Elaboration d'une méthode de prédiction du volume maximal d'une lave torrentielle. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 354 p.

VINCENT C., REYNAUD L., 1991. Les variations d'épaisseur du glacier d'Argentière mesurées par photogrammétrie. *Photo-Interprétation,* 30, 2, 65-68.

VINCENT C., VALLON M., REYNAUD L., LE MEUR E., 2000. Dynamic behaviour analysis of Glacier de Saint Sorlin, from 40 years of observations 1957-1997. *Journal of Glaciology,* 46, 499-506.

VIVIAN R., 1975. Les glaciers des Alpes Occidentales. Allier, Grenoble, 516 p.

Dynamique

Au recto

Photo du haut - Lac supraglaciaire formé pendant l'été près d'Ilulissat, 67°N, sur la marge occidentale de l'inlandsis du Groenland (photo L. Moreau, juillet 2007).

Photo du bas - Mesures sur le récent lac proglaciaire de la Mer de Glace (photo L. Moreau, novembre 2004).

EVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA HAUTE MONTAGNE ALPINE DANS LE CONTEXTE ACTUEL DE RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE

GEOMORPHIC EVOLUTION OF THE HIGH ALPINE MOUNTAIN IN THE CURRENT CONTEXT OF CLIMATE CHANGE

LUDOVIC RAVANEL

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : ludovic.ravanel@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

En haute montagne, les processus glaciaires et périglaciaires exercent un très fort contrôle sur la morphodynamique des versants. Cet article identifie ces principaux processus géomorphologiques et leurs aléas associés. Dans le cas des glaciers, ces aléas résultent de la formation des lacs et des poches d'eau glaciaires, des avalanches de glace et glissement de glaciers, de l'évolution des moraines latérales et de la décompression post-glaciaire des versants rocheux. En domaine périglaciaire, les risques proviennent essentiellement de la déstabilisation des parois rocheuses et des formations superficielles. Du fait de leur proximité avec les conditions de fusion, les glaciers et le permafrost alpins vont probablement réagir de manière exacerbée à la poursuite du réchauffement climatique. En modifiant profondément la dynamique des glaciers et en dégradant durablement le permafrost présent dans les parois rocheuses et les formations superficielles, ce réchauffement, trois fois plus important dans les Alpes qu'à l'échelle du globe au cours des deux dernières décennies, pourrait être à l'origine de risques accrus.

MOTS-CLÉS *: HAUTE MONTAGNE ALPINE, GLACIERS, PERMAFROST, PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES, RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE, RISQUES NATURELS.*

ABSTRACT

In high mountain, glacial and periglacial processes have a strong control on slope morphodynamics. This article describes these geomorphic processes, and the associated hazards. In the glacial areas, these hazards result from the formation of glacial lakes and glacial water pockets, from ice avalanching and glacier collapses, from the evolution of lateral moraines, and from post-glacial slope decompression. In the periglacial belt, hazards are due to the destabilization of steep rockwalls and sediments. Because of they are close to melting conditions, glaciers and alpine permafrost are likely to react to the global warming. By deeply modifying the glaciers dynamics and degrading the permafrost in steep rockwalls and in sediments, the global warming – three times as high as in the Alps – could generate increased hazards.

KEYWORDS*: HIGH ALPINE MOUNTAIN, GLACIERS, PERMAFROST, GEOMORPHIC PROCESS, CLIMATE CHANGE, NATURAL HAZARDS.*

Introduction

Dans l'imaginaire populaire, les Alpes renvoient bien souvent à l'image d'un espace propice aux phénomènes naturels catastrophiques. Cette image se justifie pleinement dans la mesure où une très grande majorité des risques naturels affecte principalement les régions à fort relief telles que les Alpes en raison de la pente et du commandement de leurs versants, ainsi que de leur altitude. De surcroît, certains des phénomènes qui affectent les plaines naissent en montagne. L'étude des processus géomorphologiques des milieux de montagne est un préalable à la compréhension de nombreux risques. Dans ces milieux, la diversité des paysages – largement dépendante de l'altitude – reflète souvent celle des risques : en fonction des conditions géologiques, géomorphologiques et climatiques, les risques associés peuvent être très différents.

Cet article propose d'identifier les principaux processus géomorphologiques et les risques associés des domaines glaciaire et périglaciaire, en haute altitude. Dans les Alpes, ces domaines sont généralement situés au-dessus de 2500 m d'altitude, mais des effets de dominance interviennent de manière significative dans l'organisation morphodynamique des secteurs situés en contrebas. A ces altitudes, la glace exerce un rôle morphogénique de tout premier ordre *via* l'action des glaciers et des alternances gel-dégel. Aujourd'hui, ce rôle fait de la haute montagne un espace singulièrement sensible au réchauffement climatique. En modifiant profondément la dynamique des glaciers et en dégradant durablement le permafrost présent dans les parois rocheuses et les formations superficielles, ce réchauffement pourrait être à l'origine de risques accrus. Aussi est-il indispensable d'apprécier et de caractériser les éventuels effets du réchauffement climatique actuel sur l'évolution géomorphologique de la haute montagne alpine.

I - La haute montagne alpine, un milieu propice aux phénomènes géomorphologiques rapides

La montagne se caractérise par ses pentes et par l'abaissement de la température avec l'accroissement de l'altitude. Dans les Alpes, le gradient thermique altitudinal est d'environ -0,6°C/100 m, d'où un étagement de la végétation et des processus géomorphologiques. La question qui se pose dès lors est celle des limites de la haute montagne. Cet espace est d'autant plus délicat à définir qu'il implique des particularités et des limites à l'intérieur même d'un espace déjà spécifique.

L'opposition en apparence simple entre moyenne et haute montagnes n'en cache pas moins des difficultés de définition (Diri, 2002). L'école allemande de la seconde moitié du XIX^{e} siècle imposa une classification fondée sur l'altitude, et les montagnes alpines furent considérées comme de hautes montagnes. Galibert (1965) fut l'un des premiers à privilégier une définition morphoclimatique pour la haute montagne, qui se caractériserait par une morphologie originale liée à l'activité érosive récente ou actuelle des glaciers. Au contraire, la moyenne montagne serait largement façonnée par le ruissellement. Dans les années 1980, on s'est attaché à définir la haute montagne à partir de la forme de ses versants, avec un commandement des parois supérieur à 1000 m, une dénivellation des versants supérieure à 2000 m et des reliefs escarpés aux pentes raides (Barsch et Caine, 1984). D'autres définitions insistent sur l'importance de la cryosphère pour caractériser les hautes altitudes (Francou, 1992), et font débuter la haute montagne à partir de la limite supérieure de la forêt (Chardon, 1984).

S'il n'est pas toujours facile de définir la haute montagne en général, nous pouvons proposer de coupler l'approche morphoclimatique avec une approche davantage géométrique pour définir la haute montagne alpine.

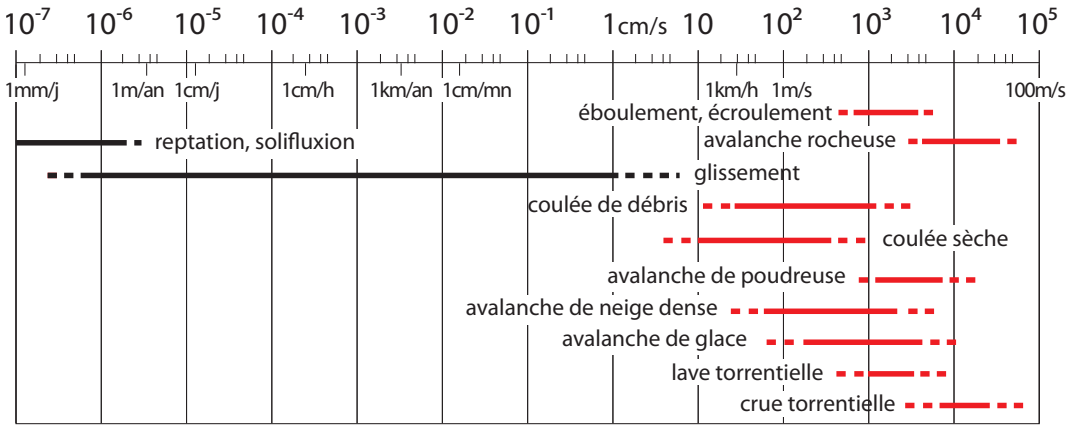


Figure 1 - Vitesse de déplacement des principaux processus de versant (Bertran, 2004, complété).

Elle serait un milieu à forte énergie de relief caractérisé par un englacement variable (empreinte glaciaire marquée), où prédomine une morphogenèse glaciaire et périglaciaire. De la combinaison de structures géologiques complexes engendrées par les différents épisodes orogéniques, de parois raides et à fort commandement et d'un fort englacement passé et présent résulte une morphodynamique intense (Evans et Clague, 1994 ; Deline, 2008), caractérisée par de nombreux phénomènes géomorphologiques rapides (figure 1).

II - LES PROCESSUS ASSOCIÉS AU RETRAIT DES GLACIERS

Depuis la fin du dernier stade froid de l'Holocène – le Petit Âge Glaciaire –, il y a 150 ans, les glaciers dans les Alpes, comme ailleurs dans le monde sont fortement en retrait (Oerlemans, 2005). Ce retrait s'est accéléré depuis le milieu des années 1980 (Vincent, 2002). Les glaciers suisses ont ainsi perdu en moyenne 50 % de leur surface entre 1850 et 2000 (Zemp *et al.*, 2006). Cette modification de la dynamique des glaciers pourrait engendrer une série de processus géomorphologiques qui pourrait à son tour renforcer voire créer des risques pour les sociétés montagnardes.

1 - Formation de lacs glaciaires et de poches d'eau intra- et sous-glaciaires

En fonction de leur position par rapport au glacier, quatre types de lacs glaciaires peuvent être distingués. Les lacs proglaciaires se situent à l'aval immédiat du front du glacier, et s'expliquent par un vallum morainique (lacs du glacier du Mont Miné, Valais) ou un verrou glaciaire (lac du glacier du Rhône, Valais). Les lacs juxtaglaciaires se forment au bord du glacier, entre celui-ci et la moraine latérale, par barrage d'une vallée latérale (lac de Märjelen, Valais) ou entre le glacier et une paroi rocheuse (lac de Rochemelon, Haute-Maurienne ; figure 2). Certains lacs glaciaires se forment à la confluence de deux glaciers (lac du glacier du Gorner, Valais). Les lacs supraglaciaires s'établissent à la surface d'un glacier, à la faveur d'une dépression résultant de la topographie du lit rocheux ou du réseau de drainage du glacier (lac de la Mer de Glace, qui se forme chaque printemps au niveau du principal moulin). A ces lacs s'ajoutent les poches d'eau intra- et sous-glaciaires, qui se forment à l'intérieur même du glacier ou à sa base par remplissage des moulins ou des torrents sous-glaciaires (glacier du Trient, massif du Mont-Blanc) ; les mécanismes qui régissent leur for-

Figure 2 - Le lac juxtaglaciaire de Rochemelon.
Noter le système artificiel de vidange destiné à enrayer la menace de rupture brutale (photo : M. Caplain, 10/2004).

mation et leur rupture restent mal compris (Haeberli, 1983).

Les ruptures de barrages (souvent constitués de glace et de tills) retenant un lac et les vidanges de poches d'eau glaciaires peuvent libérer des millions de mètres cubes d'eau en quelques heures (*Glacial Lake Outburst Flood* ou jökulhlaup), à l'origine de laves torrentielle et d'inondations catastrophiques jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres en aval (Richard et Gay, 2003 ; Horstmann, 2004). Parmi les chaînes de hautes montagnes, celle de l'Himalaya est très certainement la plus exposée à ce type d'aléa (Richardson et Reynolds, 2000).

2 - Avalanches de séracs et écroulements glaciaires

Si la majorité des glaciers connaissent ces dernières décennies un recul accru en raison d'une forte fusion, d'autres – en particuliers les glaciers suspendus – réagissent différemment. L'ablation, qui se fait normalement et principalement sous la forme de chutes de séracs depuis le front ou depuis les secteurs raides des glaciers, semble connaître une intensité croissante. Ces chutes correspondent au détachement de blocs de glace qui tombent ensuite sur les pentes situées en aval. Si ces pentes sont enneigées, la chutes des blocs de glace peut déclencher d'importantes avalanches de neige poudreuse ou dense (Margreth et Funk M., 1999), comme ce fut le cas au glacier de Taconnaz dans le massif du Mont-Blanc en 1990 (plusieurs maisons détruites), en 1999 (deux lames déflectrices et deux tas freineurs du diapositif paravalanche défoncés) et en 2005 (plusieurs lames déflectrices défoncées).

Dans certains cas extrêmes, c'est la langue terminale du glacier dans son ensemble qui s'écroule (Alean, 1985 ; Pralong et Funk, 2006). Ce fut le cas du front du glacier du Tour dans le massif du Mont-Blanc le 14 août 1949. Le volume détaché varie selon les auteurs de 0,5 à 2 millions de m^3. L'avalanche a provoqué la mort de 6 promeneurs. Il semble que la chaleur estivale ait accru la fonte de la glace. Couplée avec d'importants épisodes pluvieux, cette fonte aurait libéré d'importants volumes d'eau propices à la lubrification de la semelle du glacier et donc au déclenchement de l'écroulement. Dans le même massif, durant l'été caniculaire 2003 puis en octobre 2007, le glacier de la Charpoua a subi une telle ablation. Les avalanches de glace ainsi créées ont chacune rejoint la Mer de Glace, située à 1,2 km à l'ouest du front. De la même manière, le front du glacier de Frébouge (Val Ferret italien) s'est en partie écroulé en septembre 2002, engendrant une avalanche de glace de 100 000 m^3 (Deline *et al.*, 2002). Bien plus importantes furent les avalanches de glace de la face est du Mont Rose (Valais suisse) entre 1999 et 2001 (disparition d'un glacier suspendu sur 350 m de long), puis en août 2005. Lors de ce dernier événement, un volume de 1,1 millions de m^3 se serait écroulé (Fischer *et al.*, 2006).

3 - Evolution des formations morainiques latérales et décompression post-glaciaire des versants

Depuis la fin du Petit Âge glaciaire, les grands glaciers alpins ont parfois perdu plus d'une centaine de mètres d'épaisseur au niveau de leur langue terminale. Les moraines latérales peuvent alors être en déséquili-

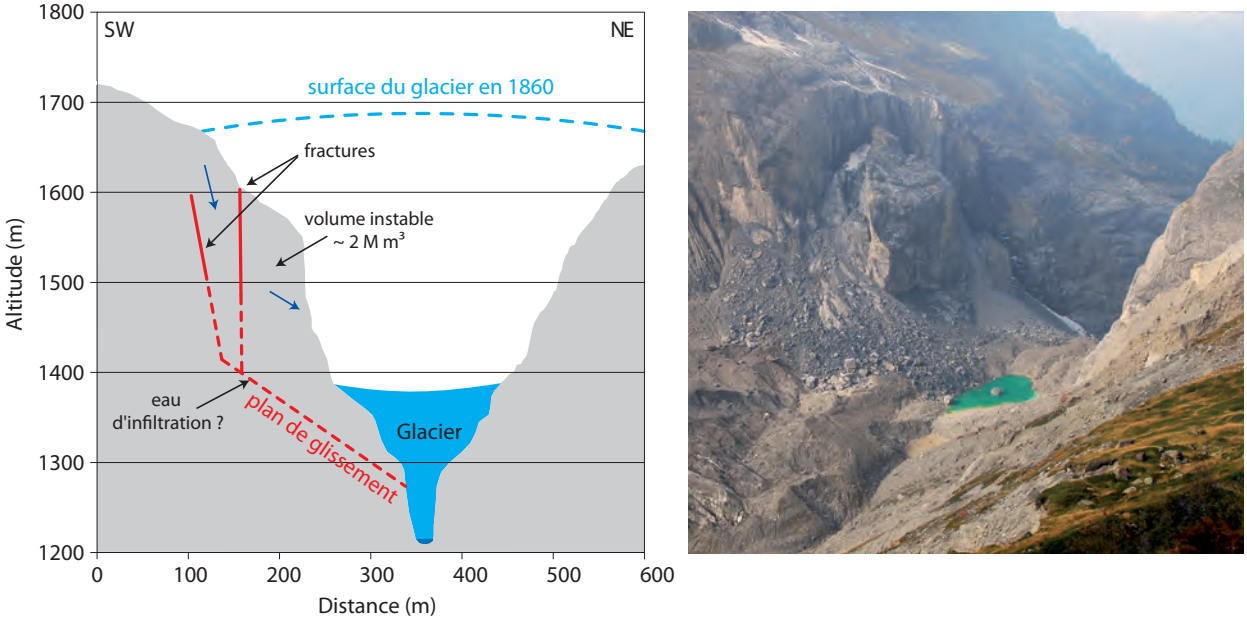


Figure 3 - Secteur de l'extrémité de l'épaulement oriental de l'Eiger affecté par les mouvements de masse à partir de l'été 2006 (schéma : Keusen et al., 2007 et Oppikofer et al., 2008, modifiés ; photo : S. Coutterand).

bre, comme l'ont montré les glissements qui ont affecté au XX^{e} siècle voire actuellement les moraines des glaciers du Belvedere et des Locce, au pied du versant est du Mont Rose. Des coulées de débris au printemps ou des coulées sèches en été affectent souvent les marges pro- et juxtaglaciaires récemment libérées des glaces, comme sur les moraines latérales du glacier inférieur de Grindelwald (Oberland bernois) ou de la Mer de Glace – où un bloc instable en rive gauche a causé un décès il y a quelques années. D'autre part, ces formations meubles peuvent fournir d'importants volumes de matériaux susceptibles d'alimenter de puissantes laves torrentielles (Amelot et Coutterand, 2006).

Le retrait des glaciers engendre également une décompression des versants des cirques et vallées glaciaires, du fait de la variation des tensions internes dans la roche : le relâchement des contraintes à proximité des parois entraîne une détente capable d'ouvrir des fissures et donc de déstabiliser des volumes rocheux par appel au vide (Cossart, 2002). Des écroulements rocheux peuvent alors se développer comme à l'Alp Bärreg, au front du glacier inférieur de Grindelwald, où un volume de *c.*2 millions de m^3 s'est affaissé à partir de juin 2006 (Keusen *et al.*, 2007 ; figure 3), une petite partie de cette masse (169 000 m^3) s'écroulant en juillet 2006 (Oppikofer *et al.*, 2008).

III - Les processus périglaciaires liés à la dégradation du permafrost

Le permafrost correspond à un terrain dont la température reste négative pendant au moins deux années consécutives. Il peut s'agir de roches, de formations superficielles ou de sols, avec présence ou non de glace. Si de l'eau a pénétré dans ces terrains, elle peut geler, et la glace ainsi formée occupe les fissures dans une paroi rocheuse ou dans les interstices entre les débris d'un éboulis ou d'une moraine. Haeberli *et al.* (1997) estiment que la surface affectée par le permafrost dans les Alpes est équivalente à celle couverte par les glaciers. En France, la superficie des glaciers est de l'ordre de 1300 km². La limite altitudinale inférieure du permafrost varie en fonction de la latitude, du type de terrain, de l'orientation, de la pente et de l'épaisseur du manteau nival. Dans les Alpes occidentales, la présence du permafrost est probable au-dessus de 2700 m en exposition nord et de 3700 m en exposition sud. Sa dégradation peut favoriser certains processus géomorphologiques tels que les écroulements rocheux ou les coulées de débris (tableau 1).

1 - Les écroulements rocheux

Un écroulement rocheux correspond à la chute soudaine d'une masse de roches cohérentes d'un volume supérieur à 100 m^3 depuis une paroi rocheuse raide, qui se fragmente en débris hétérométriques au cours de son déplacement. Ces dernières années, de grands écroulements rocheux ont affecté de nombreux massifs de montagne en haute altitude, comme en 2002 dans le Caucase, où un écroulement rocheux de 5 millions de m^3 a raboté le glacier situé en contrebas, engendrant une avalanche mixte de plus de 100 millions de m^3 (Huggel *et al.*, 2005). Celle-ci a parcouru près de 19 km, avant de se transformer partiellement en une coulée de boue qui s'est écoulée sur une quinzaine de kilomètres supplémentaires, ravageant un village en y faisant 140 morts. Une catastrophe similaire dans les Alpes ne peut être exclue, en raison de l'importance des glaciers au pied de certaines de plus hautes faces rocheuses. L'écroulement de la Punta Thurwieser (Valteline, Italie) par exemple,

Pente (°)	Bedrock			Formations superficielles	
	Roches non compétentes (schistes, argiles)	**Roches compétentes fracturées**	**Roches compétentes massive**	**Sédiments fins** (limons, argiles, certains tills)	**Sédiments grossiers** (éboulis, graviers, sables)
> 75	Ecroulement	Ecroulement	Ecroulement occasionnel	-	-
30-74	Coulée de débris, glissement de terrain	Ecroulement, coulée de débris	-	Coulée de débris	Coulée de débris
15-29	Glissement de terrain, subsidence	Glissement rocheux	-	Glissement de terrain, coulée boueuse	Fluage accéléré (glaciers rocheux)
< 15	Affaissement	-	-	Subsidence, solifluxion, coulée boueuse	Fluage accéléré
0	Affaissement	-	-	Affaissement	-

Tableau 1 - Processus géomorphologiques entraînés par la dégradation du permafrost (Harris et al., 2001, modifié).

pourtant beaucoup plus réduit (2,5 millions de m^3), a fortement modifié le paysage en 2004 (Sosio *et al.*, 2008 ; figure 4). Sur le versant italien du massif du Mont-Blanc, un volume rocheux de 2 millions de m^3 a dévalé le glacier de la Brenva sur plus de 2300 m de dénivelé en 1997, déclenchant une grande avalanche en aérosol qui est remonté sur le versant opposé sur plusieurs centaines de mètres en tuant deux skieurs (Deline, 2008). Si ces exemples illustrent la vigueur de ces phénomènes, ils ne permettent pas d'affirmer que leur fréquence est aujourd'hui plus élevée (Ravanel et Deline, 2008). Néanmoins, un été tel que celui de 2003, avec un minimum de 135 éboulements et écroulements recensées pour le seul massif du Mont-Blanc, suggère une augmentation de cette fréquence. Déclenchés en l'absence de précipitations et sans séismes notables, ces écroulements de l'été 2003 semblent liés à la dégradation du permafrost (Gruber *et al.*, 2004 ; Gruber et Haeberli, 2007 ; tableau 1). Sur les pics, arêtes et sommets, la dégradation du permafrost est d'autant plus rapide et plus intense que la conduction de chaleur se fait depuis les différentes faces (Noetzli *et al.*, 2007). La conduction et l'advection sont les deux types de transfert de chaleur à l'origine des modifications de l'état thermique des parois rocheuses, ce qui entraîne la dégradation de leurs joints de glace. La conduction contrôle la couche active du permafrost (*i.e.* sa partie superficielle soumise au dégel estival), dont l'approfondissement certaines années pourrait en partie expliquer les plus petits écroulements en haute montagne. L'advection thermique liée à la circulation de l'eau dans les fractures de la roche favorise la fusion de joints de glace en profondeur, qui peut déstabiliser des volumes rocheux très importants (Gruber et Haeberli, 2007).

Figure 4 - Niche d'arrachement (en rouge), parcours et dépôt (tireté) de l'écroulement de 2004 à la Punta Thurwieser (photo : D. Fossati).

2 - La déstabilisation de formations superficielles

Le permafrost peut être présent dans les formations superficielles comme les éboulis, les moraines ou les glaciers rocheux. Le permafrost peut opposer une barrière à la percolation de l'eau provenant de la fusion de la glace interstitielle ou de la neige, ou des précipitations, d'où une sursaturation locale dans les niveaux superficiels dégelés (Zimmermann et Haeberli, 1992). Il en résulte une perte de cohésion (Harris *et al.*, 2001), à l'origine de coulées de débris, de laves torrentielles ou de glissements (tableau 1).

Dans le Valais, la lave torrentielle du Durnand du 25 juillet 2006 s'est formée sur un glacier rocheux situé vers 2500 m d'altitude. Elle a créé un barrage de 35 000 m^3 dans le lit de la Dranse, 2000 m en aval, dont la rupture aurait été catastrophique. Cet événement serait lié à la fonte/déstabilisation de la tranche superficielle du glacier rocheux en raison d'un isotherme 0°C au-dessus de

Figure 5 - Le glacier rocheux du Bérard et la cicatrice de sa rupture de l'été 2006 (photo J.-M. Krysiecki).

4200 m pendant une grande partie du mois de juillet, et d'importantes précipitations (Einhorn *et al.*, 2006). Dans le Haut Giffre, le même type de phénomène a été observé à plusieurs reprises ces dernières années (décembre 2002, été 2003, août 2005) dans le secteur du Nant des Pères à Sixt (Evans et Liévois, 2006). Le secteur de départ des laves se situe vers 2400 m d'altitude, dans la marge proglaciaire du glacier du Cheval Blanc – aujourd'hui presque complètement disparu –, au permafrost très probablement dégradé (R. Delaloye, communication orale, 2007). Cette dégradation du permafrost peut également être à l'origine de fortes accélérations (Delaloye *et al*., 2008) voire même de ruptures de glaciers rocheux, comme celle observée au Bérard (Alpes de Haute - Provence) vers 2750 m d'altitude au cours de l'été 2006 (Krysiecki, 2008 ; figure 5). La rupture, suivie d'un glissement, semble avoir été provoquée par les fortes chaleurs de l'été couplées à d'importantes averses orageuses. Il reste toutefois difficile, comme dans la plupart des cas, de déterminer la part exacte de la dégradation du permafrost dans le déclenchement d'un tel phénomène (Roer *et al.*, 2008).

IV - RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE ET ÉVOLUTION DES RISQUES GÉOMORPHOLOGIQUES EN HAUTE MONTAGNE

Si de profonds changements ont jalonné l'histoire du climat de la Terre, le changement actuel est à la fois très rapide et très intense : pendant le seul XX^{e} siècle, la température moyenne de l'hémisphère nord a augmenté de 0,8°C (+ 0,6°C depuis 1985). Il est très probable que les températures moyennes y aient été plus élevées pendant la seconde moitié du XX^{e} siècle qu'au cours du dernier millénaire. Les années 1994, 2000, 2002 et surtout 2003 ont été les plus chaudes depuis l'an 1500 (Casty *et al.*, 2005), et onze des douze années de la période 1995-2006 comptent parmi les années les plus chaudes depuis 1850 (GIEC, 2007). Parce que le forçage anthropique sur ce réchauffement est essentiel *via* l'effet de serre additionnel engendré par les émissions de gaz à effet de serre, cette élévation de la température devrait se poursuivre voire s'accélérer : les différents scénarii prévoient en effet une augmentation de la température moyenne du globe de 1,8°C à 3,6°C au XXI^{e} siècle (GIEC, 2007 ; figure 6). Les Alpes se sont réchauffées trois fois plus vite que le reste du globe depuis le milieu des années 1980 (Beniston, 2005), ce qui suggère que l'augmentation des températures dans les Alpes au XXI^{e} siècle pourrait être très supérieure. Beniston (2004) a montré que des épisodes climatiques similaires à la canicule de 2003 devraient devenir réguliers en Europe lors des prochaines décennies.

La hausse des températures n'est pas le seul effet du changement climatique. Depuis 1952, une aug-

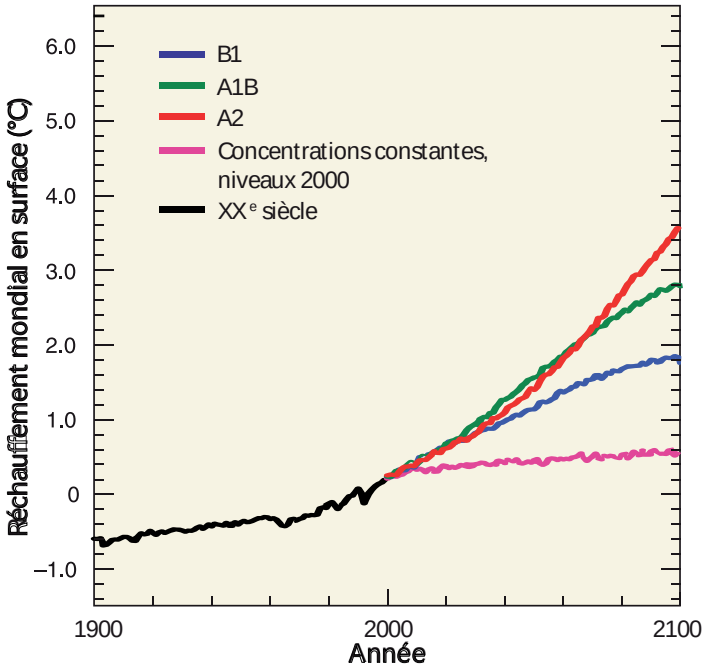


Figure 6 - Projections de la température moyenne à la surface du globe pour le XXI^e siècle selon trois scénarii (GIEC, 2007, modifié). Écarts de température par rapport à la période 1980-1999.

mentation des précipitations de 5 à 10 % aux hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère Nord est probable (GIEC, 2007), qui se serait traduit dans les Alpes par une hausse modérée (Francou et Vincent, 2007) mais sous forme de précipitations extrêmes (Beniston *et al.*, 2007).

Ainsi, dans une haute montagne caractérisée par le recul des glaciers et la dégradation du permafrost, les risques liés aux processus glaciaires et périglaciaires devraient augmenter avec le réchauffement climatique (Haeberli *et al.*, 1997 ; Beniston et Haeberli, 2001 ; Kääb *et al.*, 2005a ; Kääb *et al.*, 2005b ; Haeberli et Hohmann, 2008). Les conditions climatiques actuelles et la dynamique des glaciers qui en résultent expliquent la formation de nouveaux lacs glaciaires, alimentés par des volumes d'eau de fusion en hausse : au cours du seul été caniculaire de 2003, les glaciers alpins ont par exemple perdu 5-10 % de leur volume (Zemp *et al.*, 2006). Or, avec le recul des fronts et l'abaissement des glaciers, les secteurs déprimés susceptibles de contenir une part de ces volumes d'eau seront de plus en plus nombreux. Mais lorsque les barrages naturels ont une cohésion limitée (tills), ils peuvent se rompre (Chiarle *et al.*, 2007) comme au lac de Nostetuko (Colombie Britannique) en 1983 (Evans, 2002 ; figure 7) : près de 6,5 millions de m^3 d'eau s'en sont brutalement échappés par une brèche dans le barrage due à l'onde produite par une avalanche de glace détachée du front du glacier Cumberland. Le nombre d'inondations et de laves torrentielles à l'aval de ces secteurs devrait donc s'accroitre, alors que l'évolution des poches d'eau intraglaciaires reste plus incertaine. Les vidanges de juillet 2003 au front du glacier de Frébouge (Deline *et al*., 2004) montrent qu'elles demeurent malgré tout une menace.

Le réchauffement climatique contrôle également la rhéologie des glaciers. Des glaciers froids, soudés au substratum rocheux en raison d'une température de leur glace basale très inférieure à son point de fusion, peuvent devenir progressivement des glaciers tempérés, qui glissent en raison de la présence d'eau liquide à

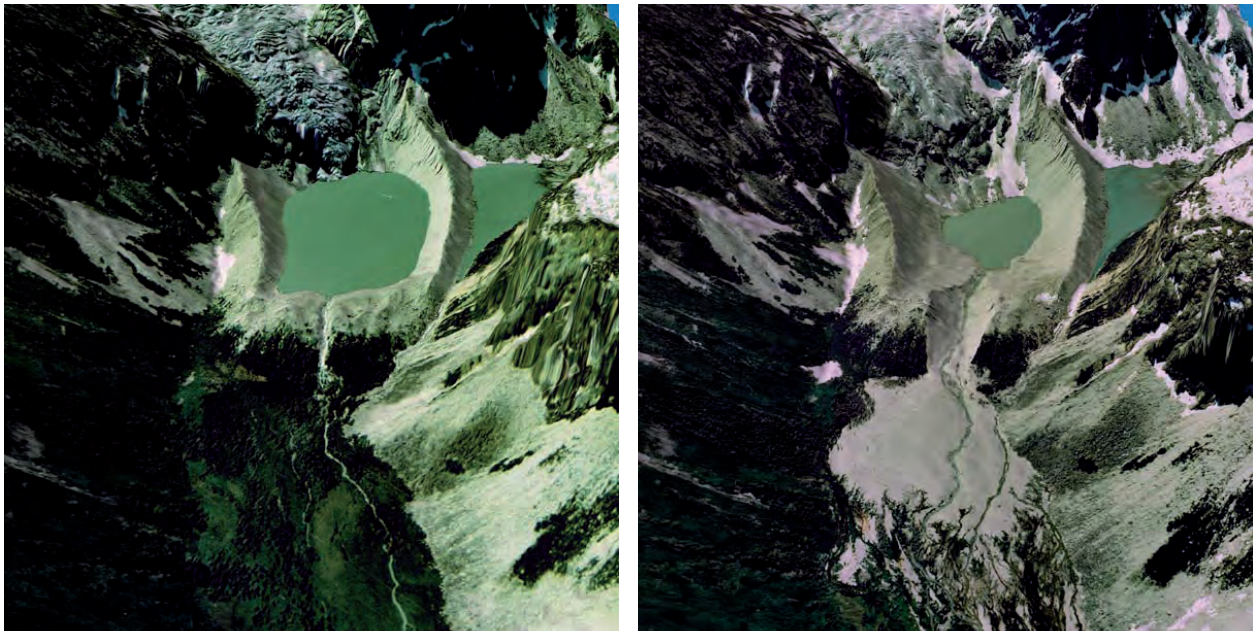


Figure 7 - Orthophotos drapées sur un MNT du lac de barrage morainique de Nostetuko, Canada (Evans, 2002). A gauche : en 1981, avant la rupture du barrage de juillet 1983 ; à droite : en 1994.

Figure 8 - Niches d'arrachement des glissements des glaciers de Corbassière de novembre 2007 (à gauche ; photo : R. Brunner) et de la Grande Motte de septembre 2008 (à droite ; photo : data-avalanche.org). Noter le substratum rocheux affleurant.

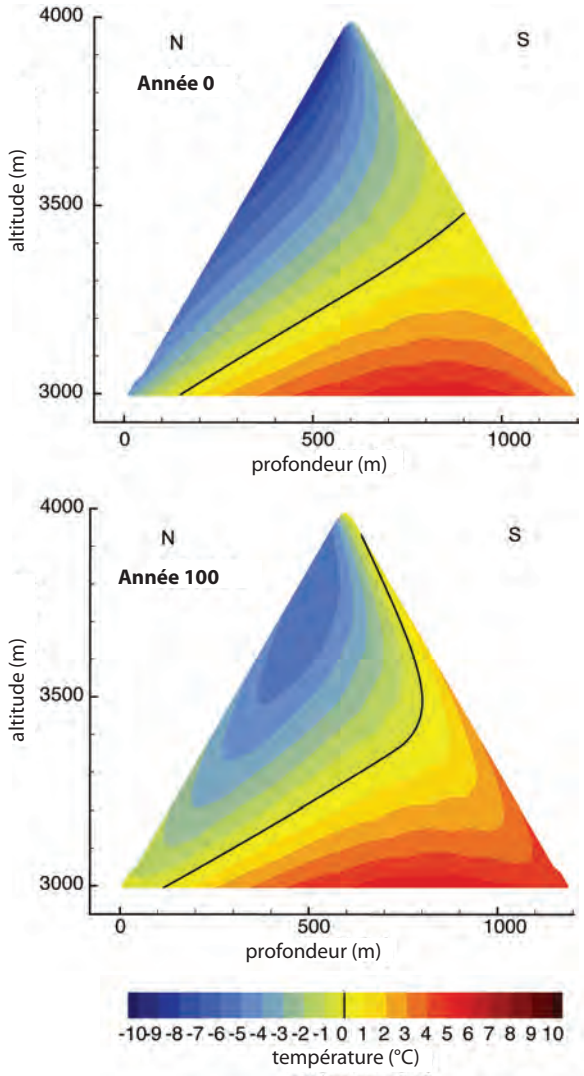


Figure 9 - Evolution des températures de subsurface pendant un siècle pour un réchauffement de surface de 3,5°C sur le versant nord (N) et 2,5 ° C sur le versant sud (S) (Noetzli et al., 2007). La ligne noire correspond à l'isotherme 0°C et marque la limite inférieure du permafrost.

leur base. La stabilité des glaciers suspendus en haute altitude et celle des secteurs raides des glaciers situés au-dessus de la ligne d'équilibre glaciaire en est affectée (Pralong et Funk, 2006), ce qui peut engendrer des avalanches de séracs d'autant plus dangereuses qu'elles déclenchent des avalanches de neige lorsqu'elles se produisent en hiver (Margreth et Funk, 1999), comme aux Grandes Jorasses en 1997 et 1998. Cette modification des propriétés physiques des glaciers, couplée avec leur amincissement (seuil de plasticité de la glace plus rapidement atteint), est vraisemblablement à l'origine des glissements qui ont récemment affecté les glaciers de Corbassière (Valais) en novembre 2007, à 3400 m d'altitude (volume de 4-5 millions de m^3 ; figure 8), et de la Grande Motte (Vanoise) en septembre 2008, à 3380 m (volume de *c.* 500 000 m^3 ; figure 8) – où un glissement s'était déjà produit en septembre 1996. Si, dans le cas de Corbassière, le volume de glace n'a glissé que sur une distance de 80 m environ, le volume glissé à la Grande Motte a parcouru plus de 3000 m. Dans les deux cas, le substratum rocheux a constitué le plan de glissement. Les effets en cascade potentiels de ces avalanches et glissements justifient pleinement que ces phénomènes soient pris en compte dans les secteurs favorables à leur occurrence – au glacier de Taconnaz par exemple dans le massif du Mont-Blanc, vers 3400 m d'altitude en orientation nord. En effet, si l'avalanche de glace de 2005 sur le versant est du Mont Rose s'était produite en 2002, ses conséquences auraient pu être dramatiques pour le Val d'Anzasca car elle aurait atteint le lac supraglaciaire du Belvédère qui venait de se former, d'un volume de 3 millions de m^3 (Mortara et Mercalli, 2002).

Pour les versants rocheux non-englacés, les paramètres décisifs dans une possible évolution des aléas en lien avec le réchauffement climatique est la dégradation du permafrost (figure 9), qui se manifeste par une remontée de sa limite inférieure, l'approfondissement de sa couche active, et un réchauffement en pro-

fondeur par l'advection de chaleur due à la circulation de l'eau dans les fissures. Il en résulte une dégradation du ciment de glace des fractures rocheuses en haute altitude, avec une instabilité maximale lorsque la température du permafrost est faiblement négative et la glace toujours présente (Davies *et al.*, 2001 ; Noetzli *et al.*, 2003). Le réchauffement des prochaines décennies va amener de nombreux secteurs à cette température critique, ce qui devrait entraîner l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des écroulements sur les parois rocheuses de haute montagne. Le permafrost des formations superficielles se dégrade également : sa température s'élève pour se rapprocher de 0°C dans de nombreux sites alpins, sa couche active s'épaissit, et les propriétés mécaniques des corps de glace dans le sol se modifient notablement (Hilbich *et al.*, 2008). Les effets attendus sont la recrudescence de phénomènes tels que le tassement des dépôts détritiques sur pentes faibles, leur déstabilisation sur pentes plus raides, et l'augmentation de la fréquence des laves torrentielles et des coulées de débris (Harris *et al.*, 2001 ; tableau 1).

Conclusion

Les processus glaciaires et périglaciaires exercent un très fort contrôle sur la morphodynamique des versants de haute montagne. Or, les glaciers et le permafrost alpins apparaissent comme particulièrement sensibles au réchauffement climatique en cours en raison de leur proximité avec les conditions de fusion. Aussi, une meilleure compréhension de ces processus et de leurs interactions avec d'autres (*e.g.* torrentiel) s'impose pour appréhender les risques qui leur sont associés et en permettre la gestion dans le contexte actuel de changement climatique accéléré. Au-delà des processus glaciaires et périglaciaires eux-mêmes, dont la fréquence et l'intensité devraient augmenter, ce sont les effets en cascade qu'ils déclenchent qui sont à craindre, alors que la vulnérabilité des biens et des personnes ne cesse de s'accroître dans la plupart des vallées alpines. Une seule catastrophe liée à cette dynamique peut en effet faire de nombreuses victimes, tandis que les dommages annuels liés à l'occurrence de ces phénomènes dans le monde sont estimés à 100 millions d'euros (Kääb *et al.*, 2005a).

Toutefois, l'évaluation de l'impact du réchauffement climatique sur les risques liés aux processus glaciaires et périglaciaires et présentés dans cet article reste délicate, du fait du déficit de données précises sur la fréquence et l'intensité des phénomènes pendant la période historique, nécessaires pour déceler leur éventuelle augmentation, et de la difficulté pour établir un lien entre cette augmentation et l'évolution climatique.

Bibliographie

Alean J.C., 1985. Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology*, 31(109), 324-333.

Amelot F., Coutterand S., 2006. Une identité géologique et géomorphologique à l'origine de nombreux aléas : le point typologique sur quelques catastrophes géologiques et glaciaires historiques. *In* Amelot F. (Dir.), Actes du Colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont-Blanc, 18 nov. 2006, Sallanches. Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 4-11.

Amelot F., Coutterand S., Deline P., 2007. Changements climatiques: vers une évolution du risque géologique dans les Alpes ? *Nature et Patrimoine en Pays de Savoie*, 23, 21-27.

Barsch D., Caine N., 1984. The nature of mountain geomorphology. *Mountain Research and Development*, 4, 287-298.

Beniston M., 2004. The 2003 heat wave in Europe: a shape of things to come? *Geophysical Research Letter*. 31, L02022.

Beniston M., 2005. Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 1587-1606.

Beniston M., Haeberli W., 2001. Sensitivity of mountain regions to climatic change. *In* Lozan J.L., Grassl H., Hupfer P. (eds.). Climate of the 21st century: changes and risks. GEO Publications, Hamburg, 237-244.

Beniston M., Stephenson D.B., Christensen O.B., Ferro C.A.T., Frei C., Goyette S., Halsnaes K., Holt T., Jylhä K., Koffi B., Palutikof J., Schöll R., Semmler T., Woth K., 2007. Future extreme events in European climate; an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, 71-95.

Bertran P., 2004. Classification des mécanismes de transport de sédiments. *In* Bertran P. (dir.). Dépôts de pente continentaux : dynamique et faciès. *Quaternaire*, hors-série 1, 24-28.

Casty, C., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., Boehm R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, 25, 1855-1880.

Chardon M., 1984. Montagne et haute montagne alpine, critères et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Revue de Géographie Alpine*, 72, 213-224.

Chiarle M., Iannotti S., Mortara G., Deline P., 2007. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change*, 56, 123-136.

Cossart E., 2002. Les écroulements rocheux dans la vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes Alpes), une origine paraglaciaire ? *Environnements périglaciaires*, 9, 21-40.

Davies M.C.R., Hamza O., Harris C., 2001. The effect of rise in mean annual air temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (1), 137-144.

Delaloye R., Perruchoud E., Avian M., Kaufmann V., Bodin X., Hausmann H., Ikeda A., Kaab A., Kellerer A., Krainer K., Lambiel C., Mihajlovic D., Staub B., Roer I., Thibert E., 2008. Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, vol. 1, 349-354.

Deline P., 2006. Réchauffement climatique actuel et dynamique des versants de haute montagne. *In* Amelot F. (Dir.), Actes du Colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont-Blanc, 18 nov. 2006, Sallanches. Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 40-45.

Deline P., 2008. Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1070-1083.

Deline, P., Chiarle, M., Mortara, G., 2002. The front ice avalanching of Frébouge Glacier (Mont Blanc Massif, Valley of Aosta) on 18 September 2002. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 25 (2), 101-104.

Deline, P., Chiarle, M., Mortara, G., 2004. The July 2003 Frébouge debris flows (Mont Blanc Massif, Valley of Aosta, Italy): water pocket outburst flood and ice avalanche damming (2004). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 27 (2), 107-111.

Diri J.P., 2002. La notion de moyenne montagne. *In* : Bourdessoule E. (Dir.). *Les montagnes*, Editions du Temps, Nantes, 350 p.

Einhorn B., Leroi E., Peisser C., 2006. Retranscription de la présentation de Rouiller J.D. et Dumas O., « Situation d'évacuation suite à la crue du torrent Durnand (juillet 2006) ». Actes de la conférence internationale RISKYDROGEO, (24-26 Octobre 2006, Saint-Vincent), Pôle Grenoblois des Risques Naturels, 42-50.

Evans A., Liévois J., 2006. Deux crises vécues : Sixt-Fer-à-Cheval (2003) et les Contamines (2005). *In* Amelot F. (Dir.), Actes du Colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont-Blanc, 18 nov. 2006, Sallanches. Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 25.

Evans S.G., 2002. Climate change and geomorphological hazards in the Canadian Cordillera; the anatomy of impacts and some tool for adaptation. Scientific Report 1999-2001 - Climate Change Action Fund Project A099, 14 p.

Evans S.G., Clague J.J., 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 10(1-4), 107-128.

Fischer L., Kääb A., Huggel C., Noetzli J., 2006. Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 761-772.

Francou B., 1992. Hautes montagnes, passion d'exploration. Masson, Paris, 202 p.

Francou B., Vincent C., 2007. Les glaciers à l'épreuve du climat. IRD-Belin, 274 p.

Galibert G., 1965. La haute montagne alpine : l'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison. Boisseau, Toulouse, 403 p.

GIEC, 2007. Changements climatiques 2007 - Rapport de synthèse. GIEC, Genève, 103 p.

Gruber S., Haeberli W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S18. doi:10.1029/2006JF000547.

Gruber S., Hoelzle M., Haeberli W., 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letter*, 31, L13504, doi:10.1029/2004GL020051

Haeberli W., 1983. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 4, 85-90.

Haeberli W., Wegmann M., Vonder Mühll D., 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. 1997. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 407- 414.

Haeberli W., Hohmann R., 2008. Climate, glaciers, and permafrost in the Swiss Alps 2050: scenarios, consequences, and recommendations. *In* Kane D.L., Hinkel K.M. (Dir.), Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering – University of Alaska Fairbanks, 607-612.

Harris C., Davies M.C.R., Etzelmüller B., 2001. The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 145-156.

Hilbich C., Hauck C., Delaloye R., Hoelzle M., 2008. A geoelectric monitoring network and resistivity-temperature relationships of different mountain permafrost sites in the Swiss Alps. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 1, 699-704.

Horstmann B., 2004. Glacial lake outburst floods in Nepal and Switzerland, new threats due to Climate Change. Germanwatch, Bonn, 12 p.

Huggel C., Zgraggen-Oswald S., Haeberli,W., Kaab A., Polkvoj A., Galushkin I., Evans S.G., 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 173-187.

Kääb A., Reynolds J.M., Haeberli W., 2005a. Glacier and permafrost hazards in high mountains. *In* Huber U.M., Bugmann H.K.M., Reasoner M.A. (Dir.): Global change and mountain regions - a state of knowledge overview. Springer, Dordrecht, 225-234.

Kääb A., Huggel C., Fischer L., Guex S., Paul F., Roer I., Salzmann N., Schlaefli S., Schmutz K., Schneider D., Strozzi T., Weidmann Y., 2005b. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 527-554.

Keusen H.R., Oppikofer T., Jaboyedoff M., 2007. Bergsturz am Eiger : Überwachung der Felsbewegungen mittels 3D Laserscanning . *Geosciences Actuel*, 1, 28-32.

Krysiecki J.M., 2008. La rupture du glacier rocheux du Bérard, un cas de dégradation du pergélisol alpin ? Mémoire de Master 2, Université J. Fourier, Grenoble, 159 p.

MARGRETH S., FUNK M., 1999. Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches - two case studies from the Swiss and Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology*, 30 (1), 159-173.

MORTARA G., MERCALLI L., 2002. Il lago epiglaciale « Effimero » sul ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Monte Rosa. *Nimbus*, 23-24, 10-17.

NOETZLI J., HOELZLE M., HAEBERLI W., 2003. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. *In* Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. A.A. Balkema Publishers, 2, 827-832.

NOETZLI J., GRUBER S., KOHL T., SALZMANN N., HAEBERLI W., 2007. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S13, doi:10.1029/2006JF000545.

OERLEMANS J., 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308, 675-677.

OPPIKOFER T., JABOYEDOFF M., KEUSEN H.R., 2008. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience*, 1, 531-535.

PRALONG A., FUNK M., 2006. On the instability of avalanching glaciers. *Journal of Glaciology*, 52 (176), 31-48.

RAVANEL L., DELINE P., 2008. La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Géomorphologie*, 4-2008, 261-272.

RICHARD D., GAY M., 2004. GLACIORISK, Final report - Survey and prevention of extreme glaciological hazards in European mountainous regions. CEMAGREF, Grenoble, 58 p.

RICHARDSON S.D., REYNOLDS J.M., 2000. An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quaternary International*, 65-66, 31-47.

ROER I., HAEBERLI W., AVIAN M., KAUFMANN V., DELALOYE R., LAMBIEL C., KÄÄB A., 2008. Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2, 1505-1510.

SOSIO R., CROSTA G.B., HUNGR O., 2008. Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology*, 100, 11-26.

VINCENT C., 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balance. *Journal of Geophysical Research*, 107(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832.

ZEMP M., HAEBERLI W., HOELZE M., PAUL F., 2006. Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters*, 33, doi:10,1029/2006GL026319.

ZEMP M., PAUL F., HOELZLE M., HAEBERLI W., 2007. Glacier fluctuations in the European Alps 1850-2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. *In* ORLOVE B., WIEGANDT E., B. LUCKMAN (Dir.): The darkening peaks: glacial retreat in scientific and social context. University of California Press, 152-167.

ZIMMERMANN M., HAEBERLI W., 1992. Climatic change and debris flows activity in high mountain areas: a case study in the Swiss Alps. *Catena Supplement*, 22, 59-72.

LE PERMAFROST DE HAUTE MONTAGNE

MOUNTAIN PERMAFROST

STEPHAN GRUBER

Glaciology, Geomorphodynamics & Geochronology, University of Zurich, Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zurich.
Contact : stephan.gruber@geo.uzh.ch

RÉSUMÉ

Les aléas naturels engendrés par la dégradation du permafrost dans les montagnes densément peuplées ainsi que le rôle du permafrost dans l'évolution du modelé de montagne expliquent que le permafrost de montagne est un objet de recherche à la fois important et fascinant. Les montagnes constituent une part importante des continents et des régions de permafrost. Outre les chaînes de montagne des latitudes moyennes, une grande partie du permafrost de l'Arctique et l'Antarctique est soumise à des processus caractéristiques du permafrost de haute montagne. Cet article propose un aperçu des faits, concepts et termes les plus importants qui concernent le permafrost de montagne, puis présente les effets possibles du changement climatique sur celui-ci. Il fournit également une base qui permet d'aborder une littérature scientifique qui est essentiellement écrite en anglais.

MOTS-CLÉS *: PERMAFROST DE MONTAGNE, RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE, ALÉAS NATURELS, ÉVOLUTION DU MODELÉ*

ABSTRACT

Natural hazards related to the degradation of permafrost in densely populated mountains as well as the role of permafrost in landscape evolution make mountain permafrost a fascinating and important research field. Mountains make up a significant proportion of the global land mass and of the global permafrost area. Besides mid-latitude mountain ranges, large proportions of Arctic and Antarctic permafrost are subject to processes and exhibit phenomena that are typical for mountain permafrost. This article provides an overview of the most important facts, concepts, and terms related to mountain permafrost, introduces possible effects of climate change, and provides key starting points for further reading in the scientific literature that is largely written in English.

KEYWORDS*: MOUNTAIN PERMAFROST, CLIMATE CHANGE, NATURAL HAZARDS, LANDSCAPE EVOLUTION*

INTRODUCTION

Cet article constitue à la fois une introduction au permafrost de haute montagne, un passage en revue des derniers progrès scientifiques, et une base permettant d'aborder une littérature scientifique écrite le plus souvent en anglais. Afin d'en rendre sa lecture plus facile, cet article ne fait référence que de manière limitée à cette littérature scientifique. Pour en savoir plus, nous recommandons la lecture des articles de Harris *et al.* (2009), Haeberli *et al.* (2006), Gruber et Haeberli (2007) et Gruber et Haeberli (2009), qui contiennent des références très complètes.

Est permafrost tout matériel lithosphérique dont la température reste en permanence inférieure ou égale à 0°C. La *permanence* est souvent définie comme au moins deux années consécutives, valeur minimale pour éviter l'effet d'un seul hiver long et froid. Sur la base de cette définition purement thermique, le permafrost peut ou non contenir de l'eau ou de la glace, et tout substrat est permafrost dès lors qu'il remplit les conditions de température précitées. Mais par définition, les glaciers ne sont pas du permafrost. La plupart des secteurs à permafrost sont affectés par un dégel saisonnier, au cours duquel les températures de surface s'élèvent au-dessus du point de fusion, avec dégel d'un certain volume de matériel immédiatement au-dessous de la surface. Ce matériel, dont la température devient saisonnièrement positive, est appelé couche active, d'une épaisseur typique de 0,5 à 8 m.

Le permafrost de montagne est simplement le permafrost des régions de montagne (Gruber et Haeberli, 2009). Il peut être présent aux hautes comme aux basses latitudes, dans l'Arctique comme dans l'Antarctique. Le permafrost de montagne est mieux défini par l'influence de la topographie de montagne sur ses propriétés. Alors que nombre des termes couramment utilisés pour classer certains types de permafrost (*e.g.* arctique, antarctique, polaire, de plateau) peuvent être largement appliqués, les régions de montagne et leur permafrost présentent une extrême variabilité spatiale de la plupart de leurs caractéristiques de surface et subsurface :

- l'altitude, ainsi que d'autres caractéristiques géométriques comme la pente, l'orientation, la courbure ou la rugosité ;
- la microclimatologie de surface, largement dépendante des différences d'altitude, qui affectent fortement le rayonnement à grande longueur d'onde et les flux turbulents, et des différences de rayonnement incident à courte longueur d'onde, qui résultent des effets d'ombre et d'un angle d'insolation variable ;
- l'épaisseur et la composition du matériel de subsurface, déterminées par les différents processus d'érosion, la granulométrie et le mode de dépôt ;
- la disponibilité en eau, dépendante de l'impluvium, de la forme de la surface et du matériel de subsurface ;
- la couverture nivale, contrôlée par la microclimatologie de surface, la structure des précipitations, le transport éolien et les avalanches.

Toutes ces propriétés affectent la température du substrat et donc l'occurrence et les caractéristiques du permafrost. Dans les secteurs à permafrost de montagne, l'eau est rapidement drainée, d'où une teneur en eau généralement faible comparée à celles des basses terres arctiques souvent engorgées. Les données sur le permafrost de montagne sont souvent éparses et concernent les secteurs où sont implantées des infrastructures, car l'accès à la plupart des versants et les mesures y sont difficiles et coûteux − en particulier pour les montagnes extra-européennes.

Parce que phénomène thermique, le permafrost est invisible, et il est d'autant plus difficile d'y accéder qu'il est généralement masqué par la couche active. La détection fiable de sa présence requiert des mesures de température soit en surface pendant au moins deux ans, pour comprendre l'évolution saisonnière de cette température, soit en profondeur. En effet, le point à partir duquel les fluctuations saisonnières de température sont inférieures à 0,1°C (nommé profondeur d'amplitude annuelle zéro) est généralement situé à 10-15 m de profondeur ; au-delà, une mesure simple permet donc d'établir la présence ou l'absence du permafrost. Toutefois, il importe de réduire au minimum la perturbation thermique causée par le forage ou les mesures. La difficulté pour détecter le permafrost, l'accès coûteux et sa très grande variabilité latérale rendent difficile l'effort de recherche sur le permafrost de montagne. La compréhension et la prédiction de la distribution spatiale du permafrost et de ses caractéristiques, à cause de leur grande variabilité due à la topographie, doivent reposer sur la combinaison de mesures et de modèles.

Le permafrost est un facteur important de l'évolu-

Figure 1 - Paroi rocheuse orientée nord, à permafrost, sous la station d'arrivée du téléphérique de Corvatsch (massif de la Bernina, 3300 m). Les débris sur le petit glacier résultent presque exclusivement de très nombreux écroulements rocheux en 2003-2006, très probablement dus à la dégradation du permafrost.

tion du modelé, en raison des formes qui lui sont plus ou moins directement liées (*e.g.* glaciers rocheux, moraines de poussée ou parois englacées et à glaciers suspendus), et de son influence durable sur les mécanismes de transfert de sédiment et les risques naturels (*e.g.* écroulements rocheux ou coulées de débris ; figure 1). Le réchauffement voire le dégel du permafrost sont donc susceptibles d'affecter des secteurs considérés jusqu'alors comme sûrs sur la base d'éléments historiques. La construction et l'entretien d'infrastructures dans le permafrost de montagne nécessitent des techniques particulières pour le traitement des perturbations thermiques et des mouvements du terrain. En outre, dans certaines régions, l'occupation et l'utilisation des terres sont liées à la présence de nappes phréatiques perchées sur le permafrost.

I - DISTRIBUTION SPATIALE DU PERMAFROST DE MONTAGNE

Les processus qui régissent l'existence et l'évolution du permafrost de montagne peuvent être conceptualisés selon les trois échelles / domaines de processus du climat, de la topographie et des conditions du substrat (figure 2). Le climat gouverne, *via* la latitude et la circulation générale, la distribution mondiale des conditions climatiques froides en montagne. Celles-ci sont modifiées par la topographie : variations de la température de l'air selon l'altitude, variations du rayonnement solaire selon la géométrie de la surface, conditions de transport de la neige par le vent et les avalanches. Localement, ces conditions climatiques modifiées par la topographie le sont également par les caractéristiques du substrat et leur influence sur le transfert thermique : un dépôt de blocs grossiers entraîne un refroidissement relatif du sol par rapport à un substratum rocheux ou à un substrat à matériaux fins, tandis qu'une forte teneur en glace peut retarder de manière significative la dégradation du permafrost en profondeur. Les limites entre ces trois échelles / domaines de processus ne sont pas clairement marquées : les effets de la topographie sur les modalités des précipitations régionales recouvrent ainsi climat et topographie, et ceux de la redistribution de la neige sur les températures du sol, topographie et conditions du substrat. Néanmoins, cette approche scalaire est utile pour comprendre les diverses influences sur les caractéristiques du permafrost de montagne.

Dans les Alpes européennes, une température annuelle moyenne de l'air inférieure à -3° C peut être utilisée pour une classification de premier ordre des étages à permafrost. Toutefois, cette règle est sujette à de nombreuses exceptions et peut ne pas être adaptée pour d'autres régions de montagne, en fonction de l'influence de la continentalité par exemple (figure 3). Un climat continental peut être défini par un total des précipitations et une nébulosité faibles et une rayonnement solaire total et une amplitude thermique annuelle et journalière élevés, tandis que les régions maritimes présentent des précipitations élevées, un ciel souvent couvert et des amplitudes thermiques et un rayonnement solaire plutôt faibles. La limite supérieure de la forêt s'élève avec la température estivale de l'air, plus élevée en climat continental. La limite inférieure de l'englacement s'élève avec la diminution des précipitations vers les régions continentales, et celle du permafrost s'élève dans les régions maritimes car l'épais manteau nival isolant en hiver entraîne une tempéra-

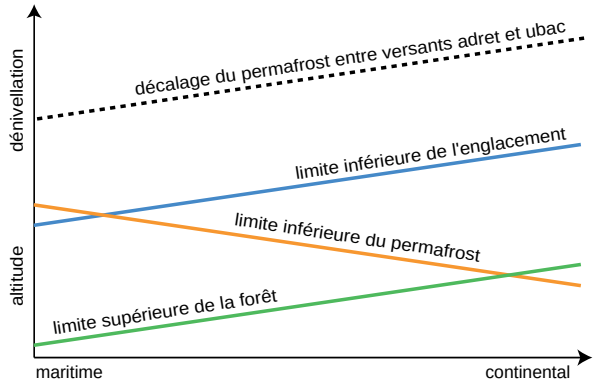


Figure 3 - Les grandes limites altitudinales alpines (King et al., 1992, modifié). La représentation est simplifiée et indique une tendance générale.

Climat Topographie Conditions du substrat

Figure 2 - Hiérarchie conceptuelle des échelles / domaines de processus qui influent sur la température du sol et les conditions du permafrost en régions de montagne. Le cercle jaune indique la localisation du niveau représenté dans l'image immédiatement à droite, dont les conditions sont contrôlées par celles du niveau précédent.

ture du sol plus élevée – ce qui ne vaut toutefois que pour les faibles pentes où peut s'accumuler une épaisse couche de neige. La limite inférieure régionale du permafrost sur les versants rocheux raides est probablement beaucoup moins affectée par la continentalité. Le décalage de cette limite altitudinale entre adret et ubac est généralement d'autant plus important que les versants sont raides, en raison de l'effet protecteur de la couverture nivale, ou que la région est plus continentale, en raison de l'augmentation du rayonnement solaire. En conséquence, le permafrost peut exister dans les régions boisées de montagne à climat continental, alors que dans les Alpes européennes, les alpages sont généralement un signe fiable d'absence de permafrost. Dans les régions à climat maritime, la limite de l'englacement est inférieure à la limite régionale du permafrost : talus d'éboulis gelés et glaciers rocheux en sont absents car leurs emplacements potentiels sont occupés par des glaciers, et le permafrost se cantonne aux parois rocheuses raides.

Le permafrost de montagne est présent dans un large éventail de matériaux et formations superficielles, ce qui influence de manière décisive la température du sol. Parmi ces couvertures, les formations de blocs grossiers sont remarquables pour le refroidissement qu'ils exercent sur le sol, et donc pour l'influence qu'ils ont sur la distribution du permafrost. Cela explique qu'ils ont bénéficié d'une grande attention de la part des ingénieurs comme matériau de construction (*e.g.* Goering et Kumar, 1996). Le refroidissement engendré par les formations de blocs résulte principalement de trois processus : la convection de l'air, contrôlée par les températures ; la réduction de l'isolation thermique hivernale par le manteau nival ; l'advection de chaleur latente, due à la pénétration de la neige dans les vides de la couche active. Pendant l'hiver, la température du sol est plus élevée que la température de l'air près de la surface, et dans des dépôts poreux en grand, une convection libre peut coupler efficacement atmosphère et subsurface. Parce qu'une couverture nivale réduit voire empêche cette convection, l'efficacité de ce mécanisme de refroidissement est plus grande dans les secteurs ou durant les périodes peu enneigés. L'effet de réchauffement de la couverture nivale hivernale résulte d'un contraste de résistance thermique entre les périodes chaudes et froides, qui réduit l'influence que le froid hivernal a sur les températures du sol en profondeur. Par leur très faible conductivité thermique, les formations de blocs réduisent le contraste entre été et hiver par abaissement de la résistance thermique globale. Ainsi, les couvertures de blocs peuvent influer de manière significative sur le refroidissement du sol en réduisant le réchauffement exercé par la neige en hiver (Gruber et Hoelzle, 2008) ; l'intensité de ce refroidissement relatif est plus grande dans les secteurs à couche de neige épaisse. Enfin, dans des dépôts très grossiers, la neige peut pénétrer profondément dans les vides de la couche active. Dans les secteurs très ventés en particulier, une advection de neige notable se produit dans le sol, qui n'est transformée que lentement durant l'été par la chaleur provenant de la conduction depuis la surface réchauffée.

Le permafrost et les températures des parois rocheuses raides sont traités en détail par Gruber et Haeberli (2007), mais notre compréhension en termes quantitatifs des nombreuses conditions intermédiaires entre ces parois raides et les formations superficielles peu inclinées reste faible, bien qu'elles caractérisent une large part des secteurs de montagne à permafrost. Par exemple, l'influence de l'écoulement de l'eau et des contrastes été-hiver de la conductivité thermique dans un sol à matériaux fins, ou l'influence de la neige sur la température des parois rocheuses peu raides, sont toujours mal comprises.

Les pentes à talus d'éboulis actifs et les régions volcaniques actives (Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2007) permettent souvent le développement d'un permafrost composé de couches de débris ou de scories intercalées entre des couches de neige. Les talus d'éboulis très riches en glace commencent souvent à fluer, pour ensuite former des glaciers rocheux.

Figure 4 - Le glacier rocheux de Laurichard, massif des Écrins (photo T. Pequet).

Figure 5 - Les glaciers suspendus et les parois englacées de la face nord de l'Aiguille du Bionnassay (massif du Mont Blanc, 4052 m).

Des formes inhabituelles de permafrost peuvent parfois être observées dans des secteurs dont la température annuelle moyenne de l'air est nettement supérieure à 0°C. Les glacières conservent par exemple de la glace (et donc des conditions de permafrost) pendant plusieurs années (Luetscher *et al.*, 2005). Le principal processus responsable est une circulation d'air dans la grotte durant l'hiver fortement contrôlée par sa densité ; elle cesse au cours de l'été quand l'air froid est stratifié de manière stable dans la grotte. En outre, la neige de l'hiver pénètre parfois par l'ouverture de la grotte (apportant ainsi une chaleur latente significative), sans fondre en été faute de rayonnement solaire à l'intérieur de la grotte tandis que les échanges d'air avec la surface, chaude, sont minimes. Les pentes inclinées à blocs grossiers présentent souvent des conditions de permafrost en pied de pente qui résultent d'un système de ventilation de subsurface saisonnière (effet cheminée). Il peut réduire localement de plusieurs degrés la température moyenne du secteur inférieur de ces pentes (Lambiel et Delaloye, 2005).

Deux types de formes peuvent matérialiser la présence du permafrost en montagne. Les glaciers rocheux (figure 4) et autres formes de fluage, engendrés par la lente déformation de sédiment riches en glace (Haeberli *et al.*, 2006) ; quand cette glace a fondu, les formes résultantes permettent néanmoins de déduire les conditions du paléopermafrost. Les parois englacées et les glaciers suspendus (figure 5) ne peuvent exister sur des parois raides que si au moins un secteur de leur base est en permanence à une température négative. Ils sont donc également des indicateurs des conditions du permafrost actuel – leur disparition ne laissant pas de formes pérennes. Si ces deux types de formes, quand elles sont actives, constituent des indicateurs fiables du permafrost, leur absence en revanche n'implique pas nécessairement celle du permafrost.

II - TEMPÉRATURE, TENEUR EN GLACE ET ÂGE DU PERMAFROST DE MONTAGNE

Des forages ont été réalisés dans le permafrost de montagne pour mesurer sa température, certains pour le compte de réseaux de suivi ou des projets de recherche, d'autres lors de constructions ou de prospections minières − ces données étant rarement disponibles pour la communauté scientifique. Les plus importants réseaux scientifiques de suivi sont le transect PACE qui s'étend des Alpes au Spitzberg (Harris et al., 2001) et le réseau suisse PERMOS (Vonder Mühll et al., 2007), qui fournissent de données aux organismes internationaux de suivi et ont beaucoup contribué à la compréhension des températures du permafrost alpin. En France, s'il n'existe actuellement aucun réseau de suivi du permafrost, des projets ont débuté en coopéra-

tion avec d'autres pays européens (PERMAdataROC, PermaNET), qui contribueront à fournir une image plus complète du permafrost et de sa réaction aux changements climatiques dans les régions alpines. La plupart des forages dans le permafrost alpin ont été réalisés sur des sommets rocheux (figure 6) et dans des glaciers rocheux. De nombreux autres types de terrain − tels que les parois rocheuses raides (figures 7 et 8) − devront faire l'objet de futurs forages, car nous connaissons très peu leurs caractéristiques thermiques. Pour que

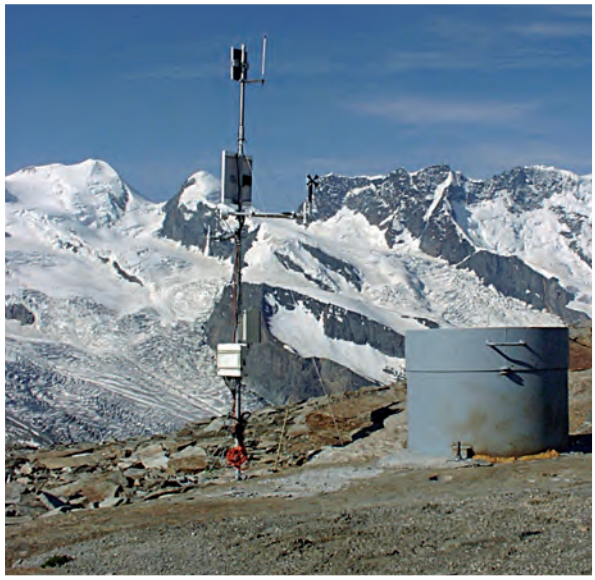


Figure 6 - Le couvercle du forage et la station météorologique PACE/PERMOS du Stockhorn (massif du Mont Rose, 3400 m).

Figure 7 - Installation d'une station météorologique automatique et de capteurs de température dans la roche sur la face sud de l'Aiguille du Midi (massif du Mont Blanc, 3842 m) dans le cadre du projet Interreg PERMAdataROC.

Figure 8 - Mesure de la température de la roche et de l'ouverture d'une fissure par un réseau de capteurs sans fil (prototype) dans la niche d'écroulement de 2003 sur l'arête du Hörnli (Cervin, 3400 m). Bien que les mesures restent difficiles à mettre en œuvre dans la plupart des types de terrains à permafrost, de nouvelles technologies permettent de réduire l'effort à fournir pour l'acquisition des données et l'entretien des instruments (www.permasense.ch).

des recherches solides sur des aléas naturels à venir et les décisions qui en découlent puisse être fondées sur ce suivi du permafrost, il est nécessaire d'implanter les nouveaux forages en prenant en compte non seulement les « blancs » sur une carte, mais également la nécessité d'explorer les principaux types de terrains affectés par le permafrost. En montagne, la température n'augmente de manière simple avec la profondeur (figure 9). Le champ des températures de subsurface est généralement assez complexe, régi en particulier par les flux de chaleur latéraux dus à la topographie et à des conditions de surface variables (figur 10). Cette complexité explique le développement possible du permafrost dans un versant qui devrait être « chaud » (car exposé au soleil) depuis un versant froid (car à l'ombre) proche (Noetzli et al., 2007). En outre, le réchauffement récent a déjà pénétré sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur, ce qui peut conduire à des profils de température inversés. En conséquence, l'interprétation des profils de température exige la plus grande attention, et les flux de chaleur à ces profondeurs peuvent être positifs ou négatifs selon la période et le lieu (Gruber et al., 2004). Les profils thermiques observés dans le permafrost de montagne sont généralement froids (c'est-à-dire inférieure à - 0,5°C, avec un teneur en eau liquide insignifiante) ou tempérés. Les profils de température dans le permafrost tempéré présentent de grandes sections (parfois de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) aux conditions presque isothermiques, très légèrement inférieure à 0°C en raison de la transition de phase de la glace contenue dans les débris rocheux ou les roches très fracturées. Dans le contexte du réchauffement climatique actuel, les secteurs de montagne à permafrost tempéré vont probablement se développer, tant en nombre qu'en superficie.

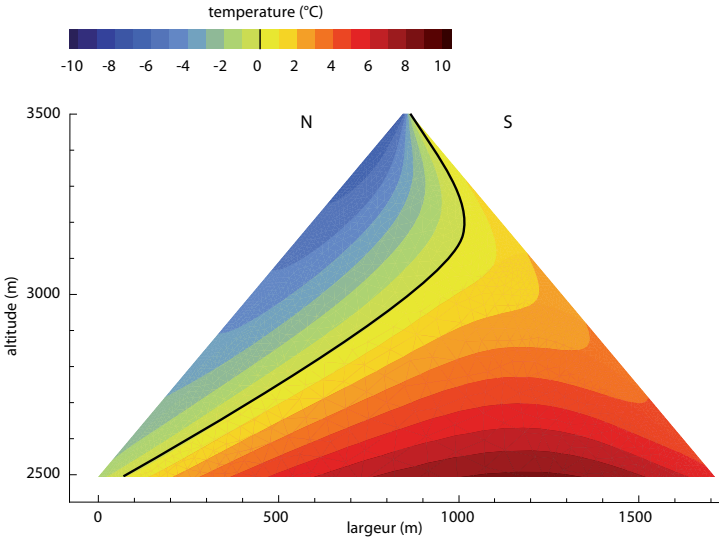


Figure 9 - Coupe transversale d'un champ thermique modélisé dans une crête ou d'un sommet. Dans la partie supérieure de la coupe, les flux de chaleur et le gradient thermique sont principalement latéraux et horizontaux (figure : J. Noetzli).

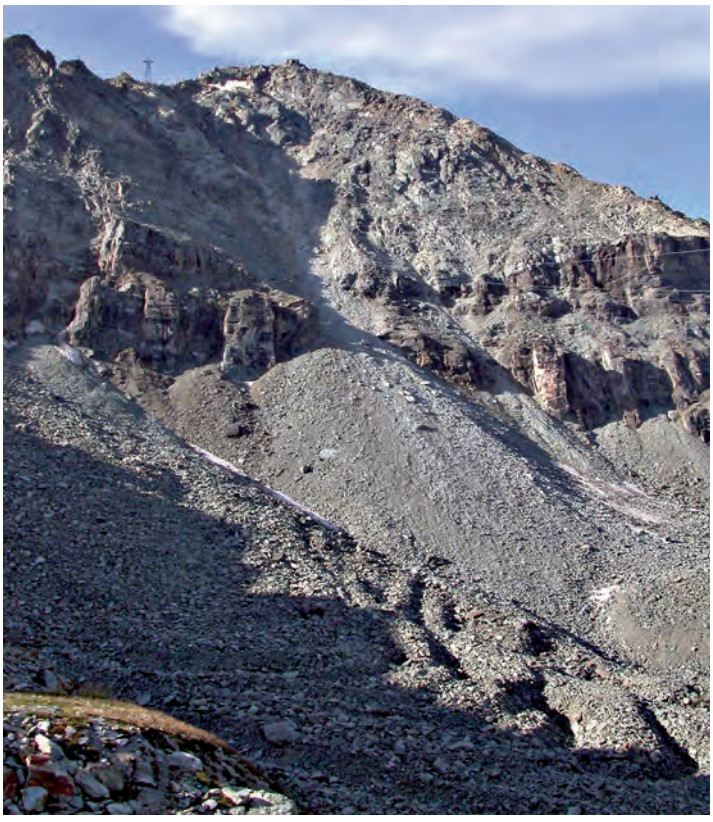


Figure 10 - Variabilité des types de surface en montagne. Sur une espace réduit sont présents : des parois rocheuses, des cônes et talus d'éboulis, plusieurs formes intermédiaires d'affleurements rocheux fracturés et couverts de débris, un glacier rocheux. Les ombres illustrent des conditions d'ensoleillement variables.

Glaciers et permafrost interagissent de bien des manières. Le permafrost existe au-dessous de l'interface glace froide / rocher ou sédiments, et la fusion de la langue des glaciers tempérés peut permettre la formation d'un permafrost dans les secteurs récemment désenglacés. Les langues des glaciers froids qui avancent sur des sédiments gelés durablement (Delaloye *et al.*, 2003) peuvent les déformer en moraines de poussée, qui indiquent donc la présence de permafrost, en particulier dans les régions très continentales. Beaucoup de formes intermédiaires de fluage existent depuis les très petits glaciers noirs jusqu'aux moraines à cœur de glace et aux glaciers rocheux. La glace dans les glaciers rocheux (Haeberli *et al.*, 2006) est présente sous de nombreuses formes, depuis la glace massive contenant peu de débris jusqu'à des mélanges glace / roche homogènes. Il est difficile de déterminer si l'origine de la glace dans les glaciers rocheux est glaciaire ou non,

Figure 11 - Dépôts de pente érodés exposant un permafrost à ciment de glace (couches de glace issues du recouvrement des chutes de neige hivernales), à 2400 m d'altitude en aval de la cicatrice de l'écroulement de 2005 des Dents Blanches, Valais (photo B. Rey-Bellet).

car ces deux types de glace ont de nombreuses caractéristiques communes. Il se produit par exemple à la racine des glaciers rocheux une combinaison complexe de processus, variable dans le temps : métamorphose de neige d'avalanche chargée de débris, ségrégation de glace, congélation de petites nappes d'eau souterraines. Les talus d'éboulis dans les secteurs à permafrost peuvent être cimentés par de la glace interstitielle (figure 11), et donc accumuler des matériaux protégés de l'érosion – mais qui peuvent être libérés sous la forme de grandes coulées de débris du fait du réchauffement climatique.

La présence de glace dans les fissures et les fractures du substratum rocheux à permafrost est commune (figure 12), comme le montrent des chantiers de construction et des cicatrices d'écroulements rocheux. La percolation de l'eau dans des joints remplis de glace peut entraîner un dégel rapide et linéaire du permafrost et, éventuellement, la déstabilisation rapide de grandes masses rocheuses. L'origine de la glace dans ces fractures n'est pas encore comprise : la percolation et la congélation de l'eau météorique sont possibles, tout comme la ségrégation de glace, mais aucun indice ne permet actuellement de privilégier l'un de ces processus plus que l'autre.

Dans les Alpes, le permafrost présent dans les dépôts de pente et les formes associées sont généralement d'âge holocène, car ces sites ont été soumis à l'englacement et leurs sédiments meubles alors exportés. En revanche,

Figure 12 - Fracture du substratum rocheux remplie de glace, mise au jour par des travaux de construction sous la station du téléphérique du Stockhorn (massif du Mont Rose, 3400 m). Le remplissage est constitué de débris rocheux et de glace à gauche (piolet), et de glace pure (c.20 cm d'épaisseur) à droite.

le permafrost présent dans les parois et des pics rocheux élevés pourrait être très ancien. Des températures dans la roche de -10°C, voire moins, ne sont pas rares ; le permafrost et la glace des fractures des hauts sommets peuvent donc avoir subi plusieurs cycles glaciaires / interglaciaires. L'âge de ce permafrost froid de paroi est probablement contrôlé par la surrection et l'érosion plutôt que par les variations climatiques passées.

III - Les effets du réchauffement climatique sur le permafrost de montagne

Le changement climatique – en particulier la hausse des températures atmosphériques et la modification du régime des précipitations – entraîne une augmentation générale des températures du substrat. Cette hausse des températures provoque à son tour des modifications de la quantité et des propriétés de la glace à la surface du substrat et en dessous. La stabilité des sédiments ou du substratum rocheux de certains sites est altérée, ce qui produit des modifications topographiques.

La relation entre conditions atmosphériques et températures du substrat en profondeur n'est pas négligeable, car la couverture nivale et les propriétés thermiques variables dans la couche active influent sur les températures moyennes en profondeur. Pour cette raison, un

Figure 13 - Durant la canicule de l'été 2003, des écoulements d'eau dans des fractures habituellement sèches (remplies de glace ?) ont été observés dans les galeries de l'Aiguille du Midi (flèche). Des observations similaires ont été faites dans les galeries de la station sommitale du Jungfraujoch (Oberland bernois, 3500 m), avec des arrivées d'eau plus rapides et précoces chaque année qui indiquent un dégel progressif.

changement climatique pourrait conduire à des taux de réchauffement du sol variables selon les cas. Ces modifications des températures de subsurface très variables spatialement se propagent en profondeur principalement par diffusion de chaleur. Par conséquent, la profondeur affectée par le réchauffement peut être estimée en utilisant des modèles numériques. Cependant, deux autres mécanismes compliquent le réchauffement en profondeur : les effets des changements de phase de l'eau et l'advection de chaleur par la circulation de l'eau. La glace contenue en subsurface peut aboutir à un permafrost quasiment isothermique de fort volume, à température légèrement inférieure à 0°C, dans lequel un changement de phase pourrait prévenir un réchauffement supplémentaire. Cela peut être observé dans les sédiments, mais également dans des substratums rocheux fracturés et poreux. Quand l'eau de pluie ou de fusion nivale s'infiltre dans des sédiments ou dans la roche fracturée au cours de l'été, elle peut avoir une température nettement positive. En percolant rapidement dans les grands pores ou les fractures, cette eau peut produire une importante advection de chaleur sensible dans les fentes remplies de glace, les rendant ainsi hydrologiquement perméables. Dans une roche très froide, ces fissures remplies de glace sont probablement caractérisées par la congélation de l'eau et toute nouvelle voie de drainage est donc obturée. Cependant, une fois que la roche environnante a été suffisamment réchauffée, le régime pourrait passer de l'auto-obturation à un approfondissement progressif, qui permettrait potentiellement un dégel linéaire rapide à grande profondeur (figure 13).

Le dégel complet n'est pas le seul processus qui modifie les propriétés mécaniques de la roche ou des sédiments contenant de la glace. C'est en effet aussi le fait de l'élévation de la température jusqu'au voisinage de -1 à -0,5°C, d'autant qu'elle détermine en partie la quantité d'eau liquide et la conductivité hydrologique du matériau ou du système de fractures. Cela peut conduire à des ruptures brutales du type écroulement ou des glissement de terrain, ou à l'accélération du fluage des glaciers rocheux (Kääb *et al.*, 2007) ou des talus d'éboulis. Ainsi, le réchauffement peut libérer des accumulations de sédiments qui avaient été antérieurement stabilisées par le permafrost, et puisque ce réchauffement est rapide par rapport à la réaction générale du système alpin de transfert des sédiments, il peut modifier la relation fréquence / intensité des écroulements et coulées de débris dans certains secteurs. Comme les conditions atmosphériques sortent de leur variabilité historique voire même holocène, les changements provoqués par le dégel du permafrost peuvent affecter des secteurs inattendus et se développer de manière imprévue. L'anticipation des processus et structures spatiales de cette réponse géomorphologique au changement climatique et des aléas qui lui correspondent constitue un défi majeur pour la recherche sur les processus et pour la modélisation. Les problèmes auxquels sont confrontées les infrastructures de haute montagne (*e.g.* mise en place ou instabilité des fondations) résultent souvent de l'interaction entre le bâtiment et le permafrost sous-jacent, et ils pourraient donc être exacerbés par le changement climatique.

L'extrême variabilité latérale des conditions de surface et de subsurface en montagne rend difficile la compréhension quantitative de la distribution actuelle

du permafrost et des processus. L'anticipation ou l'estimation quantitative des effets du changement futur du climat est un objectif ambitieux qui exige des approches nouvelles et multidisciplinaires, et la communication rigoureuse de leurs résultats. Parce que le sujet est important, les chercheurs doivent fournir des informations aux décideurs, bien que cette recherche soit jeune et notre compréhension incomplète, et réussir à communiquer ce qui est connu avec ses incertitudes sera presque aussi important pour l'application de ces résultats de recherche que leur qualité scientifique elle même.

Conclusion

Le permafrost de montagne est un phénomène fascinant. Il est invisible, extrêmement variable et hétérogène, difficile à mesurer, difficile à modéliser, et il subit actuellement des modifications rapides. Ces changements peuvent affecter non seulement la dynamique des paysages mais aussi les infrastructures anthropiques et la sécurité des populations. Malgré cela, la plupart des recherches actuelles sur le permafrost de montagne sont locales, car la forte hétérogénéité du système et le peu de données disponibles contraignent fortement l'évaluation et la modélisation à l'échelle continentale. Toutefois, l'élévation de la résolution des modèles climatiques mondiaux et régionaux et l'amélioration des modèles topographique à une échelle inférieure à celle des réseaux de mesure devrait permettre de caractériser à l'avenir le permafrost de montagne à l'échelle continentale.

Remerciements

Mes remerciements particuliers à Ludovic Ravanel et Philip Deline pour la traduction de cet article depuis l'anglais.

Bibliographie

Delaloye R., Lugon R., Lambiel C., Reynard E., 2003. Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire : quelques exemples alpins et pyrénéens. *Environnements périglaciaires*, 10, 1-21.

Delaloye R., Lambiel C., 2005. Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 59(2), 194-203.

Goering D.J., Kumar P., 1996. Winter-time convection in open-graded embankments. *Cold Regions Science and Technology*, 24(1), 57-74.

Gruber S., Haeberli W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S18. doi:10.1029/2006JF000547.

Gruber S., Haeberli W., 2009. Mountain permafrost. *In* Margesin R. éd.. *Permafrost Soils*, Biology Series, Springer, 16, 33-44, doi: 10.1007/978-3-540-69371-0_3.

Gruber S., Hoelzle M., 2008. The cooling effect of coarse blocks revisited. *In* Kane D.L., Hinkel K.M. éd. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 557-561.

Gruber S., King L., Kohl T., Herz T., Haeberli W., Hoelzle M., 2004. Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: the Alpine permafrost boreholes at Stockhorn Plateau, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4), 349-357.

Haeberli W., Hallet B., Arenson L., Elconin R., Humlum O., Kääb A., Kaufmann V., Ladanyi B., Matsuoka N., Springman S., Vonder Mühll D., 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 189-214.

Harris C., Arenson L.U., Christiansen H.H., Etzelmüller B., Frauenfelder R., Gruber S., Haeberli W., Hauck C., Hölzle M., Humlum O., Isaksen K., Kääb A., Lehning M., Lütschg M.A., Matsuoka N., Murton J.B., Nötzli J., Phillips M., Ross N., Seppälä M., Springman S.M., Vonder Mühll D., 2009. Permafrost and climate in Europe: geomorphological impacts, hazard assessment and geotechnical response. *Earth Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2008.12.002.

Harris C., Vonder Mühll D., Isaksen K., Haeberli W., Sollid J.L., King L., Holmlund P., Dramis F., Guglielmin M., Palacios D., 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215-225.

Kääb A., Frauenfelder R., Roer I., 2007. On the response of rockglacier creep to surface temperature increases. *Global and Planetary Change*, 56 (1-2), 172–187.

Kellerer-Pirklbauer A., Farbrot H., Etzelmüller B., 2007. The potential of volcanic eruptions for permafrost aggradation in local and global perspectives based on the Hekla-2000 eruption in Iceland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(3), 269-284.

King L., Gorbunov A.P., Evin M., 1992. Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena**.** *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 73-81.

Luetscher M., Jeannin P.Y., Haeberli W., 2005. Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. *The Holocene*, 15, 982-993.

Noetzli J., Gruber S., Kohl T., Salzmann N., Haeberli W., 2007. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S13. doi:10.1029/2006JF000545.

Vonder Muehll D., Noetzli J., Roer I., Makowski K., Delaloye R., 2007. Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004, Glaciological Report (Permafrost) 3-4, Commission cryosphérique de l'Académie des Sciences et Département de Géographie, Université de Zurich, 106 p.

L'AIGUILLE DU MIDI (MASSIF DU MONT BLANC) UN SITE REMARQUABLE POUR L'ÉTUDE DU PERMAFROST DES PAROIS D'ALTITUDE

THE AIGUILLE DU MIDI (MONT BLANC MASSIF): A UNIQUE HIGH-ALPINE SITE TO STUDY PERMAFROST IN ROCKWALLS

PHILIP DELINE [1], VELIO COVIELLO [1], EDOARDO CREMONESE [2], STEPHAN GRUBER [3], MICHAEL KRAUTBLATTER [4], STÉPHANE JAILLET [1], EMMANUEL MALET [1], UMBERTO MORRA DI CELLA [2], JEANNETTE NOETZLI [3], PAOLO POGLIOTTI [2, 5], ANTOINE RABATEL [1], LUDOVIC RAVANEL [1], BENJAMIN SADIER [1], SARAH VERLEYSDONK [4]

[1] *Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.*

[2] *ARPA, Valle d'Aosta, Italy.*

[3] *Glaciology, Geomorphodynamics & Geochronology Group, University of Zurich, Switzerland.*

[4] *Geographisches Institut, Universität Bonn, Germany.*

[5] *GEOSITLAB, Università di Torino, Italy.*

Contact : philip.deline@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

Le permafrost et ses modifications dans les parois rocheuses de haute montagne restent insuffisamment compris, en particulier du fait de la rareté des sites instrumentés. D'où l'intérêt de développer des recherches à l'Aiguille du Midi (3842 m), aux expositions et pentes variées, et dont les parois et galeries sont accessibles toute l'année. Dans le cadre du projet PermaNET, nous y suivons le régime thermique dans la roche, (i) avec 9 capteurs à un ou trois thermistors implantés jusqu'à 55 cm de profondeur ; (ii) par tomographie électrique résistive, sur la base de la relation température/résistivité du granite local ; (iii) par thermographie infrarouge sur les parois. Ces mesures sont complétées par deux stations météo automatiques mobiles, tandis qu'il est prévu l'installation de chaînes de thermistors d'une dizaine de mètres de profondeur. Ces données seront utilisées pour valider des modèles physiques ou construire des modèles statistiques de la distribution de la température de la roche et sa variabilité. Par ailleurs, un MNT à haute résolution réalisé à l'aide de laserscans terrestres longue et courte portées (pour les parois et dans les galeries respectivement) servira de support à la modélisation numérique (i) de la fracturation de la roche et de la circulation d'eau dans les fractures non saturées ; (ii) de la distribution 3D et de l'évolution des températures de subsurface. Enfin, le suivi de la face SE de l'Arête des Cosmiques et du Pilastre SE à l'aide d'un laserscan terrestre longue portée complète des datations cosmogéniques sur certaines parois pour documenter la morphodynamique passée et actuelle du site.

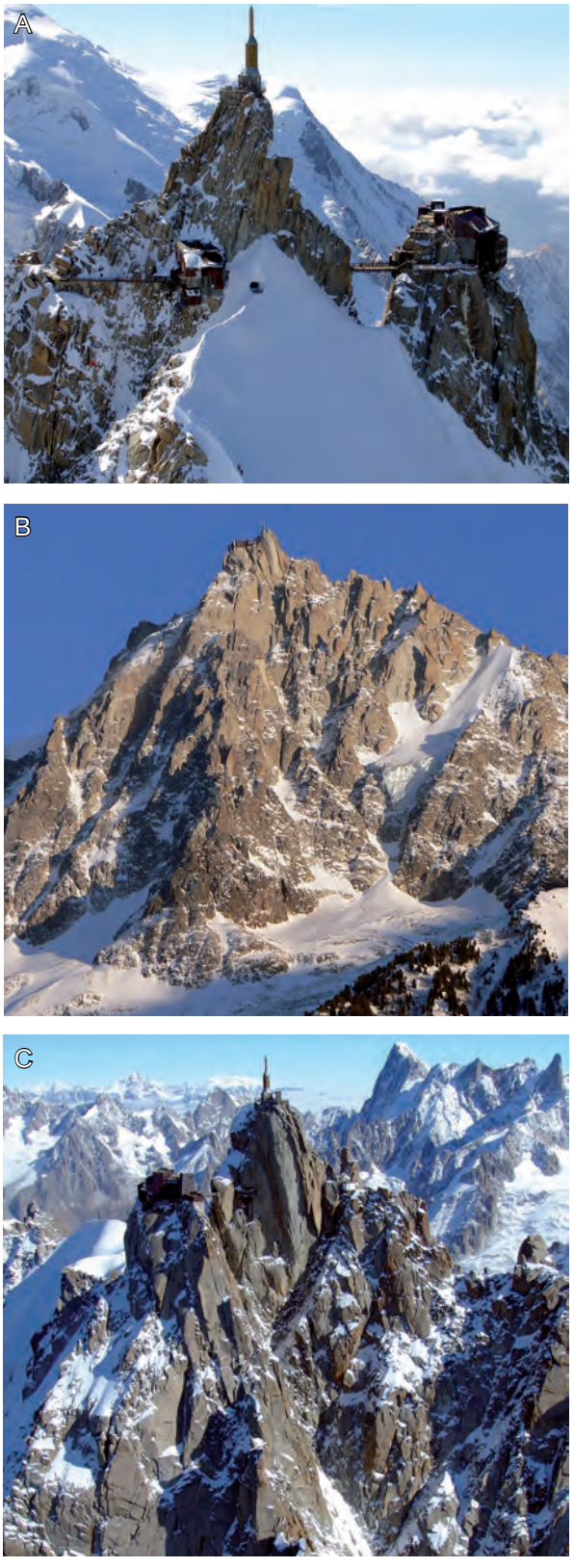
MOTS-CLÉS *: PERMAFROST, RÉGIME THERMIQUE DE LA ROCHE, LASERSCAN TERRESTRE, TOMOGRAPHIE ÉLECTRIQUE RÉSISTIVE, MASSIF DU MONT BLANC.*

ABSTRACT

Permafrost and its change in steep high-Alpine rock walls remain insufficiently understood especially because of the scarcity of existing instrumented sites. Thus, it is very interesting to develop investigations at the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l), where rockwalls with diverse aspects and slopes, and galleries are accessible year-round. In the framework of the project PermaNET, we monitor the rock thermal regime, (i) with 9 sensors with one or three thermistors installed up to 55 cm deep; (ii) using electrical resistivity tomography (ERT), based on the temperature-resistivity relationship of the local granite; (iii) by infrared thermography on the rockwalls. These measurements are completed by two mobile automatic weather stations, while the installation of thermistor chains up to a depth of 10 m is planned. These data will be used for physically-based model validation or construction of statistical models of rock temperature distribution and variability in the rock walls. A 3D-high-resolution DEM made using long-range and short-range terrestrial laser scanning (for rockwalls and galleries, respectively) will help for numerical modelling of (i) rock fractures and water flow in unsaturated fractures; (ii) the 3D distribution and evolution of temperature fields in the subsurface. Finally, monitoring of the Arête des Cosmiques SE face and SE Pilastre by long-range terrestrial laser scanning, combined with cosmogenic dating of some rockwalls will document the past and present morphological activity of the site.

KEYWORDS*: PERMAFROST, ROCK THERMAL REGIME, TERRESTRIAL LASER SCANNING, ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY, MONT BLANC MASSIF.*

Introduction



Au cours de la dernière décennie, de grands écroulements rocheux tels que celui de Kolka-Karmadon dans le Caucase en 2002 (Huggel *et al.*, 2005) ont affecté la plupart des massifs de haute montagne dans le monde. Dans les Alpes, les écroulements de la Brenva (massif du Mont-Blanc en 1997 ; Deline, 2001), de la Punta Thurwieser (massif de l'Ortles-Cevedale en 2004 ; Sosio *et al.*, 2008) ou du Mont Rose (Fischer *et al.*, 2006) sont les exemples les plus marquants de cette période, tandis que d'innombrables éboulements (volume < 100 m^3) et petits écroulements ont affecté les parois rocheuses alpines pendant l'été caniculaire 2003, depuis le massif des Ecrins jusqu'aux Hohe Tauern.

Ces parois d'altitude sont caractérisées par la présence de permafrost, défini comme une condition thermique de la roche caractérisée par une température négative pendant au moins deux années consécutives. Certains de ces écroulements sont probablement liés à une dégradation du permafrost contrôlée par le climat (Gruber et Haeberli, 2007), comme le suggèrent la présence de glace ou les écoulements d'eau dans certaines niches d'arrachement, l'augmentation de la température moyenne de l'air et la modélisation. Toutefois, deux problèmes rendent difficile l'étude de cette hypothèse d'une relation entre la dégradation du permafrost de paroi liée au réchauffement climatique et les écroulements rocheux. D'une part, en raison de l'absence d'observations systématiques, la fréquence et le volume des écroulements en haute montagne restent mal connus, y compris pendant les dernières décennies dans un massif aussi anthropisé que les Alpes. D'autre part, le permafrost et ses modifications dans les parois rocheuses

Figure 1 - L'Aiguille du Midi (3842 m).
A : vue depuis l'est ; au centre, Pilier central ; à droite, Pilier nord avec gare d'arrivée du téléphérique ; sur la marge gauche, amorce du Pilastre SE. B : versant ouest de l'Aiguille du Midi (commandement 1000 m) ; au pied, glacier des Bossons et glacier Rond ; à gauche, dans l'ombre, versant nord du groupe de l'Aiguille du Midi, largement englacé. C : sous le pylone TDF, face nord subverticale du Piton central (commandement 100 m). D : versant SE (commandement : 200 m) ; à gauche, amorce de l'Arête des Cosmiques ; à droite, Pilastre SE.

affectées par ces écroulements restent insuffisamment compris : une grande partie des études sont fondées sur la modélisation, avec de rares sites instrumentés du fait des contraintes rencontrées pour réaliser des mesures in situ en haute montagne.

En Suisse, dix forages ont été réalisés ces dernières années dans le substratum en haute montagne, entre 2400 et 3590 m. Profonds de 14 à 100 m, ils sont équipés de thermistors qui relèvent en continu la température dans la roche, depuis 1995 au Junfraujoch, le site le plus ancien et le plus élevé de PERMOS (PERmafrost MOnitoring Switzerland ; Vonder Mühll *et al.*, 2007). Ces forages ont été complétés depuis 2005 par un réseau de 36 thermistors qui mesurent la température de surface de parois rocheuses sur une dizaine de sites (Vonder Mühll *et al.*, 2007). En Italie, trois forages profonds de 6 et 66 m (Cimes Blanches, 3100 m) et 100 m (Passo del Stelvio, 3000 m) ont été réalisés dans le substratum depuis 1998 (Harris *et al.*, 2003), mais aucun ne concerne toutefois une paroi rocheuse. En France, aucune paroi de haute altitude n'avait été jusqu'alors instrumentée.

Nous avons retenu l'Aiguille du Midi (figure 1) pour :

- son altitude, puisque ce sommet très emblématique culmine à 3842 m, ce qui en fait le site d'étude du permafrost alpin le plus élevé ;
- sa géométrie, avec toutes les expositions représentées, les pentes à angle variable, et un enneigement d'une durée également variable ;
- l'enjeu économique qu'il constitue, car grâce à la liaison avec Chamonix par téléphérique depuis 1955, l'Aiguille du Midi reçoit un demi-million de visiteurs annuels ;
- son accessibilité toute l'année, y compris les parois du Piton central, accessibles en rappel depuis la terrasse supérieure, et les galeries, qui permettent de pénétrer la masse rocheuse − ce qui est rare en haute montagne, et a permis par exemple d'observer d'importantes arrivées d'eau pendant l'été 2003 (pour la première fois depuis l'ouverture du site).

Cet article s'attache principalement à présenter le cadre dans lequel s'inscrivent des travaux dont la programmation s'étale sur plusieurs années, les méthodes qui sont utilisées et l'instrumentation qu'ils nécessitent. Les premiers résultats acquis depuis 2006 sont ensuite présentés.

I - Le cadre scientifique des études à l'Aiguille du Midi

Nos travaux à l'Aiguille du Midi ont commencé en novembre 2005, pendant la préparation du projet de recherche franco-italien PERMAdataROC (Deline *et al.*, 2008 ; http://www.fondazionemontagnasicura.org/multimedia/permadataroc/start_fra.htm). Réalisé de mars 2006 à juin 2008 dans le cadre du programme Interreg III Alcotra, ce projet associait trois partenaires italiens (FMs, ARPA VdA et CNR-IRPI) et le laboratoire EDYTEM. PERMAdataROC visait à poser les fondements méthodologiques et instrumentaux pour une étude de la relation entre dégradation du permafrost et instabilité des parois rocheuses de haute montagne dans deux secteurs des Alpes nord-occidentales (massif du Mont Blanc et Cervin), en croisant les trois axes de recherche suivants :

- recensement et analyse des éboulements et écroulements actuels dans le massif du Mont Blanc (*CENSI_CRO*) : cet inventaire des événements actuels et de leurs caractéristiques (localisation, exposition, période, conditions météorologiques et d'enneigement, volume, parcours) est réalisé par un réseau d'observateurs (guides, gardiens de refuge, secouristes), en collaboration avec les chercheurs, qui analysent ces données (paramètres topographiques, géologiques et climatiques des parois rocheuses affectées). Cette base de données est complétée par une seconde qui contient les événements passés, compilés à partir de la presse, d'entretiens, d'archives et d'études antérieures ;
- mesure et modélisation du régime thermique dans les parois rocheuses (*PERMA_TEMP*) : cette action combine l'installation de thermistors dans la roche sur huit sites (entre 3300 et 4000 m d'altitude) du massif du Mont Blanc (dont l'Aiguille du Midi) et du Cervin, et la mesure des paramètres topo-climatiques qui caractérisent la surface de ces parois ;
- suivi des éboulements et écroulements actuels sur onze parois types du massif du Mont Blanc (dont l'Aiguille du Midi) et du Cervin (*PERMA_CRO*) : la détermination de leur fréquence et de leur intensité est obtenue par des mesures au minimum annuelles à l'aide d'un laserscan (ou LiDAR, *Light Detection And Ranging*) terrestre (Deline *et al.*, 2008). Un réseau de géophones pour la détection acoustique des éboulements a, par ailleurs, été installé à titre expérimental sur l'un des sites du Cervin.

Nos recherches sur la relation entre dégradation du permafrost et instabilité des parois rocheuses se poursuivent actuellement dans le cadre du projet *PermaNET* (*Permafrost long-term monitoring network*: www.permanet-alpinespace.eu). Il associe, dans le cadre du programme de *Coopération Territoriale Européenne Espace Alpin* (2007-2013) financé par l'Union Européenne, quatorze partenaires, autrichiens (4), allemand (1), suisse (1), italiens (5) et français (3), dont le laboratoire EDYTEM. D'une durée de 3 ans, ce projet doté d'un budget de 3,3 millons d'euros a débuté en

juillet 2008. Ses principaux objectifs sont :

- l'amélioration de la connaissance de la distribution spatiale du permafrost, par la compilation des données existantes et l'établissement d'une carte des Alpes ;
- la mise en place d'un réseau d'observation et de mesure du permafrost pour le suivi à long terme de son évolution ;
- la compréhension de la réaction du permafrost au changement climatique à différentes échelles de temps ;
- une meilleure caractérisation des phénomènes géomorphologiques liés à la dégradation du permafrost et susceptibles d'engendrer des aléas, en vue de leur gestion ;
- l'évaluation de l'impact de l'évolution du permafrost sur la ressource en eau ;
- la sensibilisation des décideurs, acteurs et usagers de la montagne aux problématiques liées au permafrost.

Dans le cadre de *PermaNET*, l'Aiguille du Midi est devenue un site majeur pour l'étude du permafrost de paroi dans les Alpes.

II - Le site d'étude

Le massif du Mont Blanc se caractérise par une extraordinaire combinaison d'aiguilles, parois et glaciers. Son énergie de relief est considérable, avec une dizaine de groupes qui dépassent 4000 m d'altitude et le maintien d'une centaine de glaciers, dont la Mer de Glace, le plus étendu des Alpes occidentales. Le massif cristallin externe du Mont Blanc correspond pour l'essentiel à un batholite de granite hercynien, basculé vers le NW au Tertiaire et découpé en panneaux par de grandes failles subverticales varisques et alpines, les premières ayant rejoué durant la phase alpine. Ces multiples contraintes tectoniques l'ont fracturé selon des plans d'orientation variable qui peuvent se recouper. Du fait de cette structure cassante et de leur raideur, les versants du massif sont généralement propices aux mouvements de masse.

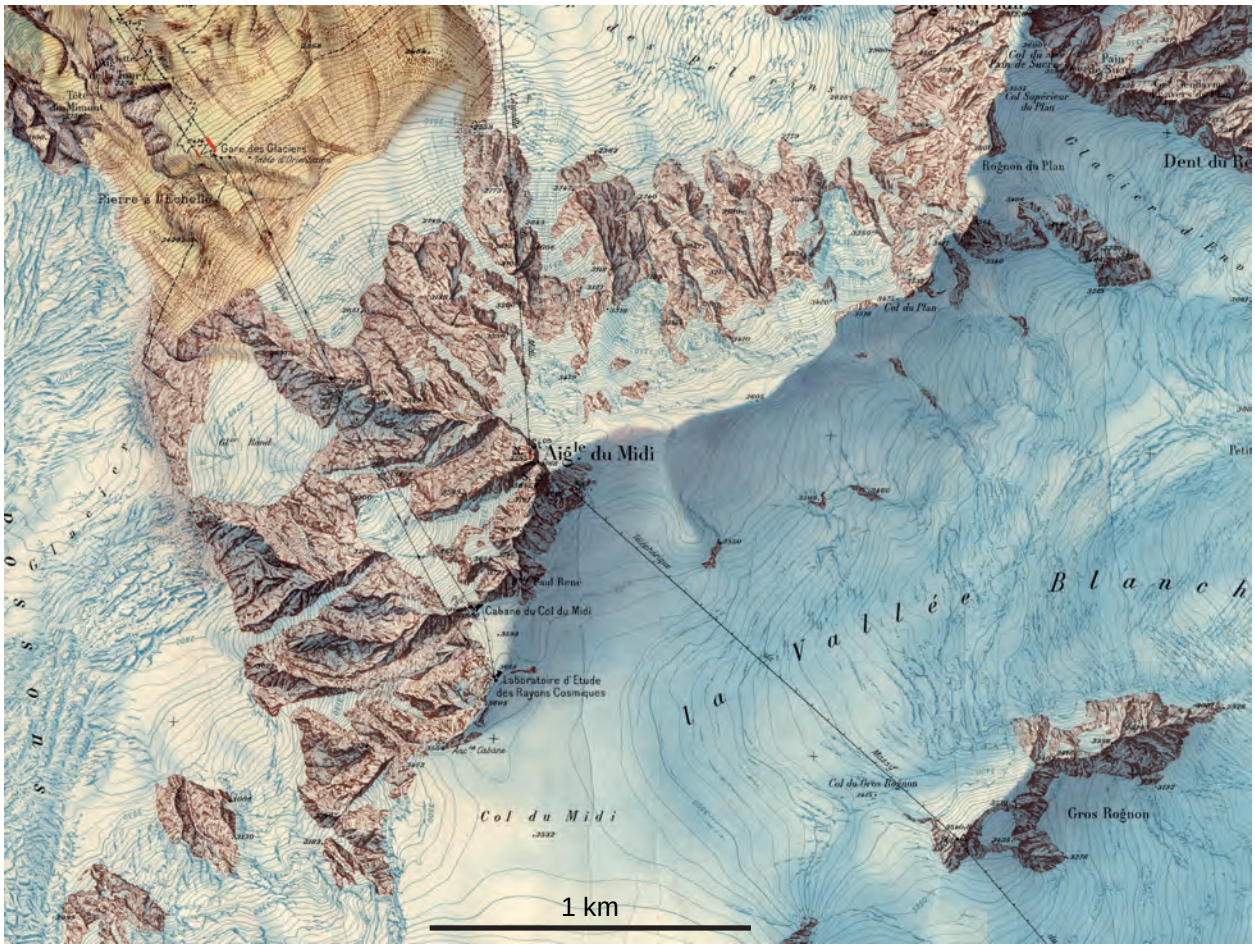


Figure 2 - Groupe de l'Aiguille du Midi. Extrait de la feuille Mont Blanc n°1 Nord - Aiguille du Midi de l'IGN (1952) à 1:10 000 (équidistance : 10 m ; © IGN,Paris 2009 - Autorisation n° 80-9026.). Le Laboratoire d'Etude des Rayons Cosmiques est aujourd'hui remplacé par le refuge des Cosmiques.

Le groupe de l'Aiguille du Midi, qui constitue l'extrémité occidentale des Aiguilles de Chamonix, se développe de manière dissymétrique sur plus de 2 km entre le Col du Midi et le Col du Plan (figure 2). Vu depuis Chamonix, il forme un bastion abrupt dont le versant ouest, essentiellement rocheux et d'un commandement de près de 1000 m, domine le glacier des Bossons (figure 1 B), tandis que son versant nord, englacé dans sa moitié supérieure, domine le glacier des Pèlerins de 1350 m. En revanche, le revers de ce bastion est occupé par le bassin occidental du glacier du Géant, séparé des versants ouest et nord par une échine rocheuse (Arête des Cosmiques) ou neigeuse dont l'Aiguille du Midi constitue le point culminant.

Le tiers inférieur du versant ouest de l'Aiguille du Midi est constitué de cornéennes, qui signent le métamorphisme de contact entre batholite de granite et encaissant gneissique (figure 3). Le reste du groupe est constitué de granite du Mont Blanc (protogine des anciens auteurs), à faciès très grenu et texture équante, riche en enclaves sur le versant SE de l'Aiguille. Ces roches compactes contribuent à la raideur des versants de l'Aiguille du Midi : 50° en moyenne pour le versant nord, 57-58° pour ses versants SE (haut de 200 m seulement) et ouest. Si ces pentes moyennes sont moins raides que celles d'autres secteurs du massif du Mont Blanc – l'inclinaison moyenne de la face ouest du Petit Dru est ainsi de 75° (Ravanel et Deline, 2008) –, de nombreuses parois au sein de ces versants sont subverticales comme, par exemple, la face nord du Piton central (figure 1 C) ou le Pilastre SE (figure 1 D). Ce caractère résulte du pendage subvertical des deux principales familles de failles à l'échelle du massif, orientées N 0° et N 40°-60° E et dont le réseau serré recoupe l'ensemble du massif. De ces conditions structurales dérive la morphologie de l'Aiguille du Midi, petit monolithe bien individualisé dont le faisceau de failles principal est orienté N 40° E (figure 3). Une dense fracturation secondaire est inégalement distribuée, ce qui fait alterner des parois très compactes avec d'autres, au contraire, très densément fracturées (figure 1 D).

Les études que nous présentons portent essentiellement sur la partie sommitale de l'Aiguille du Midi, entre 3750 et 3842 m d'altitude. Le terme « Aiguille du Midi » désigne donc généralement ci-dessous, sauf mention contraire, cette seule partie sommitale.

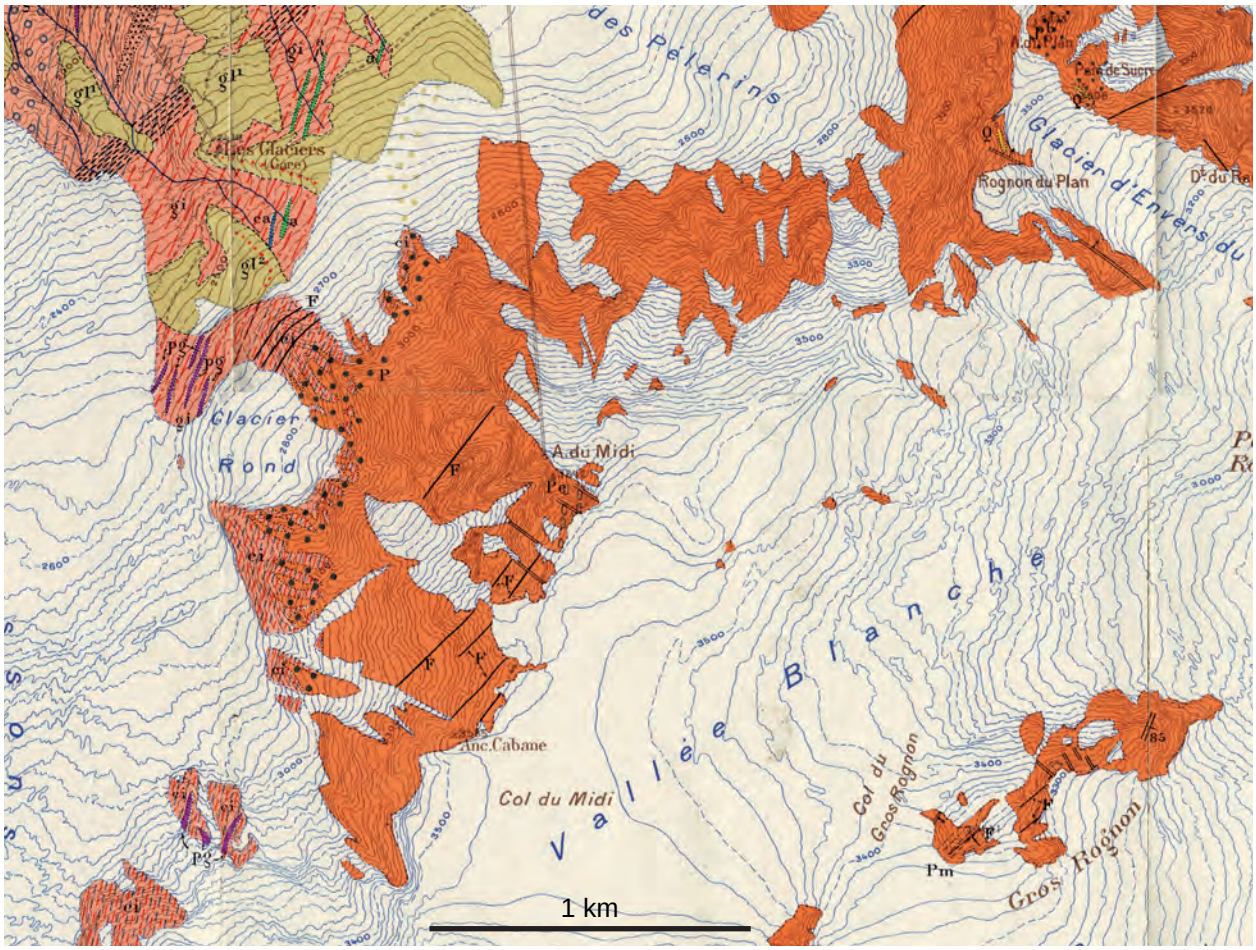


Figure 3 - Géologie du groupe de l'Aiguille du Midi (Corbin et Oulianoff, 1956). Légende des auteurs : A : amphibolites ; ca : calcaires anciens ; ci : cornéennes injectées ; gi : gneiss, micaschistes et amphibolites injectés ; gl² : glaciaire actuel ; F : faille ; P : granite du Mont Blanc ("protogine") ; Pe : zone riche en enclaves ; Pg : pegmatite ; pointillé noir : zone bordière du granite (zone de contact) où l'on trouve localement, à côté du granite, les roches de faciès dioritique et syénitique (équidistance : 20 m).

III - Méthodes et instrumentation

1 - Connaître la géométrie du site : réalisation d'un MNT par laserscanning terrestre

Pour l'ensemble des études envisagées, un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à haute résolution du site s'avère indispensable, faute d'une cartographie à très grande échelle que la subverticalité des parois ne favorise pas. Ce MNT est nécessaire pour rendre compte avec précision des volumes rocheux, mais il est également le fondement d'une analyse de la structure géologique, et doit permettre d'affiner la modélisation de la distribution de la température de la roche. Enfin, toute étude de la circulation de l'eau dans la roche devra s'appuyer sur un tel MNT. La possibilité qu'il combine topographie externe (parois) et interne (galeries) constitue un avantage remarquable pour ces différentes études.

Ce MNT est réalisé à partir de données acquises à l'aide de laserscans terrestres. La mesure par laserscan est basée sur l'émission-réception d'un signal lumineux dans l'infrarouge à très faible dispersion spatiale et grande précision temporelle. La mesure du temps de vol (trajet aller-retour du rayon laser) permet celle de la distance jusqu'à plusieurs centaines de mètres avec une précision du centimètre. Cette distance, associée à la connaissance des deux angles d'émission du rayon avec l'horizontal et la verticale permet de déterminer les coordonnées en x, y et z du point balayé. Un laserscan émet et reçoit plusieurs milliers d'impulsions par seconde, ce qui permet de lever rapidement et à haute résolution de grandes surfaces topographiques. Ainsi, le laserscan longue portée Optech ILRIS 3D du laboratoire EDYTEM acquiert 2000 points par seconde avec un angle de mesure de 40° × 40° jusqu'à une distance utile de 800 m (sur rocher) avec une grande précision : la résolution d'acquisition d'un point et l'exactitude du modèle sont de l'ordre de 3 mm à 100 m. Les données numériques obtenues sont transformées pour être traitées dans la suite logicielle InnovMetric PolyWorks, qui intègre un ensemble d'outils de traitement de nuages de plusieurs millions de points. Une fois constitué un nuage de points général, celui-ci est transformé automatiquement en un modèle polygonal 3D à haute résolution de type TIN (*Triangulated Irregular Network*), utilisé pour mesurer des caractères géométriques de la paroi, extraire des entités géométriques et construire le MNT (Ravanel et Deline, 2006).

Pour limiter les masques (secteurs non balayés par le laserscan depuis une station, du fait de la topographie de la paroi), plusieurs stations sont généralement retenues, bien que l'isolement de l'Aiguille du Midi réduise le nombre de stations potentielles.

Le ILRIS 3D ayant une portée minimale de 3 m, les relevés laserscan dans les galeries ont été réalisés dans un premier temps avec un Faro CAM2 880 d'une portée minimale de 0,6 m, avec un angle de mesure de 320° × 360° et une vitesse d'acquisition de 120 000 points par seconde. Le fonctionnement de cet appareil est toutefois contraint par la température de l'air, qui doit être positive ; les galeries du Piton central n'ont ainsi pu être relevées au cours de la première mission laserscan courte portée, bien qu'elle ait eu lieu lors de l'une des journées les plus chaudes de l'été 2008. Il a été remplacé pour la mission de 2009 par un Leica HDS 6000, laserscan courte portée dont le fonctionnement a été garanti par un chauffage d'appoint à soufflerie. Le traitement des données Faro et Leica se fait dans Polyworks.

2 - Mesurer et modéliser la température de l'air et de la roche

a - Mesures directes dans la roche et dans l'air

Pour un suivi en continu du régime thermique des parois rocheuses sur le site de l'Aiguille du Midi, 9 capteurs Geoprecision M-Log6 (résolution : 0,01° C ; précision : ± 0,05° C à 0° C) ont été implantés dans la roche depuis 2005, sur des parois dont l'angle de pente (qui contrôle la présence de la neige) est compris entre 60° et 90°. Deux types de capteurs conçus par l'ARPA VdA dans le cadre de *PERMAdataROC* sont installés, à thermistor unique, positionné à 10 cm de profondeur, et à 3 thermistors, positionnés dans la roche à 3,30 et 55 cm de profondeur. Trois capteurs Geoprecision M-Log1 mesurant la température et l'humidité de l'air sur les faces nord (1) et sud (2) complètent les capteurs dans la roche. Le datalogger de chaque capteur a une autonomie de trois ans et est déchargé via un port IR. Le pas des mesures retenu pour le site est de 10 minutes.

Deux stations météorologiques automatiques ont également été installées sur les faces nord et sud du Piton central. Elles mesurent la température et l'humidité de l'air à 10 cm de la surface de ces parois, la vitesse et la direction du vent (capteur à ultrasons Vaisala WMT50) et, en face sud, la radiation solaire de courte et de grande (IR) longueur d'onde, incidente et réfléchie (radiomètre Kipp & Zonen CNR1). Ces stations sont vulnérables aux conditions météo de haute altitude (vent, accumulation de neige et de givre sur leurs éléments), et la station en face nord n'a fonctionné que quelques mois en 2008 avant d'être très endommagée par la chute d'un gros glaçon.

b - Tomographie électrique résistive

La tomographie électrique résistive (ERT) permet d'obtenir l'image d'un volume rocheux par une « coupe » de la résistivité en fonction de la profondeur. Elle consiste à injecter un courant électrique

entre deux électrodes et à mesurer la différence de potentiel induite entre une autre paire d'électrodes. Intensité injectée, différence de potentiel et écartement entre les différentes électrodes permettent de déterminer la résistivité électrique de la roche (loi d'Ohm). L'écartement entre électrodes détermine les résolutions horizontale et verticale ainsi que la profondeur d'investigation : variable suivant la résistivité, elle est égale à la moitié du plus grand écartement utilisé entre deux électrodes successives en configuration Wenner. L'établissement d'une relation température / résistivité de la roche permet de déduire la présence éventuelle de permafrost (Krautblatter et Hauck, 2007).

En mettant à profit l'accessibilité des parois et des galeries de l'Aiguille du Midi, il a été décidé l'organisation de plusieurs campagnes d'ERT chaque année, afin de reconnaître la distribution du permafrost dans la masse rocheuse et son évolution saisonnière (Krautblatter *et al.*, soumis). Pour cela, des mesures de la relation température/résistivité du granite du site ont été effectuées au laboratoire de géographie de l'Université de Bonn. La tomographie est réalisée à l'aide d'un Heritage Geophysics SYSCAL Pro qui délivre 800 V, relié à des flûtes de 48 électrodes d'acier placées dans des trous forés. Le protocole retenu prévoit 3000 mesures dipôle-dipôle par flûte, et 200 mesures de type cross-borehole. La polarisation induite est mesurée pour vérifier la capacité de charge des fissures remplies de matériel fin. La méthode d'ERT permettra d'obtenir une carte 3D du permafrost, que les mesures ponctuelles par thermistors (puis forages décamétriques) et les données météo valideront.

c - Thermographie

Une première expérience de thermographie a été faite à l'Aiguille du Midi en 2007. La thermographie mesure la radiation émise dans l'infrarouge par tout corps dont la température est supérieure à 0 K (- 273,15° C). Cette radiation IR étant dépendante de la température de surface du corps, une caméra thermographique procure à distance une image thermique en fausses couleurs qui représente cette température avec ses variations spatiales. La répétition des mesures autorise alors une analyse diachronique de la température radiative pour l'ensemble de la surface d'une paroi. Toutefois, la radiation enregistrée par la caméra dépend également de l'émissivité de la paroi, de l'angle de mesure, de la température et de l'humidité de l'air qui sépare la paroi de la caméra (distance sur le site : jusqu'à 150 m), et des interférences induites par les objets environnants. Pour vérifier ces perturbations et évaluer l'intérêt de la méthode, nous avons procédé à une expérience préliminaire de comparaison de mesures réalisées avec une caméra thermographique portable Flir ThermaCAM P640 de l'ARPA VdA avec les données fournies localement par les thermistors des parois mesurées.

d - Modélisation du permafrost

La température de surface d'une paroi subverticale est contrôlée par la température annuelle moyenne de l'air (TAMA), fonction de l'altitude, et par la radiation solaire potentielle (RSP) reçue par la paroi, fonction de la topographie (exposition, pente) de celle-ci. Du fait de la subverticalité de la paroi, la couverture nivale peut être négligée. La TAMA peut être déduite des données des stations météorologiques locales ou/et de modèles climatiques régionaux, auxquels on applique le gradient thermique altitudinal moyen ; la RSP (ondes courtes) est calculée par un logiciel. On peut donc, sur la base de ces deux paramètres, construire un modèle de la température annuelle moyenne de la surface des parois (TAMSP) du massif du Mont Blanc, à partir d'un MNT de celui-ci. Les données climatiques à la surface des parois recueillies par les stations météo automatiques de l'Aiguille du Midi et les températures mesurées dans la roche par les différents thermistors du site sont utilisées pour valider ce type de modèle de distribution de la TAMSP.

3 - Analyse structurale du site et circulation de l'eau dans la masse rocheuse

L'un des objectifs des prochaines années est la modélisation numérique de la fracturation de la roche et de la circulation d'eau potentielle dans les fractures non saturées du site, en s'appuyant sur les résultats obtenus. Cette étude devrait être conduite par un ingénieur géologue, utilisant des logiciels de type GoCad pour réaliser le modèle des fractures, et FeFlow pour modéliser en pseudo-3D les transferts de chaleur associés au degré de fracturation et à la présence de glace au sein du massif rocheux ainsi que les écoulements par fusion et leur rôle potentiel dans l'advection de chaleur. L'accessibilité remarquable du site de l'Aiguille du Midi (parois et galeries) et la grande quantité de données qui seront disponibles permettront de contraindre la modélisation dans l'estimation de ses paramètres, de vérifier la pertinence des hypothèses formulées dans le modèle, et d'analyser les incertitudes de modélisation. Des études de sensibilité pourront alors être menées avec cet outil de modélisation pour prédire les incertitudes associées à cette approche quand elle est appliquée à d'autres sites-pilotes du massif du Mont Blanc pour lesquels on dispose de MNT à haute résolution mais avec des données de température dans la roche en nombre réduit.

4 - Mesurer l'instabilité actuelle et passée des parois rocheuses

Contrairement aux autres sites pilotes du massif du Mont Blanc qui sont suivis par laserscan, les parois du

secteur sommital de l'Aiguille du Midi ont bénéficié de travaux de confortement très importants : purges, tirants métalliques parfois plurimétriques, filets… Ces travaux sont décidés chaque année sur la base d'une étude géotechnique conduite par un bureau d'études spécialisé. Par conséquent, le MNT en cours de réalisation ne sert pas de support à une étude diachronique de la stabilité de ces parois. En revanche, le versant SE de l'Aiguille du Midi et de l'Arête des Cosmiques a connu des éboulements/écroulements au cours de ces dernières années (Ravanel, 2007) – dont certains affectent le soubassement du refuge des Cosmiques (figure 2). Il est donc prévu que ce secteur constitue, dans le cadre du projet *PermaNET*, un site-pilote supplémentaire pour le suivi diachronique de la morphodynamique des parois du massif. Un premier relevé par laserscan terrestre longue portée est prévu à l'automne 2009 depuis le plateau glaciaire, sur lequel les nombreuses stations possibles devraient permettre un faible effet de masque topographique.

Enfin, l'accessibilité de l'Aiguille du Midi et son granite très riche en quartz expliquent le choix de ce site pour la première datation par la méthode cosmogénique de parois supraglaciaires alpines (Bölhert *et al.*, 2008). Cinq échantillons ont été prélevés sur la face sud de l'Aiguille du Midi et sur le premier pilier de l'Arête des Cosmiques (orienté SE), entre 3740 et 3810 m d'altitude, dans des secteurs dont la couleur du rocher de gris clair à orange foncé suggérait un âge croissant. Le temps d'exposition a été déterminé à partir du rapport $^{10}Be/^{9}Be$ mesuré par AMS, avec l'hypothèse que le ^{10}Be mesuré a été produit à la surface pendant la dernière période d'exposition et que la paroi n'a pas été érodée (Bölhert *et al.*, 2008).

IV - Premiers resultats et perspectives

1 - Le MNT général du site

Le MNT général de l'Aiguille du Midi est actuellement en construction (figure 4). La partie externe (parois) a été réalisée à partir d'une série de relevés topographiques par laserscan longue portée :

- faces nord et NW du Piton central le 19/12/2006, depuis deux stations situées sur les terrasses du Piton nord ;
- faces ouest et sud du Piton central le 25/05/2007, depuis l'Arête des Cosmiques ;
- face sud du Piton nord le 03/05/2008 depuis la terrasse sommitale du Piton central et les fenêtres de la galerie principale ;
- faces sud et est du Piton central le 02/07/2008, depuis la terrasse SE du Piton central et l'arête de neige d'accès à la Vallée Blanche ;

Ces relevés des parois ont été récemment complétés par deux relevés laserscan courte portée dans les galeries :

- galeries du Piton nord le 01/07/2008 ;
- galeries du Piton central le 06/03/2009 ; ces données sont en cours de traitement (figure 5).

Le calage du MNT interne par rapport au MNT externe (des points communs ont été relevés avec une station totale) sera réalisé dans les prochains mois, puis le MNT général (interne-externe) sera géoréférencé à l'aide d'une mission DGPS qui s'appuiera sur le point de référence établi par le LGGE sur l'Arête des Cosmiques.

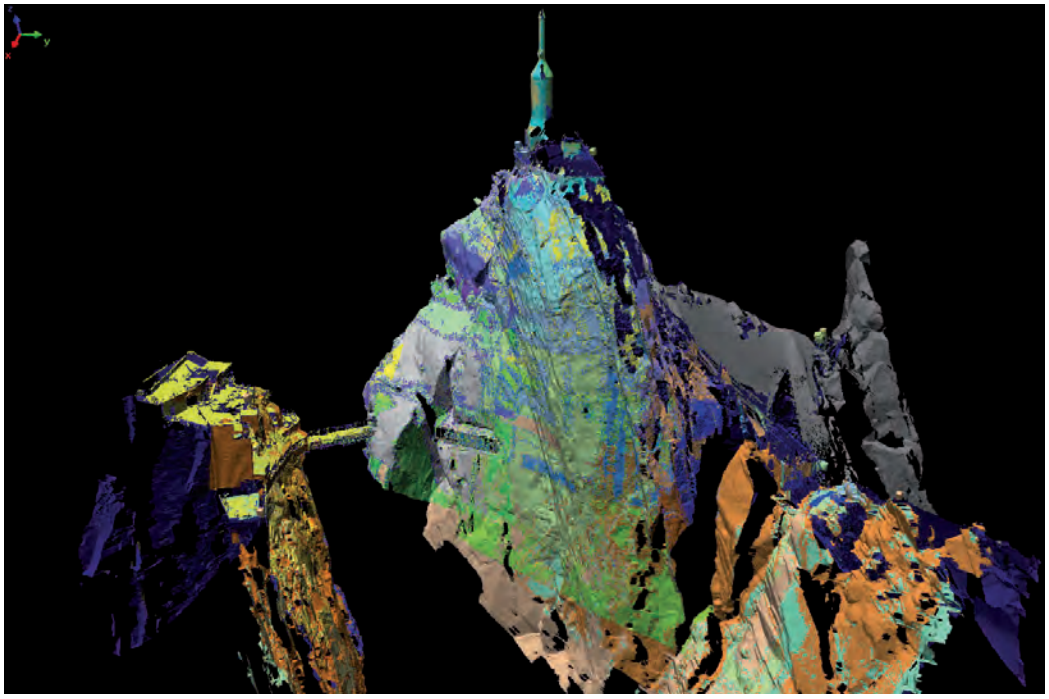


Figure 4 - Modèle polygonal 3D (TIN) des Pitons nord et central, réalisé par laserscaning longue portée. Les couleurs correspondent aux différentes scènes qui ont été assemblées.

2 – Trois années de données de température (mesures, modélisation, ERT, thermographie)

Les quatre premiers capteurs à thermistor unique ont été installés en sub-surface (10 cm de profondeur) le 09/11/2005 au sommet du Piton central, sur les faces sud, ouest, nord et est (en exposition SE sur cette dernière). Puis quatre capteurs à 3 thermistors ont été mis en place le 20/12/2006 sur ces mêmes faces sud, est et nord (en contrebas de ceux de 2005), complétés le 26/01/2007 par un cinquième sur la face ouest.

Pendant la période 21/12/2006 - 21/12/2008, la face sud a été caractérisée par une température moyenne annuelle proche de 0° C, plus de 270 jours (sur un total de 730 jours) avec une température négative, une amplitude thermique maximale très forte et des cycles gel-dégel nombreux (tableau 1). La face nord est plus froide (température moyenne annuelle < - 6° C) et connaît une amplitude thermique moindre, avec des cycles gel-dégel environ 50 % moins nombreux (tableau 1). La température de surface des parois rocheuses est donc principalement contrôlée par la topographie. En effet, du fait de l'exposition, la température sur la face sud dépend de la radiation solaire directe, tandis que celle en face nord est contrôlée par la température de l'air. Par ailleurs, la pente détermine le dépôt de neige ou de débris rocheux, isolants.

Figure 5 - Nuage de points dans la galerie « Vallée Blanche » du Piton nord de l'Aiguille du Midi, acquis par laserscaning courte portée.

La première station météo automatique a également été installée le 20/12/2006 sur la face sud, tandis que la seconde a été posée sur la face nord le 07/02/2008. Leurs données montrent, par exemple, que sur les parois subverticales exposées au sud, le rayonnement net (différence entre rayonnement incident et réfléchi) est plus élevé en hiver qu'en été, en raison de la plus faible élévation du soleil sur l'horizon (figure 6). Le rayonnement direct est ainsi maximal en mars (> 1300 W/m^2), d'où des amplitudes thermiques journalières hivernales qui peuvent atteindre 30°C.

Une première campagne de reconnaissance de la distribution du permafrost dans la masse rocheuse de l'Aiguille du Midi par tomographie électrique résistive a été réalisée les 08-09/12/2008. Deux transects horizontaux ont été réalisés dans les galeries principales des Pitons nord et central et le long de la face est de celui-ci (figure 7), complétés par un transect vertical sur les faces nord et sud du Piton central. Les principales fissures ont été relevées pour prendre en compte leur capacité de charge éventuelles, et les mesures de tomographie électrique et de polarisation induite ont été faites en orientation normale et réciproque pour définir la marge d'erreur des mesures. Les données acquises sont en cours de traitement.

Les mesures de thermographie réalisées le 05/04/2007 sur les faces nord et sud du Piton central

Site:**ADMS** // Période: 21/12/2006---21/12/2008

Profondeur (m)	TAMSP (°C)	MAXabs (°C)	MINabs (°C)	DayMAXabs jj/mm/aa	DayMINabs jj/mm/aa	dTavg (°C)	dTmax (°C)	dTmin (°C)	ZCD jours	MAXday (°C)	MINday (°C)	DayMAXday jj/mm/aa	DayMINday jj/mm/aa	DBZ jours
0.03	-0.06	32.74	-21.75	08/10/07	23/11/08	17.81	31.78	1.62	331	14.74	-19.74	06/08/07	22/11/08	275
0.3	0.18	16.4	-15.71	09/10/07	07/12/08	5.51	10.61	0.4	151	12.45	-14.02	12/09/07	06/12/08	271
0.55	-0.16	12.18	-13.48	13/09/07	07/12/08	2.37	6.09	0.32	63	11.02	-12.02	13/09/07	06/12/08	280

Site:**ADMN** // Période: 21/12/2006---21/12/2008

Profondeur (m)	TAMSP (°C)	MAXabs (°C)	MINabs (°C)	DayMAXabs jj/mm/aa	DayMINabs jj/mm/aa	dTavg (°C)	dTmax (°C)	dTmin (°C)	ZCD jours	MAXday (°C)	MINday (°C)	DayMAXday jj/mm/aa	DayMINday jj/mm/aa	DBZ jours
0.03	-6.32	13.53	-22.71	25/06/08	24/03/08	5.69	15.24	0.45	232	5.84	-21.07	25/06/08	24/03/08	571
0.3	-6.3	5.36	-19.34	30/06/08	25/03/08	1.71	6.1	0.11	91	3.5	-18.78	25/06/08	25/03/08	591
0.55	-6.16	2.9	-17.36	01/07/08	25/03/08	0.72	3.75	0.04	48	2.5	-17.12	01/07/08	25/03/08	598

Tableau 1 - Données de température sur les parois sud et nord du Piton central de l'Aiguille du Midi pour la période 21/12/2006 − 21/12/2008 (ADMS : face sud ; ADMN : face nord).

TAMSP : T° annuelle moyenne ;
MAXabs, MINabs : T° absolue maximale, minimale ;
DayMAXabs, DayMINabs : jour d'occurrence de la T° absolue maximale, minimale ;
dTavg, dTmin, dTmax : amplitude thermique journalière moyenne, maximale, minimale ;
ZCD (Zero Crossing Days) : nombre de jours à gel-dégel
MAXday, MINday : T° moyenne journalière maximale, minimale pour la période ;
DBZ (Days Below Zero) : nombre de jours avec une T° moyenne < 0 °C

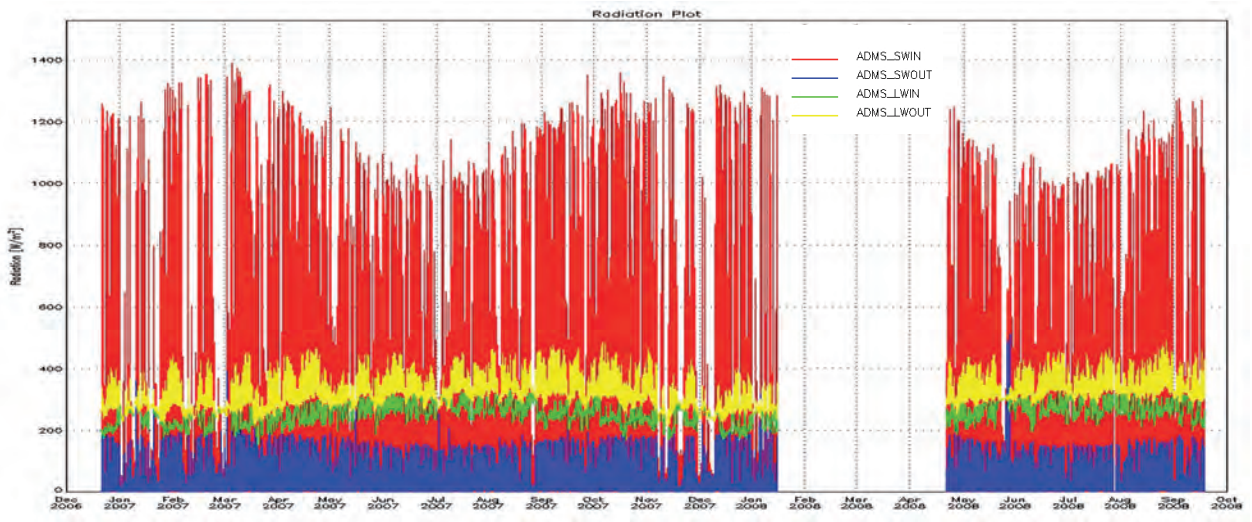


Figure 6 - Données de radiation incidente et réfléchie à courte (SWIN, SWOUT) et grande (LWIN, LWOUT) longueur d'onde (en W/m²) recueillies par la station météorologique automatique de la face sud du Piton central de l'Aiguille du Midi (période 21/12/2006 – 21/09/2008). Absence de données de mi-janvier à mi-avril 2008.

mettent en évidence à la fois le fort contraste de température de surface entre les deux parois, et la variabilité de celle-ci sur chacune de ces parois : elle est ainsi comprise entre -2° C et -19° C pour la face nord (figure 8). Pour tester la précision de la thermographie, huit mesures de la face nord ont été réalisées toutes les cinq minutes, dont les valeurs ont été ensuite comparées avec les données enregistrées à -3 cm et aux mêmes moments par un thermistor : l'écart entre les deux jeux de données est inférieure ou égale à 0,4° C. Ces résultats préliminaires sont encourageants et feront l'objet de développements.

Plusieurs modèles statistiques de distribution de la température de surface des parois ont commencé d'être élaborés pour le massif du Mont Blanc (figure 9). Si l'échelle de ces modèles ne permet pas de distinguer très finement la distribution de la température à l'Aiguille du Midi, le modèle représenté ici propose une température comprise grossièrement entre -7° C et -13° C pour la face nord du Piton central (figure 9), à comparer à la température moyenne de la face nord inférieure à -6° C (tableau 1).

Figure 7 - Mesure de tomographie électrique résistive sur la face est du Piton central de l'Aiguille du Midi en décembre 2008.

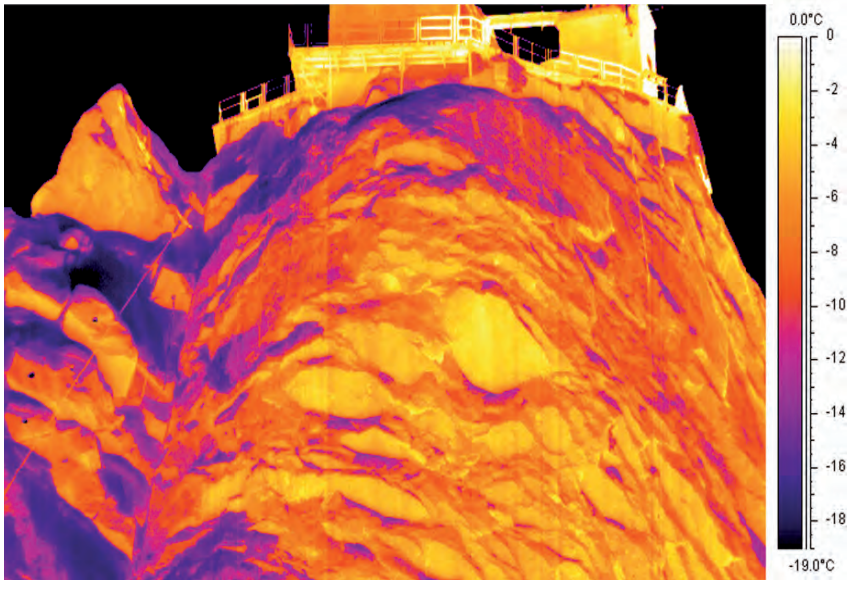


Figure 8 - Image thermographique infrarouge de la face nord du Piton central de l'Aiguille du Midi (05/04/2007) ; température de surface comprise entre -2° C et -19° C.

3 - L'instabilité des parois de l'Aiguille du Midi depuis 40 000 ans

Les dates ^{10}Be montrent une bonne corrélation entre intensité de la couleur orange due à la patine et âge, et une large distribution des âges obtenus : entre 1500 et 6500 ans ^{10}Be pour quatre échantillons, mais atteignant 38 500 ans ^{10}Be pour la paroi la plus âgée (Bölhert et al., 2008). Ainsi, certaines parois de l'Aiguille du Midi semblent si stables qu'elles étaient déjà présentes lorsque le site était un nunatak dominant le grand glacier du Dernier Maximum Glaciaire.

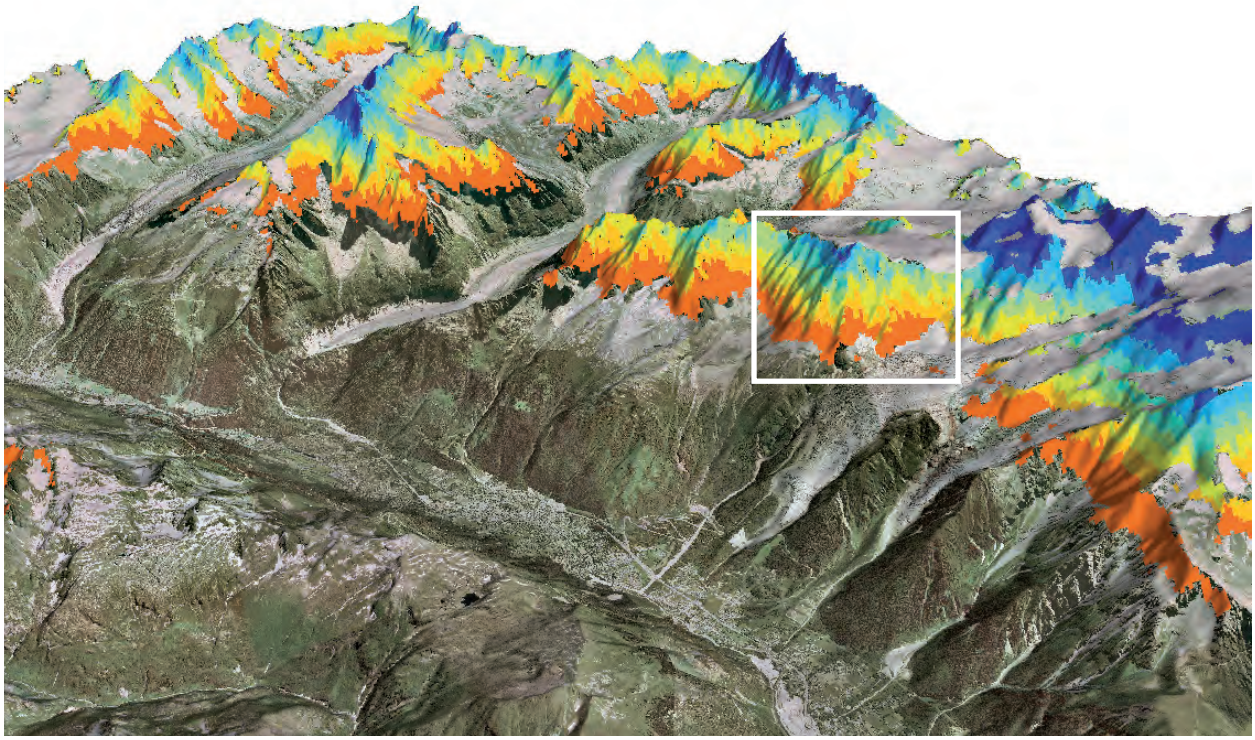


Figure 9 - Distribution modélisée de la température moyenne annuelle de surface des parois rocheuses du massif du Mont Blanc à l'aide du modèle TEBAL (vue depuis l'ouest ; drapage : E. Ployon). La température est comprise entre -1° C (orange foncé) et -13° C (bleu foncé) ; encadré : groupe de l'Aiguille du Midi (versants nord et ouest). *Orthophoto drapée sur MNT IGN, © IGN,Paris 2009 - Autorisation n° 80-9026..*

CONCLUSION

Combiner compréhension des processus, analyses statistiques et modélisation sur un site comme l'Aiguille du Midi permettra de mieux appréhender où, pourquoi et comment la dégradation du permafrost se produit en haute montagne. De plus, la réduction des incertitudes sur les données, les processus et les modèles améliorera notre capacité à prévoir les différents effets induits. Dans les prochains mois, en plus de l'étude de la fracturation du site et de la circulation d'eau induite et le suivi par laserscan des écroulements qui affectent la face SE de l'Aiguille du Midi-Arête des Cosmiques mentionnés *supra*, des recherches et instrumentations complémentaires sont prévues à l'Aiguille du Midi dans le cadre du WP4 « Mise en place d'un réseau de suivi du permafrost » de *PermaNET*. Il s'agira : d'installer des chaînes de thermistors dans des forages d'une dizaine de mètres pour mesurer les températures de la roche à plus grande profondeur ; de paramétriser et valider les modèles ; et de réaliser la modélisation numérique de la distribution 3D et de l'évolution des températures de subsurface, basée sur la combinaison de modèles de bilan d'énergie et 3D de conduction de chaleur.

L'Aiguille du Midi est bien en train de devenir un « *hot spot* » pour le permafrost alpin.

Remerciements

Nous remercions la Compagnie du Mont Blanc, et en particulier E. Desvaux, pour la confiance qu'ils nous accordent et les facilités d'accès au site qu'ils nous consentent. Cet article constitue une contribution au projet PermaNET, financé par le programme de Coopération Territoriale Européenne Espace Alpin (2007-2013) de l'Union Européenne.

Bibliographie

Böhlert R., Gruber S., Egli M., Maisch M., Brandová D., Ivy-Ochs S., Kubik P.W., Deline P., Haeberli W., 2008. Comparison of exposure ages and spectral properties of rock surfaces in steep, high Alpine rock walls; a field study at Aiguille du Midi (France). *In* Kane D.L., Hinkel K.M., éd., Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering – University of Alaska Fairbanks, 143-148.

Corbin P., Oulianoff N., 1956. Carte géologique du massif du Mont-Blanc (partie française) à l'échelle du 1/20000 - Feuille Chamonix. Notice explicative suivie d'une planche de coupes géologiques.

Deline P., 2001. Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? *Supplemento Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, 55-63.

Deline P., Jaillet S., Rabatel A., Ravanel L., 2008. Ground-Based LiDAR data on permafrost-related rock fall activity in the Mont-Blanc massif. *In* Kane D.L., Hinkel K.M., éd. : Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 349-354.

Fischer L., Kääb A., Huggel C., Noetzli J., 2006. Geology, glacier changes, permafrost and related slope instabilities in a high-mountain rock wall: Monte Rosa east face, Italian Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 761-772.

Gruber S., Haeberli W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S18, doi: 10.1029/2006JF000547.

Harris C., Vonder Mühll D., Isaksen K., Haeberli W., Sollid J.L., King L., Holmlund P., Dramis F., Guglielmin M., Palacios D., 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215–225.

Huggel C., Zgraggen-Oswald S., Haeberli W., Kääb A., Polkvoj A., Galushkin I., Evans S.G., 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5 (2), 173-187.

Krautblatter M., Hauck, C., 2007. Electrical resitivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112. doi:10.1029/2006JF000546.

Krautblatter M., Verleysdonk S., Flores-Orozco A., Kemna A., soumis. Quantitative temperature-referenced imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by high-resolution ERT and implications for rock slope stability (Zugspitze, German/Austrian Alps). *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*.

Ravanel L., 2007. Recensement et analyse des écroulements rocheux dans les parois à permafrost de haute montagne. Méthodes et premiers résultats pour le massif du Mont-Blanc. Mémoire de Master 2, Université de Savoie, Chambéry, 84 p.

Ravanel L., Deline P., 2006. Nouvelles méthodes d'étude de l'évolution des parois rocheuses de haute montagne : application au cas des Drus. *In* Amelot F., éd. : Actes du colloque Géologie et risques naturels - La gestion du risque au Pays du Mont-Blanc. Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 48-53.

Ravanel L., Deline P., 2008. La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie*, 4, 261-272.

Sosio R., Crosta G.B., Hungr O., 2008. Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology*, 100, 11-26.

Vonder Mühll D., Noetzli J., Roer I., Makowski K., Delaloye R., éd., 2007. Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004. *Glaciological Report (Permafrost)*, 4-5, 107 p.

UN ÉLÉPHANT VOLANT EST-IL UN OISEAU ?

PERSPECTIVES POUR L'OBSERVATION HYDROMÉTÉOROLOGIQUE DES MILIEUX DE MONTAGNE

Is it possible to take a big-eared flying elephant for a bird?

Perspectives for hydro-meteorological monitoring of mountainous catchments.

Georges-Marie SAULNIER, Thierry BARTH

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : georges-marie.saulnier@univ-savoie.fr

Résumé

L'hydrométéorologie dans les Alpes est largement sous-instrumentée. Environ 80 % des pluviomètres installés dans les régions alpines (40 000 km²) sont concentrés entre les altitudes 250 et 1250 mètres. Contrairement à ce que l'on pense couramment, les Alpes sont donc assez peu observées. Ceci est évidemment contradictoire avec la hausse des préoccupations sociales et environnementales qui se posent compte tenu des changements globaux très présents dans ces régions. Les raisons de ce sous-échantillonnage sont nombreuses. On peut citer par exemple la forte variabilité géographique et temporelle des variables météorologiques (difficulté à l'interpolation). Un autre frein est constitué par les coûts d'installation et de maintenance des appareils classiques qui doivent subir dans ces milieux de montagnes des contraintes pour lesquelles ils n'ont pas nécessairement été prévus (autonomie en énergie, rigueur des climats, phénomènes paroxysmiques : laves torrentielles, avalanches, etc.). Nous pensons qu'une nouvelle approche combinant l'instrumentation hydrométrique et la modélisation hydrologique physique peut être une des pistes permettant d'améliorer les bilans pluviométriques des milieux de montagne. Ce constat s'appuiera sur l'exposé d'une méthode originale d'analyse de la pertinence des modélisations hydrologiques ainsi que ses conséquences en termes de rétro-estimation des précipitations. Un réseau hydrométrique composé d'appareils novateurs, moins coûteux et adaptés aux conditions extrêmes (par exemple HyMAGE-TIP), couplé à des modélisations hydrologiques physiques doit permettre de soulager le cahier des charges d'un réseau de pluviomètres tout en obtenant un bilan hydrométéorologique correct et extensible en taille à des coûts moindres.

Mots-Clés *: hydrométéorologie, instrumentation, modélisation hydrologique, Alpes.*

Abstract

Hydrometeorology survey in the Alpes is clearly under-sampled. About 80 % of rain-gauges installed in the Alpines regions (40 000 km²) are concentrated within elevations ranging from 250 m to 1250 m. Despite what is commonly thought, Alpes are actually little observed. This is obviously a contradiction with the increase of social and environmental questions raised by global changes, which are known to be very sensitive in these regions. Many reasons can explain such a under-sampling of the Alpine hydrometeorology. For example the high geographical and temporal variabilities of meteorological variables lead to uncertain interpolation. Another difficulty stands in the costly installations and maintenances of classical sensors that must face severe conditions for which they were not settled (energy autonomy, severe weather conditions, natural hazards such as debris flow, avalanche, etc.). It is suggested that a new approach combining hydrometry and physical hydrological modeling may be one of the answer leading to improve the water balance in mountainous regions. This will be illustrated by the explanation of a new method for hydrological models relevancy analysis that may have interesting ability of retro-identification of precipitations. A hydrometric network making intense use of new sensor, less costly and well suited for hazardous conditions (such as the HyMAGE-TIP sensor), coupled with physical hydrological models may give relief to the specifications of the rain-gauges network. Relevant hydro-meteorological balance should be then possible at "low" cost with possible geographical spread out.

Keywords*: hydrometeorology, sensor network, hydrological modeling, Alpes.*

INTRODUCTION, PROBLÉMATIQUE

L'observation de l'hydrologie et de la météorologie des milieux de montagnes est une tâche difficile. Il est possible d'évoquer un ensemble de raisons matérielles à ce constat : conditions d'accès physiques aux points de mesures, rigueurs du climat vis à vis des tolérances des matériels, autonomie en énergie souvent nécessaire de ceux-ci mais contraignantes à réaliser, peu d'accès aux télécommunications (hertziennes, IP, GSM, satellite, *etc.*) compte tenu de l'encaissement des vallées et talwegs, vulnérabilité des appareils (avalanches, crues/laves torrentielles, foudre, etc.). Mais on peut également évoquer un certain nombre de raisons liées à la physique de ces milieux. Par exemple, la forte variabilité spatiale des caractéristiques météorologiques (la pluie par exemple) rend hasardeuse l'interpolation de réseau de mesures discrètes et implique en conséquence la nécessité de réseaux de mesures denses et donc très onéreux. Il en va de même pour la couverture neigeuse qui, au moment de la fonte, montre de fortes hétérogénéités en fonction de son état (humide, froid, sec, etc.) l'exposition des versants, de leur disposition les uns par rapport aux autres (ombrages), de la couverture végétale, etc. Egalement, la géologie superficielle et la géomorphologie ne sont pas souvent aisées à cartographier sur des surfaces de quelques milliers de km² et ajoutent encore à l'incertitude de la représentativité des réseaux de mesures actuels. Pour toutes ces raisons, force est de constater que notre observation hydrométéorologique des milieux de montagnes est encore largement insuffisante.

Pour le cas des Alpes françaises par exemple (superficie supérieure à 40 000 km²), seulement une soixantaine de stations pluviométriques de durée significative sont disponibles (Kieffer et Bois, 1997). A titre de comparaison (Le Lay et Saulnier, 2007), on dénombre environ 400 pluviomètres journaliers et 180 pluviomètres horaires sur la région Cévennes-Vivarais (Cèze, Ardèche, Gardons : 4500 km²). De plus, ce réseau de pluviomètres alpins est biaisé puisqu'il se répartit entre 75 et 1780 mètres d'altitudes et qu'environ 80 % de ces pluviomètres sont concentré entre les altitudes 250 et 1250 mètres (Kieffer et Bois, 1997).

Concernant l'hydrologie des cours d'eau alpins, le constat est proche. Pour exemple on peut consulter la carte de vigilances crues (http://www.vigicrues.ecologie.fr) : quatre stations sur les Alpes du Nord font l'objet d'une prévision des débits en temps réel contre plus d'une vingtaine sur une surface bien moindre en région Cévennes-Vivarais. Bien entendu, cette comparaison est très critiquable puisqu'elle n'évoque pas l'énorme différence entre les risques d'inondations des territoires alpins et cévenols, ni l'influence des ouvrages hydroélectriques sur la régulation de certains cours d'eau alpins.

Ces critiques ne sauraient toutefois remettre en cause le constat d'une sous-instrumentation hydrométéorologique des milieux de montagnes alpins. Ce constat est d'autant plus évident quand on tente de collecter des informations quantitatives pour entreprendre des recherches hydrométéorologiques dans ces régions. A ce titre d'ailleurs, on peut souligner l'absence de bases de données hydrométéorologiques disponibles décrivant dans la durée un territoire de montagne de taille significative. Les données sont souvent la propriété d'organismes dont on peut très bien imaginer, sans nécessairement les partager toutes, les raisons pour lesquelles ils ont des difficultés à les diffuser facilement.

Dès lors, comment envisager d'améliorer la densité (que l'on confondra ici avec la représentativité) de l'observation hydrométéorologique dans le milieu alpin ?

Une réponse simple mais coûteuse comme celle proposant de multiplier le nombre de pluviomètres dans les Alpes ne peut être la seule réponse envisageable à l'heure actuelle. L'installation de réseaux de pluviomètres est une nécessité mais ils ne seront malheureusement probablement jamais installés en nombre suffisant pour échantillonner correctement la variabilité spatio-temporelle des précipitations (sous formes liquide ou solide). L'utilisation des réseaux radars, qu'ils soient de longue portée (radars bande C du réseau de Météo-France par exemple) ou à courte portée comme les radars à bande X, n'est pas non plus une réponse évidente compte tenu des coûts et des perturbations qu'induit le fort relief de ces régions sur le signal radar (effets de masques, bandes brillantes, etc.).

De plus les moyens humains et financiers ne sont pas illimités et des questions comme celle de l'élaboration de descriptions pertinentes du cycle de l'eau en milieux de montagnes et de son interaction avec les changements globaux et les sollicitations socio-économiques constituent des urgences sociétales. Il est donc nécessaire d'imaginer maintenant des approches nouvelles et complémentaires pour améliorer le suivi hydrométéorologique en milieux de montagne. Cet article se propose d'en explorer une.

En effet, dans la suite de cette communication, nous présentons une méthode permettant de réduire les effets d'un constat d'échec des modélisations hydrologiques que nous expliquons également. Nous dessinerons ensuite un certain nombre de perspectives faisant usage de cette méthode et qui, selon nous, pourraient contribuer à envisager une nouvelle façon de construire le suivi hydrométéorologique d'une vallée étudiée. Cette approche couple véritablement l'élaboration de la donnée et la modélisation de la variable mesurée et peut contribuer, nous l'espérons, à permettre un suivi robuste et rapide de l'hydrométéorologie en montagne à des coûts non prohibitifs.

I - L'IMPASSE ACTUELLE DANS L'USAGE DE NOS MODÉLISATIONS HYDROLOGIQUES

1 - Problème posé par la calibration des modèles numériques

Les modélisations hydrologiques sont un outil d'aide à la compréhension, à la description et la représentation de nos connaissances sur le fonctionnement des bassins versants. Quel que soit le type de ces modèles, empiriques ou physiques, des calibrations sont nécessaires pour spécifier les valeurs de leurs paramètres non mesurables sur le terrain. Les raisons en sont multiples. Par exemple, elles peuvent être d'origines conceptuelles : certains paramètres ne sont pas directement liés à des caractéristiques physiographiques du bassin comme par exemple un coefficient de vidange d'un réservoir d'un modèle conceptuel. Quelques fois, les échelles de conceptualisation et d'instrumentation ne sont pas compatibles : comment mesurer l'épaisseur de sol « équivalente » d'un pixel de 250 m² d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) ? Souvent la taille des bassins étudiés rend impossible la mesure exhaustive de certains paramètres : comment cartographier, à la résolution de sa variabilité spatiale, la conductivité hydraulique des sols d'un bassin de taille supérieure à 100 km² ?

La calibration consiste alors à tenter d'estimer la valeur de ces paramètres non mesurables par tâtonnement, en cherchant à rapprocher le plus possible la simulation faite par le modèle de certaines variables pronostiques (par exemple le débit) en fonction des variables de forçages (par exemple la pluie). Ces « tâtonnements » sont bien entendu effectués la plupart du temps par des méthodes numériques complexes, systématiques et qui constituent un corpus de recherches méthodologiques autonomes.

Une conséquence bien connue de cette étape de calibration est que les valeurs des paramètres estimées de cette façon peuvent prendre des valeurs très différentes de leurs « vraies » valeurs (celles que l'on pourrait mesurer sur le terrain si cela était possible). L'étape de calibration cherche en effet à maximiser la ressemblance entre la simulation du modèle et les observations choisies pour l'optimisation, quitte à tordre la physique du modèle. Ainsi, rien n'empêche la calibration de forcer le modèle à adopter un comportement extrême ou irréaliste, par comparaison à ce que l'on observe sur le terrain ou par rapport aux hypothèses mêmes du modèle, si cela permet d'obtenir les calculs les plus précis possibles des quelques variables pronostiques optimisées par la calibration (d'ailleurs souvent réduites à une seule : le débit à l'exutoire du bassin). Ceci a des conséquences dommageables dans la validation des modélisations hydrologiques (même si le terme validation est encore le plus courant, on préférera dans la suite celui de corroboration).

En effet, quand on cherche à corroborer un modèle pluie-débit par exemple, c'est-à-dire à estimer sa pertinence pour un bassin versant, on compare en général son aptitude à correctement calculer les débits à certains points jaugés du réseau hydrographique, en fonction des pluies observées par rapport aux débits observés. On souhaiterait donc qu'un modèle à la physique inappropriée pour le bassin versant étudié fournisse de « mauvais » débits calculés et qu'un modèle à la physique cohérente avec la physiographie du bassin fournisse de « bons » débits calculés. C'est l'attente la plus légitime et qui devrait permettre de faire progresser nos modélisations en rejetant les mauvaises et en jugeant les progrès réalisés par nos recherches. Mais la calibration rend totalement incertaine cette attente.

2 - Un éléphant bien entrainé a les mêmes aptitudes au vol qu'un oiseau

Pour illustrer ce propos nous présentons l'utilisation de deux modèles : le modèle Dumbo et le modèle Oiseau. Ces deux modèles, dont nous ne donnerons volontairement les détails que plus tardivement dans cet article, ont des hypothèses de fonctionnement hydrologique opposées.

L'un fonde son hypothèse de génération du ruissellement sur un concept plutôt Hortonien (Horton, 1933). Ce type de ruissellement apparaît lorsque les intensités de pluie dépassent la capacité d'infiltration des sols : « le sol ne boit pas assez vite l'eau des pluies ». Dans ce cas, l'excédent stagne à la surface du sol et peut s'écouler sous l'effet de la pente. C'est le type de ruissellement le plus naturellement compris (et donc le plus étudié), observé (car il est visible à l'échelle de l'homme : quelques m²) et intuitif (ce qui achève d'en faire la base des cours d'hydrologie). Ce type de ruissellement est par exemple prépondérant dans les bassins aux sols compacts, peu pentus, faiblement végétalisés, aux climats plutôt arides (figure 1). Mais d'une façon générale ce type de ruissellement apparaît quand la texture du sol est la variable principale contrôlant le taux d'infiltration des précipitations.

L'autre modèle fonde son hypothèse de génération du ruissellement sur le concept Hewlettien (Hewlett et Hibbert, 1967 ; Cappus, 1960). Dans ce cas, les sols sont au contraire généralement capables d'infiltrer de grands volumes de précipitations et de grandes intensités de pluie. La capacité d'infiltration des sols n'est donc pas ici le facteur limitant. En effet, ce type de ruissellement est plutôt prépondérant dans les bassins aux sols végétalisés, faiblement ou fortement pentus, aux climats tempérés (figure 2). D'une façon générale, ce type de ruissellement apparaît quand la structure du sol permet de fait de grands taux d'infiltration. Dans ces cas, les pluies s'infiltrent en quasi-totalité et s'écoulent dans les premiers mètres du sol sous l'effet des pentes. Le long des versants, localement, le profil de sol peut par contre se gorger d'eau (rupture de pente, surplus d'eau drainée de la partie amont du versant). La précipitation tombée

Figure 1 - Exemples de sols générant principalement du ruissellement Hortonien (Australie ; photos G.M.Saulnier).

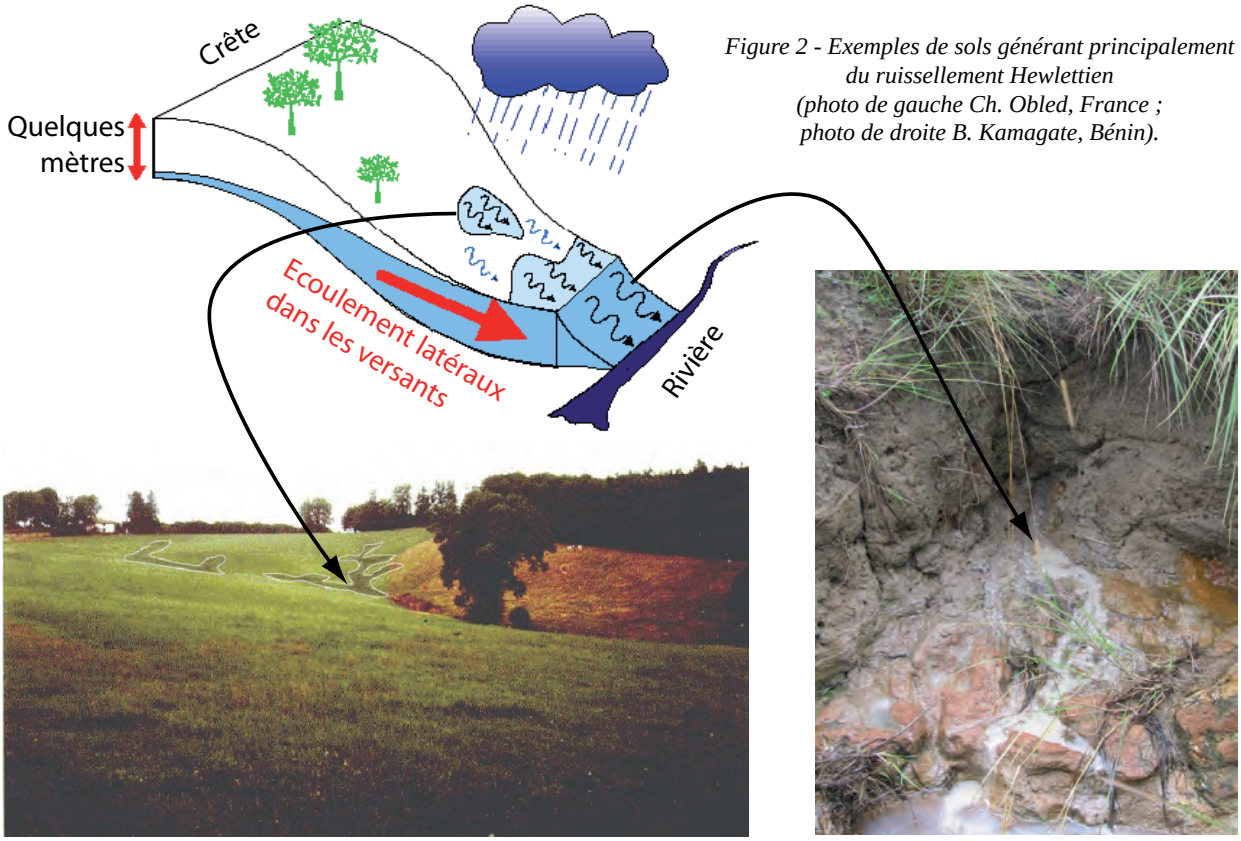


Figure 2 - Exemples de sols générant principalement du ruissellement Hewlettien (photo de gauche Ch. Obled, France ; photo de droite B. Kamagate, Bénin).

en ces endroits saturés ne peut alors plus s'infiltrer et s'écoule alors sous forme de ruissellement rapide jusqu'à la rivière.

Dans le fonctionnement Hewlettien, ce n'est plus « une fraction de la pluie qui ruisselle sur une très grande partie du bassin » (cas Hortonien) mais « une grande partie de la pluie qui ruisselle sur une fraction du bassin ». L'état d'humidité du bassin est le facteur prépondérant dans la genèse du ruissellement Hewlettien alors que dans le cas Hortonien ce sont les valeurs fortes des intensités des pluies. Si un bassin est Hewlettien, la structuration de ses sols suppose une forte capacité d'infiltration et donc la presque absence de ruissellement Hortonien (au-delà de quelques m²). À l'inverse, dans un bassin Hortonien, les sols sont compacts et présentent de faibles structurations qui rendent négligeable la formation de ruissellement sur surfaces saturées. C'est à ce titre que l'on peut qualifier les hypothèses de ruissellement Hortonien et Hewlettien de contradictoires.

Le modèle Oiseau et le modèle Dumbo, représentant chacun un de ces deux processus de génération du ruissellement, ont exactement le même nombre de paramètres à caler (deux). Nous omettons volontairement leurs descriptions pour le besoin pédagogique de la démonstration. Le transfert du ruissellement jusqu'à la rivière ainsi que la propagation en rivière sont calculés grâce à une fonction de transfert de type Hydrogramme Unitaire estimée préalablement par la méthode Différence Première de la Fonction de Transfert (D.P.F.T. : Duband *et al.*, 1993). Le but n'est pas ici de justifier les choix

algorithmiques de cet exercice mais de s'assurer que :

- la complexité des deux modèles est identique. Cette complexité est ici exprimée par le nombre de paramètres à caler, c'est-à-dire par leur nombre de degrés de liberté ;
- les processus de transfert sont résolus de façon identique pour les deux modèles et par une méthode qui ne nécessite pas d'hypothèse préalable sur le processus de ruissellement. Le transfert est donc indépendant des hypothèses de génération du ruissellement des deux modèles et leur est commun.

Ainsi, les différences constatées par la suite ne sont imputables qu'aux hypothèses différentes de fonctionnement des bassins versants proposées par les deux modèles.

Les deux modélisations ont donc été calées sur un bassin versant ardéchois : le bassin de l'Ardèche à Vogüe (640 km², figure 3). La figure 4 superpose les débits calculés par le modèle Oiseau et par le modèle Dumbo ainsi que les débits mesurés à la station de jaugeage de Vogüe. L'évènement considéré est celui du 2 novembre 1994. Il s'agit d'un évènement intense mais non extrême : les processus de genèse du ruissellement ont donc ici une importance grande au contraire d'un évènement paroxysmique où les valeurs des pluies contrôlent l'essentiel des valeurs de débits. Ces derniers sont encadrés à titre indicatif par une bande d'incertitudes de 20% qui représente le minimum d'incertitude que l'on peut attendre sur ces bassins cévenols très difficiles à jauger.

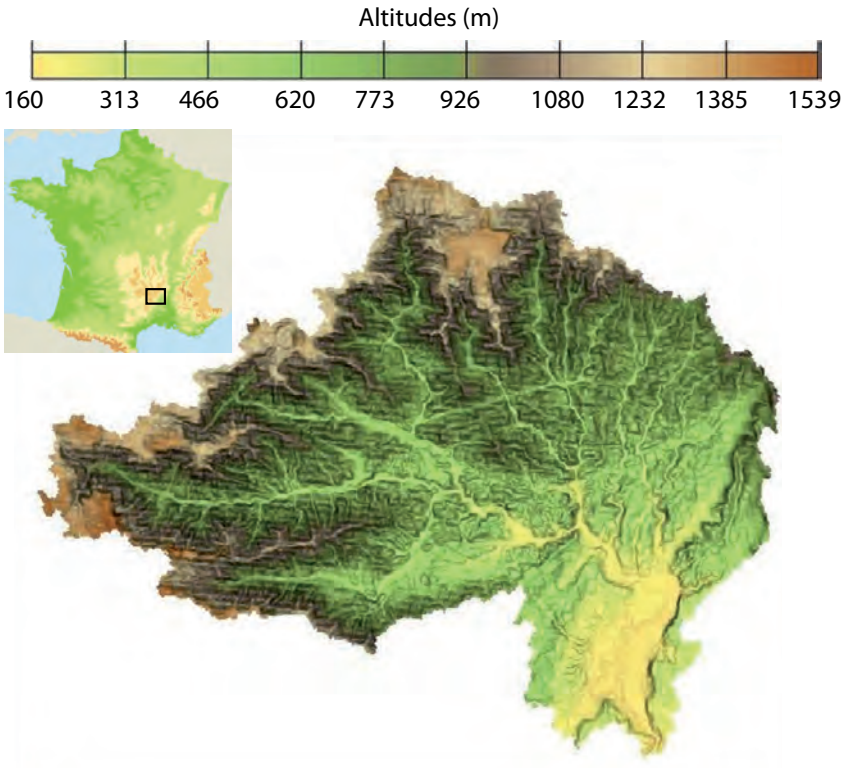


Figure 3 - Le bassin de l'Ardèche à Vogüe (640km², Ardèche, France).

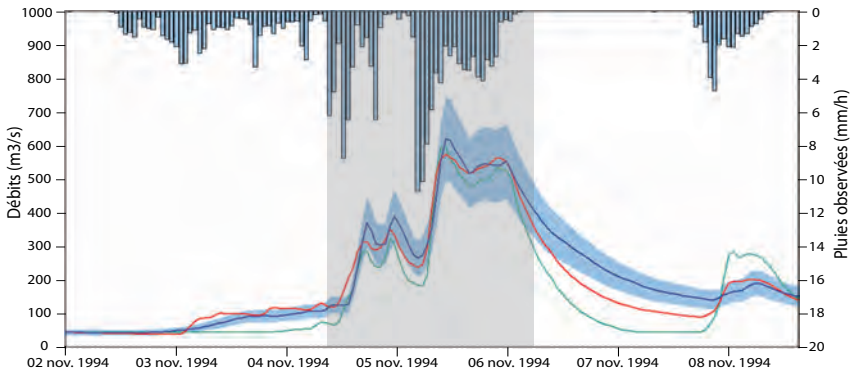


Figure 4 - Simulations par les modèles Dumbo (en vert) et Oiseau (en rouge) de l'épisode du 2 novembre 1994 à Vogüe. Comparaisons aux débits observés (en bleu).

On peut exprimer un certain nombre de remarques à la lecture de ce graphe :

- les deux modèles sont de façon quasi synchrone à l'intérieur ou à l'extérieur de la bande d'incertitude (à part pour les faibles débits où le ruissellement est négligeable dans la valeur du débit). Vis-à-vis de la génération du ruissellement ces deux modèles devraient donc être « acceptés » pendant la phase de crue autant l'un que l'autre ;
- les alternances montée de crue et décrue sont similaires pour les deux modèles. La montée au pic de crue est très bonne pour les deux modèles ;
- le pic de crue est légèrement mieux simulé par le modèle Dumbo ;
- le modèle Dumbo est désavantagé sur cet épisode pour les faibles débits et lors de la seconde remontée des débits en fin d'épisode. Il est juste toutefois de préciser que sur d'autres évènements de la base de données dont nous disposons le cas inverse est quelque fois observé ;
- globalement, les deux modèles se comportent de façon similaire compte tenu des incertitudes de mesures des débits et présentent le même

intérêt pour la prévision des crues en temps réel. Notons d'ailleurs que le modèle Dumbo est de la même famille que le modèle actuellement utilisé par le « Service de Prévision des Crues du Grand-Delta » (organisme en charge de la prévision des inondations en temps réel : http://www.gard.equipement.gouv.fr).

Si les deux modèles sont aussi performants l'un que l'autre dans la phase de ruissellement, cela pose le problème de la corroboration des modélisations puisqu'ils ont des hypothèses de genèse du ruissellement contradictoires. Comment dire que l'un des modèles a une physique plus cohérente avec la réalité physiographique de ce bassin alors que leurs débits calculés ne diffèrent pas significativement dans la phase de crue (*i.e.* là où le ruissellement est prépondérant) ? On constate ici à quel point la calibration des paramètres permet de rapprocher les débits simulés par un modèle des débits observés, mais au prix de la perte de la possibilité de critiquer objectivement les hypothèses du modèle.

II - DEVINER LES PLUIES A PARTIR DES SEULS DEBITS

1 - La proposition

La méthode originale que nous proposons pour solutionner cette difficulté repose sur une idée simple : les débits d'un bassin sont la combinaison (complexe) entre la physique de ce bassin et la chronologie des précipitations.

Cette physique de bassin, les deux modèles pensent en avoir une idée puisqu'elle fonde leurs hypothèses. Si nous « cachons » les pluies à un modèle est-il capable d'utiliser ses propres hypothèses sur le fonctionnement du bassin afin de « deviner » la chronologie des précipitations ?

En ne fournissant ainsi comme seule information au modèle la chronologie des débits, celui-ci devra compter sur sa seule physique pour reconstituer la chronologie des précipitations qu'il juge nécessaire pour reproduire les débits observés. Si nous parvenons à lui faire faire ce travail, nous pourrons comparer les pluies reconstituées par le modèle et les comparer aux pluies réelles. Puisque les modèles Dumbo et Oiseau ont des hypothèses différentes, nous pouvons alors nous poser deux questions :

- vont-ils reconstituer des chronologies de pluies suffisamment différentes et sans équivoque cette fois pour que l'on puisse distinguer l'effet de leurs hypothèses contradictoires ?
- un des deux modèles réussit-il à correctement reconstituer les précipitations, ce qui validerait a posteriori son hypothèse hydrologique ?

Dans cette démarche, seuls les débits sont fournis aux modèles. Ceux-ci n'auront donc pas la possibilité de faire prendre des valeurs irréalistes à leurs paramètres pour compenser leurs erreurs de raisonnement puisqu'ils n'auront pas accès à la connaissance sur les pluies. Cette démarche aurait ainsi l'avantage d'éviter le biais de la calibration illustré précédemment.

2 - La méthode

La méthode que nous proposons pour faire « inverser » la chronologie des pluies par un modèle quelconque à partir des seules valeurs de débits est un processus itératif. L'idée de base consiste à considérer au départ les pluies toutes nulles puis à les incrémenter petit à petit. Au départ, les débits que peut calculer le modèle à partir de ces pluies nulles est donc la version la plus sous-estimée possible du débit : celle où rien ne se passe à part une récession continue des valeurs de débits calculés (figure 5, étape A). Les débits calculés doivent donc être tous inférieurs ou égaux aux débits observés. En augmentant progressivement les valeurs de pluies, on doit toujours respecter cette condition puisque l'on choisit délibérément de partir de pluies sous-estimées.

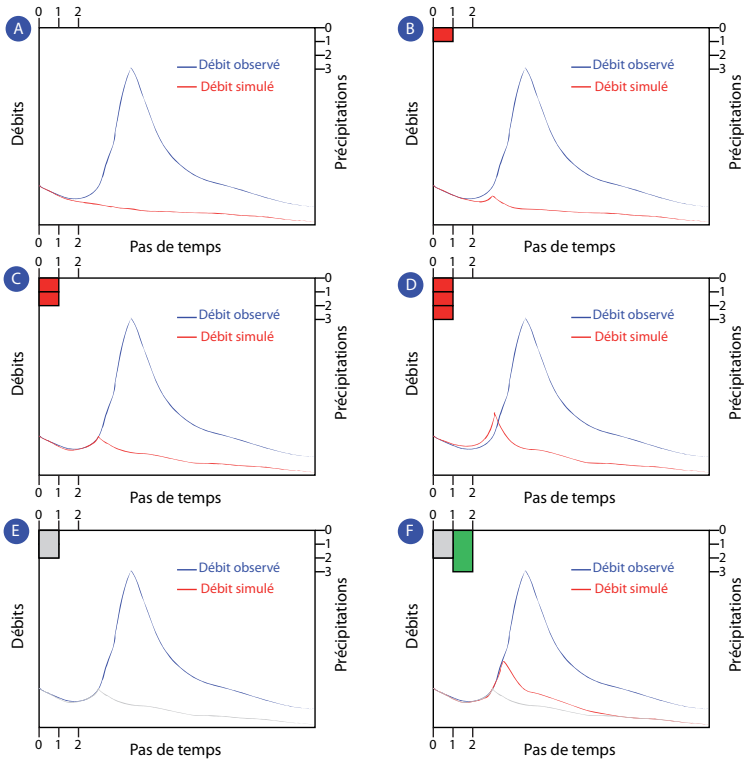


Figure 5 - Etapes de la méthode d'inversion de la chronique des pluies moyennes pour l'évènement du 2 novembre 1994 à Vogüe.

On cherche donc, en augmentant progressivement les valeurs des précipitations, à « remonter » les débits calculés jusqu'à coller le plus possible les débits observés. Le postulat « les débits calculés sont tous inférieurs ou égaux aux débits observés » est la condition logique centrale de l'algorithme.

Après avoir ainsi initialisé les pluies à des valeurs nulles, on s'intéresse aux valeurs de pluies pas de temps par pas de temps, du premier jusqu'au dernier. Pour le premier pas de temps de la série de pluie à deviner, on peut maintenant se poser la question de savoir si la pluie est effectivement « probablement nulle » ou « probablement non nulle ». Pour ce faire, on incrémente la valeur de pluie du premier pas de temps d'une valeur fixée, par exemple 1 mm/h. En refaisant une simulation à cette étape, les pluies devinées sont constituées d'un seul créneau de 1 mm/h au premier pas de temps et de pluies toutes nulles le reste du temps (figure 5, étape B). Ce scénario est donc encore un scénario sous-estimé puisque l'on considère l'arrêt des pluies après le premier pas de temps. Les débits calculés doivent donc être encore une fois tous inférieurs ou égaux aux débits observés. Si tel est le cas, on peut supposer que l'on a sous-estimé la pluie du premier pas de temps. Incrémentons donc encore une fois cette valeur qui vaut maintenant 2 mm/h (figure 5, étape C).

On itère ainsi jusqu'à ce que les débits calculés ne respectent plus la condition nécessaire d'être tous inférieurs ou égaux aux débits observés. Quand cette condition n'est plus remplie c'est que l'on vient de dépasser la valeur probable de pluie au premier pas de temps (figure 5, étape D). On revient donc à la dernière valeur testée pour le premier pas de temps que l'on fixe cette fois « dans le marbre » pour le reste de l'exécution de la méthode (figure 5, étape E).

On peut s'intéresser maintenant au deuxième pas de temps et refaire pour lui ce qui a été réalisé pour le premier pas de temps (qui a gardé sa valeur devinée) (figure 5, étape F). On itère ainsi pour tous les pas de temps de la série de pluie à deviner.

Pour calculer les débits à partir de cette reconstitution itérative des précipitations, le modèle a bien entendu besoin de connaître les valeurs des paramètres présents dans ses équations. Mais dans notre méthode, il ne les connaît pas et n'a pas de moyens de les fixer puisque nous l'empêchons d'user de la calibration. La méthode proposée va donc imposer au modèle de reconstituer les précipitations pour l'ensemble des combinaisons possibles de valeurs des paramètres du modèle. Dans les faits, seule une partie de ces combinaisons est testée : celle permettant d'échantillonner correctement (d'un point de vue statistique) l'espace possible de ces combinaisons de paramètres. Comme on le devine, cette méthode est donc très intensive d'un point de vue des calculs et ne fonctionnera que pour des modèles hydrologiques ayant des performances numériques suffisamment bonnes, ce qui de toute façon est une condition nécessaire de nos jours pour un modèle digne de ce nom (*i.e.* capable de simuler ses incertitudes, de recevoir en entrée des pluies bruitées, de réaliser de l'assimilation de données, etc.).

Dans l'exemple qui suit, par souci de clarté, nous ne présenterons pas l'ensemble des résultats de cette méthode appliquée aux deux modèles présentés plus haut. Nous présentons uniquement la reconstitution des précipitations donnant la meilleure proximité entre les débits calculés à partir de ces pluies inversées et les débits observés.

3 - Voler n'est pas un critère suffisant pour qu'un éléphant puisse être considéré comme un oiseau

Appliquée aux modèles Dumbo et Oiseau cette méthode fournit les résultats illustrés sur la figure 6. Sur cette figure sont comparées pour le modèle Dumbo et le modèle Oiseau les pluies réellement observées (vert) et les pluies devinées (bleu) par les modèles pour l'événement de crue du 2 novembre 1994 déjà présenté.

Il est intéressant de remarquer les différences bien davantage marquées cette fois entre les deux réalisations des modèles. Les allures des pluies reconstituées par les deux modèles amènent quelques remarques :

- le modèle Oiseau détecte très correctement les débuts et fin d'épisodes pluvieux et ce même pour l'averse en fin d'événement, malgré une interruption significative des pluies les 6 et 7 novembre 1994 ;
- le modèle Oiseau reconstitue des valeurs d'intensités maximales très proches de celles observées : 8,5 mm/h contre 8,75 mm/h en début d'après-midi du 4 novembre 1994, 10 mm/h contre 10,7 mm/h en fin de matinée du 5 novembre 1994 ;
- le modèle Oiseau représente relativement correctement l'amplitude de variation des précipitations entre l'accalmie des pluies à la fin du 4 novembre 1994 et leur reprise en début de journée du 5 novembre 1994 ;
- le modèle Dumbo présente des pluies respectant les alternances générales de hausses et de décroissances des intensités des pluies ;
- par contre l'allure des pluies reconstituées est bien plus mauvaise que celles du modèle Oiseau avec des intensités très sous-estimées et très autocorrélées ;
- l'interruption des précipitations des 6 et 7 novembre 1994 est complètement ratée.

Les deux modèles surestiment légèrement les précipitations réellement observées. Le modèle Oiseau reconstitue un cumul de 230 mm contre 212 mm observés (soit une surestimation de 8,5 %) et le modèle Dumbo reconstitue un cumul de 247 mm (soit une surestimation de 16,3 %).

L'exercice proposé est encourageant. En effet, au contraire de la comparaison floue des modèles après calibrations, les résultats de leurs reconstitutions des

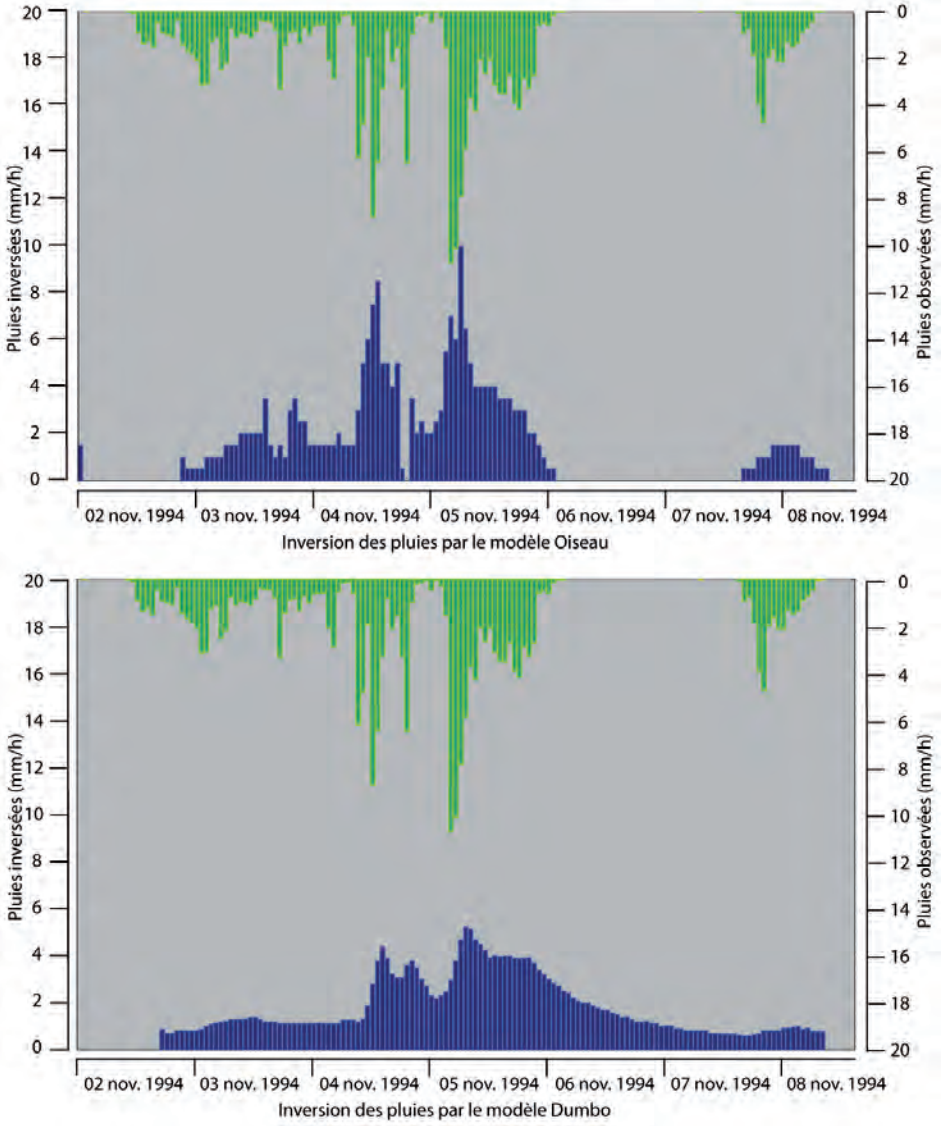


Figure 6 - Résultats de la méthode d'inversion des pluies appliquée aux modèles Dumbo et Oiseau pour l'évènement du 2 novembre 1994 à Vogüe.

pluies à partir des seuls débits conduit à pouvoir les discriminer sans ambigüité aux regards des allures de leurs pluies reconstituées. Deux modèles aux hypothèses physiques différentes fournissent donc des simulations différentes sans que ce résultat soit biaisé par les travers de la calibration. Qui plus est, il est possible de juger de la qualité de ces hypothèses en comparant les résultats avec des mesures de terrain. Ainsi, le modèle Oiseau peut être considéré comme pertinent pour la modélisation de ce bassin cévenol au contraire du modèle Dumbo alors que, rappelons-le, la classique comparaison de leurs performances en termes de reconstitution des débits après calibration ne le permettait pas rigoureusement. A ce titre, nous espérons que la méthodologie proposée constitue une piste sérieuse pour résoudre une partie de l'impasse actuelle de nos modélisations énoncée plus haut.

Pour informations, le modèle Oiseau est une version du modèle hydrologique TOPMODEL (TOPography-based MODEL, Beven et Kirkby, 1979 ; Beven et al., 1995) déclinée dans une version simplifiée (Saulnier et al., 1998 ; Saulnier et Datin, 2004). Le modèle Dumbo est le classique modèle SCS-CN (Soil Conservation Service, 2003). Les TOPMODELs sont très bien adaptés pour la représentation des écoulements de subsurfaces dans les versants et la genèse du ruissellement sur surfaces contributives (processus Hewlettien) alors que le SCS, qui calcule principalement le ruissellement en fonction des précipitations reçues, s'apparente à une représentation du ruissellement par le processus Hortonien.

III - Quelles perspectives pour l'instrumentation hydro-meteorologique des milieux de montagnes ?

La transition première est la suivante : on constate que la reconstitution des pluies est capable de donner des résultats corrects et ce d'autant plus que le modèle est proche de la physique du bassin puisqu'à l'inverse un modèle inadapté au bassin fournira des reconstitutions de pluies fausses. C'est donc un encouragement et une approche plus saine de la recherche en modélisation hydrologique qui ne calerait plus les modèles pour les rendre précis mais les améliorerait pour les rendre justes.

S'il devient enfin possible de critiquer les hypothèses physiques des modèles sans biais et d'améliorer

ainsi leurs pertinences on peut imaginer disposer de modélisations hydrologiques des milieux de montagnes de plus en plus physiques. Dans ce cas, pourquoi ne pas faire usage de ces modélisations physiques et justes pour accompagner l'instrumentation si difficile en milieux de montagnes ?

Comme on l'a expliqué, augmenter le nombre de capteurs du réseau de mesure de façon considérable (par rapport à l'existant) et suffisamment dense (par rapport à la forte variabilité spatiale de l'hydrométéorologie de montagne) est un but louable et de long terme mais inaccessible pour encore de nombreuses années compte tenu des moyens que cela engagerait. Parmi toutes les difficultés, la plus incontournable est probablement celle de la mesure dense et précise des précipitations en montagne. Pour répondre à cet écueil, la démarche « fusionnelle » entre instrumentation et modélisation que nous proposons pourrait s'articuler en trois points :

1 - L'hydrométrie

Un certain nombre de capteurs hydrométriques robustes, peu onéreux et adaptés aux milieux/conditions extrêmes voit le jour. Par exemple, EDYTEM, en collaboration avec un certain nombre de partenaires opérationnels (SCHAPI, Service de Prévision des Crues du Grand-Delta), développe un capteur hydrométrique basé sur l'utilisation de caméras vidéos (visible et infrarouge) nommé HyMAGE-TIP (http://www.hydro-meteo.fr). Ce capteur a l'avantage de ne pas être immergé dans le lit des torrents de montagne et de pouvoir être placé à bonne distance de ceux-ci. Il est donc beaucoup moins vulnérable que les capteurs hydrométriques classiques. Il a donc des conditions de fonctionnement indépendantes de l'état du torrent (crues/laves torrentielles). De plus, il présente des précisions de mesures fonction des propriétés géométriques de la scène filmée (contrôlables) et non des conditions hydrauliques des torrents (incontrôlables).

S'il est ainsi possible d'instrumenter dorénavant l'hydrométrie des cours d'eau de montagnes de façon relativement économe et robuste, il est aussi possible d'imaginer fonder un réseau hydrométéorologique de montagnes équipé par ces capteurs hydrométriques originaux de façon dense. Comme ces capteurs mesurent les débits, ils sont généralement installés plus en aval des torrents de montagne, ce qui correspond souvent à la présence proche de collectivités (*i.e.* infrastructures, énergies proches, relais de télécommunications proches) et des conditions d'accessibilité plus aisées que les versants sommitaux des montagnes. De plus, leurs mesures représentent un bilan hydrologique des bassins amonts qu'il est plus aisé de contraindre que celui de l'entrée des précipitations liquides ou neigeuses très variables dans l'espace. En effet, celles-ci sont dispersées sur un espace bien plus grand (la surface du bassin versant) que celui de la mesure de débit (la section transversale du lit du torrent à son exutoire mesuré).

2 - La modélisation

L'utilisation de modélisations physiques que l'on aura pris soin de rendre cohérentes avec la physiographie des régions étudiées (géomorphologie, géologie, hydrologie de surface, couvert végétal) peut permettre grâce à la méthode que l'on a présentée plus haut de reconstituer des chroniques de précipitations à partir des mesures de débits que l'on aurait réalisées. Toutefois, comme nous l'avons précisé plus haut, plusieurs reconstitutions de précipitations peuvent être produites par la méthode pour un modèle donné puisque les valeurs des paramètres de celui-ci ne sont pas connues. Dans l'exercice précédent, nous n'avons présenté que la meilleure de ces reconstitutions, mais il en existe d'autres, un peu moins bonnes mais tout à fait compatibles avec l'incertitude de mesures de ces pluies moyennes sur le bassin. De plus, les pluies peuvent être spatialement fortement hétérogènes sur un massif de montagnes. Sans entrer dans les détails, on peut montrer mathématiquement qu'il est possible d'extrapoler la méthode à la reconstitution de pluies spatialement distribuées. Mais encore une fois, c'est toute une gamme de précipitations reconstituées qui peuvent être produites par la méthode. Il convient donc de contraindre ces résultats en ajoutant des informations supplémentaires pour préciser les chroniques de précipitations.

3 - La météorologie

Un réseau de pluviomètres moins dense que celui nécessaire à un échantillonnage représentatif des précipitations de montagnes pourrait compléter ce dispositif. Des informations aussi « sommaires » qu'un cumul de précipitations, qu'une valeur d'intensité pluvieuse sur une courte durée (3 h - 6 h), que des informations relatives sur les pluviomètres ayant « probablement » reçu davantage de précipitations que d'autres..., sont autant d'informations qui peuvent être utilisées pour contraindre efficacement les reconstitutions de précipitations (spatialement distribuées ou non) précédemment élaborées. Ce type d'informations est souvent disponible mais actuellement inutilisable quand il s'agit de construire des chroniques de précipitations continues. Elles sont donc souvent ignorées : que faire de l'information « le seau s'est rempli au refuge du Jean Collet en 6 heures» ? Toutes ces informations éparses, incomplètes, non concomitantes peuvent par contre être utilisées dans le dispositif que nous proposons et ajouter à la précision des bilans hydrométéorologiques élaborés. Elles sont moins onéreuses à construire d'un point de vue financier mais aussi et surtout, méthodologique.

Conclusion

Depuis une vingtaine d'années, la littérature en hydrologie fait souvent état de l'impasse que constitue la critique de nos modélisations après leur calibration (Konikow et Bredehoeft, 1992). La compensation des erreurs des modèles qui sont toujours sur-paramétrés en est la cause. Cette sur-paramétrisation n'est souvent pas réductible puisqu'il faut que les modèles soient suffisamment complexes pour pouvoir répondre aux questions qui justifient leurs constructions. Mais l'insuffisance des données ne permet pas de contraindre la globalité de leurs structures.

Le manque de données hydrométéorologiques est encore plus criant dans les milieux de montagnes. La forte variabilité spatiale des variables climatiques et hydrologiques en est une cause. Les conditions souvent extrêmes que doivent supporter les capteurs installés sur le terrain en est une autre (crues/laves torrentielles, gel, faible accessibilité à l'énergie, etc.). Pour finir, les moyens financiers ne suivent pas car ils supposent d'être engagés de façon récurrente pour des résultats pas toujours faciles à valoriser aux vu des montants investis. Le besoin est pourtant grand compte tenu des nombreuses interrogations sociétales qui entourent la question des impacts des changements globaux sur les milieux de montagnes.

Nous avons proposé dans cet article une méthode permettant de vérifier la vraisemblance de la physique d'un modèle avec celle d'un bassin versant étudié. Cette méthode se fonde sur la possibilité de faire reconstituer à un modèle la chronique des précipitations étant donnée celle des débits mesurés. Deux modèles de physiques différentes reconstituent ainsi des chroniques de précipitations significativement différentes ce qui permet de les critiquer et les discriminer en s'affranchissant des biais propres à la calibration. Cette méthode permet de retourner au paradigme perdu postulant que différentes hypothèses hydrologiques doivent conduire à des qualités de résultats discernables.

Envisagée conjointement avec l'utilisation intensive de nouveaux capteurs hydrométriques adaptés aux conditions extrêmes de l'instrumentation en montagnes (tel que le capteur HyMAGE), nous pensons qu'il est possible d'envisager cette instrumentation comme une démarche couplant l'hydrométrie et la modélisation physique, tout en soulageant la difficulté principale de constitution de réseaux de pluviomètres denses et précis.

Ceux-ci pourraient être moins performants et donc moins couteux, tout en pouvant s'installer facilement (des pluviomètres totalisateurs par exemple plutôt que des pluviomètres à haute fréquence d'acquisition). La quantité de données pluviométriques peu riches (un cumul mensuel), éparses (quelques intensités sur des périodes réduites d'un événement) ou même relatives suffisent à contraindre les résultats de l'utilisation conjointe hydrométrie-modélisation pour préciser les chroniques météorologiques.

Ces études font l'objet de tests en grandeur nature sur un torrent de montagne : le torrent du Vorz à Sainte-Agnès (Massif de Belledonne, Isère) et seront publiés ultérieurement.

Bibliographie

Beven K.J., Kirkby M.J., 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*, 24(1), 43-69.

Beven K.J., Lamb R., Romanowicz R., Freer J., 1995. TOPMODEL. *Water Resources Publications*, 627-668.

Cappus P., 1960. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, A, 493-519.

Duband D., Obled Ch., Rodriguez J.Y., 1993. Unit hydrograph revisited: An alternate iterative approach to UH and effective precipitation identification. *Journal of Hydrology*, 150(1), 115-149.

Hewlett J., A. Hibbert, 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation uin humid areas. *In* International Symposium on Forest Hydrology, Pergamon, New-York, 275-290.

Horton R., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans. *American Geophysical Union*, 14, 446-460 1.1.1.

Kieffer A., Bois P., 1997. Variabilité des caractéristiques statistiques des pluies extrêmes dans les Alpes francaises. *Revue des Sciences de l'Eau*, 2, 199-216.

Konikow L.F., Bredehoeft J.D., 1992. Ground-water model can not be validated. *Advances in water resources*, 15(1), 75-83.

Le Lay M., Saulnier G.-M., 2007. Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events: Case of the 8-9 Septembre 2002 Cévènnes-Vivarais catastrophic event. *Geophysical Research Letter*, 34, L13401.

Saulnier G.-M., Obled Ch., Beven K., 1998. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 202, 158-172.

Saulnier G.-M., Datin R., 2004. Analytical solving of a bias in the TOPMODEL framework water balance. *Hydrological Processes*, 18(7), 1195-1218.

Soil Conservation Service, 2003. Soil Conservation Service Curve Number (Scs-Cn) Methodology. Kluwer Academic Publishers, Water Science and Technology Library, 536 p.

RETOUR D'EXPÉRIENCE SUR L'INSTRUMENTATION DU GLACIER DU BAOUNET

QUELS APPORTS POUR LA TRAÇABILITÉ DES MESURES ENVIRONNEMENTALES ?

THE INSTRUMENTATION FEEDBACK OF THE BAOUNET GLACIER STATION: HOW TO CONTRIBUTE TO THE TRACEABILITY OF THE ENVIRONMENTAL MEASUREMENTS?

SYLVAIN JOBARD

Ingénierie et Techniques d'Instrumentation pour les Suivis Environnementaux (ITISE), 120, Chemin Saint François, F 73500 Saint André.

Contact : sylvain.jobard@free.fr

RÉSUMÉ

Les campagnes de mesures hydro-météorologiques réalisées sur le glacier du Baounet (Savoie, France) depuis 2002 ont posé les bases d'un développement de techniques métrologiques inspirées du milieu industriel. Ces méthodes ont pour objectif de fiabiliser les mesures environnementales et de caractériser la qualité des résultats. Le retour d'expérience de l'exploitation de la station du Baounet montre que les pertes de temps induites par la mise en place de ces procédures sont largement compensées par les facilités d'exploitation qui en découlent. Le point le plus important demeure un progrès appréciable dans la traçabilité des résultats scientifiques des expérimentations de terrain. Les perspectives de ces travaux s'orientent vers une évolution de l'instrumentation couplée à des télémesures et vers la mise en place d'une charte métrologique.

***MOTS CLÉ** : MÉTROLOGIE, MONTAGNE, GLACIER, MÉTÉOROLOGIE, HYDROMÉTRIE, TRAÇABILITÉ.*

ABSTRACT

The hydro-meteorological data carried back from the Baounet glacier (Savoie , France) since 2002 have been used to develop metrological techniques inspired by the industrial circle. The aim of these methods is to enhance reliability of the environmental measurements and to characterize the quality of these results. The feedback of the Baounet station shows that the waste of time inferred by the execution of these procedures is widely compensated with an easier exploitation. The most important point is a progress in the traceability of the field results. The perspectives of this work are directed towards an instrumentation evolution, coupled with the telemetries and the setting up of a metrological charter.

***KEYWORDS**: ENVIRONMENTAL MEASUREMENTS, MOUNTAIN, GLACIER, METEOROLOGY, TRACEABILITY.*

Introduction

Le changement global est un phénomène planétaire maintenant admis par la majorité de la communauté scientifique. Les moyens d'observation ont largement progressé, notamment à l'aide des instruments embarqués sur les satellites, permettant ainsi d'obtenir des cartographies globales des variables climatiques. Cependant, ces observations doivent encore s'appuyer sur des mesures de terrain. L'ensemble de ces données météorologiques sert en général à alimenter des modèles numériques globaux (Bougeault *et al.*, 2001). L'exploitation globale de ces résultats reste cependant incertaine en raison du maillage insuffisant des stations de mesure.

En cas d'événement extrême, il devient nécessaire de déployer des observations supplémentaires (Joly, 2003). Ce problème est exacerbé en zone de montagne où les données sont rares et les conditions de terrain souvent très éloignées du standard habituel : une station dans un espace dégagé, sur un sol gazonné, ... (Hallot *et al.*, 2002 ; Thillet, 1997). Les effets de sites sont donc particulièrement importants et ne facilitent pas la tâche des modélisateurs (Bocquet et Thomas, 1989). Il est toutefois difficile de suivre des normes car les exigences du météorologue sont souvent bien différentes de celle de l'hydrologue ou encore du glaciologue (Kaser *et al.*, 2003 ; Manach, 2002 ; Richards, 1987). Actuellement, chaque discipline suit ses propres normes, induisant des variations dans la traçabilité des données provenant de différents organismes. Il en résulte des difficultés pour comparer les données provenant de stations appartenant à des réseaux différents. Dans ce contexte, la qualité des mesures et leur traçabilité doivent être évaluées afin de réaliser des croisements de données entre stations.

Cet article expose les réflexions suscitées par des travaux de recherche en milieu glaciaire pour la mise en œuvre de techniques de suivi métrologique à partir de méthodes employées dans les milieux industriels.

I - Méthodologie

1 - Présentation du site atelier du glacier du Baounet

Le glacier du Baounet se situe en Haute Maurienne (Savoie) sur la crête frontalière franco-italienne (figure 1), entre 2800 m et 3500 m d'altitude. Ce site a été instrumenté en 2002 dans le cadre d'un projet doctoral sur les fluctuations glaciaires et les processus d'ablation (Jobard, 2005). Les instruments ont été mis en place à proximité du front du glacier, à 2800 m d'altitude, pour suivre les entrées et les sorties hydrologiques du système glaciaire (Jobard et Dziwkoski, 2008). La finalité de cette expérimentation était d'établir un modèle en boîte noire du réseau de drainage interne au glacier. Les instruments mis en place sont : un capteur d'ensoleillement, un pluviomètre, des sondes de température de l'air et du niveau d'eau dans le torrent (limnimètre). Les capteurs sont raccordés à un enregistreur autonome (datalogger). Le dispositif est alimenté par un panneau solaire d'une puissance de 5Wc, couplé à une paire de batteries 12V de 7Ah. L'ensemble du matériel est conditionné dans un coffret étanche (IP65), placé sur un mât de 3,5 m de hauteur (figure 2). Seul le pluviomètre est installé au sol et le limnigraphe dans un tube de protection en PVC.

2 - Une démarche initiale hésitante

Dès le démarrage du projet, les objectifs scientifiques ont été cadrés autour des processus d'ablation à la surface du glacier et les réactions du système glaciaire aux changements climatiques. Le choix des instruments a été contraint par un souci d'homogénéité du parc existant dans le laboratoire. En revanche, les techniques de mise en œuvre et les procédures d'acquisition ont été complètement libres.

Le pas de mesure est ainsi déterminé empiriquement jusqu'à fixer son optimum. Dans notre cas, le torrent émissaire est affecté de crues journalières qui conduisent en général à un triplement du débit, avec un niveau d'eau variant de 10 à 50 cm dans la journée. La durée de montée en crue est de l'ordre de quelques heures. Pour cette étude centrée sur la modélisation des hydrogrammes de décrue, il était nécessaire d'échantillonner un minimum d'une dizaine de points pour décrire correctement la courbe de récession. Les enregistrements doivent donc avoir une résolution minimale d'une heure. Cet intervalle de mesure est suffisant pour pouvoir suivre les processus d'ablation à la surface du glacier et autorise des modélisations à haute résolution temporelle. En pratique, le pas de mesure est fixé à 10 minutes l'été et 30 minutes l'hiver pour économiser l'énergie devenant rare.

3 - Le cas des mesures de température

Les mesures de température de l'air sont directement liées aux effets d'abri entourant le capteur (Leroy, 2002). Il apparaît qu'un abri standard induit de sévères artéfacts de mesure. Le diagramme de la figure 3 montre que les écarts entre des mesures provenant d'un abri ventilé et d'un abri non ventilé peuvent atteindre la dizaine de degrés ! Il apparaît sur cette courte expérience que l'ensoleillement joue

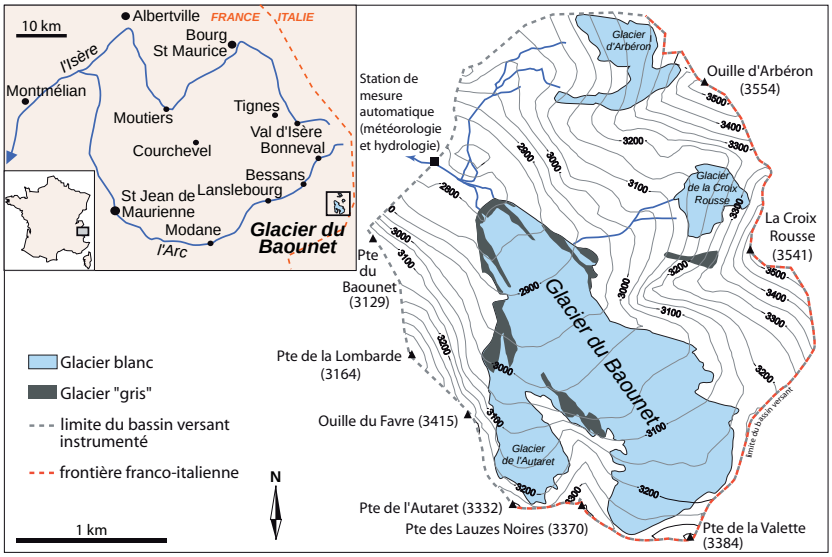


Figure 1 - Localisation du glacier du Baounet.

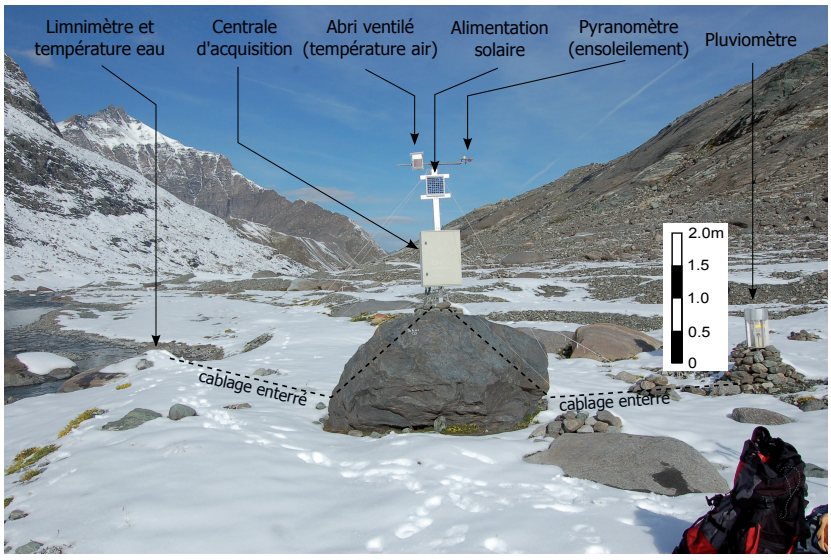


Figure 2 - Photo de la station du Baounet.

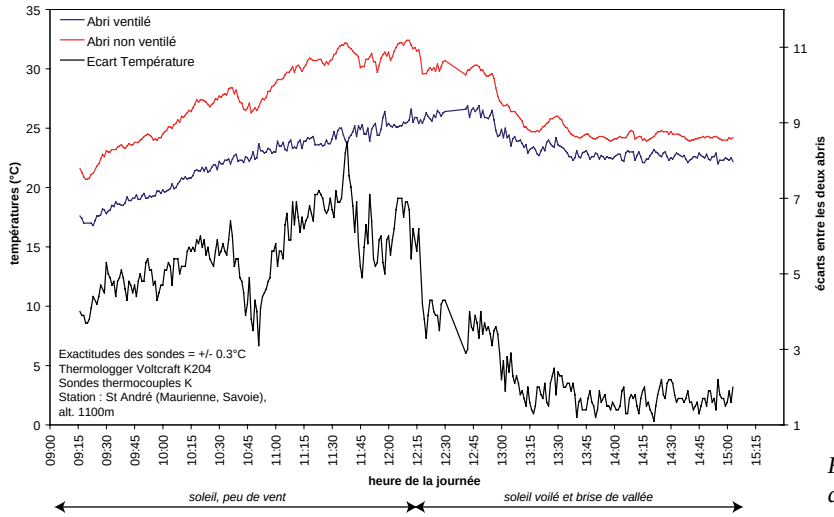


Figure 3 - Comparaison des températures d'abris ventilé et non ventilé.

un rôle majeur. Dès que le soleil se voile, et donc que le rayonnement incident diminue, les écarts de température entre les deux abris s'estompent.

Normalement, en plaine, ces biais sont intégrés dans les protocoles d'acquisition des réseaux météorologiques : toutes les stations sont affectées d'artéfacts similaires et les mesures traditionnelles interviennent le matin et le soir, à des heures où l'ensoleillement est faible. Or, le fait de réaliser des mesures en continu, à toute heure de la journée, pose le problème des biais liés à l'ensoleillement. Des stratégies sont donc mises en place afin de se rapprocher le plus possible d'une « vraie » mesure du phénomène que l'on veut étudier. Ce sont là les principes de base des procédures de contrôle et d'étalonnage.

Dans le cas du glacier du Baounet, il s'agit d'étude de phénomènes physiques mettant en jeu des processus de fusion de la glace, où quelques degrés d'erreur peuvent aisément induire à des raisonnements erronés. Il apparaît donc indispensable de recourir à un abri ventilé gommant au maximum les artéfacts liés à l'ensoleillement sur les mesures de température. Un abri spécifique a été développé, comportant une ventilation asservie par l'ensoleillement. Cet appareillage est constitué d'un panneau solaire de 0,5 Wc alimentant « au fil du soleil » un ventilateur de 60 mm de diamètre. L'ensemble a été testé en comparaison avec d'autres abris (standard MétéoFrance, tube ventilé à 0,5 m/s), sur une station comportant un pyranomètre et un anémomètre. Le coût de ce montage reste modeste (une centaine d'euros) et serait généralisable à d'autres stations.

4 - L'étalonnage

Lors d'une campagne de mesure, ou pour la comparaison de deux séries de mesures successives, il est fréquent que les données proviennent de sondes différentes (remplacement, usure…). Un doute apparaît alors systématiquement, avant même de traiter les données. Des vérifications s'imposent donc pour avoir la certitude d'une absence d'erreur dans les mesures en raison de ces changements de sondes, ou encore d'un parfait état de marche de la chaîne de mesure.

La vérification la plus simple consiste à comparer les mesures à un « standard » dont la qualité est connue. En pratique, lorsqu'il s'agit de comparer des données de deux sondes de température, la méthode consiste à rapporter chacun des capteurs à un « étalon ». C'est donc une logique de contrôle qui permet de s'assurer de la qualité des mesures. L'étalon employé pour la mesure de contrôle est lui-même comparé à un autre étalon d'ordre supérieur. Cette pyramide d'étalons conduit théoriquement jusqu'au LNE (Laboratoire National de métrologie et d'Essais) et ces étapes successives de comparaison constituent le « raccordement ».

Dans notre cas, le raccordement est resté indirect, en comparant les mesures de terrain à des instruments étalonnés par ailleurs dans un laboratoire accrédité Cofrac, lui-même raccordé au LNE. L'objectif de cette démarche est de réaliser la mesure la plus proche possible de la réalité, sans avoir recours à des corrections statistiques entre plusieurs sondes ou stations.

5 - La traçabilité

La logique d'étalonnage se prolonge avec la notion de « traçabilité », assurant une transparence totale entre le capteur et l'archivage des données. Cette notion, issue du milieu industriel, apporte des solutions très simples aux risques de dérive dans l'utilisation des stations de mesures autonomes, notamment une confiance aveugle dans les prescriptions des constructeurs.

En pratique, un jeu de procédures est établi pour suivre le parcours des données acquises sur le terrain. Ce sont des documents décrivant toutes les étapes des mesures, depuis la réception du matériel neuf jusqu'à l'archivage des données traitées. Entre ces deux extrêmes, se trouvent les procédures de contrôle et d'étalonnage des chaînes de mesures, assurant le raccord avec les systèmes de mesures nationaux et internationaux. Ces procédures interviennent aussi dans le choix des systèmes de mesure lors de projet d'équipement de nouveaux sites, notamment en précisant le cahier des charges pour le type de matériel recherché.

La volonté d'assurer une traçabilité des données n'est pas nouvelle et elle est déjà largement employée dans le milieu industriel et dans les grands organismes d'Etat. La charte qualité hydrométrique, éditée par le Ministère de l'Écologie, de l'Energie, du Développement durable et de l'Aménagement du territoire, est basée sur ces concepts de traçabilité des mesures environnementales (Forray *et al.*, 1998).

II - RÉSULTATS

Le développement de la station du Baounet et son exploitation depuis 2002 ont conduit à la création d'outils de gestion spécifiques. Ces dispositifs se complètent mutuellement pour former un ensemble méthodologique cohérent (figure 4). Ces mécanismes, largement inspirés des techniques métrologiques industrielles, ont été adaptés aux contraintes du site. Néanmoins les possibilités de généralisation de cette méthodologie ont été intégrées dès sa conception, afin de pouvoir la transposer à d'autres sites de mesure.

1 - Les procédures

Ce sont des documents de quelques pages au maximum décrivant l'ensemble des opérations nécessaires à l'acquisition des données. Par exemple, les étalonnages, l'archivage des données et le mode de structuration, sont décrits dans le détail. La finalité de ces documents est de constituer une base de travail de référence pouvant être consultée à tout moment par des partenaires ou permettant de transmettre les méthodes à des collaborateurs. Ce système peut apparaître comme un carcan rigide et formaliste, mais il évolue constamment, au gré des avancées technologiques et des améliorations constantes dans les techniques de travail.

2 - Le Suivi Métrologique Informatisé (SMI)

Il s'agit d'une base de données qui rassemble l'ensemble des opérations concernant les dispositifs de mesure et les stations d'un même réseau de mesure. La page principale prend la forme d'un registre chronologique comprenant : dates, station, élément, action, lien hypertexte, remarque et suspens. Cette base de données permet de relier les interventions sur les chaînes de mesures avec les fichiers de mesure, les protocoles d'acquisition, pannes etc. À partir du SMI, il est possible d'extraire à tout instant les grandes actions qui ont affecté la vie de la station. De même, lors de la préparation de mission, il est particulièrement aisé de souligner les questions en attente et les actions à réaliser lors de la prochaine visite de terrain. À ce titre, c'est un assistant de gestion de la station facilitant le suivi et la maintenance des chaînes de mesures. Cette base est

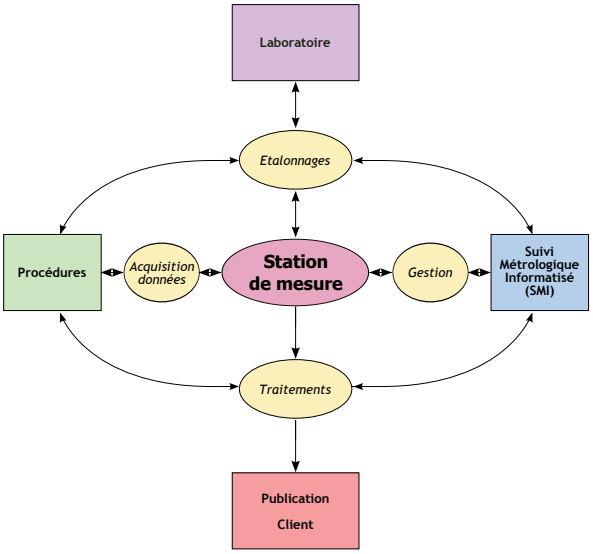


Figure 4 - Organisation du suivi métrologique.

compatible avec un assistant personnel, ce qui permet de disposer des données directement sur le terrain et de noter en temps réel les actions réalisées sur site. Un résultat concret est le gain de temps dans ces tâches de gestion, compensant très largement les pertes de temps pour mettre en place le dispositif.

3 - Le cahier de la station

Ce document essentiel renferme toutes les informations de la station : fichiers de mesure, données mises en forme, fiches d'étalonnage, plaquette de présentation de la station, etc. En pratique, il prend deux formes : un tirage papier des documents et un format numérique. Le cahier de la station est un complément au SMI car il apporte l'ensemble des pièces justificatives mentionnées. Un accent est porté sur l'archivage des documents obsolètes (fiches d'étalonnage de capteurs remplacés...) afin de retracer l'ensemble des séquences de mesures de la station et de pouvoir justifier la qualité de mesures anciennes. Cette précaution évite de posséder des fichiers de mesure dont l'origine n'est pas traçable.

III - PERSPECTIVES

1 - Les télémesures

L'écueil principal de la station du Baounet, et de nombreuses stations de montagne, est l'éloignement. Les visites de terrain sont contraintes par la nécessité de récupérer les données et de réaliser un contrôle physique de la structure de la station. De longues et fréquentes visites sur place sont indispensables pour maintenir les appareillages fonctionnels. Une solution serait le transfert des données par un dispositif de télétransmission, comme par exemple un modem GSM. Malheureusement, l'isolement extrême de la station du Baounet la place en dehors de toute couverture de relais GSM. Techniquement, il existe des solutions par téléphone satellitaire, mais les coûts en matériel et abonnements restent très élevés.

Un projet plus ambitieux est en cours de réflexion pour le développement d'une plateforme de télémesures mixtes (mesures physiques et imagerie automatique) pouvant être déployée sur des terrains métropolitains isolés ou lointains (Canada, États-Unis, Islande…). Le transfert de données serait assuré par une liaison satellite haut débit.

2 - Une charte métrologique de l'environnement

Le but est de mettre en place une série de recommandations afin d'afficher et de respecter une traçabilité optimale des mesures réalisées sur le terrain. Cette démarche se rapproche de celle développée en hydrométrie par les Diren (Forray *et al.*, 1998). A très court terme, ce travail collectif implique une perte de temps relative pour établir et appliquer quelques règles de bases. Mais il apparaît rapidement qu'à moyen et long terme, ces préconisations apportent un gain appréciable de temps et surtout une transparence dans la traçabilité des données. Lorsque ces mesures ne servent qu'à des objectifs de recherche fondamentale, l'application de ces règles ne semble pas primordiale. Lorsqu'il s'agit cependant de contrat de recherche passé avec des partenaires privés, il deviendra indispensable de se rapprocher alors de normes similaires à celles en vigueur dans l'industrie.

Pratiquement, cette charte prendrait la forme d'un document synthétique posant les bases de travail pour assurer la traçabilité des données environnementales. Elle pourrait être issue de séances de réflexion à l'échelle du laboratoire sous la forme de séminaires dont les objectifs seraient de croiser les approches actuelles et d'inventorier les techniques de travail communes. Dans un second temps, l'utilisation d'étalons communs concrétiserait cette approche métrologique globale.

IV - Conclusion : les mesures automatiques, progrès ou piège ?

L'avènement des enregistreurs automatiques a ouvert la voie à des études basées sur l'acquisition de données environnementales à haute résolution temporelle. Cette évolution technique implique une révolution dans un champ disciplinaire qui tend à répondre à des études comprenant une part grandissante de données quantitatives. Les rapports qualité / prix des chaînes de mesure sont de plus en plus favorables à des possibilités d'instrumentations nouvelles. Par ailleurs, les défis à relever se précisent chaque jour avec les problématiques d'impacts du changement global. Le recours à des stations de mesure s'impose naturellement.

Ces appareillages posent cependant un problème majeur en délivrant très facilement des fichiers de mesure à haute résolution temporelle. Le plus souvent, il est tentant de ne faire confiance qu'aux prescriptions des constructeurs et le contrôle des instruments est considéré comme une perte de temps. Or le matériel est soumis à des contraintes physiques fortes (variation de température, humidité, etc.). Dans ces conditions, comment peut-on assurer une qualité similaire à celle obtenue sur la paillasse d'un laboratoire où les principaux paramètres physiques sont contrôlables ? La réponse qui a été apportée par l'étude hydrométéorologique du Baounet est un recours systématique aux étalonnages et à un contrôle étroit des chaînes de mesures. Cela implique une grande humilité sur les expérimentations de terrain, mais les garde-fous représentés par les méthodes mises en place (procédures, suivi métrologique informatisé, cahier de station) ont pour but de garantir la traçabilité des données jusqu'à leur archivage.

La généralisation de ces méthodes à d'autres sites d'étude pose les bases d'une autre approche des mesures de terrain, dans laquelle la traçabilité des résultats scientifiques constitue un savoir faire à part entière. Un tel positionnement constitue une condition essentielle pour une intensification de la part des études environnementales quantitatives dans les recherches actuelles et permet d'envisager une forme de valorisation économique des recherches universitaires.

Remerciements

Un remerciement particulier est adressé à Angela et Silvana pour leurs traductions et relectures des résumés en anglais. Les mesures de terrain n'ont été possibles qu'avec les participations de nombreuses personnes, en particulier Gérard, Yoann, Michel… Une pensée est adressée à Marc Jacquemmoz pour les échanges et les discussions autours des capteurs et des chaînes de mesure.

Bibliographie

Bocquet G., Thomas A., 1989. Mesures hydrologiques et climatologiques en haute montagne - Les handicaps du milieu. *Revue de Géographie Alpine*, LXXVII 1-2-3, 95-104.

Bougeault P., Richard E., Roux F., 2001. L'expérience MAP sur les phénomènes de mésoéchelle dans les Alpes. *La Météorologie*, 33, 16-33.

Forray N., Auer J-C., Brochot J.-F., Eraud Y., Avriaud A., Ghio M., Lallement C., Lang M., Odier M., Scherer C., 1998. Charte qualité de l'hydrométrie - Code de bonnes pratiques. Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable et de l'Aménagement du territoire, 56 p.

Hallot H., Labyt D., Tomasini M., 2002. Météorologie Générale. Subdivision Météorologique de l'Ecole Nationale de l'Aviation Civile, 2e édition 2003, Météo-France et ENAC, 325 p.

Jobard S., 2005. Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Age Glaciaire. Thèse de doctorat, Université de Savoie, non publiée, 267 p.

Jobard S., Dzikowski M., 2008. Les réseaux de drainage glaciaire et les milieux karstiques : analogies morphologiques et modélisations hydrologiques. *Karstologia*, 51, 45-50.

Joly A., 2003. L'observation adaptative. *La Météorologie*, 43, 22-36.

Kaser G., Fountain A., Jansson P., 2003. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers, IHP-IV Technical Documents in Hydrology, N°59, UNESCO, 107 p.

Leroy M., 2002. La mesure au sol de la température et des précipitations. *La Météorologie*, 39, 52-56.

Manach J., 2002. Les besoins en observation des prévisionnistes. *La Météorologie*, 38, 22-28.

Richards K., 1987. Rivers channels. Environments and process. Blackwell, 391 p.

Thillet J.-J., 1997. La météo de montagne. Seuil, 188 p.

L'EXPLORATION DU CRYOKARST GLACIAIRE ET SON INTÉRÊT SCIENTIFIQUE POUR L'ÉTUDE DU DRAINAGE DES EAUX DE FONTE

PORCHES, CAVITÉS, CREVASSES, BÉDIÈRES ET MOULINS

GLACIAL CRYOKARST EXPLORATION AND HIS SCIENTIFIC INTEREST IN THE STUDY OF MELT WATER DRAINAGE: GLACIAL MOUTHS, CAVITIES, CREVASSES, BEDIERES AND MOULINS

LUC MOREAU

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : moreauluc@club-internet.fr

RÉSUMÉ

Il est important de connaître les conditions de circulation des eaux dans les niveaux supra-, intra- et sous-glaciaire, car leur rôle est primordial pour l'écoulement du glacier, l'érosion de gorge ou de vallée, la déformation du till sous-glaciaire, et la formation des poches d'eau ou des lacs. Pourtant, les niveaux intraglaciaire et sous-glaciaire restent encore mal connus, car l'accès y est difficile et très localisé.

Nous présentons brièvement les différents accès naturels qui permettent de pénétrer les glaciers, en particulier les moulins, dont l'exploration nous renseigne sur les conditions de drainage qui contrôlent le glissement des glaciers – avec une accélération l'été dans les Alpes, mais également au Groenland depuis quelques années. Les crevasses marginales qui favorisent la circulation de l'eau vers les marges et la contribution possible de celle-ci dans le creusement des vallées en auges sont évoquées.

MOTS-CLÉS *: HYDRO-GLACIOLOGIE, CRYOKARST, BÉDIÈRE, MOULIN, ALPES, GROENLAND.*

ABSTRACT

Drainage conditions of the water in the different levels of the glaciers are important, because of its control on ice flow subglacial erosion of grooves or valleys, subglacial till deformation, and formation of water pockets or lakes. But intra- and subglacial levels are still poorly known, because the access is difficult and very local.

We present the different natural access to enter the glaciers. Moulins are probably the most suitable to document drainage conditions that control the sliding of glaciers and its acceleration observed in summer in the Alps, and in Greenland since a few years. The role in terms of erosion of marginal crevasses that drain water towards the margins of the glacier, and its contribution to the trough erosion, are emphasized here.

KEYWORDS: *HYDROGLACIOLOGY, CRYOKARST, BEDIERE, MOULIN, ALPS, GREENLAND.*

« Quelle chance auront nos successeurs…
peut-être un jour de découvrir le monde sous-glaciaire et tous ses mystères. »
(Louis Agassiz, 1807-1873)

Introduction

Le cryokarst est l'ensemble des cavités naturelles supra-, intra- ou sous-glaciaires, chenaux, galeries, conduits, sculptés par les eaux ou l'air chaud, ou qui résultent de la topographie et de la déformation du glacier. Son rôle est primordial pour le drainage des eaux de surface vers la base du glacier. Il peut sembler paradoxal que le glacier, masse d'eau à l'état solide, soit parcouru en tout sens par l'eau liquide du printemps à l'automne, voire même en hiver. Cette eau a plusieurs origines :

- eau atmosphérique (pluie) ;
- eau de fusion de la neige, une fusion qui est totale jusqu'à la ligne d'équilibre glaciaire mais possible jusqu'à 3700 m d'altitude dans les Alpes, où elle imbibe le manteau neigeux et rend la glace tempérée (très proche du point de fusion) en fin d'été ;
- eau de fusion de la glace de surface (12-15 m de glace fondue l'été à la Mer de Glace au niveau du Montenvers ;
- eau de fusion de la glace basale, qui résulte du frottement et du flux géothermique ;
- eaux de fonte des versants, qui accèdent latéralement à la base du glacier ;
- sources sous-glaciaires enfin.

Dans les glaciers tempérés, ou qui vont le devenir avec le réchauffement climatique, l'eau liquide est donc présente en grande quantité, et ces glaciers sont à l'origine de rivières. Les eaux ont également un rôle très important dans la dynamique glaciaire et dans l'érosion du lit rocheux. Cette eau ne regèle pas dans le glacier tempéré et elle peut s'accumuler dans les crevasses ou sous forme de lacs ou de poches d'eau sous- ou intraglaciaires (glacier de Tête Rousse en 1892) dont les volumes ne permettent pas leur congélation totale.

L'été, l'eau de fonte s'écoule en petits ruisselets de surface sur la glace imperméable, puis dans des bédières, pour finalement se perdre dans des crevasses ou des moulins, ou alimenter un lac supraglaciaire (photo 1), un lac de confluence (glacier du Gorner) ou un lac juxtaglaciaire, à barrage morainique (lac du Miage) ou glaciaire (Marjelensee au glacier d'Aletsch). Dans le glacier, l'eau transite à travers la masse de glace à la faveur de fractures et de chenaux intraglaciaires avant de rejoindre par gravité le lit rocheux, puis de ressortir au front du glacier par un porche glaciaire. Pendant tout son parcours, l'eau a creusé et emprunté le cryokarst pour arriver à l'exutoire où elle devient rivière.

Photo 1 - Bédière et lacs supraglaciaires au nord du glacier d'Illulissat (Groenland, 07/2007).

I - LES CAVITÉS NATURELLES SUR LA MARGE DES GLACIERS

1 - Porches glaciaires : les premières explorations

Ce sont certainement les porches (ou portails) glaciaires qui ont été les premières cavités visitées, du fait de leur facilité d'accès (figure 1). Sources de rivières, comme l'Arveyron au front du glacier des Bois (Mer de Glace), les porches grandioses sont longtemps restés des lieux touristiques, bien que parfois dangereux à cause d'une glace peu épaisse, fracturée, et des chutes de pierre fréquentes depuis la surface du glacier. Les courants d'air chauds agrandissent les porches lors des canicules et sculptent des alvéoles sur les parois (photo 2).

Figure 1 - Visite du porche glaciaire de la Mer de Glace au XVIII^{e} siècle (gravure de Grundman-Lamy, Musée Alpin de Chamonix).

Photo 2 - Portail glaciaire de la Mer de Glace (2008).

Certains porches glaciaires au Groenland ont permis de remonter plus d'un kilomètre en amont dans le glacier, comme lors de l'expédition 1989 de J. Lamberton et J.-M. Boivin au Groenland occidental. Lorsque la géothermie est active, avec exsurgence d'eaux chaudes, des chenaux parfaitement semi-circulaires sont sculptés et conservés sous la glace toute l'année, comme en Islande sous le Vatnajökull.

Dans ces exutoires naturels, des mesures de l'érosion par les eaux généralement sous pression sont possibles, en encastrant pendant l'hiver dans le lit rocheux des blocs rocheux calibrés. Cette érosion peut atteindre plusieurs millimètres par an sur des gneiss (Röthlisberger, 1972) ou sur des quartzites lorsque les eaux sont chargées de silice (glacier d'Argentière ; Vivian 1975).

2 - Les cavités de décollement sous-glaciaires

Les cavités sous-glaciaires qui se forment à l'occasion du décollement d'un glacier tempéré à l'aval de protubérances rocheuses sont parfois accessibles sur ses marges, ce qui permet d'y observer la structure de la glace basale, voire de mesurer le glissement basal. Cette glace basale, généralement chargée en sables et particules plus grossières, engendre le polissage du lit rocheux par abrasion. Son épaisseur est variable, mais elle présente une limite franche avec la glace pure au-dessus ; elle résulte du phénomène de fusion-regel lorsque le glacier franchit une protubérance rocheuse : la glace au contact de la face amont de la protubérance fond, du fait de la pression ; cette eau regèle à l'aval, incluant les débris rocheux. L'analyse de son épaisseur et de sa déformation renseigne sur les conditions du glissement et les fortes pressions à la base du glacier.

3 - L'accès est-il possible par les crevasses ?

Louis Agassiz, qui avait compris l'intérêt d'accéder à l'intérieur du glacier, fût le premier scientifique connu à sonder une crevasse (Agassiz, 1847). Il se fit descendre dans l'une d'elles au bout d'une corde en 1840 – mais celle-ci était remplie d'eau à quelques mètres de profondeur. C'est la volonté de comprendre ce qui gouvernait le mouvement des glaciers, bien visible en surface par l'ouverture des crevasses

Photo 3 - Crevasse dans le massif du Mont Blanc.

et le déplacement des blocs erratiques comme ceux de l'hôtel des Neuchâtelois sur l'Unteraargletscher, qui explique ces premières tentatives d'observation de l'intérieur au XIX^{e} siècle.

Les crevasses sont des fractures de surface (photo 3) qui résultent de contraintes que la déformation de la glace visco-plastique ne parvient plus à encaisser. Ces contraintes sont engendrées par la pente du glacier, la topographie du lit rocheux, ou la vitesse différente des courants de glace d'un glacier. Les crevasses n'excédent généralement pas 30-35 m de profondeur dans la glace tempérée, car la déformation en profondeur tend à resserrer les parois. Elles peuvent être plus profondes du fait d'une accumulation de neige en surface, ou dans le cas de la rimaye, qui sépare le glacier de la paroi rocheuse. Si leur exploration est généralement limitée, les crevasses sont aussi à l'origine de puits profonds creusés par l'eau de fonte, les moulins.

II - Les bédières et les moulins : le drainage des eaux de surface

1 - Les bédières

Les bédières sont principalement alimentées par les eaux de fonte et, secondairement, par les pluies. Les plus forts débits s'observent en fin d'après midi – des eaux qui ne parviennent à la base du glacier que plusieurs heures plus tard. Leur mesure est indispensable si l'on veut évaluer la vitesse de formation des cavités et des moulins (photo 4). Les bédières les plus importantes se trouvent dans les secteurs de fonte étendus et peu pentus – un glacier raide et crevassé ne présente pas de bédières développées.

Photo 4 - Mesure de débit sur une bédière au Groenland (photo : P. Bourseiller).

Les bédières de la calotte groenlandaise, bien visibles sur les images satellite, drainent des dizaines de km² et peuvent atteindre 30 à 50 km de longueur. Elles apparaissent l'été dès 1500 m d'altitude (à la latitude du cercle polaire arctique), et s'écoulent vers les marges de l'inlandsis par de grandes surfaces légèrement vallonnées. Leur débit atteint couramment 40-50 m^3/s (photo 4). Elles ont la particularité d'être souvent couvertes de ponts de neige et de glace, qui se consolident par les embruns qui regèlent par-dessous.

Les bédières permettent en surface des opérations de traçage afin d'évaluer le temps de transfert des eaux de surface vers le front du glacier, avec identification d'une éventuelle rétention (poche d'eau intraglaciaire). Joseph Vallot avait ainsi mesuré un temps de parcours de 2 h 30 depuis le torrent du Nant Blanc en rive droite jusqu'au front de la Mer de Glace, situé à plus de 2 km en aval (Vallot, 1898).

2 - Les moulins glaciaires : voyage au centre des glaciers

Les moulins, creusés par l'eau de fonte et présents sur tous les glaciers tempérés, sont un élément essentiel du cryokarst. Ces galeries intraglaciaires subverticales permettent à l'eau qui s'est accumulée dans les crevasses au printemps, sur le fond desquelles elle exerce une forte pression, de se vidanger vers les marges du glacier, ou vers sa base lorsque il est peu épais. Elles sont appelées moulins par analogie avec les anciens moulins à farine alimentés par des dérivations nommées bédières en Savoie – un terme qui dérive de bief ou béal.

En septembre 1897, Vallot explore avec son ami Fontaine le Grand moulin de la Mer de Glace, dans le but d'atteindre le fond du glacier et d'en mesurer l'épaisseur (figure 2) ; ils descendent à une profondeur de 60 m avec des échelles de corde de chanvre. D'autres auteurs avaient décrit ces gouffres de glace avant lui, tels Forbes (1843) ou Stoppani en 1876. Depuis Vallot, de nombreuses équipes ont exploré des moulins, notamment des spéléologues dont les techniques et le

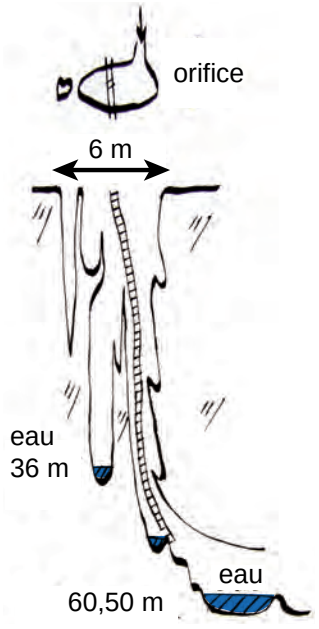
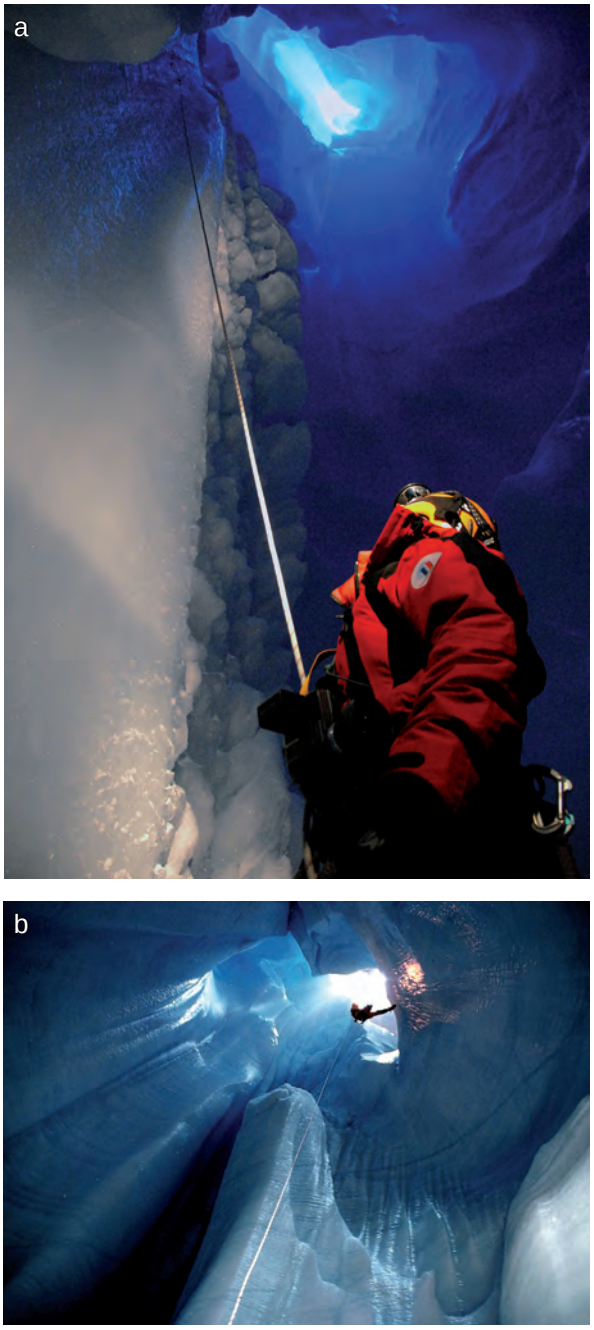


Figure 2 - Coupe du Grand moulin de la Mer de Glace en septembre 1897, d'après J. Vallot.

matériel sont parfaitement adaptés à ce type d'exploration (photos 5). Mais dans les dizaines de moulins explorés (Groenland, Spitzberg, Baffin, Alpes), malgré des débits parfois élevés et une profondeur maximale de 203 m au Groenland (pour une épaisseur de glace de 1200 m), jamais le substratum rocheux n'a été atteint – sauf là où de faibles épaisseurs et vitesses d'écoulement du glacier se combinent pour permettre à la bédière de creuser chaque année un peu plus profondément le même moulin, comme au glacier Loven est (Spitzberg). En effet, comme les crevasses, les moulins se forment toujours aux mêmes endroits : s'ils se déplacent bien avec la glace, ils sont remplacés après une ou plusieurs années par un nouveau moulin, comme pour le Grand moulin de la Mer de Glace, qui fonctionne deux ou trois étés consécutifs. Les différentes explorations de celui-ci (Vallot et Fontaine en 1897, Reynaud en 1986 et 1988, Moreau en 1994 et 1995) montrent des caractéristiques constantes : un puits principal de 4 à 10 m de diamètre et 60 à 70 m de profondeur, puis une galerie d'évacuation en gradins, sinueuse (Figure 3). Les explorations entre 1986 et 1994 n'ont pu descendre au-delà de 95-110 m de profondeur et suivre le cheminement de l'eau (Moreau, 1995). Mais le glacier très épais (350 m) ne devrait pas pouvoir conserver de conduits sous-glaciaires à la base du glacier, du fait de la pression et de la déformation. L'eau de fonte ne doit accéder à l'interface glace-roche que lorsque l'épaisseur du glacier n'est pas trop importante (probablement < 150 m). Toutefois, lorsque le lit rocheux présente une forte rugosité (protubérances, barres rocheuses), l'eau doit pouvoir circuler sous le glacier malgré une épaisseur plus importante.



Photos 5 - Moulins au Groenland.
a : -140 m (Expédition 2007) ;
b : -120 m (Expédition 1993 ; photo : J.-P. Astruc).

De nombreux auteurs considèrent que l'augmentation de la vitesse des glaciers en été résulte d'une augmentation du débit des eaux de fonte à leur base, ce que confirment nos mesures effectuées en continu sous le glacier d'Argentière (figure 4). En revanche, l'interprétation par certains auteurs d'anomalies verticales sur des images radar de l'inlandsis groenlandais (Catania *et al*., 2008) est étonnante : elles résulteraient de la circulation d'eau dans les moulins sous plus de 1000 m de glace !

Dans le cas de la Mer de Glace, l'eau du Grand moulin rejoint la rive droite, comme le suggèrent les conduits orientés vers le nord et les conduits fossiles qui apparaissent quelques années plus tard à la surface du glacier à l'aval du moulin, du fait de l'ablation glaciaire (photo 6). Si le tracé de la connexion avec la base du glacier doit être en partie contrôlé par les fractures internes, aucune étude n'a jusqu'à présent démontré cette connexion.

Les moulins permettent également d'observer la structure de la glace en profondeur, comme la foliation ou les bandes de Forbes (photo 7). On peut y mesurer les caractéristiques de la déformation de la glace, et échantillonner sur les parois. La meilleure période pour une telle exploration est celle qui suit immédiatement l'arrêt de la fonte, avant que le moulin ne se referme par déformation, ou quand l'eau de la bédière est capturée par une nouvelle crevasse qui s'ouvre à l'amont. Une situation de ce type nous a permis de mesurer en 1996 au Groenland ouest la vitesse de resserrement des parois dans un moulin actif durant 10 jours, à l'aide d'un télémètre SONIN (Bourseiller *et al*., 2002). Un réseau de 10 balises en bois ancrées dans les parois a été installé dans le moulin Louisa, à 120 m de profondeur et à 3 m au-dessus du fond du moulin ; il a mesuré un resserrement de 69 cm selon le plus grand axe, avec une température de la glace de -1,3 °C (tableau 1).

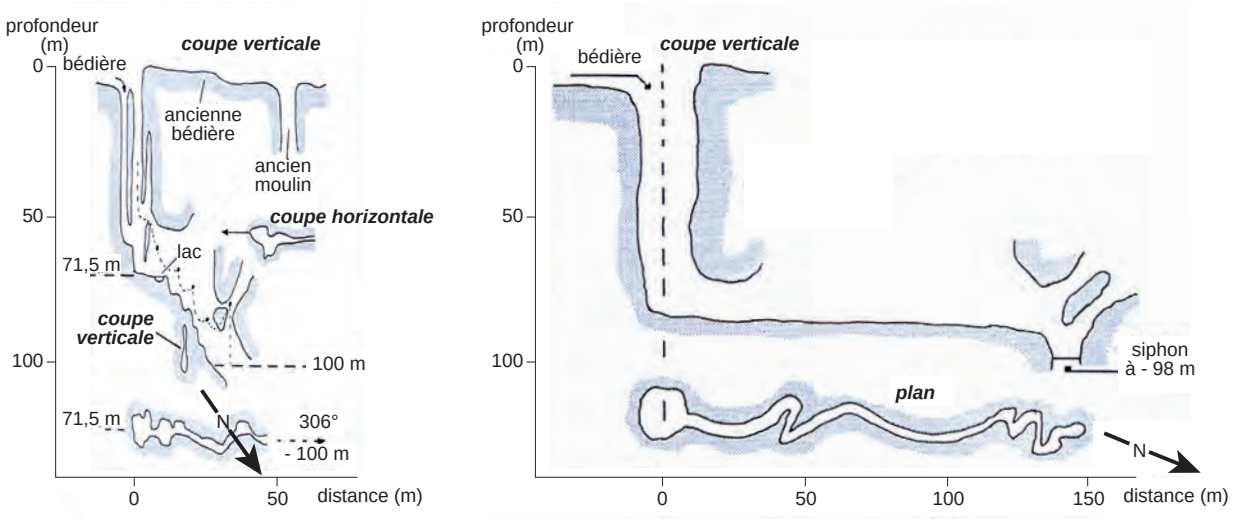


Figure 3 - Coupes du Grand moulin de la Mer de Glace en septembre1986 (à gauche) et 1988 (à droite), d'après L. Reynaud.

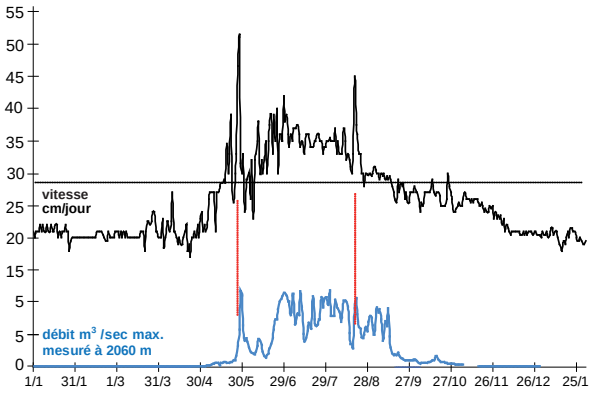


Figure 4 - Débit et vitesse de glissement du glacier d'Argentière en 2008 (données : Emosson SA et L. Moreau).

Photo 6 - Conduit intraglaciaire fossile, parvenu à la surface de la Mer de Glace du fait de l'ablation glaciaire.

Date	04/09	06/09	08/09	10/09	15/09	16/09
Largeur galerie (cm)	202	200	192	160	134	133

Tableau 1 - Vitesse de fermeture d'un moulin à 120 m de profondeur au Groenland ouest en 1996.

Photo 7 - Conduit intraglaciaire prolongeant le Grand moulin de la Mer de Glace (photo : J.-F. Hagenmüller).

L'automne et l'hiver, lorsque les débits diminuent, la déformation de la glace devient plus rapide que son creusement. De ce fait, les moulins se referment en profondeur et, bien souvent, se remplissent d'eau. Comme en témoignent les corniches de glace columnaire de regel accrochées sur les parois du Grand moulin de la Mer de Glace ou des moulins groenlandais, ces eaux percolent ensuite durant l'hiver à travers le glacier, comme Vallot en avait déjà fait l'observation en 1897.

Notons que la décrue actuelle des glaciers peut être favorable au développement de bédières et de moulins,

car le ralentissement du glacier s'accompagne d'une moindre fracturation de surface dans la zone d'ablation, d'où un bassin collecteur plus vaste. Ainsi, on observe depuis 2005 sur la Mer de Glace deux bédières centrales subparallèles sous le Montenvers, à 1700 m d'altitude, qui se terminent par deux moulins, explorés à l'automne 2007 jusqu'à près de 70 m de profondeur (épaisseur du glacier > 100 m).

3 - Circulation latérale d'eau sous-glaciaire et érosion des auges glaciaires

Lorsqu'une bédière est recoupée par une crevasse marginale sur un glacier alpin, ses eaux sont dirigées vers les marges rocheuses encaissantes (figure 5). Cette circulation latérale des eaux, sous pression et à vitesse élevée, est à l'origine d'une action érosive intense, car ces eaux sont chargées de graviers et sables. Elle contribue probablement à l'élargissement de l'auge glaciaire, comme le suggèrent les marmites de géant glaciaires

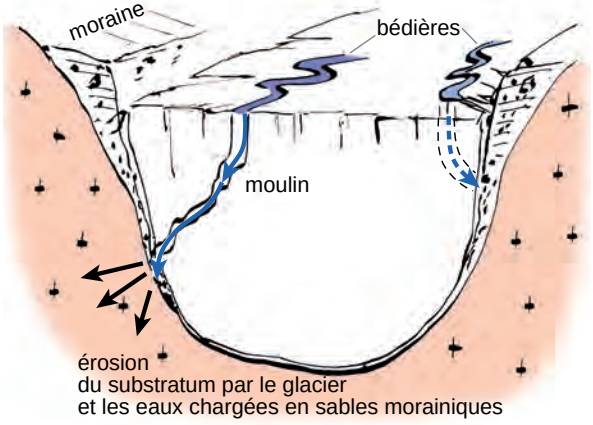


Figure 5 - Drainage interne latéral observé à la mer de glace et érosion sur les parois de l'auge glaciaire (dessin L. Moreau).

que l'on peut trouver à mi-hauteur des parois rocheuses dans les vallées déglacées, comme par exemple à Servoz, dans la vallée de l'Arve – un processus qui n'a pas toutefois été étudié à notre connaissance.

Conclusion

Les paramètres hydrologiques sous-glaciaires qui influencent l'écoulement des glaciers tempérés ou froids restent encore mal connus du fait des difficultés d'accès, même si l'exploration des moulins depuis une quarantaine d'années a permis d'en améliorer les connaissances. Les observations en profondeur ont ainsi montré que les eaux s'écoulent souvent vers les marges du glacier de vallée, faute d'accès au fond rocheux, tandis qu'il a été possible de mesurer les variations de la circulation d'eau et sa contribution à l'érosion de la glace et du substratum rocheux, sous le glacier comme sur ses marges.

Il reste à comprendre en particulier comment les eaux parviennent à l'interface glacier-lit rocheux. Cette prochaine étape scientifique d'exploration permettra de compléter la compréhension de l'écoulement des glaciers, avec en particulier l'accélération actuelle des glaciers polaires (influence sur le niveau de l'océan à court terme), ou les accélérations brutales (*surges*) de certains glaciers. Or, du fait du changement climatique très rapide en cours dans les régions polaires, ces dynamiques pourraient être plus fréquentes. Enfin, les glaciers alpins froids, soudés jusqu'à aujourd'hui au rocher, verront leurs conditions d'écoulement fortement modifiées lorsque leur glace basale atteindra le point de fusion.

Remerciements

À Sylvain Coutterand pour l'aide fournie sur la mise en forme des croquis.

Bibliographie

Agassiz L., 1847. Système glaciaire ou recherches sur les glaciers. 1ière partie : Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels, leur structure, leur progression et leur action physique sur le sol. Masson, Paris, xxxi + 598 p.

Bourseiller P., Lamberton J., Couté A., Moreau L., 2002. Voyage dans les glaces. La Martinière, Paris, 195 p.

Catania, G., Neumann, T., Price, S., 2008, Characterizing englacial drainage in the ablation zone of the Greenland ice sheet. Journal of Glaciology, 54 (187), 567-578.

Forbes J.D., 1843. Travels through the Alps of Savoy and others parts of the Pennine chain. Black, Edinburgh, 460 p.

Moreau L., 1995. Moulins glaciaires des glaciers tempérés et froids de 1986 à 1994 (Mer de Glace et Groenland), morphologie et techniques de mesure de la déformation de la glace, Actes du 3e symposium international Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne, Chamonix, novembre 1994, 109-113.

Reynaud L., 1987. The November 86 survey of the Grand Moulin on the Mer de Glace, Mont-Blanc. *Journal of Glaciology*, 33, 113, 130-131.

Rothlisberger H., 1972. Water pressure in intra and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 11, 62, 205-214.

Vallot J., 1898. Explorations des moulins de la mer de glace. *Annales de l'Observatoire du Mont-Blanc*, 3, 183-190.

Vivian R., 1975. Les glaciers des Alpes occidentales. Allier, Grenoble, 513 p.

SUIVI DE L'ÉVOLUTION DE LA COUVERTURE DÉTRITIQUE D'UN GLACIER NOIR PAR PHOTO-COMPARAISON

LE GLACIER D'ESTELETTE

MASSIF DU MONT BLANC

Survey of the evolution of a debris-covered glacier by comparison of photographs: Glacier d'Estelette (Mont Blanc massif)

Romain MAZUÉ [1], Philip DELINE [1], Martin P. KIRKBRIDE [2]

[1] *Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.*

[2] *Geography, School of Social and Environmental Sciences, University of Dundee, Dundee DD1 4HN, Scotland UK.*

Contact : rom1mazue@hotmail.com

Résumé

Dans le cadre d'un programme de recherche sur les paramètres qui contrôlent l'évolution de la couverture détritique du glacier d'Estelette, une étude a été conduite à deux pas de temps : décennal depuis 1952 et annuel de 2006 à 2007. Par photo-comparaison d'aérophotographies, la rétraction (entre 1952 et 1993) puis l'extension (entre 1993 et 2006) de la couverture détritique ont pu être corrélées avec les phases d'avancée puis de retrait glaciaires contemporaines, et mesurées : son rapport à la superficie des 2/3 aval du glacier a oscillé entre un minimum de 31,1 % et un maximum de 52,2 %. L'étude comparative de photographies obliques terrestres a confirmé l'accroissement du détritisme supraglaciaire qui caractérisent le dernier demi-siècle, avec une augmentation des débris sur le glacier entre 2006 et 2007. Ces résultats confirment que le signal climatique enregistré par la dynamique glaciaire est le principal contrôle de l'extension de la couverture détritique, via l'intensité de l'ablation et la vitesse d'écoulement du glacier.

Mots-clés *: actuel, glacier noir, photo-comparaison, massif du Mont Blanc*

Abstract

As part of a research programme into the controls on the evolution of the supraglacial debris cover of Glacier d'Estelette, a study of debris cover extent has been conducted over two timescales, decennal and annual. By comparison of aerial photographs, a reduction (1952 - 1993) then extension (1993 - 2006) of the debris cover could be correlated with contemporary phases of glacier advance then retreat. Its proportion of the 2/3 glacier surface area has oscillated between 31.1% and 52.2%. A comparison of oblique terrestrial photographs has confirmed the increase of debris covered glacier which characterised the last half-century, with an increase of debris cover between 2006 and 2007. These results confirm that the climatic signal recorded by the glacier's dynamic response is the principal control on the extent of the debris cover, via the intensity of ablation and the glacier velocity.

Keywords*: present-day, debris-covered glacier, comparison of photographs, Mont Blanc massif*

Introduction

De nombreux glaciers des Alpes ou d'autres chaînes de montagnes présentent aujourd'hui une surface partiellement couverte par une couche de débris rocheux. Ces glaciers noirs, dont l'essentiel de la surface de la zone d'ablation est recouverte de débris hétérométriques sur une épaisseur décimétrique à pluridécimétrique, présentent une dynamique différente de celle des glaciers blancs. En effet, à cause de la protection offerte par les débris vis-à-vis de la radiation solaire, la glace est soumise à une ablation moins intense. L'effet positif engendré sur le bilan de masse se traduit par un décalage temporel et une amplitude plus faible des fluctuations du front (Smiraglia *et al.*, 2000). L'abondance du matériel détritique transporté par le glacier au niveau supraglaciaire entraîne également la formation de complexes morainiques hypertrophiés.

Dans le contexte du réchauffement climatique depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (*i.e.* 1850), le nombre des glaciers noirs s'accroît (D'Agata et Zanutta, 2007) : des glaciers encore largement blancs dans les années 1960 et 1970, comme ceux de Gébroulaz (Vanoise) ou d'Argentière (massif du Mont Blanc), ont vu se développer dans leur secteur frontal une couverture détritique supraglaciaire depuis la fin des années 1980, tandis que des glaciers déjà noirs ont vu leur couverture s'étendre et devenir plus continue. La compréhension de cette dynamique est donc importante, car les glaciers représentent une ressource en eau, voire patrimoniale, majeure pour les territoires de montagne, tandis que les aléas qu'ils engendrent peuvent constituer un risque pour les communautés voisines.

Pour mieux comprendre la formation et l'évolution d'une couverture détritique supraglaciaire en relation avec les paramètres glaciologiques (vitesse superficielle du glacier, taux d'ablation de la glace, pendage et densité des bandes de débris intraglaciaires), une étude a débuté en 2004 sur le glacier d'Estelette (photo 1). Ce glacier du massif du Mont Blanc (figure 1) a été choisi comme site-atelier en raison de sa taille modeste (*c.* 0,63 km² en 2006), de sa structure simple, de son accès aisé, de la possibilité d'un hébergement à proximité, de l'existence d'une station météorologique automatique très proche, et de la qualité et la variété de ses caractéristiques glaciologiques.

En complément des activités scientifiques menées depuis 2004 (Kirkbride et Deline, en préparation), la méthode de photo-comparaison a été retenue pour quantifier l'évolution de la surface du glacier d'Estelette, en particulier de sa couverture détritique, à deux échelles temporelles :

- l'échelle du demi-siècle, grâce aux aérophotographies disponibles à partir de 1952, permet de suivre cette évolution au cours d'une avancée glaciaire (jusqu'au milieu des années 1980) puis d'un retrait glaciaire (depuis 20 ans) ;
- l'échelle annuelle, à partir de photographies prises de manière répétée depuis une station sur la moraine latérale droite, permet d'étudier à grande échelle les changements − par exemple le développement des bandes de débris. La première série de données procure alors le contexte sur le long terme pour l'instantané que représente la seconde série.

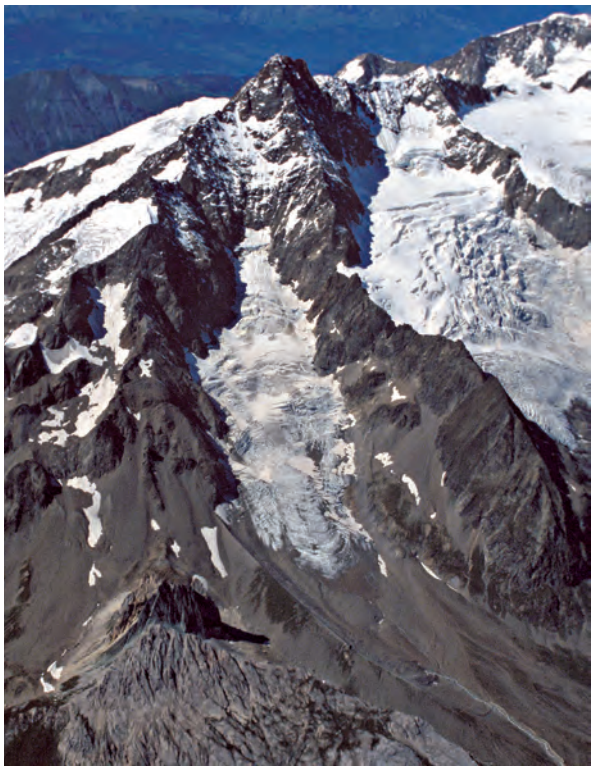


Photo 1 - le glacier d'Estelette (versant italien du massif du Mont Blanc). A droite, le bassin du glacier de la Lex Blanche.

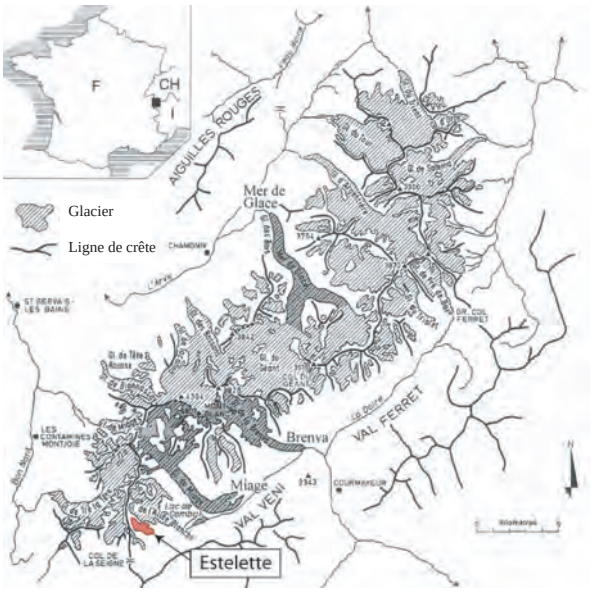


Figure 1 - Localisation du glacier d'Estelette dans le massif du Mont Blanc. En gris, les trois principaux glaciers noirs du massif (Deline, 2005).

I - MÉTHODES

L'analyse des couleurs d'une photographie d'un glacier noir permet de distinguer, à l'échelle du pixel, les différences d'état de sa surface : glace, neige, couverture détritique, avec une précision dépendante de la résolution de l'image. La comparaison d'une série chronologique de photographies verticales aériennes et obliques terrestres du glacier d'Estelette perm*et al.*rs un suivi de l'évolution de sa couverture de débris. Cette comparaison nécessite toutefois un prétraitement des images.

1 - Prétraitement des images

a - Aérophotographies : orthorectification et délimitation des surfaces englacées

Le processus d'orthorectification permet de redresser une photographie aérienne pour la rendre superposable à un fond cartographique. Cette opération corrige les déformations de la photographie liées à la projection de l'axe optique (non perpendicularité), aux effets du relief de l'objet photographié et à la projection conique (le plus souvent centrale). La reconnaissance de points communs (amers) à l'aérophotographie et à un modèle numérique de terrain (MNT) permet le redressement de celle-ci grâce aux informations altimétriques contenus dans celui-ci. La qualité du résultat dépend du nombre d'amers et de leur répartition spatiale. L'image résultante, appelée orthophotographie, peut alors être géoréférencée dans un système de coordonnées. Il devient possible de procéder à des calculs de surface, de distance, et de comparer des images entre elles. Les orthophotographies réalisées pour la comparaison (figure 2) se basent sur les aérophotographies de 1952 (IGN), 1968 (IGM), 1979 (IGN), 1993 (IGN), 2003 (RAVA), 2006 (IGN) (Le Roy et Deline, 2009), un MNT à 10 m et une orthophotographie de 1998-99 (Ortofoto IT2000).

En milieu de haute montagne, l'orthorectification est soumise à des contraintes supplémentaires : le relief accentue les déformations sur le cliché aérien brut, les surfaces englacées et/ou enneigés peuvent subire des variations altimétriques entre deux prises de vue, et enfin l'effet d'ombre du relief masque le terrain. En raison de ces contraintes, certaines orthophotographies n'intègrent pas le secteur amont du glacier. En revanche, la partie aval du glacier, objet de l'étude, bénéficie de nombreux amers dans la marge pro- et juxtaglaciaire : blocs rocheux, sentiers, crêtes morainiques, qui facilitent l'orthorectification.

La délimitation des surfaces englacées est gênée par la neige et par l'apparence similaire de la couverture détritique et de la marge proglaciaire. Cependant, les clichés aériens sont généralement pris à la fin de la saison d'ablation, et les névés présents sont alors considérés comme pérennes et inclus dans les surfaces englacées. La distinction entre couverture détritique supraglaciaire et marge proglaciaire par analyse multispectrale est rendue délicate par une réflectance identique (Paul *et al.*, 2004) et doit donc s'appuyer sur les

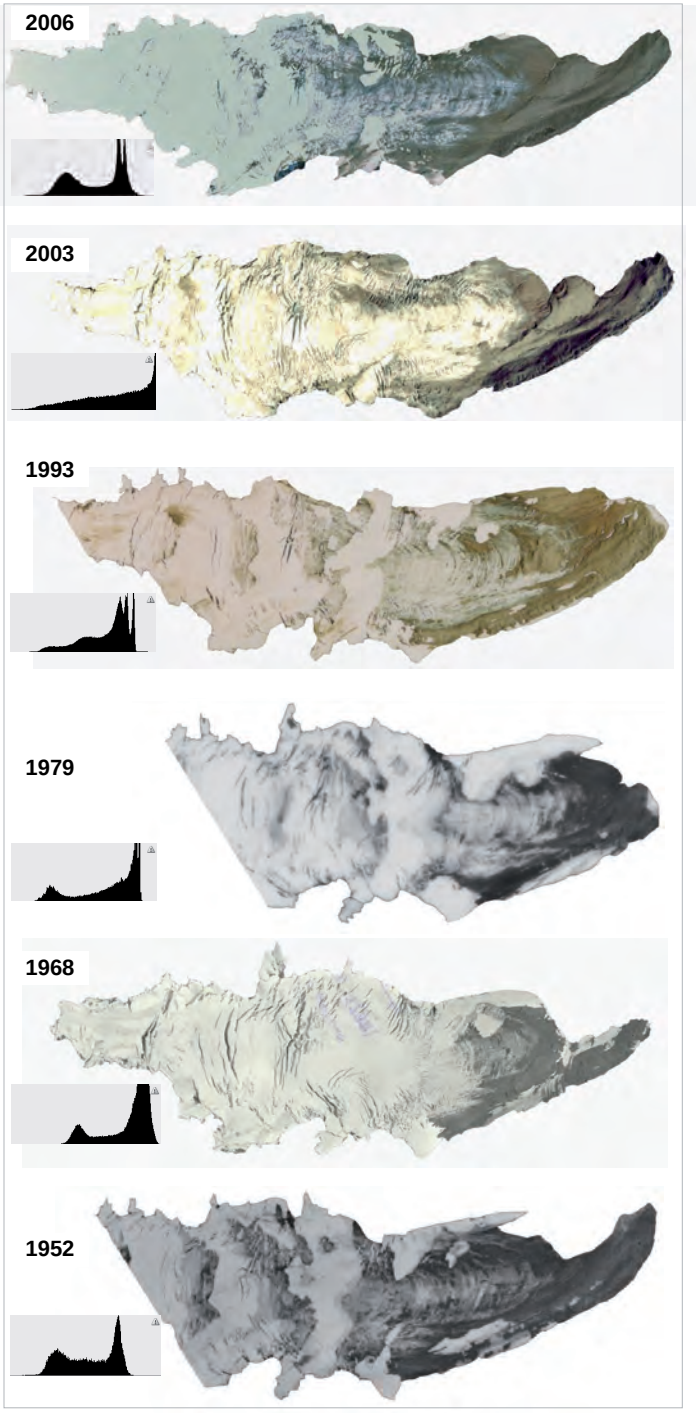


Figure 2 - Orthophotographies du glacier d'Estelette et leurs histogrammes.

relevés de la position du front du glacier d'Estelette réalisés irrégulièrement par le Comitato Glaciologico Italiano (Lesca, 1953 ; 1972 ; Pantaleo, 1973), complétés par une bonne connaissance du terrain.

b - Images terrestres obliques : recadrage et superposition

L'opération de recadrage est nécessaire pour corriger les différences d'orientation et de position entre deux clichés diachroniques lorsque l'on utilise un appareil photographique non fixe. A l'aide de points communs aux photographies T1 (du 10/10/2006) et T2 (du 5/09/2007) repérés sur les parois, on délimite un secteur identique sur chaque cliché (figure 3a). Puis ces images recadrées sont superposées. Malgré le recadrage, on relève un décalage entre les deux photographies. Il est induit par l'utilisation d'un appareil photographique non fixe qui ne permet pas une orientation et une position strictement identiques lors des prises de vue, d'où des différences de déformation entre les clichés, qui dépendent également de la focale de l'appareil photographique.

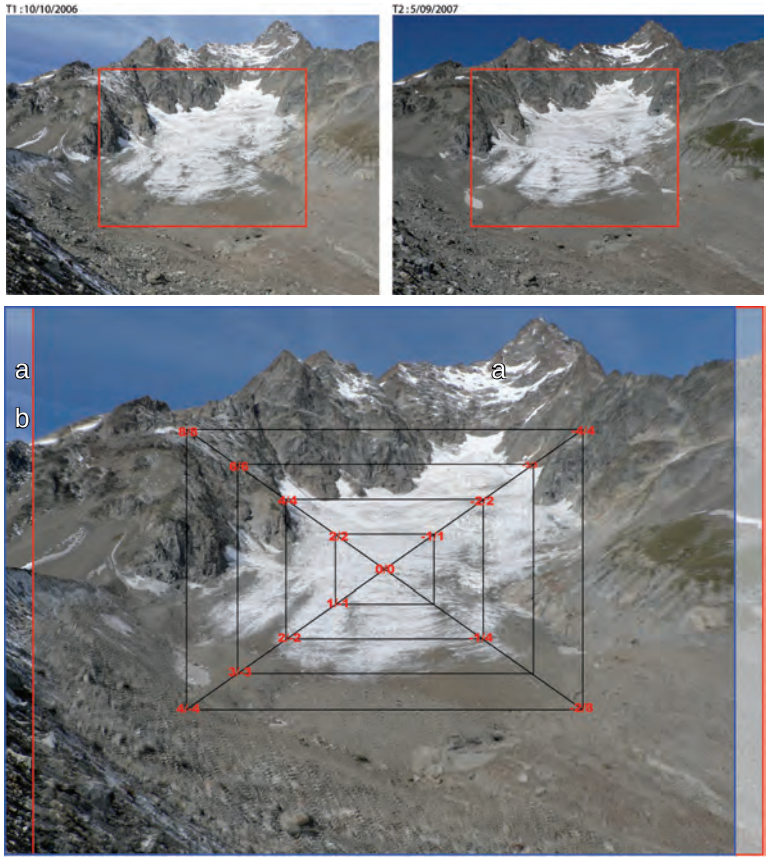


Figure 3 - Recalage (a) et superposition (b) de deux photographies obliques terrestres. Sur le glacier, l'écart de superposition est déterminé en appliquant la règle de décroissance régulière marge/centre indiquée dans le texte. Il est représenté par un couple de nombres qui correspondent respectivement au décalage horizontal et vertical (valeurs positives : décalage horizontal vers la droite et vertical vers le haut ; valeurs négatives : décalage horizontal vers la gauche et vertical vers le bas).

Ce décalage est evalué de manière théorique : selon les lois de l'optique, les déformations photographiques s'acroissent du centre de l'image vers ses marges. On suppose qu'il en est de même pour les différences de déformation entre les deux clichés. En mesurant, à l'échelle du pixel, l'écart entre T1 et T2 aux quatre coins des images et en appliquant une règle de décroissance régulière marge/centre, on obtient un modèle de déformation présentant la répartition du décalage de T2 par rapport à T1 (figure 3b). Toutefois, cette erreur de superposition n'a pu être corrigée dans cette étude, et les résultats obtenus sont donc à interpréter avec prudence. Cette méthode de photo-comparaison ouvre cependant des perspectives intéressantes, surtout si les vues sont prises par un appareil photographique fixe.

2 - Analyse colorimétrique

A l'aide des histogrammes de couleur et d'une bonne connaissance du terrain, on peut opérer une classification des pixels des images selon une gamme de trois tons associés aux états de surface du glacier : clairs (neige), moyens (glace) et foncés (couverture de débris).

a - Aérophotographies

Les trois tons sont identifiés de manière automatique à l'aide de Photoshop en utilisant la fonction *plage de couleur*. Cette fonction permet, à partir de la sélection d'un pixel, d'étendre la sélection à tous les pixels ayant une tonalité de couleur proche. Cette extension de sélection s'établit selon un indice de tolérance qui varie de 0 à 200. Pour 0, l'extension de sélection est nulle ; pour 200, elle englobe la totalité des pixels de l'image. Les histogrammes de couleur (figure 2) font ressortir deux gammes de tons : clairs pour la neige et foncés pour la couverture détritique. Chacune de ses gammes est sélectionnée à l'aide de la fonction *plage de couleur*. Les pixels qui n'appartiennent à aucune de ces deux gammes forment la gamme des tons moyens, qui correspondent à la glace. Les indices de tolérance choisis pour les sélections des pixels clairs et foncés sont respectivement 40 et 15. Le critère de choix de ces valeurs est la cohérence entre l'extension de sélection qu'elles provoquent et la surface qu'elles représentent : pour les tons clairs, l'extension de sélection doit correspondre le plus finement possible aux surfaces neigeuses, tandis que les tons foncés doivent correspondre à la couverture détritique.

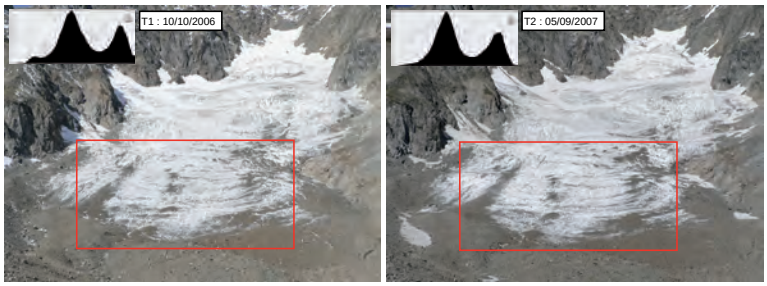


Figure 4 - Analyse colorimétrique de deux photographies obliques terrestres. Les images T1 et T2 se composent essentiellement de tons clairs et foncés. Les histogrammes présentent une allure très proche : le premier ensemble de pixels, foncés (à gauche), correspond aux surfaces rocheuses ; le second ensemble, à pixels clairs (à droite), aux surfaces de glace/neige. Le cadre rouge délimite le secteur sur lequel a été réalisé le calcul de l'accroissement de la couverture détritique (cf. tableau 2).

A cause d'artefacts, cette classification n'est pas toujours strictement associée aux différents états de surface du glacier : sur la couverture détritique, des blocs rocheux de couleur claire et des bédières peuvent être pris pour de la glace ; sur la glace, les crevasses ont les tons sombres de la couverture détritique, tandis qu'une glace pure recouverte d'une fine pellicule d'eau a les tons clairs de la neige. Ces artefacts doivent être éliminés en classifiant manuellement les pixels concernés.

b - Images obliques

A la différence des histogrammes des aérophotographies, ceux des photographies obliques terrestres (figure 4) se composent principalement de tons clairs (glace et neige, avec un indice de tolérance Photoshop de 40) et foncés (parois rocheuses et matériel détritique supraglaciaire). Cette distinction clair/foncé peut être brouillée par les variations de la luminosité de l'image. Pour les minimiser, les photographies sont prises les jours de beau temps, aux heures où le soleil est au plus haut. D'autre part, les tons de la glace sale s'apparentent à ceux de la couverture détritique, d'où le recours à une délimitation manuelle dans les secteurs concernés.

En raison des difficultés liées au prétraitement des images obliques, le calcul du nombre de pixels clairs/foncés ne porte que sur un secteur représentatif de la surface du glacier (figure 4), aux évolutions les plus marquées et pour lequel les erreurs sont réduites.

II - RÉSULTATS ET DISCUSSION

La photo-comparaison des images aériennes permet un suivi de l'évolution du glacier d'Estelette et de sa couverture détritique depuis 1952 (figure 5, tableau 1). Deux modalités de distribution de la couverture détritique peuvent être distinguées selon les années : en 1952, 2003 et 2006, la couverture détritique occupe 43,9 à 52,2 % de la surface des 2/3 aval du glacier. Elle couvre la partie frontale et une grande partie des marges. En 1968, 1979 et 1993, la couverture s'est contractée vers l'aval et n'occupe plus que 26,7 à 32,3 % de la surface des 2/3 aval du glacier (figure 6). Bien que la limite supérieure de la couverture détritique ne soit pas nette, il apparaît depuis 1952 une translation générale de cette limite vers l'aval en période de rétraction de la couverture et vers l'amont en période d'extension. Ces deux phases de rétraction et d'extension de la couverture détritique correspondent respectivement à des phases d'avancée et de retrait glaciaires (figure 6). Ainsi, le front des glaciers de la Lex Blanche (photo 1) et des Bossons, qui reculait depuis les années 1920, avance à partir de 1954, puis recule à nouveau depuis le milieu des années 1980 (1983 et 1986-88 pour les Bossons et la Lex Blanche, respectivement ; figure 6). Il est à noter que dans le cas du glacier d'Estelette, largement noir, ces phases glaciaires n'entraînent qu'un très faible déplacement du front. Il présente néanmoins des variations de superficie pour les 2/3 aval du glacier (en particulier sur la marge gauche de son secteur frontal) : celle-ci passe ainsi de 0,44 km² en 1968 à 0,47 km² en 1993 puis 0,39 km² en 2006 (tableau 1).

La photo-comparaison des images obliques permet un suivi annuel de l'évolution de la couverture détritique (figure 7). Dans le contexte d'extension de celle-ci depuis la fin des années 1980, on observe d'une année à l'autre le déplacement des amas et bandes détritiques vers l'aval. On peut également mesurer sur un secteur représentatif de la surface du glacier (figure 6) l'accroissement de la part des débris qui ne sont pas encore intégrés à la couverture détritique continue. Cet accroissement, qui résulte de l'émersion de débris transportés dans le niveau intraglaciaire, est évalué *via* la variation du nombre de pixels à tons foncé (tableau 2). Entre octobre 2006 et septembre 2007, ce nombre, et donc la surface couverte de débris, a augmenté de 1,25 % dans ce secteur, ce qui est cohérent avec l'évolution mesurée pour la période 1993-2006.

Ces mesures par photo-comparaison sur le glacier d'Estelette valide le modèle d'expansion longue d'un glacier noir proposé par Kirkbride (2000), selon lequel l'évolution de la couverture détritique est principalement contrôlée par le signal climatique (figure 8). Lors des périodes froides, comme pendant le Petit Âge Glaciaire ou, à un moindre degré, le troisième quart du XX^{e} siècle, le bilan de masse glaciaire est positif, avec augmentation de la vitesse d'écoulement du glacier. Par ailleurs,

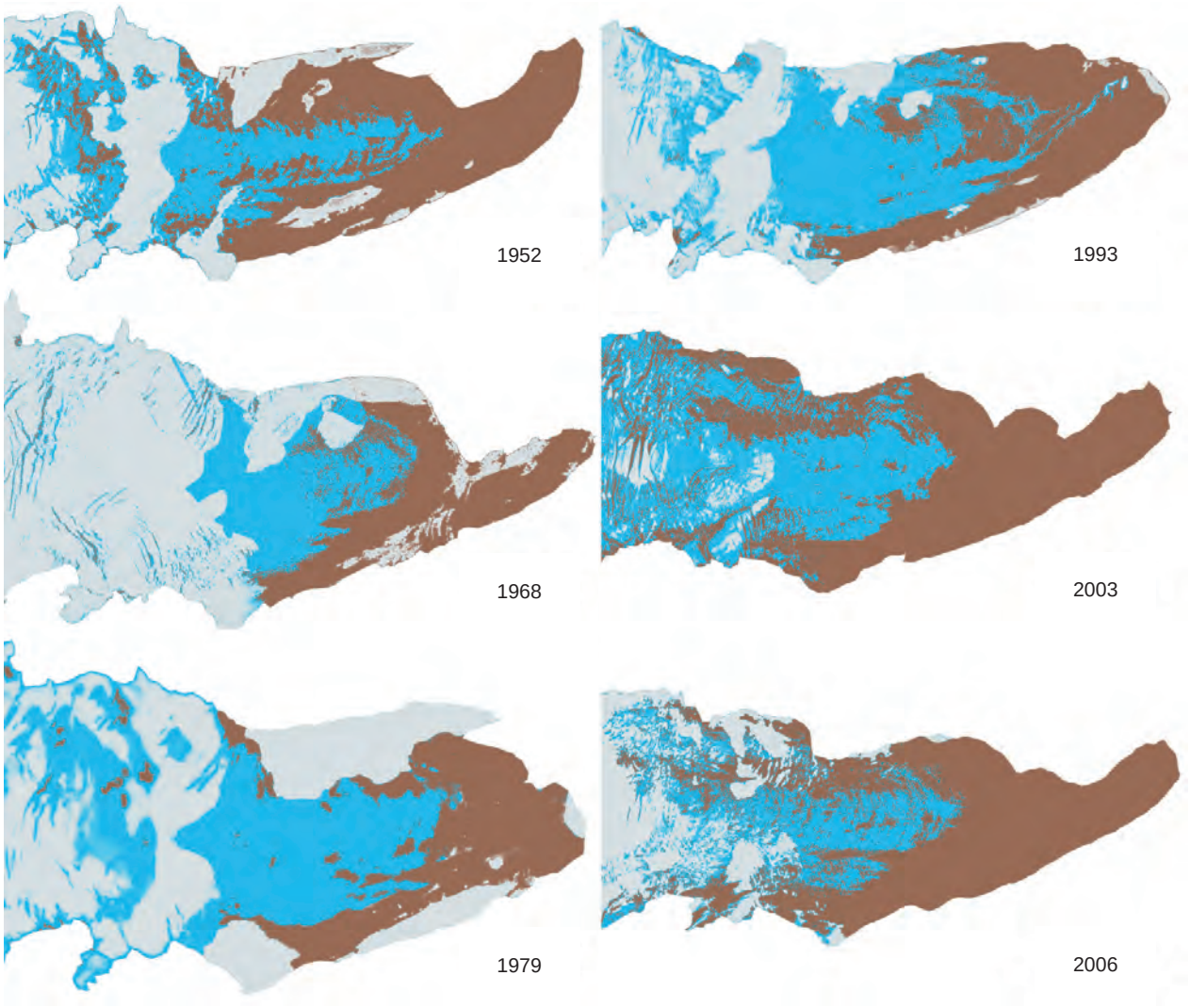


Figure 5 - Evolution de l'état de la surface du glacier d'Estelette entre 1952 et 2006. Gris : neige ; bleu : glace ; marron : couverture détritique.

Année	surface d'un pixel (m²)	total		neige		Glace		couverture détritique		% de la superficie occupée par la couverture détritique sur les 2/3 aval du glacier
		nombre de pixel	superficie (m²)	nombre de pixel	superficie (m²)	nombre de pixel	superficie (m²)	nombre de pixel	superficie (m²)	
1952	0,662205	698098	462284	240228	159080	180952	119827	300918	202907	43,9
1968	0,534317	829673	443309	479382	256142	175249	93639	209042	118381	26,7
1979	0,388815	1137262	442184	470989	183127	405500	157664	318773	137558	31,1
1993	0,28867	1628852	470200	549018	158485	580059	167446	513775	151792	32,3
2003	0,157292	2594286	408059	190257	29926	1047885	164823	1355644	213112	52,2
2006	0,102144	3836366	391862	1002315	102381	889886	90897	1951165	200882	51,3

Tableau 1 - Evolution des composantes de la surface du glacier d'Estelette entre 1952 et 2006. Seul le secteur aval du glacier a été pris en compte (c. 2/3 de la surface totale).

la diminution de l'ablation de la glace entraîne l'arrivée d'une moindre quantité de débris d'origine intra-glaciaire à la surface du glacier. C'est la dynamique que connaît le glacier d'Estelette du milieu des années 1950 à celui des années 1980, avec en conséquence une rétraction de la couverture détritique (phase TD : transport dominant). Inversement, lors des périodes plus chaudes comme dans les années 1930-1940 ou depuis la fin des années 1980, le bilan de masse est négatif : la vitesse du glacier diminue alors que l'ablation de la glace devient forte, d'où une expansion de la couverture détritique vers l'amont, comme sur le glacier d'Estelette pendant la période 1993-2006 (phase AD : ablation dominante).

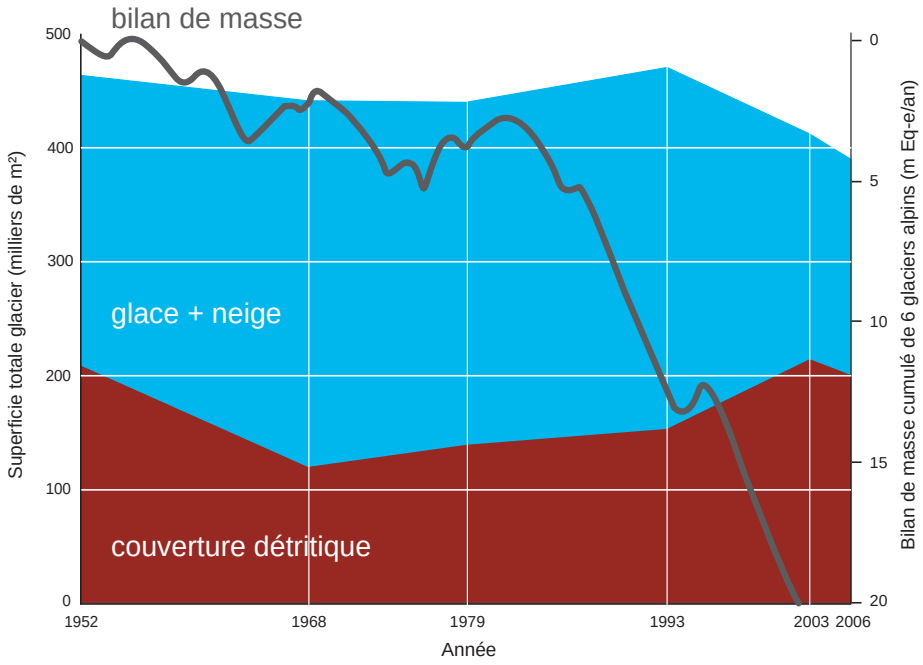


Figure 6 - Evolution des surfaces à glace/neige et à couverture détritique au glacier d'Estelette depuis 1952. Courbe : moyenne des bilans de masse glaciaires cumulés et centrés des glaciers de Sarennes, Saint-Sorlin, Argentière, Gries, Clariden et Hintereisferner (Vincent et al., 2004), exprimée en m équivalent eau par an.

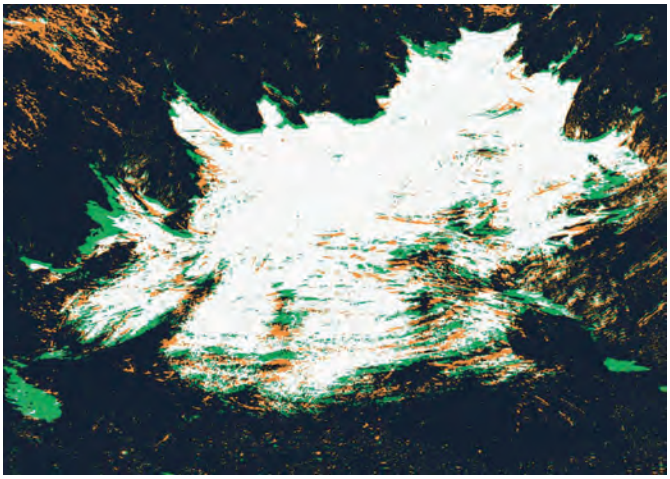


Figure 7 - Evolution annuelle de la couverture détritique mise en évidence par la superposition de deux photographies obliques terrestres. L'image composée présente les modifications produites entre T1 (10/10/2006) et T2 (05/09/2007). En noir : parois rocheuses et couverture détritique aux deux dates ; en blanc : glace et neige aux deux dates ; en vert : parois rocheuses et couverture détritique le 10/10/2006 ; en orange : parois rocheuses et couverture détritique le 05/09/2007.

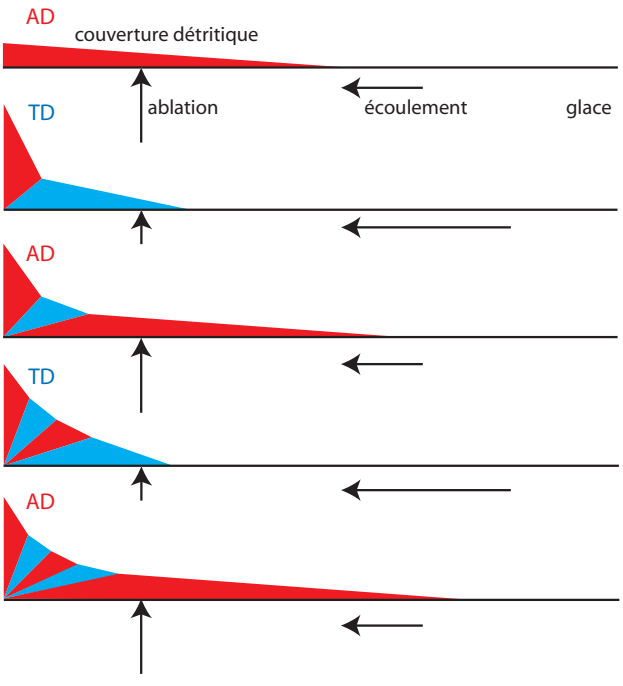


Figure 8 - Modèle d'expansion longue d'un glacier noir (Kirkbride, 2000). AD : phase à ablation dominante (rouge) ; TD : phase à transport dominant (bleu).

couleur et types de pixels	groupement de pixels	pixels
vert, débris rocheux au 10/10/2006	1240	550 659
orange, débris rocheux au 05/09/2007	1489	575 777
noir, débris rocheux aux deux dates	1658	1 293 631
blanc, glace aux deux dates	956	2 630 391
total	1	5 050 458

Tableau 2 - Bilan 2006-2007 des pixels pour les composantes de la surface du glacier d'Estelette dans le secteur étudié à partir des prises de vue obliques.

Conclusion

La photo-comparaison d'images numériques ou numérisées est une méthode intéressante pour reconstituer l'évolution de la surface des glaciers noirs. Lorsqu'elle se base sur le riche corpus d'aérophotographies verticales disponibles pour le massif du Mont Blanc à partir de la fin des années 1940 (Le Roy et Deline, 2009), elle permet d'établir un cadre chronologique dans lequel s'inscrivent des études sur les modalités actuelles de contrôle glaciologique de la couverture détritique (Kirkbride et Deline, en préparation). Fondée sur des photographies obliques terrestres, elle complète ces études glaciologiques en documentant les changements de surface à un pas de temps annuel.

Cette étude sur la couverture détritique d'un glacier noir, la première de ce type dans les Alpes, contient une information sur l'évolution du milieu de haute montagne dans le contexte de réchauffement actuel. Sa généralisation à plusieurs glaciers noirs (ou en train de le devenir) dans un même massif voire dans les Alpes, aux caractéristiques différentes (longueur, superficie, pente, orientation), devrait procurer des résultats intéressants permettant de conforter ceux présentés ici.

Enfin, si l'évolution d'une couverture détritique est contrôlée principalement par le signal climatique, elle l'est également par le bilan détritique (sédimentaire) du glacier. Celui-ci correspond au rapport entre les entrées et les sorties de débris qui transitent par le glacier : un bilan détritique positif, avec des entrées (produits de l'érosion glaciaire, apports depuis les versants) supérieures aux sorties (charge solide de l'émissaire, dépôt de tills), favorise le développement de la couverture (Deline, 2002). Faute de cette prise en compte de la dynamique des parois rocheuses, le signal que constitue l'évolution d'une couverture détritique est abusivement considéré comme exclusivement glaciologique alors qu'il contient une part d'information qui, pour porter également sur l'évolution du milieu de haute montagne, concerne les processus périglaciaires (gélifraction, dégradation du permafrost).

Bibliographie

D'Agata C., Zanutta A., 2007. Reconstruction of the recent changes of a debris-covered glacier (Brenva Glacier, Mont Blanc Massif, Italy) using indirect sources: methods, results and validation. *Global and Planetary Change,* 56 (1-2) 57-68.

Deline P., 2002. Etude géomorphologique des intéractions entre écroulements rocheux et glaciers dans la haute montagne alpine : le versant sud-est du massif du Mont Blanc (Vallée d'Aoste, Italie). Thèse de doctorat, Université de Savoie, 365 p.

Deline P., 2005. Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the Little Ice Age termination. *The Holocene*, 15 (2), 302-309.

Kellerer-Pirklbauer A., Lieb G.K., Avian M., Gspurning, J., 2008. The response of partially debris-covered valley glaciers to climate change: the example of the Pasterze Glacier (Austria) in the period 1964 to 2006. *Geografiska Annaler,* 90 A (4), 269–285.

Kirkbride, M.P., 2000. Ice-marginal geomorphology and Holocene expansion of debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. *In* Nakawo M., Raymond C.F., Fountain A. (éd.). IAHS Publication. Debris-covered glaciers. 264, 211-217.

Kirkbride M. P., Deline P., en préparation. Glaciological controls on debris cover formation on alpine glaciers. *Journal of Glaciology.*

Le Roy M., Deline P., 2009. Un inventaire des aérophotographies du massif du Mont Blanc. *In* Deline P. et Ravanel L., *Collection EDYTEM,* 8, Cahiers de Géographie, ce numéro.

Lesca C., 1953. I ghiacciai italiani del gruppo Monte Bianco. *Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano*, 4, 62-63.

Lesca C., 1972. La campagna glaciologica 1972. *Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano,* 20, 129-131.

Pantaleo M., 1973. Bibliografia analitica dei ghiacciai italiani nelle pubblicazioni del CGI. *Supplemento al Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano,* 21, 128 p.

Paul F., Huggel C., Kääb A., 2004. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sensing of Environment*, 89 (4), 510-518.

Smiraglia C., Diolaiuti G., Casati D., Kirkbride M.P., 2000. Recent areal and altimetric variations of Miage Glacier (Monte Bianco Massif, Italy). *In* Nakawo M., Raymond C. et Fountain A. (éd.), Debris-Covered Glaciers. IAHS Publication, 264, 227–233.

Vincent C., Kappenberger G., Valla F., Bauder A., Funk M., Le Meur E., 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th Century. *Journal of Geophysical Research*, 109, D10104, doi:10.1029/2003JD003857.

Pratiques

Au recto

Photo du haut - Enneigement artificiel à Argentière (photo L. Moreau, décembre 2006).

Photo du bas - Touristes visitant la grotte de glace creusée chaque année durant 4 mois sur la marge rive gauche de la Mer de Glace, en contrebas du Montenvers (photo L. Moreau, avril 2008).

RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE ET RESSOURCE NEIGE EN DOMAINES SKIABLES

CLIMATE CHANGE AND SNOW RESSOURCE IN SKI RESORTS

PIERRE PACCARD

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : pierre.paccard@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

Si la variabilité interannuelle des précipitations neigeuses est une réalité, la tendance à la diminution des quantités de neige en montagne est aujourd'hui un fait constaté et modélisé dans le cadre des perspectives du réchauffement climatique. La neige restant la principale ressource de l'activité des stations de sports d'hiver, les conséquences d'une diminution des quantités disponibles sur les domaines skiables ont d'ores et déjà été envisagées dans de nombreuses études. Reprenant et complétant une méthodologie existante, nous proposons ici une réflexion pour une évaluation de la fiabilité de l'enneigement naturel des stations de sports d'hiver à différents horizons temporels. Nous nous appuierons à la fois sur des données météorologiques et des informations relatives aux remontées mécaniques des stations étudiées. La méthodologie proposée est ici appliquée aux départements de Savoie et de Haute-Savoie des Alpes françaises, départements comptant de nombreuses stations de sports d'hiver (ce travail s'inscrit dans le cadre d'un monitorat en entreprise réalisé au sein de la Direction Départementale de l'Equipement et de l'Agriculture de la Savoie). Au terme de cet exercice, l'analyse critique des résultats présentés permettra de relativiser ces derniers, au regard notamment de leur part d'incertitude. Notre propos restant centré sur une analyse du risque par l'aléa, il est enfin envisagé de compléter celui-ci par des recherches sur la prise en compte de ce risque par les stations de sports d'hiver et, en ce sens, sur leur capacité d'adaptation.

MOTS-CLÉS *: STATIONS DE SPORTS D'HIVER, RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE, RESSOURCE NEIGE, FIABILITÉ DE L'ENNEIGEMENT, RÉFLEXION MÉTHODOLOGIQUE, SAVOIE ET HAUTE-SAVOIE.*

ABSTRACT

If the interannual variability of the abundance or the rareness of snowfalls is a reality, the declining trend in mountain snow quantity is today an observed fact but also envisaged by numerous modelisations in the current and future context of warmer temperatures. The snow being the principal resource of the ski resorts activity, consequences of a decrease in the quantities available on the ski area have already been considered by several works. By reusing and supplementing an existing methodology, we propose here a reflection for the evaluation of the ski resorts natural snow coverage reliability at different time horizons, based on both weather data and information related to the lifts of the resorts studied. The proposed methodology is here applied to the Savoie and Haute-Savoie departments of the French Alps, which both contain many ski resorts (this work comes within the framework of a company tutoring realised within the Savoie's Departmental Direction of Equipment and Agriculture). At the end of this exercise, the critical analysis of the presented results will allow us to relativize these ones, particularly regarding to their uncertainty. Our aim being based on the risk analysis of the randomization, it is finally considered to complete it by researches on the consideration of this risk by the ski resorts and, by that, on their capacity of adapation.

KEYWORDS: *SKI RESORTS, GLOBAL WARMING, SNOW RESOURCE, SNOW-RELIABILITY, METHODOLOGICAL REFLECTION, SAVOIE AND HAUTE-SAVOIE.*

Introduction

Il est un paradoxe certain entre le sujet proposé et l'abondance de neige de l'hiver 2008-2009 qui nous invite avant toute chose à relativiser notre propos. Le 5 février 2009, Météo France établissait ainsi en ces termes un point sur l'enneigement dans les massifs français (Météo France, 2009) : « *en ce début de février, tous les massifs montagneux français bénéficient d'un bon enneigement. Il est même particulièrement remarquable en Corse et dans les massifs situés les plus au sud des Alpes* » (photo 1). A titre d'exemple, une telle abondance de neige n'avait plus été connue dans le Queyras depuis l'hiver 1978-1979. Encore plus au sud, la route menant à la station d'Isola 2000 est restée fermée pendant plusieurs jours au début du mois de février 2009 en raison d'un fort risque d'avalanche, tant les précipitations neigeuses furent importantes.

Si la variabilité climatique interannuelle est dès lors certaine, celle-ci ne doit cependant pas être confondue avec la variation du climat sur le long terme. Nous proposons dans ce cadre une réflexion sur les interactions possibles entre le changement climatique actuel et la ressource neige en stations de sports d'hiver. Ainsi, dans une démarche prospective et constructive, après avoir fait un point sur l'état de l'art, nous essaierons de compléter l'une des approches présentées, puis de l'appliquer aux stations de sports d'hiver des départements français alpins de Savoie et de Haute-Savoie. Cet exercice bénéficiera par ailleurs d'une large analyse critique.

Au titre de cette contribution, nous ne prétendons évidemment pas apporter des résultats formels, tant les incertitudes sont grandes. Nous questionnerons plutôt les différentes analyses possibles, tant en termes de données à exploiter que de méthodologies à conduire.

Photo 1 - Le bon enneigement de l'hiver 2008-2009 dans les Alpes du Sud.
Ici le front de neige de la station d'Orcières (Hautes Alpes) au mois de janvier 2009.

I - Etat de l'art

Depuis plusieurs années, l'étude de séries météorologiques alpines tend à montrer une diminution du nombre de jours de neige au sol par an (Etchevers et Martin, 2002 ; Laternser et Schneebeli, 2003). Dans le cadre du réchauffement climatique actuel, ces diminutions pourraient être expliquées par une fonte plus précoce du manteau neigeux, du fait de températures plus douces, ainsi que par une possible élévation altitudinale de la limite pluie/neige (Etchevers et Martin, 2002 ; Aspen Global Change Institute, 2006 ; Prudent-Richard, 2008). La neige étant le principal support de l'activité des stations de sport d'hiver, elle constitue une ressource indispensable à leur fonctionnement. C'est pourquoi, au vu de cet enjeu, les conséquences d'une diminution de l'enneigement naturel ont d'ores et déjà fait l'objet de nombreuses études. Si certaines méthodologies visent plutôt à étudier de façon rétrospective comment les stations de sports d'hiver ont déjà réagi à de précédents hivers peu généreux en neige, d'autres, dans une démarche prospective, tentent d'évaluer leurs probabilités d'enneigement pour les prochaines années.

1 - L'analyse de la variation des chiffres d'affaires

Les différentes sensibilités des stations aux « mauvais » hivers passés sont généralement présentées par l'étude de la variation de leurs chiffres d'affaires au cours du temps. L'idée est ici qu'une station sensible à l'aléa d'enneigement connaîtra de fortes variations de son chiffre d'affaires entre de « bons » et de « mauvais » hivers. Au contraire, le chiffre d'affaires d'une station relativement protégée des déficits d'enneigement, comme une station située en haute altitude par exemple, se présentera comme plutôt stable dans le temps. Il est ainsi possible que « *la résistance des stations aux mauvais hivers passés nous renseigne sur leur capacité à faire face au changement climatique annoncé* » (Berlioz, 2008). Cependant, pouvoir faire face aux fluctuations du climat actuel ne signifie *a priori* pas que l'on peut faire face à des fluctuations d'un climat plus chaud.

Ce type d'approche est proposé par ODIT France (2008) qui évalue la sensibilité des exploitations de remontées mécaniques aux aléas conjoncturels à partir de l'amplitude moyenne des variations saisonnières de chiffre d'affaires sur la période 1990-2007 (figure 1). En employant cette méthode sur l'ensemble du parc de domaines skiables de chaque massif français, ODIT France note ainsi « *de fortes disparités d'un massif à l'autre qui rendent certains territoires particulièrement vulnérables, ainsi que des disparités locales parfois importantes au sein de chacun des massifs* » (ODIT France, 2008). A titre d'exemple, la majeure partie des exploitations de remontées mécaniques du département de la Savoie connait des amplitudes de variation de son chiffre d'affaires inférieures à 10% tandis que ces amplitudes sont comprises entre 10 et 20% pour la plus grande partie des exploitations de Haute-Savoie.

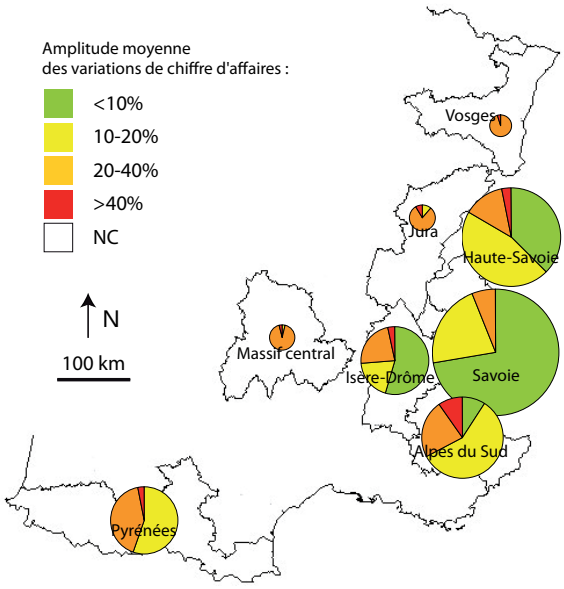


Figure 1 - Amplitude moyenne des variations saisonnières de chiffre d'affaires des exploitations de remontées mécaniques sur la période 1990-2007 (ODIT France, modifié, 2008). La taille des secteurs est proportionnelle à la moyenne du chiffre d'affaires dégagé par saison.

Pour ce qui est des disparités locales à l'intérieur d'un même massif, on peut citer l'exemple de la Savoie pour qui, selon ces mêmes principes d'évaluation, « *les stations les plus menacées se concentrent dans le Val d'Arly et les Bauges, et ne représentent qu'une faible partie de l'offre ski* » (Berlioz, 2008). Des variations de chiffre d'affaires comprises entre 20 et 40% sont en effet connues pour certaines des stations de ces massifs.

Il est à noter qu'une telle analyse ne reflète pas seulement la variabilité de l'enneigement d'un domaine skiable mais également d'autres paramètres, tels que l'origine des clientèles. ODIT France parle ainsi de sensibilité aux aléas conjoncturels et non de sensibilité à la seule variabilité de l'enneigement. Cette idée est partagée par Hélion (2006) qui explique, après avoir comparé les variations de chiffres d'affaires de l'ensemble des stations des Alpes françaises entre les saisons 1991-1992 et 1992-1993 (la saison 1992-1993 étant une saison mal enneigée), que « *les plus grosses pertes correspondent aux stations proches des grandes aires urbaines : ce sont celles qui sont marquées par le ski des populations locales* » (Hélion, 2006).

2 - Les modèles prospectifs

En réponse à ces premières méthodes d'évaluation de la résistance des stations aux mauvais hivers passés, une autre approche consiste à envisager les probabilités futures d'enneigement des sites considérés. En France, sur la base des projections des modèles climatiques de Météo France, Tabeaud et Delaporte (2005) identifient quatre groupes de stations pour lesquelles « *les menaces pour le futur sont différentes* ». Le premier groupe correspond aux stations qui n'ont pas de problème majeur, c'est-à-dire les grandes stations dotées de domaine de haute altitude, où les problèmes d'enneigement sont contenus. Le second groupe est constitué par les stations où le risque est occasionnel, en moyenne montagne, plus dépendantes de l'enneigement mais rattachées à un domaine de haute altitude. En troisième lieu viennent les stations où le risque sera fréquent à l'avenir, c'est-à-dire les stations de moyenne altitude sans domaine de haute altitude. Enfin, les stations de sports d'hiver où la reconversion est nécessaire, sont essentiellement des stations de sports d'hiver de première génération touchées directement par la rareté de la neige en dessous de 1000 m (Tabeaud et Delaporte, 2005).

Loubier (2007) propose par ailleurs une démarche de simulation climatique à l'horizon 2015 appliquée aux domaines skiables de Savoie et Haute-Savoie. En

établissant des « *cartes fondées sur la représentation d'une probabilité de survenue de neige en cas de précipitation* » (Loubier, 2007), celui-ci estime que la probabilité d'une faible couverture neigeuse se fera sentir plus tard en début de saison et plus tôt en fin de saison. Le changement climatique pouvant ainsi fortement affecter l'économie du ski.

Aux Etats-Unis, une étude publiée en 2006 par l'Aspen Global Change Institute simule, sur la base de projections établies par des modèles climatiques, les conséquences du réchauffement climatique sur la station d'Aspen à l'horizon 2100 (Aspen est une station de ski du Colorado, dans les Montagnes Rocheuses à l'ouest des Etats-Unis). L'une des conclusions de cette projection indique qu'à l'avenir, les précipitations tomberaient à Aspen d'avantage sous la forme de pluie que de neige et que, si l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre ne cesse pas, la pratique du ski serait fortement compromise à l'horizon 2100. La réduction des émissions pourrait néanmoins préserver la pratique du ski aux altitudes moyennes et supérieures (Aspen Global Change Institute, 2006).

Au Canada, les travaux de Dawson (2008) sur les stations de sports d'hiver canadiennes et américaines tendent à montrer une érosion de l'offre de ski proposée, tant par la diminution déjà constatée du nombre de domaines skiables (plus de 700 en 1984 à moins de 500 en 2006 sur l'ensemble du territoire des Etats-Unis) que par les modélisations réalisées dans la perspective du réchauffement climatique. En revanche, les enquêtes de clientèles conduites montrent que les évolutions possibles des pratiques de la clientèle face à de potentiels manques de neige en stations restent aujourd'hui incertaines (Dawson, 2008).

Enfin, les travaux de l'OCDE (2007) se sont précisément attachés à définir, sur l'ensemble des pays de l'arc alpin, le nombre de stations de sports d'hiver considérées comme fiables du point de vue de l'enneigement naturel à l'heure actuelle et dans la perspective du réchauffement climatique. Cette approche fait l'objet d'une présentation plus détaillée dans le paragraphe suivant.

II - L'approche prospective proposée par l'OCDE (2007)
Le concept de limite de fiabilité de l'enneigement naturel

Les projections réalisées par l'OCDE reposent sur deux hypothèses principales. La première, communément admise, est que « *pour exploiter un domaine skiable avec un résultat satisfaisant, il faut un manteau neigeux suffisant pour la pratique du ski pendant au moins cent jours par saison* » avec une épaisseur de neige minimum au sol de 30 centimètres (OCDE, 2007). Cette hypothèse peut être confrontée au nombre moyen de jours d'ouverture sur l'ensemble des stations françaises au cours d'une saison : 101 jours d'ouverture à titre d'exemple pour l'hiver 2007-2008 considéré comme plutôt bien enneigé. Pour la même saison, cette durée était de 124 jours pour les 100 stations françaises au plus grand chiffre d'affaires et respectivement 126 jours et 130 jours pour les principales stations de Haute-Savoie et de Savoie (Montagne Leader, 2008).

A partir de cette première hypothèse, en extrapolant des résultats de travaux réalisés pour la Suisse (Föhn, 1990 ; Laternser et Schneebeli, 2003), une limite de fiabilité de l'enneigement naturel est définie par l'OCDE pour chacune des zones alpines prises en compte dans l'analyse. Cette altitude – c'est à dire l'altitude minimale où l'on retrouverait au moins 100 jours de neige avec 30 cm de neige au sol par saison – a été définie à 1200 mètres pour l'ensemble des départements français des Alpes du Nord : Isère, Savoie et Haute-Savoie (Tableau 1). En outre, cette limite altitu-

Limite de la fiabilité de l'enneigement naturel	France	Suisse	Autriche	Italie	Allemagne
1 050 m			• Pays de Salzbourg • Styrie • Haute-Autriche • Basse-Autriche		• Haute-Bavière
1 200 m	• Isère • Savoie • Haute-Savoie	• Alpes Vaudoises et fribourgeoises • Valais • Oberland bernois • Suisse centrale • Suisse orientale • Grisons	• Vorarlberg • Tyrol • Carinthie (si l'on considère que l'effet « positif » de la continentalité est compensé par l'effet « négatif » du caractère méridional)		• Souabe
1 500 m	• Drôme • Hautes-Alpes • Alpes-de-Haute-Provence • Alpes-Maritimes	• Tessin		• Piémont • Lombardie • Haut-Adige • Frioul-Vénétie-Julienne • Trente	

Tableau 1 - Limite de fiabilité de l'enneigement naturel dans les zones alpines pour 100 jours de neige par an avec 30 cm de neige au sol (OCDE, 2007). Encadrée en rouge, la limite de fiabilité pour les départements de Savoie et Haute-Savoie : 1200 mètres.

dinale remonterait de 150 mètres par degré de réchauffement moyen dans l'hypothèse de l'élévation des températures moyennes. Ainsi, dans l'hypothèse d'un réchauffement de 1°C, 2°C ou 4°C des températures moyennes (scénarios retenus dans l'analyse proposée par l'OCDE), cette altitude passerait de 1200 mètres en Savoie et Haute-Savoie à respectivement 1350 mètres, 1600 mètres ou 1800 mètres.

Enfin, selon l'OCDE – il s'agit là de la seconde hypothèse pour la projection proposée –, *« un domaine skiable donné est considéré comme fiable du point de vue de son enneigement naturel si la moitié supérieure de la plage d'altitude dans laquelle il se situe se trouve au-dessus de la valeur seuil de la limite de la fiabilité de l'enneigement naturel* » (OCDE, 2007). La plage d'altitude considérée correspond en fait à l'espace situé entre le point haut (le sommet) et le point bas (le pied des pistes) d'un domaine skiable.

Les résultats de cette projection ont été obtenus en confrontant les altitudes de fiabilité précédemment définies avec les plages d'altitudes des domaines skiables alpins (figure 2). En Savoie, l'OCDE conclut qu'un recul de 300 m de la limite de la fiabilité de l'enneigement naturel (2°C supplémentaires d'ici 2050) ramènerait le nombre de domaines skiables disposant d'un enneigement naturel fiable à 90% environ du total actuel (ibid.). Les résultats pour le département de la Haute-Savoie, dont les domaines skiables se trouvent à des altitudes moins élevées, c'est-à-dire principalement situés en moyenne montagne, sont plus sévères : 49% seulement des domaines skiables du département seraient considérés comme toujours fiables pour un réchauffement de 2°C.

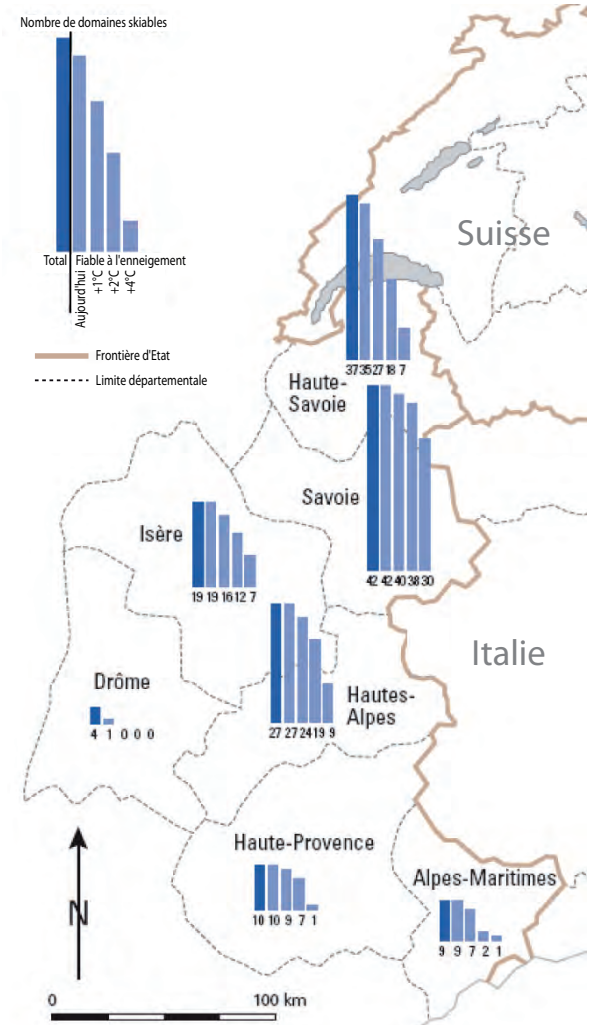


Figure 2 - Nombre de domaines skiables offrant un enneigement naturel fiable dans les Alpes françaises, aujourd'hui et dans les conditions climatiques de demain (OCDE, modifié, 2007).

Les résultats présentés par l'OCDE offrent la possibilité de pouvoir comparer, de façon relative, le degré de sensibilité au réchauffement climatique du parc de domaine skiable de chaque secteur étudié. Cependant, l'analyse proposée par l'OCDE, bien que remarquable en termes de superficie couverte – l'ensemble des Alpes européennes –, présente à notre sens 3 principales limites.

Tout d'abord, une limite de fiabilité est définie à l'échelle de plusieurs départements sans prendre en compte les différences de climat entre les massifs. Ces différences climatiques, en termes de température, de précipitation (solide ou liquide), sont pourtant grandes entre les massifs des départements pour lesquels une même altitude de fiabilité a été définie. A titre d'exemple, le climat de la Haute Maurienne assez sec (vallée intra-alpine du département de la Savoie) contraste avec les précipitations abondantes que l'on peut retrouver sur l'ensemble des massifs préalpins des départements savoyards : Chablais, Bauges et Chartreuse.

Les plages d'altitude des domaines skiables sont ensuite réduites à une altitude moyenne. Si l'altitude d'un domaine skiable peut effectivement être définie par la moyenne altitudinale entre le point haut et le point bas d'un domaine, la plus grande capacité de production de ski peut en réalité se trouver soit à haute altitude, et s'affranchir en ce sens du risque d'un faible enneigement à basse altitude, soit à basse altitude, et être en ce sens relativement vulnérable à un risque de faible enneigement. Cette capacité de production de ski peut se mesurer par le moment de puissance d'une installation ou d'une station. Celui-ci se définit par le produit de son débit et de sa dénivelée (ODIT France, 2006).

Finalement, des résultats sont présentés en nombre de sites impactés, sans prise en compte de la place qu'occupe chacun d'entre eux dans l'offre touristique globale. En effet, il est une grande différence entre un stade de neige périurbain et une grande station d'altitude dans le poids qu'ils occupent en matière d'offre de ski. Une analyse site par site, ou par exemple en nombre de journées skieurs (Reynaud, 2008), rétablirait ainsi ces différences inter-station qu'une analyse globale, sur l'ensemble d'un parc de domaines skiables, tend au contraire à lisser.

En réalité, les principales lacunes de la projection proposée par l'OCDE peuvent être liés à l'échelle de travail retenue. Une analyse à l'échelle de l'ensemble des Alpes européennes ne peut en effet approcher le même degré de précision qu'une analyse à une échelle plus fine, celle par exemple de deux départements comme on se propose de le faire. En reprenant les bases des travaux de l'OCDE, notre contribution va désormais s'attacher à essayer de palier les principales limites ci-dessus explicitées en tentant d'affiner l'approche puis de l'appliquer aux départements alpins français de Savoie et de Haute-Savoie. Ce travail est le fruit d'une réflexion conduite conjointement avec les services de l'Etat des départements de Savoie et Haute-Savoie (Directions Départementales de l'Equipement et de l'Agriculture), de la région Rhône-Alpes (Direction Régionale de l'Environnement) et ODIT France dans le cadre d'un monitorat en entreprise. Ces résultats préliminaires seront prochainement complétés pour faire l'objet d'un rapport à part entière.

III - Reprise des travaux de l'OCDE
application aux départements de Savoie et Haute-Savoie

1 - Quelles altitudes de fiabilité de l'enneigement naturel pour les départements de Savoie et Haute-Savoie ?

L'exercice consiste dans un premier temps à essayer de régionaliser par massif la limite de fiabilité de l'enneigement naturel définie à 1200 m par l'OCDE pour l'ensemble des départements de Savoie et Haute-Savoie. Dans un premier temps, les résultats des modèles SAFRAN et CROCUS de Météo France (Etchevers et Martin, 2002) nous permettent de mettre en évidence les différences d'enneigement selon les massifs considérés, notamment les durées d'enneigement plus importantes pour les massifs préalpins (figure 3). En Savoie et Haute-Savoie, le nombre de jours avec de la neige au sol simulé à 1500 mètres (dans les conditions climatiques de 2002) varie selon un gradient Nord-Ouest / Sud-Est, de 177 jours dans le massif du Chablais à 142 jours dans la vallée de la Haute Maurienne.

A partir des résultats de cette modélisation, il est possible de pondérer, d'une façon très simple et très théorique, l'altitude de fiabilité de l'enneigement naturel proposée à 1200 mètres par l'OCDE pour l'ensemble des départements de Savoie et Haute-Savoie. Les résultats et le calcul de cette pondération sont présentés dans le tableau 2.

Dans un second temps, ces résultats obtenus en première approximation doivent être confrontés aux relevés Météo France des hauteurs de neige quotidienne au

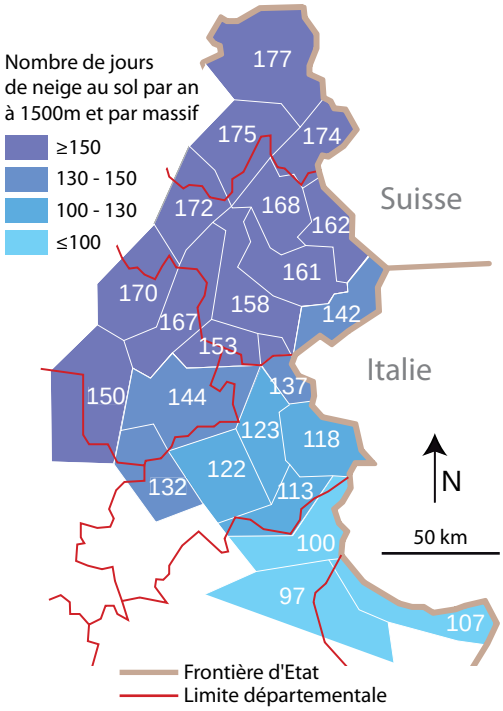


Figure 3 - Durée moyenne de l'enneigement à 1500 m (en jours par an), simulée par SAFRAN et CROCUS dans les Alpes en 2002 (Etchevers et Martin, 2002, in ODIT France, modifé, 2006).

Massif	Nombre de jours de neige au sol à 1500m [1] $N_{j\ neige\ 1500}$	Limite de fiabilité pondérée [2] (en mètres) $Alti_{fiab\ massif}$
Chablais	177	*1134*
Aravis	175	*1146*
Mont Blanc	174	*1152*
Bauges	172	*1164*
Haute Tarentaise	162	*1224*
Beaufortin Val d'Arly	168	*1188*
Vanoise	161	1230
Haute Maurienne	142	*1345*
Belledonne	167	*1194*
Maurienne	158	*1248*
Chartreuse	170	*1176*
Moyenne (Savoie, Haute-Savoie)	***163***	**1200** [3]

Tableau 2 - Limite de fiabilité de l'enneigement naturel pondérée par massif. Les résultats de calcul figurent en italique dans ce tableau.

[1] Donnée du modèle SAFRAN et CROCUS de Météo France ;

[2] $Alti_{fiab\ massif} = 1200 \times (365 - N_{j\ neige\ 1500}) / Moyenne\ de\ N_{j\ neige\ 1500}$;

[3] Donnée OCDE, 2007.

sol. En effet, à partir de ces mesures et pour chaque station météorologique considérée, le nombre de jours avec une hauteur de neige au sol supérieure à 30 cm peut être connu.

Les hauteurs de neige quotidiennes au sol de 10 stations météorologiques Météo France situées en Haute-Savoie et de 18 stations situées en Savoie ont ainsi été traitées (figure 4). Elles ont permis de connaître le nombre de jours moyen par hiver avec plus de 30 cm de neige au sol. Ces données n'ont malheureusement pu être analysées que pour les quatre hivers suivant l'année 2004, les hauteurs de neige au sol n'étant connu avant cette date pour aucune des stations météorologiques étudiées. Les résultats sont présentés dans le tableau 3 en considérant ou non l'hiver 2006-2007 particulièrement peu enneigé et illustrés en figure 5 sans considérer ce même hiver.

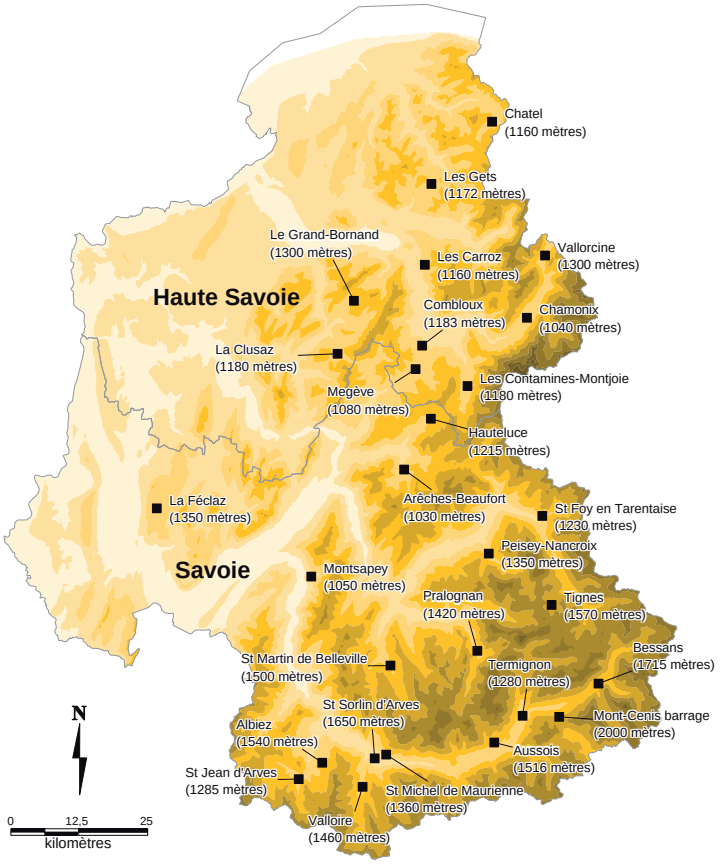


Figure 4 - Localisation des stations météorologiques Météo France dont les données de hauteur de neige ont été étudiées.

Station	Massif	Altitude	Nombre moyen de jours par hiver avec 30cm de neige au sol (entre parenthèses, avec 2006-2007)
Chatel	Chablais	1160	96 (72)
Les Carroz	Chablais	1160	76 (57)
Les Gets	Chablais	1172	83 (64)
Chamonix	Mont Blanc	1040	39 (30)
Les Contamines-Montjoie	Mont Blanc	1180	59 (46)
Vallorcine[*]	Mont Blanc	1300	96
Combloux	Aravis	1183	71 (54)
La Clusaz	Aravis	1180	104 (73)
Le Grand-Bornand	Aravis	1300	113 (96)
Megève	Beaufortain - Val d'Arly (74)	1080	92 (70)
Arêches-Beaufort	Beaufortain - Val d'Arly	1030	77 (59)
Hauteluce	Beaufortain - Val d'Arly	1215	126 (109)
La Féclaz	Bauges	1350	124 (105)
Pralognan	Tarentaise	1420	126 (114)
St Martin de Belleville	Tarentaise	1500	65 (51)
Peisey-Nancroix	Haute Tarentaise	1350	34 (26)
Ste Foy en Tarentaise[*]	Haute Tarentaise	1230	60 (41)
Tignes[*]	Haute Tarentaise	1570	134 (94)
Albiez	Maurienne	1540	116 (103)
Montsapey	Maurienne	1050	8 (7)
St Jean d'Arves	Maurienne	1285	54 (41)
St Michel de Maurienne	Maurienne	1360	31 (24)
St Sorlin d'Arves	Maurienne	1650	121 (98)
Valloire	Maurienne	1460	85 (57)
Aussois	Haute Maurienne	1516	61 (47)
Bessans[*]	Haute Maurienne	1715	131 (108)
Mont-Cenis barrage	Haute Maurienne	2000	113 (92)
Termignon	Haute Maurienne	1280	74 (56)

Tableau 3 - Nombre moyen de jours par hiver avec 30 cm de neige au sol depuis l'hiver 2004-2005, avec ou sans considérer l'hiver 2006-2007. Données : Météo France ([*] Séries de données incomplètes ; moyenne uniquement sur : 2004-2005 pour Vallorcine ; 2004-2005, 2006-2007 et 2007-2008 pour Ste Foy Tarentaise ; 2006-2007 et 2007-2008 pour Tignes ; 2005-2006, 2006-2007 et 2007-2008 pour Bessans)

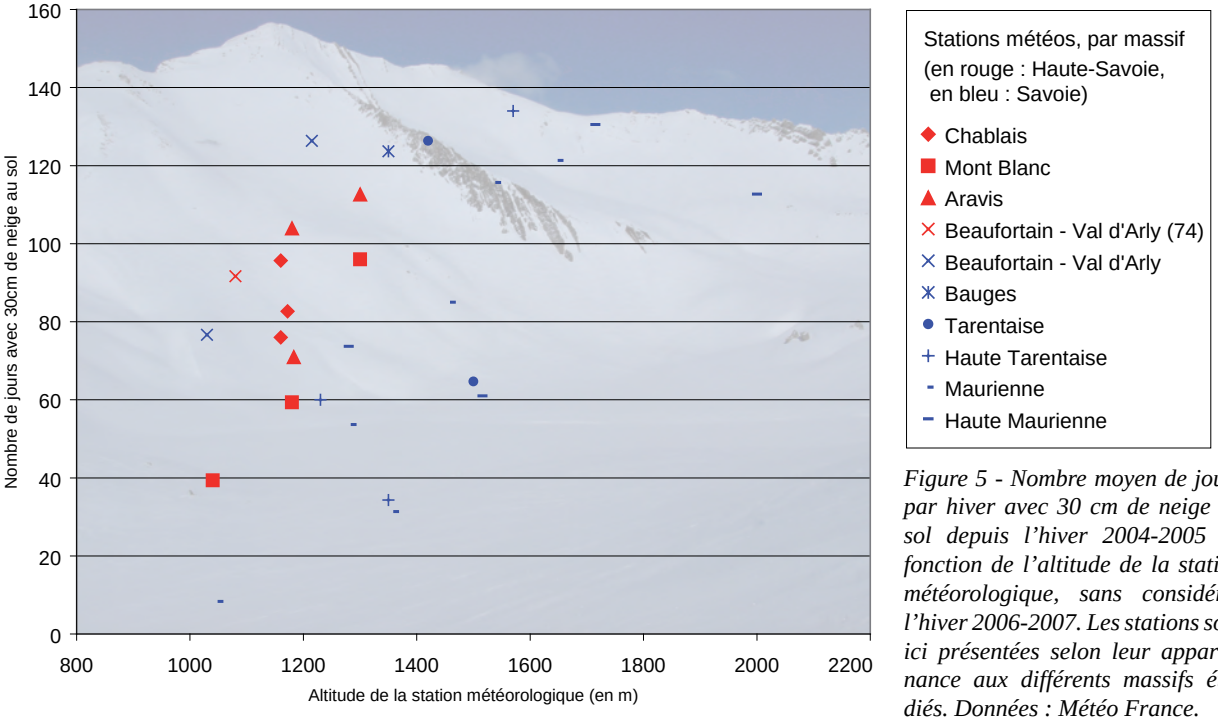


Figure 5 - Nombre moyen de jours par hiver avec 30 cm de neige au sol depuis l'hiver 2004-2005 en fonction de l'altitude de la station météorologique, sans considérer l'hiver 2006-2007. Les stations sont ici présentées selon leur appartenance aux différents massifs étudiés. Données : Météo France.

Les résultats ici présentés sont très hétérogènes. Il paraît difficile à la seule lecture du graphique de la figure 5 de pouvoir affecter par massif une altitude de fiabilité de l'enneigement, notamment du fait du nombre trop peu important de stations météorologiques étudiées et du peu de recul sur les années de mesures (seulement quatre hivers de données). Les 100 jours de neige sont atteints en Savoie pour des altitudes supérieures à 1400 m, sauf pour une station du Beaufortain et une station des Bauges. Au contraire, la majorité des stations haut-savoyardes, toutes situées en dessous de 1400 mètres, n'atteignent pas les 100 jours de neige, exceptées deux stations du massif des Aravis.

Si la lecture des résultats obtenus en première approximation (Tableau 2) et l'analyse des données météorologiques permettent difficilement de statuer sur l'altitude de fiabilité de l'enneigement naturel sans équivoque, nous retiendrons tout de même pour la suite de notre raisonnement une altitude définie à :

- 1100 mètres pour l'ensemble des massifs préalpins (Chablais, Aravis, Bauges, Chartreuse, Aravis), du Beaufortain et du Mont-Blanc,
- 1200 mètres pour la Maurienne et la Tarentaise,
- 1300 mètres pour la Haute Tarentaise,
- 1400 mètres pour la Haute Maurienne.

Ce choix tient compte des précipitations plus importantes, à la même altitude, pour les massifs préalpins au regard des massifs plus internes.

Ces altitudes ainsi définies ont également été modulées selon les scénarios proposés par l'OCDE (2007) : augmentation de 150 mètres, 300 mètres et 600 mètres des altitudes de fiabilité de l'enneigement naturel pour un réchauffement respectif de 1°C, 2°C ou 4°C. A titre d'exemple, si la fiabilité de l'enneigement naturel se situe actuellement à 1200 m pour un massif donné, elle se situerait à 1350 m, 1500 m ou 1800 m pour un réchauffement respectif de 1°C, 2°C ou 4°C.

2 - Quelles altitudes pour les domaines skiables de Savoie et Haute-Savoie ?

La base de données utilisée pour déterminer l'altitude des domaines skiables savoyards et haut-savoyards est le Fichier Informatisé des Remontées Mécaniques (FIRM) administré par les Directions Départementales de l'Equipement de Savoie et Haute-Savoie. La base de données FIRM recueille, par station de sports d'hiver (en l'occurrence par exploitant de remontées mécaniques), l'ensemble des remontées mécaniques existantes. Elle précise notamment l'altitude de départ, l'altitude d'arrivée et le débit skieur de chaque installation.

Grâce à cette base de données, les altitudes moyennes de chaque station de sports d'hiver ont pu être calculées selon trois méthodes différentes.

- méthode 1 : altitude moyenne définie par l'altitude du point le plus haut et du point le plus bas du domaine skiable ;
- méthode 2 : altitude moyenne définie par l'altitude de départ et d'arrivée de chaque remontée mécanique (moyenne des altitudes moyennes de chaque remontée mécanique) ;
- méthode 3 : altitude moyenne définie par l'altitude de départ et d'arrivée de chaque remontée mécanique pondérée par leur débit skieur (moyenne des altitudes moyennes de chaque remontée mécanique pondérées par leur débit skieur).

La principale motivation pour l'emploi de trois

méthodes différentes pour ce raisonnement est le souhait de pouvoir recentrer l'altitude moyenne d'un domaine skiable en fonction du secteur où une station dispose de sa plus grande capacité de production de ski, c'est-à-dire le secteur où se trouve son plus grand moment de puissance.

3 - Résultats et analyse critique

Les altitudes de chaque station de sports d'hiver, calculées selon les trois méthodes explicitées, ont enfin été confrontées aux limites de fiabilité actuelles et futures de l'enneigement naturel définies pour chaque massif des départements de Savoie et Haute-Savoie. Les résultats sont présentés sur la figure 6.

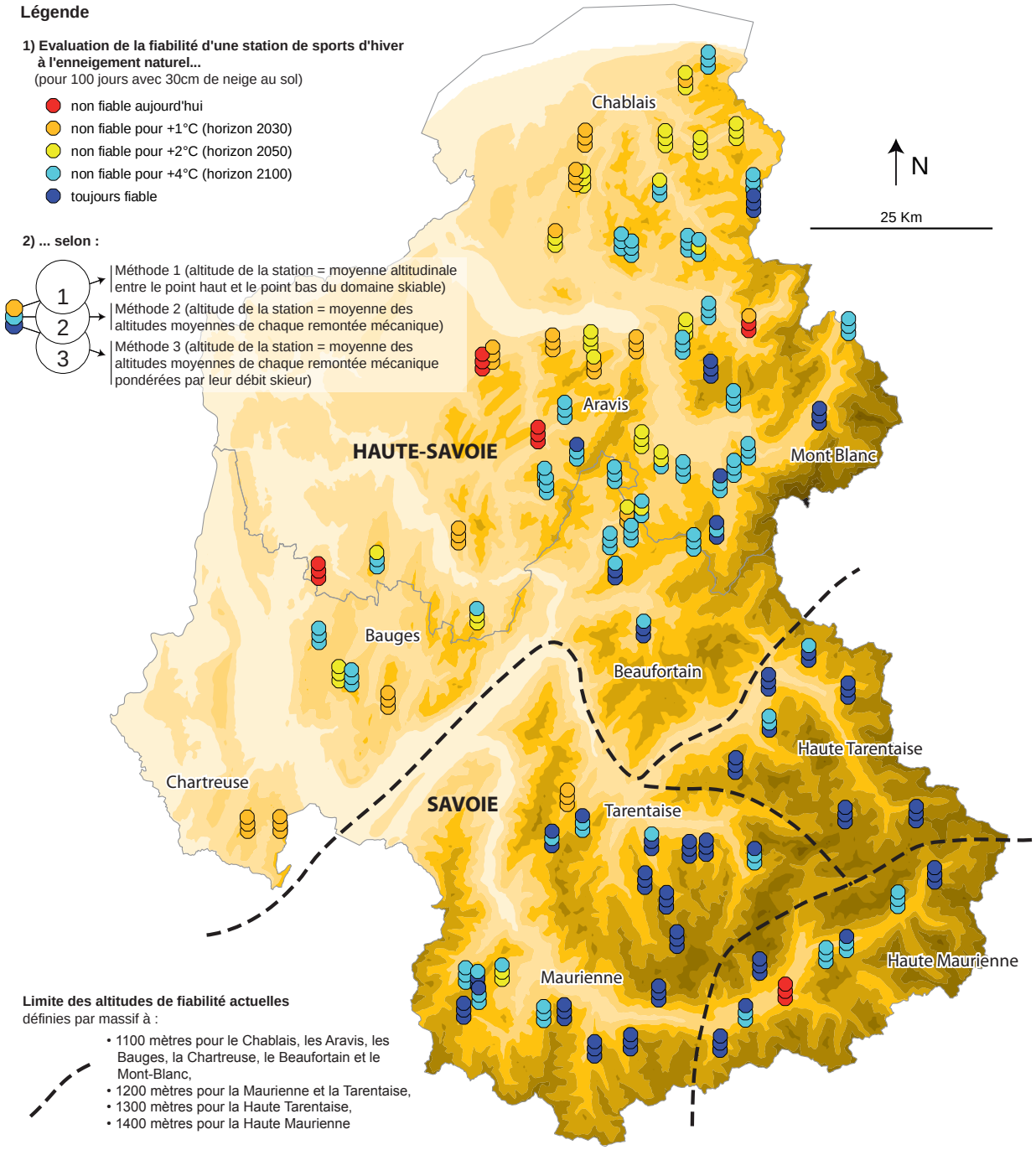


Figure 6 - Evaluation de la fiabilité de l'enneigement des domaines skiables de Savoie et Haute-Savoie. Chaque station est ici figurée par un ensemble de trois points. La couleur de chacun de ces points représente le résultat de l'évaluation de la fiabilité de la station selon les méthodes 1, 2 ou 3.

a - Résultats

A la lecture de ces résultats, force est de constater une hétérogénéité des résultats selon la méthode de calcul utilisée. Une station peut ainsi être considérée à la fois comme fiable ou non fiable pour un même horizon selon l'altitude qui lui est affectée (méthode 1, 2 ou 3). Les conséquences du réchauffement climatique sur la ressource neige en station de sports d'hiver peuvent ainsi être appréhendées d'une façon différente selon les méthodologies conduites.

Par ailleurs, ces résultats nous montrent une grande diversité des situations intra et inter départementales. Ces différentes situations sont à relativiser selon le poids qu'occupe chaque site dans l'offre touristique. Les grands domaines d'altitude de Maurienne ou de Tarentaise par exemple, détenant une part importante de l'offre de ski alpin, semblent être relativement protégés. Les domaines skiables des massifs de moindre altitude au contraire, s'ils sont ici présentés comme les moins fiables du point de vue de l'enneigement naturel, ne représentent néanmoins qu'une faible part de l'offre touristique de ski alpin considérée dans sa globalité.

La synthèse des résultats, présentée à l'échelle départementale dans le tableau 4, montre les variabilités des calculs de fiabilité selon les différentes approches et les compare aux résultats de l'OCDE. Si les méthodes proposées donnent des résultats globalement homogènes, ceux-ci présentent une différence significative avec les résultats de l'OCDE. Cette différence peut s'expliquer par un nombre plus important de sites de faible altitude pris en compte dans notre analyse et par la définition d'altitudes de fiabilité différentes.

b - Discussion

A partir de cette méthodologie, nous voulions répondre aux principales limites de l'analyse proposée par l'OCDE. Si les méthodes utilisées ne remettent globalement pas en cause les résultats de l'OCDE, celles-ci permettent cependant une cartographie plus précise et argumentée de la fiabilité de l'enneigement des stations étudiées. En réalité, trois manques principaux à notre contribution perdurent. Dans un premier temps, les données météorologiques se sont révélées trop peu nombreuses pour permettre d'affiner une altitude de fiabilité de l'enneigement par massif. Ce manque conduit finalement à justifier *a posteriori* la limite globale des 1200 mètres de l'OCDE que nous voulions préciser. Cette altitude devrait donc être retravaillée par l'analyse d'un nombre plus important de stations météorologiques et de séries de données plus longues.

Ensuite, notre analyse reste focalisée sur le concept de limite de fiabilité de l'enneigement naturel définie par massif, sans prise en compte d'autres paramètres physiques locaux pouvant influencer l'enneigement : topographie des sites, exposition des versants, etc. En outre, la part d'incertitude relative aux conséquences

Fiabilité				non fiable aujourd'hui	non fiable pour +1°C (2030)	non fiable pour +2°C (2050)	non fiable pour +4°C (2100)	toujours fiable
Nombre de sites impactés	Savoie	d'après OCDE (2007) [sur 42 sites analysés]		0	2	4	12	30
				0%	5%	10%	29%	71%
		d'après les altitudes de fiabilité définies par massifs [sur 48 sites analysés]	méthode 1	1	5	7	24	24
				2%	10%	15%	50%	50%
			méthode 2	1	6	8	25	23
				2%	13%	17%	52%	48%
			méthode 3	1	6	8	23	25
				2%	13%	17%	48%	52%
	Haute Savoie	d'après OCDE (2007) [sur 37 sites analysés]		2	10	19	30	7
				5%	27%	51%	81%	19%
		d'après les altitudes de fiabilité définies par massifs [sur 47 sites analysés]	méthode 1	3	11	23	41	6
				6%	23%	49%	87%	13%
			méthode 2	4	12	24	44	3
				9%	26%	51%	94%	6%
			méthode 3	4	11	21	43	4
				9%	23%	45%	91%	9%

Tableau 4 - Variabilités des calculs de fiabilité selon les différentes approches

régionales du réchauffement climatique n'est ici pas prise en compte dans les variations de la limite de fiabilité en fonction des augmentations de température projetées.

Enfin, tant dans la méthodologie conduite – centrée sur l'aléa – que dans la représentation même des résultats, présentés sous forme cartographique, il est certain que notre contribution accentue *a priori* une lecture déterministe du risque lié au réchauffement climatique (Marcepoil et Boudières, 2008). Pour combler cette lacune, il parait donc nécessaire de compléter cette prospection du risque d'un déficit de neige par une approche centrée sur la vulnérabilité de ces terrains d'étude. Il s'agirait dans cette perspective d'analyser la prise en compte du réchauffement climatique par leurs acteurs et donc leur capacité à y faire face.

CONCLUSION

Evaluer la fiabilité des stations du point de vue de leur enneigement naturel dans un contexte de réchauffement climatique est un objectif difficile à tenir. Reprenant les grands principes des travaux réalisés sur le sujet par l'OCDE, notre contribution propose une réflexion méthodologique simple et appliquée à une échelle départementale. Celle-ci reste néanmoins à relativiser selon d'autres paramètres locaux : exposition des versants, topographie des sites, etc. En ce sens, c'est à une échelle encore plus fine qu'il faudrait pouvoir raisonner, celle de chaque station de sports d'hiver.

Par ailleurs, pour compléter notre évaluation du risque centrée sur l'aléa – en l'occurrence le risque d'un déficit récurrent de neige dans les prochaines années –, il conviendrait de s'intéresser également aux stratégies des stations de sports d'hiver pour y faire face. Pour Elsasser et Bürki (2002), les différentes stratégies employées sont :

- le maintien de l'activité ski par profilage des pistes, coopération (par exemple une assurance mutualisée contre les mauvaises saisons), production de neige de culture ou développement des domaines skiables à des altitudes plus élevées,
- le fatalisme soit en ne changeant rien, soit en arrêtant tout,
- l'aide aux secteurs en difficulté par des politiques de subvention,
- le choix d'une diversification de l'offre touristique proposée en stations. A ce sujet, si la diversification des activités touristiques est effectivement parfois envisagée, la difficulté réside cependant toujours à mettre en œuvre, à périmètre constant, une alternative aux retombées économiques aussi importantes que le produit ski.

La neige de culture est effectivement une des solutions largement employées aujourd'hui pour atténuer les effets de déficits de neige. Très concrètement, si la production de neige vise à préparer une sous-couche de neige à l'avant saison, garantissant l'ouverture des domaines skiables à date fixe, elle permet également de minimiser les pertes les années de faible enneigement en garantissant l'ouverture d'un domaine skiable minimal. Il s'agit ainsi de se prémunir des conséquences probables du réchauffement climatique sur la ressource neige.

La fiabilité de l'enneigement naturel, au regard des capacités d'adaptation des stations de sports d'hiver, n'est ainsi qu'un des éléments à prendre en considération dans un objectif de définition des vulnérabilités de ces territoires touristiques de montagne. Cela est d'autant plus vrai que les trajectoires d'évolution de l'offre et la demande touristique à long, voire à moyen termes, c'est-à-dire aux horizons 2030 à 2100 envisagés dans notre démarche, reste une inconnue.

Remerciements

Je remercie tout particulièrement la Direction Départementale de l'Equipement et de l'Agriculture de Savoie pour son accueil dans le cadre d'un monitorat en entreprise. Mes remerciements s'adressent également à la Direction Départementale de l'Equipement et de l'Agriculture de Haute-Savoie, la Direction Régionale de l'Environnement Rhône-Alpes et ODIT France ; ce travail n'aurait en effet pas pu être conduit sans les échanges régulièrement et collectivement entretenus avec l'ensemble de ces administrations. Merci enfin à Météo France pour les données météorologiques mises à ma disposition ainsi qu'à Christophe Chaix pour sa précieuse aide quand au traitement de celles-ci.

BIBLIOGRAPHIE

ASPEN GLOBAL CHANGE INSTITUTE, 2006. Climate Change and Aspen : an assessment of impacts and potential responses. 178 p.

BERLIOZ F., 2008, Plan climat et tourisme. *In* Plan Climat Savoie *2020*, le 18/11/2008, le Bourget du Lac.

DAWSON J., 2008, Les stations d'Amérique du Nord face au changement climatique. *In* Colloque les entretiens de la Montagne, 10ème édition - l'économie touristique pilier du développement durable, le 06/11/2008, Chambéry.

ELSASSER H., BÜRKI R., 2002, Climate change as a threat to tourism in the Alps. *Climate Research*, 20, 253-257.

ETCHEVERS P., MARTIN E., 2002. Impact d'un changement climatique sur le manteau neigeux et l'hydrologie des bassins versants de montagne. In: *Colloque international : L'eau en Montagne - Gestion intégrée des Hauts Bassins Versants*, le 05/09/2002, Megève.

FÖHN P., 1990. Schnee und Lawinen. Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. Internationale Fachtagung, *Mitteilungen Versuchanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 108, 33-48.

HELION C., 2006. Transports par câbles et sports d'hiver : approche géographique de la dynamique territoriale du tourisme et des loisirs en espace montagnard. *Collection EDYTEM, Cahier de Géographie*, 4, 105-114.

LATERNSER M., SCHNEEBELI M., 2003. Long-term snow climate trends of the Swiss Alps, 1931–99, *International journal of climatology*, 23, 730-750.

LOUBIER J.-C., 2007. Changement climatique et domaines skiables : simulation en Savoie et Haute Savoie à l'horizon 2015. *Mappemonde*, 85, accès au 30/01/2008, http://mappemonde.mgm.fr/num13/articles/art07103.html

MARCELPOIL E., BOUDIERES V., 2008. Climate change and mountain touristic territories vulnerability : an endogenous reading. *In* Conference Managing Alpin Futur, le 01/04/2008, Innsbruck, Autriche.

MÉTÉO FRANCE, 2009. Point sur l'enneigement dans les massifs français au 5 février 2009, accès au 05/02/2009, http://france.meteofrance.com/france/actu/actu?document_id=20350&portlet_id=42259

MONTAGNE LEADER, 2008. Top 100 des opérateurs français de domaines skiables. *Montagne Leader*, 209, 45-56.

OCDE, 2007. Changements climatiques dans les alpes européennes Adapter le tourisme d'hiver et la gestion des risques naturels. Sous la direction de Shardul Agrawala, Editions OCDE, 136 p.

ODIT FRANCE, 2006. Les chiffres clés du tourisme de montagne en France. 5ème édition. ODIT France, Paris, 58 p.

ODIT FRANCE, 2008. Les domaines skiables face aux aléas d'enneigement et le développement de la neige de culture, ODIT France, Paris, 13 p.

PRUDENT RICHARD G., 2008. Changements climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels. Rapport Technique N°1 de l'ONERC, Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique, 87 p.

REYNAUD L., 2008, Le changement climatique et le futur du tourisme de montagne. *In Salon mondial du tourisme de neige*, le 27-29/03/2008, Andorre.

TABEAUD M., DELAPORTE B., 2005. Manteau et tourisme hivernal dans les alpes : Les savoyards et l'or blanc. Perceptionclimat.net, 8 pp., accès au 28/10/2008, http://www.perceptionclimat.net/info.php?id=3

LES HIVERS SANS NEIGE ET L'ÉCONOMIE DES SPORTS D'HIVER

UN PHÉNOMÈNE RÉCURRENT, UNE PROBLÉMATIQUE TOUJOURS RENOUVELÉE

WINTER WITHOUT SNOW AND TOURIST ECONOMY:
A RECURRENT PHENOMENON BUT AN ALWAYS RENEWED PROBLEM

CHRISTOPHE GAUCHON

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : christophe.gauchon@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

Du point de vue de la géographie du tourisme, la neige s'est affirmée, tout au long du XX^e siècle, comme la ressource centrale autour de laquelle s'organise l'économie des sports d'hiver. Dès lors, le manque de neige peut devenir un problème pour les stations qui ont misé sur le développement de ces activités. Quatre hivers sans neige font ici l'objet d'une analyse (1931-32, 1963-64, 1988-89 et 2006-07), fondée essentiellement sur une revue de presse, de manière à restituer la façon dont ont été perçues à leur époque ces saisons atypiques.

L'étude ne se place pas sur le plan météorologique ni climatique, mais essaie de saisir le niveau de vulnérabilité du tourisme hivernal dans les Alpes françaises lorsqu'il est confronté à ce type de dysfonctionnement. On peut penser que plus l'activité est spécialisée, plus la vulnérabilité est grande. A des stades de structuration encore peu affirmés, l'activité fait encore preuve d'une certaine souplesse et peut s'adapter, ce qui est encore vrai en 1963-64. En revanche, lorsque la spécialisation est très poussée, la fragilité du système risque d'apparaître beaucoup plus grande et de mettre à mal l'ensemble du système (1988-89), à moins que l'on se soit préparé en vue de tels épisodes par le recours massif à la neige de culture (2006-07).

A travers ces quatre hivers sans neige, la géographie des sports d'hiver se précise peu à peu, les localisations évoluent de façon à éviter les écueils observés, les réputations de « bon enneigement » se font et se défont. Ainsi, la construction des stations d'altitude doit-elle beaucoup aux hivers peu neigeux du début des années 1930 et aux enseignements qui en furent tirés. Et le déséquipement actuel de nombreuses petites stations peut aussi être mis en relation avec l'occurrence de ces « mauvaises » saisons.

MOTS-CLÉS *: TOURISME DE MONTAGNE, SPORTS D'HIVER, ÉCONOMIE DE LA NEIGE, STATIONS, VULNÉRABILITÉ, ALPES FRANÇAISES.*

ABSTRACT

For tourism geography, snow has become during the 20th century the prominent resource for the whole winter sports economy. From that moment, the lake of snow can be a serious problem for ski resorts. Four winters without snow (1931-32, 1963-64, 1988-89 and 2006-07) will be studied in this paper; the analysis of newspapers will help us to understand the way in which these strange seasons have been then perceived, before any idea of global change and since the coming out of this invading preoccupation.

Our study doesn't aim in a meteorological or in a climatic analysis; but we shall try to measure the vulnerability of winter tourism in French Alps when confronted such a dysfunctioning. We may express the hypothesis that the more specialised is the activity, the greater is the vulnerability. So long that winter sport activity isn't strongly organised, the system may keep some flexibility and may adapt to circumstances: this is still possible in 1963-64. But when the specialization is more elaborated, the brittleness may appear more clearly and may deeply disturb the whole system (e.g. 1988-89), except if operators get ready by developing artificial snowing (2006-07).

The occurrence of these winters without snow takes part in the evolution of winter sports geography: to avoid the lake of snow, resorts are built higher and higher, some places bear a character of good snow-covered situation. Some resorts come out stronger from these crises, whereas the fall of others is accelerated.

KEYWORDS*: WINTER TOURISM, SKI RESORTS, SNOW ECONOMY, VULNERABILITY, FRENCH ALPS.*

Introduction

Dans les études touristiques, la saisonnalité joue un grand rôle : le choix des destinations et les aménagements sont liés à la pratique de certaines activités et à un ensemble de représentations qui valorisent tel ou tel aspect de l'automne, toujours flamboyant, ou du printemps, forcément lumineux. Dans ce registre, l'hiver en montagne est nécessairement associé à la neige depuis que se sont développés les sports d'hiver. L'hiver touristique est donc neigeux, ou il n'est pas ! Dans ces conditions, l'hiver sans neige est une sorte de scandale, il fait obstacle à l'épanouissement des activités qui sont censées se déployer durant cette saison. L'hiver sans neige est aussi révélateur des vulnérabilités du système touristique : selon son niveau d'organisation et de spécialisation, comment réagit-il à pareil coup du sort ? Quelle est sa capacité de réaction ? Quelle est la résilience du système des sports d'hiver quand lui fait défaut l'un de ses principaux ingrédients ?

Sans doute y a-t-il toujours eu des hivers sans neige, mais leur signification a changé au gré des protocoles de mesure, des pratiques et des représentations (Joly et Fury, 1993). Quelle que soit la réalité du changement climatique et du réchauffement, et sans rien en nier, comment peut-on l'envisager de façon relative en la croisant avec la dimension de l'usage social de la neige ?

Dans la société agro-pastorale, l'hiver sans neige est associé aux hivers doux, plus rarement aux hivers secs, et pose de multiples problèmes : prolifération de la vermine aux printemps-étés qui suivent, impossibilité de descendre le foin stocké en altitude sur des traîneaux, davantage de froid dans les maisons… S'appuyant sur un corpus de dictons considérés comme « *révélateurs d'une attitude collective à l'égard de la neige dans la société rurale montagnarde traditionnelle* », H. Gumuchian estimait que 44 % des dictons évoquent une présence positive de la neige, 44 % neutre et 12 % seulement négative (Gumuchian, 1983). Et les dictons climatiques collectés par les folkloristes confirment cette impression : « *An de neige, an de bien* », « *Année de neige emplit le grenier ; année sans neige appauvrit le meunier* », ou « *Année neigeuse, année heureuse* », et bien d'autres (Djavadi, 1990). S'appuyant sur l'exemple du Monêtier (vallée de la Guisane, Hautes-Alpes), O. Dollfus n'hésitait pas à écrire qu'« *au XIX^e^ siècle, un hiver sec et ensoleillé pouvait avoir des conséquences catastrophiques* » (Dollfus, 1978) ; mais il montrait aussi combien la notion de « bon hiver » est historiquement très plastique selon le contexte, et selon l'activité considérée : l'agriculture, les sports d'hiver, le remplissage des barrages pour l'hydro-électricité ont chacune leur propre calendrier idéal…

En effet, les enjeux changent du tout au tout avec l'économie des sports d'hiver, car l'absence de neige se traduit par un manque à gagner d'abord, par une nécessité d'investissements supplémentaires ensuite. Les hivers sans neige, considérés sous l'angle touristique, ont déjà suscité un certain nombre de réflexions intéressantes (par exemple, Charles et Vayr, 1991), mais les auteurs se sont plus souvent attachés aux épisodes de neige très abondante, comme révélateurs des fragilités et des dysfonctionnements de nos sociétés (par exemple Gumuchian, 1984).

Il ne s'agira pas ici d'analyser finement les modalités météorologiques d'hivers plus ou moins neigeux, ni les fréquences ou les rythmes : si les 4 hivers sans neige que nous avons choisi de présenter sont séparés de 20 ou 25 ans, on ne prétend absolument pas à la moindre notion de cyclicité ; en revanche, ce pas de temps nous a paru suffisant pour qu'un phénomène analogue soit ressenti différemment en fonction des évolutions socio-économiques intervenues entre temps, en fonction de la façon dont la neige est perçue et de sa constitution en ressource : deux épisodes objectivement très semblables auront ainsi des conséquences quasiment opposées, ou au contraire, deux hivers où la notion de « sans neige » recouvre des réalités très différentes, finissent par avoir à peu près le même impact.

Il convient toutefois de préciser qu'il ne s'agit jamais d'hivers sans neige *stricto sensu* : dans les faits, il y a toujours de la neige, en plus ou moins grande quantité, tombée plus ou moins tôt ou tard dans la saison, plus ou moins haut en altitude. La formule d'« *hiver sans neige* » est un peu brutale et ne doit pas être comprise de façon trop littérale. Face à une très grande diversité de situations réelles, ce qui fait l'hiver sans neige, c'est la perception d'un déficit grave, inhabituel, et qui entraîne un certain nombre de problèmes, variables en fonction du contexte. Certains acteurs, on le verra, sont d'ailleurs plus sensibles que d'autres à la perception de ce déficit, et ce ne sont pas forcément les mêmes d'une crise à l'autre. Mais ce déficit est toujours perçu comme une anomalie, une situation contre-nature, surtout quand la neige tombe en Provence ou en Afrique du Nord alors qu'elle fait obstinément défaut sur les Alpes.

Sur le plan des séquences climatiques, ces hivers sans neige se partagent en deux grandes catégories : d'un côté, les hivers très secs et lumineux, parfois très froids, tel l'hiver 1963-64 ; l'anticyclone s'installe durablement, les perturbations donnent un peu de neige sur le Midi mais n'arrivent jamais jusqu'aux Alpes (malgré les annonces optimistes répétées de la presse). Toutefois, le temps est plutôt agréable, même une couche de neige ténue peut se maintenir assez longtemps au sol et la saison touristique peut être sauvée. D'un autre côté, les hivers doux et humides où la pluie peut s'installer jusqu'à plus de 2000 mètres d'altitude : tel est le cas en 2006-07 marqué par une douceur exceptionnelle. Alternent alors perturbations et périodes de beau temps chaud. Et si la neige tombe,

elle fond dès les jours suivants, même en haute montagne : le 13 janvier 2007, l'isotherme 0°C n'est-il pas remonté jusqu'à 3700 mètres d'altitude (Goetz, 2007) ? Il faudrait alors parler d'hiver pourri !

Sur le plan du calendrier, ces hivers sans neige correspondent à des scénarios variés, parmi lesquels on peut distinguer :

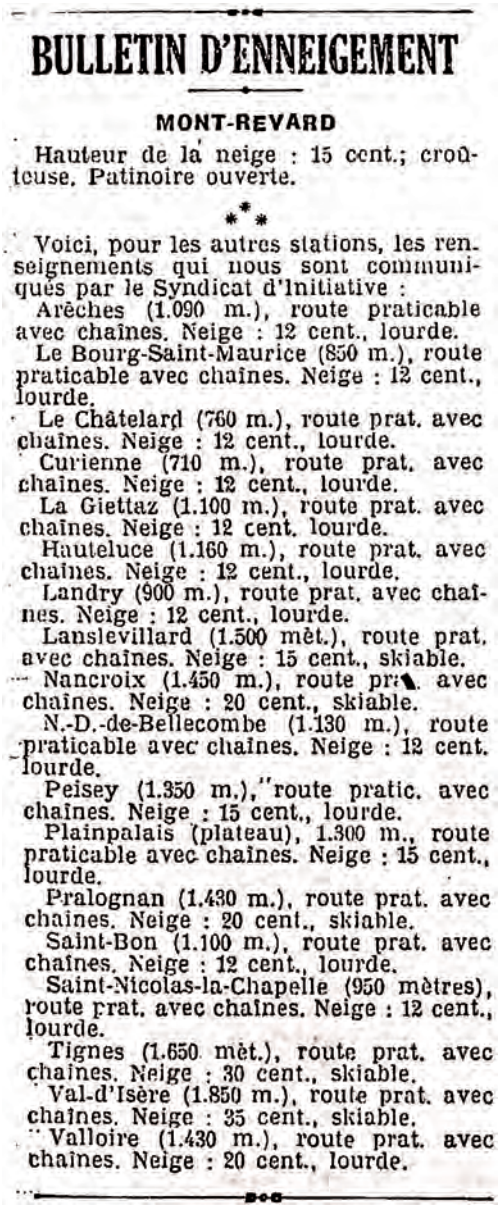
- l'arrivée tardive de la neige qui ne tombe que courant janvier, voire plus tard encore, laissant les pentes nues aux vacances de Noël ;
- une neige précoce tombée dès le mois de novembre par exemple, mais suivie d'un redoux brutal accompagné d'un fort foehn qui va se traduire par une fonte rapide en plein cœur de l'hiver ;
- une quantité de neige réduite, vite entamée par un printemps précoce susceptible de compromettre la deuxième partie de la saison. Les conséquences sur l'économie des sports d'hiver sont alors moindres.

Au cours du dernier siècle, nous avons donc choisi quatre épisodes qui ont en commun d'avoir été perçus, en leur temps, comme des « *hivers sans neige* » : 1931-32, 1963-64, 1988-89 et 2006-07. Ces quatre hivers sont autant de coups de projecteurs qui doivent nous aider à saisir les points de vulnérabilité de l'économie de la neige, dans des contextes très contrastés, à des stades différents de spécialisation, de développement, de maturité du tourisme de sports d'hiver. Une sorte d'approche expérimentale de la géographie du tourisme... Dans quelle mesure ces quatre hivers sans neige ont-ils fonctionné comme des déclics ? comme des incidents de parcours ou comme des coups de grâce ? comme des tests ou comme des forçages ? comme les puissants moteurs des évolutions ultérieures ?

I - L'HIVER 1931-1932

Les lecteurs qui ouvrirent *Le Petit Dauphinois* en ce vendredi 1er janvier 1932 eurent un sujet de conversation tout trouvé pour commencer l'année. Ils pouvaient en effet lire en page 2 : « *Les hivers sans neige : jusqu'à présent, l'hiver a été à peu près sec et en somme pas très froid dans notre région. Les skieurs font grise mine et les stations d'altitude sont heureuses lorsqu'elles peuvent comme aujourd'hui annoncer – en exagérant un peu – vingt-cinq centimètres de neige friable. Où sont les neiges d'antan ? A pareille époque, ces dernières années, aux environs directs de Chambéry on en signalait couramment des hauteurs de 50 et 60 centimètres et, dans la haute montagne, des mètres (…) Allons, skieurs, ne faites plus grise mine, (…) de gros nuages sombres s'amoncellent déjà sur les hauteurs ; ils vont les saupoudrer d'un bon duvet glacé. Reprenez le sourire et… préparez vos bois* », c'est-à-dire vos skis !

L'article est intéressant en ce qu'il mêle des considérations éternelles sur le dérèglement des saisons et le souci « moderne » de la ressource en neige ; après avoir rappelé quelques hivers sans neige des siècles passés, l'auteur conclut qu' « *à ces époques lointaines, on ne pratiquait sans doute pas les sports d'hiver* », et que le manque de neige ne posait donc pas le même genre de problèmes. Et après avoir adressé un clin d'œil aux lecteurs qui ne sont pas dupes de la fiabilité des bulletins d'enneigement, il laisse planer l'augure d'une chute de neige prochaine. Ces quelques lignes donnent ainsi le ton de la façon dont seront vécus les hivers sans



BULLETIN D'ENNEIGEMENT

MONT-REVARD

Hauteur de la neige : 15 cent.; croûteuse. Patinoire ouverte.

***

Voici, pour les autres stations, les renseignements qui nous sont communiqués par le Syndicat d'Initiative :

Arêches (1.090 m.), route praticable avec chaînes. Neige : 12 cent., lourde.

Le Bourg-Saint-Maurice (850 m.), route praticable avec chaînes. Neige : 12 cent., lourde.

Le Châtelard (760 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 12 cent., lourde.

Curienne (710 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 12 cent., lourde.

La Giettaz (1.100 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 12 cent. lourde.

Hauteluce (1.160 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 12 cent., lourde.

Landry (900 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 12 cent., lourde.

Lanslevillard (1.500 mèt.), route prat. avec chaînes. Neige : 15 cent., skiable.

Nancroix (1.450 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 20 cent., skiable.

N.-D.-de-Bellecombe (1.130 m.), route praticable avec chaînes. Neige : 12 cent. lourde.

Peisey (1.350 m.), route pratic. avec chaînes. Neige : 15 cent., lourde.

Plainpalais (plateau), 1.300 m., route praticable avec chaînes. Neige : 15 cent., lourde.

Pralognan (1.430 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 20 cent., skiable.

Saint-Bon (1.100 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 12 cent., lourde.

Saint-Nicolas-la-Chapelle (950 mètres), route prat. avec chaînes. Neige : 12 cent., lourde.

Tignes (1.650 mèt.), route prat. avec chaînes. Neige : 30 cent., skiable.

Val-d'Isère (1.850 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 35 cent., skiable.

Valloire (1.430 m.), route prat. avec chaînes. Neige : 20 cent., lourde.

Figure 1 - Bulletin d'enneigement paru le 6 janvier 1932 dans Le Petit Dauphinois*. Quoiqu'en ait dit J. Miège, il ne s'agit pas vraiment d'un « hiver sans neige ». Sur les 19 stations renseignées, toutes dans le département de la Savoie, 5 sont situées en dessous de 1000 mètres. Le Revard, archétype de la station « moderne », figure toujours en position éminente. On remarque que la neige est caractérisée par sa quantité et par sa qualité. Les conditions d'accès à chaque station sont également précisées.*

neige tout au long du siècle : lamentations, sagesse populaire et espoirs savamment entretenus s'y entrelacent étroitement, ne serait-ce que pour faire patienter le chaland…

Avec le recul, l'hiver 1931-32 est difficile à caractériser, pour plusieurs raisons, et tout d'abord parce que les sources divergent : Jean Miège d'un côté multiplia les adjectifs catastrophistes pour désigner cet hiver « calamiteux », « misérable », « malheureux », « déficitaire », quand il n'alla pas jusqu'à parler d'« année terrible » (Miège, 1934). D'un autre côté, la presse semblait minimiser la situation, en insistant plutôt sur ce qui fonctionnait et en multipliant les bulletins triomphaux qui annoncent jour après jour de nouvelles chutes de neige.

Ensuite, l'expression « *Hiver sans neige* » n'a pas la signification qu'elle prendra ensuite : il semble qu'il s'agisse surtout d'un hiver sans neige dans la plaine et sur les pentes les plus proches. Cela nous renseigne sur la géographie des sports d'hiver en ce début des années 1930 : à l'époque, on lorgne donc sur des champs de neige à très basse altitude : Curienne, à 700 mètres d'altitude, est ainsi qualifiée de station (voir figure 1). Le 24 janvier, deux concours de ski sont annulés en raison du manque de neige : ils devaient se tenir à Moûtiers (Savoie, 500 m) et à Monestier-de-Clermont (Isère, 850 m) !

La chronique de l'enneigement au Revard, tel que nous avons pu la reconstituer d'après les bulletins qui paraissaient très régulièrement dans *Le Petit Dauphinois*, montre qu'il ne s'agit pas réellement d'un hiver sans neige. Si les bulletins publiés sont sincères, il y a toujours eu, entre le 20 décembre 1931 et la fin de janvier 1932, entre 8 et 20 centimètres de neige. Même si le manteau neigeux tend ensuite à se raréfier, avec seulement 5 centimètres les 3 et 4 février, le Revard, archétype de la « station d'altitude », justifie une réputation solidement établie.

Enfin, Miège parle assez clairement de tourisme au sens propre, avec le problème de l'équipement des hôtels et de leur fréquentation, alors que la presse consultée s'intéresse surtout aux concours de ski comme un loisir pour les Chambériens ou les Anneciens, et l'enjeu n'est pas du tout le même.

Sur le plan de l'économie du tourisme, cet hiver tombe mal : alors que la saison d'hiver est encore embryonnaire, le marasme lié à la crise de 1929 pèse lourd sur le développement de l'activité. Alors qu'à Val d'Isère, « *un hôtel a profité des conditions actuelles pour rester en service* » pendant l'hiver (Miège, 1934), les hivers sans neige ont rendu « *pénible l'entrée en scène de nouveaux hôtels, comme ceux de Montmin, de Mont-Saxonnex, de Mègevette, de Thollon* » (idem). Il faut bien se rappeler que le pari de « faire » la saison d'hiver était risqué : il fallait aménager les hôtels ce qui constituait une lourde dépense, il fallait assurer l'approvisionnement, et l'on comprend qu'après un hiver 1930-31 déjà pas fameux sur le plan de l'enneigement, l'hiver 1931-32 ait douché bien des enthousiasmes : à la Giettaz, « *l'hôtel de Montmin, muni du chauffage central et de 50 lits, a fait de mauvais débuts en 1931-1932 par la faute d'un hiver misérable (…) Au Mont-Saxonnex (993 m), un hôtel a aussi tenté de rester ouvert cette année-là, mais le manque de neige lui a été défavorable* », (Miège, p. 254). Au total, il semble bien que l'activité ait marqué une certaine régression par rapport à son niveau de la fin des années 1920 : « *ces deux dernières (sic) hivers, calamiteux ont réduit le nombre des centres de sports d'hiver à quelques unités favorisées par des altitudes supérieures à 1100 mètres* » (Miège, 1934).

Miège et la presse se rejoignent sur ce point, qu'une géographie du bon enneigement émerge à cette occasion, susceptible d'orienter les choix des années et des décennies à venir. On découvre dans ces circonstances qu'il faut aller chercher la neige plus haut et que des secteurs sont mieux dotés que d'autres. C'est là que se font des réputations d'enneigement garanti. Miège décrit la lente montée du centre de gravité vers les hautes vallées, et les obstacles qui entravent encore ce mouvement, car ce n'est pas tout de savoir qu'il y a de la neige en altitude, encore faut-il pouvoir l'atteindre : ainsi « *dans les années d'abondance de neige, l'accès [à Val d'Isère] n'était possible qu'en début et fin de saison* » (p. 262).

En d'autres termes, « *les deux dernières saisons déficitaires ont eu pour conséquence (…) de priver de leur clientèle accoutumée la plupart des stations d'altitudes inférieures. Elles ont stimulé la fréquentation des centres de haute altitude de Maurienne et Tarentaise. En somme, la zone intra-alpine a été avantagée aux dépens des Préalpes* » (p. 262-263).

La presse, soucieuse de pointer surtout les endroits où l'on peut skier, met en évidence les stations mieux dotées. C'est dans ce contexte que le Chinaillon fait valoir ses atouts par rapport au Grand Bornand (*Le Petit Dauphinois* du 19 janvier 1932), que les Saisies commencent à se tailler une réputation d'infaillibilité en matière d'enneigement, même s'il ne s'agit que du séjour d'un groupe de…dix skieurs dans un chalet (*Le Petit Dauphinois*, 1er janvier 1932). Depuis Chamonix, on va skier à Argentière, à Montroc, au Prarion ou au col de Voza, tandis que les touristes en séjour à Morzine montent aux Gets. On assiste donc à une certaine dissociation entre les lieux de séjour et les lieux de pratique, même si la presse s'émerveille de la bonne organisation qui permet aux « *cars d'amener les skieurs de Megève en bande joyeuse jusqu'au pied de Rochebrune d'où les traîneaux partent pour atteindre le nouveau chalet-refuge des skieurs* » (*Le Petit Dauphinois*, 29 décembre 1931).

Le tableau est donc mitigé : la crise du tourisme préexiste aux conditions d'enneigement de cet hiver, même si celles-ci l'aggravent. L'hiver sans neige tend à infléchir la localisation de l'activité, et les années 1940-50 sauront tirer les leçons de ces épisodes. Ainsi

Le Petit Dauphinois du 25 décembre 1931 publie-t-il une tribune d'Antoine Borrel intitulée « *les Sports d'hiver* » ; si le député radical-socialiste de la Tarentaise insiste surtout sur l'organisation et sur l'équipement des stations, il précise aussi qu'il faudra placer celles-ci « *à des altitudes suffisantes pour qu'on soit assurés (sic) d'y trouver de la neige* ».

Mais, dans le même temps, un hiver sans neige n'est pas encore vécu comme une catastrophe. D'abord parce que le tourisme hivernal est encore un « tourisme de niche » dirait-on aujourd'hui. Sur les 282 pages du livre de Jean Miège sur « *la vie touristique en Savoie* », seules 15 pages traitent de la saison d'hiver et de ses problématiques propres, ce qui en dit long sur son importance ; les 18 pages consacrées à « *la saison touristique* » sont exclusivement estivales, et l'hiver est traité dans un chapitre intitulé « *La vie touristique dans le cadre des spécialités* » : manifestement, l'essentiel n'est pas là, sauf à Megève, seule station où la saison d'hiver dépasse la saison d'été. Les fréquentations sont chiffrées en dizaines ou en centaines de skieurs ou de touristes ; seuls les concours peuvent attirer plus de monde. Par ailleurs, même au sein de la saison hivernale, l'activité des sports d'hiver reste encore assez confidentielle, la spécialisation qui se développera par la suite est à peine amorcée : « *En 1931-1932, Saint-Gervais a été privé de neige, mais une clientèle est venue pour la cure d'air* » (Miège, p. 258). Même si « *ce bougre d'hiver sans neige a mis le désarroi parmi la « gent skieuse »* » (*Le Petit Dauphinois*, 11 janvier 1932), l'impact de la saison manquée est ainsi atténué.

II - L'HIVER 1963-1964

Avec l'hiver 1963-64, nous touchons réellement à une saison sèche et sans neige, ou presque : si l'on prend comme base les cumuls au 31 décembre 1963, ils s'élevaient à 6 cm seulement à Vaujany (contre 114 cm au 31/12/1962 et 118 cm au 31/12/1964) ou 15 cm à Autrans (contre respectivement 179 et 154) (d'après J. Marchini, 1982, « *Contribution à l'étude de la neige dans le département de l'Isère* », cité in Gumuchian, 1983). Le tableau 1 confirme ce déficit.

Le déficit est surtout marqué en Haute-Savoie, et s'estompe progressivement en direction des Alpes du Sud. A plusieurs reprises durant le mois de janvier, le journal relaie les promesses d'amélioration de l'Office National de Météorologie, mais la une du 27 janvier doit reconnaître qu'il n'est rien tombé. Il faudra attendre la première quinzaine de mars pour que les choses s'arrangent en Dauphiné et en Tarentaise, mais on continuera à guetter en vain la neige en Haute-Savoie, et surtout dans les stations du pays du mont-Blanc. Il faut d'ailleurs noter que l'hiver 1962-63 n'avait déjà pas été très blanc ; en janvier 1963, la neige manquant à Courchevel, des navettes avaient acheminé des skieurs à La Plagne, qui ouvrait tout juste et qui semblait mieux lotie (Drouin, 1999).

La lecture du *Dauphiné Libéré* de l'hiver 1964 donne à voir un tableau à deux faces : d'un côté le problème d'enneigement est évoqué, mais il va à peine crescendo au cours des mois de janvier-février, de l'autre la montagne alpine continue à vivre et à prospérer avec ou sans neige, ce qui est caractéristique d'une période de transition. Et il semble que ces deux faces ne doivent jamais interférer : elles apparaissent dans des articles et sur des pages différents, et même souvent dans des éditions différentes.

Le manque de neige apparaît surtout comme un problème catégoriel auquel sont confrontées différents acteurs et l'article du 9 janvier restera finalement assez isolé : « *La neige faisant toujours défaut, les stations de sports d'hiver sont véritablement sinistrées* ». Car

	19/12/1963	3/1/1964	7/2/1964	21/2/1964	20/3/1964
Châtel	0	0	0	0	7
Morzine	0		3	0	0
Les Gets		4	3		5
Samoens	5		10	5	0
Chamonix	0	0	0	0	0
Les Contamines			0	0	
Combloux	0	0	0	0	0
Megève	0	0	0	0	
Le Grand Bornand			10	10	
La Clusaz	5	2	0	0	
Val d'Isère	25	5	25	35	
Courchevel	15	15	15	25	35
Pralognan	10		0		
Valloire	15		0	5	
Chamrousse	0	0	0	10	
Villard de Lans	0	5	0	0	
L'Alpe d'Huez	20	15	5	10	50

Tableau 1 - Synthèse des bulletins d'enneigement publiés dans Le Dauphiné Libéré *pendant l'hiver 1963-64 (hauteurs de neige aux stations, en cm).*

sous ce titre assez catastrophique, les chiffres qui suivent ne concernent que la Clusaz et Le Grand Bornand. Lui font écho l'article du 24 janvier sur les difficultés rencontrées par les détaillants d'articles de sports d'hiver, qui se sont réunis à Grenoble, puis l'article du 29 janvier qui fait état d'une réunion de la Commission hôtelière du groupement touristique du Mont-Blanc qui demande un plan d'urgence pour la profession en raison des conditions de neige. Le 7 février, le conseil d'administration du Comité des stations françaises se réunit à Grenoble, «*préoccupé des conséquences graves que provoque le manque de neige dans la plupart de nos centres de ski*», et demande à nouveau l'aide du gouvernement, même si certaines stations s'en sortent bien. Extraits du communiqué : « *Certaines stations françaises sont particulièrement favorisées puisqu'elles peuvent offrir à leur clientèle des pistes de plus de 600 m de dénivellation, desservies par remontées mécaniques (…) Les stations de moyenne altitude risquent de connaître d'énormes difficultés de fonctionnement (…) Pour toutes les stations, les conditions atmosphériques actuelles sont une contre-publicité évidente et entraînant par voie de conséquence une récession très importante [Le comité] décide de maintenir la publication traditionnelle du Bulletin Officiel d'Enneigement et d'y adjoindre la liste des pistes skiables dans les stations (pistes desservies par les remontées mécaniques)* ». Le 10 mars, dans le cadre du 7ème salon international des Sports d'hiver, se tient «*une importante réunion de la section des détaillants des stations de sports d'hiver*», soit environ «*200 détaillants*» : «*Le but de cette assemblée était d'examiner les difficultés causées par le manque d'enneigement du déplorable hiver 1964, et les moyens d'aider les commerçants à résoudre leurs exceptionnels problèmes fiscaux et financiers*». Les acteurs sont conscients des difficultés et ne manquent pas d'appeler les pouvoirs publics à l'aide, mais ils n'ont pas encore le poids économique qu'ils acquerront ensuite, et ils craignent de faire aux stations une « contre-publicité » qui leur serait préjudiciable.

En général, ces problèmes d'enneigement ne sont pas évoqués frontalement, mais plutôt à l'occasion d'événements particuliers, par exemple : «*Le manque de neige dans nos stations des Alpes a souvent obligé nos skieurs à se transformer en promeneurs*», d'où un secours à 2500 m dans les Aravis (Tête Pelouse) pour récupérer un randonneur égaré (*Le Dauphiné Libéré*, 8/1/1964).

De même, les mauvaises nouvelles sont toujours contrebalancées par de bonnes nouvelles. Ainsi, le téléphérique des grands Montets est inauguré pour les vacances de Noël, «*toutefois, étant donné la pénurie de neige et pour des raisons de sécurité évidente, l'accès dans les bennes ne sera autorisé exceptionnellement – ceci jusqu'à ce que l'enneigement soit suffisant – qu'aux skieurs accompagnés de moniteurs ou aux touristes sans ski*» (*Le Dauphiné Libéré*, 25/12/1963).

La situation générale n'est pas bonne, mais les éclairages ponctuels montrent toujours les endroits où l'on skie quand même, où l'on trouve des solutions, comme par exemple les Saisies où l'on a compté la veille de Noël «*2000 skieurs venus de toutes les stations environnantes*» (*Le Dauphiné Libéré*, 25/12/1963) ; un mois plus tard, ils seront même 5000 si l'on en croit l'édition du 11 février 1964 (à comparer aux 10 skieurs de Noël 1931 !). La presse s'efforce de démontrer que tout le monde est à pied d'œuvre pour que les pentes restent skiables : «*Dans toutes les stations où il subsiste une légère couche damée et dure, on fait l'impossible pour la conserver car le temps reste froid et l'isotherme 0 degré ne s'élève guère au-dessus de 7-800 mètres. Les pistes sont entretenues, rechargées en neige fraîche, aux endroits où elle disparaît sous les carres des skieurs. Ainsi à Villard-de-Lans, au sommet de la Côte 2000, nous avons pu avoir quelques moniteurs et employés des remontées mécaniques transporter sur des traîneaux la neige précieuse qui permet de conserver en bonnes conditions la piste des Jaux et du Petit téléski*» (*Le Dauphiné Libéré*, 7/2/1964).

La connivence avec le lecteur et le rappel d'épisodes analogues permet aussi de dédramatiser : «*Quelques «tuyaux» que l'on se communique [à Megève] : «On peut skier à la cote 2000… mais amenez vos vieux skis !»… Voilà les conditions de ce début de saison qui rappelle les journées de Noël 61*» (*Le Dauphiné Libéré*, 24.12.1963)

Plusieurs éléments, propres à l'économie des sports d'hiver telle qu'elle apparaît au milieu des années 1960, entretiennent un optimisme général étonnant dans ces conditions :

- la dynamique générale des sports d'hiver est à la croissance, et elle masque cet épisode. Ainsi, au cours de cet hiver annonce-t-on l'ouverture du téléphérique des Grands Montets à Chamonix, ou de la télécabine de l'Essert à Abondance, quand il ne s'agit pas de projet bien plus grandiose encore : le 14 mars, le Conseil général de la Savoie n'a-t-il pas voté par 19 voix contre 4 et une abstention, l'ambitieux «*projet d'aménagement de la vallée des Belleville*». Dans le long compte rendu des débats que publie la presse, personne ne fait allusion aux aléas de l'enneigement, peut-être parce que l'établissement des futures stations à 2000 et 2300 mètres doit les prémunir de tels problèmes, mais aussi parce que personne ne semble prêt à entendre un tel argument dans cette période de forte croissance ;
- l'économie du tourisme de montagne fait une grande place aux compétitions de ski qui se déroulent en cette année olympique (malgré le manque de neige également à Innsbruck) et le mois de janvier se termine sur l'annonce que les prochains J.O. auront lieu à Grenoble ! En février, les résultats flatteurs pour l'équipe de France arrivent chaque jour d'Innsbruck, puis ils seront suivis par les résultats des championnats natio-

naux et régionaux. L'hiver sec se signale aussi par de nombreuses tentatives d'alpinisme, dans les Ecrins, dans le massif du Mont Blanc, dans les Ecrins ou dans l'Oberland. Certaines cordées jouissent d'une certaine notoriété, comme celle formée cet hiver par René Desmaisons, Pierre Mazeaud et José Giovanni, ce qui donne un écho supplémentaire à ces « premières hivernales » réussies dans ces conditions assez peu hivernales ;

- les stations misent aussi sur la chronique mondaine qui nourrit leur actualité ; au fil des pages défilent ainsi Sheila, Yves Saint-Martin… et Gaston Defferre ou Pierre Mendès-France qui séjournent dans les stations alpines. Comme l'hiver est très sec, les photos montrent les vedettes prenant le soleil aux terrasses des restaurants. Ainsi le 6 mars 1964 lit-on dans *Le Dauphiné Libéré* un intéressant reportage sur le séjour de l'animateur radio Zappy Max à Pralognan : « *La neige est rare ? Peu importe, nous sommes venus pour nous reposer, et les promenades attrayantes dans le cadre unique des glaciers de la Vanoise nous apportent le calme et la détente que nous recherchons* ».
- enfin l'économie des sports d'hiver fait preuve d'une très grande adaptabilité qu'elle perdra par la suite en s'organisant et en se structurant. On dégage les routes pour aller chercher les champs de neige en altitude, aux cols de l'Iseran ou de la Croix de Fer (édition du 26 janvier) ; on installe un fil-neige à 2300 mètres sur la route du Galibier, le col étant par ailleurs ouvert : « *Claude Kusniewycz est-il le promoteur d'un Super-Valloire-Galibier ? C'est possible* » (édition du 21 janvier). Bientôt, fonctionneront au Galibier 1 téléski et 3 fils-neige ! «*Ainsi les champs de neige du Galibier sont installés au maximum. Des cars font 4 services pour amener les skieurs à pied d'œuvre. Notons que dimanche, 150 voitures particulières sont montées au Galibier*» (DL 12/2/64).

Ce mouvement se poursuit en février, avec des skieurs qui montent au col du Mont-Cenis : «*On skie aussi au Mont-Cenis. En cet hiver sans neige, les skieurs se sont rabattus sur les grands cols alpins. Après l'Iseran, le Galibier et le Petit Saint-Bernard, le Mont Cenis se découvre aussi une vocation de station. Grâce à l'initiative de la Société d'équipement touristique de Lanslebourg, un télé-baby a été installé près du refuge 15, entre le col et la poste. On arrive évidemment à port de voiture, et dès sa mise en service, ce téléski a connu un vif succès*» (DL 17/2/64).

Quant à V. Giscard d'Estaing, alors ministre des Finances, il vient passer deux jours début mars à Chamonix et gagne les cimes par hélicoptère ! Depuis fin février d'ailleurs, Méribel et Courchevel font savoir qu'en plus des remontées mécaniques, elles proposent du «*ski de glacier par avion*». Et déjà l'on effectue les premiers essais d'enneigement artificiel (figure 2).

Figure 2 - Dans Le Dauphiné libéré *du 14 janvier 1964, premiers essais de «canons-neige» à Megève : «Un moyen de lutte contre les défaillances de la nature. Cela coûtera cher ? Indiscutablement… mais essayez un peu de calculer les centaines de millions qui se perdent en ce moment dans les stations mal enneigées !».*

III - L'HIVER 1988-1989

La fin des années 1980 marqua un grand tournant dans l'économie des sports d'hiver, et trois hivers peu neigeux consécutifs y furent pour beaucoup.

Déjà, l'hiver 1987-88 avait mal commencé : après « *une furtive apparition en octobre* » (Charles et Vayr, 1991), la neige avait disparu durablement, elle avait fait l'impasse sur les vacances de Noël et n'était retombée qu'après le 20 janvier, et les vacances de février furent sauvées.

Les professionnels des sports d'hiver n'étaient pas au bout de leurs peines : l'hiver 1988-89 fut encore plus sec, l'anticyclone resta bloqué plusieurs semaines de suite, et la neige se fit encore longtemps attendre. Comme en 1964, des premières hivernales sont réalisées dans le massif des Ecrins, mais ça n'est qu'une mince consolation : vers le 20 janvier, toutes les remontées mécaniques sont arrêtées dans les Hautes-Alpes, dans les Préalpes et en Maurienne. Et début février, on voit arriver les vacances avec effroi !… Alors, ce n'est plus seulement la presse régionale qui se saisit de cette situation ; *Le Monde* par exemple consacre plusieurs articles à ce déficit de neige et à ses conséquences, et l'on voit par là la place prise par l'économie des sports d'hiver au cours de ce quart de siècle qui sépare 1964

de 1989 ! Dans le cadre du « Plan neige », les stations de Tarentaise (et d'ailleurs) sont sorties de terre, les lits touristiques ont été commercialisés par centaines de milliers, les catégories les plus aisées sont devenues « propriétaires à la montagne » comme le clamaient les publicités, et les péripéties du manteau neigeux ne sont plus seulement une affaire delphino-savoyarde !

Pour mémoire, l'hiver 1989-90 semblait commencer aussi mal que les deux précédents, et *Le Monde* du 26 décembre 1989 pronostiquait déjà une « *troisième saison blanche…et sèche consécutive* », bien que l'adjectif blanc fût ici à contre-emploi. Mais la neige finit par arriver. A des degrés divers, ce furent donc bien trois hivers sans neige consécutifs qui marquèrent cette période, même si 1988-89 fut le plus problématique des trois, et la répétition de ces hivers « anormalement » secs marqua durablement les esprits.

Comme on l'a vu lors des précédents hivers sans neige, chacun joue sa partition dans un numéro qui paraît bien réglé : une partie des acteurs s'attache à minimiser la situation de crise, tandis que d'autres tirent le signal d'alarme auprès des pouvoirs publics, surtout lorsque les saisonniers des Hautes-Alpes sont massivement mis au chômage après le 10 janvier 1989. Et le 7 février, le ministre du Tourisme annonce une prise en charge partielle des salaires dans le secteur des remontées mécaniques.

Dans le même temps, tout un pan du discours entreprend de dédramatiser la situation en rappelant par exemple les bienfaits de la marche et des autres « activités estivales » (*Le Dauphiné Libéré* du 14 février 1989). Les réputations les plus éprouvées sont réactivées, ainsi la station des Saisies « *ne faillit pas à sa réputation de site enneigé [et] tout le monde se souvient de l'année 1963* » (*Le Dauphiné Libéré*, 23 janvier 1989). Et c'est dans ces conditions que sont inaugurés le 11 février 1989 la télécabine du Prorel à Briançon (départ de la remontée mécanique à 1200 mètres d'altitude !), puis le 13 février, un nouveau télésiège à Saint-Colomban-des-Villards (Maurienne), premier élément de la liaison à venir avec les stations des Arvans. Le rythme des investissements n'est pas celui de la météorologie, ce qui explique que, lors d'hivers sans neige, ces inaugurations triomphales semblent tomber à contre temps. De tels événements entretiennent un optimisme de rigueur et obligent à se projeter sur un avenir plus favorable.

Mais au-delà de ces réactions, somme toute classiques, ces hivers sans neige viennent conforter de nombreuses incertitudes. En se développant, le tourisme hivernal a perdu la souplesse qui lui permettait de bricoler des solutions d'urgence face à des situations difficiles, mais il ne s'est pas non plus mis à l'abri des aléas météorologiques. C'est sans doute à ce moment-là que le système des sports d'hiver a eu la conscience la plus aiguë de sa propre vulnérabilité. L'impréparation à elle seule n'explique pas la gravité de cette crise qui s'est nourrie d'un contexte morose : l'aménagement de la montagne « à la française » faisait déjà l'objet de critiques depuis plusieurs années, les observateurs les plus pessimistes faisaient remarquer que la croissance des années 1960-70 s'essoufflait rapidement. En 1986, la loi Montagne a changé la donne en donnant aux communes la responsabilité d'organiser « *le service des remontées mécaniques* » (art. 46), soit en régie directe, soit par ce qui deviendra une délégation de service public (art. 47). Si ces dispositions rendent aux collectivités locales la maîtrise de leur développement, toutes n'auront pas les moyens d'assumer leurs nouvelles responsabilités, et les hivers sans neige qui suivront pèseront lourd sur les finances des communes. C'est aussi pourquoi, alors qu'en 1963-64, on avait surtout vu les hôteliers et les commerçants monter au créneau, les doléances vont être cette fois-ci puissamment relayées par les collectivités locales.

Cette série d'hivers sans neige changea profondément les attitudes et les stratégies des acteurs du secteur. Dès 1984, Gumuchian avait évoqué la nécessité de fabriquer de la neige « *dans des stations de sports d'hiver de moyenne altitude* » et les « *investissements très lourds* » à réaliser à cette fin. Mais en 1987-88, dans l'ensemble de la montagne française, 429 hectares seulement étaient équipés pour l'enneigement artificiel. Et les pionniers semblent avoir trouvé la solution miracle, comme en témoigne l'expérience de Montchavin-les-Coches qui a inauguré ses trois premiers canons le 3 janvier 1989 (*Le Dauphiné Libéré*, 21 janvier 1989) et qui semble définitivement à l'abri de tout coup dur. Les hivers sans neige donneront un coup de fouet sans précédent à ce type d'équipement (figure 3) : la surface équipée allait doubler dès 1990-91 (910 hectares) et doubler encore avant 1995-1996 (1787 hectares) ! Dans le même temps, le linéaire de pistes équipées était multiplié par plus de cinq. La menace paraissait écartée, fût-ce au prix des investissements énormes, déjà pressentis, et des autres problèmes qui ne tarderaient pas à apparaître.

Par ailleurs, les stations s'étaient aussi trouvées dépourvues lors de ces hivers sans neige, par le fait même de leur trop grande spécialisation sur les activités de sports d'hiver, et pour certaines d'entre elles même, exclusivement sur le ski alpin. En l'absence de neige, l'offre de loisirs était particulièrement indigente, et les touristes se retrouvèrent fort désœuvrés. Dans les années qui suivirent, on observa donc un puissant effort de diversification des équipements proposés par les stations, avec une floraison de centre de loisirs *indoor*, piscines, nouvelles patinoires pour les aménagements les plus lourds… mais aussi, pour des coûts moindres, adaptation d'activités estivales pour les hivers secs. C'est aussi à partir de ce moment-là que va fleurir le discours sur « la fin du tout ski », ne serait-ce que pour justifier et rentabiliser ces efforts de diversification.

Neige de culture et diversification de l'offre de loisirs vont nécessiter de nouveaux investissements, sans commune mesure avec ceux qui avaient été concédés

Figure 3 - Fin novembre 1989, après la très mauvaise saison 1988-89, premiers essais de canon à neige au-dessus de Villard-de-Lans. A ce stade, ils produisent surtout de la glace !

jusque là. C'est pourquoi ces hivers sans neige vont impulser un très fort mouvement de concentration qui va caractériser les vingt années suivantes dans l'industrie des sports d'hiver. Déjà, lors de la saison 1987-88, on avait remarqué que les grandes stations d'altitude avaient bien tiré leur épingle du jeu, et avaient même augmenté leur chiffre d'affaires quand les stations plus basses avaient dû cesser toute activité (*Le Monde* du 9 février 1988). Conjonction chronologique significative, c'est au plus creux de cet hiver sans neige, en janvier 1989, que la Caisse des Dépôts et Consignations crée la Compagnie des Alpes appelée à devenir un acteur majeur de l'économie des sports d'hiver dans les Alpes du Nord (Gauchon, 2002).

Au plus fort de la crise, chacun, dans l'urgence, essaiera d'en tirer les leçons : Jean-Guy Cupillard, alors tout puissant maire de l'Alpe d'Huez, avait signé une tribune dans *Le Monde* dès le 5 février 1988, intitulée « *Grisaille sur l'or blanc ?* » dans laquelle il identifiait une « *dépendance réelle de nos stations à l'égard de la neige* ». Le 1er février 1989, *Le Dauphiné Libéré* passe en revue les dommages prévisibles liés à cet hiver sec, dans les domaines les plus variés (remplissage des barrages, agriculture…) bien au-delà du seul tourisme hivernal. Et la semaine suivante, *Le Nouvel Observateur* titre « *Ski : la neige est lourde* » : il s'agit de l'un des réquisitoires les plus sévères que j'aie pu trouver dans la grande presse, allant jusqu'à prévoir que « *la période du ski roi [était] sur le point de s'achever* » (2-8 février 1989). Les acteurs semblent s'accorder sur la nécessité de bien retenir la leçon…

On touche là du doigt un moment de bifurcation possible, bien synthétisé alors dans cette prise de position du directeur de l'Association touristique départementale de la Haute-Savoie : « *Il est grand temps de s'interroger sur la poursuite effrénée des investissements. On a pris des risques considérables dans les remontées mécaniques (…) On a bâti des milliers de lits, banalisés grâce à toute une panoplie fiscale (…)* » (*Le Monde*, 12 février 1988). Rétrospectivement, on est frappé par la dimension prémonitoire de tels propos …

Mais dès l'alerte passée, les affaires reprendront : le 9 janvier 1990, le conseil des ministres examine un plan gouvernemental d'aide au secteur, dont le ministre du Tourisme exposera les grandes lignes le 15 janvier lors d'un discours à Grenoble : les aides annoncées visent surtout à alléger le poids de la dette de nombreuses communes. La perspective des Jeux Olympiques qui doivent se tenir en 1992 en Tarentaise aidera à tourner la page : si les J. O. dramatisent l'enjeu de l'hiver sans neige, ils obligent à consentir les investissements qui, au moins provisoirement, sauveront le secteur.

IV - L'HIVER 2006-2007

Après deux hivers plutôt bien enneigés (Goetz, 2007), l'automne 2006 est remarquable avec, de septembre à décembre, quatre mois « *très doux, bien ensoleillés et peu pluvieux en Savoie* » (Yvrande, déc. 2006) de telle sorte que Noël arrive sans que l'on ait vu le moindre flocon en dessous de 2000 mètres (figure 4). Or cet état de fait va se prolonger : à la fin de février « *l'enneigement devient normal à partir de 2000 m, mais reste déficitaire en dessous, surtout dans les Alpes du Nord du fait des limites pluie-neige souvent élevées* » (Goetz, 2007), et il en va de même dans les Pyrénées où la sécheresse est plus accentuée.

Compte tenu de ce que nous avons vu auparavant, la situation n'est donc pas inédite, et l'on y retrouve les questions habituelles : « *Que faire à la montagne lorsque l'on ne skie pas ?* » (*Le Messager du Chablais* du 15 février 2007) ou les habituelles interventions du député auprès du ministre des Affaires sociales pour le saisir du sort des saisonniers sacrifiés sur l'autel des caprices de la neige (*Le Messager du Chablais* du 25

Figure 4 - Noël 2006, pas un flocon au sommet du Ballon d'Alsace ! Aucune remontée mécanique ne fonctionne. Un enneigeur permet d'aménager une « piste » de ski de fond d'environ 200 mètres de long, constituant ainsi un mini-stade d'entraînement sur lequel deux ou trois acharnés faisaient des allers-retours : qui dira qu'il n'y a pas de neige dans les Vosges ?

janvier 2007, sous un titre martial et volontariste : « *il nous faut de la neige !* »).

La situation se présente toutefois sous un jour nouveau, d'abord parce que cet hiver sans neige n'est plus perçu comme une anomalie climatique somme toute classique, mais comme le signe d'un dérèglement tangible du climat. Cette idée était déjà apparue après les hivers sans neige de la fin des années 1980 : « *La Terre se réchauffe, c'est bien connu. On [est] victime de ce fameux effet de serre dont on parle tant* » (*Le Nouvel Observateur* du 20 décembre 1990). Mais même les journalistes ne peuvent plus s'en sortir en lançant un « *il n'y a plus de saisons* » comme c'était encore le cas dans *Le Dauphiné Libéré* du 1er février 1989 ! Dès lors, chaque hiver sans neige est perçu comme le signe avant-coureur de nombreux autres qui reviendront de plus en plus souvent, et l'hiver 2006-07 joue sur ce plan le même rôle que la canicule de l'été 2003. *Le Messager du Chablais* du 15 février 2007 recueille donc l'avis de 7 maires de stations et d'un technicien de Météo France. Le titre en une de cette édition est symptomatique de l'esprit qui règne : « *Moyenne montagne. Réchauffement : les stations en sursis : la température de la planète devrait gagner 2 à 6 degrés d'ici 2100. Comment les pistes du Chablais feront-elles face à ce bouleversement climatique ?* », avec une double collision entre le local et le global, et entre l'immédiat et le long terme. Dans ces conditions, les maires du Chablais ne se sentent pas tous obligés de partager les craintes sur l'évolution du climat, l'un d'entre eux qualifiant même le réchauffement climatique de « faux problème ».

Ensuite, vingt années d'enneigement artificiel sont passées par là, et la situation a changé du tout au tout. Après 20 ans d'équipement à marche forcée, les stations sont dans des situations très contrastées : les unes voient arriver l'hiver sans neige de façon assez sereine (et le disent, c'est un argument publicitaire), alors que pour les autres, l'inquiétude va dominer pendant tout l'hiver. L'hiver sans neige met en évidence les effets de la concentration dans l'économie des sports d'hiver. Le secteur du remontées mécaniques voit son chiffre d'affaire baisser de 9,83 % par rapport à la saison précédente, mais derrière cette moyenne française, les disparités sont énormes : Morzine, les Gets ou le Grand Bornand accusent une baisse de plus de 25 % tandis que les 10 plus grandes stations augmentaient leur chiffre d'affaire de 2,21 % ! L'importance des pertes est inversement proportionnelle à la puissance de la société exploitante, elle-même liée à l'implantation en altitude (chiffres in *Montagne Leaders* n° 203, octobre 2007).

La revue *Montagne Leaders*, organe quasi-officiel de la profession, peut ainsi claironner : « C*ette saison est riche d'enseignements : elle conforte le bien fondé de l'enneigement de culture qui a largement contribué à limiter les dégâts (…) Ainsi, nous pouvons estimer que la vulnérabilité aux aléas climatiques a été divisée par deux [depuis 1989]* » (idem). Ce bulletin de victoire est toutefois biaisé, car combien d'opérateurs avaient disparu entre temps ? Entre 1995 et 2005, le nombre de centres de ski alpin dans l'ensemble de la montagne française était passé de 363 à 295 (-19 %), si bien que

la vulnérabilité avait été réduite certes, mais seulement pour ceux qui avaient survécu aux précédentes alertes.

Car bien sûr l'enneigement artificiel n'est pas la panacée, surtout lorsque l'automne 2006 a été exceptionnellement sec (Yvrande, décembre 2006). Ainsi, aux Gets, les réserves d'eau ont atteint un niveau inquiétant et une brève passe d'armes oppose le maire au directeur de la société d'exploitation : le premier a refusé de faire fonctionner les canons à neige pour éviter une pénurie d'eau potable, le second démissionne, estimant qu'on ne lui donnait pas les moyens de produire la neige nécessaire au fonctionnement de la station ! (*Le Messager du Chablais*, 1er février 2007).

Quant aux stations dont l'équipement en neige artificielle est resté insuffisant, elles ont recours aux bricolages habituels pour pallier cette situation inconfortable, en espérant toujours que la neige tombe vite, et en engageant des coûts toujours plus importants. Ainsi la station de Saint-Jean-d'Aulps, qui ne dispose que d'un seul canon situé en bas de piste, effectue début janvier 2007 une vingtaine de rotations d'hélicoptères pour transporter environ 20 m^3 de neige vers le haut de la piste (*Le Messager du Chablais*, 4 janvier 2007) ! La ressource en neige prend une valeur qui n'avait jamais été atteinte : « *tous les jours, la neige est traquée là où elle est, accumulée au pic de Borée à Thollon, partout où elle ne sert pas à Bernex où, les compétitions internationales FIS reportées, on a pu stocker la neige pour ouvrir aux clients. Les perchmen remettent sans cesse de la neige sur les tracés des remontées et les permanents n'ont pas chômé car il y a moins de saisonniers* » (*Le Messager du Chablais*, 22 février 2007). On voit bien qu'on touche là aux limites d'un système qui a besoin d'autant plus de personnel que l'activité est réduite et qui en est à espérer l'annulation des compétitions pour pouvoir « dégager » de la neige pour les clients ! De plus, autre aspect de la concentration, les grosses stations ont remplacé la plupart de leurs téléskis par des téléportés, et seules les plus petites doivent encore enneiger les traces de montée, d'où un surcoût d'exploitation supplémentaire.

Au final, si certains peuvent s'estimer s'en sortir honorablement (bilan exagérément optimiste dans *Le Messager du Chablais* du 15 mars 2007, sur deux pages), l'hiver sans neige moissonne aussi les acteurs les plus vulnérables : la station d'Abondance, qui avait accumulé depuis plusieurs années un important déficit d'exploitation, doit fermer ses remontées mécaniques dès le 11 mars. Les difficultés de trésorerie pèsent alors d'autant plus lourd que le temps est venu de la grande révision pour la télécabine de l'Essert qui avait été inauguré le 8 février 1964, au cœur d'un autre hiver sans neige, et qui donne accès à l'ensemble du domaine. Le 16 mai 2007, le conseil municipal décide de ne pas redémarrer la station la saison suivante (Gauchon, à paraître). Deux mois plus tard, le 10 juillet 2007, c'est le groupe Transmontagne, exploitant d'une dizaine de stations de moyenne montagne, qui est mis en redressement judiciaire : « *Une mauvaise saison hivernale et des partenaires bancaires déficients ont eu raison de la gestion financière du groupe* » (Montagne Leaders n° 204, novembre 2007). Le déficit d'enneigement, dans ces deux cas, n'est bien sûr pas seul en cause, mais il accélère évidemment le processus qui mène à la cessation d'activité.

On retrouve le même diagnostic que faisait Miège en 1932 sur les stations des Préalpes : « *Ainsi toutes les Préalpes ont bien leurs centres de sports d'hiver, mais beaucoup entre 900 et 1000 mètres, et les hivers malheureux leur rendent l'existence pénible* »

CONCLUSION

Bien sûr, il y eut d'autres hivers peu neigeux : 1924-1925 (selon Charles et Vayr, 1991), 1929-30 (selon Gumuchian, 1984, même si Miège n'en dit rien), 1972-73 ou 1983-84 (idem). Les quatre exemples développés ici ne sauraient donc épuiser la question, mais ils semblent toutefois illustrer la diversité des cas de figures.

A intervalles réguliers, l'hiver sans neige fonctionne donc comme une ordalie touristique : certains acteurs en sortent renforcés, les autres y succombent, sans que l'on sache s'ils pourront se relever à l'occasion d'une phase ultérieure… L'hiver sans neige apparaît comme un révélateur de la vulnérabilité fonctionnelle du système touristique (Peyrache-Gadeau et Gauchon, 2007) : l'hyper spécialisation autour du ski alpin a certainement contribué à l'acuité de la crise de l'hiver 1988-89, et l'effort de diversification qui s'en est suivi a bien été conçu comme un moyen de réduire cette vulnérabilité et d'augmenter la résilience du système (Aschan-Leygonie, 2000). En assumant leur statut de grande usine à ski, les territoires touristiques des Alpes du Nord se sont mis dans une situation de dépendance accrue vis-à-vis de la ressource en neige, dépendance à laquelle ils ont depuis lors tenté de remédier en ayant recours à la neige artificielle, quitte à reporter le problème autour de la ressource en eau et du bilan énergétique !

Les hivers sans neige sont des épisodes récurrents sous nos climats marqués par une forte variabilité inter-annuelle ; s'ils ont toujours été vécus comme des phénomènes fondamentalement anormaux, leur perception est aujourd'hui modifiée et prise en charge par un discours prégnant sur le changement global, or il y a là matière à une grave erreur de parallaxe : de même qu'un flocon ne fait pas l'hiver, l'évolution ponctuelle du manteau neigeux ne fait pas le changement climatique. Tous ceux qui en 2006-07 ont crié au dérèglement climatique en ont été pour leurs frais au

vu des deux hivers neigeux qui ont suivi. Il convient donc de ne pas faire interférer des réalités climatiques et météorologiques susceptibles d'évoluer sur des pas de temps très différents, et de ne pas négliger le prisme qu'opposent les pratiques à notre perception des épisodes.

La perception de l'hiver sans neige met en jeu trois ordres de réalité qui se recombinent sans cesse : la réalité météorologique des chutes de neige entre décembre et mars et qui peut elle-même être liée à l'évolution climatique sur le long terme ; les pratiques sociales liées à l'absence ou à la présence de la neige ; et les équipements en place qui permettent de valoriser ou de contrer le manteau neigeux. Les résultats de cette équation à trois variables se sont considérablement modifiés au cours du siècle.

Après l'hiver sans neige de 2006-07, les deux hivers qui ont suivi ont été perçus comme relativement neigeux : mais pour autant, on aurait eu bien du mal à renouer avec la pratique du ski à Curienne telle qu'elle existait dans les années 1920, et *a fortiori* avec les concours organisés au début du siècle dans les faubourgs de Chambéry, aux Monts ou à Montjay (Routin, 1996). L'*hiver sans neige*, tout comme l'*hiver neigeux*, ne désignent pas la même réalité selon que la neige est perçue comme une ressource ou comme une gêne, selon que l'on ressent ou non la nécessité de se déplacer sur les routes et les chemins, selon que le ski constitue une activité économique à part entière ou un jeu pour la jeunesse !

Mais même dans ce cadre, il faut distinguer la période pionnière des sports d'hiver où l'activité est peu professionnelle et peu capitalistique, avec des investissements légers et une part de bénévolat ; et la période actuelle fonctionnant sur la base de très gros investissements, très professionnelle, où il n'y a plus de place pour l'amateurisme. Cette transition se termine d'ailleurs sous nos yeux, avec la disparition des petits centres qui justement n'ont pas forcément pu faire face aux hivers sans neige.

Remerciements

Je remercie Pierre Paccard pour les données sur la neige de culture.

Sources

Dépouillement exhaustif du *Petit Dauphinois* du 20 décembre 1931 au 4 février 1932, du *Dauphiné Libéré* du 20 décembre 1963 au 31 mars 1964, du *Dauphiné Libéré* du 1er janvier au 20 février 1989, du *Messager du Chablais* de janvier, février et mars 2007. Se sont ajoutés des sondages dans le *Monde* et le *Nouvel Observateur* pour les hivers 1987-88, 1988-89 et 1989-90 (pour l'ensemble : Collections Bibliothèques municipales de Chambéry).

Bibliographie

Aschan-Leygonie Ch., 2000. Vers une analyse de la résilience des systèmes spatiaux. *L'Espace géographique*, 1, 64-77.

Charles Ch., Vayr M.-L., 1991. Les civilisations de la neige. Horvath, 158 p.

Djavadi Ch., 1990. Rouge du soir… Dictionnaire des dictons météorologiques. Paris, Christian, 350 p.

Dollfus O., 1978. A propos du Monêtier : rôle des contraintes naturelles paysagères et climatiques. *Etudes Rurales*, 71-72, 155-157.

Drouin D., 1999. Petite histoire de la Plagne en dix stations. Montmélian, La Fontaine de Siloé, 272 p.

Fury R., Joly D., 1993. Hivers d'antan, hivers d'aujourd'hui, *Images de Franche-Comté*, 8, 21-24.

Gauchon C., 2002. Le tourisme dans les Alpes : pratiques, aménagement et protection. Questions de géographie : les montagnes, éd. du Temps, 153-182.

Gauchon C., à paraître. Territoires « dé-touristifiés » des montagnes françaises : quels enseignements ? Actes du colloque Tourismes, Patrimoines, Identités, Territoires, Perpignan, avril 2008.

Goetz D., 2007. Bilan de l'hiver 2006-2007. *Neige et avalanches*, 119, 5-9.

Gumuchian H., 1983. La neige dans les Alpes françaises du Nord. Grenoble, *Cahiers de l'Alpe*, 620 p.

Gumuchian H., 1984. Les territoires de l'hiver ou la montagne française au quotidien. Grenoble. *Cahiers de l'Alpe*, 100 p.

Miège J., 1934. La vie touristique en Savoie. Grenoble, I.G.A., 282 p.

Peyrache-Gadeau V., Gauchon C., 2007, Tourisme durable et vulnérabilité des identités territoriales : propositions théoriques en appui sur les contextes de tourisme en Montagne, Tourisme et développement, regards croisés, Actes des 3èmes Journées Académiques du Tourisme à Marrakech, dir. Ch. Bataillou et B. Schéou, P. U. Perpignan, p. 291-324

Routin J., 1996. L'histoire fascinante des sports d'hiver en Savoie, éd. Gap, 153 p.

Yvrande P. (dir. pub.), 2007-2008. *Bulletin climatologique mensuel de la Savoie*.

LA PROTECTION SANS LA GLACE

L'EXCLUSION DES GLACIERS DES ZONES CENTRALES DES PARCS NATIONAUX DE LA VANOISE ET DES ÉCRINS ET LEUR ÉQUIPEMENT POUR LE SKI D'ÉTÉ

PROTECTION WITHOUT ICE
EXCLUSION OF GLACIERS OUT CENTRAL AREAS OF NATIONAL PARKS OF VANOISE AND ECRINS AND THEIR EQUIPMENT FOR SUMMER SKI

LIONEL LASLAZ

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : lionel.laslaz@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

Les glaciers ont fait l'objet, comme les territoires de chasse, les alpages ou les terrains potentiellement équipables pour les stations, de longues discussions entre les acteurs locaux, porteurs des projets de stations de sports d'hiver et les représentants de l'Etat, en charge des parcs nationaux. En effet, leur création coïncide avec l'essor du ski d'été, pratique jugée à l'époque garante d'un fort développement économique et qui justifia l'exclusion de certains glaciers de zones centrales de parcs nationaux. Cette étude s'intéresse plus particulièrement aux glaciers situés sur le pourtour des parcs nationaux de la Vanoise (Savoie) et des Ecrins (pour sa partie iséroise) : les glaciers du Pisaillas (station de Val d'Isère), de la Grande Motte (station de Tignes), de la Chiaupe et de Bellecôte (station de La Plagne), de Péclet et de Chavière (station de Val Thorens), de la Girose (station de La Grave) et de Mont-de-Lans (station des Deux Alpes). Ils représentent, avec le glacier de Sarenne à l'Alpe d'Huez, l'essentiel des glaciers qui furent skiés des années 1960 aux années 1990, depuis moins nombreux. Leur fort recul depuis la fin des années 1980 rend l'activité très vulnérable et contraint les stations souhaitant poursuivre l'activité à de lourds aménagements et dispositifs de sauvegarde. Ces derniers sont principalement justifiés par des questions de prestige et d'unicité de l'offre touristique. A travers l'étude des équipements pour le ski d'été, ce sont les rapports entre stations de sports d'hiver et politiques de protection qui sont interrogés, aussi bien lors de leur mise en place que plus récemment.

MOTS-CLÉS *: PARC NATIONAL, GLACIER, PROTECTION, ÉQUIPEMENT, SEGMENTATION SPATIALE, SKI D'ÉTÉ, CONFLITS ENVIRONNEMENTAUX.*

ABSTRACT

The glaciers were the object, as territories of hunting, mountain pastures or grounds potentially équipables for ski resorts, of long discussions between the local, carrier actors of the projects of winter sports resorts and representatives of the State, in charge of the national parks. Indeed, their creation coincides with the development of the summer ski, practical considered in this time as a guarantee of a strong economic development and which justified exclusion of some glaciers from central areas of national parks. This study is more particularly interested in the glaciers situated around national parks of Vanoise (Savoy) and Ecrins (for its Isere part) : glaciers of Pisaillas (resort of Val d'Isère), of La Grande Motte (resort of Tignes), of Chiaupe and Bellecôte (resort of La Plagne), of Péclet and Chavière (resort of Val Thorens), of Girose (resort of La Grave) and of Mont-de-Lans (resort of Les Deux Alpes). They represent, with the glacier of Sarenne in L'Alpe d'Huez, the main part of the glaciers who were skied from the 1960s to 1990s, since less numerous. Their strong recession since the end of 1980s makes this activity very vulnerable and forces resorts wishing to continue it to make heavy arrangements and devices of saving. These last ones are mainly justified by questions of prestige and uniqueness of the tourist offer. Through the study of equipments for the summer ski, it is relations between winter sports resorts and policies of protection that are questioned, as well during their implementation as more recently.

KEYWORDS*: NATIONAL PARKS, GLACIER, PROTECTION, EQUIPMENT, SPATIAL SEGMENTATION, SUMMER SKI, ENVIRONMENTAL CONFLICTS.*

Introduction - glaciers hors zone centrale et mise en tourisme pour le ski d'ete

«*L'un des plus grands glaciers d'Europe à plus de 3500 m d'altitude*». Ainsi titrent les différentes brochures et documents d'appel des Deux Alpes. La station uissanne revendique en outre sur son site internet *Les2Alpes 3600*, l'altitude, et son corollaire, un enneigement optimal : «*neige naturelle garantie*» (comme pendant au slogan estival «*décor naturel garanti*»), quand depuis une dizaine d'années ses concurrentes affichent un kilométrage de pistes enneigées artificiellement. Pour la station iséroise, non seulement le glacier fait vendre, mais il se veut une synecdoque du domaine skiable.

L'étude des glaciers situés en limite des zones centrales (rebaptisées « cœurs » en 2006, mais l'appellation issue de la loi de 1960 est encore employée ici, puisque cet article se rapporte à des événements antérieurs à la nouvelle loi de 2006) et non intégrés à ces derniers lors de la création des parcs nationaux alpins français de la Vanoise (département de la Savoie) et des Ecrins (départements de l'Isère et des Hautes-Alpes) permet de souligner le lien entre les stations de sports d'hiver et les parcs nationaux. En effet, les premières vont constituer des accélérateurs du processus de création des seconds, quand bien même elles n'étaient qu'à l'état de projet. Les glaciers retenus disposent d'une situation d'autant plus complexe qu'ils appartiennent tous à des domaines skiables, mais pas forcément au territoire de la commune support des ces derniers : les glaciers du Pisaillas sur Bonneval-sur-Arc (station de Val d'Isère), de la Grande Motte (station de Tignes, mais aussi communes de Termignon et de Champagny-en-Vanoise), de la Chiaupe et de Bellecôte (commune de Champagny-en-Vanoise, station de La Plagne), de Péclet (commune de Saint-Martin-de-Belleville) et de Chavière (communes de Saint-André et de Modane) pour la station de Val Thorens, de la Girose (commune et station de La Grave) et de Mont-de-Lans (Saint-Christophe en Oisans, exploité par la station des Deux Alpes) (tableau 1). Bien que retirés à cette fin des parcs nationaux de la Vanoise (1963) et des Ecrins (1973), tous ne sont désormais plus skiés l'été. Parmi tous ces exemples – auxquels on peut ajouter le glacier de Sarennes à L'Alpe d'Huez, lui aussi exploité jusqu'au début des années 2000, mais fort malmené par les fontes estivales –, demeurent les trois seuls sites de ski d'été en France : Les Deux Alpes, Tignes et en fonction des saisons Val d'Isère (figure 1). Ce qui était présenté dans les années 1960-1970 comme l'horizon du développement du ski en double saisonnalité se trouve réduit à la portion congrue, et la fréquentation des sites concernés n'a cessé de chuter depuis cette date. Il s'agit donc d'une activité en suspens, une survivance d'un produit touristique affiché comme moteur dans les années 1970, et par ailleurs largement remis en cause d'un point de vue environnemental. Si le contexte général est à la forte réussite de l'activité de sports d'hiver, puisque la Savoie et l'Isère sont devenus deux des trois premiers départements français (avec la Haute-Savoie) en matière de poids économique de cette activité et d'investissement (324 millions d'euros en France en 2003, 14% de croissance du chiffre d'affaires des exploitants de remontées mécaniques par rapport à l'hiver précédent), le ski durant la saison estivale n'en demeure pas moins très réduit actuellement, et son maintien s'explique plus pour des raisons de prestige que comme véritable levier de développement local.

Si Balseinte (1958) évoque la naissance de ce ski d'été à Chamonix, il est délicat de préciser une date et un lieu de lancement de l'activité. Celle-ci se concentre (ou plutôt se concentrait) sur juillet et août, débordant parfois en juin pour les grands domaines. Elle se prati-

Station	Année de création de la station	Glacier équipé (date)/ dénivellation	Activité actuelle sur le glacier Nombre de remontées	Durée d'exploitation l'été surface exploitée / surface totale*	Situation par rapport au coeur
Val d'Isère	1934	Pisaillas (1963) 250 m	été (en fonction des saisons) hiver 4-5 pistes, 3 remontées dont 2 sur le glacier (2 démontées)	30/06 au 15/08 70 ha/192 ha	Réserve naturelle déclassée en 2001. contigu du coeur
Tignes	1956-1965	Grande Motte (1967-1968) 720 m	été/hiver 7 pistes, 14 remontées (1 démontée)	8/06 au 16/09 (2001) 130 h/443 ha	limitrophe
La Plagne	1961	Bellecôte Chiaupe (1978) 260 m	arrêt en été en 2003. hiver 3 pistes, 5 remontées dont 3 sur le glacier (2 démontées)	1/07 au 15/08 23 ha/45 ha	limitrophe
Val Thorens	1973	Péclet Chavière 300 m	arrêt en été en 1999. arrêt pour Péclet en hiver en ??? ; arrêt en 1990 pour Chavière (démontage en 2002) 2 pistes, 1 remontée d'accès (3 démontées)	1/07 au 15/08 25 ha/62 ha	Proches, séparés de la zone centrale par le Glacier du Cul de Nant
Les Arcs	1963-1968	Varet (1982 : téléphérique de l'Aiguille Rouge) 250 m	arrêt en été en 1989. hiver	Glacier disparu	limitrophe
La Grave	1976	Girose (1986) 350 m	été, arrêté dans les années 1990. hiver (descente par les Vallons de la Meije) 2 pistes, accès hors-piste, 2 téléskis		limitrophe
Les Deux Alpes	1er hôtel en 1936 1er téléski en 1938	Mont-de-Lans (commune de Saint-Christophe en Oisans) (1972-1973) 700 m	été/hiver ski toute l'année (si conditions météorologiques favorables) 10 pistes, 17 remontées dont 13 sur le glacier	Non stop depuis 1973 pour le ski d'été 23/06 au 1/09 100 ha/650 ha	limitrophe
L'Alpe d'Huez	1936	Sarenne (1969) 320 m	3 pistes, 2 téléskis démontés	25 ha/70 ha	Eloignée (mais projet sur la glacier du Rochail sur Villard-Notre-Dame)

Tableau 1 - Stations, glaciers et ski d'été autour des parcs nationaux de la Vanoise et des Ecrins (superficie des glaciers en 1975 ; R. Vivian, 1975). Sources : Vérollet, 2002 ; Laslaz, 2004 ; informations des stations de sports d'hiver ; diverses.*

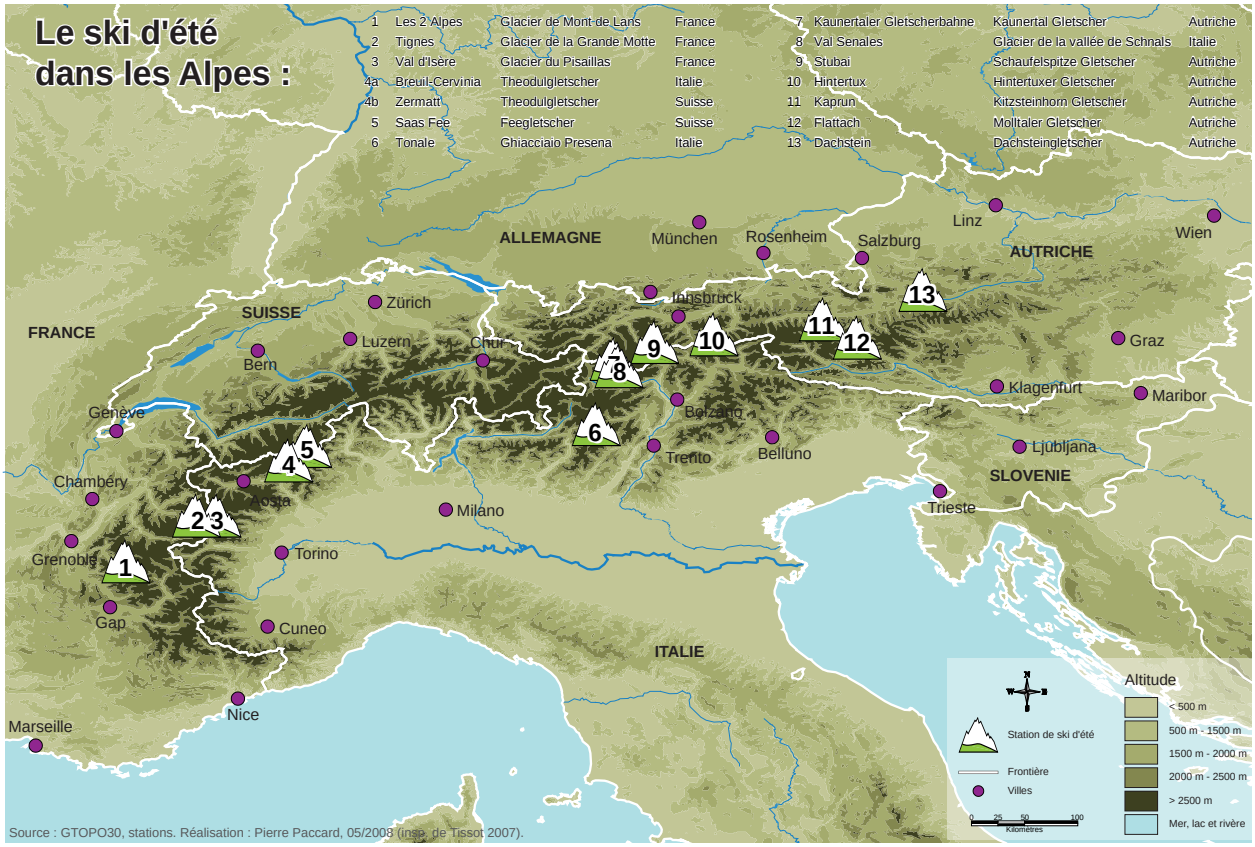


Figure 1 - Le ski d'été dans les Alpes : stations existantes en 2009. © P. Paccard, 2008

que le matin, de 7h à 15h dans les années 1970-1980, plutôt jusqu'à 13h dans les dernières années, en raison de la transformation rapide de la neige.

Il importe de comprendre les raisons qui justifièrent l'exclusion de certains glaciers des zones centrales des parcs nationaux des Alpes françaises, alors que la cohérence des limites de ces dernières et l'intérêt paysager de ces champs de glace plaidaient pour l'inverse. A travers les glaciers, c'est bien tout le rapport de force entre les stations existantes ou naissantes, les acteurs et promoteurs du développement économique national et local d'une part, et les partisans d'un ralentissement du développement d'une mono-activité autour du ski d'autre part qui est questionné.

La première partie décryptera les tractations en vigueur entre les différents acteurs pour justifier l'intégration ou l'exclusion des glaciers des zones centrales, dans un contexte de succès et d'essor considérable de la pratique du ski d'été.

De cette situation disputée et frontalière vont naître de nombreux conflits environnementaux autour des glaciers, qui constituent l'image de marque de nombreuses stations (deuxième partie).

La troisième partie s'intéressera à la situation actuelle en termes de projets d'équipement, car la rétractation (spatiale et temporelle) de l'activité ne signifie pas son abandon complet ; elle maintient au contraire une forte pression environnementale et une conflictualité potentielle.

I - UNE POLITIQUE DE COMPENSATION ET DE MARCHANDAGE ENTRE ÉQUIPEMENT ET PROTECTION, INSCRITE DANS UN CONTEXTE SPATIO-TEMPOREL D'ESSOR DU SKI D'ÉTÉ

Les glaciers ont fait l'objet, comme les territoires de chasse, les alpages ou les terrains potentiellement équipables pour les stations, de longues tractations et discussions entre les acteurs locaux (conseils municipaux, offices de tourisme, gestionnaires de domaines skiables) et les promoteurs des parcs nationaux en cours de création.

1 - Les justifications de l'exclusion des glaciers des zones centrales

Des circonvolutions stratégiques résultent des âpres négociations visant à préserver les intérêts des uns et des autres. La figure 2 montre les limites que le chargé de mission à la création du Parc national des Ecrins, J. Florent, souhaite donner à la zone centrale, avec des

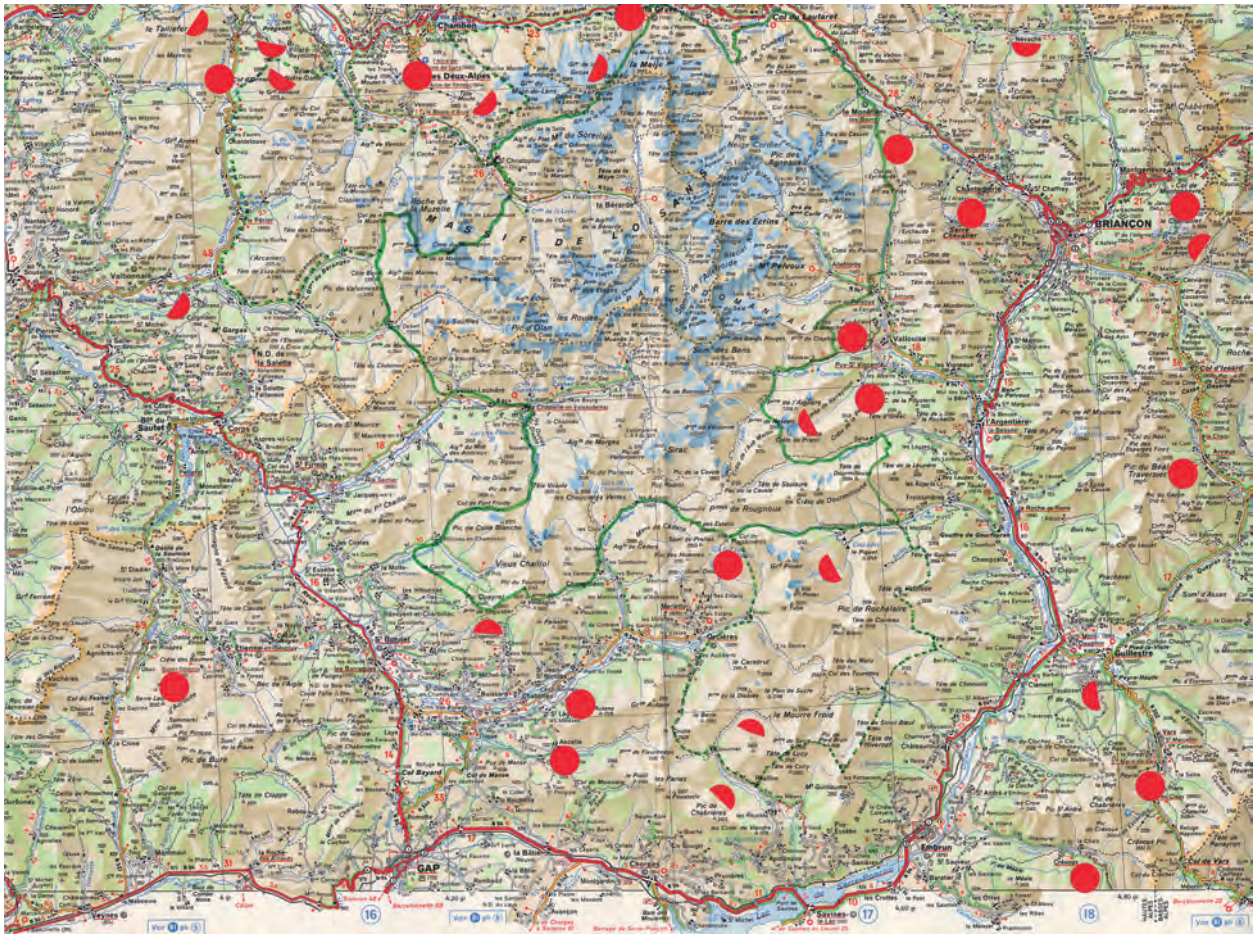


Figure 2 - Original de la carte du futur Parc National des Ecrins établie par J. FLORENT en 1970. En vert foncé, les limites de la zone centrale envisagées à l'époque par le chargé de mission. Chaque pastille orange correspond aux stations existantes. Les demi-pastilles correspondent aux projets de stations et aux demandes des maires. Noter que le contour de la zone centrale tracée par le chargé de mission les évite toutes savamment, notamment au nord entre les stations déjà existantes des Deux Alpes et de la Grave, qui caressent le projet d'équipement des glaciers les séparant (demi-pastilles). Source : Archives nationales contemporaines, Fontainebleau.

options possibles. Il place également chaque station existante et chaque projet de station. Il en ressort que le tracé de la zone centrale retenu évite nettement les équipements touristiques, notamment au nord pour les glaciers de Mont-de-Lans et de la Girose : cette pratique recherche la pacification sociale et vise à prévenir le conflit potentiel avec les communes, voire leur refus d'intégrer la zone centrale du Parc. A tel point qu'une fois n'est pas coutume, J. Florent sera le seul chargé de mission à la création de parc national à proposer des limites plus réduites que ce que retiendra au final le Ministère de l'environnement, au contraire des autres parcs nationaux.

Pourtant, le travail sur les archives montre qu'il est opposé à la cession des glaciers au ski. Dans son rapport de présentation du 11 août 1965, il écrit : « *Je persiste à penser que l'équipement des stations doit être stoppé lorsqu'il aborde le parc […]* » (*Archives nationales contemporaines*, Fontainebleau). Il considère que celui-ci coûte cher, qu'il est réservé à une minorité (contrairement au discours de « démocratisation » du ski tenu par les promoteurs de stations), qu'il faut mettre un terme à l'équipement des glaciers. Il avance également qu'il convient de limiter les projets des Deux Alpes à l'équipement du Jandri et de refuser toute extension sur le glacier de Mont de Lans. Mais le premier n'avait de finalité que dans le deuxième. « *Cela devrait conduire également à renoncer au télécabine de La Grave….* ». Le 18 août 1965, le Conservateur des Eaux et Forêts de l'Isère à Grenoble, R. Dupuy, constatant que J. Florent réduit les dimensions de ce que proposait L. Devies[1] en 1963, craint « *que l'exclusion du parc du glacier du Mont-de-Lans et, surtout, des massifs de la Muzelle et de l'Olan, provoque des protestations, à mon avis justifiées, des géographes et des amis de la nature* » (sources : Archives départementales de l'Isère). Dans une lettre adressée à G. Veyret le 10 septembre 1965,

1 (1910-1980), alpiniste et homme d'influence, président du C.A.F. et de la F.F.M., initiateur du projet de Parc national des Ecrins.

le préfet de l'Isère reconnaît que l'inclusion des glaciers du Mont-de-Lans et de la Girose porterait un coup d'arrêt aux projets de liaison téléportée mais le justifie par le fait de ne pas faire une «*nouvelle Vallée Blanche*». Ainsi, J. Florent, dans un rapport complémentaire du 25 novembre 1965, relate le courrier adressé par le préfet de l'Isère au Ministre de l'Agriculture[2] pour que soient inclus dans le PNE les glaciers du Mont de Lans et de Girose, le Pic d'Olan et la Muzelle : «*exclure ces zones serait rompre l'unité du massif*». Le 27 avril 1970, lors de la réunion du Comité Interministériel des Parcs Nationaux, c'est M. Michaud[3], en tant que directeur du SEATM qui présente le projet d'équipement de la station des Deux Alpes. Il est alors question d'une action «*stérilisante*» des Parcs nationaux. Mais lors d'une réunion le 21 mai 1970 à Gap, les représentants de l'Etat ont changé d'avis et M. Vaudeville, préfet de l'Isère, affirme alors que «*ces extensions s'avèrent indispensables en raison de l'insuffisance du domaine skiable de la station voisine des Deux Alpes, par rapport à sa capacité d'hébergement. Pour des motifs du même ordre, M. Vaudeville souhaite également que le glacier du Mont de Lans ne soit pas inclus dans le Parc*». Le décret de création du Parc est alors prévu début 1972 et la construction d'un télécabine en deux ou trois tronçons vers les glaciers de la Girose et de Mont de Lans, en direction du Dôme de la Lauze, est en cours.

Si le ski de printemps et d'été est alors envisagé sur les glaciers du Chardon, des Rouïes et de l'Ane, à Saint-Christophe-en-Oisans avec accès pédestre en 1972, le 8 mai de la même année, J. Florent expose une demande de la commune de Villard-Notre-Dame d'exclure le Glacier du Rochail, souhaitant qu'il soit pratiqué par desserte aérienne depuis l'Alpe d'Huez. En effet, cette dernière ne se contente plus du glacier de Sarennes et jalouse sa voisine et éternelle concurrente des Deux Alpes qui disposera du vaste domaine du glacier du Mont-de-Lans. Or, J. Florent a intégré ledit glacier en zone centrale, le directeur du SEATM considère cette demande non justifiée car le glacier est peu intéressant [raide, court avec environ 100 m de dénivelée] pour le ski d'été et le directeur de la DDE de l'Isère juge le trafic lié aux flux aériens limité et considère plus judicieux de faire des téléskis démontables, permettant par ailleurs de laisser le glacier en zone centrale (alors que l'interdiction de survol l'aurait exclu de celle-ci). J. Florent, par lettre du 13 juin 1972 à la Direction générale de la Protection de la Nature, relate : «*j'ai rencontré à nouveau, le 6 juin, le maire de Villard-Notre-Dame qui m'a vivement pris à partie en me laissant craindre qu'une opposition formelle de la population […] se manifesterait au cours de l'enquête publique si le glacier du Rochail n'était pas distrait du Parc proprement dit*». Il propose donc que la commune soit purement et simplement exclue du Parc, car elle n'apporte dans son projet que 400 ha à la zone centrale (sur 1406 ha de superficie communale), dont seuls les 250 ha du Glacier du Rochail ont un intérêt. Et en contrepartie, elle sollicite le futur parc pour financer une partie de l'aménagement de la route pour desservir la commune, qui coûterait très cher. La commune ne compte alors que 12 habitants (0 en hiver), contre 20 en 1982 et 41 en 1999. C'est la solution de l'exclure de la zone centrale qui sera finalement retenue, la commune n'étant intégrée que dans la zone périphérique, la réponse du Directeur général de la Protection de la Nature en juillet 1972 stipulant : «*je considère cette question comme réglée et qu'aucune modification ne sera apportée aux limites figurant dans l'avant-projet intéressant la commune de Villard-Notre-Dame*». Mais il était temps : moins d'un an avant la création du parc, il demeure donc de vives tensions au sujet des glaciers, au point d'exclure une commune des limites de la zone centrale pour éviter des tensions récurrentes avec cette dernière. Par ailleurs, l'interdiction de dépose de skieurs sur glaciers le 2 mars 1974 par le Conseil d'Administration du Parc des Ecrins (à une voix de majorité) aurait rendu inopérante le projet de complémentarité envisagé avec l'Alpe d'Huez. Il s'agissait donc de mettre à disposition d'une station séparée de la commune par la vallée de la Romanche (avec une situation de discontinuité forte) un glacier dont les qualités de skiabilité étaient quasi-nulles : autant dire que l'exemple en dit long sur l'appétit de l'époque pour le ski d'été…

Dans leur pamphlet paru en 1977, A. et P. Champollion s'inspirent justement de ces concessions faites par le futur parc du Dauphiné à l'industrie du ski aux Deux Alpes pour remettre en cause la pertinence de l'outil parc national.

2 - Le recours à des stratégies de tractations et d'échanges

Pour aboutir dans les projets d'équipement des glaciers (entre autres pour le ski d'été), encore faut-il proposer autre chose en échange et en compensation quand la commune veut arriver à ses fins. C'est donc une logique d'«*interchangeabilité de l'espace*» (Laslaz, 2004) avec un système de «*protection par contrepartie*».

2 Le Ministère de l'Environnement ne verra le jour qu'en 1971, c'est donc le Ministère de l'agriculture qui gère les espaces «naturels» à cette date.

3 (1905-1973), ingénieur des Ponts et Chaussées, directeur du C.I.A.M. en 1964. Impliqué dans les premiers plans d'aménagement (les Trois Vallées, Val d'Isère), à l'origine du Plan Neige pour lequel il prévoit 150 000 lits, et du concept de «station intégrée», il va sélectionner puis équiper la plupart des sites de stations alpines. Surnommé le «dictateur de la neige» par D. Arnaud (1975) dans son étude au vitriol intitulée La neige empoisonnée.

Quelques remontées se sont implantées à Tignes dès 1955 (téléski du Chardonnet), et en mai 1959 le préfet de la Savoie M. Grimaud effectue une reconnaissance pour l'implantation du téléphérique du glacier de la Grande Motte aux côtés de L. Chappis et d'E. Allais (Chappis, 2007). Mais l'envol de la station coïncide avec l'arrivée du célèbre promoteur Pierre Schnebelen qui conduit un gigantesque programme d'urbanisme dès 1965 (sans les autorisations de construction) au Lavachet, à Tignes-le-Lac puis avec la création en 1967 du Val Claret. La même année, il fonde la S.T.G.M. (Société des Téléphériques de la Grande Motte) qui construit la télécabine de la Grande Motte jusqu'à 3032 m (doublée en 1976 par un téléphérique, en 1993 d'un funiculaire). Pour ce faire, le Conseil Municipal obtient de la Commission Permanente lors de sa séance du 27 mai 1967 (sans l'accord du Conseil d'Administration) l'équipement des glaciers de la Grande Motte en zone centrale du Parc National (photo 1). P. Schnebelen prévoit dans la foulée l'équipement du Dôme de Pramecou (3081 m), bombement septentrional de l'ensemble glaciaire. La pression de la commune et des administrés est alors forte en ce sens (registre d'enquête publique, 30 septembre 1970). Le Conseil municipal avait néanmoins fait partie des 5 sur 28 communes consultées à se prononcer contre le projet de Parc national de la Vanoise lors de l'enquête publique de 1962. En échange de cet aménagement est prononcé le classement en Réserve Naturelle de la Grande Sassière (1973), sur le versant opposé au domaine skiable, dont la desserte et l'aménagement sont à la charge du Parc (extrait du registre des délibérations du Conseil Municipal, 6 avril 1970). La commune est donc largement gagnante à l'issue de cette transaction. Cette première construction de remontées mécaniques en zone centrale, autorisée dès 1967, bien que plus anonyme que la retentissante « Affaire de la Vanoise » deux ans plus tard, servira d'argument aux détracteurs comme aux partisans de l'aménagement touristique.

Photo 1 - Les glaciers de la Grande Motte vus depuis la base du Dôme de Pramecou (3 081 m). A gauche, l'arrivée du funiculaire et de la télécabine de la grande Motte dont on distingue à droite, proche du sommet, la gare d'arrivée du téléphérique qui la prolonge. La marque des pistes, des remontées et des pylônes est bien présente dans le paysage. © L. Laslaz, 23 août 2000.

En juin 1971, le Conseil d'Administration du Parc national de la Vanoise, mis devant le fait accompli, légalise la situation, mais des demandes de corridors entre le Parc national et l'isolat de la Grande Sassière sont à nouveau effectuées. Les demandes de rénovation et de renforcement des remontées à l'intérieur de la Réserve Naturelle de la Grande Motte de la part de la commune de Tignes sont examinées par la Préfecture et doivent attendre l'accord du Ministre de l'Environnement. A titre d'exemple, le 23 mai 1991, le Conseil National de la Protection de la Nature émet un avis favorable pour neuf projets d'aménagement (Gazex et remontées mécaniques), en exigeant « *que le télésiège du Mur n'empiète d'aucune façon sur la zone centrale* » (ce qui ne sera finalement pas le cas). Enfin, la Direction de la Nature et des Paysages et le C.N.P.N. ne souhaitent accorder une rénovation des infrastructures (1991) qu'en échange de l'abandon définitif du projet d'aménagement du Dôme de Pramecou et de la Réserve Naturelle de la Sache. Pourtant, le premier avait reçu lors de ses délibérations du 22 mars 1982, un avis favorable du Conseil d'Administration « *sous les conditions expresses ci-après :*

- *la gare d'arrivée devra se situer obligatoirement en dehors du territoire du Parc National ;*
- *aucune superstructure ne devra être visible depuis la haute vallée de Champagny, actuellement totalement préservée* ».

A la suite de nouvelles demandes, la Municipalité de Tignes obtient que soit retiré cet alinéa pour la Réserve de la Sache. Un téléphérique devait cependant toujours raccorder le Dôme de Pramecou au Val Claret, depuis le Plan Pluriannuel de Développement Touristique du 15 juin 1982, approuvé par le Comité Interministériel. « *Il a été abandonné à la demande du Parc National de la Vanoise* » selon les termes consacrés par le bilan officiel du P.P.D.T, à l'issue de la délibération du Conseil Municipal en date du 6 juillet 1992. En 1996, la mise en service du nouveau télésiège de la Leisse clôture la restructuration globale du glacier, observée par une « commission de suivi » comprenant tous les acteurs du dossier. La volonté de création d'une gare intermédiaire sur les Glaciers de la Grande Motte (3032 m) se heurte à un refus catégorique de la direction du Parc National de la Vanoise. Les enjeux financiers colossaux concernés expliquent la longueur et la difficulté des tractations autour des aménagements de ces glaciers qui durent depuis quarante ans.

3 - Une logique expansionniste : ski d'été, équipement et extension des domaines skiables

Le mouvement d'équipement des glaciers pour le ski d'été s'est traduit par plusieurs tendances spatiales :

- une logique de lignes de crête consistant à étendre un domaine skiable jusqu'aux limites les plus élevées du bassin-versant, quand bien même les glaciers appartiennent à une autre commune et que le finage communal n'adopte pas ces limites topographiques. Elle se conjugue à une logique d'équipement pour l'extension maximale des domaines skiables et leur raccordement, avec la multiplication des versants et des expositions, et l'allongement du kilométrage de pistes ;
- des glaciers équipés qui sont en général marginaux au sein des domaines skiables et qui constituent une forme de finitude des aménagements. Il est d'ailleurs symptomatique de constater que chronologiquement la phase d'euphorie pour le ski d'été coïncide avec le lancement des grands domaines reliés (conçu bien avant pour les Trois Vallées, mais réalisé en 1971, puis en 1973 pour Tignes-Val d'Isère, le futur *Espace Killy*). Mais ce sont rarement ces glaciers qui assurent les traits d'union entre les grands domaines, des pôles de redistribution des flux de skieurs, hormis dans le cas de La Grave et des Deux Alpes. Ils sont plus ici aux confins des zones centrales de Parcs nationaux, ces derniers ayant assuré un blocage de toute velléité expansionniste.

Dans les projets même de stations, au gré des différentes tranches, l'équipement pour le ski estival est couramment envisagé. Ainsi, en 1977-78, la poursuite de l'aménagement du domaine skiable de la Plagne vers l'est (Knafou, 1978 et dir., 1997) touche aux contreforts du massif de Bellecôte et passe par l'équipement des glaciers de la Chiaupe et de Bellecôte (photo 2), qui sont proches de la limite de la zone centrale du parc et sur le territoire communal de Champagny. Dans le cas de ce domaine skiable, les redevances versées par la *Société d'Aménagement de La Plagne* à cette commune sont proportionnelles aux kilomètres de remontées mécaniques installées, soit environ 3 km sur l'ensemble des deux glaciers. Il n'y a pas eu de dédommagement supplémentaire pour l'exploitation des glaciers, comme le confie le maire de l'époque (1977-2008), R. Ruffier des Aimes (entretien). Les gestionnaires de la station avaient, par la liaison avec la station de Champagny-en-Vanoise (ouverte le 5 janvier 1971, un an après que la commune ait revêtue sa nouvelle appellation) et l'équipement de Roche de Mio (2739 m) par une télécabine, deux objectifs principaux :

- exploiter le versant adret au-dessus du village de Champagny-le-Bas et s'approprier le « *versant au soleil* » en complément du versant ubac de La Plagne ;
- exploiter les glaciers sur le territoire communal voisin pour rentrer dans le club fermé des stations de ski d'été : « *les 13 stations à glaciers* », selon les slogans vendeurs de l'époque.

La seule contrepartie demandée par la commune de Champagny fut de pouvoir accéder durant la période estivale sur les glaciers et les élus caressèrent le projet d'une navette quotidienne à destination de La Plagne durant l'été : le très long trajet imposé par une redescente à Moûtiers puis une remontée de la Tarentaise – le tout pour une clientèle très limitée – conduit à l'abandon du projet. La sécheresse estivale de 2003, conjuguée aux faibles précipitations neigeuses de l'hiver et du printemps précédents, scella le sort du glacier qui depuis cette période n'est plus exploité en été. Et le projet de franchir le col coté 3266 (équipé par les téléskis du Col) dans les années 1980 pour équiper et skier le Glacier du Cul du Nant, plus vaste et peu raide, demeura lettre morte.

Photo 2 - Vue sur le glacier de la Chiaupe depuis le sommet de Bellecôte (3417 m). Au pied du glacier, la gare d'arrivée de la télécabine de Bellecôte et le téléski de la Chiaupe dans le prolongement ; à gauche, les téléskis du Col. En arrière-plan, les aménagements pour le ski situés au pied de Roche de Mio. A cette date, le glacier est encore skié. © L. Laslaz, 10 août 1997.

L'intéressement pour les communes à l'équipement des glaciers pour le ski d'été est alors financier : ils ne rapportent rien en tant que tels, il s'agit souvent de propriétés communales, pour lesquelles il n'y a pas de perception d'impôt. La construction de remontées mécaniques modifie la donne : comme le stipulent les articles 85 et 86 de la Loi Montagne, la station des Deux Alpes, par exemple, reversait 698 000 € à la commune de Mont-de-Lans, en 2003, au nom de la taxe Loi Montagne, contre 81 000 € à Saint-Christophe-en-Oisans (propriétaire du glacier) et 94 000 € à Venosc. Il faut voir là la part communale respective dans la superficie du domaine skiable, plus qu'une plus-value accordée au glacier. De même pour les redevances de la concession (en pourcentage du chiffre d'affaires de la société 2 Alpes Loisirs), qui s'élèvent respectivement à 810 000 €, 298 500 € et 102 000 € : l'écart entre la première et la deuxième commune n'étant plus que de 2,5, il a été négocié en tenant compte notamment de la présence du glacier (source des données chiffrées : *Cour régional des Comptes*).

On peut en parallèle relever également l'extension temporelle de l'activité de ski : c'est à partir des années 1960 un sport d'hiver qui se désaisonnalise… Val Thorens, forte de ses 3 glaciers (Péclet, Thorens et Chavière) et de leurs 12 remontées, ne revendique-t-elle pas en 1986 : « *à Val Thorens, l'été est une saison de ski en plus* » ? (cité *in* Hudry, 1986, p. 145). Dans le temps, si les stations ont eu tendance à s'étendre en superficie, à se relier, elles ont aussi ressenti un inexorable mouvement de poussée verticale qui les a incitées à équiper les points hauts, pour effectuer des liaisons avec les voisines, et pour s'offrir une garantie et une durée d'enneigement bien supérieurs. Le glacier figurait alors plus le tremplin vers le point haut qu'une véritable fin en soi.

II - Le glacier, catalyseur des conflits environnementaux, image de marque des stations de sports d'hiver

Trois types de situations des glaciers par rapport aux zones centrales se dessinent :

- le déclassement de la zone centrale, comme pour les Glaciers de la Grande Motte à Tignes (cf I-2) ;
- l'exclusion préventive (Glacier de la Chiaupe, Glacier de la Girose ou de Mont-de-Lans) avec la perspective d'équipement touristique pour le ski d'été (cf I- 1). Les Allues (station de Méribel) obtiennent que le Mont et les Aiguilles du Borgne soient exclus de la zone centrale afin de pouvoir construire une remontée mécanique pour le retour des skieurs ayant descendu le glacier de Gébroulaz (plus long glacier de vallée du massif) vers la station, via le Col (3042 m) et le Glacier du Borgne. Cette infrastructure ne verra cependant jamais le jour ;
- les déclassements avortés, tentés pour le Glacier de Chavière de 1969 à 1971 (Affaire de la Vanoise), puis à nouveau dans les années 1980.

Cela laisserait à penser qu'en dehors du dernier cas, les stations sont les grandes vainqueurs de ces confrontations face aux partisans de la protection ou aux parcs : il n'en est rien. La privation pour la commune de Pralognan-la-Vanoise d'un équipement possible des Dômes de la Vanoise depuis le Mont Bochor, via la Pointe du Grand Marchet, par leur intégration en 1963 à la zone centrale du parc national de la Vanoise, en est la preuve. Redoutée par la commune, elle explique l'avis défavorable du Conseil Municipal et des principaux acteurs locaux alors contre le projet de parc (Gauchon et Laslaz, 2007).

1 - L'Affaire de la Vanoise (1969-1971), un déclencheur[4]

Cette affaire repose sur le projet de déclassement de la zone centrale du Vallon de Polset et du Glacier de Chavière, sur la commune de Modane, qui est envisagé en synergie avec la mise en place, côté Tarentaise de la station de Val Thorens, dont le promoteur P. Schnebelen souhaite faire un des pôles européens du ski d'été avec près de 6 glaciers équipés. La proposition de construction de la station de Val Chavière (3 000 lits touristiques envisagés contre 50 000 pour sa voisine tarine) offre l'avantage de donner le sentiment du partage du développement aux Mauriennais tout en affichant un domaine skiable relié par des glaciers de grande ampleur. Le 23 mai 1969, le Conseil d'Administration du parc national de la Vanoise, créé 6 ans plus tôt, pressé par le Conseil Général de la Savoie et les services de l'Etat, donne un avis favorable au déclassement du secteur (1792 ha) de la zone centrale. Mais les opposants au projet y voient une brèche majeure pour l'intégrité du parc. La mobilisation est alors sans précédent, ce qui a permis à B. Charlier (1999) de parler du « *premier conflit environnemental* » : des milliers de pétition, des personnalités de renom (skieurs et alpinistes doutant de l'intérêt de la pratique du ski sur le glacier de Chavière) qui se heurtent aux élus savoyards, bien appuyés dans les ministères. Les affichettes « *Sauvons la Vanoise* » fleurissent dans le métro parisien et sur les murs de quelques villes (Carlier, 1972). Le combat devient politique, et G. Pompidou, tel qu'il s'y était engagé durant la campagne électorale présidentielle, déjuge en 1971 le

4 Pour une analyse plus détaillée de « l'affaire », on se reportera à Laslaz, 2004, p. 312-335.

Conseil d'Administration, contraint de « reconsidérer » sa délibération : pour ne pas perdre complètement la face, Val Chavière disparaît des plans mais l'équipement « *modéré* » en remontées mécaniques est autorisé (2 des 4 téléskis autorisés seront réalisés, cf II-3). Parce que le glacier, principalement visé pour le ski d'été, était situé dans le cœur du Parc, l'opération « lourde » n'aboutit pas.

L'épisode sera un véritable tournant, car aucun déclassement n'est intervenu depuis. Il est la preuve que la loi et la protection de l'environnement sont considérées comme prioritaires sur l'équipement touristique massif, qui commence à lasser. Enfin, chaque projet d'équipement affectant une zone centrale s'accompagnera d'une forte mobilisation. En 1963, le projet de Sainte-Foy le Ruitor pour une station de 6000 lits et l'équipement en remontées mécaniques du plateau glaciaire de la Testa del Rutor, portée par une société d'études du même nom, n'aboutit pas. En 1984, la station de ski ouvre à Plan Bois et Bonconseil, mais réclame le Massif du Ruitor en contrepartie de l'abandon du Barrage de la Raie. Il s'agissait d'une retenue S.T.E.P. devant équiper le Vallon du Clou ; mais EDF renonce au projet après un long conflit (1977-1986), et ce principalement pour les 9,5 ha du lieu-dit la Raie, situés en zone centrale.

Photo 3 - Glacier de Mont de Lans et téléski du Dôme de la Lauze en hiver (station des Deux Alpes) © L. Laslaz, 17 mars 2007.

Néanmoins, il ne faut pas considérer le rapport entre espaces protégés et glaciers équipés sous le seul angle de l'opposition. Les stations utilisent sur leurs plans de domaines skiables, leurs brochures ou dans la commercialisation de produits touristiques, la proximité du parc national (dimension de « nature préservée », clin d'œil à la clientèle de ski hors-piste, etc). Les parcs ont habilement su tirer parti de la proximité des stations et de leurs velléités expansionnistes pour justifier leur existence et leur action.

2 - Des équipements sous contrainte

Les solutions techniques au maintien provisoire du ski d'été existent : les Suisses les nomment le *snow farming* ou *gestion de la neige*, ce qui laisse à penser que comme un troupeau, la neige peut être « élevée » sans difficulté. En fait, ce travail est lourd, coûteux, et producteur de gaz à « effet de serre » : en tentant de palier les conséquences du réchauffement climatique, il l'aggrave, à tel point que la CIPRA Suisse (2007) a jugé utile de prendre des positions de principe à leur égard, appelant à combler le vide juridique existant pour des glaciers helvétiques qui sont des « *biens du domaine public à usage commun* », ici utilisés à titre privé et commercial…

Dès sa plaquette publicitaire 1938-1939, la station de Tignes va avoir recours à des jeunes femmes en maillot de bain pour vanter les mérites de la pratique du ski d'été. A l'époque, les glaciers de la Grande Motte ne sont pas équipés, mais la première remontée mécanique date de 1936. Et dans les années 1970, les documents promotionnels regorgent de naïades peu vêtues : la plaquette de la saison 1971-1972 sous-titre : « *A Tignes, il n'est pas une saison, pas même une semaine où l'on ne puisse goûter le plaisir du ski et de la neige* » en affichant clairement entre les nymphettes : « *ski d'hiver, ski de printemps, ski d'été, ski d'automne* ». Tignes se revendique ni plus ni moins que « *créateur des neiges* » en 2002, resucée du slogan olympique de 1992 (Here is the snow). Quand on connaît l'amplitude de l'équipement en neige de culture (304 canons enneigeurs, dont certains directement sur le glacier), le slogan peut être relevé aussi bien au sens propre que figuré. La fonte impose un réaménagement continu du glacier. Le glacier aurait perdu 10 m d'épaisseur en moyenne de 2000 à 2007, 21 m sur les 25 dernières années. Les personnels de la station travaillent le glacier comme ils le font avec la neige des pistes classiques. Le vent dégarnit traditionnellement certains secteurs au profit de fortes zones d'accumulation : les premiers se voient ainsi très rapidement en glace en été. Pour y remédier des merlons piégeant la neige sont édifiés (stries ; photo 1) et des filets à neige installés (400 m lors l'hiver 2007, 1000 m lors de l'hiver 2008, 1500 en 2009). Le recul du glacier a aussi conduit à une remontée altitudinale du *snow park* qui se trouvait vers 2700 m (secteur du Rosolin au Nord) et occupe depuis 2007 le secteur de la Corniche (3350 m), soit la partie sud, la plus haute, à l'arrivée du téléphérique.

Photos 4 et 5 - Téléskis des Trifides et de la Girose (La Grave) : le déplacement rapide du glacier oblige à amarrer les remontées mécaniques aux parois rocheuses et à ne disposer que de pylônes « mobiles » à la surface du glacier. On distingue également les zones de crevasses signalées comme dangereuses sur les pistes de ski et partiellement rebouchées par le service des pistes. © B. Feuillet, 17 mars 2007.

Aux Deux Alpes, le *snow park* est aussi l'atout principal (32 modules, 100 m de dénivelée et 1,2 km de long), largement porteur de l'image jeune et *free style* que souhaite se donner la station. Le glacier avance lentement (7 à 8 m/an dans les années 1980), néanmoins, pour le téléski double de Puy Salié, le système adopté à Kaprun (Autriche) d'un point fixe de fixation de la remontée au départ et à l'arrivée (sur un affleurement rocheux), ainsi que le réalignement chaque année des pylônes intermédiaires déplacés dans le sens de reptation du glacier, est adopté (Fournier, 1984). Mais nous sommes là encore loin du ski démocratisé que revendiquaient les promoteurs du ski d'été des années 1970 : d'ailleurs dès 1995, Abegg *et al.* écrivaient à propos du ski d'été en Suisse que « *le marché est saturé* » (p. 454). En 2006 en effet, près de 50% de la clientèle des Deux Alpes était constituée d'amateurs de *free style*, quand le reste se partageait entre les ski clubs et surtout les équipes nationales à l'entraînement pour leur saison d'hiver. La station enregistre 2500 passages par jour (contre 6000 en hiver) pour les 13 remontées mécaniques du glacier (photo 3), 11 pistes et 400 m de dénivelée. Le point bas skié est désormais 3200 m, alors qu'il était situé à 2900 m aux débuts de la mise en valeur du glacier.

A La Grave, le déplacement rapide du glacier (photos 4 et 5), très crevassé par ailleurs, a conduit à son arrêt d'exploitation pour l'été. En hiver, les crevasses sont comblées à l'aide des engins de damage. La relance de l'activité serait peut-être favorisée par le projet de liaison avec Les Deux Alpes, à ce jour non réalisé : entre les deux domaines, l'un non sécurisé et relativement réduit, l'autre très vaste d'une des principales stations européennes (33 000 lits touristiques), il faut porter les skis aussi bien dans un sens que dans l'autre pendant une dizaine de minutes. C'est une liaison dite « faible », qui passe par un temps de transfert important et davantage de contraintes spatio-temporelles. Le skieur ne peut en bénéficier en général lors d'une journée et elle ne l'intéresse qu'en cas de séjour ; le passage d'une partie à l'autre du domaine skiable s'avère complexe (portage des skis, rupture de charge – voiture ou navette –, passage en hors-piste…), par opposition aux liaisons fortes des grands domaines (Gauchon et Marnézy, 2006 ; Laslaz, 2005).

3 - Le ski d'été, une image de marque jugée primordiale

Dans le cas de Val Thorens, sa revendication de « *plus haute station d'Europe* » s'accompagne dès l'été 1973 de l'équipement du Glacier Nord de Péclet et du Glacier de Chavière évoqué plus haut, situé en zone centrale du Parc national de la Vanoise. La fin des années 1980 est particulièrement difficile pour le ski d'été. Le téléski de Polset, ouvert en 1974, est en effet arrêté depuis 1987 puis démonté en 2002 par la S.E.T.A.M. (Société d'Exploitation des Téléphériques Tarentaise-Maurienne), exploitant des remontées mécaniques de Val Thorens. Son accès par le télésiège du Col s'arrête durant l'été 1989. Quant au glacier de Péclet, l'exploitation estivale est suspendue en 1997-1998 pour la partie haute (le télésiège des 3300 sera démonté) et en 1999 pour la partie basse (télésiège du Glacier démonté en 2002). La succession d'hivers peu enneigés avait contraint à la fermeture du glacier dès début août en 1987, dès le 10 août en 1988. Mais surtout, le glacier de Péclet n'est pas plus exploité durant l'hiver, car sa fonte s'est traduite par un amincissement et l'apparition de nombreux affleurements rocheux (photo 6). Conjugués à sa raideur, ces para-

mètres empêchaient le damage et en ont fait un site de plus en plus inadapté : de taille réduite, il atteint vite la saturation ; exposé à l'ouest et doté de pentes fortes, la neige est fréquemment dure, phénomène renforcé par les carres des skis : le glacier est parfois fermé quelques jours après son ouverture. En somme, ce qui était devenu une garantie dans les années 1970 devient une vulnérabilité dans les années 1990, y compris pour l'hiver. Et la présence d'une « relique » de glacier rend même le terrain beaucoup plus difficile à travailler.

La commune de Saint-Martin-de-Belleville relance dans son P.P.D.T. 1983-1984 le projet d'aménagement du Glacier de Chavière évoqué en II-1 ; celui-ci est traité à nouveau dans la séance du Conseil d'Administration du P.N.V. le 13 novembre 1984. Les responsables de la station de Val Thorens avaient fait le tour des stations de ski d'été dans les Alpes (Kaprun, Stelvio, Zermatt, Saas Fee) et revendiquent 2000 à 3000 skieurs estivaux par jour dans les stations de Tignes et des Deux Alpes. Les communes de Modane (3 juillet 1984) et de Saint-André (31 août 1984) donnent leur autorisation au SY.M.A.B. (Syndicat Mixte d'Aménagement des Belleville) de parachever l'équipement du Glacier de Chavière. Dès mai 1985, la revue *Combat Nature* s'alarme des projets d'équipement. Le 31 octobre 1987, l'*Association des Maires de Tarentaise-Vanoise* après avoir rappelé le contexte de l'équipement votent « *à l'unanimité moins une abstention, le vœu de respect des engagements pris par le Conseil d'Administration du P.N.V. concernant l'aménagement du Glacier de Chavière* », vœu repris le 4 juillet 1988 par l'Assemblée Générale des *Maires des Communes du Parc National de la Vanoise et de sa zone périphérique*. Le maire de Saint-Martin-de-Belleville, G. Cumin, relance en janvier 1989 le projet d'équipement en ramenant à six le nombre de remontées mécaniques, au lieu des dix-huit prévues à l'origine : « *soit deux de plus par rapport au nombre de quatre déjà autorisé par la délibération du 20 mai 1974 du Conseil d'Administration* ». En minimisant la portée du projet, il souhaite le rendre socialement et politiquement acceptable. La dénivelée cumulée devait atteindre 1600 mètres, mais le coût prévu est de 30 millions de francs. L'opération se veut aussi un cri d'alarme rappelant les engagements de l'Etat ; la commune souhaite cet équipement en raison (Cumin, 1988) « *des pentes beaucoup plus douces, voire presque plates dans certaines zones, ce qui permet même la pratique du ski de fond en été* » (*sic*). Plus accessible à des skieurs débutants, notamment des enfants, il aurait permis à Val Thorens de cibler une autre clientèle de skieurs estivaux. Le projet qui se heurte à une fin de non recevoir du Ministère de l'environnement ne permettra pas à la station de sortir de son marasme estival : J.-F. Piard, directeur technique de la S.E.T.AM.

Photo 6 - Val Thorens et la vallée des Belleville depuis l'Aiguille de Péclet (3561 m). La station « la plus haute d'Europe » (2300 m), voulue par P. Schnebelen, porte les marques paysagères des nombreuses pistes d'accès aux remontées, tracées au bulldozer. Au premier plan, le glacier de Péclet Sud a considérablement reculé en épaisseur depuis la prise de vue, comme son voisin, plus au nord, autrefois skié. © L. Laslaz, 11 septembre 1999.

(entretien) évoque 300 à 400 skieurs par jour ouvrable sur environ 5000 personnes dans la station en été. Mais surtout, la moitié est représentée par les clubs de ski locaux, qui poursuivent l'entraînement de leurs futurs champions durant la belle saison.

Le recours à l'image de marque du ski d'été s'accompagne néanmoins de quelques sacrifices au vu de la crise actuelle : les stations « cassent » les prix. Le forfait journée (en fait, 7h à 13h30 ou à 15h) revient, durant l'été 2007, à 31 euros aux Deux Alpes (33 à Tignes, 20,5 à Val d'Isère) contre 34,7 euros lors de l'hiver précédent. Pour l'été 2009, Tignes propose le forfait journée à 31 euros, mais 34 euros pour la même prestation accompagnée d'une activité complémentaire (espace aquatique de 5000 m² *Lagon* ou golf 9 trous). Il est à noter que les télécabines de la Grande Motte sont aussi ouverts (et payants) pour les piétons. En termes de séjour, le forfait tout compris est affiché aux Deux Alpes à un prix très inférieur à la période hivernale pour élargir la base des quelques amateurs de ski d'été ; pourtant, avec 14 remontées mécaniques et 11 pistes en été, la station dauphinoise dispose d'une offre conséquente. En fait, la poursuite de l'ouverture de l'activité se justifie surtout par la présence des équipes de haut niveau (françaises ou étrangères) qui viennent s'entraîner durant la période estivale pour préparer leur saison d'hiver. En 1984, les étrangers étaient majoritaires avec près de 25% d'Italiens. Les glaciers offrent en outre la possibilité d'étaler la saison de pratique : du 14 juin au 30 août quand les conditions le permettent. De 1973 au début des années 1980, l'essentiel des remontées mécaniques sont construites sur le glacier, notamment le téléski double de Puy Salié atteignant 3420 m et ses fameuses « pioches » en 1975, ou le télésiège du Signal qui, depuis cette cote altitudinale, permet le retour des skieurs après une descente de 600 mètres de dénivelée, équivalente au domaine estival de Tignes. L'ouverture du téléphérique du Jandri Express au début des années 1980 a renforcé les débits de skieurs et conforté la place centrale du glacier de Mont-de-Lans dans la structuration de la station. En 1984, l'ouverture du téléski du Dôme de la Lauze (photo 3) parachève l'équipement du domaine en haute altitude. Du 28 juin au 9 septembre 1984, les Deux Alpes enregistrent 120 000 journées ski-loisirs (Fournier, 1985) : 12 moniteurs proposent des stages ski le matin et tennis ou autres loisirs l'après-midi. En 2006, Les Deux Alpes se revendiquent ainsi comme « *station de ski d'été et d'automne* » dans la mesure où le glacier est ouvert dès les vacances de Toussaint. Les premières chutes de neige permettent le démarrage précoce de la station : le glacier se veut donc un outil de sécurisation et de pérennisation d'un support économique (la neige) nécessairement saisonnier. En d'autres termes, il devient l'apanage des plus hautes stations, à la plus longue période de pratique, jouant sur le credo de l'accueil des équipes de haut niveau.

III - Glaciers en rétraction, tensions environnementales en expansion : le nœud gordien d'une fuite en avant…

Que reste-t-il d'un ski d'été pour lequel les glaciers ont été retirés des projets de zones centrales de parcs nationaux dans les années 1960 et 1970 ? Comment justifier aujourd'hui la poursuite d'aménagements les concernant ? D'un support de ski d'été, les stations n'en sont-elles pas réduites à les exploiter comme espace de haute altitude synonyme de neige hivernale garantie ?

1 - Le ski d'été : la peau de chagrin

De nombreuses stations européennes ont dû cesser l'activité de ski estival : Engelberg en 1984, Les Arcs à la fin des années 1980 suite à la disparition du glacier du Varet ; les interruptions occasionnelles (été très chaud, mauvais enneigement hivernal) débouchent souvent sur l'arrêt définitif. Parfois l'activité reprend tant bien que mal, après plusieurs étés de disette. Le symbole de cette désertion, aussi bien des glaciers que de la clientèle, pourrait être Val d'Isère. Première station à lancer le ski d'été dans les années 1950 (l'équipement du secteur de l'Iseran et du Pisaillas justifiera en 1963 son intégration dans une Réserve naturelle – et non dans la zone centrale du parc national –, elle-même déclassée le 6 décembre 2000 pour permettre à la station de remplacer son parc vieillissant de remontées mécaniques), l'accès au glacier par le télésiège du Grand Pisaillas sera assuré dès 1961. Dès l'hiver 1956-1967, Val d'Isère voit les premières déposes de skieurs par hélicoptère, pratique jugée d'un très grand avenir et menacée par l'interdiction de survol des zones centrales de parc. Elle se poursuivra néanmoins jusqu'à son interdiction par V. Giscard d'Estaing en 1980 puis dans le cadre de la Loi Montagne (9 janvier 1985). Dans les années 1960, Val d'Isère organise le *Grand Prix de l'Iseran*, sorte de Coupe du Monde estivale que remporta, entre autres, le local J.-C. Killy. J.-P. Rivollier (entretien), pour son premier été (1974) comme responsable d'exploitation sur la glacier du Pisaillas à Val d'Isère (photo 7) se souvient avoir enregistré quelques 800 skieurs par bonne journée sur le glacier durant l'été, dont bon nombre d'Italiens ayant franchi le Col du Mont Cenis (avant l'ouverture du Tunnel du Fréjus en 1983), alors que les journées fastes lors des dernières saisons plafonnaient à 200 clients. A sa réouverture en 2006 après plusieurs étés désastreux (dont le célèbre été caniculaire de 2003, particulièrement féroce pour les glaciers), la Société des Téléphériques de Val d'Isère escomptait pourtant 400 à 600 skieurs par jour, de 7h45 à 13h, sur un glacier exposé ouest qui prend

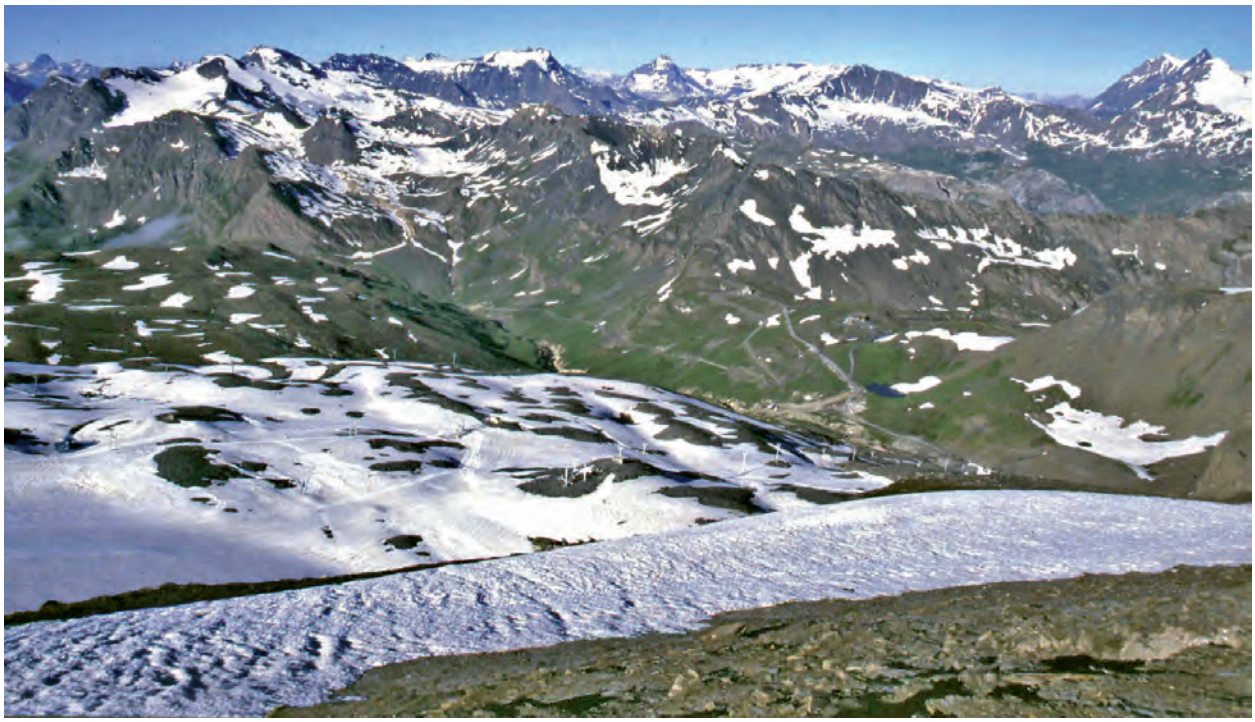


Photo 7 - Depuis l'Aiguille Pers (3386 m), vue d'ensemble sur la Réserve de l'Iseran, avec le glacier du Pisaillas. À droite, le Col de l'Iseran où conduisent la route ouverte en 1937 et les remontées mécaniques en provenance de Val d'Isère exploitant ce territoire bonnevalain. En arrière-plan, les massifs de la Sana et du Mont Pourri. © L. Laslaz, juillet 2001

tardivement le soleil. Mais les 5 pistes et 2 remontées mécaniques d'un glacier dont le dénivelé se limite à 300 mètres ne font plus recette, face à Tignes toute proche, ou aux Deux Alpes. En 2006, il aura fallu, de surcroît, pour accéder au domaine estival et préparer cette saison, produire 290 000 m^3 de neige, soit vider à cinq reprises le lac artificiel de la station. En 2009, le glacier – qui a pu enregistrer des chutes de neige correctes en automne et un hiver bien enneigé – est prévu pour une ouverture du 20 juin au 19 juillet. Outre la skiabilité des glaciers, il faut aussi tenir compte des services offerts dans les stations en dehors de la saison hivernale : la fermeture des hébergements et des restaurants début mai limite une activité dont les retombées jugées de plus en plus marginales n'incitent pas à une ouverture prolongée des commerces et des établissements touristiques : c'est donc un cercle vicieux qui s'établit en continu entre offre d'hébergement et fréquentation des glaciers.

Pourtant la station a tenté de multiplier son offre. De 1968 à 1971, le projet de Val Prariond devait aboutir à la création d'une nouvelle station de ski pour laquelle le promoteur P. Schnebelen prévoyait l'équipement pour le ski d'été du vaste glacier des Sources de l'Isère, puis une route à destination de l'Italie, avec un tunnel sous le Col de la Galise et 3 kilomètres à ciel ouvert. C'est au nom de ce projet «*provoquant l'éclosion d'un nouveau centre de ski d'été*» que le Syndicat d'Initiative de Val d'Isère se prononce contre la création du parc national de la Vanoise dans le registre d'enquête publique ouvert en mairie le 24 septembre 1962. Le projet est abandonné en raison de l'échec de la construction de Val Chavière qui refroidit les ardeurs des promoteurs les plus téméraires.

En 1984, la station avalline réclame l'équipement du Massif de la Sana, mais comme pour le secteur précédent, classé en zone centrale, il ne put se réaliser. Les élus avallins envisageaient ici l'équipement du glacier des Barmes de l'Ours, glacier peu pentu et à forte couverture détritique, dont l'intérêt pour le ski aurait sans doute été très limité. Mais devant l'urgence de la concurrence et l'affadissement de la discipline, toute nouvelle offre est bonne à prendre. Tignes propose ainsi en 1983 d'aménager le Dôme de la Sache (3601 m), également dans le cœur du Parc, et qui aurait nécessité d'équiper la Réserve Naturelle de la Sache, à laquelle la station s'était engagée à ne pas toucher (cf supra). Par ailleurs, comme pour Val d'Isère, le projet était-il réellement sérieux ou simple galop d'essai sans suite ? Car on voit mal comment il aurait été possible d'aménager ce sommet ceinturé de parois rocheuses et ourlé à l'Est de langues glaciaires très crevassées (Savinaz, Martin…). Par l'émergence de projets peu probables, on sent déjà poindre le sauve-qui-peut…

2 - Limites environnementales, concurrence européenne et fuite en avant du ski d'été

Des années 1970 à nos jours, c'est l'horizon européen et la volonté de concurrencer Suisses et Autrichiens qui poussa à la recherche frénétique des

glaciers équipables. Les Deux Alpes, autoproclamée comme disposant du « *plus grand glacier skiable d'Europe* » (110 ha pour 11 pistes entre 2900 et 3600 m d'altitude), ont fort à faire : Le *Matterhorn glacier Paradise* (Zermatt, Suisse) se revendique aussi comme le « *plus grand domaine skiable d'été d'Europe* », sur le glacier du Theodule (36 km²) et grâce à l'équipement par un funiculaire du Petit Cervin (3883 m), permettant des descentes de 1400 m de dénivelée. La station du Valais est de loin la plus fréquentée en été, enregistrant de 1980 à 1991, 600 à 850 000 personnes transportées par les remontées mécaniques l'été, en moyenne 4 fois le volume des autres stations helvétiques (Abegg *et al.*, 1995).

Un projet de doublement des télésièges par un téléphérique atteignant 2900 m doit permettre d'accroître le débit de skieurs sur le glacier, que l'on peut rejoindre également par les stations outre-frontalières de Breuil Cervinia et de Valtournenche, via le Col Théodule ou la Testa Grigia (3480 m) : c'est désormais le seul domaine skiable estival transfrontalier. Autre projet, objet d'une violente polémique en 2007, celui qui concerne ce même petit Cervin avec la construction sur son sommet d'une gigantesque tour de tout juste 117 m de haut, équipée d'un hôtel, d'un restaurant et de divers services, permettant de s'afficher comme « *le premier 4000 m artificiel des Alpes* » ! Fruit de l'imaginaire de l'artiste de Zermatt H. Julen, le projet a provoqué un tollé et est ramené en 2008 à des proportions plus « modestes », la priorité pour l'exploitant du domaine skiable étant de construire un deuxième restaurant de 400 places à côté de celui alors en construction, permettant d'accueillir les 600 000 touristes annuels que revendique la gare d'arrivée. En contrepartie, les concepteurs annoncent un bâtiment recouvert de panneaux solaires permettant de produire « *600 000 kWh par année* » : un affichage classiquement « écologique » d'un projet combattu par les associations de protection de l'environnement, qui crient au sacrilège. A Zermatt, plus que le glacier et le ski d'été à proprement parler, c'est le sens du spectaculaire et de l'exploit qui prime. La mise à l'enquête du projet était prévue au début 2009, malgré la forte opposition de l'association internationale *Mountain Wilderness*, du *Club Alpin suisse* et de la *Fédération suisse pour la protection de la nature*.

Autre haut lieu du ski d'été européen, le glacier de Hintertux en Autriche (Hintertuxer Gletscher, station de Zillertal, Tyrol), équipé en 1969, comptait en 1985 la plus vaste surface englacée mise en valeur dans ce pays, avec 350 ha (Haimayer, 1987). La station propose toujours aujourd'hui 365 jours de neige par an sous le slogan « *the snow must go on* », avec 10 remontées mécaniques et 18 kilomètres de pistes, la plus longue s'étirant sur 2 km, de 3250 m à 2660 m. Stubai, Pitztal (3440 m) et Kaunertal sont les autres stations autrichiennes concernées. Sölden-Ötztal s'est vue contrainte à la fermeture estivale depuis 2007. Au demeurant, l'image exploitée du glacier ne repose pas uniquement sur le ski : en général d'autres prestations touristiques sont associées au ski d'été sur les glaciers, comme l'aménagement et la visite de grottes de glace, à Zermatt, à La Grave ou aux Deux Alpes. En outre, certaines de ces stations dotées de glaciers souhaitent se donner une image de luxe et font partie du très sélectif *Best of the Alps* (*the classic moutain resorts*), regroupant 10 stations haut de gamme et au passé prestigieux.

3 - Enneiger la glace, ou les dérives du « toujours plus »…

L'enneigement artificiel a considérablement gagné les domaines skiables, passant de mode de sécurisation de la pratique du ski sur les pistes les plus vulnérables à la fonte, vers un argument commercial majeur. Certaines stations comme L'Alpe d'Huez (700) ou Méribel (600) affichent désormais un réseau record de canons. L'enneigement des glaciers se heurte cependant à certaines limites : s'il est pratiqué en Italie ou sur les glaciers de la Grande Motte à Tignes, la pose des tuyaux sous le glacier est complexe, et la limite technique rajoutée à la rentabilisation de l'investissement freine les velléités de ce type. L'enneigement artificiel s'arrête au pied du glacier du Pisaillas à Val d'Isère et il n'a pu être réalisé comme prévu en 2008 pour le glacier de Sarenne (L'Alpe d'Huez). La station concurrente de Zermatt en fait une priorité, avec plus de 60 % du domaine enneigé par plus de 600 canons. En Suisse, il est envisagé dès 2007 pour les chemins rocheux d'accès au Corvatsch (Grisons) et au Glacier 3000 (massif des Diablerets) : la tendance semble quoiqu'il en soit inexorable pour sauver ce qui peut l'être…

L'imagination dans la conservation coûte que coûte des glaciers pour le ski est sans limite. Ainsi, l'idée farfelue de « greffes » de glaciers, telle qu'elle est pratiquée dans l'Hindu Kush et le Karakorum (*La lettre économique Montagne Expansion*, n° 274, 12 mars 2008) : il existerait une « glace mâle » (comprenant de la terre et des pierres) et une « glace femelle » (blanche, propre, directement issue de la neige) que l'on transporte sur la précédente, en recouvrant des « gourdes » d'eau qui éclatent en gelant et assure la cohésion des deux glaces « sexuées ». L'assemblage des deux et la reproduction de ce mode de fabrication artisanale à grande échelle pourraient assurer la « descendance » des glaciers alpins. De quoi laisser perplexe et faire penser à des mesures de pompiers encerclés par l'incendie. Autre projet délirant, et pourtant soutenu par des associations environnementalistes alpines qui le préfèrent à la couverture des glaciers par des bâches plastiques, le prélèvement de glaces du Pôle Nord pratiqué par les Etats scandinaves, qui seraient greffées sur les glaciers alpins pour les réalimenter, à défaut de neige (source : http://www.northpole-alpes-declaration.org).

Conclusion - Quand la glace disparaitra…

… il restera toujours le ski sur herbe, sacrilège pour des puristes de la glisse…

En juin 2007, l'idée lancée par la station de Val Thorens de recouvrir le glacier de Chavière d'un film plastique (Leleu, 2007), relance les discussions autour du lieu qui anima « l'Affaire de la Vanoise » ; la pratique provient d'Autriche (station de Stubai) et de Suisse (glacier de Tortin, Verbier, depuis 2005 ; depuis 2006, glacier du Vorab, Flims ; Glacier de Milibach, Lötschental ; glacier de Längfluh, Saas Fee) sur 1000 à 16 000 m² lors des quatre derniers étés. Dans le cas de la station helvétique d'Andermatt, le glacier de Gurschen fut recouvert dans sa partie supérieure au niveau de sa rampe d'accès en mai 2005. Près de 2500 m² furent protégés avec deux films différents, retirés à l'automne 2005, puis réutilisés durant l'été suivant. Il s'agit plus d'une membrane respirante, revêtement d'un centimètre d'épaisseur (revenant à 20 euros le m²) permettant de protéger la masse de glace des rayonnements solaires. La société Landolt qui fournit cet *Ice Protector 500*, « *non-tissé pour le recouvrement de glaciers, surfaces de neige ou de glace* », s'est même spécialisée dans ce type de produits. L'efficacité serait prouvée et permettrait de conserver un différentiel de deux mètres de glace.

La préservation du support skiable devient ainsi une priorité dans nombre de stations, mais elle n'en demeure pas moins coûteuse et complexe à opérer. L'issue n'est d'ailleurs pas garantie, et la mauvaise publicité assurée par les opposants à ce type de projet n'est pas nécessairement qu'anecdotique, dans un contexte d'affichage par les stations des atours du « développement durable », dont la mise en pratique peine à se dessiner malgré l'habile exploitation politique qui en est faite. Alors que la destination montagne n'est plus aussi attractive en été, le ski d'été devient véritablement une niche restreinte réservée aux sportifs des équipes nationales, à une clientèle majoritairement étrangère et notamment amatrice de *snowpark* dans les stations qui en proposent. Alors qu'il ne demeure que 13 stations de ski d'été dans les Alpes (3 italiennes, 2 suisses, 5 autrichiennes, 3 françaises) (figure 2), que les dômes couverts de ski fleurissent (d'Amnéville à Dubaï ; Laslaz, 2008) et permettent aussi une pratique désaisonnalisée et déterritorialisée, la question de la pertinence de l'activité se pose désormais ; les remontées existent, quoiqu'il en soit, de facto pour l'hiver. Mais quand bien même elle n'est déjà plus économiquement rentable au vu de la fréquentation mise en regard des coûts, l'affichage d'une pratique redevenue « rare » procure une image sans doute plus recherchée qu'un simple équilibre d'exploitation. Au demeurant, les tendances observées dans cet article, même si elles indiquent des formes de relâchement d'un « acharnement thérapeutique » sur certains glaciers qui se serait sans doute poursuivi dans les années 1980, ne sonnent pas pour autant le glas d'un aménagement prométhéen de la montagne, comme d'aucuns l'assurent.

Remerciements

Je remercie tout particulièrement P. Paccard pour sa carte. Je remercie également M. Martin et M. Collado (ASADAC), B. Fouquet (SEATM/ODIT France), R. Mugnier de Mission Développement Prospective. Dan,s les stations de sports d'hiver, j'ai pu compter sur l'aide et les renseignements de F. Garde, directeur de la station de Val d'Isère, J.-P. Rivollier de la S.T.V.I. (Val d'Isère), R. Ruffier des Aimes, maire de Champagny-en-Vanoise de 1977 à 2008, J.-F. Piard, directeur technique de la S.E.T.A.M. (Val Thorens), G. Frayssinet, Directeur Général Délégué Deux Alpes Loisirs et de la Mairie de Saint-Christophe en Oisans. La STGM (Tignes) et la SAP (La Plagne) n'ont pas donné suite à nos demandes d'informations.

Bibliographie

Abegg B., König U., Maisch M., 1995. Changement climatique et ski sur glacier en Suisse. *Cahiers de Géographie du Québec*, 39, 108, 445-464.

Arnaud D., 1975. La neige empoisonnée…, Moreau, coll. « Nuisances », 320 p.

A.s.a.d.a.c., 1989. Le ski d'été en France, 26 p.

Balseinte R., 1958. Les stations de sports d'hiver en France. *Revue de Géographie Alpine*, 46, 1, 129-180.

Bravard Y., 1987. Tignes : vie, mort et résurrection d'une communauté montagnarde. SSHA, coll. « Trésors de la Savoie », 191 p.

Carcano E., 2002. Snow business ; stations de ski, enquête sur l'envers du décor. Tétras éditions, 184 p.

Carlier J., 1972. Vanoise : victoire pour demain. Calmann-Lévy, 253 p.

Champollion A. et P., 1977. L'écologie dénaturée : les Parcs Nationaux : le cas des Ecrins. La Pensée Sauvage, 103 p.

Chappis L., 2007. Ma montagne… de la réalité au rêve, vers la montagne humaniste ?, tome 3, FACIM, 169 p.

Charlier B., 1999. La défense de l'environnement : entre espace et territoire : géographie des conflits environnementaux déclenchés en France depuis 1974. Université de Pau et des Pays de l'Adour, Thèse de Doctorat, 753 p.

CIPRA Suisse, 2007. Recouvrements de glaciers et gestion de la neige, 7 p.

Cognat B., 1973. La montagne colonisée. Editions du cerf, 95 p.

Cumin G., 1970. Les stations intégrées. *Urbanisme*, 116, 50-53.

Cumin G., 1988. Val Thorens ; cité morte l'été. *Belleville info*, n° spécial Glacier de Chavière, 20 p.

Devies L., 1963. Pour un parc national en Haut-Dauphiné. *La Montagne et alpinisme*, 62-63

Devies L., 1969. Pour le Parc National des Ecrins. *La Montagne et alpinisme*, 156 -158

Deville C., 1990. Ski d'été : placement d'hiver. *Aménagement & Montagne*, 91, 12-13.

Fournier J., 1985. Raconte-moi… Les Deux-Alpes. A compte d'auteur, 134 p.

Gauchon C, Marnézy A., 2006. Les domaines skiables reliés dans les Alpes françaises. *In* Bernier X. et Gauchon C., dir., « Transport et tourisme ». *Collection EDYTEM, Cahiers de Géographie*, 4, 115-124.

Haimayer P., 1987. Aspects écologiques, économiques et sociaux du ski sur glacier en Autriche. *Revue de Géographie Alpine*, 75, 2, 141-156.

Hudry M., 1986. La vallée des mutations : les Belleville. Arc-Isère, coll. « Trésors de la Savoie », 152 p.

Knafou R., 1978. Les stations intégrées de sports d'hiver des Alpes françaises - L'aménagement à la montagne.Masson, 320 p.

Knafou R., dir., 1997. Tourisme et loisirs. Reclus/La Documentation française, coll. Atlas de France, 7, 126 p.

La lettre économique Montagne Expansion, 274, 12 mars 2008, 8 p.

Labande F., 2004. Sauver la montagne. Olizane, 397 p.

Laslaz L., 2005. Les zones centrales des Parcs nationaux alpins français (Vanoise, Ecrins, Mercantour) : des conflits au consensus social ? Contribution critique à l'analyse des processus territoriaux d'admission des espaces protégés et des rapports entre sociétés et politiques d'aménagement en milieux montagnards. Thèse de Doctorat en Géographie, Université de Savoie, 2 volumes, 644 p.

Laslaz L., 2007. La Meije, un haut lieu alpin. Editions Gap, 104 p.

Laslaz L., dir., 2007. Pralognan, capitale de la Vanoise. L'Edelweiss, 304 p.

Laslaz L., 2008. Montagne : les échos des modes passagères. *Café Géographique*, 4 p., en ligne sur http://www.cafe-geo.net/article.php3?id_article=1221.

Laslaz L., en cours. Autour de la formation des grands domaines skiables reliés. Propositions pour des cinquième et sixième générations de stations de sports d'hiver.

Leleu J., 2007. L'or blanc sous emballage. *Dauphiné Libéré*, 14 juin 2007, 1 p.

Mauz I., 2003. Histoire et mémoires du Parc National de la Vanoise ; 1921-1971 : la construction. *Revue de Géographie Alpine*. coll. « Ascendances », 199 p.

Mollard S., 1998. Les mutations territoriales de la commune de Tignes en ce siècle. Université de Savoie, CISM, Maîtrise de Géographie, sous la dir. de C. Meyzenq, 275 p.

Préau P., 1968. Essai d'une typologie des stations de sports d'hiver dans les Alpes du Nord. *Revue de Géographie Alpine*, 58, 1, 127-140.

S.E.A.T.M., 1985. Ski d'été dans l'arc alpin, non paginé, 60 p. environ.

S.E.A.T.M., 2006. Les chiffres clés du tourisme de montagne en France. Ministère du Tourisme, 3e édition, 44 p.

Traub P., dir., 2000. Atlas du Parc national des Ecrins. Ministère de l'Aménagement du territoire et de l'Environnement, 64 p.

Verollet C., 2002. Evolution d'un espace touristique : le ski d'été dans les Alpes du Nord. TER de géographie, sous la dir. C. Gauchon et A. Marnézy, 114 p.

Vivian R., 1975. Les glaciers des Alpes occidentales, Grenoble. Allier, 513 p.

LES SENTIERS D'INTERPRÉTATION GLACIAIRE

DES OUTILS DE VALORISATION DIFFÉRENCIÉE DES GLACIERS ET DE LEUR TERRITOIRE

INTERPRETATIVE GLACIER TRAILS:
TOOLS FOR THE VALORISATION OF GLACIERS AND HIGH APINE VALLEYS

NATHALIE CAYLA

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie /CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : nathalie.cayla@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

Les glaciers peuvent se révéler de remarquables géosites, dont l'importance sociétale se renforce avec le réchauffement global qui menace leur existence dans les Alpes. Parmi l'ensemble de l'offre en matière de sentier d'interprétation au cœur du massif alpin, 30 réalisations permettent de découvrir autant de vallées glaciaires, abritant toujours un glacier. L'analyse de la répartition spatiale de ces sentiers montre que des pays comme l'Autriche et l'Italie sont particulièrement actifs dans la création de ce type d'offre écotouristique qui allie des pratiques sportives de pleine nature respectueuses de l'environnement à la découverte de celui-ci. Les jeux d'acteurs à l'origine de ces créations permettent d'établir une typologie expliquant en partie la répartition observée. L'analyse qualitative des sentiers eux-mêmes ainsi que des outils de médiation produits afin de guider le randonneur nous permettra de mieux cerner les objectifs poursuivis par les concepteurs et donc les messages qu'ils cherchent à faire passer auprès du public.

MOTS-CLÉS *: PATRIMOINE GÉOMORPHOLOGIQUE, GÉOSITE GLACIAIRE, SENTIER D'INTERPRETATION, VULGARISATION SCIENTIFIQUE.*

ABSTRACT

The glaciers can be remarkable geosites, whose societal importance strengthen with global warming which threatens their existence in the Alps. Among the whole offer of interpretative trails in the alpine ark, 30 achievements allows to discover as many glacial valleys, sheltering still today glaciers. The spacial analysis of these trails shows that countries like Austria and Italy are particularly actives in the creation of this type of ecotouristic tools which combine outdoor practices respectful of the environment in order to discovered this one. The sets of actors at the origin of these creations make it possible to establish a typology partly explaining the distribution observed. The qualitative analysis of the paths themselves as of the tools for mediation produced in order to guide the hiker will enable us to better determine the aims of creators and thus messages which they seek to transmit to the public.

KEYWORDS*: GEOMORPHOLOGICAL HERITAGE, GLACIER GEOSITE, GLACIER DIDACTIC TRAIL, SCIENTIFIC POPULARIZATION.*

Introduction

Les glaciers sont des objets géomorphologiques à haute valeur patrimoniale en raison de leur intérêt majeur dans différents domaines (Reynard, 2004) :

- intérêt scientifique, qui a donné naissance à une discipline particulière : la glaciologie et plus largement, dans le cadre de la géomorphologie, l'étude de l'héritage glaciaire qui les entoure ainsi que des séquences paraglaciaires (Mercier, 2007) au sein desquelles ils s'insèrent ;
- intérêt esthétique, les paysages glaciaires, évoquant, dans nos sociétés une nature primitive et préservée, jusqu'à symboliser une certaine pureté exploitée, parfois avec excès, dans les messages publicitaires ;
- intérêt économique, car pourvoyeurs de ressources : la glace, l'eau, l'énergie mais aussi l'ensemble des pratiques touristiques qui y sont liées ;
- intérêt culturel, hommes et glaciers ayant au cœur des Alpes une histoire commune déjà bien ancienne, ponctuée d'événements recensés par la géocyndinique ;
- intérêt pédagogique, les glaciers et leur environnement permettant des observations de terrain particulièrement démonstratives dans la perspective d'une pratique d'éducation non-formelle.

Le réchauffement global actuel n'a fait qu'amplifier cette importance sociétale déjà reconnue par des labellisations prestigieuses : le glacier d'Aletsch est devenu patrimoine mondial de l'UNESCO en 2001, le parc naturel régional Adamello Brenta étant lui devenu European & UNESCO Global Geopark en 2008.

A partir des années 70, le maillage des territoires par des espaces naturels protégés a fait émerger la nécessité d'y développer des formes d'éducation à l'environnement, qui se sont concrétisées par la création d'écomusées ou de centres d'interprétation. Parallèlement, ce courant de l'interprétation, développé au cœur des parcs américains dans le cadre des sorties accompagnées (Tilden, 1957), a gagné les pratiques de découverte de terrain et conduit à l'apparition des sentiers de découverte qui, depuis, ne cessent de se développer (Smiraglia, 2005). En effet, la randonnée est une des activités phare des touristes ayant choisi une destination où la nature occupe un place prépondérante puisque 46 % des français disent la pratiquer (source INSEE, 2000). C'est pourquoi, allier activités de pleine nature et découverte de l'environnement sont des objectifs clés de l'écotourisme Les Alpes n'ont pas échappé à l'émergence de ces aménagements et les sentiers d'interprétation consacrés au thème des glaciers ont pris leur place au sein de cette offre (Cayla, 2009).

Après avoir défini et inventorié la liste des sentiers sur laquelle se fonde notre étude, nous tenterons, par l'analyse quantitative et qualitative de cette offre, de mieux comprendre les objectifs poursuivis par les acteurs ayant participés à la création de ce type d'aménagement. L'analyse quantitative du corpus des sentiers retenus nous permettra de réaliser une typologie rendant compte en partie de la répartition spatiale observée et des jeux d'acteurs en présence. Les choix sociétaux qui ont conduit à la création de cette offre touristique seront interrogés au regard des différences que l'étude comparatives des cinq pays de l'arc alpin entrant dans notre inventaire aura mis en perspective. Si les enjeux liés à l'éducation, à l'environnement, au transfert de résultats de recherche ainsi qu'à la sensibilisation aux impacts du réchauffement climatique gouvernent une majeure partie des réalisations, d'autres enjeux seront aussi mis en évidence. L'étude du contenu didactique des supports de médiation réalisés afin d'accompagner le randonneur permettra ainsi de montrer combien ces outils peuvent participer à la diffusion des connaissances géomorphologiques auprès du grand public.

I - Panorama de la diversité de l'offre en matière de sentiers d'interprétation glaciologique

1 - Le développement d'une offre… jusqu'à saturation ?

Les sentiers balisés, dans le but de transmettre des informations scientifiques concernant le milieu parcouru par le visiteur, sont qualifiés tantôt de sentiers à thème, de découverte, voire didactique, ou de parcours d'interprétation. Nous choisirons ici d'exclure le qualificatif de « didactique » que Jean-Pierre Astolfi (2005) attribue plus précisément à tout ce qui relève de la réflexion conduite en amont de la réalisation de cet outil de transmission du savoir qu'est le sentier à thème. Nous nous interrogerons, toutefois, dans la suite de cet article, sur les transpositions didactiques effectuées lors de l'élaboration des vecteurs de médiation, fascicules d'accompagnements ou panneaux posés le long du sentier. Les premières expériences de sentier didactique à thème naturaliste ont vu le jour en Angleterre, où la ville de Rochdale (Lancashire) proposa le premier « geotrail » urbain en 1881. En 1925, les Etats-Unis créèrent cet outil d'interprétation dans le Parc National Palisade Interstate sur la côte Est, et en 1930, l'Allemagne en développa un dans la forêt de Bredower, au cœur du Land de Brandebourg (Hose, 2008). A partir des années 1960, cet outil de valorisation des territoires se généralise. Aujourd'hui, l'Allemagne possède plus de 1080 sentiers à thèmes dont la majeure partie se situe en Bavière où l'on en compte un pour 194 km^2.

Les principaux thèmes abordés sont : la forêt (35 %), les biotopes (28 %), les paysages (18 %), la géologie et la géomorphologie (7 %), l'histoire (5,5 %) et des thèmes multiples pour les 6,5 % restant (Kestler, 2005). En Autriche, il en existe plus de 700 dont 9 % portent sur la géologie (Eder, 2007). Dans ce pays, un portail internet a été créé par le ministère de l'environnement donnant accès, par région et par thème, à une base de données de 350 de ces sentiers (http://lehrpfade.lebenministerium.at). Quant à la Suisse, *Suisse tourisme* recensait déjà 300 sentiers à thème en 1999 (Rohn-Brossard, 2006).

Le premier sentier d'interprétation sur le thème de la géologie a vu le jour dans les Alpes au milieu des années 1970, au cœur des Dolomites, à l'initiative du musée communal de Predazzo et du géologue Elio Sommavila, professeur à l'Université de Ferrare, en partenariat avec l'office de développement touristique du Val di Fiemme ainsi que la société de remontées mécaniques locale. Le sentier géologique des Dos Capèl permet la découverte de l'histoire du massif du Latemar depuis 270 millions d'années, époque du dépôt des importantes séries volcaniques qui en constituent la base (Dellantinio, 2007).

Peu de temps après, en 1978, le Club Alpin Autrichien, l'OeAV (Osterreichischer Alpenverein), qui militait alors activement pour la création du Parc National des Hohe Tauern créa le premier sentier glaciologique des Alpes : le sentier glaciaire d'Innergschlöß. Celui-ci conduit le randonneur depuis le village de Matrei, dans le land de Salzburg, jusqu'à la langue terminale du glacier du Schlatenkees, dans le massif du Grossvenediger, l'un des glaciers alpin qui connaît actuellement le plus fort recul.

Après une période de progression lente, cette offre touristique a connu une croissance importante dans les années 2000 et atteint actuellement une certaine forme de saturation avec 30 sentiers recensés en 2008 (figure 1).

En effet, ces parcours d'interprétation ne représentent qu'à peine 20 % de l'ensemble des sentiers abordant les thèmes de la géologie (environ 130 dans les Alpes) qui eux même sont minoritaires par rapport à l'ensemble des sentiers à thème au sein de ce même espace alpin. D'où une multiplication des panneaux, même si ce ne sont parfois que de simples bornes, dommageable aux paysages que l'on cherche à faire apprécier.

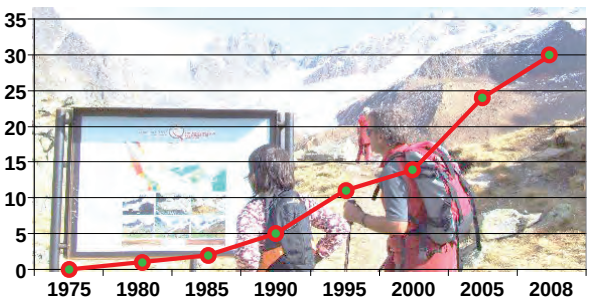


Figure 1 - Evolution quantitative de l'offre de sentiers sur le thème des glaciers dans les Alpes.

Les réalisations permettant de découvrir la géomorphologie héritée de la dernière période glaciaire, comme le sentier des Chavands dans la vallée de Chamonix, ou bien le sentier Antonio Stoppani dans le Trentin, ont volontairement été exclues de cette étude qui se limite aux parcours de découverte atteignant des glaciers. Nous avons choisi, par contre, d'y intégrer des itinéraires s'intéressant aux glaciers rocheux bien que ces géomorphosites n'aient de glacier que le nom.

En réaction à cette artificialisation de ces territoires remarquables (photo 1), on observe, depuis quelques temps, l'émergence de nouvelles formes de sentiers à thèmes qui peuvent encore être liés à l'espace physique ou bien n'être que virtuels. Ainsi, l'Ecole polytechnique fédérale de Zürich, s'appuyant sur le sentier glaciologique de Morteratsch, a créé une interface web (http://www.klimaweg.ethz.ch/, consultation janvier 2009) entièrement dédiée à la compréhension de l'impact du réchauffement global. Une autre réalisation, du même type, est en train de voir le jour concernant le glacier Marlet dans la vallée de Solda au cœur du parc national de Stelvio. Elle concernera, outre des aspects culturels locaux, des données récentes concernant la dendrochronologie (Caravaglia, 2008).

On voit aussi apparaître des sentiers développés à partir de guide GPS numérique multimédia tel que celui en réflexion dans le parc naturel régional Veglia Devero. Ces réalisations ne se matérialisent par aucune empreinte sur le territoire puisque l'itinéraire tout comme les informations didactiques sont embarqués dans l'interface GPS-multimédia.

Photo 1 - Panneau de départ du sentier glaciaire de Lüsens (source : office de tourisme de Lüsens - Autriche).

2 - Des parties prenantes à l'origine d'une répartition inégale de l'offre

Il existe plus de 5000 glaciers alpins mais 90 % d'entre eux ne dépassent pas 1 km^2. Les 30 sentiers inventoriés ici, mettent en valeur, pour la plupart, certains des glaciers les plus renommés des Alpes mais aussi d'autres moins spectaculaires (figure 2).

Afin de faciliter l'analyse de cette répartition spatiale, il nous a semblé nécessaire de mettre en perspective ces premiers résultats avec l'offre quantitative globale des sentiers à thème géologique proposé par chacun des pays, mais aussi de les comparer avec la surface occupée par ces pays dans la surface des Alpes (chiffres de la convention alpine), la surface glaciaire présente dans le pays (Pirocchi, 1998), ainsi que la superficie occupée par les Alpes dans chacun de ces pays (figure 3).

L'Autriche et l'Italie, qui ont des surfaces glaciaires comparables, présentent un nombre de sentiers glaciologiques important avec respectivement 11 et 8 réalisations, ce qui reflète leur place dans l'offre de sentiers à thème géologique dans les Alpes puisque l'Autriche possède plus de 35 sentiers de ce type et l'Italie 27.

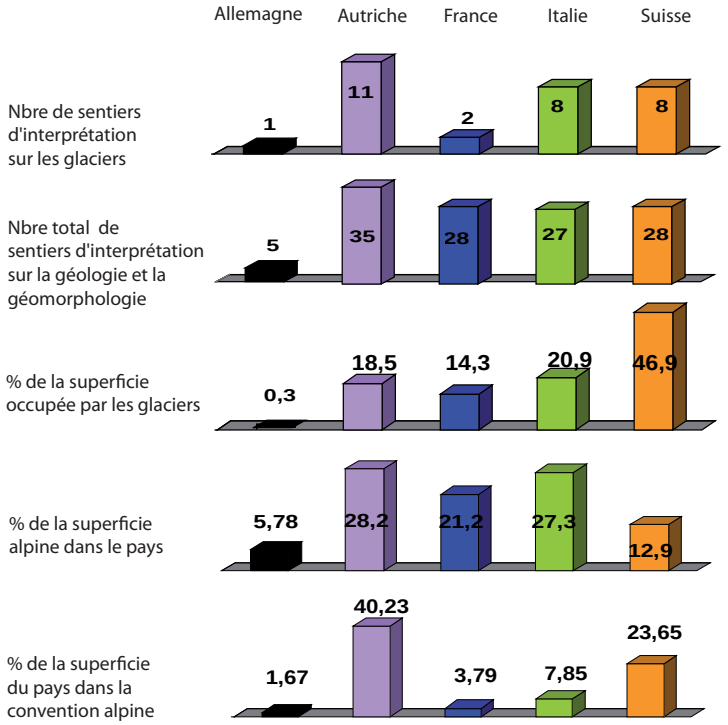


Figure 3 - Analyse comparative de la superficie alpine et glaciaire par rapport à l'offre de sentiers à thème géologique dont les sentiers glaciodidactiques.

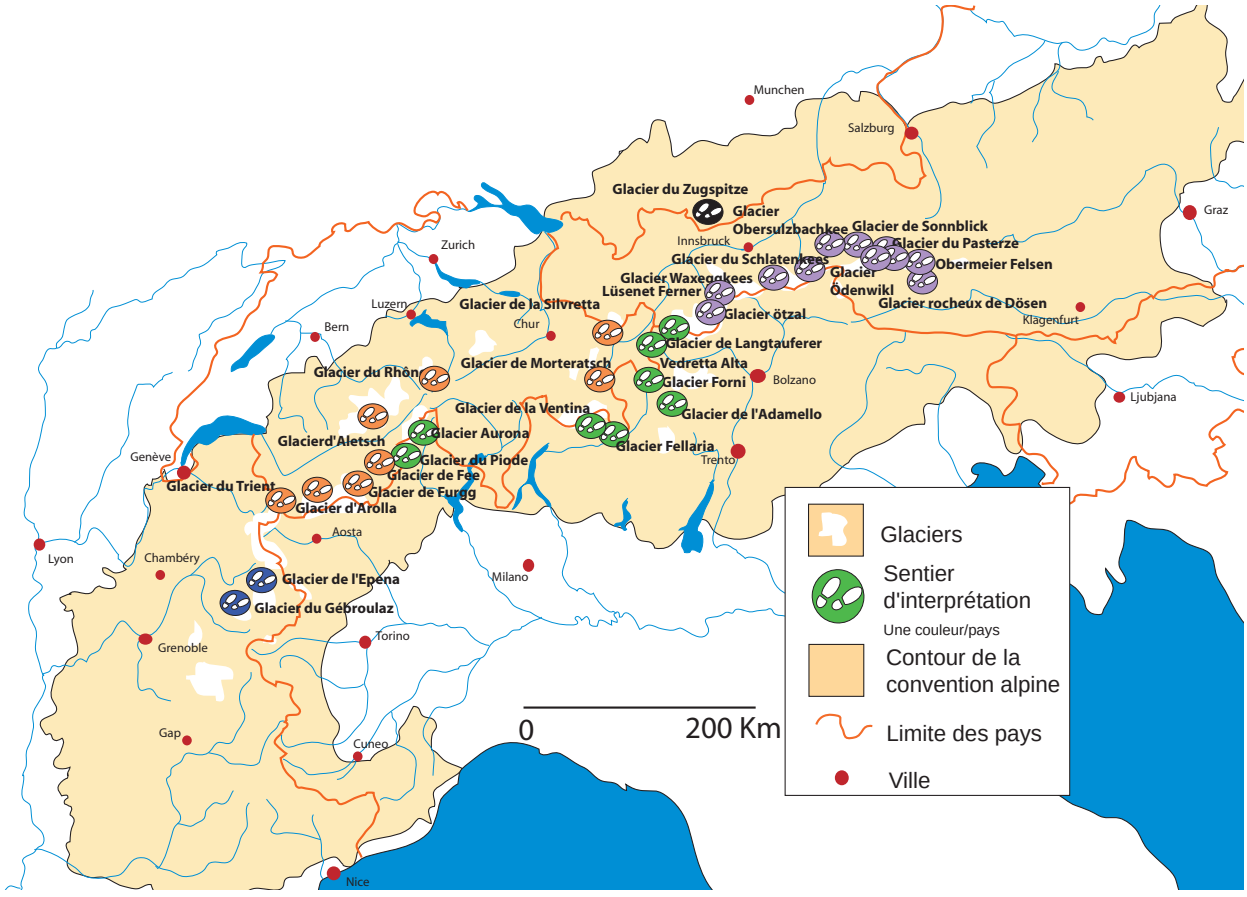


Figure 2 - Répartition des glaciers objets d'une valorisation par un sentier d'interprétation.

Dans ces deux pays, des organismes ont joué un rôle particulièrement important dans le portage de ces projets : le Club Alpin Autrichien, créé en 1862, fort de 360 000 membres pour une population de 8 millions d'habitants (Le Club Alpin Français n'affiche que 82 000 adhérents) et le Comité Glaciologique Italien, créé en 1895, à l'initiative du Club Alpin Italien, devenu autonome depuis, dont la principale mission est le suivi scientifique des glaciers du pays. Ces deux organisations non gouvernementales ont été des groupes de pression actifs dans le développement des outils de transfert des connaissances vers un public qui, dans chacun de ces pays, est attaché depuis toujours à ce patrimoine alpin. Rappelons que le parc national du Grand Paradis a vu le jour en 1922 en Italie, suivi en 1935 de celui du Stelvio. Quant à l'Autriche, elle abrite, avec le parc des Hohe Tauern, le plus grand parc national des Alpes. Cette analogie est d'autant plus étonnante que si les Alpes représentent près de 40 % du territoire autrichien, elles ne dépassent pas 7,8 % du territoire italien.

On aurait pu s'attendre à ce que la Suisse, qui possède la surface glaciaire la plus importante de la chaîne, et qui a développé une offre de sentier géologique comparable aux deux pays précédents, occupe une place prépondérante dans l'offre de sentier sur le thème des glaciers. Ce n'est pas le cas, en effet, dans ce pays, même si l'on observe des différences importantes suivant les cantons, chaque sentier est le fruit d'une initiative individuelle, portée par une commune, un centre de recherche voire une section locale du Club Alpin Suisse, sans qu'une mobilisation à une plus grande échelle ait pu conduire à constituer un réseau d'acteurs efficace sur ce thème.

La France, avec ses deux seules réalisations, fait ici figure de dernier de la classe, car même si sa surface glaciaire est réduite, toutes les conditions naturelles sont présentes pour que d'autres glaciers puissent bénéficier de la même mise en valeur. Plusieurs raisons peuvent expliquer ce manque de concrétisation sur le thème des glaciers alors que l'offre de sentiers à thème géologique en France est du même ordre de grandeur que dans les autres pays : le désintérêt des laboratoires de recherche pour ce type d'aménagement qui n'est pas un enjeu dans la carrière d'un chercheur ; la sous-représentation des géomorphologues et des géologues dans les équipes techniques des espaces naturels protégés, d'où le peu d'initiatives sur ces thèmes ; enfin, une demande sociale certainement moins présente que dans les autres pays des Alpes en relation avec la faible empreinte alpine dans notre culture et l'inexorable disparition des réseaux naturalistes. D'où le manque de projets initiés par des communes qui ne perçoivent pas l'intérêt de créer ce type de produit touristique.

Enfin, en Allemagne, l'Université de Bonn, dans le cadre du groupe de recherche géomorphologique du SEDAG (Sediment Cascades in Alpine Geosystems), a développé un itinéraire qui met en valeur la vallée de Reintal conduisant au seul glacier du pays. Cette réalisation est le résultat d'un programme de recherche qui, comme souvent dans ce pays, mais aussi en Autriche, Italie et Suisse, a donné lieu à une valorisation finale auprès du plus large public.

II - OBJECTIFS POURSUIVIS LORS DE LA CRÉATION D'UN SENTIER À THÈME : JEUX D'ACTEURS AU CŒUR DES TERRITOIRES

La mise en place de sentiers didactiques naturalistes relève de trois logiques d'acteurs, non exclusives les unes des autres. Celles des acteurs de la protection des espaces naturels, celles des scientifiques et celles des aménageurs impliqués dans le développement touristique. (figure 4)

Bien que fondamentalement distincts à l'origine, les différents objectifs poursuivis peuvent se croiser selon toutes les combinaisons possibles, une synergie optimale ayant pu être observée, par exemple, dans le cas du sentier glaciaire de l'Obersulzbachtal où de nombreux partenaires ont agi en commun : le parc national des Hohe Tauern, le club alpin autrichien, la commune de Neukirchen, ainsi que le laboratoire de géographie de l'Université de Salzbourg (Slupetsky, 1988). Dans ce cas, en effet, les objectifs poursuivies par les trois catégories d'acteurs ont permis la réalisation d'un sentier particulièrement intéressant dans son contenu. Mais dans quel but chaque acteur investi ce champ du sentier d'interprétation ?

1 - L'éducation à l'environnement par les acteurs des espaces naturels protégés

Un gestionnaire d'espace naturel protégé doit garantir la préservation des ressources naturelles dont il a la charge, tout en assumant un rôle dans l'éducation à l'environnement. Le développement d'un sentier d'interprétation peut répondre à ce double objectif . En effet, pouvant éventuellement faire l'objet de visites sous la conduite d'un garde-moniteur, il permet de mieux accueillir le public, de canaliser ses déplacements et ainsi de préserver le milieu. De plus, le message délivré peut s'appuyer sur un discours naturaliste pouvant aller vers des versions plus environnementalistes abordant alors des thèmes planétaires dont, pour notre cas, le réchauffement global (Arsenault, 2001). La mission de sensibilisation à l'environnement, intrinsèque de ce type de structure, pourra susciter une prise de conscience éco-responsable du randonneur dans le but de le conduire à limiter, durablement, ses émissions

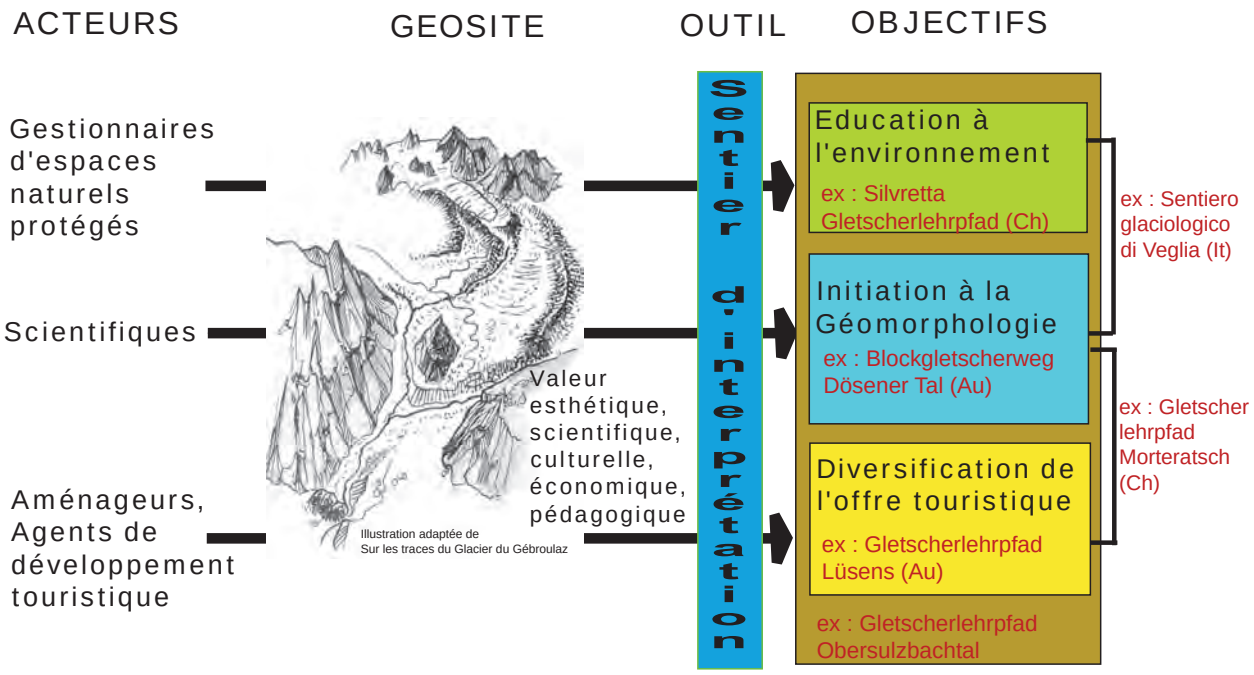


Figure 4 - Jeux d'acteurs à l'origine des sentiers d'interprétation glaciologiques.

de CO_2, mais aussi à mieux le former aux choix sociétaux que nos pays seront contraints de prendre dans le futur.

Le parc national des Hohe Tauern, créé dans la décennie 80, d'une superficie de 1800 km², possède encore plus de 10 % de sa surface recouverte de glace (soit près de 200 km²), ce qui en fait l'espace protégé le plus englacé des Alpes, et, par conséquent, un espace subissant d'importantes modifications paysagères depuis le début du XXe siècle. Les glaciers ont d'ailleurs été un enjeu particulièrement important lors de sa création, car menacés par des aménagements touristiques lourds comme c'est le cas dans d'autres régions du pays. Le Club Alpin Autrichien (OeAV), qui poursuit, entre autres missions, l'étude scientifique du massif alpin, a participé de façon active à la création de la plupart des sentiers glaciaires des espaces protégés autrichiens, soit 9 des 11 sentiers du pays. Il entretient un partenariat principal étroit avec le parc national, ainsi qu'avec d'autres espaces protégés, ce qui explique les nombreuses réalisations observées (8 sur les 9 réalisés dans les aires protégées). Dans ces cas, l'OeAV et le parc ont travaillé en synergie avec des scientifiques, spécialistes du domaine, des universités de Graz, de Salzbourg et d'Innsbruck, afin de réaliser des sentiers qui combinent à la fois les résultats des recherche menées sur les glaciers et la nécessaire transposition didactique de ces notions à destination d'un public de passionnés non spécialistes. Chaque parcours est accompagné d'un guide de randonnée d'au minimum une cinquantaine de pages.

Parfois, aussi, un chercheur ou une équipe de recherche prend l'initiative de valoriser auprès du plus grand nombre, par le biais d'un itinéraire de découverte, les résultats de son travail dans le but de mieux faire connaître la géomorphologie en tant que champ disciplinaire (Sellier, 2009).

2 - La diffusion des connaissances scientifiques par les acteurs de la recherche

Lorsqu'un laboratoire spécialisé dans la géomorphologie ou la glaciologie se lance dans l'aventure de la médiation scientifique, il pénètre sur le territoire du *troisième homme*, place attribuée par les didacticiens au médiateur scientifique. Les difficultés vont alors surgir afin de bien définir le corpus disciplinaire qui sera retenu, le niveau sémantique qui sera employé, ainsi que les processus didactiques qui seront utilisés : reformulation, analogie et métaphore (Jacobi, 1999)… Le but, ici, n'est pas de produire un discours scientifique destiné à des pairs ou à des étudiants mais un discours adapté à un public non spécialisé occupé à une pratique avant tout de loisir. Il sera donc nécessaire d'adopter, dans cette perspective, les outils de diffusion des connaissances destinés à favoriser la compréhension d'un lieu, ou d'un objet, au travers du thème qui nous occupe ici : les glaciers.

En Italie, l'action conjointe du comité glaciologique national et de sa section lombarde, assistés par les scientifiques du département des sciences de la Terre « Ardito Desio » de l'Université de Milan, a permis, en quelques années, grâce au soutien des autorités territoriales locales, de créer en 1992 le sentier Vittorio Sella (alpiniste et explorateur) sur le glacier de la Ventina,

puis en 1995 le sentier du centenaire sur le glacier Forni, et enfin, un an plus tard, le sentier Luigi Marson (géographe) sur le glacier de Fellaria. Ces trois réalisations font une large place aux campagnes systématiques de relevés glaciologiques menées depuis la fin du XIX^{e} siècle. Elles sont principalement axés sur le glacier support du sentier, illustrant les propos de nombreuses photos prises lors des différentes campagnes mais aussi des cartes géomorphologiques, et font une large part aux différents types de recherches scientifiques menées sur ces glaciers : bilan de masse, dendrochronologie… Parfois, la création du sentier est réfléchie au cœur même du travail de recherche ; ainsi, Michaela Nutz, de l'Université de Graz en Autriche a effectué sa thèse sur la mise en place du premier sentier autrichien concernant les glaciers rocheux, le permafrost et le pergélisol (Nutz, 2003). Les glaciers rocheux, longtemps considérés comme des glaciers particuliers, sont classés désormais dans le domaine périglaciaire, mais leur appellation dans les trois langues alpines, tout comme leur méconnaissance par le grand public, nous les fait conserver dans le champ d'investigation de cet article.

L'implication des autorités locales est importante car, comme dans tout projet de développement territorial, il est nécessaire que les élus, tout comme les habitants, s'approprient celui-ci. Dans ce but, la multifonctionnalité des espaces naturels doit bien être comprise et admise de tous, afin de préserver des dégradations les panneaux et autres aménagement qui seront postés sur le sentier. Parfois, ces mêmes autorités, propriétaires des lieux, peuvent prendre l'initiative de développer l'offre touristique mettant en valeur ses patrimoines.

3 - Une diversification de l'offre touristique par les collectivités territoriales

Une commune qui possède sur son territoire un glacier peut souhaiter en faire la promotion dans le but de diversifier son offre touristique, de prolonger la saison et ainsi se démarquer des territoires proches. En général, ces projets se réalisent dans le souci d'une mise en valeur qui cherche à minimiser l'impact touristique. Mais tel n'est pas toujours le cas, comme on peut l'observer pour le sentier glaciaire élaboré par la station de Zermatt en 2006. Ce sentier part du sommet du téléphérique de Trockener Steg à 2939 m et conduit en 23 arrêts à la station d'arrivée du Schwarzee paradise à 2583 m. C'est le seul sentier didactique sur les glaciers qui se parcourt en descendant ! Les remontées mécaniques de Zermatt (Matterhorn glacier paradise) en partenariat avec l'office de tourisme de la commune qui l'ont créé mettent avant tout en valeur l'importance des aménagements réalisés sur le domaine skiable. L'enneigement artificiel qui couvre 60 % des 183 km de pistes, assure la pratique du ski tout au long de l'année. Bien sûr, d'autres informations concernant l'environnement paraglaciaire, la faune ou la flore sont aussi abordées. Mais le traitement réservé au réchauffement actuel est particulièrement révélateur. Le retrait actuel du glacier est présenté comme une péripétie dans une histoire plurimillénaire des glaciers alpins. Aucune relation n'est faite avec le réchauffement global lié à l'impact des pratiques humaines : « *...the fact that the Alpine glaciers are currently melting away, is nothing special, it is just part of a centuries long coming and going of snow and ice…*» (...le fait que les glaciers alpins fondent actuellement n'a rien de particulier, c'est seulement une étape d'un processus centenaire d'avance et de recul de la neige et de la glace...). Les réchauffements passés sont présentés comme des périodes fastes de l'histoire de la région, le col du Théodule permettant alors le transit de nombreux voyageurs et marchandises qui ont fait la fortune de la vallée. L'histoire pluriséculaire du climat, présentée ici, n'est pas mise en perspective avec le réchauffement global actuel pour lequel aucune explication autre qu'une nouvelle péripétie naturelle n'est développée.

D'autres communes ont aussi développé ce type d'outil de valorisation patrimoniale, souvent incitées par les espaces protégés auxquels elles appartenaient. Ainsi, la commune de Champagny-le-haut a aménagé en 2008 un sentier glaciaire le long de la haute-vallée du Doron de Champagny au sein du Parc national de la Vanoise.

Si les objectifs de ces trois séries d'acteurs sont complémentaires, les stratégies ne sont pas toujours similaires. Par exemple, les sentiers promus par des centres de recherche font plus souvent l'objet d'une mise en valeur écrite, matérialisée par un support papier, qualifié par Daniel Jacobi d'« exotexte » (communication personnelle), alors que les communes ou les espaces protégés préfèrent souvent voir matérialisé sur le terrain le fruit de leurs efforts et bien sûr de leurs investissements, qualifié par le même auteur d'« endotexte ».

III - LES CARACTÉRISTIQUES SÉMIOTIQUES DES DIFFÉRENTS SENTIERS

L'analyse qualitative des 30 sentiers inventoriés a permis d'établir une typologie en trois catégories clairement identifiées, qui ne se retrouvent pas toujours dans l'analyse des documents de médiation supports de ces sentiers. Ceci illustre, parfois, la mauvaise mise en synergie des objectifs des acteurs travaillant au projet, un sentier d'interprétation n'étant pas tout à fait un sentier de randonnée et les outils de médiation qui l'accompagne n'étant pas non plus des guides d'excursion de terrain.

1 - Le choix de l'itinéraire

La majorité des sentiers proposés possèdent une dénivelée voisine de 500 m, même si l'offre s'étend d'une dénivelée négative pour le sentier de Zermatt à plus de 1000 m pour le sentier du Gébroulaz en Savoie. (figure 5)

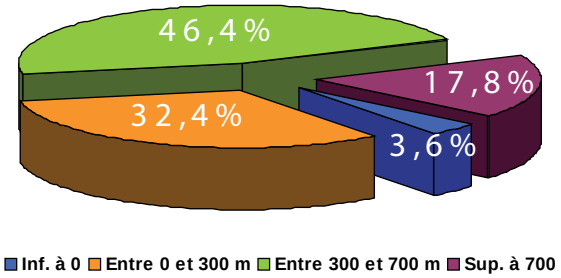


Figure 5 - Répartition des sentiers d'interprétation glaciaire en fonction de leur dénivelée.

Cette répartition, mise à part l'exception du sentier de Zermatt, est à mettre en relation avec trois types de pratiques de randonnée. Les sentiers à la dénivelée inférieure à 300 m s'adressent à un public familial dans le cadre d'une balade qui, même avec des enfants ne dépassera pas une à deux heures. Entre 300 et 700 m, on passe à une offre qui va permettre à la famille de partir à la journée, en pique-nique en montagne (photo 2), la durée du parcours sera alors de trois à cinq heures, ponctuée par les différents arrêts proposés le long du sentier qui devront donc combiner des points d'observation pertinents avec la nécessité de marquer des pauses régulières. Dans le dernier, cas le sentier s'adresse à un public sportif pour lequel l'aspect physique du parcours va être certainement tout aussi important que son aspect didactique. Si cette distinction en trois catégories des sentiers étudiés apparaît *a posteriori* comme évidente, elle ne semble pas avoir forcément été réfléchie par les concepteurs *a priori*, puisque l'on s'aperçoit que certains fascicules, destinés à un très jeune public, sont associés à des sentiers ayant près de 800 m de dénivelée, comme c'est le cas avec le sentier de Champagny en Vanoise (Gotti, 2008).

En fonction de l'altitude de départ des sentiers, même ceux à dénivelée réduite peuvent impliquer la marche sur glacier et nécessiter donc un équipement adapté, comme dans le cas du sentier du centenaire sur le glacier Forni, en Lombardie.

Dans tous les cas, l'aménagement de ces sentiers dans des zones soumises au réchauffement climatique impose un entretien et une surveillance liée à l'impact de ce réchauffement (Pelfini, 2007). Le sentier du Centenaire, qui donne à découvrir le glacier Forni, le second plus important glacier d'Italie, a dû être fermé au cours de l'été 2005 en raison des conséquences du changement climatique sur sa moraine de rive droite. Celle-ci, qui possède un cœur de glace, subissait d'importantes déformations liées à la fonte de ce cœur, menaçant le déclenchement d'un glissement de terrain. L'instabilité créée dans cette moraine, après l'été caniculaire de 2003, a nécessité la fermeture du sentier par mesure de protection dans l'attente du réaménagement de cette portion et de sa réouverture quelques années après (Belo, 2006).

2 - Les registres sémiotiques empruntés par les outils de médiation

Panneaux, bornes et fascicules ou bandes dessinées sont autant d'outils de vulgarisation scientifique qui vont être développés au service des enjeux pédagogiques liés au sentier (figures 6 et 7). L'un des enjeux principaux est ici un transfert de connaissances et nous centrerons notre analyse sur l'ensemble des thèmes abordés par les différents supports récoltés, mais, afin de ne pas surcharger l'exposé, nous utiliserons une typologie tirée de la classification effectuée lors de l'analyse du panel.(tableau 1). Chaque sentier ne reprenant que certains thèmes présentés ci-dessus, on retrouve la typologie définie précédemment par l'analyse du jeu des acteurs à l'origine des créations. En effet, trois tendances peuvent être observées :

a - Sentier militant

L'aspect didactique a, dans ce cas, pour objectif une prise de conscience de la nécessité de protéger ces milieux, et l'environnement plus largement. Parmi les techniques pédagogiques utilisées dans ce cadre, les scénarios du futur sont des outils qui permettent de projeter les décisions d'aujourd'hui sur l'environnement de demain (figure 8). Ainsi, Max Maisch, qui a travaillé sur le sentier du glacier Morteratsch, propose deux scénarios d'évolution possible de la vallée lorsque le retrait glaciaire en aura libéré le fond : la poursuite du développement touristique avec l'urbanisation des espaces rendu vierges, ou bien la création d'un nouveau barrage en réponse à une pénurie d'eau certainement encore plus marquée dans le futur mais aussi dans le but de soutenir la production énergétique.

b - Sentier éducatif

La fonction principale de ce sentier est la transmission d'informations scientifiques concernant principalement les notions de base de géomorphologie. L'objectif est alors d'éduquer le touriste afin de le rendre capable d'interpréter d'autres paysages ou phénomènes d'origine glaciaire. Parmi les techniques pédagogiques utilisées dans ce cadre, la conduite d'un raisonnement inductif à partir d'une observation de terrain prépare la mise en place d'un raisonnement déductif ayant souvent recours au principe de l'actualisme (figure 9).

Figure 6 - Itinéraire du sentier d'Alagna dans le parc naturel régional du Haut Val Sesia (source : fascicule d'interprétation du sentier).

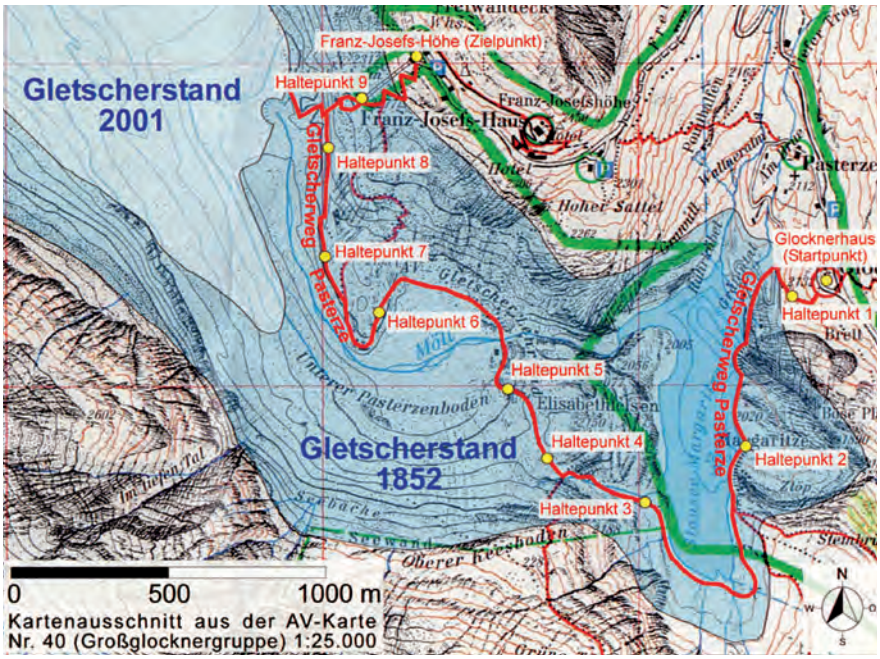


Figure 7 - Itinéraire du sentier du glacier Pasterze dans le parc national des Hohe Tauern (sur photo aérienne et sur carte topographique ; source : fascicule Gletscherweg Pasterze).

Thèmes abordés	Nom du sentier		
	Lebendiges Gletschervorfeld (CH)	**Gletscherweg Obersulzbachtal (Au)**	**Le sentier des glaciers de Champagny-en-Vanoise (Fr)**
Les glaciers : formation, écoulement…	X	X	X
L'érosion glaciaire	X	X	X
Les dépôts glaciaires	X	X	X
Les marges proglaciaires	X	X	X
Les glaciations quaternaires	X	X	X
Les risques naturels liés aux glaciers			X
Réchauffement global et impact sur les glaciers	X		
Géologie, faune, flore	X	X	
L'homme et les glaciers			X
La recherche scientifique	X	X	
Typologie	Sentier militant	Sentier éducatif	Sentier touristique

Tableau 1 - Liste des thèmes abordés par les différents types de sentiers.

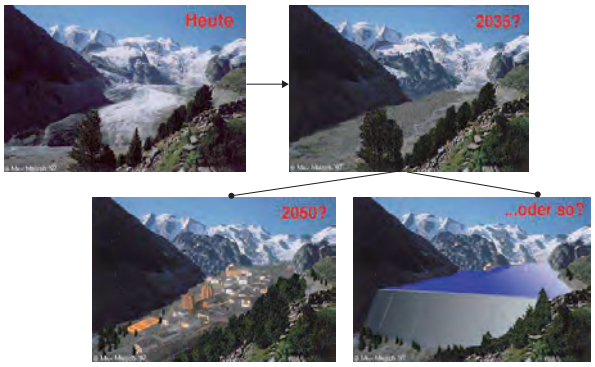


Figure 8 - Scénarios du futur appliqué à la vallée de Pontresina dans les Grisons (source : Max Maisch, Geografisches Institut, Universität Zürich).

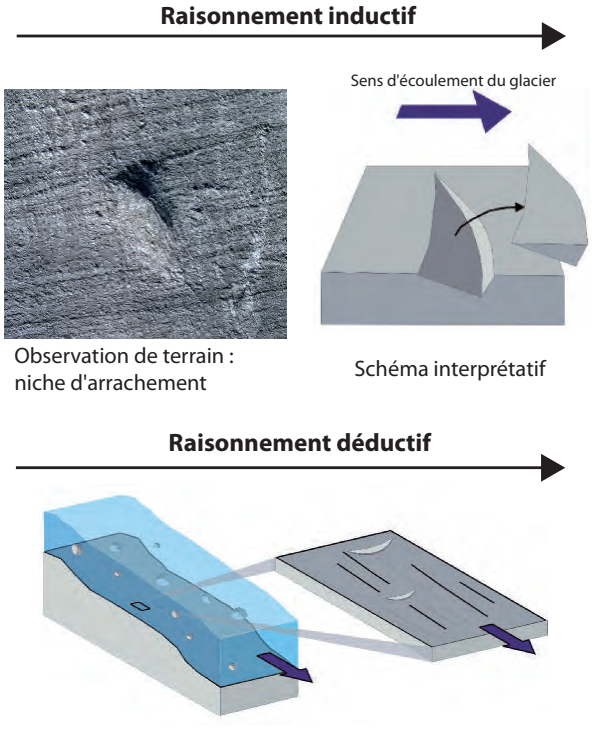


Figure 9 - Cheminement pédagogique d'interprétation d'une niche d'arrachement (adapté du fascicule accompagnant le sentier de Zermatt).

c - Sentier touristique

Le sentier est avant tout créé afin de mettre en valeur une ressource naturelle perçue comme patrimoniale par les habitants, les autorités locales… Cette réalisation sert alors à démarquer un territoire afin de mettre en valeur ses spécificités. Dans ce cadre, des recherches historiques minutieuses sont conduites afin de retrouver toutes les archives concernant le glacier et sa vallée. Une iconographie propre doit être inventoriée (dessins, aquarelles ou photographies), voire reconstituée par infographie a partir de cartes. Parfois, les démarches sont plus originales comme dans le cas du glacier de l'Obersulzbach où l'histoire récente du glacier, de sa vallée et même de l'Autriche est rappelée à travers la traduction d'une coupe dendrochronologique (figure 10).

Si nous avons voulu ici souligner les spécificités de chacune des pratiques, il est bien évident que dans la réalité celles-ci se conjuguent dans la plupart des fascicules et des panneaux étudiés. Il est important aussi que des thèmes secondaires soient abordés au cours de la promenade afin que l'ensemble des participants y trouvent un intérêt. Enfin, comme dans toute médiation scientifique, le concepteur doit susciter auprès de son lecteur trois types d'interactivité :

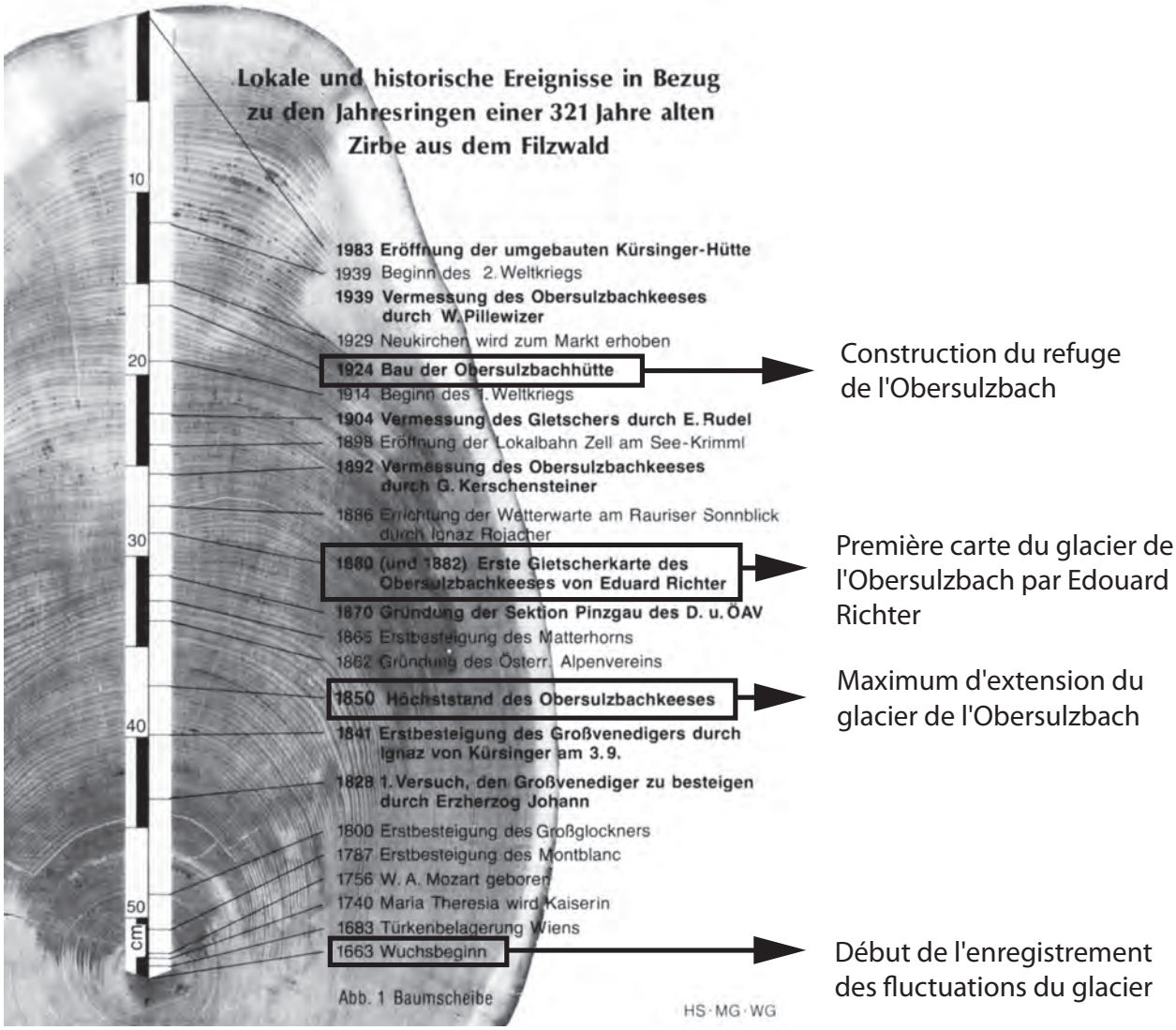


Figure 10 - Présentation de l'histoire du glacier Obersulzbachkee par report des événements sur une coupe de tronc (source : Fascicule d'interprétation «Gletscherweg Obersulzbachtal»)

- une interactivité émotionnelle (notion clé de l'interprétation de Tilden) que les paysages glaciaires suscitent sans difficultés ;
- une interactivité manuelle avec le recours à de nombreuses observations et expérimentations de terrain qui peuvent être faites le long du parcours ;
- et enfin une interactivité intellectuelle, puisque le but de l'apprentissage d'un certain nombre de notions scientifiques ne doit pas être perdu de vue.

CONCLUSION

Le développement des sentiers d'interprétation à partir des années 1970, d'abord sur le territoire d'espaces naturels protégés, a permis de conjuguer les objectifs d'information et d'éducation à l'environnement avec l'essor des pratiques sportives de pleine nature. Dans les Alpes, 30 sentiers ont ainsi vu le jour sur le thème des glaciers, permettant une diversification de l'offre touristique dans le but de redynamiser le tourisme estival des hautes vallées.

Dans le cadre de ce travail, une typologie a pu être construite à partir de l'analyse quantitative et qualitative du corpus des sentiers retenus. Celle-ci illustre les jeux d'acteurs à l'origine des réalisations étudiées : des gestionnaires d'espaces protégés qui ont pour principal objectif l'éducation à l'environnement, mais aussi la prise de conscience d'une ressource naturelle en voie de disparition, des scientifiques qui contribuent ainsi à mieux faire connaître la géomorphologie en tant que champ disciplinaire à part entière, des acteurs du tourisme qui souhaitent mettre en valeur leur patrimoine au cœur d'une offre de plus en plus concurrentielle.

Cette typologie forcément simplificatrice mériterait d'être interrogée plus en détail. L'étude comparative exhaustive des 30 supports de médiation réalisés permettrait ainsi, outre de définir le corpus sémantique et thématique adopté par chacun de ceux-ci, de mieux cerner les techniques didactiques utilisées : reformulation du discours scientifique, type de transposition, analyse scripto-visuelle… Il semble aussi nécessaire d'entreprendre un travail d'évaluation auprès des publics à qui sont destinés ces sentiers. Quelques tentatives ont déjà été faites dans d'autres pays (Kestler, 2005 ; Berrebi, 2006), mais en France ce type d'approche reste à développer afin d'améliorer l'offre et de mieux répondre aux attentes de ce public, un quatrième acteur… mais non des moindres puisque c'est à lui avant tout que l'offre est destinée.

Remerciements

Je tiens à remercier Micha Schlup, de l'Université de Lausanne, pour ses remarques concernant la station de Zermatt, Daniel Jacobi, professeur à l'Université d'Avignon, pour la relecture constructive, ainsi que mes collègues Fabien Hobléa et Véronique Peyrache-Gadeau qui ont bien voulu m'apporter leurs conseil dans la rédaction de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

ARSENAULT G., 2001. Développement et expérimentation d'un modèle d'interprétation pour éduquer les élèves de cinquième année au milieu dunaire. Mémoire de Maîtrise en Etudes de l'Environnement, Faculté des études supérieures, Centre Universitaire de Moncton, Québec, 129 p.

ASTOLFI J.-P., DEVELAY M., 2005. La didactique des sciences. PUF éd., coll. *Que sais-je ?* 6ème édition, 127 p.

BELO M., 2006. Ice core moraine collapse at Forni Glacier (Italian Alps): a case of tourist risk. Présentation orale, 10ème rencontre glaciologique alpe, Munich, 2006.

BERREBI Y., 2006. Les sentiers didactiques. Analyse de la perception du public face à quatre réalisations géodidactiques. Mémoire de licence, Unil, Institut de Géographie, 200 p.

CAYLA N., 2009. Glaciers actuels et géomorphologie paraglaciaire, quelques exemples de valorisation touristique au sein de l'arc alpin. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 1, 96-109.

DELLANTONIO E., ROGHI G., 2007. Sentiero geologico del Dos Capèl Der geologische des Dos Capèl ed APT Val di Fiemme, 40 p.

EDER R., 2007. Geologie am weg - Anregungen zur Gestaltung von geotrails. *Abhanlungen der geologischen Bundesanstalt*, 51, 29-34.

GARAVAGLIA V., PELFINI M., 2008. Thematic mountain trails and dendrochronological fieldwork for a didactic approach related to glacier history, glacier geomorphosites and tree responses to global change. *Geophysical Research Abstracts*, 10.

GOTTI C. 2007. A la découverte des glaciers de Champagny-en-Vanoise. Parc National de la Vanoise, éd., 19 p.

HOSE T, 2008. Towards a history of geotourism : définitions, antecedents and the future dans : The history of geoconservation. *Geological society, special publication*, 300, 37-60.

JACOBI D., 1999. La communication scientifique: discours, figures, modèles. Presses Universitaires de Grenoble, coll. Médias & sociétés, 277 p.

KESTLER F., 2005. Der Tölzer Lobus des würmeiszeitlichen Isar-Loisach-Gletschers als Gegenstand einer geodidaktischen Exkursion. Thèse Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians de l'Université de Munich, 260 p.

MERCIER D., 2007. Le paraglaciaire, évolution d'un concept. *In* Du continent au bassin versant Hommage au professeur Alain Godard, 341-353.

MOSE I., 2000. Hohe Tauern National park : a model for protected areas in the Alps. *In* Protected Areas and Regional Development in Europe, 99-113.

NUTZ M., 2003. Blockgletscherweg Dösener Tal National park Hohe Tauern. *Grazer Mitteilungen der Geographie und Raumforschung*, 32, 1-5.

PELFINI M., BOSSONI M., 2007. Un esempio delle interazioni fra dinamica geomorfologica e frequentazione turistica : la rapida evoluzione dei geomorfositi di alta montagna e l'incremento del rischio lungo gli itinerary glaciologici. In Geologi e Turismo, Atti del terzo congresso nazionale di Associazione geologia e turismo, 135-142.

PIROCCHI A., 1998. Sentiero glaciologico al ghiacciaio d'Aurona. Parco Naturale Veglia e devero, 18 p.

REYNARD E., 2004, La géomorphologie et la création des paysages. *In* Paysages géomorphologiques - Séminaire de troisième cycle de géographie CUSO, Travaux et Recherche, 27, 9-19.

ROHN-BROSSARD M., 2006. Parc naturel, chemin à thème et impact économique. Mémoire de fin d'étude de l'ECOFOC, Faculté des sciences naturelles, Université de Neuchâtel, 91 p.

SELLIER D., 2009. La vulgarisation du patrimoine géomorphologique : objets, moyens et perspectives. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 1, 67-81.

SMIRAGLIA C., DIOLAIUTI G., PELFINI M., 2005. Valorizzazione e salvaguardia dell'alta montagna. I sentieri naturalistici : riflessioni teriche, realizzazioni, prosposte. *In* La valorizzazione turistica dello spazio fisico come via alla salvaguardia ambientale, Pàtron éd., Bologna, 303-315.

SLUPETZKI H., 1988. Gletscherweg Obersulzbachtal. Naturkundlicher Führer zum Nationalpark Hohe Tauern, Band 4, Oesterreichischer Alpenverein, 80 p.

TILDEN F., 1957. Interpreting our heritage. Chapel Hill, The University of North Carolina press.

CARTOZONAGE

DE LA CARTE AU ZONAGE DU RISQUE AVALANCHE

CARTOZONAGE

FROM MAPPING TO ZONING OF THE AVALANCHE RISK

RICHARD LAMBERT

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.
Contact : richard.lambert@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

Cartographie et zonage représentent un enjeu actuel, essentiel pour la gestion spatiale du risque avalanche. Or ils sont étroitement liés dans leur recherche, leur évaluation et leur représentation graphique. La méthode concrète proposée ici repose sur 25 ans de pratique de l'expertise, et sur un constat : les documents Risques ont été souvent mis en défaut par des avalanches majeures mal prises en compte sur les cartes. La technique consiste à analyser un site donné, en additionnant les différents éléments repérés, puis de les présenter sur un seul document de synthèse final. Les expertises sont réalisées par une équipe pluridisciplinaire .

Sur un site urbanisé de montagne, exposé à de grandes avalanches (Vallée de Chamonix), la démarche a été expérimentée et a permis de proposer un zonage du risque en 4 zones.

L'intérêt de la méthode est de livrer aux responsables (élus, services de l'Etat) un produit facilement exploitable et mis en œuvre rapidement : cartes d'avalanches, cartes d'aléas et zonage règlementaire sont acquis successivement et présentés ensemble, offrant ainsi une meilleure traçabilité des différentes analyses.

***MOTS CLÉS** : AVALANCHES, RISQUES, CARTOGRAPHIE, ZONAGE, VALLÉE DE CHAMONIX.*

ABSTRACT

Cartography and zoning represent a vital challenge today for the spatial management of avalanche risk. They are indeed closely linked, in their research and evaluation as well as in their graphic representation. The concrete method proposed here is based on 25 years of expertise in avalanche assessment. The technique consists in analyzing a given site, adding up the different identified elements, and then presenting them in a single, final summary document. The principle is based on the successive superimposition of layers of information on an aerial photograph constituting the main background of the map. The expert assessments are carried out by a multidisciplinary team. This method was experimentally applied to an urbanized mountainous area exposed to several large avalanches (Chamonix valley).

The advantage of this method is that it provides the authorities with a finished product that they can immediately use. It also saves time, since avalanche maps, risk maps and regulatory zoning are acquired successively and presented together, each phase being justified by the previous phase, while at the same time applying a constant "double viewpoint" , guaranteeing greater reliability.

***KEYWORDS**: AVALANCHES, RISKS, CARTOGRAPHY, ZONING, CHAMONIX VALLEY.*

Introduction

Cartographie et zonage représentent un enjeu très actuel, essentiel pour la gestion du risque avalanche, or ils sont étroitement liés : lorsque l'on réalise une cartographie d'avalanches, première étape obligée qui correspond au repérage spatial des phénomènes, la méthodologie d'investigation classique impose une recherche historique sur l'antériorité de survenance, une expertise sur le terrain avec analyse de la topographie et examen des traces géomorphologiques et dans la végétation. Ces éléments vont permettre de définir trajectoires, emprises latérale et longitudinale de l'avalanche, et d'évaluer intensité et fréquence. Ces deux paramètres sont déterminants pour établir la carte des aléas, étape principale pour présenter le zonage règlementaire.

I - Constat : les limites de la situation actuelle

La méthode concrète proposée ici repose sur plus de 25 ans de pratique de l'expertise en avalanche et sur plusieurs constats :

- la dissociation marquée dans l'élaboration des cartes puis des zonages engendre des difficultés de report d'informations, voire des possibilités d'erreurs, en particulier par les différences d'échelles et de fonds de cartes utilisées pour les deux opérations ;
- même si l'expert collecte des informations essentielles pour le zonage, lors des investigations faites pour établir ou réviser une carte d'avalanche, celles-ci ne sont que partiellement reportées sur les documents finals , car le choix actuel, du moins en France, est de cantonner la cartographie d'avalanches à un simple « inventaire » des phénomènes constatés, où les notions plus « prospectives » d'intensité et de fréquence, ne sont pas considérées (Circulaire, 1970; CLPA) ;
- pourtant, lors de l'établissement d'un zonage pour un Plan de Prévention des Risques (PPR), le chargé d'étude doit connaître et considérer ces éléments plus prospectifs car ils sont l'architecture de base de la carte d'aléas. Aussi, il serait plus rationnel de mener toutes les investigations conjointement, avec une équipe pluridisciplinaire exerçant un constant double regard de contrôle (Lambert, 2004) ;
- les documents « Risques » établis selon le cahier des charges cadré par le Ministère de l'environnement, ont été parfois mis en défaut par des avalanches majeures mal prises en compte sur les cartes existantes dans les Alpes Françaises du Nord. Le cas des grandes avalanches de février 1999 est significatif : à Chamonix, 8 avalanches dépassant l'emprise inscrite sur les cartes d'avalanches ; avalanche mortelle en zone blanche de PER (Glass *et al.*, 2000).

II - Une nouvelle méthode

La technique consiste à procéder par étapes successives, pour aboutir à un seul document de synthèse : le principe repose sur la superposition de différentes couches d'informations, additionnées sur un fond de carte principal : une photographie aérienne type orthophotoplan, les informations liées à chaque étape étant portées sur un transparent. La démarche a été expérimentée sur plusieurs sites urbanisés de montagne, exposés à de grandes avalanches, c'est-à-dire dont la dénivellation dépasse 1200 mètres, avec des bassins d'alimentation potentiels larges. L'exemple présenté ici est celui de l'avalanche dite des Pélerins, encore appelée avalanche du tunnel du Mont Blanc ou des Glaciers, en vallée de Chamonix (figure 1).

1 - La 1ère étape d'investigation : l'apport du spécialiste avalanche

Par une expertise dite naturaliste réalisée sur l'ensemble du parcours de l'avalanche, complétée par l'examen depuis le versant opposé (ou par un survol en hélicoptère)

Figure 1 - La grande avalanche du Tunnel du Mont-Blanc (ou avalanche des Pélerins, ou des Glaciers), vue générale montrant :
1 - les zones de départ potentielles ;
2 à 3 - la zone d'écoulement ;
4 - la zone d'arrêt.

sont déterminées zones de départ, trajectoires, emprises et extensions visibles ou retrouvées grâce à des dégâts précis dans la végétation ou à des traces géomorphologiques. L'analyse révèle en particulier différentes zones de départ potentielles, à différentes altitudes, et plusieurs zones d'écoulement possibles. Ces informations sont mémorisées conjointement sur une carte topographique au 1/10 000e (ce qui permet un contrôle), puis reportées sur le fond orthophotoplan (figure 2).

Les apports de dendromorphologie étayent fréquemment ces approches et confirment les acquisitions techniques (Corona, 2007).

2 - La 2e étape : l'apport de l'historien

Les recherches historiques sont souvent possibles dans nombre de vallées et massifs de montagne d'Europe où l'occupation humaine est fort ancienne.

« Là où une avalanche est venue, elle repassera » est une affirmation apparemment simpliste mais vérifiée sur plusieurs siècles de connaissance dans des sites très variés. Ces informations précieuses sont disponibles sous différentes formes : cahiers de raison, archives communales, puis plus tard, photographies, registres des Eaux et Forêts. Elles permettent de « remonter » à 2, 3 voire 4 ou 5 siècles.

Après vérifications d'usage (noms, localisation des lieux-dits, problèmes d'orthographe, etc.), ces recherches révèlent parfois des trajectoires inattendues ou des extensions exceptionnelles (figure 3).

Couramment, les éléments historiques obtenus confirment ce que l'expert avalanche a capté par la recherche de traces, dégâts, etc. Ces apports du passé sont donc croisés avec l'analyse du terrain : soit ils la valident parfaitement, soit ils la complètent. Il est important qu'ils viennent en phase 2, pour ne pas influencer la perception de l'expert avalanche confronté au terrain.

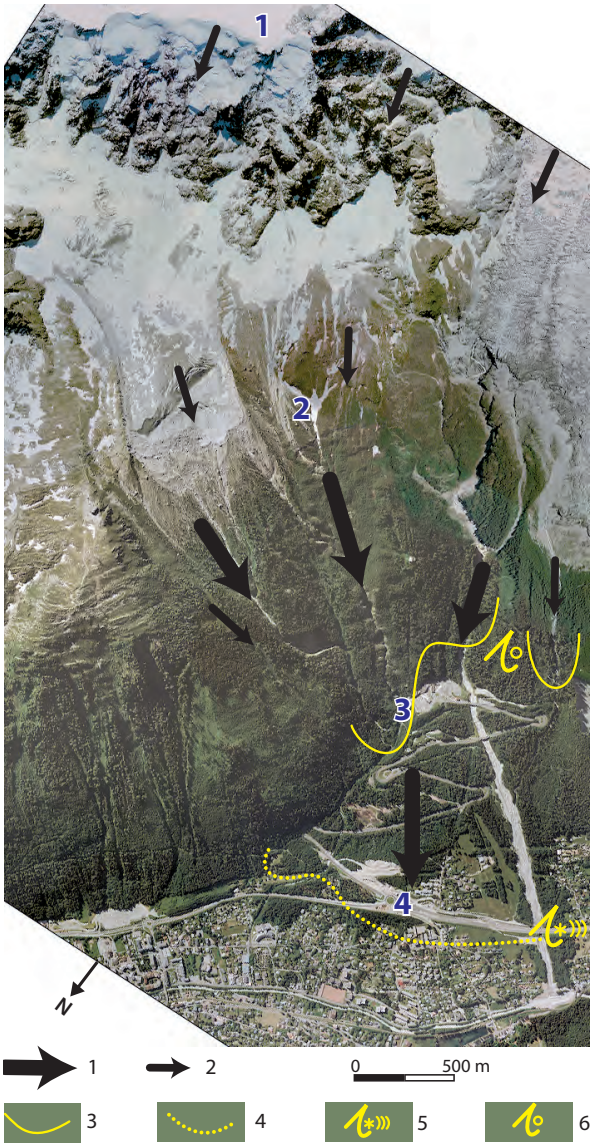


Figure 2 - La première couche d'informations : la carte d'avalanche préliminaire (les chiffres sur la photo ont la même légende que sur la figure 1) :
1 - trajectoire principale ;
2 - départs ponctuels, flux secondaire ;
3 - extension habituelle ;
4 - extension maximale probable ;
5 - avalanche en aérosol avec effet de souffle ;
6 - avalanche coulante, neige dense.

Fond ©IGN - Paris - 2009 Extrait de données BD ORTHO® Autorisation n° 80-9019

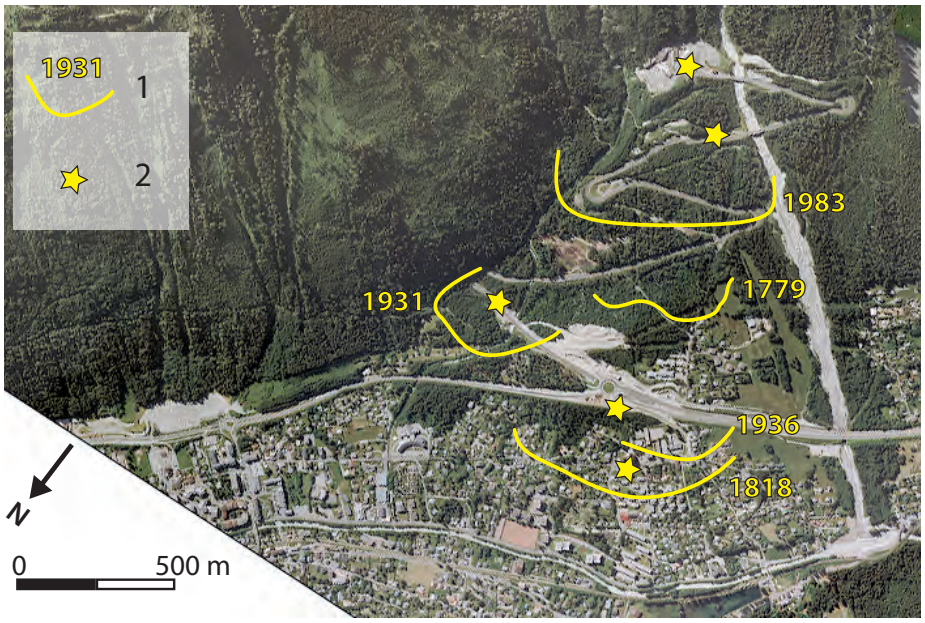


Figure 3 - La deuxième couche d'information : les contributions historiques :
1 - extensions maximales connues, avec année ;
2 - dégâts.

Fond ©IGN - Paris - 2009 Extrait de données BD ORTHO® Autorisation n° 80-9019

Dans le cas présenté, une information historique fiable et dûment vérifiée, relatant un événement majeur en mars 1818, a parfaitement confirmé les analyses de terrain réalisées (figure 4).

Pour des sites à haute sensibilité en termes d'enjeux (forte occupation foncière...), il est possible d'avoir recours à une modélisation numérique pour affiner les distances d'arrêt des avalanches découvertes grâce aux recherches historiques. C'est une tendance récente.

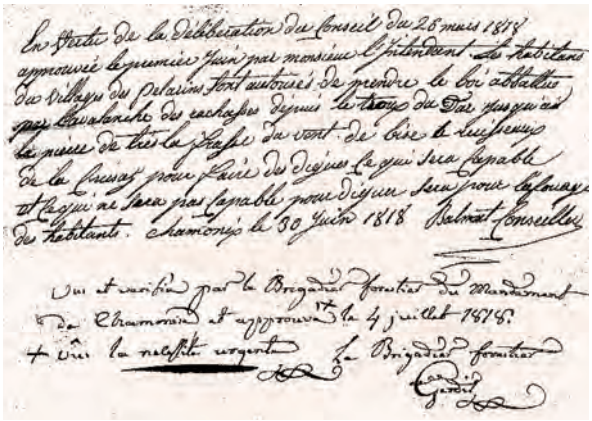


Figure 4 - Document de 1818 autorisant les habitants à prendre le bois abattu par l'avalanche des Rachasses (ancien nom de l'avalanche du Tunnel). Source : Association des Amis du Vieux Chamonix.

3 - La 3e étape : la carte des aléas

Cette carte doit distinguer les phénomènes courants des phénomènes dits exceptionnels, les emprises cartographiées variant en fonction des différentes intensités et des fréquences. Classiquement, on distingue l'aléa fort et l'aléa moyen.

L'aléa fort correspond à des intensités supérieures à 30 kPa (kilo Pascals) et à des fréquences fortes ou modérées. Il est parfaitement justifié pour le secteur de l'entrée française du tunnel du Mont Blanc et la route d'accès située en contrebas, en regard de l'avalanche du 16 mai 1983 et des intensités constatées lors de cet événement majeur (figure 5).

L'aléa moyen correspond à des intensités comprises entre 1 et 30 kPa, associées généralement à des probabilités de retour modérées. Cette zone de « transition » où les intensités des phénomènes potentiels vont en diminuant, comprend le quartier haut du village des Pélerins, dont l'auberge de jeunesse.

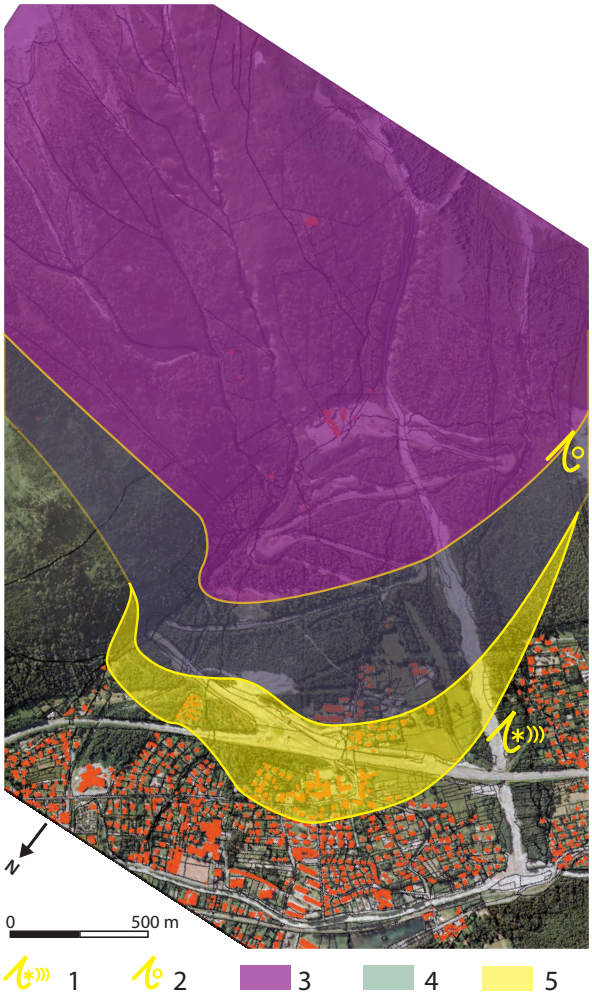


Figure 5 - La troisième couche d'information : la carte des aléas :
1 - avalanche en aérosol plus effet de souffle ;
2 - avalanche coulante, neige dense ;
3 - aléa fort (forte intensité et fréquence élevée) ;
4 - aléa modéré (intensité moyenne) ;
5 - aléa « exceptionnel » (intensité forte ou moyenne et fréquence faible), dégâts liés à une probabilité de retour pluricentennale.

Fond ©IGN - Paris - 2009 Extrait de données BD ORTHO® Autorisation n° 80-9019

L'aléa exceptionnel correspond à des phénomènes d'intensité forte, voire moyenne, mais surtout à une probabilité de retour rare à très rare (dépassant le siècle). Les informations acquises par les études historiques, en particulier les événements de 1818 et 1936, autorisent le tracé retenu qui englobe par exemple le quartier du groupe scolaire.

III - Les résultats concrets, la 4e étape : le zonage règlementaire

Ce document (figure 6) fait la synthèse de tous les apports en superposant toutes les couches de connaissance acquises.

Il est proposé ici un zonage du risque avec 4 couleurs, pour 4 zones (Lambert, 2004) :

- blanc : zone présumée sans risques, constructible ;
- rouge : zone inconstructible car concernée par des risques forts (découlant de l'aléa fort avec une probabilité d'occurrence moyenne à forte) ;

- rose : zone concernée par des risques modérés (découlant de l'aléa moyen). C'est une zone intermédiaire entre rouge et blanc, de transition progressive : il a été jugé utile d'être plus proche de la réalité de l'écoulement d'une avalanche et de la diminution, en principe progressive, des intensités en allant vers l'aval. D'où la définition de 2 voire 3 zones « roses » d'intensité dégressive en s'éloignant du rouge. Cette zone est constructible sous certaines conditions, en particulier des prescriptions architecturales adaptées aux différents types d'avalanches susceptibles de s'y produire. Elle correspond à la zone bleue des actuels PPR français.
- jaune : zone concernée par les phénomènes extrêmes, pluricentennaux (200 à 400 ans) ; elle correspond à l'Aléa Maximal Vraisemblable (AMV) des PPR avalanches en France. Sa présence sur le zonage règlementaire est très importante : en effet, il paraît dangereux de fixer seulement un Aléa de Référence Centennal (ARC), classiquement retenu pour les risques naturels en France, car il est trop limitatif en regard des risques dits climatiques et ce choix entraîne de fait l'occultation des risques majeurs.

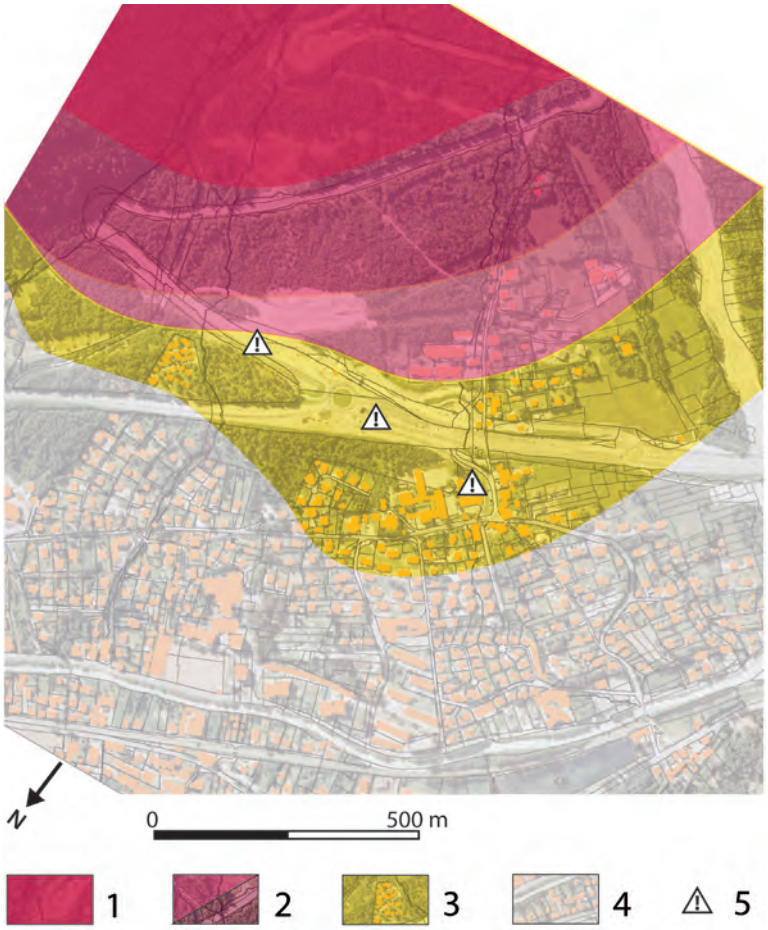


Figure 6 - La quatrième couche d'information : le zonage réglementaire.
1 - zone rouge, risque fort. Inconstructible ;
2 - zone intermédiaire, risque modéré avec transition progressive de l'intensité. Constructible sous conditions (prescriptions particulières, contraintes architecturales, etc) ;
3 - zone jaune, phénomènes exceptionnels ou extrêmes. Constructible sous conditions ;
4 - zone blanche, présumée sans risques ;
5 - forts enjeux et/ou vulnérabilité préoccupante (route internationale, école, etc).

Fond ©IGN - Paris - 2009 Extrait de données BD ORTHO® Autorisation n° 80-9019

Souvent acquise grâce aux informations historiques, confirmée par une modélisation et/ou à « dire d'expert », cette zone jaune fera apparaître des emprises latérales et surtout longitudinales correspondant à des avalanches de fréquence rare. Les différences de distance entre les limites des zones rouges et jaunes peuvent être considérables (plus de 300 mètres dans l'exemple choisi ici). Exceptionnellement, la zone jaune est utilisée pour révéler une trajectoire d'écoulement rarissime. Enfin, elle matérialise des problèmes qui pourront apparaître suite à la disparition ou l'endommagement d'une forêt de protection en amont, ou si d'autres facteurs viennent à modifier la dangerosité d'un site de façon significative (formation de glaciers suspendus par exemple).

Les variations climatiques ne peuvent être mises en avant pour chercher à minimiser les risques d'avalanches au XXIe siècle, par rapport aux événements connus de la fin du Petit Age Glaciaire : rappelons que « l'hiver du siècle » (1999) est intervenu durant la décennie la plus chaude du XXe siècle !

Cette zone jaune, qui n'apparaît pas forcément pour chaque avalanche analysée, est un élément de sécurité supplémentaire. Zones rouges et zones intermédiaires concernent en priorité le foncier, donc la protection des biens. La zone jaune, elle, vise exclusivement à améliorer la sécurité des personnes. Elle doit rester constructible.

C'est d'ailleurs selon cette philosophie qu'elle fut définie dans le guide méthodologique des PPR avalanches, comme l'AMV par opposition à l'ARC (Ministère, 2004).

Si des conditions nivométéorologiques particulièrement préoccupantes susceptibles de produire un phénomène d'une emprise exceptionnelle sont repérées, les usagers concernés spatialement sont prévenus et, selon le cas, évacués ou confinés. C'est là tout l'enjeu des Plans Communaux de Sauvegarde qui, pour être efficaces, doivent préalablement reposer sur un zonage le plus fiable possible (Loi 2004-811).

Conclusion

L'utilité de cette nouvelle méthode est de fournir un produit fini, rapidement exploitable pour situer et gérer le risque. La chaîne d'élaboration du document final est visible, la traçabilité de la connaissance acquise est plus transparente. Sur un même document, le phénomène général depuis sa zone de départ et le cas particulier en zone d'arrêt sont présents et représentés.

Le danger de la situation française actuelle en matière de risque est la dichotomie dans les obligations et implicitement les responsabilités :

- l'Etat affiche le risque ;
- le Maire gère le risque.

Ainsi le second se voit imposer par le premier une situation souvent très délicate à gérer. Or l'Etat n'a pas, pour le moment, de réelles obligations pour conseiller les élus et les aider à la décision. Les usagers sont aussi directement concernés en terme de sécurité. La présentation officielle des documents risques induit la notion de risque accepté. Il est plus facile pour un riverain exposé à un danger de comprendre et d'accepter les « règles du jeu » s'il en est mieux informé. A terme, la meilleure fiabilité du document, au moins garantie par le « double regard » exercé lors de son élaboration, peut optimiser l'efficacité des relations entre Etat, élus et usagers.

Bibliographie

Circulaire n° 3807 PN/SI du 16 novembre 1970, ministère de l'Agriculture, portant sur l'établissement de la carte - inventaire des avalanches.

Corona C., 2007. Evolution biostasique du paysage, géodynamique nivéo-glaciaire et fluctuations climatiques récentes dans la haute vallée de la Romanche - Alpes du Nord. Thèse de doctorat, Institut de géographie alpine, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Glass B., Huet P., Rat M., Tordjamm R., 2000. Inspection Générale de l'Environnement. Retour d'expérience sur l'avalanche du 9 février 1999 à Montroc, commune de Chamonix. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, 69 p.

Lambert R., 2004. La gestion spatiale du risque avalanche, une question d'actualité. In Proceedings of the 10th symposium Interpraevent, Riva del Garda, Italia, 25-27, 163-171.

Loi de modernisation de la Sécurité Civile. n° 2004-811 du 13 août 2004. Article 13. http://www. legifrance.gouv.fr

Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement et Ministère de l'Equipement, des Transports et du Logement, 1997. Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles (PPR), Guide général. La Documentation Française, 76 p.

Ministère de l'Environnement. Guide méthodologique et plans de prévention des risques d'avalanches : http://www.prim.net/professionnel/documentation/guide_avalanche/page01.html

L'INCERTITUDE LIÉE AUX AVALANCHES DANS LES ALPES DU NORD

IDENTIFICATIONS ET IMPLICATIONS POUR LA GESTION

SNOWSLIDES RELATED UNCERTAINTIES IN THE NORTHERN FRENCH ALPS: IDENTIFICATION AND MANAGEMENT ISSUES

AMANDINE MOULIN [1], PATRICK PIGEON [2]

[1] *Cabinet Uguet, Haute-Savoie.*

[2] *Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.*

Contact : a.moulin@uguet.fr

RÉSUMÉ

L'article présente comment l'incertitude liée aux avalanches peut être identifiée dans les Alpes du Nord, tout particulièrement à partir de février 1999. Il expose les facteurs principaux qui permettent d'expliquer une telle évolution. Puis les solutions qui sont recherchées afin de réduire la part de l'incertitude dans les politiques qui cherchent à gérer les risques d'avalanche, sans pouvoir totalement l'éliminer.

MOTS-CLÉS *: AVALANCHES, RISQUES, INCERTITUDE, TRAVAUX DE CORRECTION, URBANISATION, SÉCURITÉ CIVILE, ALPES DU NORD, FRANCE, SUISSE, VAL D'AOSTE.*

ABSTRACT

This paper depicts how uncertainty can be identified today, in relation with snowslide risk management in the Northern Alps, and especially since February 1999 snow slides. It explains the ground causes and trends underlying this evolution. And it gives insights on how uncertainty can be reduced, without allowing to get rid of it.

KEYWORDS*: SNOWSLIDES, RISKS, UNCERTAINTY, CORRECTIVE WORKS, URBANIZATION, CIVIL SECURITY MANAGEMENT, NORTHERN ALPS, FRANCE, SWITZERLAND, VAL D'AOSTE.*

Introduction

Cet article propose d'identifier les facteurs d'incertitude qui peuvent remettre en question le risque d'avalanche et rendre plus difficile sa gestion. Il résulte des efforts de réflexion que mènent une ingénieure-géographe ayant la pratique de la gestion du risque (A. Moulin) et un chercheur sur les risques-l'incertitude (P. Pigeon). Pourquoi s'intéresser à ce sujet spécifique ? Dans un premier temps, on pourrait croire que le risque d'avalanche ne devrait pas poser de problème particulier, surtout dans les Alpes. Comme tout risque, il doit reposer sur une connaissance statistique des événements passés, et il concerne ici une montagne très anthropisée sur la durée historique. De plus, cette connaissance a été mobilisée par des organismes spécialisés (CEMAGREF, Centre d'Etude de la Neige, Institut Fédéral pour l'Etude de la Neige et des Avalanches) et de nombreux chercheurs tout au long du XX^{ème} siècle. Ils sont organisés en réseau (ANENA). Ces institutions et ces recherches répondaient notamment à une demande sociale et politique visant à cartographier le risque d'avalanche. Elles ont été remobilisées tout spécialement à la suite des avalanches de février 1999, qui concernèrent surtout les Savoie, la Suisse et le Val d'Aoste, mais aussi le Vorarlberg autrichien, à Galtür. Ce dont témoigne la bibliographie.

Précisément, les avalanches de février 1999 ont fait reconnaître les limites des efforts de gestion qui s'appuient sur la connaissance des événements passés et leur mobilisation à des fins de prédiction/prévention. La première partie de l'article identifie l'incertitude liée aux avalanches. Elle nous incite à nous demander pourquoi l'incertitude est de plus en plus reconnue aujourd'hui. La tendance ne vaut pas que pour les avalanches. Elle concerne aussi d'autres types de risques, comme les inondations (Domenichini, 2008 ; Dupont et Pigeon, 2008). L'évolution est en relation étroite avec les mutations intensifiées des peuplements humains, comme, possiblement, avec les mutations environnementales associées. Leur caractère historiquement inédit gêne la gestion préventive. C'est ce que présente la deuxième partie. Se pose alors une question majeure, actuelle : comment faire pour réduire l'incertitude de telle manière que les efforts de gestion soient politiquement et socialement acceptables, tout en admettant les limites de la prévision ? La troisième partie de l'article propose quelques pistes, en remobilisant les efforts de réflexion menés lors des retours d'expérience récents. Ce fut tout particulièrement le cas en Suisse et en France, comme au Val d'Aoste, et en Autriche après les avalanches de 1999.

I - Qu'est-ce que l'incertitude liée aux avalanches ?

C'est au cours du XX^{e} siècle qu'a été formalisée la distinction entre risque et incertitude, comme le développent Godard *et al.* (2002). Selon ces auteurs, « *il s'agit de risque si l'incertitude est définie par une distribution de probabilités objectives. On dit de probabilités qu'elles sont objectives si elles sont établies à partir d'une information statistique, que donnent par exemple en médecine des enquêtes épidémiologiques* ». La distinction avec l'incertitude est alors justifiée : « *l'incertitude ne peut pas être cernée par une distribution de probabilités objectives* ». Cette distinction entre risque et incertitude est issue des travaux de Keynes (1921) et de Knight (1921), selon Dupuy (2002). Elle est reprise dans des rapports qui présentent les programmes de recherche sur les avalanches : « *la notion de risque est associée à un avenir incertain* » (TR ALPRISK, 2004). On pose alors que la quantification, la mesure du risque, réduisent l'incertitude, et que, à l'inverse, le déficit ou les difficultés de quantification l'augmentent.

Comment identifie-t-on les limites de la quantification, et du risque ? En nous appuyant sur Godard *et al.* (2002), nous développons deux pistes en lien direct avec les avalanches. L'incertitude peut provenir du fait que les « probabilités qui sont avancées sont jugées peu crédibles », mais aussi de l'« *impossibilité d'établir des probabilités face à une situation nouvelle* ».

1 - Malgré les bases de données existantes, on identifie des « *probabilités jugées non crédibles* »

a - La base de données EPA devrait permettre les calculs de probabilité crédibles

En Savoie, les premiers relevés des avalanches ont été organisés dans le cadre des politiques de Restauration des Terrains en Montagne sur une centaine de sites, dans l'objectif d'une étude statistique. Cette enquête a été généralisée en Savoie et Haute-Savoie dès 1900, et systématiquement menée à partir de 1920 sous l'impulsion de l'Inspecteur général des Eaux et Forêts Mougin (Strazzeri, Manche, 1998). Au total, 4 200 sites sont observés, qui concernent 525 communes et 11 départements. La saisie et le contrôle des données sont effectués par le CEMAGREF. La base de données informatisée comprend plus de 75 000 événements. En moyenne par an, 1 100 événements sont relevés. L'Enquête Permanente sur les Avalanches (EPA) constitue ainsi un inventaire des dates et des caractéristiques des événements survenus.

L'avalanche du 10 février 1970 à Val d'Isère tuant 39 adolescents d'un centre UCPA toucha l'opinion publique. En réponse, le gouvernement réagit en met-

tant en place une carte qui visait à inventorier tous les sites d'avalanche. La Carte de Localisation des Phénomènes (terme remplacé par Probable actuellement) d'Avalanche (CLPA) était alors née. Sur fond de carte au 1/25000, les emprises maximales des avalanches connues sont reportées. La Figure 1 en fournit une illustration.

L'EPA et la CLPA constituent donc une base très précieuse en raison du caractère méthodique et précis des renseignements inventoriés, datés et géoréférencés.

Pourtant, les efforts méthodologiques n'empêchent pas des anomalies, comme des distorsions d'informations. L'hétérogénéité de la base de données est alors reconnue. Il devient plus délicat de l'utiliser pour mesurer le risque.

b - Plusieurs facteurs réduisent la crédibilité du calcul de probabilités

Ils sont essentiellement liés à des anomalies de témoignages, voire aux conditionnements socio-politiques de témoignages passés. Ils rendent la base de données plus hétérogène que ce que laisserait croire la première approche. Ce problème n'est pas spécifique aux avalanches, il se retrouve avec les inondations (Domenichini, 2008).

Par exemple, certaines données EPA sont jugées non crédibles, car l'altitude d'arrivée de l'avalanche est inférieure au point bas du couloir. Comment interpréter cette donnée, faut-il prendre le point bas du couloir ? Concernant les altitudes de départ des avalanches en Savoie, près de 33% des relevés présentent des altitudes non renseignées ou fausses (GARCIA, 2002).

De plus, les documents anciens sont des constatations de dommages faites à la demande des populations de montagne dans le but d'obtenir des dégrèvements d'impôts. En effet, c'est par le biais de ce type de mesures que la monarchie d'Ancien Régime est ordinairement intervenue pour indemniser les habitants victimes de catastrophes dites naturelles. Sur la base des procès-verbaux de dégâts, attestés par les autorités royales, les habitants pouvaient obtenir une diminution de leur charge fiscale. Cette procédure était cependant plus ou moins régulière et différemment formalisée selon les provinces. On peut alors légitimement se demander si le témoignage n'a pas volontairement augmenté les dommages. De fait, « *les enquêtes conduisent notamment à relativiser les descriptions exagérées des sinistres qui servent souvent à justifier des demandes appuyées de dégrèvements fiscaux* » (Favier et Granet-Abisset, 2000).

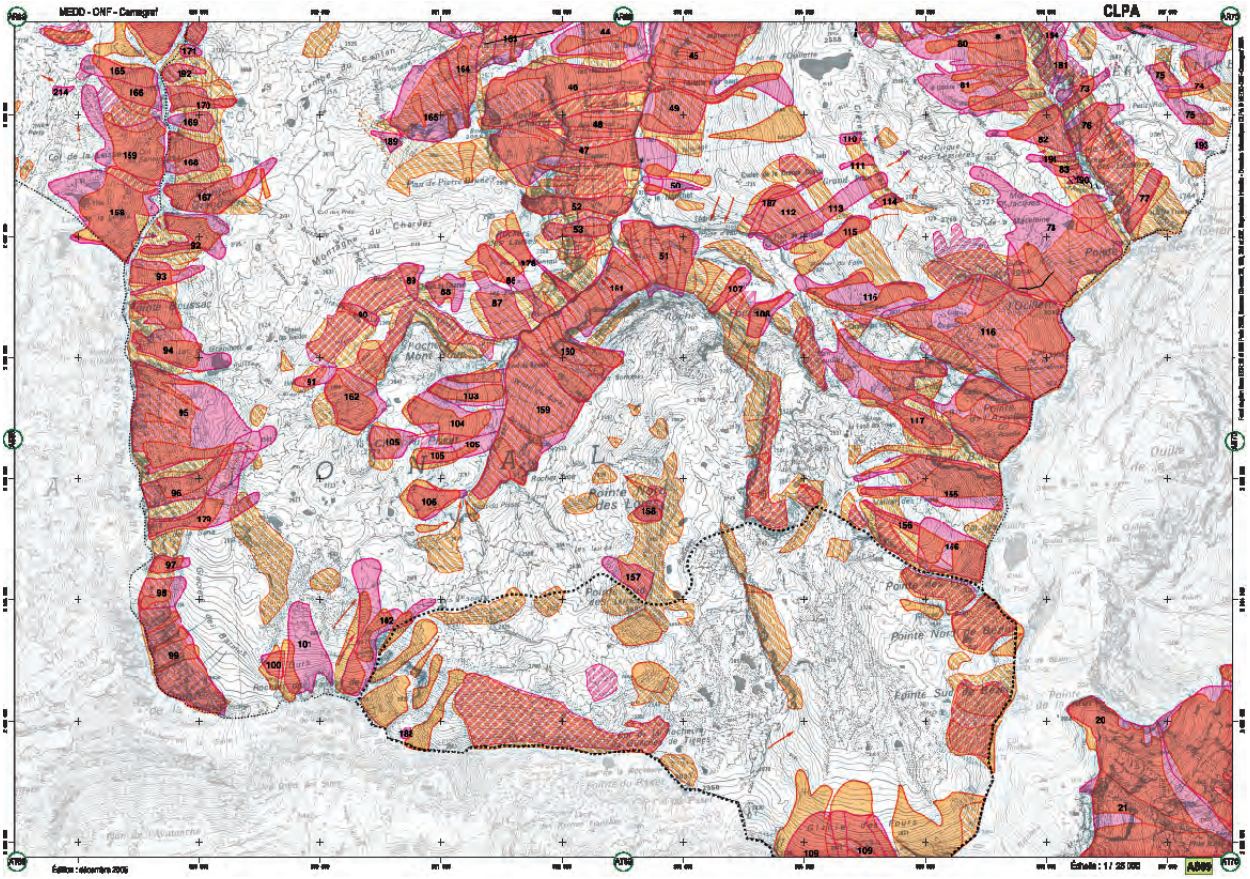


Figure 1 - CLPA AS69 Haute-Maurienne.

Contrairement aux attentes, on observe que le caractère hétérogène des informations EPA diminue la crédibilité des calculs de probabilité issus de la base de données. Il ne s'agit pas que d'imprécision d'information, mais d'information en relation avec des peuplements et des milieux physiques qui ne correspondent plus aux actuels. L'imprécision et l'incertitude ne sont pas synonymes. Cela permet de recouper et de justifier la deuxième source d'incertitude que mentionnent Godard et al., (2002).

2 - Seconde source d'incertitude : l'« *impossibilité d'établir des probabilités face à une situation nouvelle* »
(Godard *et al., 2002*)

Le caractère nouveau est directement perceptible par les mutations des peuplements montagnards, qui concernent le bâti ou les ouvrages de protection. Il est également associé aux mutations environnementales. Elles sont beaucoup moins facilement décelables, mais même la bibliographie qui ne partage pas les conclusions actuelles du groupe international des experts sur le changement climatique (GIEC) peut les admettre (Leroux, 2002).

a - Mutations climatiques et impacts sur les risques d'avalanches

Le réchauffement climatique sur lequel travaillent les experts du GIEC entraînera vraisemblablement une forte diminution de la durée de l'enneigement, et des phénomènes d'avalanche, dans les zones de moyenne montagne, actuellement déjà relativement peu concernées par ces phénomènes, et avec des enjeux moindres. En revanche, rien dans les évolutions annoncées ne permet de prévoir une diminution des aléas, et des enjeux, dans les zones d'altitude qui sont déjà actuellement les plus sensibles. Mais le fond du problème est lié au caractère difficilement prévisible des relations entre les facteurs de forçage climatique (les Gaz à Effets de Serre essentiellement) et l'évolution des précipitations comme des températures, en raison de la multiplicité des interactions partielles entre les paramètres climatiques (Beltrando, 2004). C'est la principale raison pour laquelle sont développés des scénarios d'évolution, dont les résultats varient d'ailleurs en fonction des paramètres entrés dans les modèles (Menoni, 1997). Les mutations climatiques actuellement étudiées par les chercheurs révèlent donc des surprises, ce qui justifie le recours à l'incertitude.

Ce d'autant plus que, dans le même temps, on observe :

b - L'intensification des travaux de protection et de l'urbanisation

Cette tendance de fond, qui connaît des exceptions locales, s'identifie très clairement sur les terrains étudiés. Du moins là où les enjeux socialement et politiquement reconnus comme élevés peuvent justifier la multiplication des travaux. Sur le fond, les travaux de correction permettent de réduire les fréquences des avalanches dommageables, ce qui est d'ailleurs clairement l'un des objectifs poursuivis. Une des contreparties est liée au fait que ces travaux modifient forcément les avalanches, par exemple leurs trajectoires pour les avalanches de fond. De ce fait, et automatiquement, toujours plus d'ouvrages démultiplie les situations nouvelles, pour lesquelles les calculs de probabilité s'appuyant sur les événements passés sont plus difficiles voire douteux.

Il en va de même pour les enjeux, puisque la réalisation des travaux de correction favorise l'urbanisation sur les secteurs à fréquence d'événement moindre, par exemple dans les zones bleues des PPR. Favorise, car elle n'est pas systématique. On observe par exemple la lenteur d'évolution du bâti dans la zone bleue du PPR de Chamonix qui correspond à la partie terminale du couloir de Taconnaz. Ceci est facilité par le bilan qui avait été dressé à la fin de la décennie 1990 (Pigeon, 1998).

On devine alors ce qui pousse les chercheurs et les gestionnaires à prendre en compte l'incertitude comme à essayer de la réduire. En effet, une troisième approche de l'incertitude porte sur «*l'incapacité à déterminer une liste complète de résultats possibles de l'action*» (Godard, 2002). Elle a été tout particulièrement révélée par les avalanches de 1999, qui ont suscité une remise en cause de l'EPA comme des CLPA en France. Elle est confirmée par la bibliographie qui accompagne cet article (Lambert, 2004).

II - Pourquoi la reconnaissance accrue de l'incertitude liée aux avalanches ?

On peut la mettre en relation étroite avec l'intensification contemporaine de l'urbanisation alpine. Elle nécessite un accompagnement, la prise en compte du risque d'avalanche. Or, l'expérience en retour montre que la gestion par les risques connaît des limites, et que la prévisibilité demeure très partielle. D'où des réponses politiques qui cherchent à réduire l'incertitude dans des conditions qui soient politiquement et socialement acceptables.

1 - L'intensification de l'urbanisation alpine incite à mesurer toujours plus le risque d'avalanches

L'intensification de l'urbanisation signifie une augmentation de la mobilité, en particulier routière, et une tendance à la densification et/ou à l'extension du bâti. Dans les deux cas, la CLPA et l'EPA sont mobilisées, afin d'accompagner ces évolutions.

Si actuellement la construction de routes nouvelles est peu fréquente, le maintien d'accès hivernaux en altitude, auparavant non déneigés, est exigé de plus en plus. Les fermetures temporaires lors d'importantes chutes de neige sont de moins en moins tolérées et justifient, dans un second temps, une demande d'équipements de protection. La CLPA et l'EPA constituent des outils de base, pour la définition, la gestion des ouvrages (routiers par exemple) et l'établissement des priorités. Elles fournissent des données utiles à la conception et à la gestion des voies d'accès. Pour toutes ces utilisations, dépassant leur finalité initiale, les données EPA et CLPA sont utilisées parce qu'elles sont les plus objectives, en matière d'avalanche. Les 2/3 des couloirs observés à l'EPA concernent des voies de communication (IGE, 2006)

L'accessibilité accrue contribue à augmenter la pression sur un foncier constructible rare en montagne. Sa valeur est liée aux enjeux présents sur le territoire (donc à l'économie, par exemple les activités de loisirs : sports d'hiver, et activités de sports de montagne et de nature en été). La population du massif alpin français s'est accrue de 950 000 personnes en 40 ans ; soit plus de 1% par an pendant les 10 dernières années, alors que la moyenne en France se situe à 0,37% par an (IGE, 2006, p30). Perlik (2002) rappelle que « *la croissance des zones urbaines dans l'ensemble est, dans les Alpes, presque complètement due à la croissance des communes en couronne* ». La périurbanisation rapproche la population alpine des massifs élevés, sujets à l'aléa avalanche.

Cette évolution de l'économie de l'espace montagnard conduit à une recherche de terrains constructibles ou à densifier l'urbanisation existante. La nécessité de réduire les incertitudes liées aux bases de données concernant les avalanches est confirmée par le toilettage de l'EPA. Une convention conclue pour la période 2002-2006 visait notamment à améliorer la procédure de collecte des données, la valorisation et la révision des sites observés. Il s'agissait de redéployer la collecte d'informations vers les zones à enjeux d'urbanisme actuels ou potentiels (IGE, 2006) : une des recommandations émises par l'Inspection Générale de l'Environnement lors du retour d'expérience sur l'avalanche du 9 février 1999 à Montroc. Cette problématique n'est pas spécifique à la France, nous la retrouvons avec les expertises menées en Suisse à la suite de l'hiver 1999.

2 - Les avalanches de février 1999 ont révélé l'existence de l'incertitude

Du 9 au 11 février 1999, sur les 18 avalanches observées dans la vallée de Chamonix, 8 ont dépassé les limites de la CLPA. Cela révèle à la fois la fréquence rare de cet épisode et les choix méthodologiques qui sous-tendent la CLPA, basée sur l'aléa de référence centennal. Le maire avait fait évacuer dans la journée précédant le sinistre et le 9 février au moins 40 personnes des zones menacées (IGE, 2000). Le 9 février 1999, l'avalanche de Montroc s'est déclenchée à 2 450 m d'altitude suite à une rupture de plaque de 1,5 m d'épaisseur. La vitesse de l'aérosol lui a permis de franchir le replat glaciaire situé à 1900 m, et de mobiliser le stock neigeux disponible sur le versant en contrebas. Comme le précise Lambert (2004), les conditions nivo-météorologiques particulières expliquent essentiellement pourquoi cette avalanche a pu « *dépasser les limites habituellement admises ou connues* ». On estime à 300 000 m^3 le volume mis en mouvement, qui a donné un volume de 150 000 m^3 dans la zone d'arrêt, la hauteur moyenne de l'accumulation étant de 5 mètres. Le bilan a été de 12 morts, 14 chalets ont été détruits, 6 endommagés, tous situés en zones bleue ou blanche du Plan de Prévention des Risques.

Le retour d'expérience a fait ressortir les limites de la cartographie, comme l'importance des facteurs d'incertitude.

De très faibles distances entre des zones à dégâts très forts et celles à dégâts nuls ont été observées. Cela montre les limites de représentation par la cartographie prévisionnelle : à l'échelle actuelle des études, au 1/25000, l'épaisseur du trait laisse une indétermination de 25 m. Les méthodes utilisées sont donc remises en cause (IGE, 2000).

L'épisode neigeux précédant la catastrophe, sur le seul critère de la hauteur de neige, n'atteignait pas les records historiques. Par contre l'événement météorologique dans sa complexité (vent fort, température très basse, durée...) était très rare. Pour Chamonix, les estimations dépassent 100-150 ans pour les périodes de retour (IGE, 2000)

L'ampleur du phénomène, notamment par sa dénivelée (1 000 m), a été exceptionnelle. Il n'est pas lié qu'à des particularités françaises, ce que confirment les retours d'expérience helvétiques (1 500 m à Evolène, 1 900 m à Morgex). Les trajectoires y furent aussi mentionnées comme « *inhabituelles* » (IGE, 2000), déviant par rapport aux trajets connus.

Concernant ce même hiver, l'Institut Fédéral Suisse de Recherche sur la Neige et les Avalanches a étudié les limites et les défauts des procédures et du zonage du risque en Suisse. Il a été noté que 80% des avalanches se sont produites dans les limites du zonage réglementaire mais 20 % les ont dépassées. Plusieurs déficiences sont été exposées (TR ALPRISK, 2005) :

- « *les distances d'arrêts des avalanches poudreuses ont été sous-estimées,*
- *l'occurrence d'évènements multiples dans le même couloir a modifié les conditions d'écoulements et donc augmenté les extensions en particuliers latérales ;*
- *les dépôts anciens en lissant les couloirs ont diminué le frottement et réduit l'efficacité des ouvrages de protection ce qui s'est traduit par une augmentation significative des distances d'arrêts* ».

Les acteurs publics ont alors essayé de réduire l'incertitude, tout particulièrement en intégrant les retours d'expérience. Cet hiver 1999 a poussé à admettre les limites des dispositifs antérieurs. Et donc aussi l'incapacité à déterminer une liste complète de résultats possibles de l'action, qui représente une des signatures de l'incertitude selon Godard *et al.* (2002). Les limites de la prédiction ne signifient toutefois pas l'impossibilité de réduire l'incertitude, d'où les démarches qu'expose le point suivant.

III - Comment espérer réduire l'incertitude ?

Nous avons pu voir que les nombreux retours d'expérience suite aux avalanches de 1999 ont pointé les limites de la gestion du risque. Ils ont recommandé notamment une meilleure connaissance de l'aléa en insistant sur l'utilisation de la modélisation. Ils ont aussi mis en avant la nécessité de développer une nouvelle génération de PPR comprenant une analyse précise de la vulnérabilité. Par ailleurs, l'IGE a recommandé le développement de SIG pour une gestion des données en veillant à leur pertinence et à leur objectivité.

Ces recommandations représentent autant de moyens visant à réduire l'incertitude, que nous reprenons ci-dessous. Il s'agit de préciser l'information et ses limites, de l'actualiser, donc d'espérer améliorer la définition de l'aléa de référence. Cela permet aussi de prendre en compte et de justifier des marges d'erreur dans la définition des ouvrages de protection comme des zonages fonciers, sans pour autant prétendre à l'élimination des risques. En effet, même dans le cas du recours massif aux solutions structurelles et aux tunnels, les expériences en retour permettent de démontrer que l'incertitude n'a pas disparu. Plus que jamais, le renforcement de la sécurité civile apparaît essentiel.

1 - Préciser la donnée et ses limites pour améliorer la fiabilité du traitement de l'information

Le CEMAGREF a mis en place des outils de traitement des données permettant de filtrer un certain nombre d'erreurs ponctuelles, d'apprécier la régularité temporelle des observations, et de mettre en évidence les corrélations des occurrences d'événements entre les sites. Pour les données les plus surprenantes, des expertises *in situ* sont réalisées. La base de données événements du service de Restauration des Terrains en Montagne évalue également le degré de fiabilité de la donnée. La démarche permet de garder une trace des données douteuses pour pouvoir les corriger ultérieurement.

Augmenter la connaissance des informations, et de leurs limites, sur les sites concernés par des avalanches passées permet de donner plus de crédibilité aux outils qui permettent d'actualiser et de modéliser le risque d'avalanches. Il s'agit d'une étape essentielle dans un certain nombre de démarches comme la définition d'un aléa de référence. La modélisation vient en complément de l'historicité des phénomènes mais elle s'appuie également dessus pour caler le modèle retenu. La reconnaissance des limites de l'information est donc essentielle.

En effet, une des utilisations des bases de données EPA et CLPA est d'aider à définir l'aléa de référence dans les PPR. Cette définition est plus compliquée qu'en hydraulique. L'aléa de référence est basé sur l'historique (« *la plus grande avalanche historique connue* ») et sur la modélisation. Actuellement, les séries historiques EPA fiables remontent rarement à plus de quelques décennies, la CLPA ne date que d'une trentaine d'année et ne répertorie pas tous les événements antérieurs. La modélisation statistique simple, calée avec des séries historiques, nécessite des séries de données fiables et assez longues. La modélisation déterministe, qui décrit les phénomènes physiques, reste en développement. La réduction du nombre de couloirs observés dans l'EPA (2 549 sites abandonnés, 714 créés ; IGE, 2006), qui pourrait être une source d'économie, n'apparaît pas pertinente actuellement, au vu de la faiblesse des corrélations statistiques possibles. En effet, l'analyse statistique du couple intensité-récurrence des plus longues séries, de plus d'un siècle (en Savoie et Haute-Savoie) permet d'approcher l'évènement centennal. L'événement le plus grand observé étant déterminant pour le zonage, l'EPA qui le décrit est irremplaçable. Une dégradation de l'EPA (interruption, ou réduction du nombre de couloirs observés) modifierait cette référence. Pour l'approche de l'avalanche maximale vraisemblable, les données météos de l'EPA contribuent à l'établissement de corrélations locales entre précipitations neigeuses et événements importants. Il est en effet important de pouvoir graduer les mesures de protection (sauvegarde) en fonction de l'évènement prévisible. Jusqu'à présent, Météo France est réticent à passer d'une note de risque par massif, à une prévision par versant.

Par conséquent, la réduction de l'incertitude passe aussi par des efforts de modélisation, dans le cadre de scénarios. Il s'agit d'intégrer dans le raisonnement l'incertitude spatiale liée au phénomène et, dans une certaine mesure, l'incertitude liée aux choix des paramètres qui sous-tendent les calculs.

On retrouve avec ce dernier point l'accentuation de l'incertitude, notamment par la multiplication des travaux de correction. Une parade revient à prendre en compte les marges d'erreurs qui sont estimées, mais aussi admettre les limites des travaux de correction. Ces démarches reviennent alors à admettre l'incertitude tout en cherchant à l'intégrer à l'effort de gestion.

2 - Prendre en compte des marges d'erreur dans la conception des ouvrages correctifs comme dans les zonages fonciers ?

La première solution a été évoquée à propos des rapports qui ont suivi la crise de 1999. Ils insistent sur le retour d'expérience des pratiques utilisées dans le Val d'Aoste concernant les constructions pouvant être atteintes par les avalanches. Ces prescriptions sont fondées sur les paramètres dynamiques des avalanches. Les calculs comportent un coefficient de sécurité prenant en compte à la fois les incertitudes des hypothèses de départ (aléa de référence) et celles liées aux calculs de génie civil. Un coefficient de sécurité de 1,5 est appliqué à titre de pondération des vulnérabilités structurelles liées à l'habitation, mais aussi à la circulation en ce qui concerne les ouvrages de protection (IGE, 2000).

La reconnaissance de l'incertitude par ces coefficients de sécurité souligne la difficulté de gérer le risque d'avalanche par des cartes juridiquement opposables. Quelle est la légitimité d'un trait séparant deux zones, alors que ce trait a valeur juridique, et contribue à modifier les valeurs foncières ? Cette question se retrouve au cœur de la problématique de l'Avalanche Maximale Vraisemblable (AMV).

Cette notion correspond à la définition d'une zone plus large que celle concernée par l'aléa de référence, centennal ou plus grand connu. La zone d'influence de cet événement rare serait à prendre en compte d'abord pour la sécurité des personnes. C'est ce qu'affirme explicitement la réponse du Ministère de l'Intérieur à la question écrite n°01368 de Monsieur Marcel Rainaud, le 26 mars 2009 (Minsitère de l'Intérieur et Sénat, 2009) En effet, les PPR gèrent l'urbanisation actuelle. Mais demeurent les problèmes que posent les bâtiments qui leur préexistent, comme ceux des zones habitées où il existe un risque en cas de phénomène avalancheux exceptionnel.

Indépendamment du débat induit sur les responsabilités, l'approche actuelle de détermination des zones « jaunes » concernées par cet aléa rare est donc définie par la topographie et les caractéristiques de la zone d'arrêt. Il ne paraît pas possible actuellement d'apporter une solution autre qu'experte. En effet, on ne dispose pas des méthodes de l'hydraulique pour extrapoler de façon vraisemblable une avalanche de temps de retour très long à partir de séries de quelques décennies. L'approche statistique paraît donc être illusoire pour définir cette délimitation. D'autre part, la modélisation déterministe qui permettra de représenter un événement de grande ampleur en décrivant les phénomènes physiques en jeu demande encore à être calée.

On en vient donc à reconnaître que les travaux de correction, tout comme les zonages fonciers, ne parviennent pas à éliminer l'incertitude. Il s'agit néanmoins de la réduire. C'est d'ailleurs dans ce sens qu'évolue le dispositif français, la loi de modernisation de la sécurité civile permettant de prendre acte des limites des efforts de gestion antérieurs. En effet, l'expérience en retour montre l'impossibilité d'éliminer les risques quels que soient les investissements dans les travaux de correction envisagés.

3 - L'impossibilité d'éliminer l'incertitude malgré de lourds investissements… d'où la nécessité de renforcer la sécurité civile

Tignes présente de très importants enjeux liés aux conditions d'accès de sa station (30 000 lits touristiques). Ses deux routes départementales (902 et 87) sont très exposées aux risques d'avalanches. Cette commune s'inscrit dans le cadre d'une politique préventive intensive émanant du Conseil Général de Savoie. 92 % des sommes investies dans les travaux de protection contre les risques sont des travaux liés à la protection contre le risque avalanche (tableau 1). Ces investissements ont été décuplés avec le plan qualité route (2000-2006) : pose de râteliers, de filets pare-neige, constructions de galeries paravalanches… (figure 2). Les 8 kilomètres de la RD87 sont exposés à 20 couloirs d'avalanche et sont empruntés quotidiennement par plus de 7 000 véhicules en hiver (figure 3). La totalité de son parcours est

risque	montant investi en €	%
avalanche	4 794 937 €	90,8
chute de blocs, pierres	221 959 €	4,2
éboulement, écourlement	16 221 €	0,3
affaissement, effondrement	76 225 €	1,4
inondation	19 818 €	0,4
laves torrentielles	152 445 €	2,9
	5 281 605 €	100,0

Tableau 1 - Montant annuel de travaux de protection réalisés contre les risques « naturels » sur les 2 routes départementales d'accès à Tignes, de 1993 à 2003.

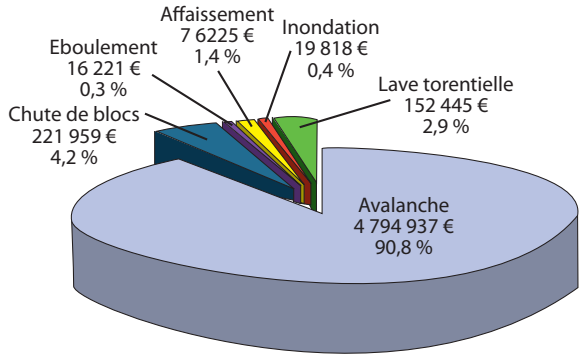


Figure 2 - Représentation graphique des investissements sur la commune de Tignes de 1993 à 2003.

depuis peu sécurisée, notamment grâce à la réalisation d'une déviation au niveau des Boisses, ancien dernier point noir du tronçon. Cela a nécessité des investissements à hauteur de 1,8 million d'euros (2006).

Toutefois, couvrir les réseaux routiers revient à déplacer l'incertitude comme le confirment les catastrophes associées aux tunnels (Tunnel du Mont-Blanc, par exemple, 1999, Le Griel, 2001). C'est également démontrable à partir du franchissement du col du Gothard (Pigeon, 2004). Sur le Gothard, la solution tunnel a permis de réduire considérablement les dommages liés aux avalanches, et notamment ceux, indirects, associés aux périodes de fermeture préventive de la route. Mais, comme en France, cette solution a favorisé les dommages liés aux incendies dans les tunnels. En fait, on pourrait prétendre que l'évolution reproduit les effets non désirés liés aux ouvrages classiques corrigeant les avalanches. Ils réduisent les fréquences, tout en contribuant à préparer de futures catastrophes, événements de fréquence rare, et d'intensité supérieure. Là encore, l'évolution n'est toutefois que partiellement prévisible, et partiellement quantifiable. Ce malgré le recours à un mode de représentation d'aspect quantitatif, et développé à l'origine par un ingénieur travaillant sur le risque nucléaire, la courbe de Farmer (Pigeon, 2005).

Les limites des solutions structurelles justifient alors le renforcement de la sécurité civile, comme l'accompagnement, souvent politiquement délicat, de l'urbanisation par le zonage foncier. Ce sont précisément les solutions que développe la France. Si l'Etat est seul compétent pour « dire » le risque, notamment à travers la procédure PPR, dont la prescription et l'approbation sont de la compétence du préfet, les compétences et les responsabilités en matière de protection de la population (documents d'organisation de la sécurité, Plan Communal de Sauvegarde par exemple s'articulant avec les plans ORSEC) et en matière d'information préventive incombent aux collectivités locales. La loi Risques de juillet 2003 appelé loi Bachelot l'a rappelé.

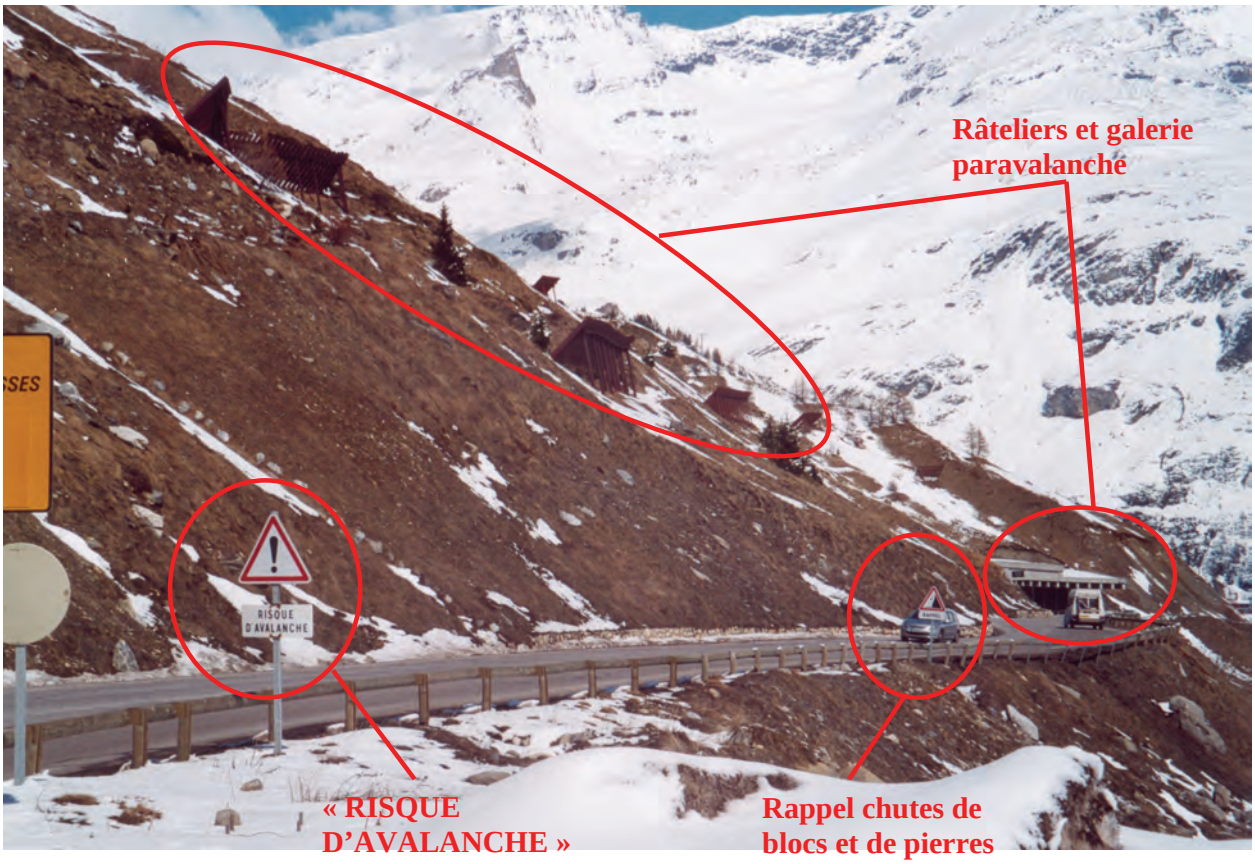


Figure 3 - Marques territoriales du risque sur la RD87 entre Les Boisses et Tignes Le Lac. Cliché, A. Moulin, 11 mars 2004.

Cette situation engendre une demande de plus en plus forte de la part des élus en matière de prévention et de prévision. Les maires sont ainsi à la recherche d'outils, de méthodes pour gérer et protéger leurs enjeux. Ils souhaitent que l'essentiel de leur territoire reste ouvert à la construction.

CONCLUSION

L'article permet de comprendre pourquoi l'incertitude ne peut plus être considérée comme secondaire dans les efforts de compréhension et de gestion des risques concernant les avalanches aujourd'hui. Du reste, cette problématique dépasse les risques liés aux avalanches. Il s'agit d'un problème majeur, qui implique l'Humanité. Il est en relation directe avec l'intensification mondiale de l'urbanisation, comme avec les mutations environnementales qui l'accompagnent. Les travaux du GIEC, qui visent aussi à réduire l'incertitude, confirment cette tendance de fond. L'un des problèmes majeurs est lié à la reconnaissance de situations nouvelles, qu'elles concernent les peuplements humains ou les mutations climatiques. Elles réduisent considérablement la crédibilité des enseignements tirés du passé, comme des calculs de probabilités portant sur des populations statistiques à hétérogénéité croissante. Du reste, c'est ce que vivent concrètement les assureurs, qui observent des écarts importants entre ce que prédisent les modèles et les retours d'expérience vécus (Domenichini, 2008).

Dans le même temps, l'augmentation des enjeux fait que les sociétés urbanisées n'ont d'autres choix que de chercher à réduire l'incertitude et/ou de l'intégrer dans les politiques visant à piloter l'urbanisation. En effet, ne pas le faire revient à favoriser de futures catastrophes. Les événements de fréquence rare mais d'intensité élevée, comme ceux de l'hiver 1999, attirent à la fois l'attention sur la réalité du processus et sur la volonté politique de le contrer le plus possible. Les efforts pour tester la validité de l'EPA et des CLPA en France, après 1999, prouvent clairement la reconnaissance de l'incertitude comme la volonté, la nécessité de la réduire. On remarquera au passage que cet effort politique est tout à fait compatible avec les principes du développement durable. Ces derniers posent la nécessité de renforcer la résilience des sociétés locales, soit leur capacité à conserver leurs structures fondamentales en cas d'événement partiellement prévisible. Le renforcement de la sécurité civile, un moyen de réduire l'incertitude, contribue clairement à cette évolution. Il a été pris en compte très rapidement par des communes particulièrement exposées, comme celle de Chamonix (Garcin-Parraguez, 2004). Ce n'est pas un hasard si plusieurs programmes de recherche internationaux sont impliqués dans cette voie.

Toutefois, l'évolution suppose aussi d'admettre l'impossibilité d'éliminer l'incertitude. Ce point pose particulièrement problème, surtout dès lors que des enjeux majeurs, notamment liés au foncier, sont présents. On touche ici du doigt les difficultés que connaissent les documents comme les PPR, qui, une fois approuvés par arrêté préfectoral, sont opposables aux tiers, et contribuent à modifier les valeurs foncières. Or, à la lumière de ce qui précède, on voit que la justification du trait à valeur juridique ne pourra jamais être autre que partielle, et, partant, encore plus susceptible d'être contestée, quels que soient l'expert et son travail.

Enfin, il nous paraît utile d'attirer l'attention sur un problème de fond, qui est lié aux relations entre urbanisation et incertitude. Il ressort des différents retours d'expérience l'impossibilité d'éliminer l'incertitude, ici liée aux avalanches. Mais aussi la nécessité de la réduire afin de pouvoir davantage justifier l'indispensable gestion des risques. On peut alors identifier un processus majeur. La tendance fondamentale est bien celle qui consiste, grâce aux travaux de correction, à troquer des événements de fréquence élevée et défavorables à l'urbanisation, pour des événements de fréquence rare et potentiellement catastrophiques, mais qui ne défavorisent pas la poursuite actuelle de l'urbanisation. Il s'agit désormais d'accompagner cette tendance de fond, en réduisant préventivement, et le plus possible, les dommages en cas de phénomènes de fréquence rare, excédant les possibilités des travaux de correction. Ces coévolutions urbanisation-incertitude, de tendance positive au sens systémique, confirment l'intérêt interprétatif des théories de la complexité.

BIBLIOGRAPHIE

ANCEY C., 2001. Analyse fréquentielle du risque d'avalanche : quel enjeu ? *Neige et avalanches*, 94, 12-16.

BELTRANDO G., 2004. Les climats. A. Colin, Paris, 261 p.

BRUGNOT G., 2002. La cartographie des avalanches. *Neige et avalanche*, 97,14-19.

CABOS S., 2003. Note exploratoire sur le nombre de constructions situées dans les emprises d'avalanches CLPA en France. Stage maîtrise IGA, CEMAGREF, 11 p.

CEMAGREF, 2003. Corrélation entre les événements et les sites avalancheux. Rapport inédit, 24 p.

DOMENICHINI J., 2008. Calcul de la sinistralité relative à des aléas « naturels » et anthropiques rares : systèmes d'information géographique (SIG), retour d'expérience et méthodes prospectives pour l'évaluation de sinistres inondation et terrorisme en réassurance. Thèse Université Paris I, 255 p.

DUPONT C., PIGEON P., 2008. Le Haut-Rhône et son bassin-versant montagneux : pour une gestion intégrée des territoires transfrontaliers. Institut de la Montagne, Chambéry, 117 p.

DUPUY J.-P., 2002. Pour un catastrophisme éclairé. Le Seuil, Paris, 216 p.

FAVIER R., GRANET-ABISSET A.-M., 2000. Pour une histoire des catastrophes naturelles : une étape dans une recherche collective. *In* Histoire et mémoire des risques naturels. MSH Alpes, Grenoble, 271-276.

GARCIA S., 2002. Analyse de la régularité des observations de l'Enquête Permanente sur les Avalanches. CEMAGREF, 45 p.

GARCIN-PARRAGUEZ A., 2004. Plan d'alerte et d'évacuation, risques d'avalanches à Chamonix. Rap. inéd. Master 2, Univ. Lyon III, 103 p.

GODARD O., HENRY C., LAGADEC P., MICHEL-KERJAN E., 2002. Traité des nouveaux risques. Gallimard, Paris : 620 p.

IFEN (INSTITUT FRANÇAIS DE L'ENVIRONNEMENT), 1998. Acquis et lacunes de l'information statistique sur l'environnement. Coll. Notes de méthode, 74 p.

IGE (INSPECTION GÉNÉRALE DE L'ENVIRONNEMENT), 2000. Retour d'expérience sur l'avalanche du 9 février 1999 à Montroc, commune de Chamonix après la phase contradictoire. 69 p.

JAMARD A.L., GARCIA S., 2002. L'Enquête Permanente sur les avalanches (EPA) – Statistique descriptive générale des événements et des sites. CEMAGREF, Université Joseph Fourier, 101 p.

LAMBERT R., 2004. La gestion spatiale du risque d'avalanche : une question d'actualité. Actes du colloque interpraevent. Site internet : www.expertavalanche.com

LE GRIEL A., 2001. Les organisations territoriales et l'engrenage des risques : réflexions géographiques à partir de l'exemple de l'incendie du tunnel du Mont-Blanc. Actes du colloque de Lyon, « risques et territoires », ENTPE / CNRS, 1, 103-116.

LEROUX M., 2002. « Global warming » : mythe ou réalité? L'évolution réelle de la dynamique du temps. *Ann. Géogr.*, 624, 115-137.

MANCHE Y., 2000. Analyse spatiale et mise en place de systèmes d'information pour l'évaluation de la vulnérabilité des territoires de montagne face aux risques naturels. Thèse Université Joseph Fourier, 172 p.

MEDD (MINISTÈRE DE L'ENVIRONNEMENT ET DU DÉVELOPPEMENT DURABLE), 2006. Rapport de l'IGE, Poursuite du programme d'observation des avalanches. 56 p.

MENONI S., 1997. Pianificazione e incertezza. Elementi per la valutazione e la gestione dei rischi territoriali. Franco Angeli éd., Milan, 256 p.

MINISTÈRE DE L'INTÉRIEUR ET SÉNAT. 2009. Prise en compte du risque tricentennal dans la cartographie des Plans de prévention des risques naturels majeurs. Question écrite n°01368 de M. Marcel Rainaud et réponse du Ministère de l'Intérieur. *JO Sénat*, 19 mars 2009, p. 710.

PERLIK M., 2002. Une typologie fonctionnelle des zones urbaines en vue d'une analyse des processus d'urbanisation et des processus économiques dans les Alpes. *In* Grange, D.J. L'espace alpin et la modernité. P.U.G., Grenoble. 504 p., 167-175.

PIGEON P., 1998. Représentation cartographique du risque et vulnérabilité liée à la pression foncière touristique (Taconnaz, Les Houches et Vers-Le-Nant, Chamonix). *Rev. Géogr. Alp*., 86(2), 101-113.

PIGEON P., 2004. Gestion des risques liés au franchissement alpin et peuplements helvétiques : l'exemple du Gothard. Actes du colloque « Traverser les Montagnes », Chambéry 3et 4 octobre 2002. *Collection EDYTEM*, 2, Cahiers de Géographie, 151-160.

PIGEON P., 2005. Géographie critique des risques. Economica-Anthropos, Paris, 280 p.

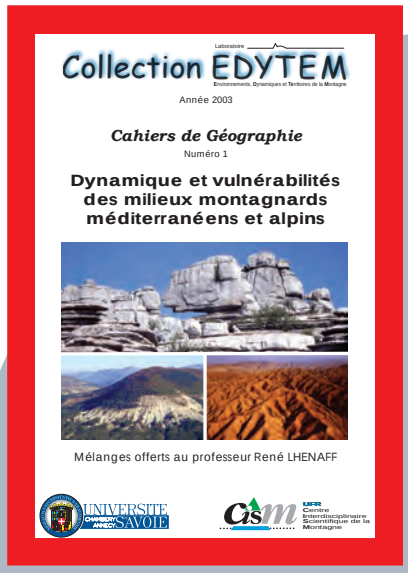
STRAZZERI D., MANCHE., Y. 1998. L'enquête permanente sur les avalanches. *Rev. Géogr. Alp.*, 86(2), 45-52.

TR ALPRISK, 2004. Référentiel pluriannuel d'objectif 2004-2008. Rapp. inéd. Département « Ressources en eau, usages et risques ». 26 p.

Collection EDYTEM

Laboratoire
Environnements, **D**ynamiques et **Te**rritoires de la **M**ontagne

ISSN 1762-4304



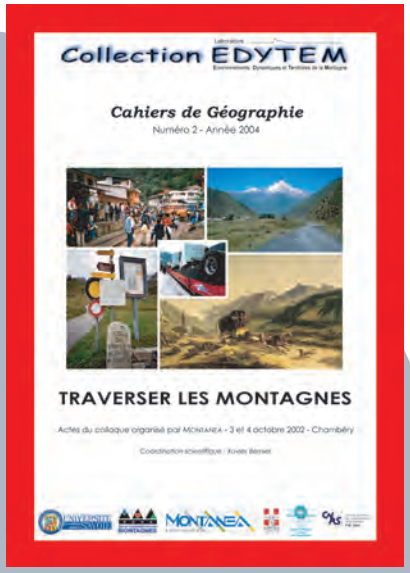
N° 1, Cahiers de Géographie (2003)

260 pages

ISBN 2-9520432-0-5

Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins

Mélanges offerts au Professeur René Lhénaff.



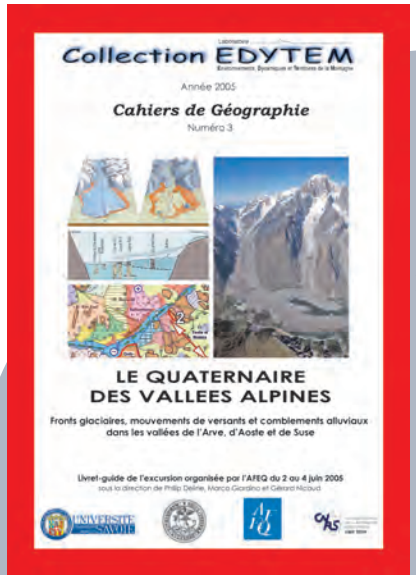
N° 2, Cahiers de Géographie (2004)

164 pages

ISBN 2-9520432-1-3

Traverser les montagnes

Actes du colloque organisé par Montanéa, 3 & 4 octobre 2002 à Chambéry.



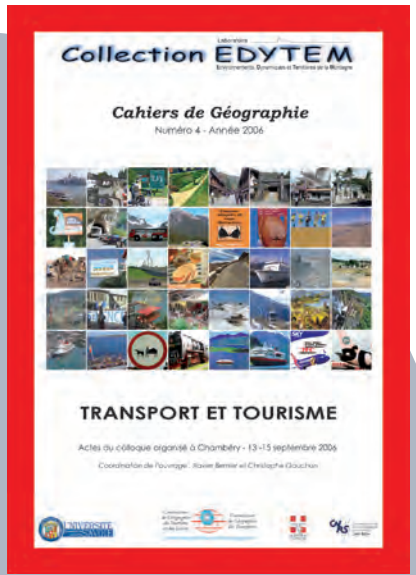
N° 3, Cahiers de Géographie (2005)

195 pages

ISBN 2-9520432-2-1

Le quaternaire des vallées alpines. Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse

Livret-guide de l'excursion organisée par l'AFEQ du 2 au 4 juin 2005.



N° 4, Cahiers de Géographie (2006)

300 pages

ISBN 2-9520432-3-X

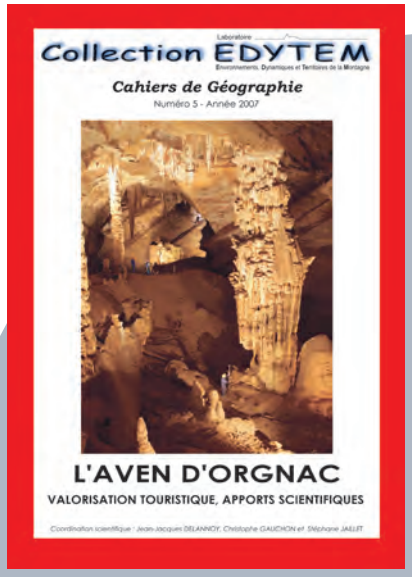
Transport et Tourisme

Actes du colloque organisé à Chambéry du 13 au 15 septembre 2006.

Collection EDYTEM

Laboratoire EDYTEM
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

ISSN 1762-4304

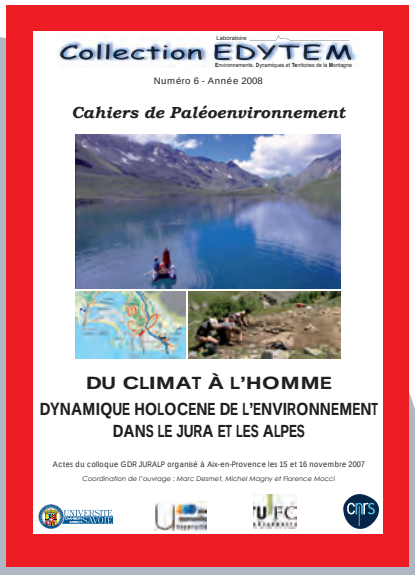


N° 5, Cahiers de Géographie (2007)

180 pages couleur

ISBN 2-9520432-4-8

L'Aven d'Orgnac, valorisation touristique, apports scientifiques



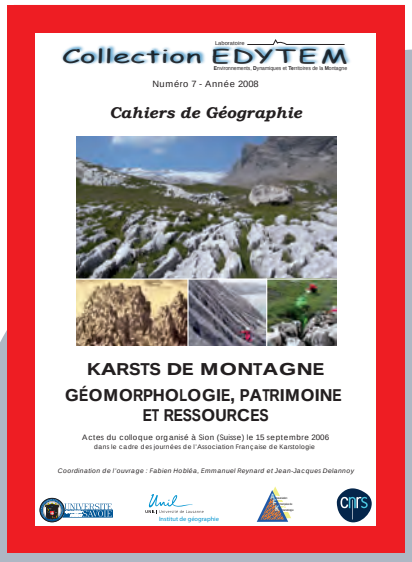
N° 6, Cahiers de Paléo-environnement (2008)

288 pages couleur

ISBN 978-2-9520432-8-1

Du climat à l'homme : Dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes

Actes du colloque organisé à Aix-en-Provence les 15 et 16 novembre 2007.



N° 7, Cahiers de Géographie (2008)

180 pages couleur

ISBN 978-2-9520432-9-8

Karsts de montagne : Géomorphologie, patrimoine et ressources

Actes du colloque organisé à Sion (Suisse) le 15 septembre 2006.

à paraître :

N° 9, Cahiers de Géologie-Géographie (2009)

L' hydrothermalisme en domaine continental : Fonctionnement, ressource et patrimoine

Actes de la séance spécialisée de la Société Géologique de France organisée à Aix-les-Bains et Le Bourget-du-Lac les 23-24 octobre 2008

COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

Cahiers Savoisiens de Géographie

	Prix du N°	Frais de port
N° 1 (1997) : **Transports et développement en Pays de Savoie**	10 €	3 €
N° 2 (1999) : **Livret guide des excursions Grands Causses - Vercors**	épuisé	
N° 3 (2000) : **La géographie des risques dits «naturels» entre géographie fondamentale et géographie appliquée**	10 €	3 €
N° 4 (2001) : **Identités et territoires**		

Collection EDYTEM

N° 1 (2003) : Cahiers de Géographie **Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins**	15 €	3 €
N° 2 (2004) : Cahiers de Géographie **Traverser les Montagnes**	15 €	3 €
N° 3 (2005) : Cahiers de Géographie **Le Quaternaire des vallées alpines** *	épuisé *	
N° 4 (2006) : Cahiers de Géographie **Transport et Tourisme**	15 €	3 €
N° 5 (2007) : Cahiers de Géographie **L'Aven d'Orgnac, valorisation touristique, apports scientifiques**		
N° 6 (2008) : Cahiers de Paléoenvironnement **Du climat à l'homme : Dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes**	15 €	3 €
N° 7 (2008) : Cahiers de Géographie **Karsts de montagne : Géomorphologie, patrimoine et ressources**	15 €	3 €
N° 8 (2009) : Cahiers de Géographie **Neige et glace de montagne : reconstitution, dynamique, pratiques**	15 €	3 €

* Numéro épuisé, disponible sur le site web du laboratoire : http://edytem.univ-savoie.fr/

Pour recevoir ces publications, adressez votre commande à :

Laboratoire EDYTEM, secrétariat, Université de Savoie, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget du Lac Cedex

accompagnée d'un chèque (à l'ordre de M. l'Agent Comptable de l'Université de Savoie), ou d'un mandat administratif.

NEIGE et GLACE de MONTAGNE
Reconstitution, dynamique, pratiques

Sommaire

Editorial
Introduction

1 - Reconstitution

Coutterand S. *et al.* - Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien : glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ?
Ravanel L. *et al.* - Désenglacement du haut bassin versant du Vorz (massif de Belledonne, Isère), au Tardiglaciaire et à l'Holocène.
Rey P.-J. - Sociétés et fluctuations du climat dans les Alpes nord-occidentales au Néolithique moyen.
Le Roy *et al.* - Étude des fluctuations glaciaires du Petit Âge de Glace dans le Massif des Écrins : apports de la lichénometrie.
Kirkbride M.P. - Datation des moraines holocènes d'Islande par tephrochronologie : un état de l'art.
Le Roy *et al.* - La dendroglaciologie, ou l'apport de l'étude des cernes d'arbres pour la reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes.
Rabatel A. - Évolution glaciaire dans les andes subtropicales chiliennes entre 1955 et 2007 : conséquences pour la ressource en eau.
Le Roy *et al.* - Un inventaire des aérophotographies du massif du Mont Blanc.

2 - Dynamique

Ravanel L. - Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique.
Gruber S. - Le permafrost de haute montagne.
Deline P. *et al.* - L'Aiguille du Midi (massif du Mont Blanc) : un site remarquable pour l'étude du permafrost des parois d'altitude.
Saulnier G.-M. *et al.* - Un éléphant volant est-il un oiseau ? Perspectives pour l'observation hydrométéorologique des milieux de montagne.
Jobard S. - L'instrumentation du glacier du Baounet : quels apports pour la traçabilité des mesures environnementales ?
Moreau L. - L'exploration du cryokarst glaciaire et son intérêt scientifique pour l'étude du drainage des eaux de fonte.
Mazué R. *et al.* - Suivi de l'évolution de la couverture detritique d'un glacier noir par photo-comparaison : le glacier d'Estelette.

3 - Pratiques

Paccard P. - Réchauffement climatique et ressource neige en domaines skiables.
Gauchon C. - Les hivers sans neige et l'économie des sports d'hiver : un phénomène récurrent, une problématique toujours renouvelée.
Laslaz L. - L'exclusion des glaciers des zones centrales des Parcs nationaux de la Vanoise et des Écrins et leur équipement pour le ski d'été.
Cayla N. - Les sentiers d'interprétation glaciaire : des outils de valorisation différenciée des glaciers et de leur territoire.
Lambert R. - Cartozonage : de la carte au zonage du risque avalanche.
Moulin A. *et al.* - L'incertitude liée aux avalanches dans les Alpes du Nord : identifications et implications pour la gestion.

La «Collection Edytem» a pour objet de mettre en avant l'apport de la géographie, de la géologie et des sciences de l'environnement dans l'étude des milieux et territoires de montagne.

Déclinée en «numéros thématiques», elle met en avant les travaux réalisés au sein du laboratoire Edytem et les résultats de ses programmes et actions de recherche.

Prix - 15 euros

ISBN 978-2-918435-00-6

Laboratoire EDYTEM
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

Alpine SPACE
THIS PROJECT IS CO-FUNDED BY THE EUROPEAN REGIONAL DEVELOPMENT FUND
EUROPEAN TERRITORIAL COOPERATION
Investing in your future

UNIVERSITE CHAMBERY SAVOIE ANNECY