La géomorphologie paraglaciaire. Analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges

Denis Mercier

▶ **To cite this version:**

Denis Mercier. La géomorphologie paraglaciaire. Analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges. Géomorphologie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2010. tel-00613729

HAL Id: tel-00613729

https://theses.hal.science/tel-00613729

Submitted on 5 Aug 2011

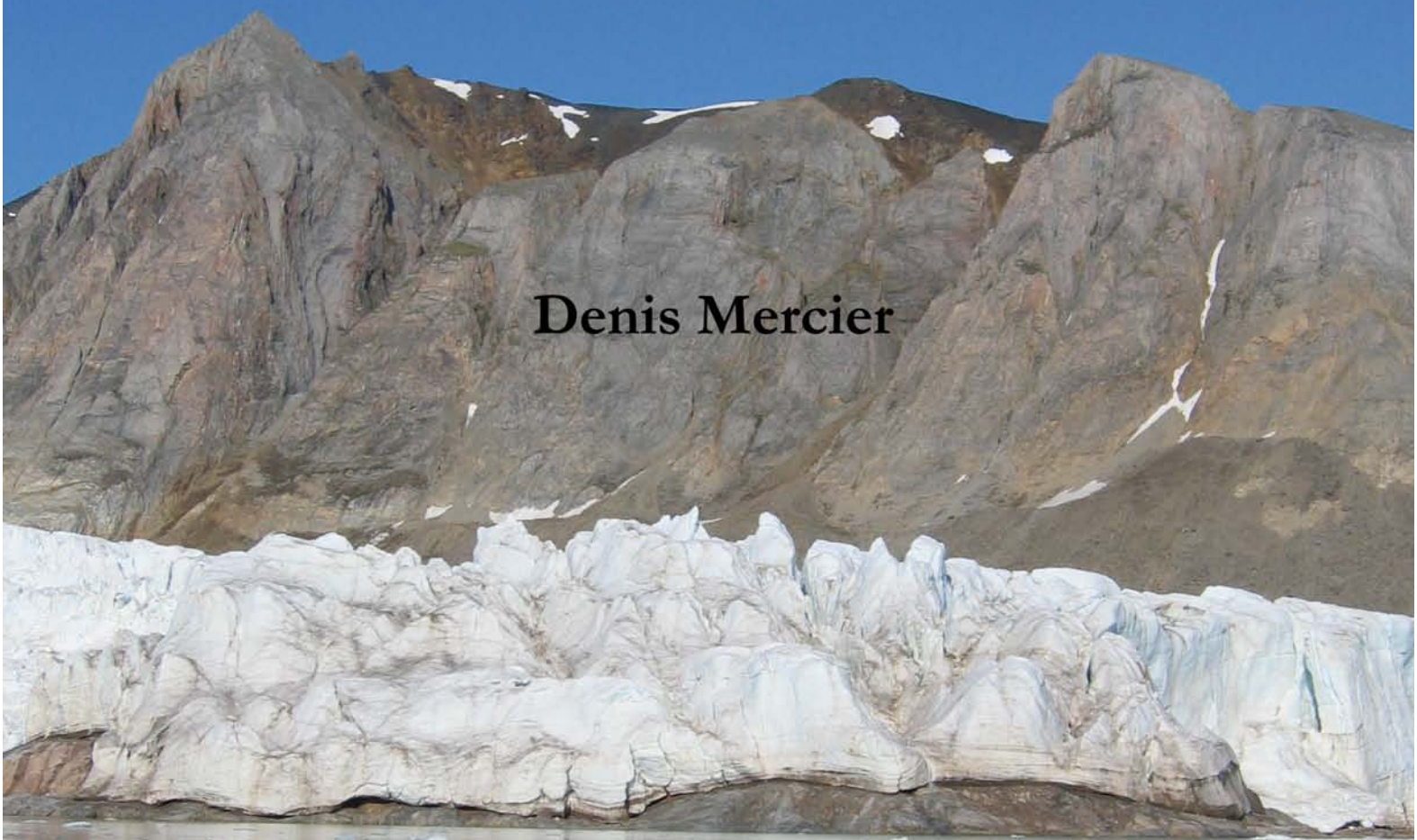
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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

Université Blaise-Pascal – Clermont-Ferrand II
Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches
Spécialité : Géomorphologie

Volume III

La géomorphologie paraglaciaire : analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges



Denis Mercier

Soutenu à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, le 8 octobre 2010
devant le jury composé de :

Marie-Françoise ANDRÉ, Professeur à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II
Bernard ETLICHER, Professeur à l'Université Jean Monnet, Saint-Étienne
Monique FORT, Professeur à l'Université Denis Diderot, Paris 7
Jean-Luc PEIRY, Professeur à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II
Jean-Pierre PEULVAST, Professeur à l'Université Paris IV - Sorbonne
Dominique SELLIER, Professeur à l'Université de Nantes

Fig. 0.1. – Le front en retrait du Blomstrandbreen (79°N, 12°10E) vue de la mer au premier plan (Kongsfjorden) vers le Nord et les versants micaschisteux escarpés qui culminent ici à 615 m d'altitude, au sud du Skreifjellet (1 025 m) au Spitsberg nord-occidental, Svalbard (© D. Mercier, juillet 2004).

Université Blaise-Pascal – Clermont-Ferrand II

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches

Spécialité : Géomorphologie

Denis Mercier

Volume III

La géomorphologie paraglaciaire : analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges

Soutenu à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, le 8 octobre 2010, devant le jury composé de :

Marie-Françoise ANDRÉ, Professeur à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, directeur
Bernard ETLICHER, Professeur à l'Université Jean Monnet, Saint-Étienne, rapporteur
Monique FORT, Professeur à l'Université Denis Diderot, Paris 7, rapporteur
Jean-Luc PEIRY, Professeur à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, rapporteur
Jean-Pierre PEULVAST, Professeur à l'Université Paris IV – Sorbonne, président
Dominique SELLIER, Professeur à l'Université de Nantes, examinateur

Avant-propos

Faire le point sur une question scientifique à un instant T, un parcours d'enseignant chercheur sur une dizaine d'années, un positionnement de recherche pour les années à venir, amène tout naturellement à remercier amis et collègues avec qui cette quête au sens large a été menée. Même si le sentiment de solitude est parfois présent, le chercheur que je suis a été guidé directement ou indirectement par un grand nombre de personnalités enrichissantes.

Marie-Françoise André, Professeur à l'université Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand, est, depuis 1992 et mon inscription en DEA, mon guide scientifique, ma directrice de thèse soutenue en 1998, ma « marraine » pour ce mémoire d'habilitation à diriger des recherches. Je te suis reconnaissant, Marie-Françoise, pour m'avoir aidé, encouragé, ouvert les voies du Spitsberg, du laboratoire clermontois et du GDR arctique dès 1993, proposé deux missions au Cambodge, notamment celle de 2006, qui fut pour moi certainement la mission scientifique la plus chargée d'émotion humaine. Je suis heureux d'avoir eu la chance d'être épaulé par toi, j'en suis conscient et ai encouragé d'autres après moi à te rejoindre pour bénéficier de tes conseils et de ton enthousiasme de chercheur. Si je peux aujourd'hui postuler à une qualification pour « diriger » à mon tour des chercheurs, je garde comme valeurs à transmettre, acquises à tes côtés : rigueur scientifique, ouverture à l'internationale, curiosité intellectuelle, dynamisme, disponibilité, fortes convictions, humanisme… Pour tout, merci.

Jean-Pierre Peulvast, Professeur à l'université Paris IV – Sorbonne, a été pendant mes sept années comme maître de conférences dans cette noble institution, mon mentor. J'ai tellement appris à tes côtés Jean-Pierre, sur le plan scientifique, pédagogique et humain, que quatre années après mon départ de Paris, je mesure l'importance de nos échanges scientifiques, qui me manquent aujourd'hui, et je te remercie de m'avoir enrichi.

J'ai plaisir à côtoyer Monique Fort, Professeur à l'université Denis Diderot (Paris 7), présidente du groupe Français de Géomorphologie (GFG) depuis le 5 février 2010, vice-présidente de 2005 à 2009 de l'Association Internationale des Géomorphologues (IAG). Nous travaillons ensemble dans des instances nationales, au sein du bureau du Groupe Français de Géomorphologie, de l'Association du périglaciaire. Nous avons collaboré dans le cadre du Master fédéral des universités parisiennes, que tu diriges avec conviction. Nous avons participé aussi aux mêmes colloques internationaux en Norvège et en Australie…. Merci beaucoup, Monique, pour ton soutien, tes nombreux conseils donnés dans la dernière phase de ce travail, tes encouragements et ton dynamisme contagieux.

Merci à Dominique Sellier, Professeur à l'université de Nantes, ancien président de la commission pour l'étude des milieux périglaciaires du comité national français de géographie (CNFG), pour tes conseils prodigués il y a maintenant plus de vingt ans pour les premiers, lors des missions en Norvège centrale (1989), dans les Highlands d'Écosse (1990), à Carnac (1991) et lors des séances de microscopie à l'université de Nantes (2003-2004).

Je remercie également Bernard Etlicher, Professeur à l'université de Saint-Étienne, actuel président de la commission pour l'étude des milieux périglaciaires du comité national français de géographie (CNFG) et Jean-Luc Peiry, Professeur à l'université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand et directeur de Geolab, laboratoire cher à mes yeux, d'avoir accepté de rapporter sur ce travail.

Je suis aussi très reconnaissant envers Éric Fouache, Professeur à l'université Paris X – Nanterre, président du Groupe Français de Géomorphologie (GFG) de 2004 à 2010, et vice-président de l'Association Internationale des Géomorphologues (IAG) depuis 2009. En 2002, au sein du DEPAM que tu dirigeais alors, tu as été, Éric, le premier à me faire confiance dans le montage du projet d'ouvrage collectif sur le commentaire de paysages en géographie physique. C'est aussi sur tes encouragements que j'ai assuré la co-direction du DEPAM avec le Professeur François Carré, suite à ton départ de Paris IV pour Paris 12. Depuis 2008, j'assure avec un grand plaisir le secrétariat du Groupe Français de Géomorphologie que tu présidais. Tu m'as encouragé à déposer un dossier de candidature à l'Institut Universitaire de France, au sein duquel j'ai eu la joie d'être accueilli comme membre junior à l'automne 2009, en même temps que tu y étais également élu, mais comme membre senior cette fois. Ton dynamisme, ton parcours universitaire exceptionnel, ton charisme, ta vision à long terme, ton humour, ta générosité… représentent pour moi des modèles et des encouragements. Merci à toi.

Merci, Samuel (Dr Étienne), pour les missions inoubliables de 2002 et 2004 au Spitsberg et de 2006 et 2008 au Cambodge, les communications communes aux colloques de Sauðárkrókur (2004), Clermont-Ferrand (2005), Trondheim (2006), Paris (2007), Melbourne (2009), pour les nombreux articles rédigés à quatre mains, pour ton dynamisme contagieux, tes idées novatrices partagées, ton implication dans des instances internationales stimulantes, ton amitié sans faille, les joies partagées de la plongée sous-marine dans le golfe de Valinco, de la découverte du *Red Centre* australien et les fous rires de certaines soirées, comme celle avec la « *Panzer division* », ton hospitalité clermontoise…

Merci, Daf (Dominique Laffly) pour ta passion partagée des outils et méthodes dans l'approche de la recherche scientifique, pour les missions au Spitsberg en 1995, 1996, 1999, 2002, 2004, pour les souvenirs des colloques à Yellowknife (2000), Paris (2002), Longyearbyen (2002), Londres (2003) et Clermont-Ferrand (2005), pour ta générosité, ton accueil palois maintes fois renouvelé, ta présence amicale salvatrice dans les moments de doute existentiel. Je me souviendrai toute ma vie, entre autres, de notre expérience face aux éléments déchaînés du Forlandsundet, tous les deux ballottés sur le « z » qui ne semblait pas plus gros qu'un bouchon de liège.

Au sein de l'équipe d'accueil de Paris IV - Sorbonne, le DEPAM, de 1999 à 2006, j'ai beaucoup appris des échanges avec Delphine Gramond, François Bétard, Micheline Hotyat, Jean-Paul Amat, Rachid Ragala, François Carré, Jean-Philippe Degeai, Stéphane Desruelles, Nicolas Jacob, notamment au cours de la rédaction de l'ouvrage collectif de commentaires de paysages en géographie physique édité par Armand Colin. Les nombreuses conférences mensuelles ont été autant d'occasions d'échanges scientifiques sur des questions variées. J'ai le souvenir de ces années parisiennes comme des années de grande stimulation intellectuelle, d'échanges fructueux, de conversations passionnantes, d'idées à foison, de projets multiples qui, hélas, pour beaucoup n'auront jamais vu le jour, mais dont les germes sont toujours présents en moi... Au-delà du DEPAM, de nombreux collègues de Paris-IV ont marqué mes années parisiennes : Florence Brondeau, Florence Huguenin-Richard, Frédéric Bessat, Loïc Prieur, Daniel Balland, Jean-Robert Pitte, Guy Chemla, Eugène Campal, Sylvaine Poulet, Olivier Delvert…

D'anciens collègues parisiens sont devenus aussi des amis très précieux. Merci, Delphine, pour ton amitié, ton énergie, ta vitalité, ton soutien, ta compréhension, pour les moments forts partagés à Paris et à l'occasion des sorties de terrain avec les étudiants en Alsace et en Normandie. Merci, Florence, grande professionnelle de la cartographie, de m'avoir fait bénéficier de tes talents. Au-delà de tes grandes compétences, sans lesquelles l'ouvrage chez Armand Colin n'aurait pas eu cette qualité

esthétique, j'ai apprécié aussi ta personnalité sensible et chaleureuse. Avec Raphaël, j'ai partagé beaucoup : des stages d'étudiants en Alsace et dans la région nantaise, des soirées parisiennes et nantaises, des A/R en TGV, un « palace » dans le VII^{e}, des virées dans les caves, merci à toi, ami épicurien. Merci, Claire, pour m'avoir fait partager ton amour de la Catalogne et notamment du delta de l'Ebre et pour cette grande amitié qui nous lie, amitié renforcée depuis que tu as rejoint l'université de Nantes.

L'encadrement des étudiants dans leurs premières recherches personnelles est très stimulant et je les remercie pour les échanges fructueux sur le plan scientifique, intellectuel et humain. Tout particulièrement je voudrais remercier certains d'entre eux pour avoir manifesté des qualités exceptionnelles lors de leurs recherches, pour les conversations passionnantes et certains souvenirs inoubliables : Julie Landrein sur le risque d'inondation dans la vallée de la Loire, Perrine Szuba sur les dynamiques paraglaciaires dans les Alpes, Thierry Feuillet sur le périglaciaire pyrénéen et Erwan Roussel sur les systèmes fluviaux face aux crises paraglaciaires au Spitsberg et en Islande.

Depuis 2008 et mon élection au bureau du Groupe Français de Géomorphologie (GFG), dont j'assure le secrétariat, j'ai pu apprécier les échanges avec Gilles Arnaud-Fassetta, Étienne Cossart, Stéphane Costa, Charles Le Cœur, Nathalie Vanara, Jean-Louis Ballais, Nicolas Jacob, Christian Giusti, Matthieu Ghilardi.

Dans le cadre du conseil de l'Association de Géographes Français (AGF), je remercie les collègues comme Gérard Hugonie, qui m'ont fait confiance. La défense de la géographie physique et de la géomorphologie dans cette noble institution généraliste et pluraliste, fondée en 1920 par Emmanuel de Martonne, reste pour moi une forte motivation.

Au sein de Géolittomer, j'ai eu de nombreux échanges scientifiques et des relations stimulantes avec Marc Robin, Loïc Ménanteau, Thierry Feuillet, Mohamed Maanan, Nora Mareï, Jacques Guillaume et, au sein de l'UMR 6554 Littoral Environnement, Télédétection, Géomatique (LETG) avec Stéphane Costa, Serge Suanez, Hervé Regnauld, Marie-Josée Penven, Laurent Lespez, Yannick Lageat… Je voudrais surtout remercier les trois personnes avec qui j'ai la chance de travailler au quotidien au sein du laboratoire Géolittomer, sans qui ma charge de direction serait plus lourde et grâce à qui celle-ci est aussi parfois un plaisir : Gile Gorsse, Christine Lamberts et Laurent Pourinet.

Dans le cadre de l'Institut de Géographie et d'Aménagement Régional de l'Université de Nantes (IGARUN), je tiens à remercier tout particulièrement Yvelyne Guillou pour son aide précieuse pour certaines recherches bibliographiques. Une mention toute spéciale à Andrée Dubois, fidèle cartographe de l'IGARUN, qui m'avait fait partager sa grande connaissance d'Adobe Illustrator pour la réalisation des illustrations de ma thèse en 1998 et qui m'a aidé avec une grande efficacité pour ce mémoire d'HDR. Sans son aide et surtout son talent, toutes les figures de ce travail ne seraient pas aussi esthétiques.

Toutes les séances au Microscope Électronique à Balayage (MEB) au sein du service commun de l'université de Nantes ont bénéficié de l'appui technique des ingénieurs Alain Barreau, aujourd'hui heureux retraité, et Nicolas Stéphant. Leur compétence et leur sympathique compagnie ont fait de ces nombreuses demi-journées de recherche de grands moments de convivialité. Un grand merci.

Au sein du GDR 49 CNRS « Recherches arctiques », puis du GDR 3062 « Mutations polaires », j'ai trouvé une ambiance à la fois studieuse, enrichissante et familiale avec Madeleine Griselin, Thierry

Brossard, Daniel Joly, Armelle Decaulne, Myrtille Moreau, Christelle Marlin, Michèle Therrien, Béatrice Collignon, Emmanuèle Gautier.

Au sein de Geolab - UMR 6042 CNRS et de son équipe vitesse de l'érosion, j'ai bénéficié d'un cadre scientifique très agréable et stimulant aux côtés de Jean-Luc Peiry, Olivier Voldoire, Franck Vautier, Erwan Roussel, Armelle Decaulne, Raphaël Paris, Eric Rouvellac, Philippe Allée, René Neboit-Guilhot, Françoise Vadot, Bernard Valadas, à qui je rends hommage. Même si je ne suis plus membre de droit de ce laboratoire, je me sens encore très proche de ces membres avec qui j'ai toujours plaisir à travailler. Je remercie tout particulièrement Armelle Decaulne avec qui j'ai plaisir à commencer des recherches en Islande.

Je remercie l'Institut polaire français Paul-Émile Victor (IPEV) pour son soutien dans le cadre du programme 400 « Géomorphoclim » et notamment Yves Frenot, alors directeur-adjoint en charge des programmes scientifiques devenu directeur en 2010.

Sur le plan international, je dois beaucoup aux échanges scientifiques avec Colin Ker Ballantyne, Achim Beylich, Hugues Lantuit, Bernd Etzelmüller, Volker Rachold, Grzegorz Rachlewicz, Dario Trombotto. Je remercie tout particulièrement ceux qui m'ont aidé dans la relecture de mes écrits en anglais et notamment Colin Ker Ballantyne, Elisabeth Cooper, Sébastien Dubreil, Arnaud Héquette, Hugues Lantuit, Peter Wilson. Je remercie aussi mon frère Franck, germanophile, pour son aide ponctuelle face à la littérature allemande.

L'équilibre entre le travail, la famille, les amis n'est pas toujours facile à trouver. Je remercie tout particulièrement François, guide le plus précieux dans les moments difficiles et aussi dans les bons moments, Bernard pour sa finesse d'analyse, Christine pour sa passion, Karam pour son énergie, Elisa pour ses orientations… Et aussi Régine, Philippe, Sylvie, Jean-Paul, Stéphane, Franchesca, Laurence, Fabrice, Véronique… pour les après-midi de partage… Angéline pour son hospitalité et les longues conversations… Irène pour son amitié et sa stimulante présence, Marianella pour son énergie communicative, Rebecca pour sa passion partagée des chevaux, Freddy pour son soutien amical et ses encouragements, David pour sa longue complicité, Klaus pour sa présence au Spitsberg en 1996 et notre amitié sans faille depuis, mes parents pour leur soutien, Mimie pour son aide sur le terrain en 1996, son hospitalité et sa générosité, Valérie pour tout ce que nous avons fait ensemble.

À Louise et Paul, de l'infiniment petit à l'infiniment grand…

À tous, MERCI !!!!

Sommaire

La géomorphologie paraglaciaire : analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges

Introduction générale p. 11

Première partie : La géomorphologie paraglaciaire : approche épistémologique p. 13

Chapitre 1 - Le concept de paraglaciaire, évolution sémantique p. 17
Chapitre 2 – Le « *géosystème paraglaciaire* » : concept intégrateur ? p. 31

Deuxième partie : La géomorphologie paraglaciaire : approche spatio-temporelle p. 59

Chapitre 3 – Les changements climatiques à l'origine des crises paraglaciaires p. 63
Chapitre 4 – Les crises géomorphologiques paraglaciaires p. 83

Troisième partie : La géomorphologie paraglaciaire : pour une relecture des formes des milieux froids p. 131

Chapitre 5 – Les formes paraglaciaires *sricto sensu* p. 135
Chapitre 6 – Le rôle de la séquence paraglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires et périglaciaires p. 163

Conclusion générale p. 203

Introduction générale

Le réchauffement de la planète, la fonte des glaciers et celle du pergélisol, la disparition annoncée de la banquise arctique en été d'ici 2015, l'élévation du niveau des mers, l'érosion des littoraux, le problème de l'accès à l'eau dans certaines régions de montagne de la zone intertropicale, l'érosion des sols, les risques naturels liés aux mouvements de terrain ou aux inondations… la liste est longue des préoccupations environnementales en ce début de 21e siècle. Ont-elles un point commun ? Sont-elles liées les unes aux autres ? La planète se réchauffe-t-elle vraiment ? Que nous apprend l'histoire du climat ? Les régions polaires sont-elles les plus concernées par le réchauffement contemporain ? Quelle science, ou quelles sciences, peu(ven)t apporter des éléments de réponse à ces interrogations ? La science est-elle en mesure de répondre aux préoccupations des citoyens de la planète Terre ? Les géographes et plus particulièrement les géomorphologues peuvent-ils contribuer à éclairer le débat ?

Sur le plan scientifique, la communauté tout entière se mobilise autour de ces questions fondamentales devenues des questions de société. Les Nations Unies ont déclaré l'année 2008 Année Internationale de la Planète Terre (IYPE) avec deux thèmes principaux : le changement climatique et les risques. Lors de la quatrième année polaire internationale (IPY, 2007-2009), cent vingt-cinq ans après la première du nom, des scientifiques du monde entier se sont penchés sur le passé, le présent, et l'avenir des Pôles. Car les milieux polaires, régions périphériques sur le plan géographique, sont aujourd'hui au « centre » de grandes questions fondamentales comme celle du réchauffement de la planète. En effet, les milieux polaires connaissent actuellement la plus grande métamorphose dynamique depuis la fin de la dernière grande glaciation du Pléistocène. Les scénarios d'évolution du climat proposés par l'IPCC-GIEC[1] envisagent de profonds bouleversements climatiques pour l'Arctique d'ici à la fin du 21e siècle. Les milieux polaires vivent par conséquent, depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG), une crise majeure. Le passage d'une séquence froide à une autre séquence climatique se concrétise par une séquence intermédiaire de déglaciation au cours de laquelle les dynamiques paraglaciaires sont exacerbées. L'ensemble du système polaire arctique est alors en déséquilibre, en crise sur le plan climatique, hydrologique et géomorphologique, et les répercussions de cette crise affectent les sous-systèmes gravitaires, éoliens, fluviaux, lacustres, littoraux, marins et même socio-spatiaux. Cependant, les régions polaires ne sont pas les seules à être affectées par les changements environnementaux impulsés par des modifications climatiques. Pour ne prendre que des analogues, les régions de haute montagne connaissent également des transformations majeures. D'une manière générale, toutes les régions concernées par la cryosphère connaissent de profonds bouleversements.

D'où la pertinence d'une réflexion ayant pour objet central l'analyse des environnements englacés face à une crise d'origine climatique. La discipline permettant d'alimenter cette réflexion est une branche de la géomorphologie en pleine expansion sur le plan international : la géomorphologie paraglaciaire.
Qu'est-ce que la géomorphologie paraglaciaire ? Quelles sont les différences entre les géomorphologies glaciaire, paraglaciaire et périglaciaire ? Quelle place accorder à la géomorphologie paraglaciaire dans l'évolution des milieux froids ?

[1] L'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), ou Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat (GIEC), a été créé par le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) et l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) en 1988. Il a été honoré du prix Nobel de la paix en 2007. Il publie des rapports de synthèse consultable à l'adresse suivante : http://www.ipcc.ch/

Au-delà des grandes questions scientifiques associées au changement climatique, ces interrogations s'inscrivent dans un contexte international formalisé en groupes de travail comme celui que coordonne Achim Beylich, *Sediment Budgets in cold environments* (SEDIBUD) de l'Association Internationale des Géomorphologues (IAG), ou celui qui l'avait précédé dans le cadre de la Fondation Européenne pour la Science (ESF), *Sedimentary source-to-sink-fluxes in cold environments* (SEDIFLUX). Dans le contexte scientifique français, ces questions sont au centre du Groupement de Recherche du CNRS *Mutations polaires* (GDR 3062 créé en 2007). Elles sont également au cœur des axes de recherche des laboratoires Géolab (UMR 6042 – CNRS, axe : vitesse de l'érosion, équipe polaire) et Géolittomer (UMR-6554 – CNRS, axe : flux et forçages). Les flux étudiés dans le cadre de recherches en géomorphologie paraglaciaire correspondent essentiellement aux flux liquides et solides sur les marges déglacées des bassins-versants. Les forçages dans un contexte paraglaciaire sont essentiellement d'ordre hydro-climatique dans le cadre des changements climatiques. Les observations réalisées permettent d'analyser sur le vif les crises morphosédimentaires en considérant les éléments de ce système complexe qu'est le géosystème paraglaciaire. L'approche s'inscrit à des niveaux multiscalaires emboîtés sur les plans temporels (Actuel, Holocène et Pléistocène) et sur les plans spatiaux (de l'échelle microscopique à celle de l'ensemble des environnements englacés ou l'ayant été).

Le travail présenté ici s'articule autour de trois grandes questions :
1 - Comment est née la géomorphologie paraglaciaire ?
2 - Qu'est-ce qu'une crise paraglaciaire ?
3 - Quels sont les apports de la géomorphologie paraglaciaire à la compréhension de l'évolution des milieux froids ?
Le plan répond à ces trois interrogations.
La première partie relève d'une approche épistémologique de la géomorphologie paraglaciaire. Le premier chapitre reprend les contributions scientifiques fondatrices du concept de paraglaciaire des années 1970 et les replace dans une perspective sémantique en analysant les travaux conduits depuis le 19^{e} siècle sur les milieux englacés et leurs marges. Le deuxième chapitre analyse les apports de trente années de recherche en géomorphologie paraglaciaire, reprend le concept de géosystème paraglaciaire et analyse les sous-systèmes (gravitaire, fluvial, lacustre, éolien, littoral, marin et socio-spatial).
La deuxième partie se propose de délimiter les contours de la géomorphologie paraglaciaire dans le cadre d'une approche spatio-temporelle. Le troisième chapitre étudie les changements climatiques susceptibles d'être à l'origine des crises temporelles paraglaciaires. Le quatrième chapitre définit les crises paraglaciaires et met l'accent sur les temporalités de ces moments clés dans l'histoire des environnements englacés.
La troisième partie interroge des modelés des milieux froids pour tenter d'appréhender la part respective du paraglaciaire, du glaciaire et du périglaciaire dans leur évolution. Le cinquième chapitre détermine les formes paraglaciaires au sens strict. Le sixième chapitre reprend les grandes formes du « panthéon » glaciaire et périglaciaire pour évaluer la part des séquences paraglaciaires dans la genèse et l'évolution de ces morphologies.

Première partie
La géomorphologie paraglaciaire, approche épistémologique

Fig. I.1. *– Vue générale du Kongsfjorden prise du sommet du Feiringfjellet à 1 054 m d'altitude vers l'Est (79°N, 12°E) qui offre un large panorama de grands glaciers à front marin, d'une dizaine de mètres de hauteur, vêlant dans la mer (Kongsfjorden) et fournissant des icebergs. Ces trois glaciers, à l'arrière-plan, le Conwaybreen (57 km²) à gauche, le Kronebreen (690 km²) au centre et le Konsvegen (189 km²) à droite, correspondent à des émissaires de glaciers de plateau (fonna) et présentent une topographie chaotique dans leur partie terminale (crevasses et séracs). Ils ont connu une extension spatiale plus importante au cours du PAG et reculent de manière non linéaire depuis le début du XX^e^ siècle. Le Kongsbreen a connu deux crues rapides (surge) en 1869 et en 1948. Ces évolutions saccadées des fronts glaciaires démontrent que certains glaciers ne répondent pas seulement à des logiques climatiques, mais au vêlage, lui-même fortement tributaire notamment de la topographie sous-glaciaire. Ces crues s'expliquent par une accumulation plus importante que le flux de glace, trop lent pour que l'exportation maintienne un équilibre. Émergeant de ces masses de glace, les montagnes d'Ossian Sarsfjellet et du Colletthøgda sont progressivement dégagées de l'emprise des glaces et présentent de longs versants tapissés de moraines. Des dépôts morainiques occupent le deuxième plan du paysage, en marge du Conwaybreen et d'un glacier de vallée, le Feiringbreen, venant du nord (à gauche du cliché). La dilapidation des glaciers alimente des drains d'écoulement, qui reprennent en charge les sédiments (moraines de fond) abandonnés par le glacier en recul, et constituent en aval un delta progradant aux dépens de l'espace occupé par le fjord. En fin de course, les panaches sédimentaires turbides viennent mourir dans les eaux bleues du bras de mer en les teintant en marron. Le premier plan correspond au versant du Feiringbreen constitué d'un champ de blocs métriques micaschisteux. Les dynamiques paraglaciaires, associées à la fonte des glaciers, l'emportent par conséquent actuellement sur les dynamiques glaciaire et périglaciaire dans l'évolution de ce milieu polaire océanique, à la fois dans le temps et dans l'espace. (© D. Mercier, 21 juillet 2004).*

Introduction de la première partie

« Paraglacial geomorphology is the study of the ways in which glaciated landscapes adjust to non-glacial conditions. »
C.K. Ballantyne (2008, p. 10)

Aujourd'hui encore, la géomorphologie des milieux froids reste très souvent cantonnée à une approche dichotomique entre glaciaire et périglaciaire. Le choix des articles issus de la sixième conférence internationale des géomorphologues tenue à Saragosse en 2005 illustre cette approche (Vilaplana et Gray, 2007). Même lors de la dernière conférence de l'IAG de Melbourne en juillet 2009, la session où les dynamiques paraglaciaires étaient présentées s'intitulait « *glacial and periglacial geomorphology in a warming world* ». Néanmoins, l'émergence sur le plan international d'une géomorphologie paraglaciaire témoigne d'un véritable renouveau conceptuel surtout depuis la publication de synthèse de Ballantyne en 2002. Sur le plan français, les publications sur la géomorphologie paraglaciaire se sont fortement développées au cours des dix dernières années. Les contributions scientifiques concernent les hautes latitudes avec le Spitsberg et l'Islande, mais également les montagnes françaises avec les Alpes et les Pyrénées. Les recherches portent sur les versants, mais également sur les systèmes fluviaux et les littoraux (André, 1999, 2003, 2007, 2009 ; André et Mercier, 2003a et b ; Chenet, 2006, 2008a, 2008b ; Cossart, 2002, 2004a, 2004b, 2005, 2006, 2008a, 2008b ; Cossart *et al.*, 2008, 2010 ; Cossart et Fort 2008a, 2008b ; Cossart et Szuba, 2008 ; Deline, 2008b ; Delmas, 2005, 2006, 2009 ; Delmas *et al.*, 2008 , 2009 ; Étienne, 2005 ; Étienne *et al.*, 2006, 2008 ; Étienne et Mercier, 2003, 2008 ; Fort *et al.*, 2009a, 2009b ; Jobard, 2008 ; Laffly et Mercier, 1999 ; 2002 ; Mercier, 2000, 2001a, 2001b, 2002, 2003, 2005b, 2007, 2008a, 2008b, 2008c, 2008d, 2008e, 2010 ; Mercier *et al.*, 2004, 2009 ; Mercier et Étienne, 2008a, 2008b ; Mercier et Laffly, 2005 ; Moreau *et al.*, 2004, 2008 ; Roussel, 2005, 2007, 2008, Roussel *et al.*, 2008 ; Sellier, 2008). Les géomorphologues, qui avaient quelque peu abandonné les espaces englacés à la glaciologie et à la sédimentologie, y reviennent en force (Benn et Evans, 1998 ; Evans, 2003 ; Stroeven et Swift, 2008). D'autres avaient consacré leurs études aux espaces non englacés soumis aux processus périglaciaires. La géomorphologie des milieux froids, devenue dans la seconde moitié du 20e siècle presque exclusivement périglaciaire, période qualifiée de « *periglacial fever* » par André (2009), surestimait la météorisation liée au gel-dégel, mais sous-estimait les paramètres lithologiques, la durée et l'efficacité des conditions climatiques froides (French et Thorn, 2006). Comme les changements climatiques contemporains affectent notamment les milieux polaires, subpolaires et de haute montagne, les géomorphologues ont consacré leurs efforts à résoudre les questions suivantes : quelles sont les conséquences géomorphologiques de ces changements climatiques ? Quels sont les processus les plus actifs et quels sont les changements en termes de modelés ? À quels rythmes les espaces englacés et leurs marges répondent-ils aux oscillations thermiques ?

Ainsi émerge une nouvelle approche de ces milieux, et le concept de paraglaciaire, connu depuis plus de quarante années, a refait surface (Mercier, 2007). Utilisé depuis les années 1960 (Godard, 1965), le terme « paraglaciaire » a été forgé par Church et Ryder en 1972. Juste avant, Ryder (1970, 1971a-b) reconnaissait ce qu'elle a appelé « des cônes alluviaux paraglaciaires » dans une étude géomorphologique conduite en Colombie-Britannique. Elle concluait que la construction des cônes alluviaux avait été contrôlée par des processus morphogéniques actifs au cours d'une période de transition entre des conditions glaciaires et postglaciaires, qui dépendait par ailleurs de l'abondance de dépôts glaciaires. Elle a en outre démontré que la construction des cônes alluviaux était temporaire et que les cônes paraglaciaires eux-mêmes étaient des modelés éphémères. Church et

Ryder (1972) ont donné deux acceptions au concept de paraglaciaire. Selon la première, ce terme définit des processus non glaciaires mais directement conditionnés par la glaciation. Church et Ryder ont considéré comme processus paraglaciaires les processus proglaciaires et ceux qui sont opérants à la périphérie d'un ancien glacier, mais qui sont directement liés à l'ancienne présence de glace. Ils ont décrit les coulées boueuses, les coulées de débris, l'aggradation et les remaniements fluviaux comme des processus paraglaciaires. Selon la seconde acception, le terme de paraglaciaire est utilisé comme un adjectif temporel et Church et Ryder ont défini une période paraglaciaire comme une séquence temporelle pendant laquelle ces processus sont actifs. Pour la première fois, ils ont proposé un modèle schématique de sédimentation pendant une période paraglaciaire, pour lequel le taux de sédimentation décline selon une courbe asymptotique vers la "norme" géologique. Dans leur synthèse magistrale, Benn et Evans (1998) considèrent que le terme de « période paraglaciaire » est plus approprié que celui « d'environnement paraglaciaire » parce que les processus eux-mêmes ne caractérisent pas uniquement ces environnements. La période paraglaciaire est caractérisée par des taux d'érosion élevés sur les versants, dans les systèmes fluviaux et éoliens. Cette période de réponse rapide est déclenchée par la remobilisation de sédiments glaciaires non consolidés et par la verticalité accrue des pentes rocheuses soumises à la décohésion postglaciaire. La période paraglaciaire s'achève théoriquement une fois que les taux de sédimentation diminuent pour atteindre des valeurs caractéristiques des bassins-versants non englacés. Church et Slaymaker (1989) ont montré que la période paraglaciaire ne se limitait pas aux phases finales de la glaciation, mais qu'elle pouvait s'étendre à toute la séquence interglaciaire. L'essence du concept de paraglaciaire est de définir des espaces récemment déglacés se retrouvant dans un état instable ou métastable et ainsi vulnérables face aux processus d'érosion. La période paraglaciaire est la période de réajustement des environnements ayant été englacés. Récemment, dans une synthèse des recherches géomorphologiques paraglaciaires, Ballantyne (2002a) a proposé une définition globale. Selon cet auteur, la géomorphologie paraglaciaire est l'étude à la surface de la Terre, des processus, formations, formes, systèmes et paysages directement conditionnés par les glaciations et les déglaciations. Il a identifié six géosystèmes paraglaciaires : les versants rocheux, les dépôts de versants, les marges glaciaires, et les systèmes alluviaux, lacustres et littoraux.

En somme, le concept paraglaciaire est utilisé pour désigner : une période, des processus, des modelés, des environnements, des géosystèmes. Dès lors, une « géomorphologie paraglaciaire » à part entière prend naissance, au même titre qu'une géomorphologie périglaciaire, glaciaire ou littorale.

La première partie de ce travail se propose donc de se pencher sur la naissance du concept de paraglaciaire et d'en retracer l'évolution sémantique (chapitre premier), puis de s'interroger sur la pertinence de l'approche systémique proposée par Ballantyne pour l'appréhension de cette séquence géomorphologique dans l'évolution des environnements englacés ou l'ayant été (deuxième chapitre).

Chapitre 1

Le concept de paraglaciaire, évolution sémantique

« *En comparant les formes de rajeunissement dans les régions épargnées par la glaciation avec celles qui ont été à plusieurs reprises submergées sous les glaces et rendues à l'érosion des eaux courantes, et en faisant état des enseignements des glaciers actuels, il a paru possible de montrer comment se sont développés des reliefs, originaux sans doute, mais qui ne doivent pas tout au travail du glacier, et qu'il serait juste d'appeler « fluvio-glaciaires » ».*

E. De Martonne (1942, p. 173).

Étymologiquement, le terme paraglaciaire signifie « à côté de la glace » puisque ce mot est composé du préfixe grec « *para* » (à côté de) et du latin « *glacies* » (glace). S'il n'est défini dans le vocabulaire géomorphologique international que dans les années 1970 (Church et Ryder, 1972), pour désigner les processus induits par la déglaciation et la période au cours de laquelle leur expression morphogénique est des plus efficaces, nombreux sont les géomorphologues, comme De Martonne, dès le 19e siècle, à avoir décrit ces séquences géomorphologiques sans utiliser l'expression. Certains ont même utilisé le terme paraglaciaire sans lui donner réellement le sens qu'il possède actuellement. Aujourd'hui largement usité dans la communauté internationale, le concept de paraglaciaire est devenu le nouveau paradigme pour la compréhension des changements géomorphologiques au cours des étapes de déglaciation. Il a fait l'objet d'une nouvelle définition par Ballantyne en 2002, qui élargit considérablement ses implications et permet l'émergence d'une véritable « géomorphologie paraglaciaire ». C'est toute cette évolution sémantique du terme « paraglaciaire » que ces quelques lignes se proposent d'explorer.

Sur le plan méthodologique, l'approche sémantique des concepts résumée dans ce chapitre s'appuie sur une lecture attentive de la littérature scientifique depuis le 19e siècle jusqu'à aujourd'hui. Depuis les années 1970 et la naissance du concept de paraglaciaire, l'évolution du concept est relativement aisée à reconstituer. En revanche, le travail rétrospectif est plus aléatoire, mais a permis de mettre en évidence une utilisation du terme de paraglaciaire antérieure à la définition du concept en 1972. Bien entendu, l'ensemble des contributions internationales n'a pu être exploité pour des raisons d'accessibilité, de maîtrise de toutes les langues, et surtout du temps nécessaire à une telle entreprise. En revanche, le travail repose sur une lecture sélective des principales revues scientifiques spécialisées dans la géomorphologie de ce domaine de recherche (*Biuletyn Peryglacjalny*, *Permafrost and Periglacial Processes*, *Geomorphology, Earth Surface Processes and Landforms, Geografiska Annaler, Arctic Antarctic and Alpine Research, Zeitschrift für Geomorphologie, Scottish Geographical Journal, Géomorphologie : relief, processus, environnement*…), de l'utilisation des moteurs de recherche bibliographique et d'une lecture des grands travaux, notamment des thèses sur la géomorphologie des milieux froids de haute montagne et des hautes latitudes.

1. – Le « *paraglaciaire* » : naissance d'un concept

1.1. – Les articles de June M. Ryder de 1971

Le terme de paraglaciaire apparaît pour la première fois dans le titre d'un article sous la plume de Ryder dans deux contributions de 1971 dans lesquels l'auteur décrit la mise en place des cônes alluviaux (*paraglacial alluvial fan*) en Colombie-Britannique (Ryder, 1971a-b). Elle reprend les principaux enseignements de sa thèse soutenue l'année précédente (Ryder, 1970). Les formes d'accumulation ayant été construites par la remobilisation de sédiments morainiques dans une séquence morphologique consécutive à la glaciation wisconsinienne, et datées par la présence de cendres volcaniques interstratifiées en provenance des Monts Mazama et St Helens, Ryder propose le terme de para-glaciaire (1971a), avec un trait d'union, puis de paraglaciaire (1971b), sans trait d'union. Dans le premier article, Ryder (1971a) analyse les cônes alluviaux (*alluvial fans*) des vallées Fraser, Bonaparte, Kamloops, Thompson et Similkameen, sur le plan morphologique et stratigraphique.

Fig. 1.1. - Photographie aérienne de la vallée de la Fraser (Colombie-Britanique, Canada, BC 1087-46). Les dépôts de versants d'origine glaciaire sont remaniés par des processus de ravinement. Le ruissellement apparaît alors comme le processus le plus important dans la dynamique paraglaciaire de ces environnements ayant été englacés.

Ils sont composés de matériaux hétérométriques, principalement de graviers grossiers, plus ou moins anguleux, non triés, apportés par des dépôts fluviatiles (*fluvial deposits*), des coulées boueuses (*mudflows*) et des coulées de débris (*debris flows*). Le dépôt peut également compter des sédiments fins d'origine éolienne ou lacustre. Ils possèdent une inclinaison conforme à la pente du versant. Ils sont bien contrastés par rapport aux dépôts alluviaux de fonds de vallée correspondant à de l'aggradation (stratifications litées, dépôts de galets émoussés et triés, horizontalité du dépôt). Cependant, selon l'origine du matériel remobilisé, les cônes peuvent compter des sédiments émoussés notamment glaciaires.
La répartition spatiale des cônes alluviaux par rapport aux dépôts de fond de vallée permet de reconstituer les étapes de leur mise en place (fig. 1.2).

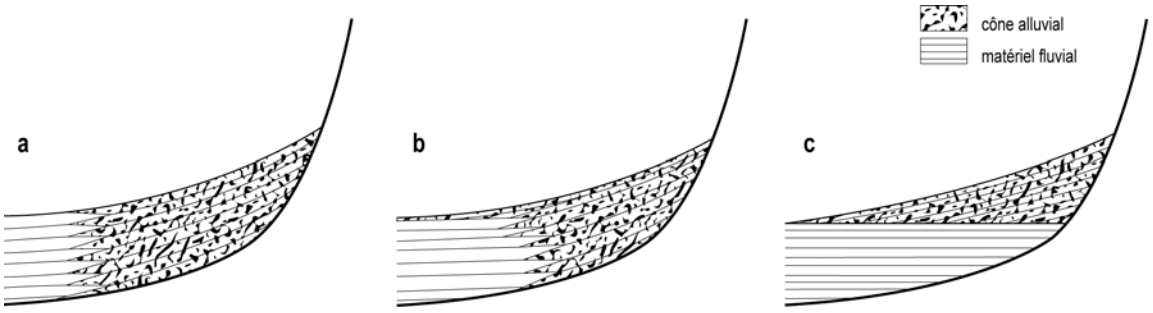


Fig. 1.2. – La mise en place des cônes alluviaux paraglaciaires (selon Ryder 1971a, modifié).

Deux générations de cônes sont alors distinguées. Un premier groupe de cônes se met en place en même temps que le remplissage de fond de vallée et est contemporain de l'aggradation (fig. 1.2 a-b). Il suppose une mise en place rapide après la fonte des glaces occupant les vallées. Parfois, les cônes alluviaux se mettent en place en même temps que le remplissage de fond de vallée et ils continuent à enregistrer des apports, alors même que l'aggradation fluviale a cessé (fig. 1.2 b). Ils fossilisent alors l'aggradation. Un second groupe de cônes est postérieur à la phase d'aggradation et est contemporain d'une période d'incision et de mise en place de terrasses alluviales (fig. 1.2 c). De plus, la taille des bassins à l'apex des cônes détermine les processus de construction. Les petits bassins d'alimentation, plus pentus, fournissent des apports discontinus dans le temps (ruissellement intermittent ou éphémère) et des coulées grossières, tandis que les bassins d'alimentation plus vastes fournissent des flux liquides et solides continus et une proportion plus grande de matériel fluviatile.

De plus, les variations du niveau de base local influencent la mise en place de ces cônes (fig. 1.3). La séquence paraglaciaire correspond à l'aggradation alluviale de fond de vallée et à la mise en place des cônes alluviaux sur les versants (fig. 1.3., stade 1). Le stade post-paraglaciaire montre l'arrêt des apports sédimentaires, l'encaissement du réseau hydrographique dans la plaine alluviale, et le démantellement des cônes alluviaux sur les versants par sapement latéral et érosion régressive (fig. 1.3., stade 2).
La chronologie proposée pour la mise en place de ces cônes est déterminée par les dépôts volcaniques des volcans Mazama et St Helens. La fin de l'activité des cônes alluviaux serait comprise entre 1 000 B.P. et 500 B.P. Ces cônes alluviaux correspondent à des formes héritées de la séquence post-glaciaire, et ils sont aujourd'hui démantelés ou largement végétalisés. Les conditions nécessaires à leur mise en place dépendent principalement de la fourniture de débris et de l'approvisionnement en eau pour le ruissellement pour leur remobilisation. Leur durée d'activité post-glaciaire dépend de l'approvisionnement en sédiments mobilisables (stocks glaciaires hérités) d'une part et de la réduction

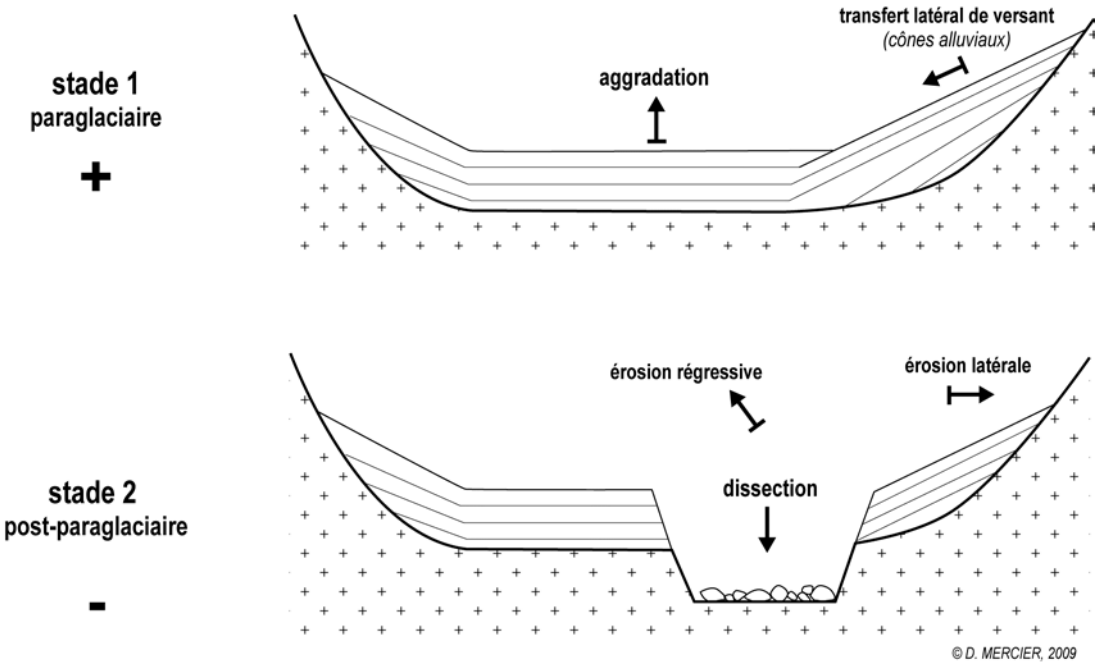


Fig. 1.3. – Succession théorique des dynamiques paraglaciaires et post-paraglaciaires dans une vallée.

de l'activité et de la compétence du ruissellement d'autre part. Les processus de météorisation en action au cours de l'Holocène sont jugés insuffisamment productifs pour entretenir l'activité de ces cônes alluviaux après épuisement du stock glaciaire hérité. Ces formes sont donc mises en place au cours d'une séquence morphologique temporaire et ont elles-mêmes une durée de vie limitée. Ces travaux pionniers montrant la rapidité de la mise en place des cônes au début de la déglaciation ont été confirmés par les travaux ultérieurs de Beaudoin et King (1994).
Dans le second article, Ryder (1971b) montre que la pente des cônes paraglaciaires (3 à < 15°) dépend de la morphométrie des bassins d'alimentation (hauteur et pentes). Cependant, ils se distinguent des cônes alluviaux des régions arides par leurs pentes plus abruptes. Ce paramètre s'explique par la morphométrie des bassins d'alimentation et par l'abondance des matériaux fournis par la déglaciation. En effet, les bassins d'alimentation en contexte paraglaciaire sont antérieurs à leur édification alors que ceux des milieux arides sont corrélatifs de leur mise en place.

1.2. – La conceptualisation du « paraglaciaire » par Michael Church et June M. Ryder en 1972

L'année suivante, le terme de paraglaciaire est formulé et explicité en tant que concept (Church et Ryder, 1972). Les deux auteurs comparent leurs travaux respectifs, conduits par Church (1972) sur l'île de Baffin, espace ayant connu une fonte massive lors de la disparition de la calotte wisconsinienne, île encore partiellement englacée et enregistrant une active sédimentation paraglaciaire, et par Ryder (1970) dans les vallées déglacées depuis 10 000 ans de Colombie-Britannique. L'idée générale du paraglaciaire, que conçoivent alors Church et Ryder, se décline en deux acceptions.

1.2.1. – Les processus paraglaciaires

La première acception permet de qualifier des processus non glaciaires qui sont pourtant directement conditionnés par la glaciation. Sont ainsi désignés tous les processus proglaciaires et les processus actifs opérant autour et à l'intérieur des marges anciennement englacées, qui sont le fruit de l'ancienne présence de glace. Les processus paraglaciaires en action sont les coulées de boue (*mud-flows*), les coulées de débris (*debris flows*) et le ruissellement, responsables de la mise en place des cônes torrentiels pentus (> 20°, *alluvial cones*), des cônes de déjection (*alluvial fans*), de la sédimentation lacustre et *offshore*, ainsi que des plaines d'épandage fluvioglaciaires (*alluvial plains*, sandurs) dans lesquelles des terrasses peuvent ensuite être taillées par l'incision fluviale en fonction des variations du niveau de base (fig. 1.4. et 1.5.).

Figure 1.4. - Cône alluvial paraglaciaire Jutulhogget alimenté par le ruisseau Kaldbekken, au débouché de la vallée Kaldbekkbotn, massif des Rondane, Norvège, 61°53'N, 9°47'E, 1 167 m d'altitude. Les sédiments s'accumulent dans une dépression lacustre (Rondvatnet) au premier plan. À l'arrière-plan, sont visibles les pentes enneigées du Vesleranden qui culmine à 1 473 m d'altitude (© D. Mercier, 5 juillet 1989, vue prise vers l'ouest).

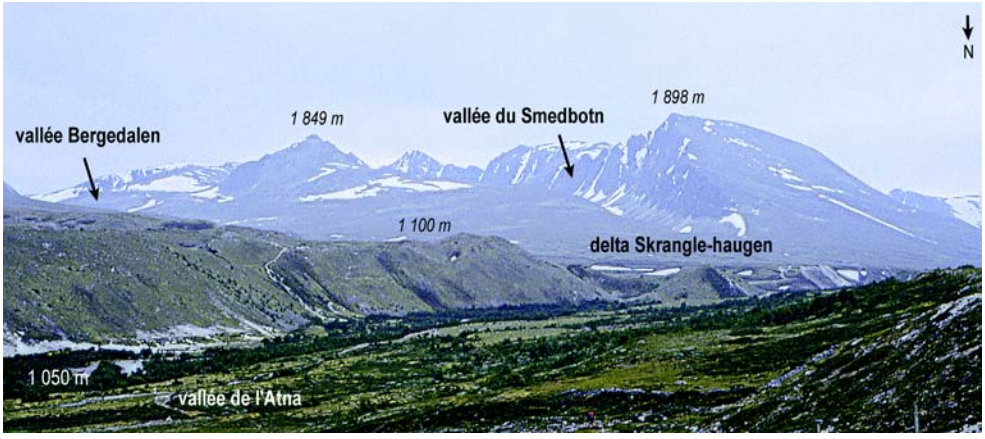


Fig. 1.5. – Delta paraglaciaire de Skrangle-haugen au débouché de la vallée Bergedalen, incisé en terrasse et délimité par un talus de plus de 50 m, suite à l'encaissement post-paraglaciaire de la rivière Atna, Massif des Rondane, Norvège, 61°58'N, 9°46'E (© D. Mercier, 7 juillet 1989).

1.2.2. – La séquence paraglaciaire

La seconde acception du terme désigne une « *période paraglaciaire* », séquence charnière qui suit la glaciation au cours de laquelle les processus paraglaciaires sont particulièrement opérants (fig. 1.6.).

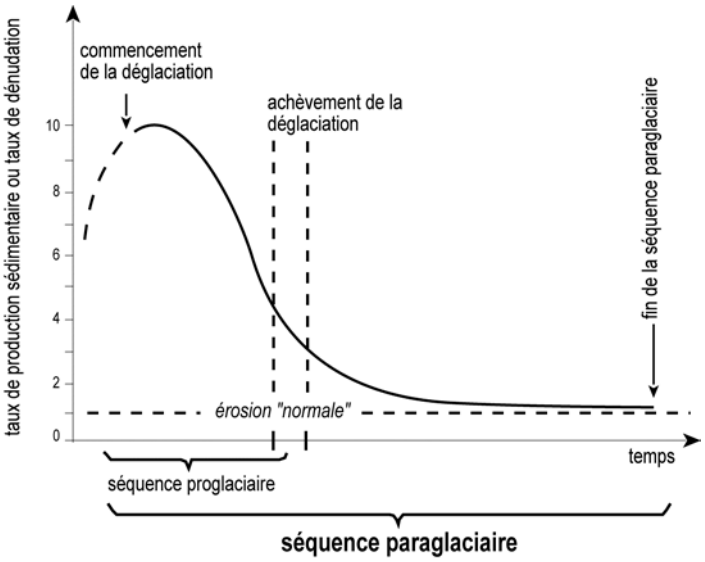


Fig. 1.6. – La durée de vie de la séquence paraglaciaire (d'après Church et Ryder, 1972).

La présence de stocks sédimentaires abondants et meubles d'origine morainique et de processus actifs permet notamment de comprendre pourquoi les taux de dénudation sont aussi élevés au cours de ces périodes postglaciaires. Cette période paraglaciaire, qui désignait dans un premier temps la déglaciation de la fin du Pléistocène, a été ensuite étendue à toutes les périodes de retrait glaciaire pouvant connaître une extension temporelle au-delà de la phase restreinte de déglaciation (Church et Ryder, 1989). La séquence paraglaciaire possède une durée de vie qui dépend :
1 - des stocks sédimentaires à remanier ;
2 - de la vitesse des processus et donc des paramètres climatiques, comme la durée de la saison de fonte nivale et glaciaire,
3 - donc de la localisation géographique du bassin-versant ;
4 - de la couverture végétale postglaciaire ;
5 - de la taille, de la configuration orographique et de la nature géologique des bassins-versants dans lesquels les processus paraglaciaires s'expriment.
Logiquement, les taux de dénudation paraglaciaire décroissent lorsque les bassins-versants deviennent plus vastes. Toutes choses égales par ailleurs, les taux de remobilisation paraglaciaires sont d'autant plus importants que le relief est contrasté. Le contrôle lithologique est également souligné par Church et Ryder. Les granites et les gneiss de l'île de Baffin sont plus résistants à l'érosion glaciaire et fluviale et par conséquent, les taux de dénudation paraglaciaire restent modestes comparés à ceux calculés dans les terrains métamorphiques et sédimentaires du Sud de la Colombie-Britannique.
Le concept de paraglaciaire tel qu'il a été défini par Church et Ryder permet d'insister sur le fait que les périodes paraglaciaires représentent des séquences de réajustements des environnements, du passage d'un état d'englacement à un autre état, avec des rythmes d'évolution rapides représentant des crises morphogéniques.

Il existe donc bien des paramètres multiples déterminant l'activité paraglaciaire ce qui autorise à en proposer une spatialisation, elle-même fonction des paramètres spatiaux et temporels dans lesquels cette séquence s'est exprimée.

En introduisant ce concept dans le vocabulaire géomorphologique, Church et Ryder (1972) n'inventent pas de nouveaux processus et ne décrivent pas une étape inconnue dans l'évolution des milieux ayant été englacés, car bien d'autres géomorphologues l'avaient fait avant eux.

2. – Le « *paraglaciaire* » avant la naissance du concept

La géomorphologie des régions froides a très longtemps divisé l'analyse des formes et des processus entre géomorphologie glaciaire et géomorphologie périglaciaire. Cependant, deux cas de figures se rencontrent dans la littérature géomorphologique avant la naissance du concept de paraglaciaire dans les années 1970. Le premier, très ancien, est une véritable description des deux acceptions du concept de paraglaciaire (processus associés à la fonte et période de crise morphogénique), sans utilisation du terme paraglaciaire. Le second est l'utilisation du terme paraglaciaire sous une autre définition que celle actuellement usitée.

2.1. – Les « *Messieurs Jourdain* » du paraglaciaire

Crises « *torrentielles* », « *diluviales* », « *fluvio-glaciaires* », « *postglaciaires* »
On retrouve chez Surell (1841), le premier Monsieur Jourdain du paraglaciaire, des descriptions des dynamiques torrentielles qui animent les marges des glaciers alpins au moment où s'amorce leur décrue postérieure au PAG. Cette période particulièrement favorable à l'expression de l'écoulement liquide sur les dépôts abandonnés sur les marges, est qualifiée « *d'ère torrentielle* ». À la même époque, Martins (1867), naturaliste et grand voyageur des espaces englacés, des Alpes au Spitsberg, parle d'époque « *diluviale* » séparant deux périodes froides. Dans son étude des cônes de déjection alpins, Girardin (1910, p. 206) écrit : « *Mais nous ne serons jamais définitivement sortis de l'ère des cônes de déjection, qui sont le grand moyen mis au service de la nature pour le remblaiement et l'exhaussement des vallées, parce que nous sommes relativement tout près de la période glaciaire, et que la lave et le cône, le ravin et le torrent ne sont que des modalités du même fait nécessaire : à savoir la démolition des grands versants de la période glaciaire, dont le profil en travers tend à s'adoucir conformément aux pentes de l'eau courante* (fig. 1.7.) ».
En cela, il met l'accent sur la notion fondamentale en géomorphologie de profil d'équilibre et se rapproche de la notion de durée de vie du paraglaciaire dans la remobilisation des dépôts. Dans les Alpes, les travaux de Brunhes (1906-1907) le conduisent à la conclusion que l'essentiel du travail de l'érosion est fait par les eaux sous-glaciaires et les torrents interglaciaires et non par le travail des glaciers. De même Kilian (1906) pense que ce sont les périodes interglaciaires, avec « *l'érosion torrentielle et fluviatile* », qui sont responsables de la dissection des vallées ainsi que des paliers et surcreusements qui y sont associés. Il insiste surtout sur la rapidité des incisions « *des eaux torrentielles fluvio-glaciaires* » au moment de la décrue glaciaire des « *interstades* » ou des « *interglaciaires* » et relie les terrasses aux changements eustatiques. Rabot (1905) insiste sur l'efficacité érosive des débâcles glaciaires et des eaux sous-glaciaires. Même chez les farouches défenseurs de l'érosion glaciaire, comme Penck et Brückner (1904-1906) ou Blache (1952), les phases de déglaciation sont considérées dans l'analyse des formations fluvio-glaciaires et surtout, les interglaciaires sont jugés capables, par le travail des eaux courantes, de rétablir le relief de maturité.

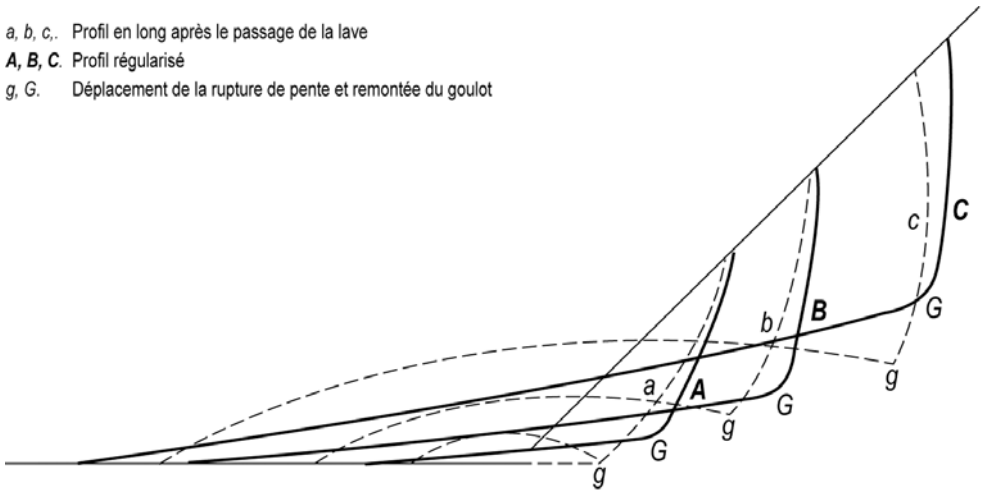


Fig. 1.7. – Évolution postglaciaire des profils de versants (d'après Girardin, 1910).

De Martonne (1901) propose d'utiliser l'expression de « *cycles d'érosion glaciaire* » à partir de l'étude des fjords, cirques, vallées et lacs subalpins. De Martonne (1910, 1911), dans sa théorie de l'évolution des formes alpines, tout en mettant en exergue le rôle des glaciers dans le façonnement des vallées, fait une place de choix au travail des eaux courantes interglaciaires, notamment torrentielles. Il met l'accent sur la mise en place des accumulations sédimentaires, des glissements de terrain et des écroulements, pendant les périodes interglaciaires et postglaciaires (fig. 1.8.).

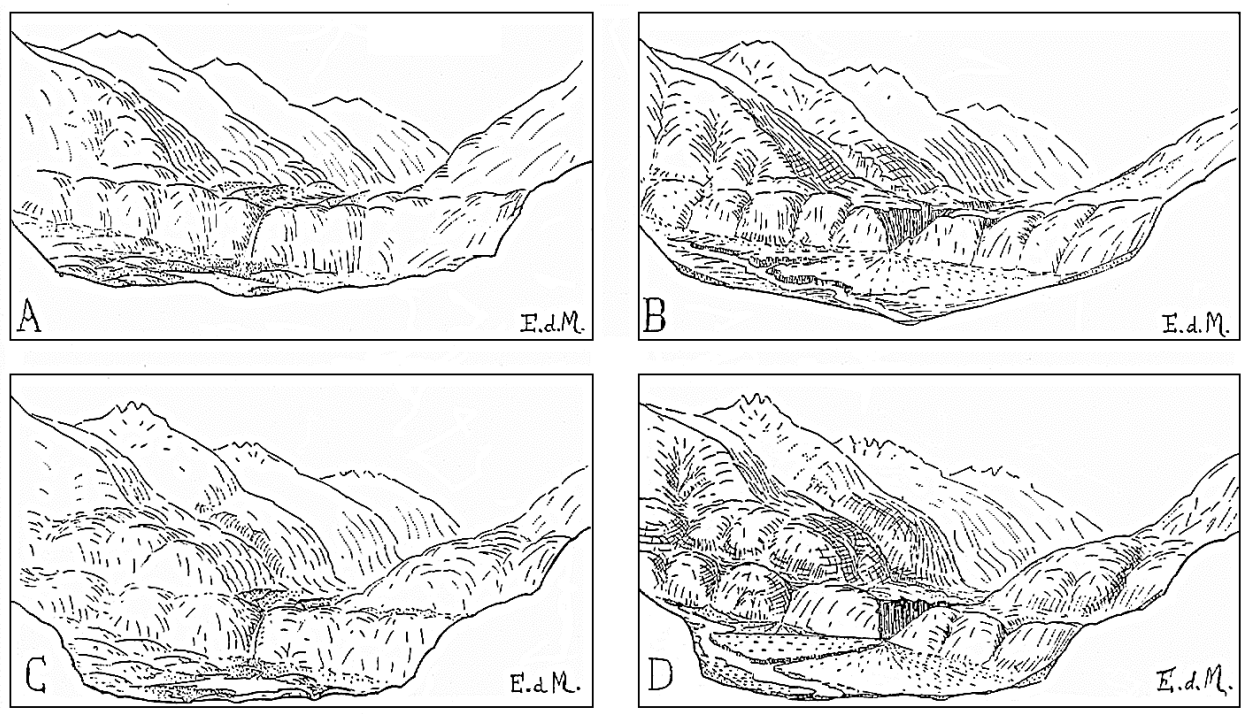


Fig. 1.8. – Représentation schématique de l'évolution d'une double vallée suspendue (d'après De Martonne, 1911).

Plus tard, dans son traité (1940, p. 560), De Martonne écrit : « *Il est d'ailleurs bien peu de grande vallée alpine qui n'ait vu de grands éboulements vers la fin de la période glaciaire quaternaire* » et, p. 574, à propos de l'explication des terrasses par les changements climatiques : « *Dans les montagnes à glaciers, le lavage des moraines a produit le même résultat que l'érosion torrentielle ailleurs, et a surchargé les cours d'eau, qui ont repris le creusement au moment de la disparition des glaciers* ». Il insiste enfin sur la relation fondamentale unissant d'une part les formes et d'autre part la nature lithologique des bassins-versants, leur taille, et la durée des périodes interglaciaires. Il s'agit là aussi de mettre en exergue l'efficacité des séquences que l'on qualifierait aujourd'hui de paraglaciaires, qu'il nomme « *les épicycles fluvio-glaciaires* », par rapport aux séquences glaciaires dans l'évolution des formes du relief. Dans son analyse géomorphologique de la France, De Martonne (1942) donne des exemples précis de modelés que l'on peut aujourd'hui qualifier de « *paraglaciaires* ». Pour le travail des cônes de déjection associés aux « *ravinements furieux* » (p. 171), le Riou Bourdoux de l'Ubaye, qui barre la route du Guil près de Barcelonnette, est retenu. La plaine de Bonneville, celle du Graisivaudan, la Basse-Maurienne, l'Embrunais, appartiennent au « *paysage si caractéristique du fond des grandes auges glaciaires, avec leurs cônes de déjection luttant l'un contre l'autre, rejetant la rivière à droite et à gauche* » (p. 171). S'agissant de la décohésion, De Martonne écrit (p. 171) : « *c'est au moment de la disparition des glaces qu'ont eu lieu les grands éboulements de roches, tombant des versants dont la raideur avait été accentuée par le sapement glaciaire. Celui du lac de Lovitel près de Bourg-d'Oisans recouvre une moraine et un verrou, de même celui de la Madeleine en Haute-Maurienne* ». Pour De Martonne (1949), l'importance du relief préglaciaire est par ailleurs essentielle à la compréhension du modelé glaciaire.

En 1963, Tricart consacre de nombreuses pages à l'analyse des milieux glaciaires et périglaciaires sans jamais utiliser le terme paraglaciaire. Cependant, le quatrième chapitre consacré à la marge glaciaire décrit toute la dynamique paraglaciaire à l'œuvre et les modelés associés. De même que le cinquième chapitre sur l'influence morphogénique des séquences glaciaires envisage la séquence de déglaciation comme une phase de grande activité morphologique. Il écrit page 267 : « *La grande abondance des eaux libérées rapidement par la déglaciation et les grandes quantités de matériel morainique meuble disponible permettent aux rivières proglaciaires d'avoir une action intense lors de la déglaciation.* » puis, page 268 : *« Lors de la déglaciation la rupture d'équilibre morphoclimatique a permis un travail accéléré des processus nouveaux, en l'occurrence les processus fluviatiles* », enfin pages 269-270 « *Ainsi, comme la phase de progression des glaciers, la phase de déglaciation est caractérisée par une grande activité morphologique. Comme elle, elle procède d'une rupture d'équilibre morphoclimatique qui entraîne une substitution de processus. Les processus nouveaux sont particulièrement intenses au moment même de la déglaciation et provoquent alors une réaction rapide des formes. Ensuite, exactement comme lors de l'englacement, leur activité décroît et se ralentit* ». Ces éléments, écrits par Tricart, correspondent tout à fait à la définition actuelle du paraglaciaire en retenant les éléments clés de crise, de vitesse d'érosion, de stocks d'eau et de sédiments, et surtout d'espérance de vie de cette dynamique. Notons que les travaux de Tricart, notamment sur les terrasses, étaient cités dans le texte fondateur de Church et Ryder (1972). Dans ce travail, Tricart (1956) analyse dans le détail les dépôts corrélatifs des avancées des glaciers duranciens au cours du Quaternaire et des formations périglaciaires et fluvioglaciaires, souvent imbriquées et non synchrones. Il montre également le rôle majeur des eaux de fusion au moment du retrait du glacier, dans le façonnement des dépôts.
On retrouve des éléments comparables dans le manuel de Viers (1967) où il écrit pages 100-101 : « *Elles* [les auges] *abritent aussi un riche modelé post-glaciaire dû aux séquelles de la glaciation : éboulements de décompression de versants que la glace avait décapés mais qu'elle ne soutenait plus, écroulements et ravinements de moraines en équilibre précaire sur des parois trop raides, mise en place de gigantesques cônes de déjection torrentiels alimentés par les accumulations marginales des glaciers, éboulis tardiglaciaires drapant et ensevelissant les versants* ». Les morphologies paraglaciaires sont ainsi résumées sur cette figure simplifiée (fig. 1.9.) avec les formes, décrites par Ryder (1971 a-b), comme les cônes alluviaux, l'aggradation de la plaine alluviale

mais aussi les dépôts corrélatifs des écroulements et éboulements, non envisagés par Church et Ryder (1972) et même les éboulis.

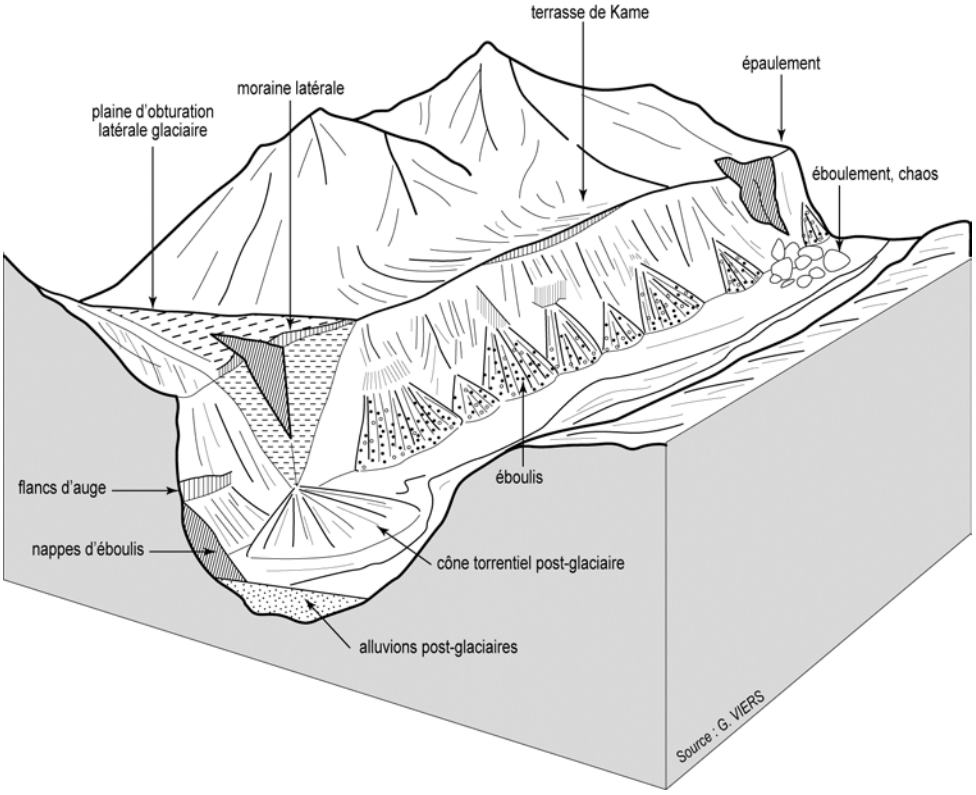


Fig. 1.9. – Auge glaciaire avec remaniements post-glaciaires (d'après Viers, 1967, modifié).

Par ailleurs, parmi les ouvrages spécialisés ayant décrit des processus, des formes et des périodes paraglaciaires, sans utiliser le terme, citons les écrits de George (1946), Pardé (1947), Bout *et al.* (1950), Guilcher (1954), Corbel (1962). Parmi les autres manuels de géomorphologie (Tricart, 1977 ; Birot, 1981 ; Coque, 1993 ; Valadas, 2004) ou de géographie physique générale (Pech et Regnauld, 1992 ; Demangeot, 2002 ; Le Cœur, 2002 ; Veyret et Vigneau, 2002 ; Lageat, 2004), pourtant tous postérieurs à l'article fondateur du concept de paraglaciaire ; si les processus dépendant de la fonte des glaciers du Pléistocène et les crises morphogéniques associées à la déglaciation sont analysés, l'emploi du terme paraglaciaire n'apparaît pas. Il est également absent d'un ouvrage pourtant intitulé « *composantes et concepts de la géographie physique* » (Derruau, 1996). Plus encore, la thèse de Vivian (1975) représentait, avant celle de Cossart (2005), l'étude la plus complète sur le paraglaciaire dans les Alpes, alors que l'expression n'est utilisée qu'une seule fois (p. 414) et dans un sens spatial restrictif : « *les moraines frontales correspondent à des lieux où l'accumulation – d'origine glaciaire mais surtout pro et paraglaciaire – est reine* ». La thèse de Fort (1979) est une analyse des formations quaternaires de la haute vallée de la Buri Gandaki au Népal, où se sont succédé des séquences glaciaires et paraglaciaires d'ampleur inégale. Ce travail constitue une des premières recherches de la signature sédimentologique du paraglaciaire, mais sans l'utilisation du concept. Il en est de même avec Francou (1993) qui utilise une seule fois (p. 139) le terme de paraglaciaire sans lui donner toute sa portée. Il semblerait que le premier manuel en langue française à introduire le paraglaciaire en tant que concept est celui consacré aux hydrosystèmes fluviaux (Amoros et Petts, 1993), où, dans le deuxième chapitre rédigé par Petts et Bravard, est évoqué page 37 l'article de Church et Ryder (1972). On le retrouve ensuite logiquement dans l'ouvrage sur les cours d'eau signé par Bravard et Petit (1997, p. 99-100). Le

concept paraglaciaire est également présent dans des manuels français récents de sciences de la terre (Riser, 1999 ; Campy et Macaire, 2003) et dans les manuels de géographie physique générale (Godard et André, 1999 ; Mercier, 2004). Dans la première édition de leur ouvrage (Campy et Macaire, 1989), le concept de paraglaciaire n'était pas intégré, mais page 164 l'expression de « *para-moraines* » est utilisée pour désigner du matériel issu d'un glacier, mais secondairement repris par l'eau ou la gravité. Pourquoi cette longue absence du terme paraglaciaire dans la littérature française alors que le mot existait avant les articles de June M. Ryder en 1971 ?

2.2. - Les premières utilisations du terme « *paraglaciaire* » avant J. Ryder (1971)

2.2.1. - Les tentatives de substitution du terme « *périglaciaire* » par celui de « *paraglaciaire* »

Dès la première édition de son précis de géomorphologie, Derruau (1956) évoque les travaux de Surell et aborde les questions de torrentialité, sans les rapporter à la déglaciation. En revanche, il relie les morphologies proglaciaires avec l'influence des eaux de fusion des glaciers. Mais surtout, il écrit page 156 : « *Le terme de périglaciaire est mal choisi. Nous préférerions celui de paraglaciaire* ». Cette phrase n'introduit pas le concept de paraglaciaire tel que nous le comprenons actuellement. La critique porte sur le terme périglaciaire, qui étymologiquement, recouvre mal les espaces à la surface du globe affectés par les dynamiques de gel-dégel des sols et des roches, nombres d'environnements périglaciaires ne se trouvant pas à proximité, à la périphérie (du grec *peri*), d'un glacier. Cependant, à aucun moment Derruau n'explicite le terme de paraglaciaire.
Cette critique du terme « *périglaciaire* » n'est pas nouvelle et largement débattue dans la littérature (Karte et Liedtke, 1981). French (2007) en résume les enjeux sémantiques dans les deux premiers chapitres de la troisième édition de son manuel. Il propose des délimitations spatiales de la zone périglaciaire pour les hautes latitudes et les zones alpines (fig. 1.10.).
Dès 1962, Dylik met en garde les auteurs concernant la discordance entre le sens étymologique du mot périglaciaire et l'ensemble des phénomènes auxquels on applique ce mot. Selon lui, le terme de périglaciaire est utilisé comme synonyme du terme « *extraglaciaire* ». Une revue des critiques du mot périglaciaire a été effectuée par Dylikowa (1962).
Pour le géologue polonais Lozinski (1909), qui introduisit la notion de périglaciaire dans la littérature scientifique, le terme périglacaire était surtout lié à l'espace. Ensuite, le terme a évolué vers une acception climatique. Les définitions de Lozinski pour « *climat périglaciaire* » et « *faciès périglaciaire* » servaient à déterminer les phénomènes accompagnant l'inlandsis et qui apparaissaient sur ses bords. Il considérait le gel comme le facteur principal dont les débris rocheux sont le résultat.
Pour Boesch (1960), le terme de périglaciaire peut recouvrir trois réalités (fig. 1.11.) :
1 – Une définition azonale présentant la zone périglaciaire comme une bande contiguë au glacier. Les changements climatiques sur ce terrain sont causés par le voisinage du glacier.
2 – Une définition zonale reconnaissant la spécificité du milieu périglaciaire en tant que terrain compris entre la limite des forêts et la ligne des neiges persistantes.
3 – Une définition se basant sur des critères se rattachant à la présence des phénomènes périglaciaires azonaux et zonaux.

Les géomorphologues italiens ont alimenté la discussion autour du terme de périglaciaire (Nangeroni, 1952, 1954a, 1954b, 1962 ; Capello, 1959, 1960). Le préfixe « *péri* » ayant un sens spatial, rattaché au terme glaciaire, peut faire attribuer aux termes « *zone périglaciaire* », « *phénomènes périglaciaires* », une valeur dont le sens même n'indique qu'un contact direct avec un glacier.

En réalité, Nangeroni est le premier à proposer d'introduire la définition « *paraglaciaire* (*paraglacial*) » pour remplacer le terme périglaciaire et désigner les phénomènes que l'on rencontre à la périphérie des glaciers. Capello (1959, 1960) réfute la construction du terme périglaciaire avec le terme glaciaire car bien des phénomènes ne dépendent pas du voisinage du glacier. Il préfère le terme de « *cryonival* », introduit pour la première fois par Baeckeroot (1952), pour désigner les phénomènes se produisant indépendamment de la présence du glacier. Même Nangeroni a très tôt abandonné le terme « *paraglaciaire* » et utilise dès 1962 celui de « *cryonival* ». En revanche, si la racine grecque « *kryos* » est largement utilisée pour désigner les rapport au climat et les processus morphogéniques en rapport avec le gel, il n'est pas de mot formé avec cette racine étymologique pour définir l'unité spatiale correspondant à la manifestation de ces processus. Le terme de cryosphère est, du point de vue spatial, un substitutif adapté.

2.2.2. – L'utilisation du terme « *paraglaciaire* » sans définition du concept

Plus proches de l'actuelle utilisation du concept sont les écrits de Godard (1965) dans son travail minutieux sur la géomorphologie de l'Écosse du Nord-Ouest. À plusieurs reprises dans son approche régionale, Godard consacre des analyses au travail géomorphologique des eaux de fonte des glaciers, en distinguant les formes d'accumulation fluvioglaciaires des formes de creusement. Il écrit même page 158 à propos d'une gorge : « *Il faut donc admettre que le creusement est l'œuvre d'un torrent paraglaciaire et qu'il s'est effectué à un moment où le Strath Kanaird était encore partiellement occupé par la glace. Le torrent suivait la limite de la glace et rejoignait la vallée principale à un endroit où précisément nous trouvons quelques accumulations morainiques et le début d'une nappe fluvioglaciaire* », puis page 321 : « *Sculptées par les torrents pro-glaciaires, para-glaciaires ou sous-glaciaires, elles* [les gorges] *datent suivant les cas du stade des glaciers locaux ou des stades de retrait des grands glaciers de vallée* ». L'étude de Godard porte également sur les formes de décohésion paraglaciaire et on lit page 629 : « *La décompression consécutive au départ de la glace a provoqué le long de quelques parois d'auge des éboulements de bancs rocheux que délimitent de grandes diaclases disposées parallèlement au versant* ». Ces remarques sur l'évolution des parois écossaises ont été également formulées par l'auteur pour les versants du Labrador quelques années plus tard (Godard, 1979).
Outre l'analyse des formes paraglaciaires, Godard montre bien l'importance de cette transition dans l'histoire des paysages écossais puisqu'il écrit page 628 : « *Il n'est pas déraisonnable d'admettre que le long des côtes, comme à l'intérieur des terres, la phase contemporaine de la déglaciation ou immédiatement postérieure a été une période de crise morphologique* ». Il insiste également sur la rapidité et l'efficacité de ces crises lorsqu'il écrit page 163 : « *Il est clair que le changement rapide du niveau marin lié au soulèvement isostatique de la fin de la période glaciaire a provoqué un intense creusement des vallées dans leur partie inférieure. Ces gorges qui entaillent parfois la roche en place ont été réalisées en un temps record, grâce à la position très favorable du niveau de base mais aussi grâce à l'abondance du ruissellement sous climat froid qui a permis d'ailleurs le creusement de nombreux ravins maintenant morts* ».
S'il utilise dès 1965, à de très nombreuses reprises, le terme « *paraglaciaire* », avec ou sans trait d'union, Godard n'en introduit pas le concept qui fait aujourd'hui débat. Il n'en a pas moins analysé les formes et la temporalité qui confère à ce concept toute sa valeur. Ses travaux ultérieurs sur les vitesses d'érosion, les rythmes, les relais de processus dans les milieux froids des hautes latitudes, ne font jamais mention du terme paraglaciaire alors qu'il aurait pu y tenir le devant de la scène, comme si l'expression utilisée dès 1965 avait disparu de son vocabulaire. La seule exception date de 1990, lorsque relatant les travaux de Clark (1988), Godard utilise l'expression de « *domaines paraglaciaires* » (Godard, 1990, p. 170). Il faudra ensuite attendre le manuel sur les milieux polaires (Godard et André, 1999), pour que, sous la plume de Marie-Françoise André, le terme de paraglaciaire retrouve une place de choix.

Ainsi, Alain Godard, un des pionniers dans l'utilisation du mot paraglaciaire, aurait pu être le premier à définir le concept.

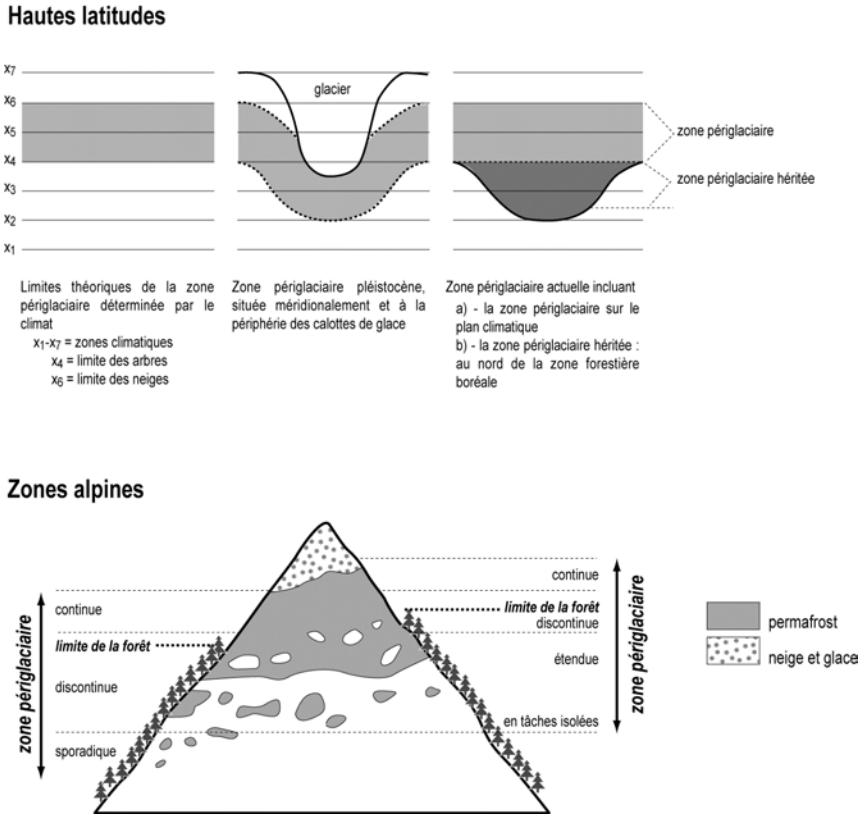


Fig. 1.10. – Les limites de la zone périglaciaire (d'après French, 2007).

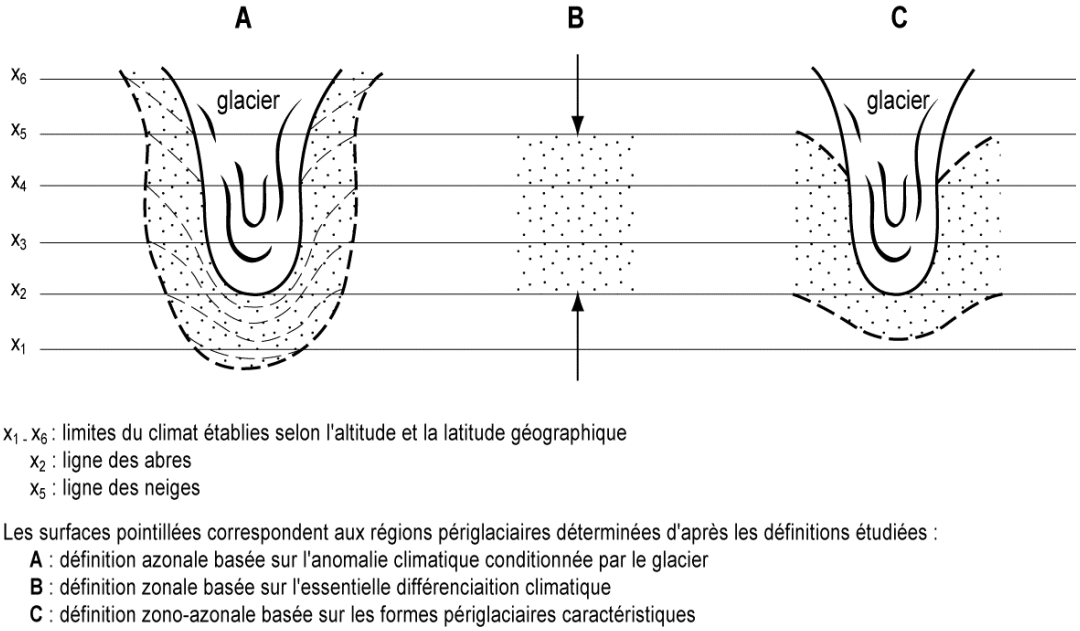


Fig. 1.11. – Schéma des définitions possibles de la notion de périglaciaire (d'après Boesch, 1960).

Conclusion du premier chapitre

Le mot paraglaciaire est défini comme concept par M. Church et J.M. Ryder en 1972 dans un article fondamental. Il désigne alors des processus non glaciaires qui sont pourtant directement conditionnés par la glaciation (coulées de boues, coulées de débris, ruissellement). Ces processus paraglaciaires sont responsables de la mise en place de modelés paraglaciaires (cônes torrentiels pentus, cônes de déjection, sédimentation lacustre et *offshore*, plaines d'épandage fluvioglaciaires). L'expression est également utilisée pour désigner une « *période paraglaciaire* », séquence charnière qui suit la glaciation au cours de laquelle les processus paraglaciaires sont particulièrement opérants. Church et Ryder ont identifié trois aspects fondamentaux de l'influence du paraglaciaire dans le transport des sédiments. Le premier concerne la prédominance des dépôts remobilisés depuis les dépôts glaciaires jusqu'aux sources secondaires, comme des cônes alluviaux et les dépôts de vallée. Deuxièmement, les différences régionales conditionneront la chronologie et les changements dans l'équilibre entre dépôts alluviaux et ablation, notamment le rôle joué directement par l'activité tectonique des marges actives ou indirectement par les modifications du niveau de base. Troisièmement, la période totale d'effet des dynamiques paraglaciaires est prolongée au-delà de la période de modification initiale de sédiments glaciaires.

Ces deux acceptions du terme de paraglaciaire décrivent des dynamiques géomorphologiques étudiées depuis le 19^{e} siècle, à la fois dans leur dimension temporelle pour les séquences postérieures aux grandes glaciations du Quaternaire et à celle plus modeste attribuable au PAG, et pour leur dimension spatiale pour ce qui concerne les processus, notamment torrentiels, et les modelés associés (cônes de déjection…).

Pourtant, le terme paraglaciaire existait depuis les années 1950 dans la littérature géomorphologique consacrée aux milieux froids. Il avait été dans un premier temps proposé pour remplacer le terme de périglaciaire, mais sans succès. Le concept de périglaciaire, même imparfait, s'impose toujours dans la communauté internationale, même si les expressions construites avec la racine grecque « *cryos* », comme cryonival, se répandent de plus en plus. Le terme paraglaciaire avait été utilisé dès 1965 sous la plume d'Alain Godard dans les deux acceptions retenues ensuite par M. Church et J. M. Ryder, sans que ces derniers ne fassent mention de ses travaux sur l'Écosse. Depuis les années 1970, des articles ont utilisé le concept et l'ont enrichi. Cependant, il faut encore attendre la fin des années 1980, et surtout les années 1990, pour que le concept de paraglaciaire soit véritablement utilisé dans la littérature géomorphologique internationale. Depuis l'article synthétique de C.K. Ballantyne de 2002, l'ensemble de la communauté internationale, et notamment française, s'est approprié le concept de paraglaciaire et le fait fructifier.

Chapitre 2

Le « *géosystème paraglaciaire* » : concept intégrateur ?

« A paraglacial environment is an environment that is in the process of recovering from disturbance. It is not adjusted to any average hydroclimate or runoff conditions. It is explicitly in the process of becoming adjusted in the aftermath of the massive upheaval of the Last Glacial Maximum. Paraglaciation and its associated processes and forms are therefore, we suggest, neither an unique process nor a location-based or a temporal concept, but they have a dynamic systems definition involving a rate of change and a trajectory ».

O. Slaymaker (2009, p. 79)

Reprenant les termes de Church et Ryder (1972), Ballantyne (2002a) propose une nouvelle définition du concept de paraglaciaire qui selon lui doit désigner maintenant « *les processus non glaciaires à la surface de la terre, les accumulations sédimentaires, formes, systèmes et paysages qui sont directement conditionnés par les glaciations et les déglaciations* ». Cette définition globale nécessite de se pencher sur les contours de cette nouvelle extension sémantique.

Depuis 1972, le terme paraglaciaire a connu selon Ballantyne (2002a) une évolution en quatre tendances. Premièrement, une extension des contextes géomorphologiques dans lesquels le concept de paraglaciaire est utilisé. Centrée au départ sur les dépôts de versants et de vallées, l'analyse paraglaciaire s'est progressivement intéressée aux versants rocheux, aux marges glaciaires, aux systèmes glaciolacustres, éoliens, littoraux et glaciomarins. Deuxièmement, les recherches se concentrent de plus en plus sur les processus en cours et les systèmes morphogéniques paraglaciaires contemporains alors que les travaux de Ryder étaient centrés sur le début de la déglaciation holocène. Troisièmement, le concept de paraglaciaire est devenu central dans l'analyse des environnements en cours de déglaciation. Enfin, une prise de conscience croissante voit le jour à propos de la signification palaéoenvironnementale des faciès paraglaciaires dans les études stratigraphiques du Quaternaire.

L'article de Ballantyne (2002a) synthétise trente années de recherches menées par l'ensemble de la communauté internationale, dont en grande partie par lui-même. Elle introduit deux éléments fondamentaux par rapport à la définition intiale de Church et Ryder (1972). La première est que la séquence paraglaciaire est un concept dépendant d'une échelle spatiale dans laquelle des formes paraglaciaires différentes surviennent à des échelles temporelles différentes. La seconde est que le processus de déglaciation conditionne lui-même l'activité paraglaciaire. De la définition initiale, proposée par Church et Ryder en 1972 et analysée dans le premier chapitre, à celle de Ballantyne, proposée trente années plus tard, comment définir ou redéfinir le paraglaciaire ? Comment définir le concept de « géosystème paraglaciaire » ? Celui-ci est-il intégrateur ? L'approche systémique est-elle adaptée ?

1. - La détermination de la durée de la séquence paraglaciaire

Si le concept de paraglaciaire ne fait pas l'unanimité pour son application à des processus ou à des environnements, en revanche l'importance de son acception temporelle n'est contestée par personne. Définie dès le début par Church et Ryder (1972), débattue ensuite par les travaux de Church et Slaymaker (1989) et par ceux de Harbor et Warburton (1993), la durée de la séquence paraglaciaire n'est véritablement démontrée quantitativement que par les travaux de Ballantyne (2002a et b, 2003b).

1.1. – Le modèle de calibration du déstockage sédimentaire paraglaciaire selon Ballantyne

Les travaux et les apports novateurs de Ballantyne (2002b, 2003b) sont essentiellement consacrés à la définition des limites temporelles de la séquence paraglaciaire. Il propose de la limiter à « *the timescale over which such a sediment store is either exhausted or attains stability in relation to particular reworking processes* ». L'objectif est donc de définir la durée nécessaire à l'épuisement des stocks sédimentaires glaciaires hérités ou à leur stabilité. La séquence paraglaciaire possède donc une durée de vie limitée, calculable à partir de la quantification des volumes déposés, des taux de dénudation et de la datation du début de la séquence. Elle se caractérise par une courbe de tarissement correspondant à une fonction exponentielle négative (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2003b). L'espérance de vie de la séquence paraglaciaire dépend notamment des stocks sédimentaires à remanier ; de la vitesse des processus et donc des paramètres climatiques, par conséquent de la localisation géographique du bassin-versant ; de la couverture végétale postglaciaire ; de la taille, de la configuration orographique et de la nature géologique des bassins versants dans lesquels les processus paraglaciaires s'expriment (fig. 2.1.). Après épuisement des stocks sédimentaires, la séquence paraglaciaire s'achève. Ballantyne (2002a) a dans un premier temps proposé un modèle d'épuisement (*exhaustion model*) ou de tarissement de la séquence paraglaciaire qui reposait sur le concept d'équilibre stationnaire (*steady-state conditions*). Or ce concept ne peut s'appliquer sur des échelles temporelles d'ordre millennale comme l'Holocène. Cependant, le volume de sédiments observable aujourd'hui représente la différence entre les entrées et les sorties depuis la déglaciation. Or les dépôts paraglaciaires primaires, d'origine morainique ou associés aux chutes de blocs en provenance des versants, ne sont pas les seuls à prendre en considération, mais il faut y ajouter les dépôts remaniés en provenance des stocks paraglaciaires antérieurs et les apports épisodiques postérieurs en relation avec l'évolution postglaciaire, comme les jökulhlaups (Étienne *et al.*, 2008). Ainsi, Ballantyne (2003b) propose le concept de « *paraglacial succession* » pour prendre en considération cette évolution temporelle des volumes sédimentaires. La quantification des volumes sédimentaires nécessite par ailleurs des données sur l'épaisseur des dépôts. Enfin les taux de dénudation ne sont pas constants. Dès lors, un nouveau modèle général a été proposé par Ballantyne (2003b) basé sur l'équation suivante :

$$S = (S_a - S_a e^{-\lambda t}) e^{-Kt}$$

t = le temps écoulé depuis la déglaciation
S = le volume accumulé à l'instant t
S_a = le volume de sédiment disponible déterminé par le stock sédimentaire
λ = le taux de sédiment soustrait de la source sédimentaire
K = le taux de sédiment perdu du stock sédimentaire
Cette fonction étant exponentielle, elle prend une valeur notée « e » qui vaut environ 2,718.

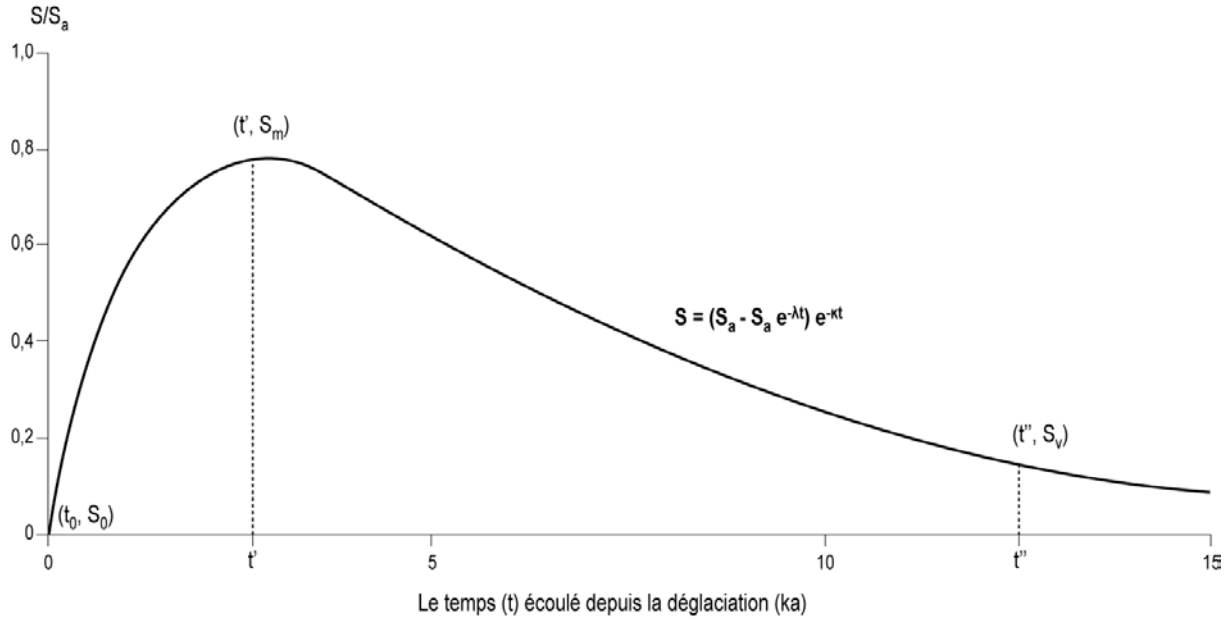


Fig. 2.1. – Courbe montrant les changements de volume dans le dépôt sédimentaire paraglaciaire (d'après Ballantyne, 2003b).

Il est ainsi possible de quantifier les budgets sédimentaires pour chaque instant « *t* » en déterminant les paramètres S_a, λ et K, à la fois pour le passé et pour ce qui reste à évacuer. Il est alors possible de calculer les deux points d'inflexion majeurs de la courbe. Le premier t' est le moment de la déglaciation où le dépôt sédimentaire atteint son volume maximum (S_m). Le second temps fort t" correspond au temps écoulé depuis la déglaciation et S_v le volume du dépôt sédimentaire au moment de l'observation.
Dès lors, il devient absolument indispensable de connaître le volume actuel du dépôt sédimentaire paraglaciaire. Les méthodes géophysiques (GPR, sismique réfraction, sismique réflection, résistivité….) apportent ainsi de précieux renseignements quantitatifs pour résoudre l'équation proposée par Ballantyne (2003b). Cependant, le calcul n'est vraiment opérationnel que lorsque des datations précises sont proposées pour connaître le temps écoulé depuis le retrait des glaciers.

1.2. – Le modèle sédimentaire paraglaciaire selon Church et Slaymaker

Church et Slaymaker (1989) ont proposé un modèle « *sediment wave model* » à partir de leurs travaux en Colombie-Britannique (fig. 2.2.).
La relation normale pour les bassins fluviaux majeurs à l'échelle mondiale montre des taux de transport sédimentaires spécifiques maximaux dans les bassins-versants les plus petits et une diminution avec l'accroissement de la taille du bassin-versant. Cette relation s'explique dans la mesure où les petits bassins-versants sont plus pentus et qu'ils reçoivent des précipitations plus intenses. Or, pour la Cordillère canadienne, Slaymaker (1987) avait noté une relation inverse. Church et Slaymaker (1989) ont donc montré que dans les bassins-versants dont la taille est comprise entre 10 km^2 et 30 000 km^2, les taux de sédimentation spécifique s'accroissent uniformément et qu'au-delà de 30 000 km^2, la relation devient négative, comme la loi normale le prévoyait. Ils en ont déduit qu'il devait y avoir une vague de sédiments qui avait déjà atteint son maximum dans les bassins-versants

les plus petits (actuellement les bassins plus petits ont des taux de sédimentation spécifiques inférieurs), atteignant un taux de sédimentation spécifique maximal à peu près vers 30 000 km^2.

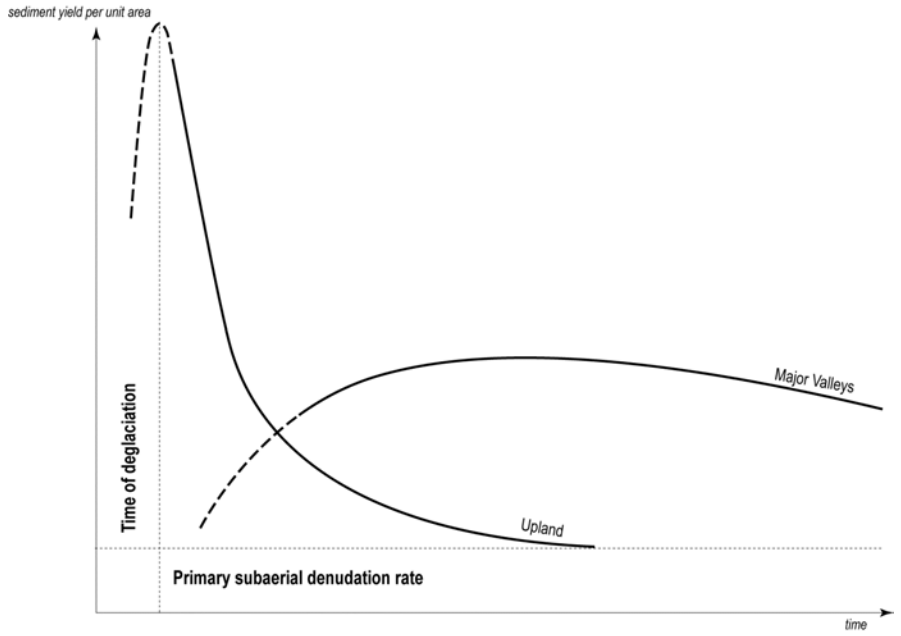


Fig. 2.2. – Le modèle de vague sédimentaire de Church et Slaymaker (1989).

L'interprétation de ce modèle a été étendue par Harbor et Warburton (1993) en démontrant que le modèle de transport de dépôt fluvial paraglaciaire peut être décrit par une famille de courbes (fig. 2.3.). Sur des durées millénaires, une vague de dépôt remobilisé d'origine glaciaire primaire ou secondaire passe progressivement de bassins tributaires raides à des sections de vallées appartenant à des bassins-versants de taille croissante.

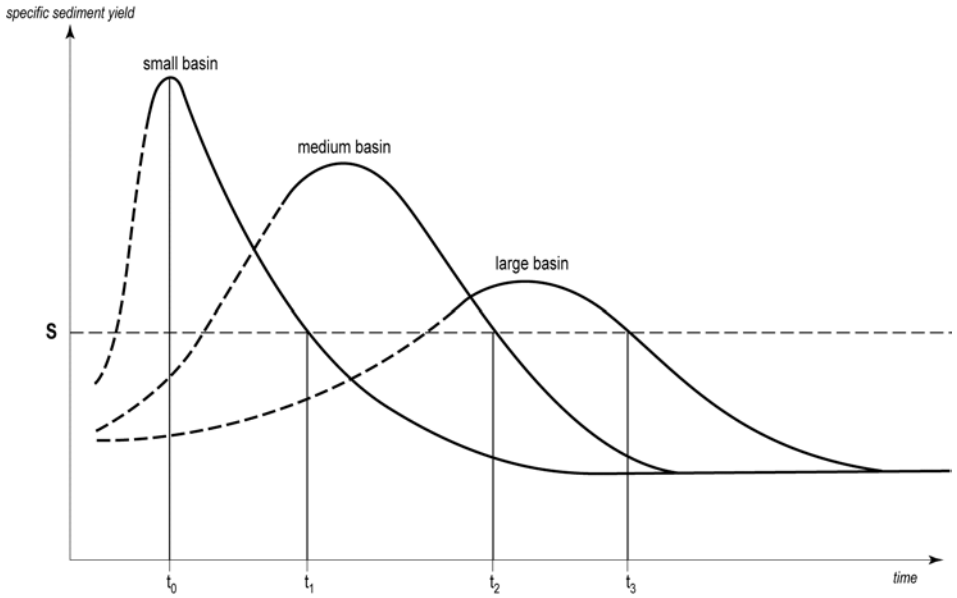


Fig. 2.3. – Les vagues de sédimentation paraglaciaire en fonction de la taille des bassins-versants (d'après Harbor et Warburton, 1993).

Selon ces modèles, le taux de sédimentation spécifique diminue en amplitude et est retardé au moment de la déglaciation en fonction de l'augmentation de la taille des bassins-versants.
Pour Ballantyne (2002a) ce modèle n'est pas réaliste dans la mesure où il suggère que la remobilisation paraglaciaire des dépôts glaciaires est limitée dans le temps avant l'arrivée de la vague sédimentaire en provenance des bassins à l'amont. Dans les Alpes, les travaux de Cossart et Fort (2008a et b) ont démontré que dans la réalité, bien des tronçons de vallées glaciaires possèdent des dépôts alluviaux remobilisables avant l'apport des bassins-versants adjacents.

1.3. – Les perturbations externes au modèle de déstockage paraglaciaire

Le modèle de Ballantyne peut subir des perturbations d'origine externe.
La première série de perturbations provient des variations du niveau de base. Chaque baisse du niveau marin général, ou du niveau de base local, accélère la remobilisation des sédiments. Ces variations peuvent être également d'origine tectonique.
La deuxième série de perturbations dépend des apports de sédiments en provenance de dépôts périphériques. L'exemple donné par Ballantyne (2002a) reprend celui qu'avaient donné Forbes et Taylor (1987), dans le contexte littoral de transgression marine, où des champs de drumlins sont successivement remontés sur le trait de côte en l'engraissant. Ces apports sédimentaires par à-coups peuvent provenir aussi des dynamiques des versants répondant à la décohésion postglaciaire et aux coulées de débris.
La troisième série de perturbations est dépendante des événements météorologiques remobilisant les dépôts sédimentaires. La remobilisation sédimentaire peut être réactivée par des coulées de débris.

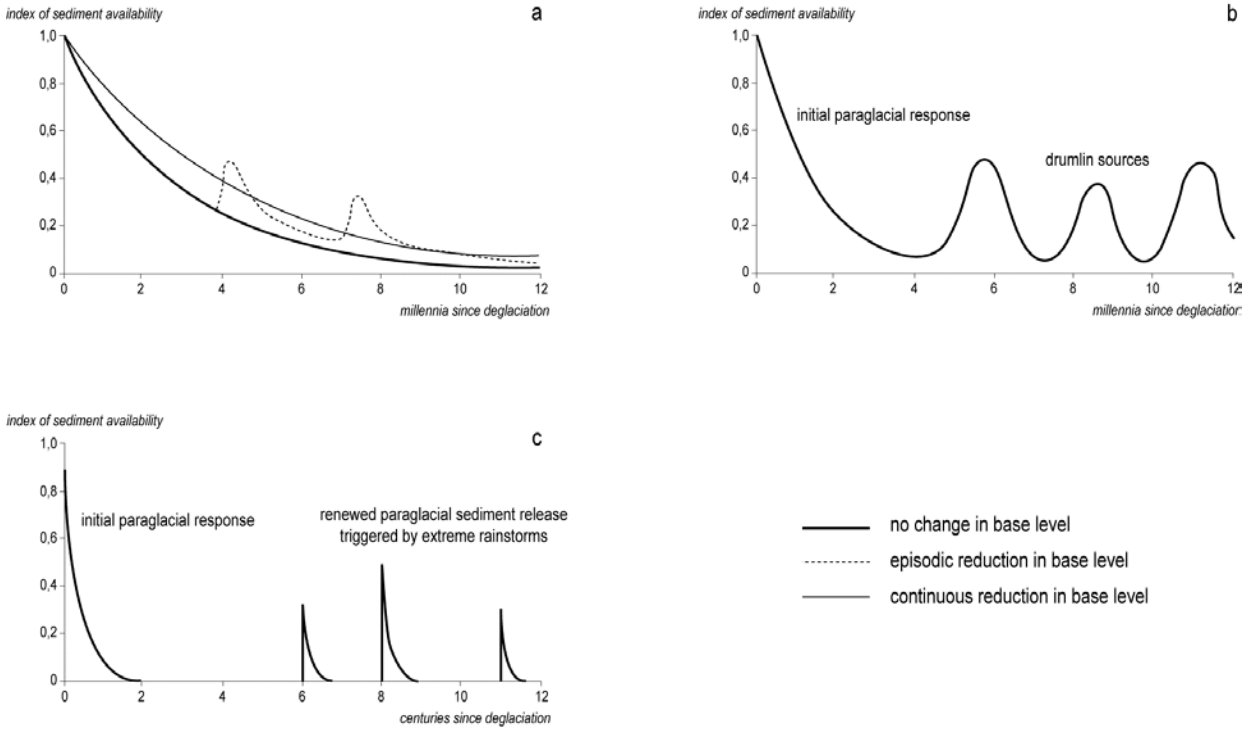


Fig. 2.4. - L'influence des perturbations externes sur le modèle de déstockage paraglaciaire (Ballantyne, 2002a).

Ainsi, les travaux de Ballantyne proposent pour la première fois des équations permettant de calibrer le modèle temporel pour la séquence paraglaciaire. Au-delà de cet apport fondamental, Ballantyne (2002a, 2003a) propose également le concept de « *paraglacial landsystems* ».

2. - Définition du concept de « *géosystème paraglaciaire* »

Le concept de géosystème paraglaciaire introduit par Ballantyne nécessite une définition. En quoi l'approche systémique est-elle nécessaire à l'analyse des mutations paraglaciaires des environnements ayant été englacés ?

2.1. - Le concept de « *géosystème* »

Le terme de « *géosystème* », proposé par Sochava en 1963, est défini comme « *des systèmes naturels, de niveau local, régional ou global, dans lesquels le substrat minéral, le sol, les communautés d'êtres vivants, l'eau et les masses d'air, particuliers aux diverses subdivisions de la surface terrestre, sont interconnectés par des échanges de matière et d'énergie, en un seul ensemble* » (Rougerie et Beroutchachvili, 1991, p. 59). Il permet de passer des analyses descriptives et typologiques des paysages à l'approche dynamique en mettant au cœur de l'analyse les flux de masses et d'énergie, le paysage devenant l'expression des différentes combinaisons du système. Le concept de « géosystème » s'apparente au concept d'« *écosystème* » proposé en 1935 par Tansley, mais en y intégrant tous les éléments du système, y compris non biologiques, et en ajoutant à la dimension verticale de l'écosystème, la dimension latérale. Ce concept de géosystème se compose de « *système* », qui sous-entend des interactions dynamiques entre les différents éléments qui le composent, qu'ils soient abiotiques (eau, température, lithologie…), biotiques (végétation) ou anthropiques ; et de « *géo* », ces interactions s'inscrivant dans un espace. L'analyse devient globale avec l'intégration des dimensions du sous-système socio-spatial (occupation du sol, accroissement de la vulnérabilité, modification des systèmes de pente, intervention sur le couvert végétal, sur les flux sédimentaires et hydriques). Cette dimension socio-spatiale, absente dans l'approche de Ballantyne (2002a, 2003a), s'avère complémentaire. Elle permet également de prendre en considération les dynamiques paraglaciaires dans les réflexions de l'aménagement des espaces montagnards, particulièrement sensibles aux aléas induits pas la fonte des glaciers et la stabilité des dépôts associés et, par conséquent, dans l'analyse des risques naturels au sens large.

2.2. - Le concept de « *géosystème paraglaciaire* »

Une approche systémique permet de considérer les entités paysagères comme les résultantes d'interactions multiples. Le géosystème paraglaciaire peut ainsi être considéré comme un « *système boîte noire* », dont seules les entrées et les sorties sont connues (fig. 2.5.). Les flux liquides et solides en provenance du glacier en retrait constituent les principales entrées, transitent dans ce système dont les interactions sont inconnues et alimentent aussi les sorties. Cependant, cette approche est trop obscure et le présent travail se veut un éclaircissement du concept de géosystème paraglaciaire. Dès lors, l'analyse des composantes du système permet de mieux connaître certains de ces éléments, comme les sous-systèmes gravitaire, fluvial, littoral et leurs interactions. Ainsi, le géosystème paraglaciaire devient une « *boîte grise* ». Enfin, le géosystème paraglacaire devient une « *boîte blanche* », dès lors que tous les sous-systèmes et toutes les interactions entre eux sont connus et analysés (Mercier, 2008b).

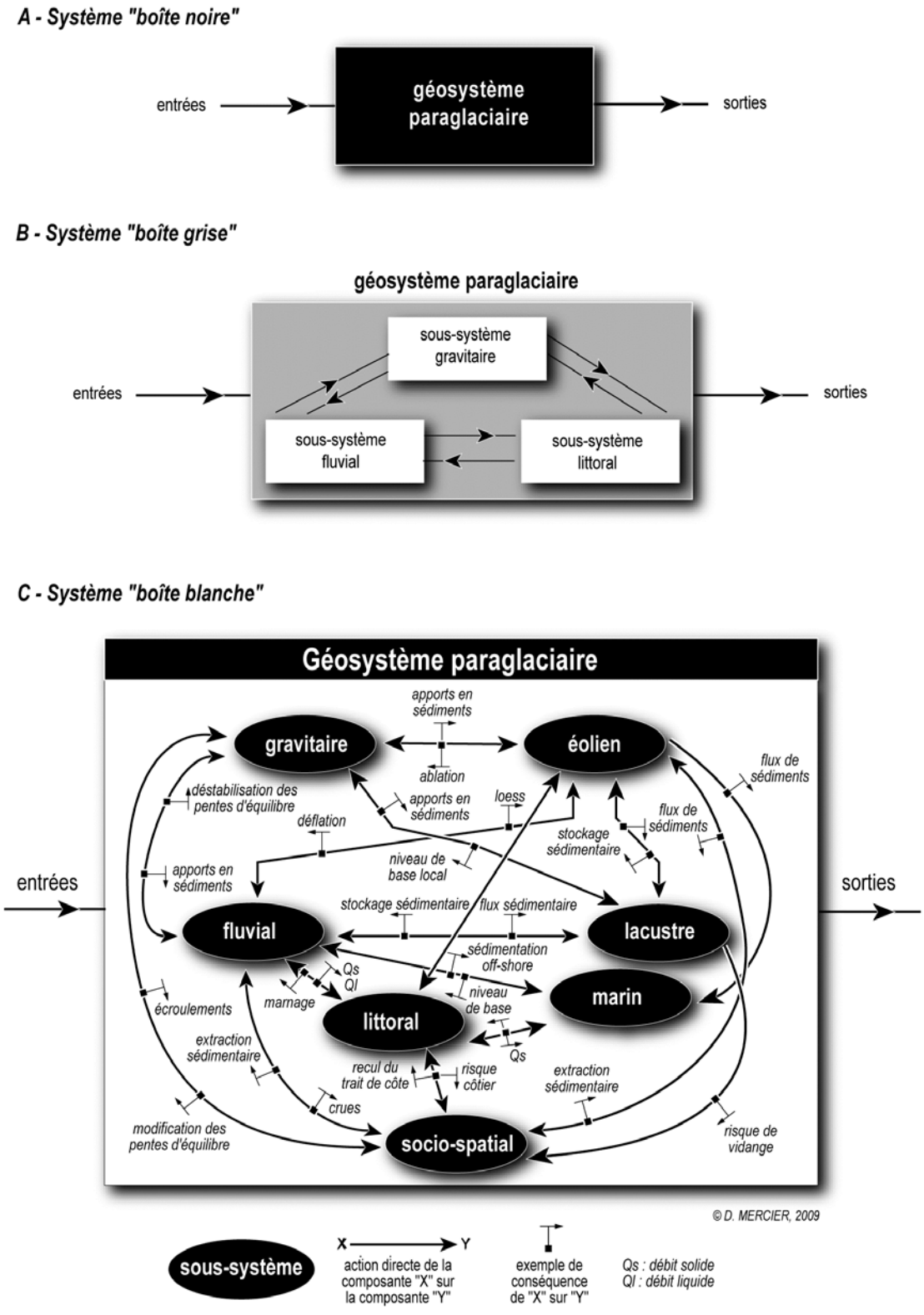


Fig. 2.5. – Les composantes du géosystème paraglaciaire.

Le géosystème paraglaciaire se compose de sous-systèmes gravitaire, fluvial, littoral, éolien, lacustre, marin et socio-spatial. Des synthèses thématiques existent, comme pour le système fluvial (Schumm, 1977 ; Amoros et Petts, 1993), le système littoral (Haslett, 2000), seul Ballantyne (2003a) a proposé une synthèse intitulée « *paraglacial landsystems* ». Cependant, il apparaît judicieux d'y analyser aussi les interactions entre les sous-systèmes, qui présentent souvent des interdépendances fortes (ex. sous-systèmes fluvial et littoral), et les boucles de rétroactions positives ou négatives qui les animent, dans une compréhension globale.

Comme tous les systèmes géomorphologiques, le géosystème paraglaciaire est un système ouvert, avec des entrées et des sorties, possédant des limites spatiales au sein desquelles les flux d'énergie et de matières transitent. Comme tout système, le géosystème paraglaciaire possède des variables internes (endogènes) de contrôle, comme les caractéristiques du bassin-versant, les flux liquides ou solides, et réagit face aux variables de contrôle externes (exogènes), comme les changements climatiques. Le géosystème paraglaciaire n'est pas un système simple, comme une forme résultant de processus physiques modélisables, car régissant à des lois mécaniques de forces, de résistances. Même si au sein du géosystème paraglaciaire, dans le sous-système gravitaire, la décohésion postglaciaire et les dépôts associés peuvent être assimilés à des systèmes simples. Le géosystème paraglaciaire est un système complexe, car de nombreux paramètres sont en interactions (Frontier *et al.*, 2004).

L'approche du géosystème paraglaciaire peut se faire selon trois voies (fig. 2.6.).

La première est de considérer les formes du système. Elles sont définies comme : « *sets of forms variable that are deemed to interrelate in a meaningful way in terms of system origin or system function* » (Huggett, 2007, p. 16). Elles sont mesurables, quantifiables et cartographiables dans l'espace, sans lien dynamique entre elles. Dans l'exemple d'un versant (fig. 2.6.-A), trois unités sont identifiables, la paroi, le dépôt et la base du versant. Une représentation schématique des formes du système paraglaciaire a été proposée (Mercier, 2007), sur laquelle nous reviendrons dans la dernière partie.

La deuxième approche est celle des processus du système. Elle a été définie par Strahler (1980, p. 10) comme « *interconnected pathways of transport of energy and matter or both, together with such storages of energy and matter as may be required* ». Dans cette optique, les trois entités du versant (fig. 2.6.-B) sont reliées entre elles par des processus dynamiques. Les chutes de pierres par décohésion de la paroi font le lien entre la paroi et le dépôt. Le tri au sein du dépôt est réalisé par le ruissellement qui va épandre les sédiments les plus fins vers l'aval et la base du versant.

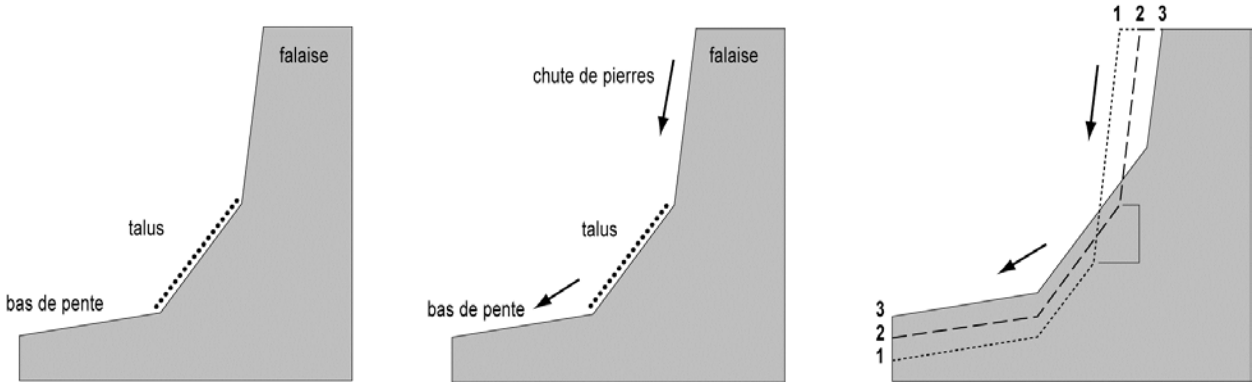


Fig. 2.6. – Trois approches systémiques (d'après Thorn, puis Hugget, 2007, modifié).
A : le système : approche par les formes
B : le système : approche par les processus cascade
C : le système : approche intégrée par forme, processus, réponse

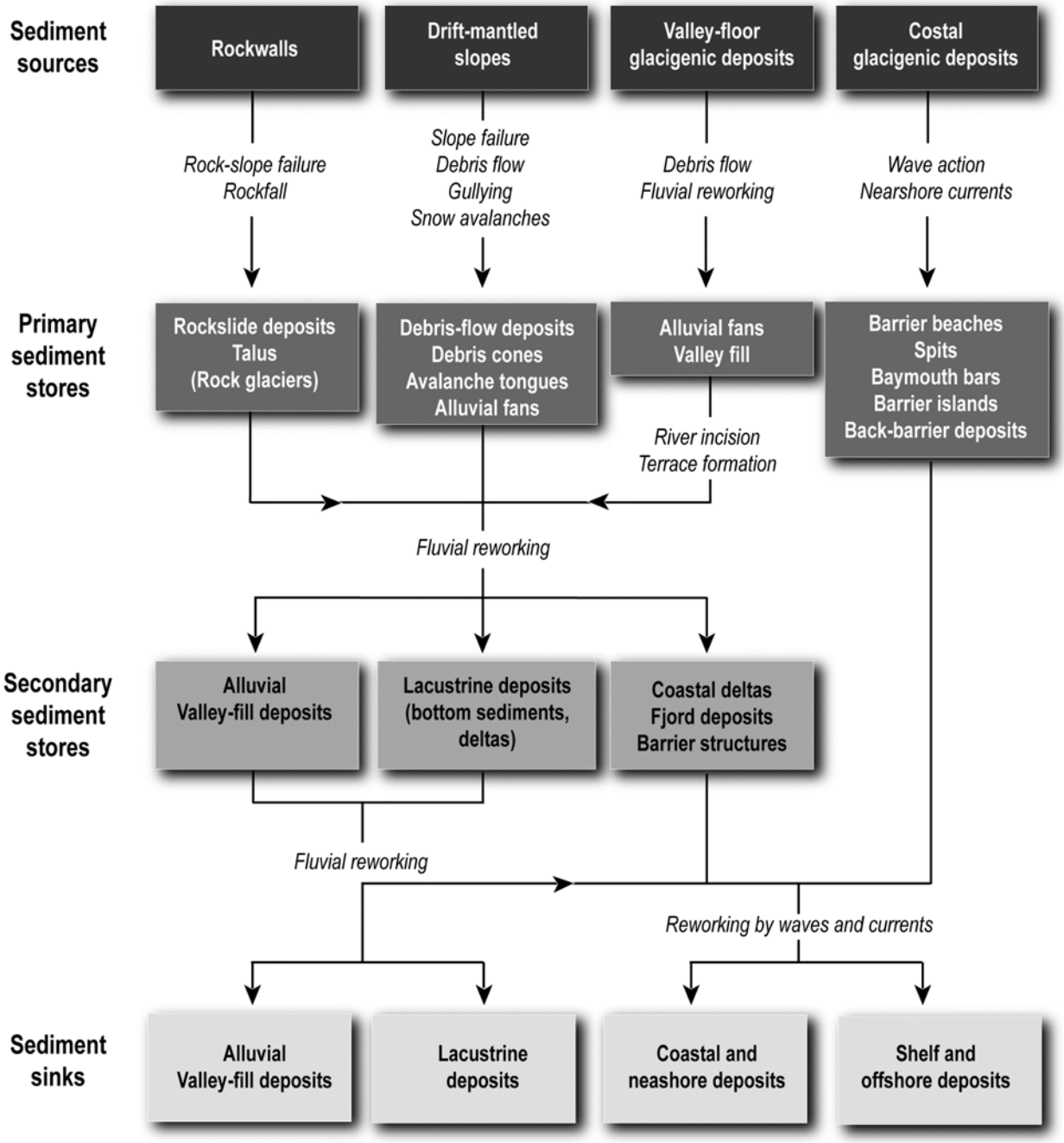


Fig. 2.7. – Le système paraglaciaire cascade (d'après Ballantyne, 2002a).

Dans le cadre du géosystème paraglaciaire global, un schéma théorique en cascades a été proposé par Ballantyne (2002a). Dans ce schéma (fig. 2.7.), les sources sédimentaires sont identifiées (versants rocheux, dépôts de versants, dépôts de vallées, dépôts littoraux), puis les zones de stockages primaires et secondaires et enfin les zones d'accumulations alluviales, lacustres, littorales et *offshore*. Les processus de transfert entre chacune des zones sont également identifiés. Fitzsimons (1996) avait également proposé un modèle sédimentaire paraglaciaire à partir d'observations de terrain effectuées sur la côte orientale de l'Antarctique dans les Vestfold Hills.

La troisième approche, celle du système à processus-réponse, intègre les deux premières. Les formes et les processus du système sont analysés conjointement. Elle se définit comme « *an energy-flow system linked to a form system in such a way that system processes may alter the system form and, in turn, the changed system form alters the system processes* » (Huggett, 2007, p. 17). Toujours dans l'exemple du versant (fig. 2.6.-C), chaque étape d'évolution du versant induit des formes et des processus qui, ensemble, vont avoir des répercussions sur les formes et les processus de l'étape suivante. Quand la paroi recule par rapport à elle-même, elle alimente en sédiments les dépôts à sa base, ce qui modifie la base et le rapport, notamment des angles, entre la paroi et la base, pour l'étape suivante. Dans le cadre d'une succession de séquences glaciaires et paraglaciaires, chaque déglaciation apporte un dépôt par décohésion, que la séquence glaciaire aura à évacuer le cas échéant. Le glacier n'occupe pas une vallée dont les profils sont identiques d'une séquence à l'autre. Ces interactions seront reprises dans le cadre du sixième chapitre consacré au rôle des séquences paraglaciaires dans l'élaboration des formes glaciaires et notamment des cirques et des auges.

L'analyse globale du géosystème paraglaciaire peut également être complétée d'une analyse de ces composants principaux. L'approche en est souvent simplifiée.

3. – Les sous-systèmes face aux séquences paraglaciaires

Sur le plan théorique, chaque entité spatiale peut être analysée en sous-systèmes. Pour chaque sous-système, il est pertinent de rechercher les variables internes ou externes qui connaissent des modifications attribuables aux séquences paraglaciaires. L'approche par les composantes du système permet d'appréhender les stocks et les flux, les entrées et les sorties de chaque sous-système.

3.1. - Le sous-système gravitaire au cours d'une séquence paraglaciaire

Dans l'analyse géomorphologique, il est possible d'analyser le versant comme un sous-système gravitaire affecté par des séquences paraglaciaires (fig. 2.8.). Le versant est composé d'unités morphologiques : un interfluve, une paroi, une pente, un talweg.
Les entrées peuvent provenir de la décohésion des parois après le retrait de la pression glaciaire, de l'abandon de sédiments (moraines latérales, moraines de fond….) par les glaciers en retrait, de dépôts éoliens exogènes, de l'ablation *in situ*…
Les transferts sédimentaires transversaux d'amont en aval sont en partie guidés par la gravité, l'inclinaison des pentes, le pendage selon les données structurales (variables selon la lithologie et la tectonique…), les variations du niveau de base local directement et indirectement par celles du niveau de base général (glacio-eustatisme, glacio-isostasie…), les processus en action, donc des paramètres exogènes comme les variables climatiques elles-mêmes intervenant sur la densité du couvert végétal…

Les zones de stockage sont plus ou moins importantes dans le temps et l'espace. La mobilisation des dépôts de pente dépend par exemple de la taille des blocs à la base de la paroi, dépassant souvent à la fois la compétence et la capacité de transport des processus en action. L'exemple de la construction des cônes de déjection par le ruissellement illustre parfaitement cette contrainte (fig. 1.4.). Dès lors, les produits de l'ablation paraglaciaire peuvent-ils ne pas être remobilisés. Si aucun glacier ne vient remobiliser les dépôts grossiers, aucun processus ne peut venir à bout du déstockage de la séquence paraglaciaire précédente. Cet élément est fondamental pour comprendre les paysages ayant été

englacés et l'importance de la succession des séquences glaciaires et paraglaciaires dans l'élaboration des grandes formes comme les auges, les fjords ou les cirques (voir *infra* chapitre 6).

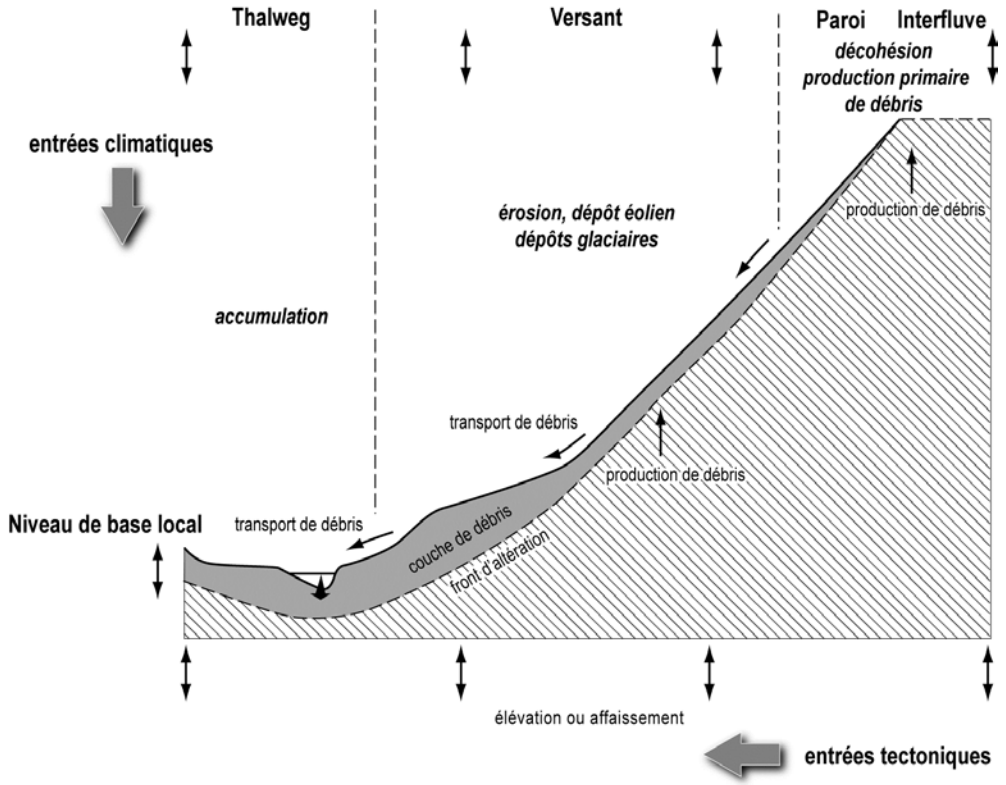


Fig. 2.8. – Le sous-système gravitaire au cours d'une séquence paraglaciaire (d'après Huggett, 2007, modifié).

Fig. 2.9. – Versant dans le cirque du Rondslottet dans le massif des Rondane en Norvège (61°55N, 9°52'E, 1 450 à 2 000 m d'altitude, photo du 21 juillet 1989 © D. Mercier). L'éboulisation périglaciaire alimente des cônes et des talus qui masquent progressivement les dépôts morainiques. La séquence paraglaciaire n'a pas ici dilapidé la totalité de l'héritage glaciaire avant que la séquence périglaciaire ne s'installe.

Les sorties du sous-système gravitaire se font essentiellement *via* les sous-systèmes fluviaux et éoliens, sauf pour les grands versants ayant leur base occupée par la mer, et donc le niveau de base général, dont les sorties vont rejoindre directement le sous-système marin.

3.2. - Le sous-système fluvial au cours d'une séquence paraglaciaire

L'approche systémique en géomorphologie fluviale a été introduite par Strahler (1950) et définie par Schumm (1977). Selon Schumm (1977) le système fluvial est l'arrangement significatif d'entités morphologiques que sont les pentes, les plaines d'inondation et les lits. Ses limites sont celles du bassin-versant. L'intérêt de cette approche est de prendre en compte les fonctionnements des flux et des formes associées au sein du bassin-versant et de dégager les interactions. Ainsi, les chenaux et le lit majeur accommodent les flux liquides et solides en transit, mais ils présentent aussi la particularité d'être auto-ajustables, comme dans tout système à processus-réponse (Bravard, 1996). Dans l'ensemble, les changements climatiques survenus au cours de la dernière déglaciation ont engendré une métamorphose fluviale avec le passage d'un style fluvial en tresses à un style fluvial à méandres. La réduction de la largeur des chenaux et l'accroissement de la sinuosité s'expliquent par une réduction de la fréquence des crues morphogènes et celle de la charge sédimentaire consécutive à la végétalisation des berges sous un climat plus clément.
Le sous-système fluvial est tout particulièrement actif au cours d'une séquence paraglaciaire (Amoros et Petts, 1993 ; Bravard et Petit, 1997 ; Church, 2002 ; Church *et al.*, 1999 ; Johnson, 2002 ; Ballantyne, 2002a). En effet, les entrées sont nombreuses en provenance du sous-système gravitaire et de l'abandon dans les espaces plans des bassins-versants, de quantités colossales de sédiments d'origine glaciaire. La charge solide (*Qs*) est ainsi accrue dans un premier temps et peut, selon les cas se réduire par la suite en fonction des piégeages, notamment lacustres. En revanche, la séquence de déglaciation accroît considérablement les débits liquides (*Ql*).

Ainsi, la variation (augmentation + ou diminution -) des variables externes ou indépendantes ou de contrôle (débit liquide *Ql* et débit solide *Qs*) se traduit par un ajustement des variables internes ou géométriques, ou ajustées (profil en long et profil en travers du chenal, déterminés par la largeur du chenal (*w*), la profondeur (*d*), la longueur d'onde des méandres (λ), la pente du chenal (*S*), la sinuosité du chenal (*Is*). Dès lors, la variation des variables externes influence la morphologie du chenal de la manière suivante :

$$Ql^{+} \text{ et } Qs^{+} = w^{+}, d^{\pm}, (w/d^{+}), \lambda^{+}, S^{\pm}, Is^{+}$$

$$Ql^{-} \text{ et } Qs^{-} = w^{-}, d^{\pm}, (w/d), \lambda^{-}, S^{\pm}, Is^{+}$$

$$Ql^{+} \text{ et } Qs^{-} = w^{\pm}, d^{+}, (w/d^{\pm}), \lambda^{\pm}, S^{-}, Is^{+}$$

$$Ql^{-} \text{ et } Qs^{-} = w^{\pm}, d^{-}, (w/d^{\pm}), \lambda^{\pm}, S^{+}, Is^{-}$$

Ainsi, puisque la séquence paraglaciaire se caractérise par une augmentation des débits liquides et solides, cela se traduit logiquement par une augmentation de la largeur du chenal, une profondeur plus ou moins constante, une augmentation également de la longueur d'onde des méandres, de la pente et de la sinuosité du chenal. La séquence paraglaciaire est considérée comme une phase transitoire particulièrement perturbatrice pour l'hydrosystème, mais avec des équilibres dynamiques qui montrent que le système est censé retrouver un état proche de l'origine après la perturbation, et selon une période plus ou moins longue de relaxation. Cependant, selon les travaux d'Heller *et al.* (2001), la domination de débris glaciaires remobilisés dans le système fluvial écrase n'importe quels

processus postglaciaires, ce qui suggère qu'une glaciation relativement peu fréquente puisse avoir un effet d'une grande longévité sur la sédimentation fluviale.

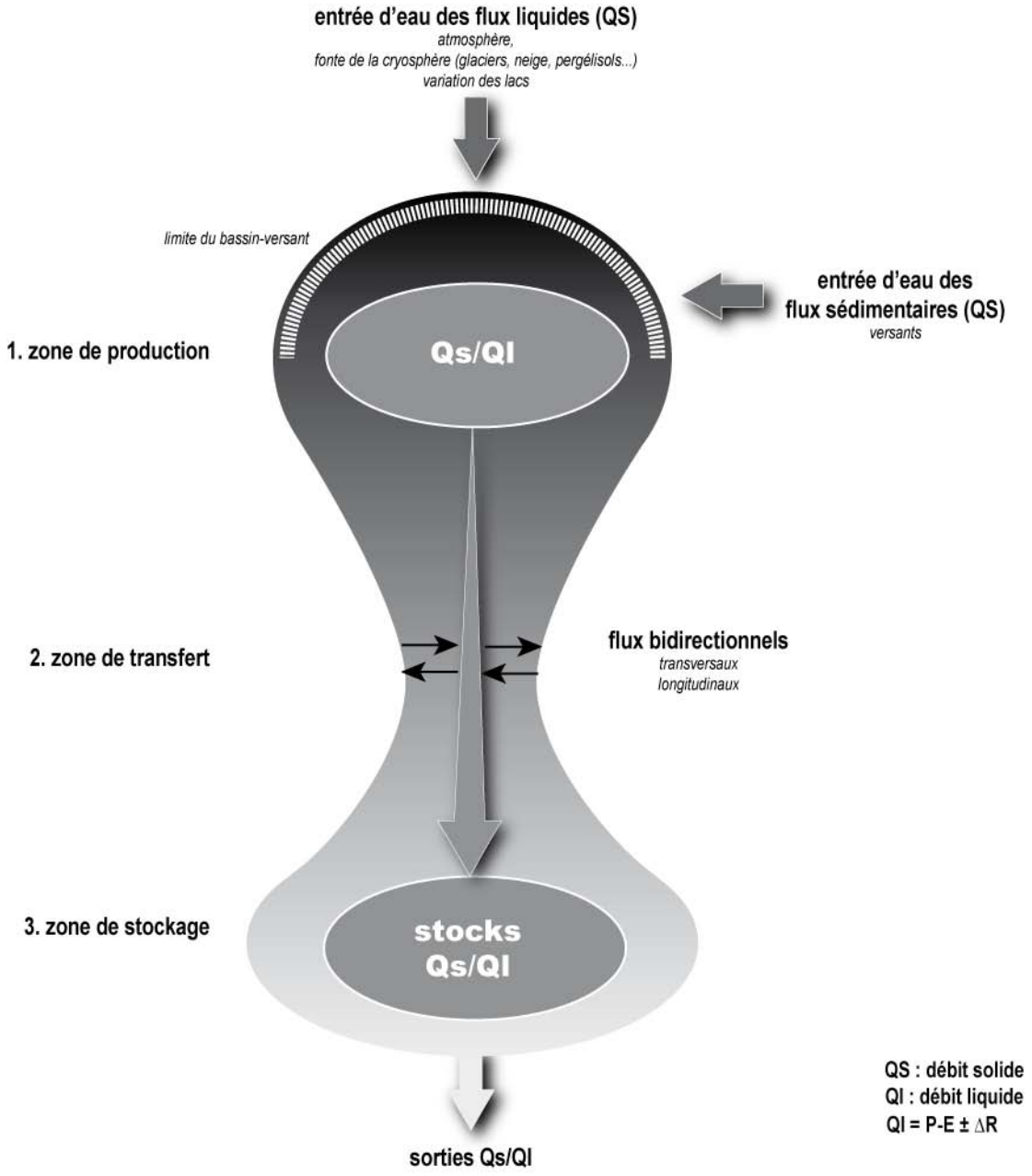


Fig. 2.10. – Le sous-système fluvial au cours d'une séquence paraglaciaire.

Petts et Bravard (1993) classent les rivières ayant été affectées par les glaciations du Pléistocène en quatre types.
1 – Les rivières qui drainent des vallées jeunes formées après le retrait des inlandsis, caractérisées par des profils en long complexes incluant des lacs et des tronçons rocheux.
2 – Des rivières qui drainent des vallées soumises à des glaciations de type alpin.

3 – Des rivières qui coulent dans des vallées beaucoup trop larges et qui sont qualifiées de sous-adaptées. Ces vallées possèdent souvent un réseau de chenaux asséchés indicateurs d'un système de drainage naturel autrefois plus étendu.
4 – Les cours aval exhaussés de vallées dont le plancher en bedrock est en relation avec des bas niveaux marins des maxima glaciaires.

Les stockages au sein du système fluvial se matérialisent par des terrasses, des bancs alluviaux, une aggradation, et se localisent dans les zones de rupture de pente, de barrages latéraux par des apports de versants. Pour cette approche sédimentaire budgétaire, il est fondamental de tenir compte également des pertes dans les sous-systèmes lacustres par exemple.
Les sorties du sous-système fluvial correspondent aux zones littorales où le sous-système fluvial apporte sa charge solide et liquide. Les sorties se matérialisent par la croissance des deltas et la progradation des littoraux meubles par exemple (Mercier et Laffly, 2005).

Fig. 2.11. – Vallée au style en tresses de la Jökulsgil dans le Landmanalaugar, Islande, 64°N, 19°W *(© S. Étienne, 26 juin 1999).*
Cette adaptation morphologique des cours d'eau illustre notamment l'abondance des apports sédimentaires au cours de la séquence paraglaciaire.

3.3. - Le sous-système lacustre au cours d'une séquence paraglaciaire

Les marges déglacées des hautes latitudes et de hautes altitudes apparaissent fréquemment criblées de cuvettes lacustres (fig. 2.12. et 2.13.). Les espaces d'Amérique du Nord ou d'Europe du Nord occupés par les inlandsis au cours des séquences froides du Pléistocène, comme la Finlande ou le Canada témoignent de la jeunesse de l'organisation du réseau hydrographique post-glaciaire. Certains lacs se forment par contrôle glacio-isostatique favorable aux contrepentes, mais surtout par de nombreux barrages naturels liés aux dépôts sédimentaires (Touchart, 2000).

Fig. 2.12. – Dépressions lacustres et dos de baleine granitiques dans la région de Yellowknife, NWT, Canada, vue vers le Nord, 62°N, 114°W (© D. Mercier, 15 juin 2000).

Fig. 2.13. - Lacs en rive gauche du fleuve Mackenzie, vue vers le sud, 62°N, 121°W, Canada (©. D. Mercier, 17 juin 2000).

Sur l'ensemble de la presqu'île de Brøgger, 374 lacs avaient été recensés à partir de l'analyse des photographies aériennes et de la connaissance du terrain essentiellement sur les marges des glaciers en retrait (Mercier, 1998a). Or, un lac est avant tout une dépression topographique dans laquelle les sédiments en transit vont naturellement converger. De plus, les lacs enregistrent depuis leur genèse, le plus souvent à l'Holocène pour les lacs des hautes latitudes, les apports sédimentaires et se présentent donc comme de bons témoins de l'histoire sédimentaire de leur bassin-versant.

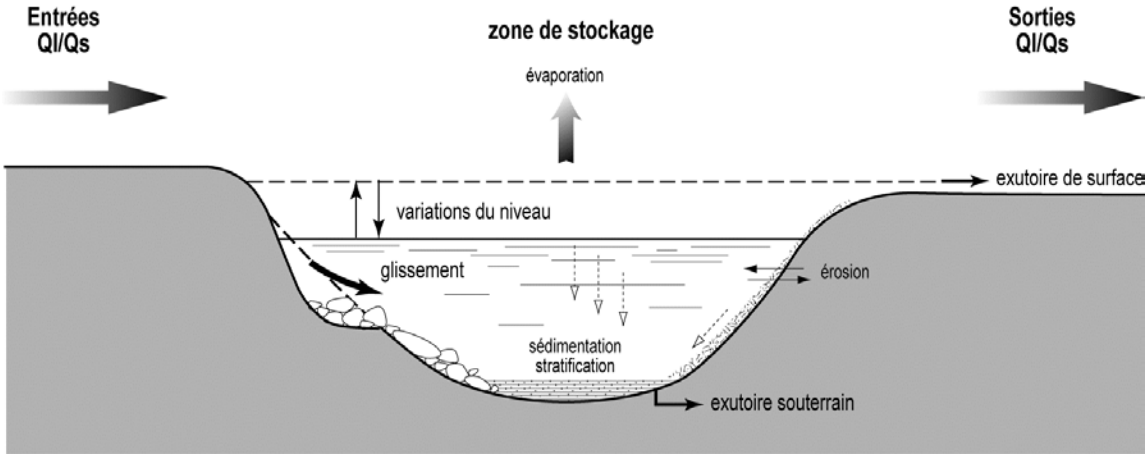


Fig. 2.14. – Le sous-système lacustre.

Du point de vue méthodologique, l'étude des rythmes de la sédimentation et des micro-organismes lacustres permet une reconstitution fine des paléoclimats au même titre que les carottages glaciaires et marins (Overpeck *et al.*, 1997 ; Guilizzoni *et al.*, 2006). Les méthodes utilisées croisent le ^{210}Pb, l'étude des diatomées et les taux de sédimentation.

Les apports de sédiments dans les sous-systèmes lacustres se font par les cours d'eau et les apports éoliens, plus rarement par les dynamiques gravitaires directement en provenance des versants. Le tableau 1 regroupe des taux de sédimentation des lacs arctiques proposés dans la littérature. Le contrôle climatique apparaît nettement. Les périodes paraglaciaires de fonte des stocks d'eau des glaciers, comme celle du début de l'Holocène ou celle postérieure au PAG, apparaissent comme les plus favorables à la mobilisation des sédiments et représentent les taux de sédimentation lacustre les plus élevés. Les lacs apparaissent ainsi comme de très bons enregistreurs de l'histoire sédimentaire des marges glaciaires des hautes latitudes. L'étude des varves permet de surcroît une analyse des rythmes à l'échelle de l'Holocène, et des rythmes courts annuels ou saisonniers.

Nom du lac	Localisation	Période de référence	Taux de sédimentation (en mm.an^{-1})	Source
Scandinavie				
Lac Linné	Svalbard	10 000 BP	0,1 – 1,0	Werner *et al.* (1986)
Lac Linné	Svalbard	10 000 BP	0,015	Svendsen *et al.* (1989)
Lac Linné	Svalbard	10 300 - 400 BP 400 BP - présent	0,1 0,42	Snyder *et al.* (2000)
Lac Vasajaure	Suède septentrionale	7 500 BP	0,15	Karlen (1981)
Lac Rissahaure	Karkevagge – Suède		0,35	Jonasson (1981)
Lac Saanajärvi	Laponie - Finlande	1 850 BP	3-5	Sorvari et Korhola (1998)
Arctique canadien				
La Colour	Axel Heiberg	1 000 BP	0,2 – 0,7	Doran (1993)
Lac Rock Basin	Ellesmere	8 970 BP	< 0,1	Smol (1983)
Lacs 1-2-3 Beaufort	Ellesmere	L1 – 3 500 BP L2 – 5 800 BP L3 – 5 000 BP	L1 – 0,6 L2 – 0,8 L3 – 0,4	Retelle (1986)
Lac C2	Ile Taconite - Ellesmere	1982 - 1990	0,37 – 0,99	Zolitschka (1996)
Lac C2	Ile Taconite - Ellesmere	1400 - 1995	0,7 – 2,2	Lamoureux et Bradley (1996)
Lac C2	Ile Taconite - Ellesmere	1800 - 1900	2	Ludlam *et al.* (1996)
Lac Sawtooth	Ellesmere	10 000 BP	0,13 – 0,22	Hartshorn et Lewkowicz (2000)
Lac DV09	Ile Devon	1840 - 1994	1,5	Gajewski *et al.* (1997)
Lac Nicolay	Ile de Cornwall	9 100 – 3 500 BP 500 BP - présent	0,5 2,9	Lamoureux (1999)
Lac Tasikutaaq	Ile de Baffin	7 580 BP 1976 - 1983	0,1 0,25 – 4,0	Lemmen *et al.* (1988)

Tableau 1 – Taux moyens de sédimentation dans des lacs arctiques (d'après Mercier, 2001b, modifié).

Les lacs contribuent surtout à la rétention des stocks sédimentaires en transit. Ces dépressions peuvent donc être également considérées comme des pièges, ou des puits, dont les sédiments peuvent ne jamais être remobilisés. Ils sont par conséquent fondamentaux dans l'approche sédimentaire budgétaire comme l'a montré Roussel (2008) sur les marges des glaciers sud-islandais ou Campy *et al.* (1998) dans le Jura.

Même si certains lacs n'ont pas d'émissaires, d'autres en possèdent, soit souterrains, soit aériens et par conséquent, les sorties alimentent notamment les sous-systèmes fluviaux ou éoliens.

3.4. - Le sous-système éolien au cours d'une séquence paraglaciaire

Comme pour les autres sous-systèmes, le sous-système éolien dépend des entrées sédimentaires à la hauteur de sa compétence limitée et surtout de l'énergie éolienne susceptible de remobiliser les sédiments abandonnés par les glaciers en recul. Les transferts sédimentaires au sein de ce système dépendent par conséquent aussi des conditions météorologiques et des variations climatiques à des échelles de temps différentes, de même qu'ils dépendent des couvertures végétales présentent dans les bassins-versants étudiés (fig. 2.15.).

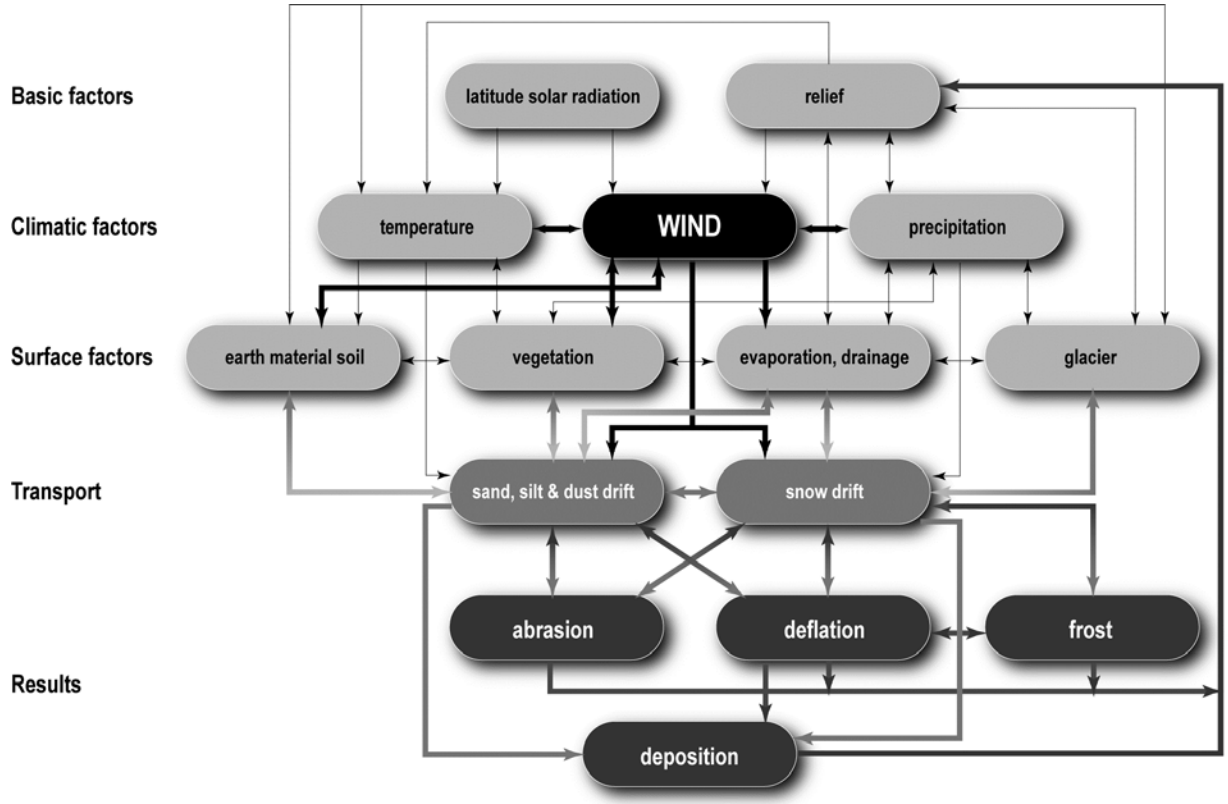


Fig. 2.15. – Le sous-système éolien (d'après Seppälä, 2004).

Les régions des hautes latitudes et de hautes altitudes enregistrent des vents violents en relation avec la circulation atmosphérique générale et les contrastes thermiques locaux (Escourrou, 1989 ; Joly, 1994 ; Godard et André, 1999 ; Seppälä, 2004). Les masses d'air se déplacent aussi avec violence du fait des nombreuses perturbations qui se succèdent sur les marges des hautes latitudes et notamment dans les secteurs subpolaires comme l'Islande, les Aléoutiennes, les îles Kerguelen, la Patagonie. Dans cette dernière région, la vitesse moyenne du vent serait de 70 $km.h^{-1}$ avec des pointes supérieures à 180 $km.h^{-1}$ (Maire, 1999). Ils participent à l'activité morphogénique des marges déglacées au même titre que l'écoulement, surtout pour celles faiblement colonisées par la végétation.

Dans une approche sédimentaire, l'intérêt est de faire la part entre les budgets en séquence glaciaire et en séquence paraglaciaire afin de comparer les bilans. Laquelle des deux séquences est la plus favorable à la morphogenèse éolienne ?

En séquence glaciaire, les vents catabatiques descendent avec violence des glaciers et balayent les marges. Leur efficacité morphogénique dépend de l'accessibilité des sédiments. Le transport des sédiments est d'autant plus facilité que la végétation rare ne l'entrave pas, de même qu'elle ne freine pas l'écoulement et le ruissellement de fonte nivale. Bateman et Murton (2006) ont montré, par des datations OSL, que les dunes de la presqu'île de Tuktoyaktuk dans l'Arctique canadien s'étaient constituées en période glaciaire de bas niveau marin, entre 43 000 et 13 000 BP. Dans la séquence de déglaciation qui a suivi (13 000 à 8 000 BP), l'activité éolienne a été limitée par les changements climatiques induisant une plus grande humidité se traduisant par une couverture neigeuse durable, des sédiments plus compacts et une végétation plus présente. Par ailleurs, le vent contribue-t-il à la constitution de déserts de pierres comme au Spitsberg sur la pointe de Kvadehuk (Côte, 1960) et en contrepartie à la sédimentation éolienne sur les sandurs et les plages soulevées sur la même presqu'île de Brøgger. L'analyse des dépôts éoliens au Spitsberg permet à Van Vliet-Lanöe et Héquette (1987) de montrer que la déflation a été plus importante au cours du PAG en rapport avec une raréfaction du couvert végétal, corrélée à un abaissement des températures estivales et à une augmentation de l'activité des vents catabatiques. À une autre échelle temporelle, au cours du Pléistocène, les dépôts éoliens, et particulièrement les lœss illustrent la vigueur de cette dynamique d'ablation, de transport et de dépôt sur les marges des espaces englacés. La petite taille des particules fines (de 2 à 50 μm) a facilité leur transport sur des surfaces considérables à l'échelle des continents (1,6 10^6 km^2 en Amérique du Nord, 1,8 10^6 km^2 en Eurasie). L'épaisseur de ces dépôts varie de quelques mètres dans les périphéries de l'ancien inlandsis européen (région parisienne, Europe centrale…), à plus de six cents mètres en Chine. Par exemple, quatre épisodes majeurs d'accumulation de lœss se sont mis en place dans la région de Harmignies en Belgique entre 67 000 et 20 000 ans, soit au cours du dernier cycle glaciaire, (Frechen *et al.*, 2001).

Fig. 2.16. – Les trois temps de l'érosion éolienne (ablation, transport et accumulation) au bord du Huitarvatn et du Langjökull en Islande centrale, 64°40'N, 20°12'W (© D. Mercier, 21 juin 2004).

En contexte paraglaciaire, l'activité éolienne est toujours présente et la relative jeunesse du couvert végétal n'entrave pas l'ablation. Au contraire, la végétalisation des surfaces délaissées par les glaciers en retrait et le radoucissement microclimatique favorisent le piégeage des sédiments en transit et la constitution des dépôts. En revanche, c'est bien évidemment l'abondance des matériaux détritiques fins qui permet une intense activité éolienne sur les marges déglacées en séquence paraglaciaire. Même si de nombreux paramètres sont réunis pour contribuer à l'importance de l'éolisation au cours de la séquence paraglaciaire, les études quantitatives manquent. En Islande, Bodéré (1989) montre les handicaps pour la formation des dunes : la relative jeunesse de la sédimentation sur des espaces englacés à plusieurs reprises au cours du Quaternaire ; la compétition dans les mêmes espaces de l'écoulement liquide estival sur les sandurs ; des directions de vents fort changeantes contribuant à la dispersion des sables et non à leur accumulation ; la fréquence plus importante des vents en direction de l'océan et enfin l'humidité des sables dans une région très arrosée. Cependant, dans un contexte morphoclimatique humide du sud-est islandais, Roussel (2007) et Chenet (2008b) ont bien montré l'importance de la déflation dans les transferts sédimentaires des marges déglacées depuis la fin du PAG.

Des études complémentaires seraient utiles pour faire la part des séquences glaciaires et paraglaciaires pour le sous-système éolien, mais la première séquence semble plus propice à son expression morphogénique que la seconde.

3.5. - Le sous-système littoral au cours d'une séquence paraglaciaire

L'approche systémique en géomorphologie littorale est classique (Haslett, 2000). Le littoral étant l'interface entre la terre, la mer et l'atmosphère, les littoraux peuvent être perçus comme des systèmes ouverts, sensibles aux entrées, traversés par des flux et produisant aussi des sorties.

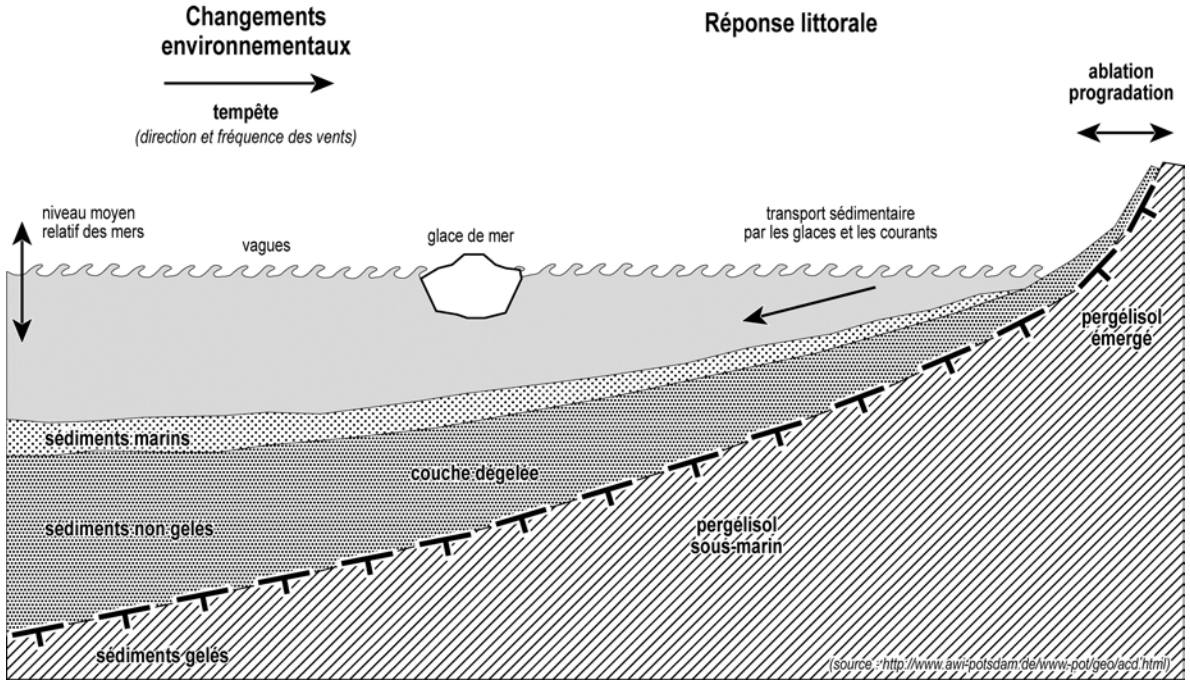


Fig. 2.17. – Le sous-système littoral arctique face aux changements climatiques (d'après ACD, modifié).

Le sous-système littoral évolue selon de nombreuses interactions entre les paramètres climatiques (vent, pressions atmosphériques, températures, précipitations…), les processus dynamiques (vague, courant marin, dérive littorale…), le budget sédimentaire (accumulations sableuses des plages, dunes…), les variations du niveau marin relatif (variations eustatiques, isostatiques…) et les activités humaines.

Dans le cadre du sous-système littoral, les littoraux concernés par des dynamiques paraglaciaires sont logiquement affectés par des entrées importantes de sédiments en provenance des sous-systèmes terrestres fluviaux et éoliens essentiellement, mais également du sous-système gravitaire. Ces trois entrées principales se mettent en place dans le contexte général de la déglaciation et de la très forte mobilisation sédimentaire qui en résulte. Une autre partie importante des sédiments provient des modifications thermiques enregistrées par le pergélisol et les dynamiques parapériglaciaires dont nous reparlerons dans le dernier chapitre. Le réchauffement climatique holocène et, plus récemment, celui postérieur au PAG, contribuent à la rétraction du pergélisol littoral et sous-marin. Ainsi, les stocks sédimentaires piégés par la glace des sols sont progressivement remobilisés. Dès lors, la dynamique littorale paraglaciaire est-elle largement favorable à la progradation des littoraux meubles et la construction de deltas. Cette dynamique est particulièrement originale et mérite d'être soulignée dans un contexte mondial de pénurie sédimentaire depuis la fin de la transgression postglaciaire acquise depuis 6 000 ans et de recul des côtes sableuses. En effet, 70 % des plages seraient en recul dans le monde, alors que 20 % seraient stables et seulement 10 % en situation d'avancée (Paskoff, 2001). La dynamique paraglaciaire fait donc partie des rares contextes morphoclimatiques particuliers qui permettent ces progradations, comme au Spitsberg (Mercier et Laffly, 2005 ; fig. 2.18.). Le contexte volcanique est également favorable à la production sédimentaire sur les littoraux.

Fig. 2.18. – Progradation du littoral meuble dans la partie terminale du sandur en aval du midre-Lovénbreen, sur la rive méridionale du Kongsfjorden, presqu'île de Brøgger, Spitsberg nord-occidental, 78°55'N, 12°E (© D. Mercier, juillet 2002).

Dans le cadre des littoraux à falaise cette fois, les reculs des côtes sont observables sous la double influence du retrait des glaciers et celui du pergélisol. La thermoérosion joue alors dans un premier

temps comme un facteur aggravant pour le recul des côtes, notamment en Sibérie et sur les côtes de la mer de Beaufort (Are, 1988, Are *et al.*, 2002, 2005, Are et Reimnitz, 2000 ; Rachold *et al.*, 2005 ; Lantuit, 2008 ; Lantuit et Pollard, 2005, 2008).
Les plages et les deltas progradants peuvent être considérés comme des zones de stockages temporaires. Une des originalités des littoraux des hautes latitudes réside dans leur sédimentation essentiellement post-glaciaire, corrélativement au soulèvement glacio-isostatique. De ce fait, la sédimentation holocène s'est effectuée à la fois dans des contextes glacio-marins et dans des conditions continentales de progradation deltaïque (Aitken et Bell, 1998). Cependant, bien des deltas dans le monde ont connu, au cours de l'Holocène et des autres séquences interglaciaires du Pléistocène, des apports majeurs de sédiments en provenance des régions subissant des dynamiques paraglaciaires. Il en est ainsi des deltas des hautes latitudes comme celui du Mackenzie ou de la Léna, mais également des deltas éloignés des zones sources englacées, mais dont les systèmes fluviaux ont progressivement apporté des charges sédimentaires jusqu'à eux. Il serait intéressant d'estimer la part jouée par les séquences paraglaciaires dans les phases de croissance des deltas de la zone tempérée comme celui du Rhône, connecté aux Alpes, ou de la zone intertropicale comme celui du Gange-Brahmapoutre, connecté au massif himalayen et aux hauts plateaux tibétains. Dans ces derniers cas, les deltas sont peut-être trop éloignés des zones sources et les zones de stockage trop nombreuses pour que les séquences paraglaciaires soient enregistrées dans la sédimentation deltaïque.
Logiquement, les sédiments sont amenés à migrer vers l'aval et ils alimentent les sorties du système, ou vers l'amont dans les cas, plus localisés, des transferts sédimentaires éoliens. Les sorties sédimentaires du sous-système littoral vont rejoindre le sous-système marin.

3.6. - Le sous-système marin au cours d'une séquence paraglaciaire

Ce sous-système est le dernier dans la logique sédimentaire systémique en cascades, d'entrées, de transferts et de sorties. Il est à lui seul un sous-système complexe (Dowdeswell, 1987 ; Powel, 2003 ; Vanney, 2002 ; fig. 2.19.).

Les espaces sous-marins, les plates-formes continentales et les abysses représentent des puits sédimentaires, les zones de stockage à long terme des sédiments, avant que ceux-ci ne soient éventuellement émergés par les grandes dynamiques tectoniques et arment les chaînes de montagne. Comme pour les dépressions lacustres, l'intérêt majeur est de pouvoir reconstituer dans les sédimentaires accumulés, la part des séquences glaciaires et des séquences paraglaciaires. Les espaces sous-marins apportent ainsi des informations précieuses. L'étude de ces accumulations subaquatiques est facilitée maintenant par les prospections géophysiques, notamment par l'utilisation de sondages acoustiques, de la sismique réflexion et des carottages, sur les marges continentales. Leur étude a permis par exemple de mettre en évidence les couches dites de Heinrich dans l'Atlantique Nord correspondant à des dépôts en provenance des icebergs avec une cyclicité de 11 000 ± 1 000 ans sur les 130 000 dernières années (Heinrich, 1988). Les diamictons accumulés ont une origine glaciaire et glacio-marine (*via* les icebergs), mais ils peuvent également être mis en place par des *debris flows* en séquence paraglaciaire.
Trois entités morphologiques déterminent des dynamiques et des formes variées dans ces espaces subaquatiques (Vorren, 2003). Dans les zones de fjords, les dépôts sont principalement d'origine glaciaire avec des moraines et deltas submergés (Zajaczkowski, 2008, Zajaczkowski *et al.*, 2004). Sur les plates-formes, un palimpseste de dépôts d'origine glaciaire et glacio-marine est identifiable (moraines, dépôts stratifiés…). Enfin, sur les talus continentaux, les dynamiques de versant dominent avec du ravinement, des *debris flows*, des glissements, des cônes de déjection. Dans les séquences

froides, l'avancée des glaciers dans les fjords et les plates-formes continentales poussent les sédiments jusqu'au talus continental. En revanche, lors des séquences paraglaciaires, les talus continentaux sont moins privilégiés par la sédimentation et ce sont les fjords et les plates-formes qui en bénéficient (Dowdeswell et Elverhøi, 2002).

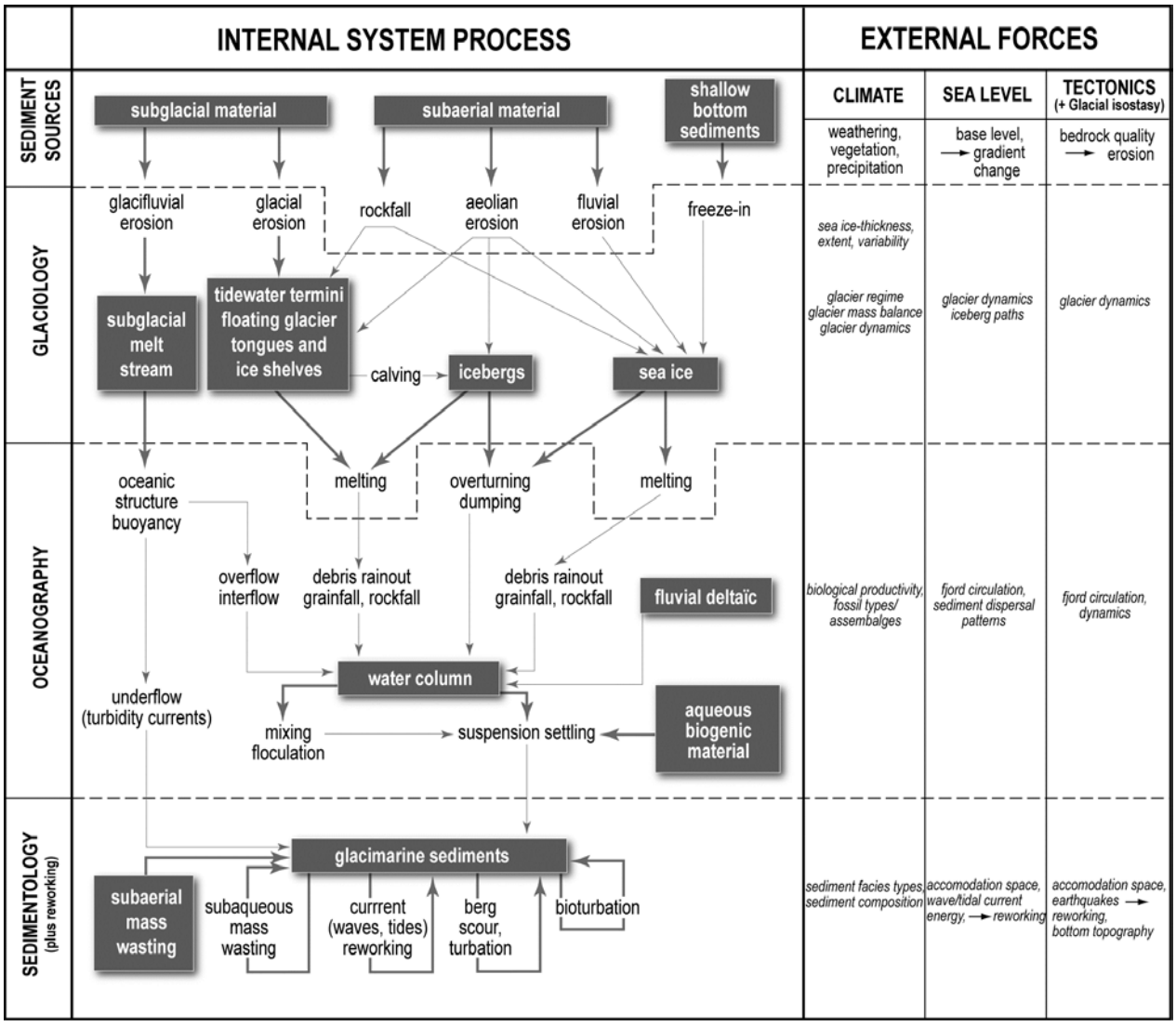


Fig. 2.19. – Le sous-système marin (d'après Dowdeswell, 1987 ; puis Powel, 2003 ; modifié).

L'analyse de la sédimentation *offshore* au sein du sous-système marin permet de reconstituer les séquences glaciaires et paraglaciaires et les taux de sédimentation associés au cours des trois derniers millions d'années. Ainsi ce ne sont pas moins de 1 000 m de sédiments qui se sont accumulés au large de la Scandinavie pendant cette période (Ottesen *et al*, 2005a).

3.7. - Le sous-système socio-spatial face aux aléas paraglaciaires

Le sous-système socio-spatial interagit avec les autres sous-systèmes. L'homme étant implanté dans les espaces ayant été englacés, il est logique que les dynamiques paraglaciaires de versants, torrentielles, fluviales ou littorales l'affectent directement ou indirectement. La connaissance de ces aléas est nécessaire pour que des cartographies préventives puissent servir à la gestion des risques induits (Baraille *et al.*, 2006 ; Bourgeat, 1990 ; Chardon, 1990 ; Chardon et Castiglioni, 1984 ; Cossart et Szuba, 2008 ; Deline, 2002 ; Evans et Clague, 1994 ; Évin, 1990 ; Fort, 1987 ; Fort *et al.*, 2009b ; Francou et Vincent, 2007 ; Garitte, 2006 ; Harrison *et al.*, 2006 ; Hermanns *et al.*, 2004 ; Hubbard *et al.*, 2005 ; Huggel *et al.*, 2007 ; Lahousse, 1994 ; Lliboutry, 1964 ; Peiry, 1990 ; Richardson et Reynolds, 2000 ; Thouret, 1996 ; Wagnon *et al.*, 2007 ; Zryd, 2001).

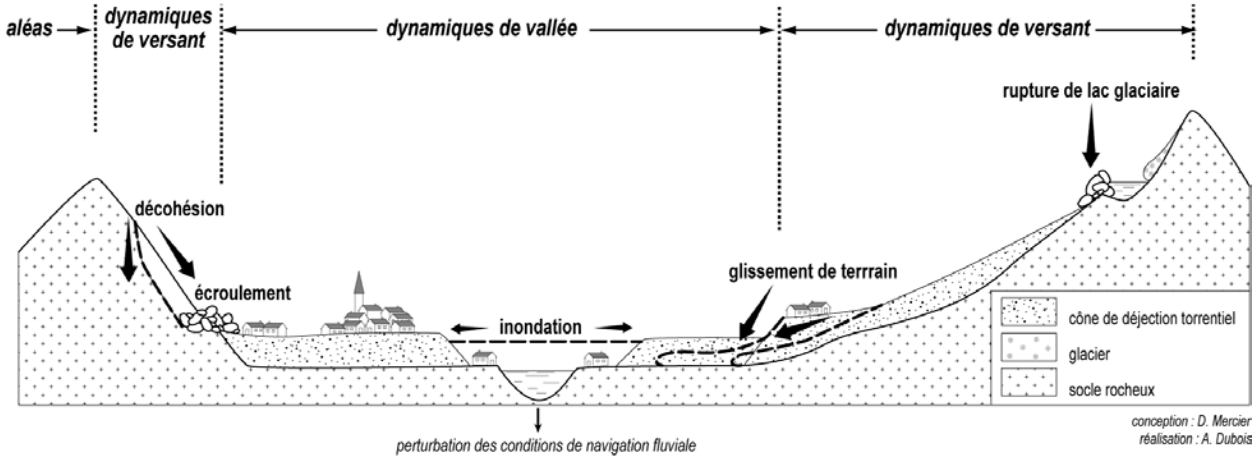


Fig. 2.20. – Le sous-système socio-spatial face aux aléas paraglaciaires en contexte montagnard.

Les études montrent que les séquences de déglaciation sont particulièrement propices au déclenchement d'aléas majeurs. En revanche, certains aléas mettant en cause directement ou indirectement des glaciers ne sont pas nécessairement paraglaciaires. C'est le cas par exemple des dynamiques volcaniques qui affectent des glaciers et génèrent des lahars, comme dans le cas très médiatisé du Nevado del Ruiz le 13 novembre 1985 (Thouret, 1990). Cependant, certains lahars sont attribués à l'accroissement depuis 1994 du retrait des glaciers dans une dynamique paraglaciaire sur les pentes du Popocatépetl au Mexique (Julio Miranda *et al.*, 2005).

Les glaciers en recul sont sources d'aléas naturels (chutes de séracs, vidange des poches d'eau sous-glaciaires ou des lacs glaciaires).
Dans le cadre de la dynamique paraglaciaire de décohésion des parois, des éboulements et des écroulements affectent les activités en aval. Les versants n'ont pas tous atteint un stade de stabilité car leur déglaciation est trop récente. De plus, les interglaciaires ont été trop brefs pour que de nouvelles pentes d'équilibre des versants évoluent vers la régularisation, ce qui induit que les déséquilibres sont allés en s'accentuant au cours du Pléistocène. Sur l'ensemble du Quaternaire, le surcreusement des vallées ayant enregistré des séquences de glaciation-déglaciation, atteint plusieurs centaines de mètres, de l'ordre de 600 m dans la région grenobloise, de 300 à 600 m dans la région des grands lacs italiens, ce que les remblaiements post-glaciaires n'ont pas atténués (Chardon, 1990). Ainsi, beaucoup de ces mouvements de masse sont-ils attribués à la décompression post-glaciaire, comme en Haute Ubaye (Évin, 1990) ou en Vallouise (Cossart *et al.*, 2008). Dans les Alpes-

Maritimes, le glissement de la Caplière a été attribué dans un premier temps à un écroulement post-glaciaire, mais qui a fonctionné à l'échelle historique et actuellement, qui évolue par glissements successifs.

De même dans le cadre de la remobilisation de matériel morainique hérité du dernier maximum glaciaire, des glissements de terrain barrent parfois les vallées et des lacs d'obturation se mettent en place en amont. Leur vidange est source de danger pour les populations vivant en aval. La vidange brutale survient lorsque le barrage morainique n'est plus assez résistant, ou que le lac déborde le barrage lui-même. Ce sont les aléas appelés GLOF dans la littérature anglo-saxonne pour *Glacial Lake Outburst Flood* (Björnsson, 2004). L'origine du débordement peut être une vague déferlant sur le barrage, créée par l'effondrement dans le lac d'une partie du glacier ou d'un pan de versant. Les submersions surviennent aussi en saison des pluies, période où les lacs enregistrent leurs plus hauts niveaux. Dans les régions à forte vulnérabilité, certains lacs sont placés sous surveillance et font parfois l'objet de vidanges à titre préventif pour réduire le risque de débordement ou de rupture. Dès le 19e siècle, par exemple le glacier de Tête Rousse dans les Alpes a fait l'objet de travaux de vidange de la poche d'eau par les services des Eaux et Forêt, pour que l'accident de 1892 ne se reproduise pas (Chardon et Castiglioni, 1984). Au Pérou, notamment dans la Cordillère Blanche, ces aléas auraient coûté la vie à près de 10 000 personnes depuis la première catastrophe recensée en 1725 (Francou et Vincent, 2007). Le 13 décembre 1941, une catastrophe de ce type a entraîné la destruction de la moitié de la ville de Huaraz, dans la vallée de Cojup et 6 000 personnes ont péri (Reynolds, 1992). Dans les Alpes et aussi dans les régions englacées de l'Himalaya, le recul des glaciers multiplie les conditions propices pour ce genre de catastrophes (Fort, 2004b). On retrouve une revue des catastrophes ayant affecté la région du Valais suisse dans l'ouvrage de Zryd (2001). L'évacuation à titre préventif est parfois nécessaire en cas d'alerte sérieuse, émanant des scientifiques en charge des observatoires, placée sous le contrôle des autorités politiques, mais souvent mal perçue par les populations elles-mêmes. La pauvreté des populations locales, le manque de connaissance sur les aléas et le manque de terrains disponibles contribuent à l'augmentation des vulnérabilités (Huggel *et al.*, 2007). Par ailleurs, les politiques de mitigation ne sont pas toujours efficaces pour réduire de manière significative les risques. Dans les Alpes, les interventions visant à contrôler les dynamiques hydrosédimentaires se sont mises en place dès le 19e siècle, notamment par les travaux de correction des systèmes torrentiels et par le reboisement des versants par les politiques du R.T.M. (Peiry, 1990). Elles ont porté aussi sur l'aménagement des cônes de déjection par endiguement dès le 17e siècle. Pour les sous-systèmes fluviaux, les séquences paraglaciaires sont favorables à l'apport massif de sédiments en provenance des versants ou de la remobilisation des charges de fonds glaciaires. Ainsi, de nombreuses crues torrentielles sont à l'origine de processus d'embâcle et de débâcle (Cossart et Szuba, 2008).

Dans le cadre des sous-systèmes littoraux hérités comme sur le littoral méridional de la mer Baltique (fig. 2.22.), les sédiments meubles accumulés lors de la séquence paraglaciaire sont aujourd'hui en proie à l'ablation. Le recul de ces falaises meubles peut conduire à la mise en danger des aménagements littoraux. L'utilisation de cette dynamique naturelle à des fins publicitaires ne manque pas d'humour.

Fig. 2.21. – Utilisation de l'érosion littorale sur les côtes paraglaciaires héritées de la mer Baltique en Allemagne à des fins publicitaires et au slogan humoristique « Acheter à bon marché peut conduire à la ruine » *(photo prise en avril 2001 à Trittau, D. Mercier).*

L'intérêt grandissant pour les études cindyniques, intégrant les dynamiques du système terre (aléas) et les enjeux des aménagements (vulnérabilités), conduit logiquement à un accroissement des études sur les aléas paraglaciaires dans des contextes socio-spatiaux variés.

Conclusion du deuxième chapitre

De la définition de Church et Ryder (1972) « *non-glacial processes conditioned by glaciation* » à celle de Ballantyne (2002a) « *earth-surface processes, sediments, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by former glaciation and deglaciation* », le concept de paraglaciaire a connu une extension sémantique, qui pour certains comme Slaymaker (2007, 2009), ne se justifie pas. Slaymaker pense notamment qu'il existe une confusion entre le terme de proglaciaire et paraglaciaire. Le premier définit litéralement un espace situé « *devant le glacier* ». Cependant, il a été jusqu'à présent utilisé aussi pour désigner des processus, des formations superficielles et des formes que l'on rencontre dans les environnements glacio-fluviaux, glaciolacustres, ou glacio-marins. Pour Slaymaker, les environnements paraglaciaires ne dépendent pas d'un seul processus ou d'une seule localisation, mais comprennent également des environnements et des processus proglaciaires et périglaciaires. Cependant, dans l'approche des budgets sédimentaires et des flux face aux changements environnementaux affectant les milieux froids, Slaymaker (2008) reconnaît l'importance des séquences paraglaciaires.

L'approche systémique est parfaitement bien adaptée à l'analyse de la séquence paraglaciaire pour en mesurer toute l'importance dans l'évolution des environnements ayant été englacés. L'approche systémique globale, ou fragmentée en sous-systèmes, apparaît comme la plus appropriée pour l'analyse des dynamiques géomorphologiques paraglaciaires (approche systémique intégrant les formes, les processus et les réponses). Le concept de géosystème est par conséquent intégrateur au sens où il permet une analyse globale des dynamiques géomorphologiques de production, de

transfert et de stockage des flux sédimentaires (système cascade), des formes qui en résultent (approche systémique par les formes), des séquences temporelles nécessaires à leur mise en place, et également des espaces impliqués par l'ensemble de cette évolution.
Parmi tous les sous-systèmes présentés, certains enregistrent avec plus de précisions les crises géomorphologiques paraglaciaires. Les systèmes lacustres ont l'avantage d'être de bons pièges à sédiments et leur analyse multiparamètres autorise des reconstitutions paléoenvironnementales très fines, notamment pour les derniers siècles et l'ensemble de l'Holocène. Le sous-système marin présente l'avantage de pouvoir, au contraire, effectuer des reconstitutions paléoclimatiques sur de longues séries, intégrant toutes les séquences paraglaciaires du Pléistocène. D'autres sous-systèmes comme le système fluvial et le système littoral arctique sont rapidement réactifs vis-à-vis des forçages induits par les fluctuations glaciaires. Le sous-système gravitaire ne présente pas forcément des temps de réponse aussi rapide que les sous-systèmes directement connectés aux glaciers, même s'il enregistre aussi les séquences paraglaciaires.

Conclusion de la première partie

La géomorphologie paraglaciaire, particulièrement dynamique sur le plan international et national, renouvelle, notamment par son approche systémique, les connaissances sur l'évolution actuelle et passée des espaces récemment déglacés. Malgré ces avancées, des zones d'ombre subsistent dans notre compréhension des phases de transition affectant les environnements ayant été englacés. Dès lors, le modèle paraglaciaire offre une hypothèse générale qui améliore notre compréhension des changements environnementaux survenus au cours de l'Holocène, après la disparition des glaciers.

Le renouveau conceptuel apporté par la géomophologie paraglaciaire, analysé dans le premier chapitre, s'est accompagné d'un renouveau méthodologique. L'approche systémique fournit une méthode opérationnelle. Ainsi, en se concentrant sur l'étude des processus paraglaciaires et les modelés associés, l'approche systémique appréhende les entrées et notamment les forçages thermiques et les flux d'énergie… Elle quantifie les implications sur les flux sédimentaires, de processus actifs de transit, ainsi que sur les stockages, les pièges sédimentaires, les relais… Enfin, elle évalue les sorties du système (deuxième chapitre). Cette approche implique de ce fait une analyse des boucles de rétroaction au sein de ces systèmes complexes.

Comme tous les systèmes géomorphologiques, le géosystème paraglaciaire est un système ouvert, avec des entrées et des sorties, possédant des limites spatiales au sein desquelles les flux d'énergie et de matières transitent (fig. I.2.). Comme tout système, le géosystème paraglaciaire possède des variables internes (endogènes) de contrôle, comme les caractéristiques du bassin versant, les flux liquides ou solides, et réagit face aux variables de contrôle externes (exogènes), comme les changements climatiques.

La sensibilité du géosystème paraglaciaire face aux changements climatiques est importante puisque ceux-ci affectent les entrées, les transferts et les sorties du système. Les forçages climatiques vont intervenir sur les entrées du système (flux d'énergie thermique), le système lui-même (nature des couvertures végétales, dynamiques des flux liquides et solides…), et les sorties du système (la variable la plus importante pour le contrôle des sorties est représentée par les variations du niveau de base, lui-même tributaire du contrôle climatique). Les réponses du géosystème paraglaciaire dépendent essentiellement des flux d'énergie (variables externes) et des variables endogènes de contrôle, comme les caractéristiques morphométriques et morphoclimatiques des bassins versants considérés. L'espérance de vie du géosystème paraglaciaire est certes limitée, mais peut être prolongée pour plusieurs siècles ou millénaires selon les environnements morphoclimatiques et morphotectoniques dans lesquelles la séquence de déglaciation s'opère.

Il reste donc à définir dans la deuxième partie ces temporalités à deux niveaux. Le premier concerne les changements climatiques et le second les réponses sous forme de crises géomorphologiques paraglaciaires à ces forçages externes.

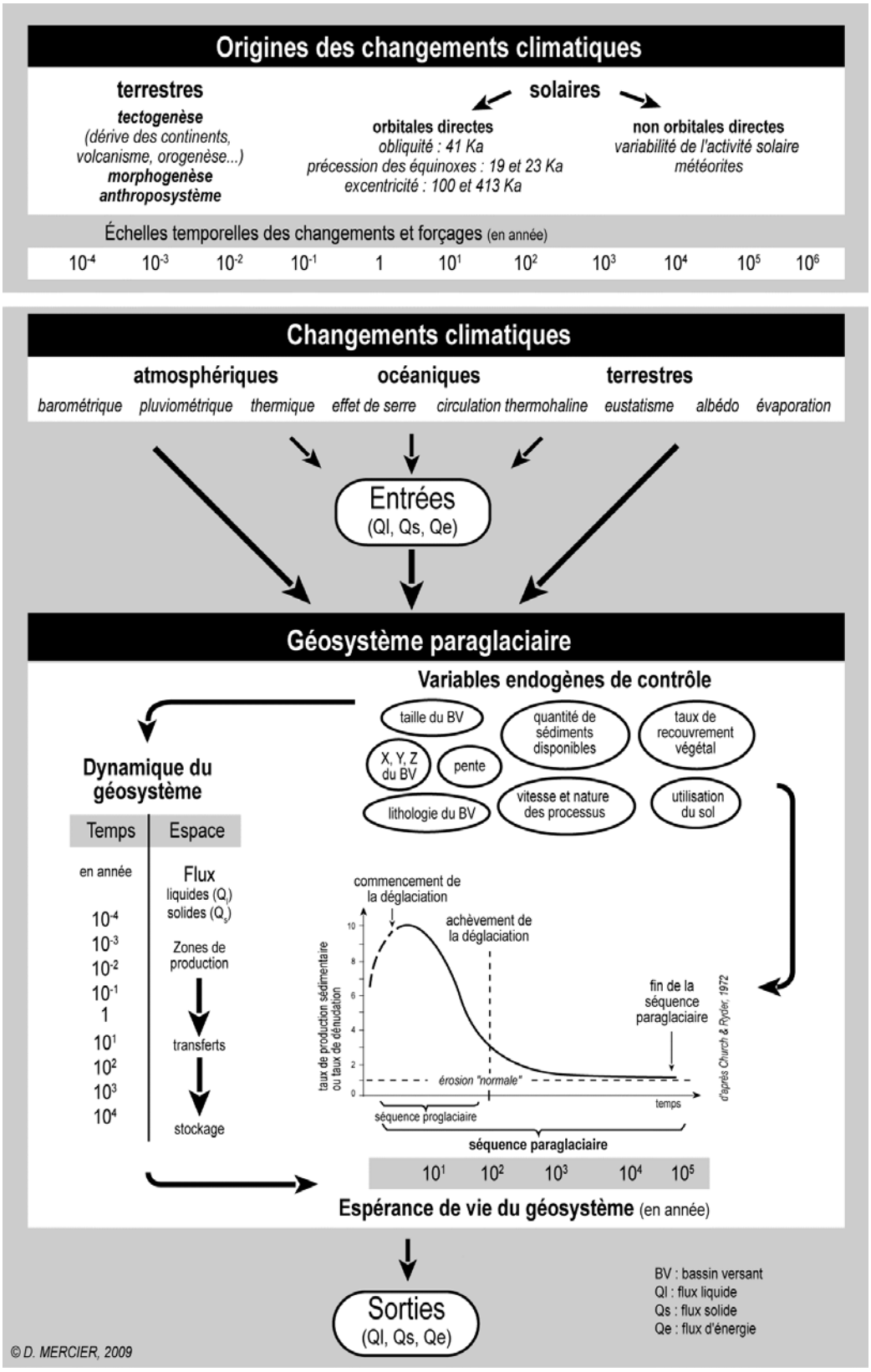


Fig. I.2. – Le géosystème paraglaciaire et les changements climatiques.

Deuxième partie

La géomorphologie paraglaciaire, approche spatio-temporelle

Fig. II.1. - Le recul du glacier s'observe sur les versants au pied desquels la variation du niveau de base local a entraîné la déstabilisation des pentes d'accumulation (à gauche du cliché) et l'abandon de glace morte sur le versant à droite de la photographie. Son recul laisse apparaître le verrou rocheux au centre de la vallée, la glace n'atteignant plus les eaux du fjord (Tinayrebukta, Spitsberg, Svalbard, 79°12'N, 12°10'E, © D. Mercier, 25 juillet 2004, vue vers l'est).

Introduction de la deuxième partie

« As periglacial and paraglacial processes are, on the macroscale, determined by climate, it is to be anticipated that sediment generation and supply will decrease over time as the land area under these favourable climates decreases also. This follows the paraglacial sediment exhaustion model of Ballantyne (2002a). Under an extended (and warmer) interglacial, it is probable that sediment fluxes from the headwaters of mid-latitude glaciated basins will decrease dramatically, leading to sedimentation starvation and, eventually, cannibalization of river lowlands and coastal fringes ».

J. Knight and S. Harrison (2009b, p. 2).

La géomorphologie paraglaciaire renouvelle la compréhension de l'évolution des milieux froids ayant été englacés, notamment par son approche systémique, analysée dans la première partie, en intégrant les dimensions spatiales et temporelles. Cette deuxième partie se propose d'analyser plus avant les contours spatio-temporels de la géomorphologie paraglaciaire.

D'un point de vue temporel, la séquence paraglaciaire de déglaciation dépend d'un stock constitué pendant une séquence froide antérieure de glaciation. Il est par conséquent nécessaire de comprendre les évolutions climatiques qui ont pu générer ces séquences. Combien de fois dans l'histoire de la Terre, les variations climatiques ont-elles connu des amplitudes suffisantes pour, dans un premier temps, contribuer à la mise en place de glaciers (séquence glaciaire) et, dans un second temps, permettre la dilapidation partielle ou totale de ces masses de glace (séquence paraglaciaire) ? Quelles sont les amplitudes climatiques nécessaires pour que les séquences glaciaires et paraglaciaires se succèdent ? Quels sont les moteurs de ces variations climatiques ? Les variations actuelles du climat sont-elles d'une ampleur inconnue ou s'intègrent-elles dans l'évolution naturelle des tendances classiques à long, moyen et court termes ? Ces variations climatiques engendrant des crises paraglaciaires, quelles sont les manifestations géomorphologiques de ces crises ? Quelles sont les durées de ces crises géomorphologiques paraglaciaires ? Quels sont les systèmes qui enregistrent le mieux ces crises érosives ? Les systèmes ont-ils des temps de réponse différents ?

D'un point de vue spatial, il est intéressant de rechercher les espaces à la surface de la terre connaissant actuellement des dynamiques paraglaciaires et ceux ayant enregistré dans le passé de telles évolutions. Les stocks des séquences antérieures peuvent-ils être remobilisés ? Existe-t-il des espaces non encore affectés par les dynamiques paraglaciaires, mais susceptibles de le devenir ?

Ces questions seront abordées dans deux chapitres successivement consacrés aux changements climatiques à l'origine des crises paraglaciaires (ch. 3), puis aux crises paraglaciaires elles-mêmes (ch. 4).

Chapitre 3

Les changements climatiques à l'origine des crises paraglaciaires

« C'est donc bien le soleil qui, directement et indirectement, parce qu'il est une étoile variable et que l'orbite de la Terre elle-même est variable, se fait l'agent essentiel des variations climatiques, et notamment des dernières glaciations ».

V. Courtillot (2009, p. 25)

Le géosystème paraglaciaire est soumis à des changements climatiques (tendance naturelle) qui peuvent subir des forçages climatiques (tendance accentuée des premiers) à des échelles de temps allant du million d'années (dérive des continents) à la crise horaire (émission de gaz à effet de serre lors d'une éruption volcanique de type explosif). De plus, lors des glaciations majeures du Pléistocène, de nombreux événements ont provoqué des avancées et des reculs des langues glaciaires, notamment à la périphérie des grands inlandsis et sur les marges des glaciers de montagne.

En gardant à l'esprit que les périodes froides du Pléistocène ont connu de très nombreuses alternances, le problème temporel revient au cœur du débat. En effet, les crises paraglaciaires, avec des vitesses d'érosion plus importantes que pendant les phases froides, permettent de comprendre pourquoi les taux d'érosion pléistocènes proposés sont si élevés et les formes du relief et du modelé attribuées au froid aussi fraîches. L'identification des dépôts paraglaciaires représente une avancée considérable pour les reconstitutions paléo-environnementales quaternaires.

Par définition, le géosystème paraglaciaire fonctionne au cours d'une séquence temporelle qui correspond à une crise morphogénique (Church et Ryder, 1972). Cette séquence peut elle-même être affectée par des crises. Elle s'insère temporellement entre la séquence glaciaire et une séquence moins froide, périglaciaire ou tempérée. La séquence paraglaciaire précède une séquence d'érosion dite « normale », même si cette notion est discutable. En effet, selon Slaymaker et Kelly (2007), les changements environnementaux sont la « *norme géologique* » à l'échelle spatiale du local au planétaire, de même que les systèmes environnementaux sont rarement en équilibre avec le climat ou les usages du sol aux différentes échelles temporelles. De ce fait, les paysages actuels peuvent être considérés comme des paysages en transition (Hewitt *et al.*, 2002). Le géosystème paraglaciaire est tributaire des changements climatiques directement et indirectement via les modifications apportées par ces derniers sur les entrées du système. Quels changements climatiques ont pu entraîner des modifications notables de la cryosphère et engendrer des séquences paraglaciaires ? Combien de séquences paraglaciaires se sont succédé dans l'histoire des paysages englacés ?

La cryosphère se compose de l'ensemble des glaciers (inlandsis de l'Antarctique et du Groenland, glaciers de calotte, glaciers de montagne), de la glace dans le sol (pergélisol continu, discontinu, sporadique, sous-marin), des glaces lacustres et de rivière, et des glaces de mer (glaces pérennes, saisonnières, etc.). La cryosphère terrestre représente 36 200 000 km^2, soit 24 % des continents, et la banquise occupe, selon les saisons, entre 19 et 28 000 000 km^2, soit de 5,3 à 7,8 % de la surface des océans.

1. - L'origine des changements climatiques

Les changements climatiques ont pour origine essentiellement des paramètres solaires bien connus, mais peuvent aussi être initiés par des dynamiques terrestres comme la tectonique des plaques.

1.1. – L'origine tectonique

À l'échelle de toute l'histoire de la Terre, les grandes oscillations thermiques entre séquences froides et chaudes sont largement tributaires des forçages tectoniques (fig. 3.1.). La tectonique des plaques crée des reliefs par subduction et collision, modifie la circulation thermohaline par les ouvertures (*rifting*) et fermetures des bassins océaniques, modifie indirectement la circulation atmosphérique comme l'illustre la collision Inde-Asie et ses conséquences sur le phénomène de la mousson. La glaciation en montagne n'est possible que si des reliefs hôtes sont susceptibles de les accueillir. Les orogenèses cénozoïques ont par conséquent contribué à l'installation des glaciers dans les principales chaînes de montagnes du monde (Eurasie, Alaska, Andes…). À partir de données de terrain (environnements sédimentaires, évidences tectoniques, marqueurs paléo-biogéographiques…), les travaux de Fort (1993, 1996, 2004a) ont discuté le rôle de l'orogénèse himalayenne et le soulèvement du plateau tibétain dans le refroidissement de la fin du Cénozoïque de cette région. En Papouasie Nouvelle-Guinée par exemple, Maire (1990) a bien montré le rôle de la néotectonique dans le soulèvement de cette île au cours du Pléistocène. Elle a permis l'englacement localisé de certaines parties de la haute montagne lors des dernières séquences froides, alors que l'île n'était pas assez élevée topographiquement pour accueillir des glaciers lors des premières séquences froides du Quaternaire. Par ailleurs, la glaciation polaire n'est possible que lorsque les continents se localisent en position orbitale polaire. Le continent antarctique, isolé progressivement à partir de trente-cinq millions d'années, est certes affecté par des oscillations climatiques depuis, mais sa position orbitale polaire et son isolement par l'océan Antarctique qui l'entoure, le tiennent à l'écart des grands bouleversements climatiques. Sur ce continent, les premiers glaciers de montagne s'installent sur la chaîne transantarctique vers la fin de l'Éocène, et l'installation de la glaciation s'effectue surtout à la fin de l'Oligocène (Van Vliet-Lanoë, 2005, 2007). La masse de glace antarctique (90 % des réserves mondiales d'eau douce, Francou et Vincent, 2007) n'est pas prête d'être dilapidée par les changements climatiques. L'englaciation de l'Arctique commence plus tardivement, au début du Miocène, et s'accentue brusquement après 2,4 millions d'années. Le forçage tectonique est donc l'élément de premier ordre à prendre en considération (avant le forçage astronomique) dans la compréhension des séquences froides de la Terre. Par ailleurs, l'activité volcanique est bien connue pour perturber la radiation solaire et le climat planétaire.

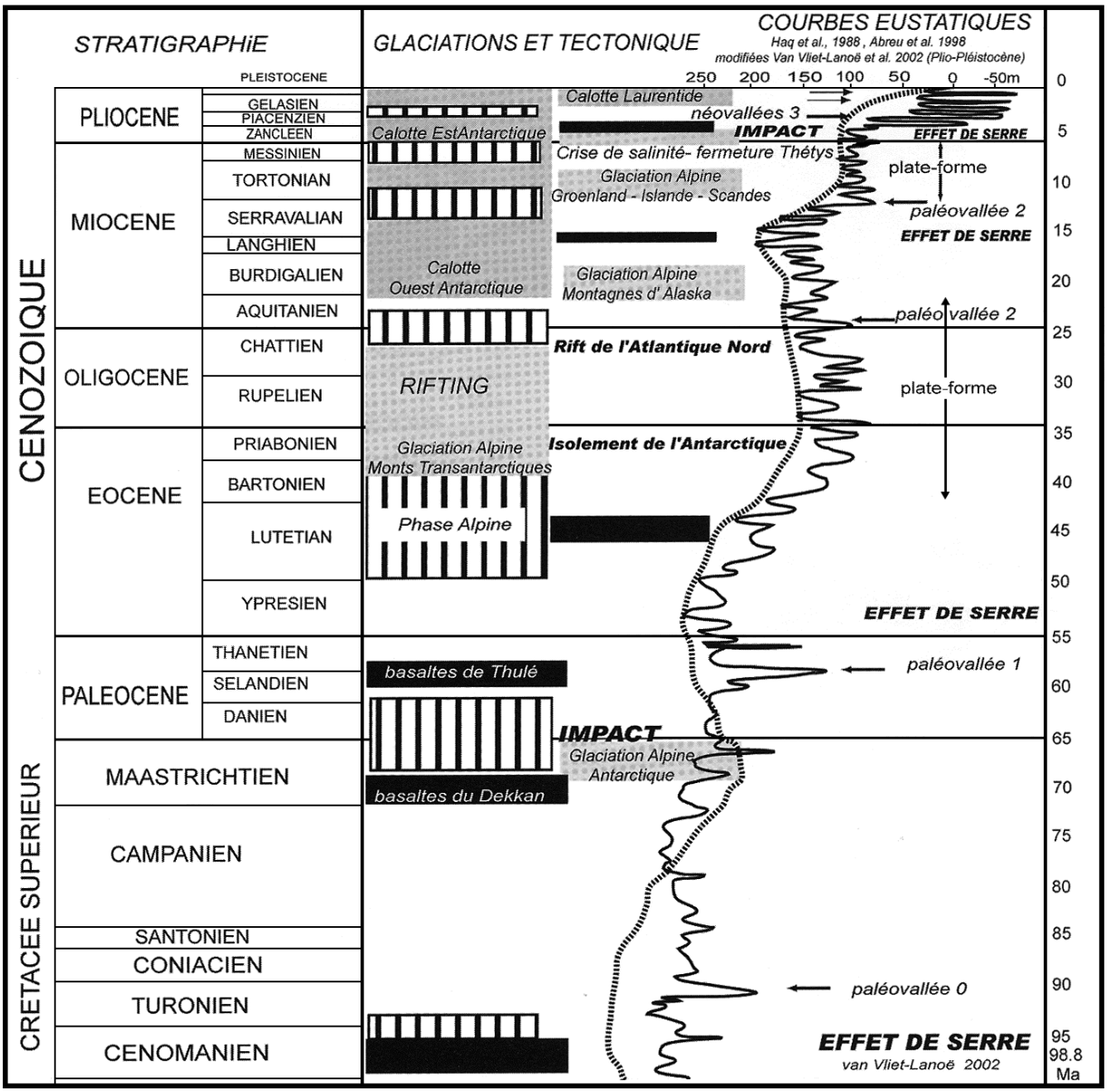


Fig. 3.1. – L'englaciation cénozoïque en relation avec la tectonique (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 2005).

1.2. – L'origine astronomique

À l'échelle des millions d'années des temps longs géologiques, c'est la tectonique des plaques qui commande les variations climatiques. En revanche, à l'échelle de la centaine de milliers d'années, les variations climatiques sont en grande partie conditionnées par les variations orbitales directes et les variations non orbitales directes. Les variations orbitales directes sont connues depuis longtemps et correspondent aux changements cycliques de l'obliquité (41 000 ans), de la précession des équinoxes (19 000 à 23 000 ans), et de l'excentricité (100 000 à 413 000 ans), formulées par Milankovich. Les variations non orbitales directes sont également connues, mais font encore aujourd'hui l'objet d'un

vif débat sur leur rôle dans la variabilité actuelle du climat. Il s'agit de la variabilité de l'activité solaire d'une part et de l'impact des météorites, d'autre part. Les variations du rayonnement solaire, plus faibles de 3 à 5 watts par mètre carré, sont de plus en plus souvent retenues pour expliquer la séquence plus froide du PAG (minimum de Maunder entre 1645 et 1715). Il est toujours utile de rappeler, surtout en ces périodes de grands débats sur le réchauffement climatique, où certains voient les conséquences directes de l'anthroposystème, que le rayonnement solaire est la source principale de chaleur à la surface de la terre et qu'il nous apporte 340 W/m^2 en moyenne, pour seulement 0,09 W/m^2 pour l'apport géothermique (Rotaru *et al.*, 2006). La variabilité de ses apports énergétiques est, pour certains, la clé pour comprendre les oscillations thermiques à différentes échelles temporelles et notamment depuis la fin du PAG, reléguant les actions anthropiques au second plan (Courtillot, 2009).

1.3. – Les gaz à effet de serre

Parmi les moteurs de l'évolution du climat, les gaz à effet de serre jouent effectivement un rôle direct et indirect. Parmi les gaz à effet de serre, la vapeur d'eau (H_2O) est la plus présente dans l'atmosphère. Viennent ensuite le gaz carbonique (CO_2), puis le méthane (CH_4), le protoxyde d'azote (N_2O), l'ozone (O_3) et les fluorocarbures (CFC).
Le rôle de la libération massive du méthane, notamment des clathrates, est débattu pour comprendre les grandes variabilités du climat (Beauchamp, 2004 ; Buffett et Archer, 2004 ; Carcione et Gei, 2004 ; Goel, 2006 ; Kirschvink et Raub, 2006 ; Lambert *et al.*, 2006 ; Max, 2003 ; Nicolas, 2004 ; Pissart, 2006 ; Weitemeyer et Buffett, 2006 ; Westbrook *et al.*, 2009). Dans l'Arctique, on retrouve les clathrates vers -200 m lorsque la température atmosphérique moyenne annuelle (TAMA) est de –10°C et à –130 m lorsque la TAMA est de –20°C.
Pour le moment, les zones de pergélisol jouent le rôle de puits de carbone puisque les plantes qui y poussent emmagasinent plus de CO_2 que n'en relâche la matière morte par décomposition. La quantité de CO_2 accumulée dans les milieux de toundra depuis la fin du Pléistocène est estimée entre 13 % et 30 % des réserves totales de carbone souterrain de la planète. À court terme, de un à dix ans, les régions de toundra participeraient alors au réchauffement climatique par une augmentation des émissions de CO_2 piégé dans les sols vers l'atmosphère, puis à long terme, la toundra participerait à la fixation du CO_2 (Bouchiat *et al.*, 1999). Par ailleurs, la libération de méthane est accentuée par l'humidification des toundras consécutives à la fonte plus importante de la partie superficielle du pergélisol. Les eaux stagnantes engendrent un déficit d'oxygène favorisant alors les bactéries qui vont convertir les déchets organiques en méthane.
Le forçage anthropique dans l'évolution du climat est à l'origine de vifs débats (Allègre, 2007 ; Allègre et de Demonvallon, 2010 ; Bard, 2006). Les rapports du GIEC (Pachauri et Reisinger, 2007 ; Solomon *et al.*, 2007) insistent sur cet impact de l'homme dans l'évolution actuelle du climat. Le forçage anthropique ne saurait pour autant expliquer les grandes variations et les variabilités majeures des paléoclimats notamment du Pléistocène.

2. - Les échelles spatio-temporelles des changements climatiques

Les changements et forçages climatiques sont analysables au niveau atmosphérique (changements dans les champs de pression barométrique, comme l'oscillation nord-atlantique, l'oscillation arctique ; dans les données thermiques et pluviométriques, l'effet de serre), au niveau océanique (circulation thermohaline, eustatisme, albédo), et terrestres (albédo, évaporation…). Ils ont directement et indirectement des conséquences pour le géosystème paraglaciaire (fig. I.2.).

2.1. – Les changements climatiques majeurs dans le passé

Les changements majeurs interglaciaires-glaciaires ont été nombreux dans l'histoire de la Terre, leur durée (longues périodes glaciaires, et courts interglaciaires) ont eu des incidences majeures sur la dynamique paraglaciaire et les paysages, notamment au cours du Pléistocène.

2.1.1. – Les glaciations antérieures au Pléistocène

Bien avant les glaciations du Pléistocène, mieux connues car bien documentées par les archives glaciaires, la Terre a enregistré par le passé des glaciations et des interglaciaires, donc des séquences paraglaciaires. La terre aurait connu cinq fois au Protérozoïque, une englaciation généralisée, théorie de la « terre boule-de-neige » (Kirschvink, 1992) et par conséquent, des séquences paraglaciaires, que l'on retrouve aujourd'hui à l'état fossile. L'entrée en glaciation avec cette théorie se ferait en 500 000 ans, elle durerait 10 millions d'années et la sortie de la glaciation, par le biais des clathrates, se ferait en 500 ans. À partir du Paléozoïque, les glaciations changent de style et deviennent régionales. La glaciation de l'Ordovicien (435 Ma) est bien documentée, notamment par les tillites du Sahara, et aurait duré un million d'années (Rognon, 1967). Celle du Permo-Carbonifère (vers 300 Ma) aurait eu une durée plus longue (50 Ma).

2.1.2. – Les archives climatiques pléistocènes des forages glaciaires

Pour les glaciations du Pléistocène, les forages glaciaires apportent des indications paléoclimatiques d'une grande importance, à la fois comme archives et comme base pour la compréhension des évolutions climatiques futures. L'Antarctique et le Groenland représentent les plus grands potentiels pour ces forages glaciaires. En Antarctique, l'épaisseur de la glace peut atteindre 4 800 mètres, et au Groenland 3 000 mètres. Les isotopes stables de l'eau (oxygène 18, deutérium, etc) ou les gaz (le méthane, par exemple) piégés dans la glace sont utilisés comme paléothermomètres pour connaître les températures au moment des précipitations atmosphériques. Ainsi, cette méthode permet la reconstitution des évolutions paléoclimatiques sur 810 000 ans en Antarctique (fig. 3.2.) et sur 125 000 ans au Groenland (fig. 3.3. ; EPICA community members, 2004, 2006 ; North Greenland Ice Core Project members, 2004 ; Landais *et al.*, 2004a, 2004b, 2004c, 2006 ; Masson-Delmotte *et al.*, 2005a, 2005b, 2006a, 2006b ; Andersen *et al.*, 2006 ; Svensson *et al.*, 2006 ; Jouzel *et al.*, 2007 ; Steffensen *et al.*, 2008).

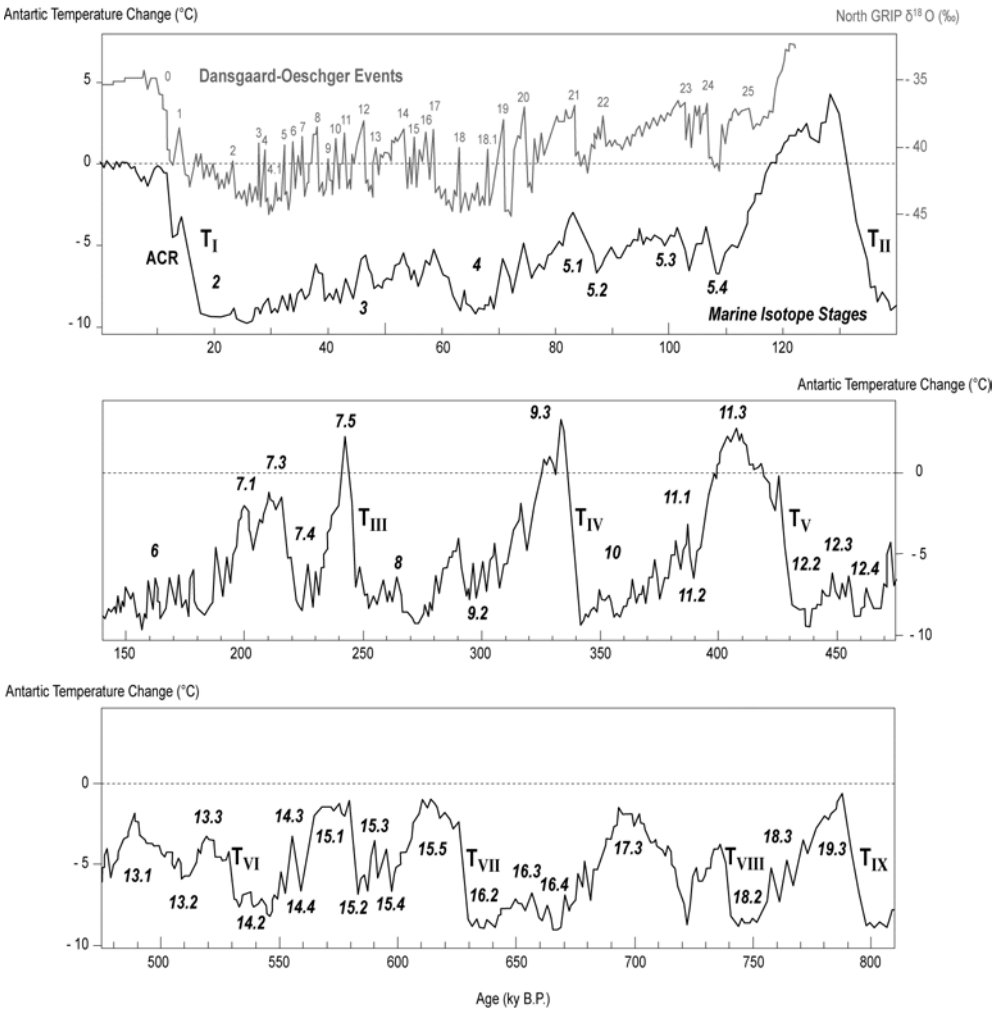


Fig. 3.2. – Le forage en Antarctique au Dome C (810 000 ans), d'après Jouzel et al. *(2007).*

Sur l'ensemble du Quaternaire, le nombre de cycles glaciations-déglaciations, basé d'une part sur les forages océaniques et la constitution des courbes isotopiques de l'oxygène 18, et d'autre part sur la susceptibilité magnétique des lœss dans les séries continentales, est de 17 en 1,7 Ma. Cette périodicité de 100 000 ans correspond au cycle de Milankovitch basé sur l'excentricité de l'orbite terrestre. En revanche, chaque cycle est lui-même perturbé par des périodes froides et chaudes, elles-mêmes interrompues par des phases de réchauffement et de refroidissement.

Le forage de Vostok montre une succession de périodes glaciaires plus longues (100 000 ans) que les interglaciaires (10 000 ans). L'amplitude des températures par rapport à l'Actuel est de l'ordre de ±10°C, avec des températures parfois supérieures de 2°C à l'Actuel, parfois inférieures de 8°C. Le forage plus profond du Dome C montre que les interglaciaires antérieurs à 400 Ka sont moins chauds de 20 % et surtout plus longs (jusqu'à 28 Ka). Par ailleurs, le rythme change aussi, d'une périodicité de 100 Ka depuis 400 Ka, elle est de 41 Ka auparavant. Un interglaciaire vieux de 400 000 ans (stade isotopique marin 11 (MIS 11) focalise l'attention des paléo-climatologues, car il a duré longtemps (28 à 30 000 ans) par rapport aux autres interglaciaires et sa configuration orbitale est semblable à l'actuelle (Raynaud *et al.*, 2005). Le forage de Vostok a également montré que lors de la déglaciation rapide, il y a 240 000 ans, le réchauffement de l'Antarctique précède de 800 ans

l'augmentation des teneurs atmosphériques en CO_2 (Caillon *et al.*, 2003). Ce paramètre est fondamental dans la compréhension du débat actuel sur les rapports de causalité entre augmentation du CO_2 et des températures.

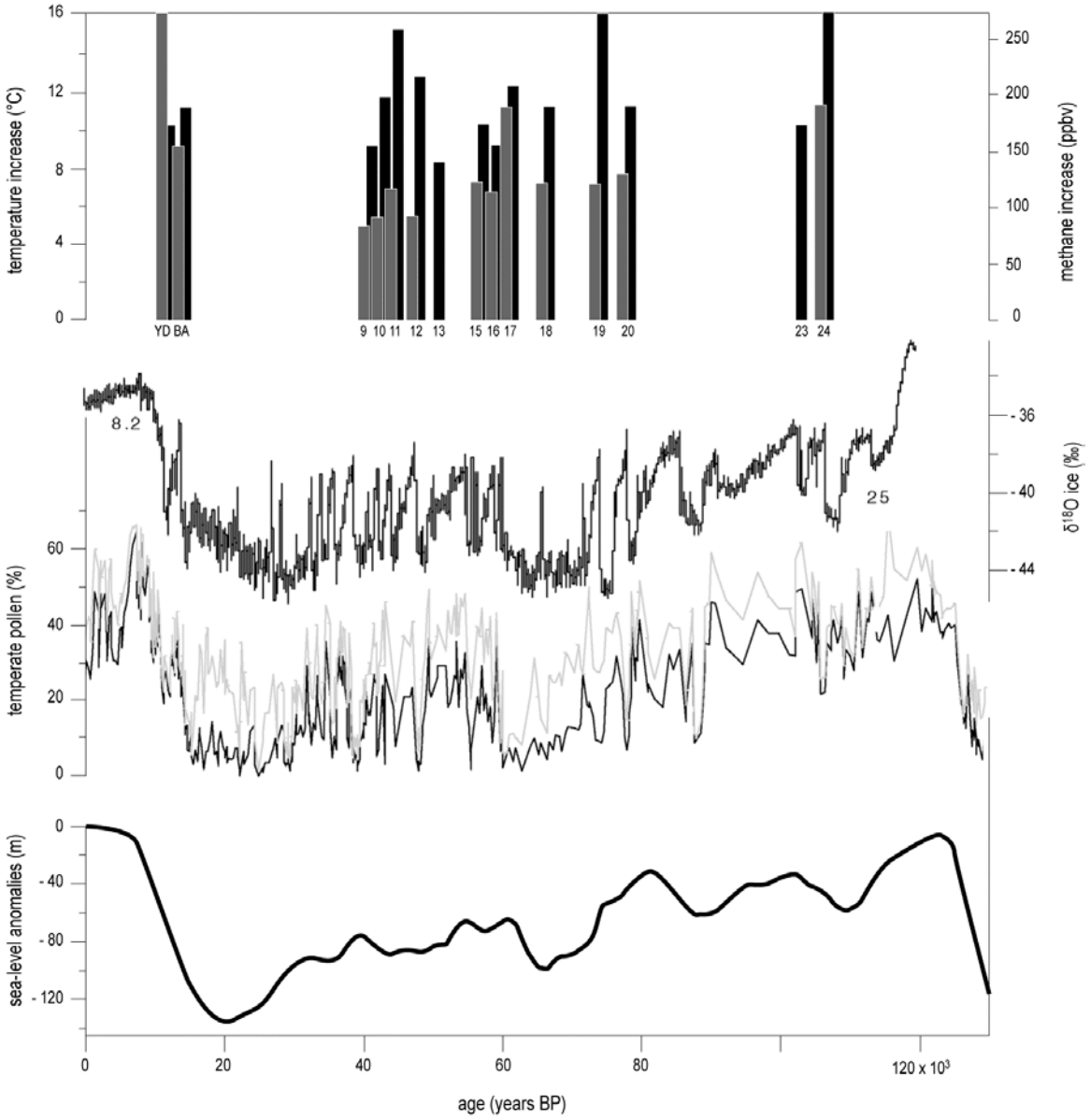


Fig. 3.3. – Le forage au Groenland (123 000 ans) (d'après Masson-Delmotte et al.*, 2005b).*

Par l'intermédiaire des forages glaciaires, il est possible de reconstituer la circulation atmosphérique autour de l'Antarctique en analysant les poussières piégées dans la glace. En fonction notamment de leur nature et de leur taille, les zones émettrices de poussières sont identifiées : Amérique du Sud, Afrique du Sud, Nouvelle-Zélande, Australie, et différents secteurs périphériques de l'Antarctique. En période glaciaire, le flux de poussières est logiquement supérieur à celui enregistré pendant les périodes interglaciaires, du fait de l'accroissement des surfaces continentales émergées (bas niveau marin), d'une érosion éolienne favorisée par une végétation rase et discontinue dans les régions froides, plus arides, et d'une circulation atmosphérique également plus intense. Au cours des périodes

glaciaires, l'Antarctique reçoit des sédiments en provenance de Patagonie et des régions de pampas d'Amérique du Sud. En périodes interglaciaires, la source sud-américaine s'affaiblit ; elle est relayée par des sédiments éoliens en provenance de l'Australie (Delmonte, 2006).

Ainsi l'interglaciaire Éémien (de 130 à 118 000 ans, stade isotopique marin 5e, MIS 5e) a-t-il enregistré des températures de 3 à 5 °C plus élevées qu'aujourd'hui et une hausse du niveau marin (de 4 à 6 mètres) supérieure à l'Actuel, à cause de la fonte de 50 % de l'inlandsis groenlandais, de glaciers de montagne et d'une fraction de la péninsule Antarctique. Cette séquence plus chaude s'explique par des conditions orbitales différentes de celles que nous connaissons actuellement, mais elle est intéressante puisque les ordres de grandeur du réchauffement sont les mêmes que ceux envisagés pour la fin du 21e siècle. La baisse des températures du chaud au froid s'est effectuée en 7 000 ans entre 122 et 115 000 BP et correspond à une dégradation lente du climat et non à un changement abrupt.

Le Dernier Maximum Glaciaire (DMG, ou LGM en anglais) est diachrone, plus précoce aux hautes latitudes arctiques (vers 80 000 ans), vers 36 000 ans en Islande, vers 40 000 ans dans les Pyrénées. Les crues glaciaires enregistrées vers 20 000 ans (H2 à 21,1 ka) et vers 15 000 ans (H1 à 14,5 ka), sur lesquelles les cartes d'extension maximale des glaciers se basent, sont parfois réinterprétées comme des *surges* et non pas comme les phases les plus froides et les plus arides de la dernière glaciation (Van Vliet-Lanoë, 2005). La séquence de déglaciation, qui a suivi l'extension maximale des glaciers sur les Iles Britaniques vers 18 500 BP, est extrêmement rapide, comme l'ont montré les travaux d'Evans *et al.* (2009). En Islande, la séquence de déglaciation est également rapide et aurait été réalisée en moins de 1 000 ans à partir de 11 500 BP (Geirsdóttir, 2004 ; Licciardi *et al.*, 2007 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2005 et 2007). À partir d'une étude lacustre utilisant des critères multiples, dont la présence de chironomidés (*lake flies* ou mouche des lacs), les travaux de Langdon *et al.* (2010) suggèrent que le nord de l'Islande aurait enregistré des températures de 2 à 2,5°C supérieures à l'actuel au début de la déglaciation, entre 10 500 et 8 500 cal. BP.

Cependant, ces grandes oscillations climatiques entre glaciaires et interglaciaires à l'échelle de l'ensemble du Pléistocène ne peuvent occulter la variabilité encore plus grande du climat sur des pas de temps plus courts.

2.2. – La variabilité du climat

Les forages de North GRIP (*Greenland Ice Core Project*) se sont déroulés à 75.09° de latitude Nord, et 42.32° de longitude Ouest et à une altitude de 2 930 m entre 1996 et 2004. La bonne résolution temporelle permet de montrer que la dernière période glaciaire du Pléistocène a été d'une grande variabilité. Une nouvelle méthode permet d'évaluer la température depuis l'évaporation de l'eau à la surface océanique (plus la température de la surface océanique est élévée, plus la présence de l'isotope deutérium est grande), jusqu'à la formation des flocons de neige sur l'inlandsis groenlandais (plus le climat local est chaud, plus grande est l'abondance en oxygène 18). En même temps, l'analyse des poussières montre que plus le climat est froid, plus l'atmosphère se charge de poussière en provenance des zones arides et plus elle se dépose au-dessus du Groenland. Le contenu en poussières change en premier et diminue d'un facteur 10 en quelques décennies. Le premier signe de changement du climat se trouve donc loin du Groenland, dans les déserts d'Asie, sources de ces poussières. Ensuite, l'excès en deutérium de la glace se modifie d'un niveau glaciaire à un niveau interglaciaire quasiment d'une année à l'autre, ce qui témoigne d'une réorganisation extrêmement

rapide de la circulation atmosphérique tropicale puis polaire. Ainsi, il est possible de montrer des changements importants, à l'échelle saisonnière, des trajectoires des dépressions et de l'extension de la banquise, deux moteurs susceptibles de générer des changements climatiques abrupts, en plus des changements dans la circulation océanique connus également par l'analyse des sédiments marins.

2.2.1. – Les interstades de Dansgaard-Oeschger (DO)

Par ailleurs, même pendant les séquences glaciaires, la variabilité du climat de l'Arctique présente des oscillations avec des réchauffements de 8 à 16°C au Groenland en quelques décennies seulement. Ces oscillations, réchauffement brutal et refroidissement lent, sont appelées interstades de Dansgaard-Oeschger (DO), du nom de leurs découvreurs Willy Dansgaard de Copenhague et Hans Oeschger de Berne. Les interstades DO se sont répétés vingt-cinq fois au cours de la dernière période froide. Leur durée (cycle réchauffement-refroidissement) oscille entre 500 et 2 000 ans avec des oscillations de température supérieures à 10°C en quelques dizaines d'années seulement. Entre 76 et 62 000 BP, les variations de températures sont de + 11°C (DO 18), + 16°C (DO 19) et + 11°C (DO 20). L'analyse de l'événement de DO 19 (fig. 3.4. ; Landais *et al.*, 2004c) montre une première phase de refroidissement de 300 ans, suivie par une augmentation de 5°C en 1 000 ans (phase II), puis un refroidissement de 1°C en 200 ans (phase III). Le réchauffement le plus rapide et le plus spectaculaire est de + 16°C en moins de 100 ans et qui installe un maximum de température pendant 200 ans (phase IV). Le refroidissement qui suit est également assez rapide dans son amorce et plus lent par la suite (phase V). Les variations dans l'origine des précipitations et dans leur saisonnalité sont suggérées pour comprendre cette forte variabilité. Les événements DO suivants (DO 9 à 17) ont connu des réchauffements dont l'amplitude varie de 8 à 15°C (Huber *et al.*, 2006). En Antarctique, la contrepartie des DO atteint une intensité de 1 à 3°C (Masson-Delmotte *et al.*, 2006b).

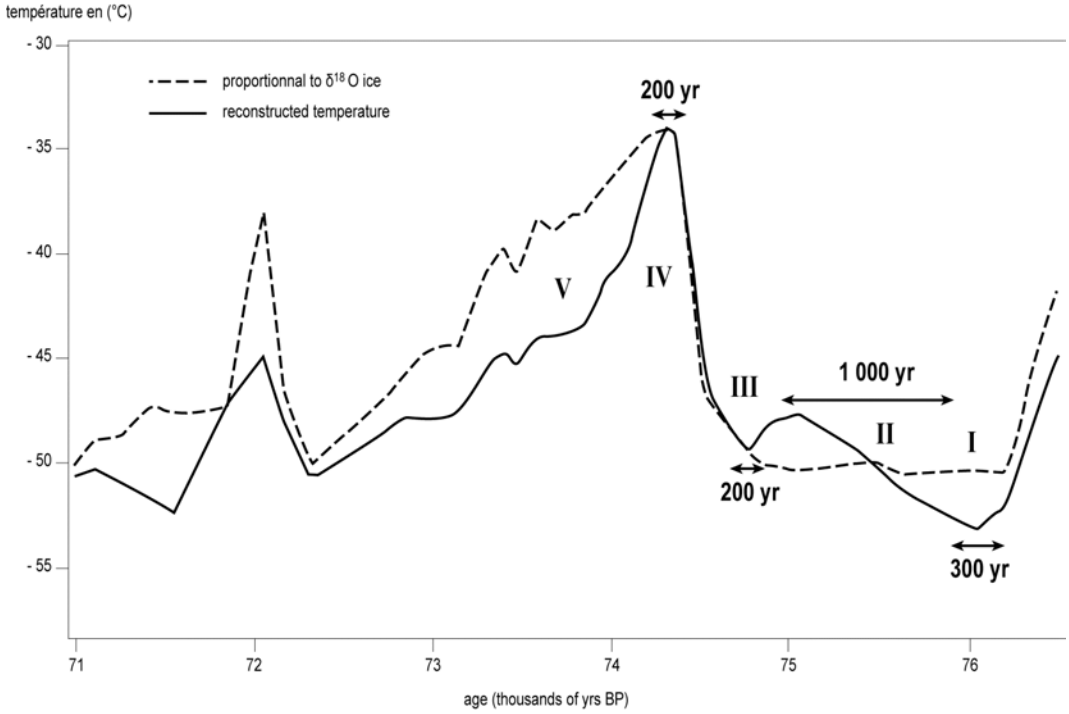


Fig. 3.4. – Reconstruction de la température pour l'événement DO 19 au Groenland (d'après Landais et al.*, 2004c).*

2.2.2. – Les événements de Heinrich

On retrouve cette variabilité dans les sédiments marins (fig. 3.5.). Ce sont les événements décrits en 1988 par l'océanographe allemand Hartmut Heinrich montrant six débâcles glaciaires depuis 60 000 BP en provenance du Canada dans l'Atlantique Nord (des armadas d'icebergs), déchargeant des sédiments sableux. Les calottes glaciaires atteignent des tailles limites et leurs bordures s'effondrent. Chaque débâcle dure environ 1 000 ans et affecte l'ensemble de l'Atlantique Nord jusqu'à Gibraltar. L'eau douce de fonte des icebergs, moins dense que l'eau de mer, modifie la circulation thermohaline océanique et bloque la remontée de la dérive nord-atlantique. Les refroidissements des événements de Heinrich sont de l'ordre de 4°C en quelques dizaines d'années seulement.

Par ailleurs, les bouleversements rapides du climat ont affecté la fin de la période glaciaire. Au Groenland, un premier réchauffement rapide s'est produit vers 14 700 ans, avec une augmentation de plus de 10°C (Bølling). L'enregistrement du lac d'Amersee en Allemagne suggère des changements de température en Europe de 5,5 et 8 ± 1,5°C lors du début du Bolling-Alleröd et à la fin du Dryas. Vers 12 900 ans, un retour à des conditions glaciaires s'est traduit par des températures extrêmement froides, puis le réchauffement final débute, il y a 11 700 ans et marque la fin de la dernière séquence froide (Broecker, 2000).

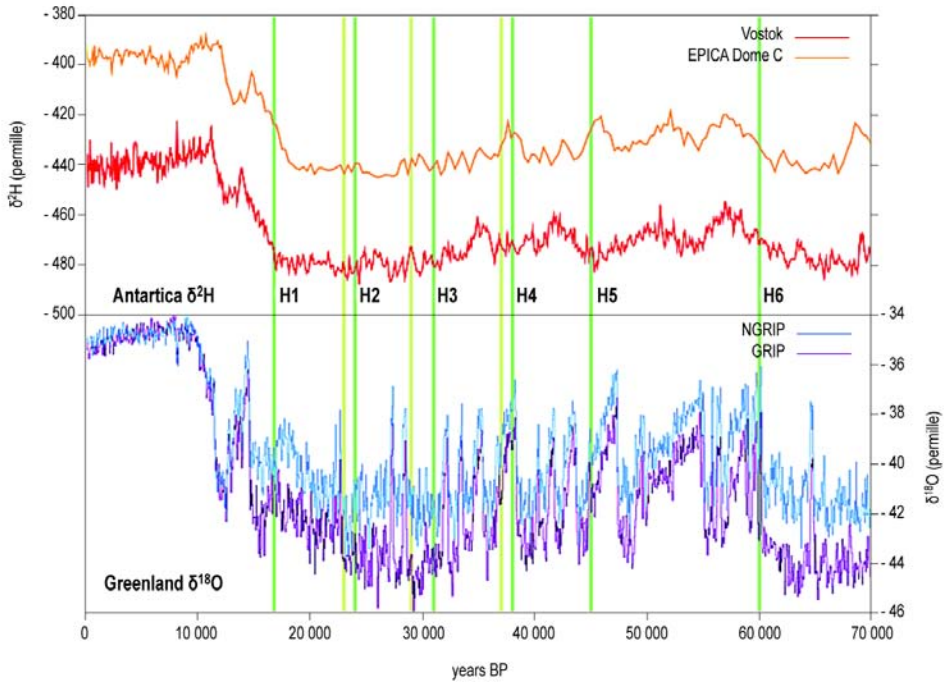


Fig. 3.5. - Les événements de Heinrich
Sources :
rouge :Vostok
ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/antarctica/vostok/deutnat.txt
orange : EPICA DomeC
ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/antarctica/epica_domec/edc_dd.txt
violet : GRIP http://www.glaciology.gfy.ku.dk/data/grip-ss09sea-cl-50yr.stp
bleu : NGRIP http://www.glaciology.gfy.ku.dk/data/NGRIP_d18O_50yrs.txt
vert : événements de Heinrich

À une autre échelle temporelle, la variabilité du climat se lit dans l'analyse des dynamiques atmosphériques.

2.2.3. – L'oscillation Nord-Atlantique (NAO)

L'oscillation Nord-Atlantique (NAO en anglais pour *North Atlantic Oscillation*) est une sorte de balancier entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. L'indice NAO est calculé en opérant la différence entre la pression au niveau de la mer en hiver (décembre à mars) à Lisbonne, au Portugal, et à Stykkisholmur en Islande (Hurrell, 1995). Les anomalies sont normalisées par rapport à une période de référence de 120 ans (1864-1983) et oscillent entre +5 et -5. En phase positive, la différence de pression entre les deux éléments est plus forte que la normale, les vents d'ouest exportent des flux de chaleur et d'humidité vers l'Atlantique Nord. En phase négative, la différence de pression est plus faible, la circulation zonale d'ouest est réduite et remplacée par des descentes d'air froid. Ces variations spatio-temporelles ont des implications très fortes sur le régime des précipitations et des températures hivernales sur le nord-ouest de l'Eurasie et sur une partie du Groenland. Les glaciers de Scandinavie sont bien alimentés en neige lors des phases positives (Nordli *et al.*, 2003) et ceux des Alpes ont des bilans positifs lors des phases négatives (Six *et al.*, 2001). Ils sont en opposition de phase. La grande variabilité annuelle de l'indice NAO masque aussi une évolution tous les 20 à 25 ans entre une phase positive et une phase négative pour le 20^{e} siècle. En revanche, les indices sont majoritairement positifs depuis la fin du PAG (fig. 3.6.). Les modèles climatiques montrent que l'indice serait en phase positive des années 2010 aux années 2030 et repasse en phase négative dans les années 2040 (Dorn *et al.*, 2003).

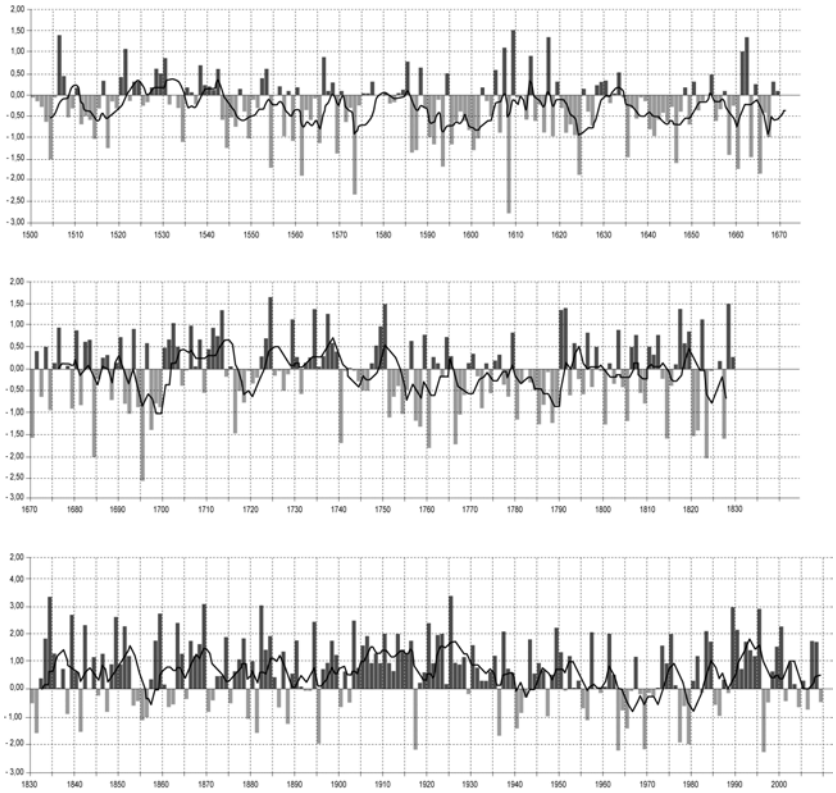


Fig. 3.6. – L'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) de 1500 à 2009
(Source : http://la.climatologie.free.fr/nao/NAO.htm)

2.2.4. – L'oscillation arctique (AO)

L'oscillation arctique (AO en anglais pour *Arctic Oscillation*) est déterminée par la pression atmosphérique au niveau de la mer. Elle est dite négative ou positive selon que les pressions sont inférieures ou dépassent la normale. Des basses pressions favorisent les flux d'ouest dans l'Atlantique Nord et correspondent à des périodes « chaudes » (fig. 3.7.).

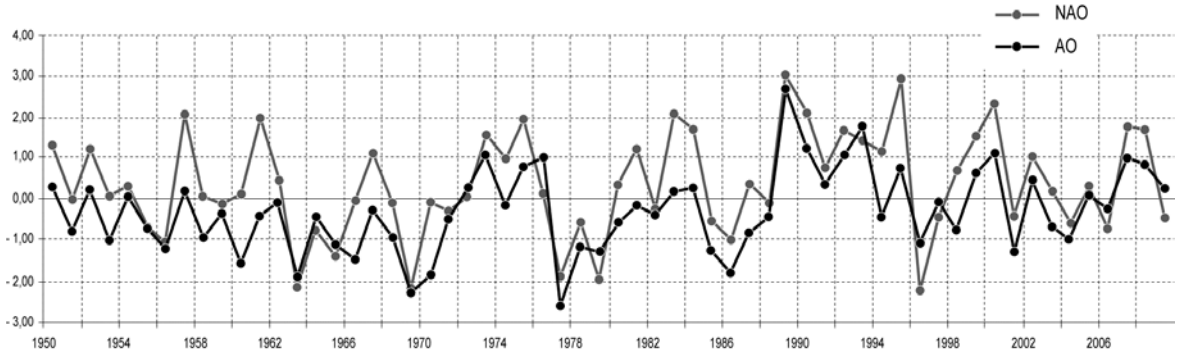


Fig. 3.7. - L'indice de l'Oscillation Arctique (AO) et de la NAO de 1950 à 2009.
Source : http://la.climatologie.free.fr/ao/AO.htm

En revanche, l'Antarctique ne montre pas de changements aussi spectaculaires. Les phases de refroidissement et de réchauffement s'inscrivent sur des pas de temps millénaires avec des amplitudes de températures de 1 à 3°C, mais en correspondance temporelle avec les oscillations enregistrées en Arctique. Certains événements DO auraient donc un homologue atténué en Antarctique : lorsque le Groenland se réchauffe, l'Antarctique se refroidit. Cette bascule climatique entre les deux zones polaires est régie par la circulation océanique de l'Atlantique. Les courants marins circumpolaires et la circulation atmosphérique concourent à l'isolement relatif du continent blanc du reste de la planète et le préservent des fortes oscillations climatiques, sans toutefois l'en épargner complètement.

2.3. – Les changements actuels et futurs du climat

Le réchauffement climatique contemporain de notre planète n'est pas homogène sur le plan spatial. Il est en moyenne pour l'ensemble du globe de +0,7°C en un siècle, avec une incertitude de 0,2°C et des étapes dans le réchauffement, une première augmentation entre 1910 et 1945 (Bengtsson *et al.*, 2004) et une seconde de 1975 à nos jours (fig. 3.8.).

Dans l'Arctique, la période 1901-1930 était plus froide que la période 1961-1990. La période 1931-1960 était en revanche plus chaude que la période 1961-1990. Cependant, les deux dernières décennies enregistrent des températures plus élevées que la période 1961-1990, à l'exception notable de la partie occidentale du Groenland où toutes les stations présentent des températures plus basses que pendant la période 1961-1990 et où la période de référence 1931-1960 conserve des températures plus élévées (Førland *et al.*, 2004 ; Kergomard, 2007).

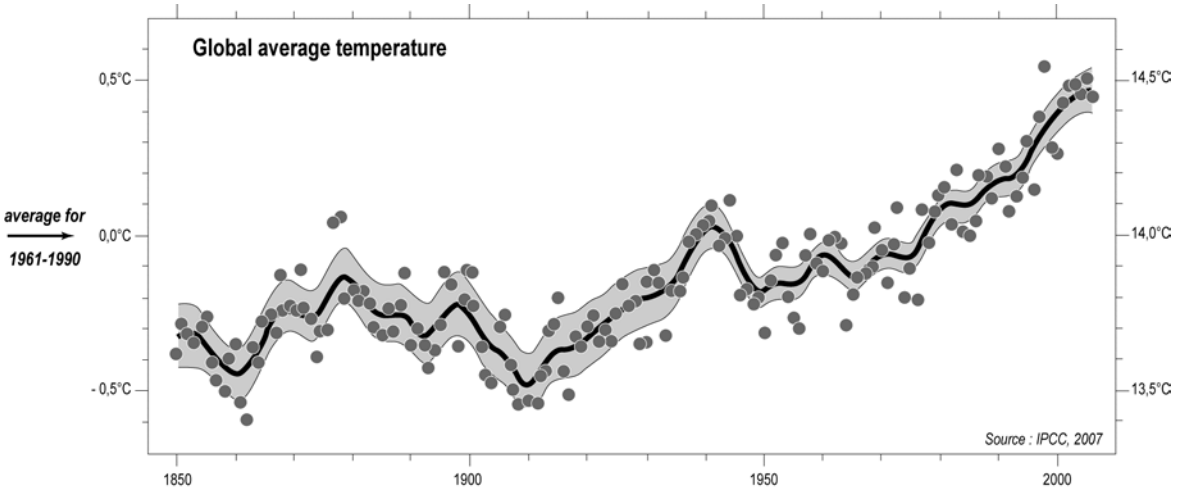


Fig. 3.8. - Évolution des températures moyennes annuelles pour l'ensemble de la planète depuis le 19e siècle.

2.3.1. – Le réchauffement du bassin arctique

Les régions polaires de l'Arctique enregistrent des modifications plus importantes que le reste de la planète. Tous les modèles convergent pour prédire une forte augmentation des températures au-dessus du bassin arctique au cours du 21e siècle (Rinke *et al.*, 2004, 2006a et b ; Masson-Delmotte *et al.*, 2005b ; Dethloff *et al.*, 2006).

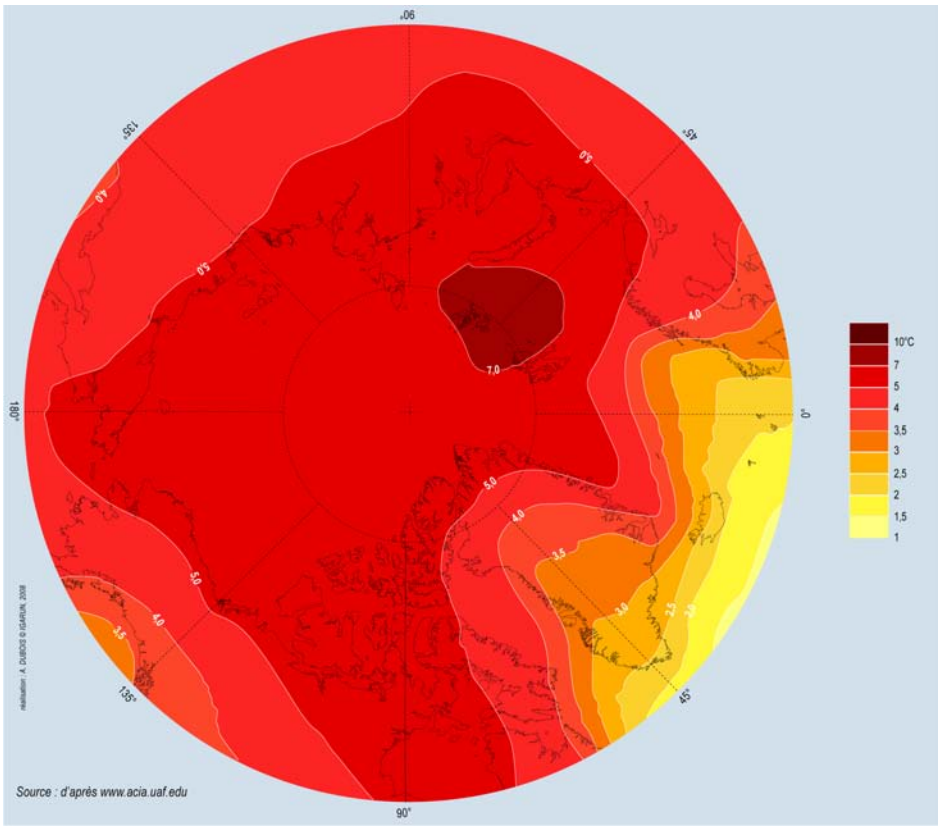


Fig. 3.9. Augmentation des températures de l'Arctique (entre 1980-1999 et 2080-2099).

Les modèles retenus par le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC), dans son dernier rapport du 2 février 2007, pronostiquent, d'ici à la fin du 21e siècle, une augmentation moyenne de l'air d'ici 2100 estimée entre 1,4 et 5,8°C pour l'ensemble de la planète et des hausses de température suffisamment importantes dans les hautes latitudes boréales (d'une dizaine de degrés) pour envisager la disparition de la banquise arctique en fin d'été (fig. 3.9.).

2.3.2. – L'albédo : clé de compréhension du système climatique arctique

Les causes sont à rechercher dans les mécanismes des climats polaires avec le rôle fondamental de l'albédo des surfaces enneigées et englacées qui renvoient plus d'énergie solaire qu'elles n'en reçoivent (fig. 3.10.). L'albédo (proportion du rayonnement solaire réfléchie par une surface) d'un sol couvert de neige oscille entre 75 et 95 %, celui de la banquise dense de l'hiver de 70 à 80 %, 30 à 60 % pour la banquise lâche estivale, alors que celui d'un sol nu est de 30 % et de seulement 5 à 10 % pour la mer libre. La cryosphère terrestre ou marine isole le monde polaire du réchauffement tout en refroidissant l'atmosphère qui la surmonte. Dans l'Arctique, la fonte des glaces de mer est avérée depuis 1978, date des premières observations par radiométrie. Entre 1978 et 2003, la banquise a perdu 14 % de sa surface en été et 5 % en hiver de même qu'elle a perdu 1,3 m d'épaisseur moyenne, passant de 3,1 à 1,8 m (Johannessen *et al.*, 2004). Le différentiel d'albédo entre la banquise et la mer libre entraînerait une boucle de rétroaction positive pour le réchauffement global.

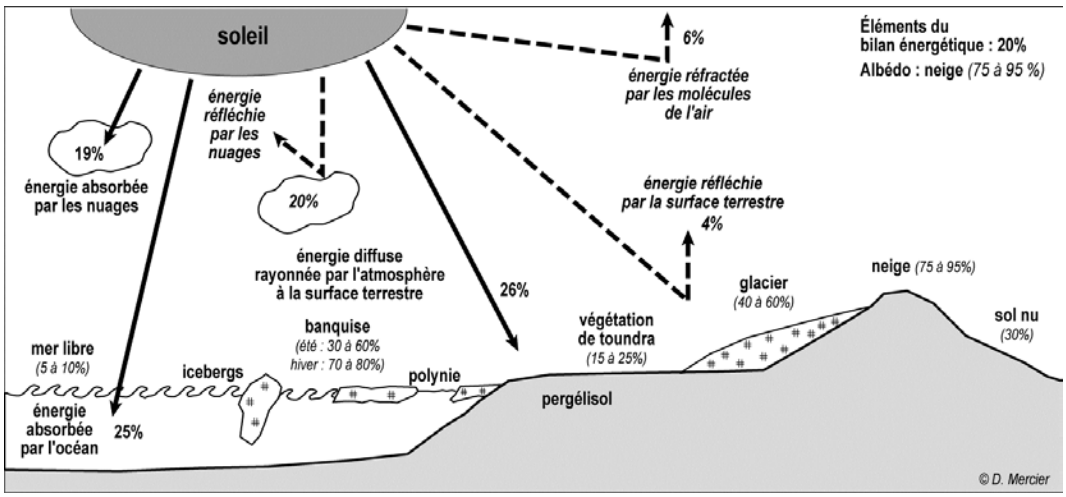


Fig. 3.10. – Les éléments du bilan énergétique et de l'albédo en Arctique (d'après Mercier, 2005a).

Or la fonte des glaciers, celle précoce de la neige, associées à la rétraction de la banquise arctique, qui a perdu, en été, 7,4 % de surface par décade depuis 1978, accélèrent le réchauffement. Dans l'Arctique, les températures de la couche active au-dessus du pergélisol ont gagné 3°C depuis 1900. La surface des sols gelés en hiver a diminué de 7 % depuis cette date dans l'hémisphère Nord. Le 16 septembre 2007, la banquise actique a atteint un record avec son plus bas niveau depuis 20 ans avec 4,2 millions de km^2, presque égalé en 2008 avec 4,52 millions de km^2, soit 40 % de moins. Il en est de même avec l'épaisseur qui est passée de 3 m à 1,5 mètre sur une grande partie de l'océan Arctique. Seule la région située au nord du Groenland et du Canada, où les glaces de mer s'accumulent sous l'effet des vents, des courants et de la pression exercée sur le pack par les plaques de banquise dérivantes, n'est pas touchée par cet amincissement. De plus, la banquise est recouverte en été sur près de 50 % de sa surface par des flaques de fonte qui atteignent jusqu'à un mètre de profondeur et

est parcourue par de nombreux chenaux d'eau libre, ce qui contribue à réduire son albédo. De surcroît, la vitesse de la dérive transpolaire s'est accentuée et la banquise est devenue plus mobile. Ces données s'expliquent par une augmentation des températures de l'atmosphère liée à de l'advection de masses d'air chaud et humide à basses altitudes qui ralentit la formation de la glace de mer et déclenche une fonte accélérée de celle-ci. Les prévisions du GIEC sont en deçà de la réalité observée dans le bassin arctique et permettent d'envisager une disparition de la banquise en été dès 2015 (Gascard, 2008).

2.3.3. - Les boucles de rétroaction du système climatique arctique

Les relations du monde polaire face aux changements climatiques dépendent essentiellement des boucles de rétroaction atmosphère-cryosphère (fig. 3.11.).

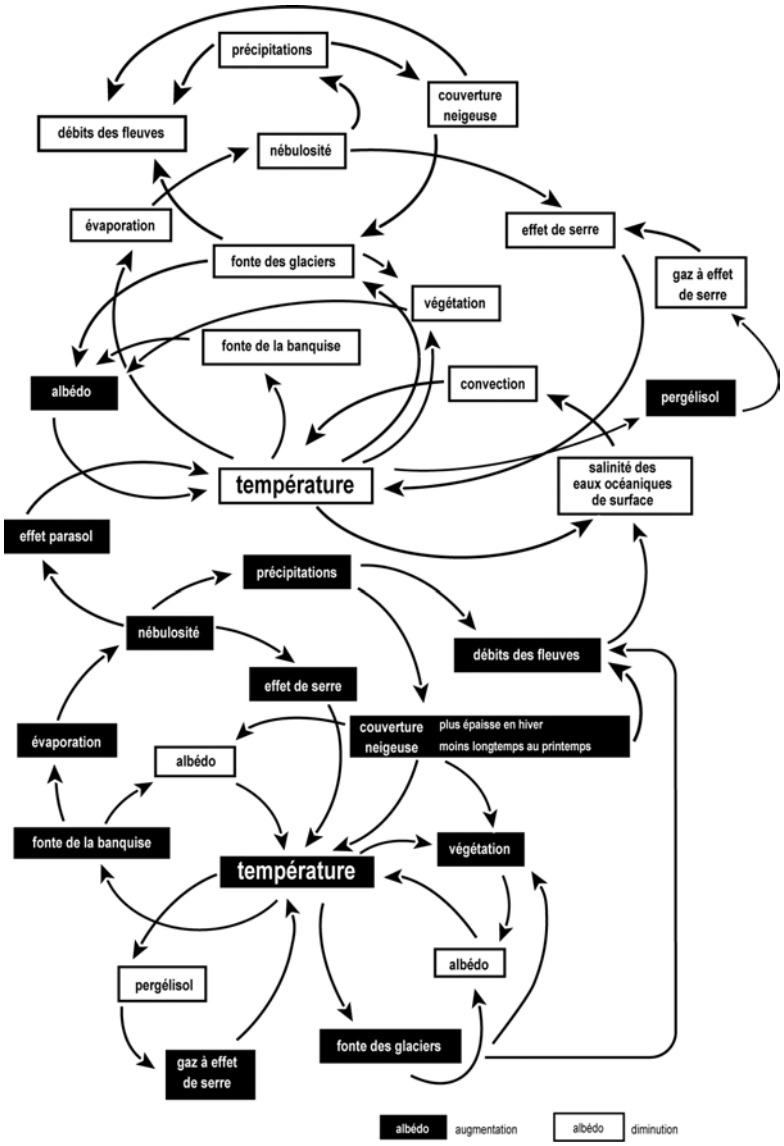


Fig. 3.11. – Les boucles de rétroaction atmosphère-cryosphère (d'après Mercier, 2005a).

Les éléments du système climatique permettent de comprendre les boucles de rétroaction positives qui amplifient la fonte de la banquise (fig. 3.12.). Une première boucle de rétroaction thermodynamique résulte des variations de température sur le bassin arctique. Une deuxième boucle de mécanique directe s'ajoute et concerne les effets de la perte de résistance mécanique d'une glace de mer amincie, dont la dislocation abaisse l'albédo. Une troisième boucle, de mécanique indirecte, représente l'accélération de la dérive de la banquise et de son expulsion par le détroit de Fram (Weiss, 2008). Le réchauffement, notamment en hiver, s'explique par ailleurs par le maintien près du sol, par les hautes pressions, des couches de l'atmosphère réchauffée (Hauglustaine *et al.*, 2004).

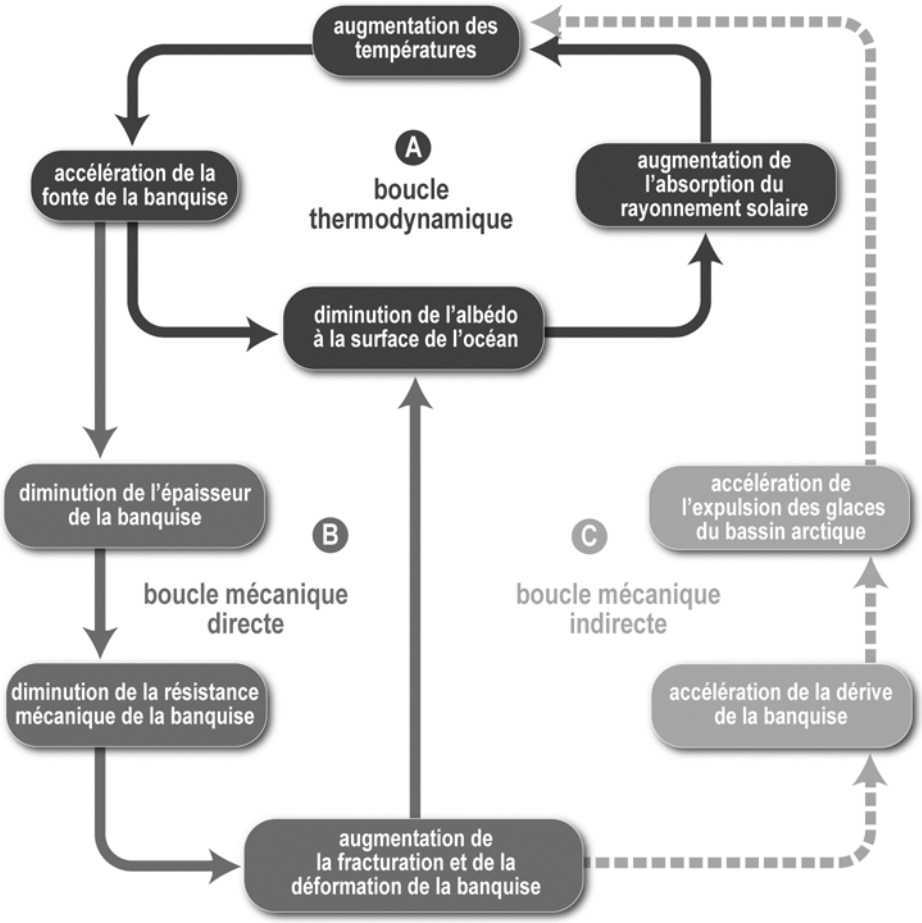


Fig. 3.12. – Les boucles de rétroaction amplifiant la fonte de la banquise (d'après Weiss, 2008).

Le réchauffement lui-même augmente le potentiel d'humidité contenu dans l'atmosphère, donc concrètement la nébulosité (nuages), qui a deux effets antagonistes. Le premier est l'accroissement de l'effet de serre, favorable au réchauffement (boucle de rétroaction positive). Le second est « l'effet parasol », c'est-à-dire la diminution de la radiation solaire directe (boucle de rétroaction négative), qui induit un refroidissement. Cet « effet parasol » peut être aggravé par l'émission de gaz à effet de serre d'origine anthropique. Dans les milieux polaires, la conséquence d'une plus grande pluviosité peut être une augmentation des précipitations liquides aux dépens des précipitations solides. La fonte plus précoce de la neige au printemps accélère le réchauffement de l'atmosphère. Depuis 1972, la quantité de neige déposée en avril diminuerait de 4 % par décennie en Amérique du Nord et en Eurasie. La

modification de la nature du sol modifie l'albédo. Dès lors que la neige ne reflète plus le rayonnement solaire, les sols absorbent l'énergie et accroissent le réchauffement.
Une autre boucle de rétroaction positive est amorcée avec la fonte du pergélisol. Le pergélisol, largement hérité des périodes froides du Pléistocène, se concentre sur un quart des terres émergées. Cette fonte, conséquence directe du réchauffement de l'air et amorcée depuis le début de l'Holocène, engendre la libération de gaz à effets de serre dans l'atmosphère avec entre autres, le dioxyde de carbone (CO_2) et le méthane (CH_4), notamment renfermé dans les clathrates, donc renforce le réchauffement.

2.3.4. - Les nuances régionales et locales au sein du monde polaire

À l'échelle de l'ensemble des milieux polaires, il faut nuancer en fonction des types de milieux et des ensembles régionaux. Le monde polaire antarctique ne répond pas de la même manière aux changements climatiques contemporains que l'Arctique. Les modèles ne prévoient pas de réchauffement rapide pour l'Antarctique à cause du rôle stabilisateur de l'océan. À l'Éémien, lors du dernier interglaciaire entre 130 000 et 110 000 BP (stade isotopique 5e), la température du globe était plus chaude de 5°C qu'actuellement et l'Antarctique était presque identique (Rémy, 2003). En revanche, le Groenland aurait perdu 50 % de sa surface englacée au cours de cet interglaciaire. Aussi, au sein du monde arctique, il faut opposer les régions soumises aux influences continentales comme la Sibérie ou le grand Nord canadien, et les régions polaires océaniques comme le Svalbard (Whitfield *et al.*, 2004). Enfin, les réponses des régions polaires aux changements climatiques dépendent des nombreux paramètres comme le taux d'englacement, le taux de végétalisation, la disposition orographique…
L'exemple de l'archipel du Svalbard permet de comprendre une partie de la complexité de ces échelles spatiales. À l'échelle de l'Arctique, le Svalbard appartient au monde polaire océanique. Mais on peut déjà distinguer au sein de l'archipel une façade occidentale et une orientale. La première conserve les traits de l'océanité avec les conséquences climatiques que lui confère une des branches de la dérive nord-atlantique : abondance relative des précipitations (400 mm par an), température douce en été (5°C pour la moyenne de juillet) et moins froide en hiver (-12°C pour la moyenne de janvier), absence de banquise estivale, glaciers moins omniprésents, végétation plus importante… La façade orientale demeurant durablement emprisonnée par la banquise. Cette opposition de façades se retrouve de part et d'autre du Groenland septentrional où la façade orientale demeure plus froide en été à cause du courant transpolaire dans le détroit du Fram au débouché de l'océan Glacial arctique.
Les échelles locales permettent de nuancer encore les impacts des changements climatiques sur les milieux polaires. Des travaux menés au Spitsberg nord-occidental, sur la presqu'île de Brøgger, montrent des nuances locales importantes dans les conditions microclimatiques avec notamment des répercussions fondamentales pour l'adaptation des plantes (Joly, 2004). Les gradients thermiques sont influencés par la présence de la mer, les positions d'abri, les vents locaux dépendant eux-mêmes de la présence des glaciers, de l'altitude… Ainsi, par beau temps, les sites les plus chauds sont situés au cœur des massifs montagneux avec une puissante inversion thermique et un gradient de l'ordre de 1°C pour 100 m entre les sites proches de la mer et les sommets. Des températures de +30°C sont ainsi enregistrées vers 500 m d'altitude, mais aussi dans certains secteurs abrités des plaines côtières. Les températures les plus basses sont localisées à proximité du fjord. Par mauvais temps, les conditions changent, la température diminue logiquement avec l'altitude selon un gradient de 0,8°C pour 100 m. Il gèle au-dessus de 200 m d'altitude alors que la température au niveau de la mer demeure positive autour de 2 à 5°C. Ainsi, quelles que soient les conditions météorologiques, les secteurs les plus favorables au développement des plantes sont représentés par des niches

écologiques dans lesquelles les plantes thermophiles vont se réfugier. Ces niches sont bien abritées des vents en provenance de la mer et des glaciers, et localisées à basses altitudes, conjuguant températures élevées par beau temps et températures douces par mauvais temps.

2.3.5. - Changements climatiques et couvertures végétales

Les milieux polaires se caractérisent par une végétation pauvre et le plus souvent discontinue. La toundra peut néanmoins se présenter sous différents faciès : toundra pierreuse des milieux les plus hostiles, toundra herbeuse plus ou moins humide, toundra arbustive des milieux les mieux abrités. Cette végétation doit affronter des contraintes multiples : pauvreté des sols essentiellement due à leur jeunesse ; faiblesse des températures estivales, qui réduit d'autant la durée de la période végétative ; présence du pergélisol à faible profondeur ; instabilité des sols à cause des mouvements engendrés par les processus périglaciaires ; érosion par la mobilité des réseaux hydrographiques ; stagnation des eaux de fonte, etc.
Selon le GIEC, l'augmentation de la température dans les milieux polaires a pour conséquence directe l'allongement de la durée de la période végétative pour les plantes avec un gain de un à quatre jours par décennie au cours des quarante dernières années. La reconquête végétale des marges déglacées est en cours depuis le début de l'Holocène, des latitudes les plus méridionales vers les plus septentrionales, et des basses altitudes vers les plus élevées. Sur les marges récemment déglacées depuis la fin du PAG, on assiste à une conquête végétale très progressive, parfois perturbée par les dynamiques paraglaciaires ou parapériglaciaires, associant la fonte de la glace du pergélisol (Matthews, 1992 ; Moreau, 2005 a et b ; Moreau *et al.*, 2004, 2008). Ainsi, depuis cinquante ans, la toundra a-t-elle perdu 12 000 km^2 au profit des arbres. Avec le réchauffement climatique, de discontinue, la toundra pourrait devenir continue, d'herbacée devenir buissonnante avec une possible dynamique verticale des plantes, alors que la croissance horizontale était jusqu'alors privilégiée. Ce remplacement des formations végétales primitives par la forêt accentue le réchauffement climatique, l'albédo de la forêt boréale étant moindre (10 à 15 %) que celui de la toundra (15 à 25 %).
On mesure aussi tout l'enjeu de la couverture de neige pour le développement des végétaux. Cette couverture joue le rôle d'isolant thermique, autorisant le maintien en vie de la flore pendant l'hiver, même sous des températures extrêmes. Les changements climatiques peuvent donc perturber la répartition spatiale et l'épaisseur du manteau neigeux. Dans les régions du Grand Nord canadien, il a été estimé une augmentation de son épaisseur, en hiver, de 4 % par décennie sur l'ensemble du 20^{e} siècle, mais avec une fonte plus précoce au printemps, ce qui diminue d'autant la durée de l'enneigement.

Conclusion du troisième chapitre

Ainsi, la compréhension des changements climatiques contemporains dépend des échelles spatiales et temporelles de leur observation. Ces changements dépendent à la fois des interactions du système climatique global et des nuances régionales et locales. À ces échelles spatiales emboîtées se surimposent des variations temporelles elles-mêmes tributaires des échelles d'observation. Les changements climatiques peuvent s'observer à l'échelle des milliers d'années, des derniers siècles, des dernières décennies et même des variations saisonnières.
Le réchauffement climatique actuel s'expliquerait à la fois par les oscillations naturelles (Bengtsson *et al.*, 2004) et par un forçage d'origine anthropique (Hauglustaine *et al.*, 2004). À l'échelle temporelle de l'Holocène, période dont la stabilité doit être relativisée, comme l'ont montré notamment les travaux

de Bakke *et al.* (2005a et b) en Scandinavie, le réchauffement correspondrait à une oscillation normale consécutive à la période froide du PAG, qui elle-même succédait à l'Âge Viking au cours de l'optimum climatique médiéval. Ces quelques siècles plus froids seraient sans doute une oscillation de type Dansgaard-Oeschger (Labeyrie et Jouzel, 2004). À l'échelle pluridécennale, les fluctuations de l'activité solaire, l'oscillation nord-atlantique qui est entrée depuis les années 1960 dans une phase positive induisant des exportations de chaleur dans un flux de sud-sud-ouest vers les latitudes polaires (flux favorisé par l'oscillation arctique en phase négative au cours de cette même période), et les activités humaines, concourent à l'accroissement des températures. Mais la pause des années 1940-1960, dans la phase de réchauffement, laisse à penser que la signature anthropique n'est peut-être pas si lisible que cela. De plus, les observations aux échelles régionales et locales montrent que les mécanismes globaux ont des répercussions variables dans l'espace et dans le temps.

En plus des 17 cycles glaciaire-interglaciaire du Quaternaire, le dernier cycle, bien renseigné par le forage du Groenland et ses 25 événements DO, nous montre que la variabilité du climat a engendré de très nombreuses séquences paraglaciaires. Ainsi, il est possible que plusieurs centaines de ces crises se soient succédé sur l'ensemble du Pléistocène sur les marges des secteurs englacés et chacune a eu des conséquences géomorphologiques. Cependant, toutes n'ont pas laissé des traces visibles aujourd'hui dans les paysages car les séquences les plus récentes ont effacé les marques précédemment imprimées dans les modelés. Par ailleurs, la durée des interglaciaires étant courte, les séquences paraglaciaires ne sont pas totalement achevées avant l'arrivée de la glaciation suivante. Ainsi, les événements de Dansgaard-Oeschger et ceux de Heinrich se sont déroulés sur des pas de temps suffisamment longs et avec de grandes amplitudes thermiques, bien supérieures à celles que nous observons depuis la fin du PAG, pour qu'ils puissent être pris en considération dans la rythmicité des dynamiques à l'œuvre sur les marges des espaces englacés.

La modélisation des climats du futur passe par une bonne compréhension des mécanismes climatiques actuels, avec les interactions océan-cryosphère-atmosphère, mais aussi par une connaissance des climats passés.
On peut se demander si le réchauffement contemporain est irréversible. Lorsque la Terre s'est réchauffée à la fin de la dernière grande glaciation, la fonte des glaces semble avoir arrêté brutalement le tapis roulant océanique, ramenant du même coup la Terre dans une nouvelle période froide pendant 1 300 ans (Dryas récent). Ce scénario, connu dans l'histoire de la terre à plusieurs reprises au cours du Pléistocène sous le nom d'événements de Heinrich, peut très bien inverser les tendances actuelles des scénarios climatiques pour certaines régions comme l'Europe occidentale, qui perdrait une fraction de la douceur de son climat océanique pour un climat aux hivers plus rigoureux. Pour certains (Berger et Loutre, 2004), les perturbations anthropiques sur le climat sont telles, que l'interglaciaire holocène dans lequel nous vivons pourrait être exceptionnellement long et continuerait encore 50 000 ans, justifiant alors une nouvelle appellation, celle d'« Anthropocène » selon la proposition de Paul Crutzen et Etienne Stoermer formulée en 2000. Cette nouvelle appellation fait suite à celle qu'avaient proposée dès 1924 les Français Pierre Teilhard de Chardin et Edouard Le Roy, « noosphère », le monde de la pensée, pour marquer le rôle croissant joué par l'intelligence de l'humanité et des talents technologiques dans le devenir de la planète et de son environnement. Quoi qu'il en soit, la variabilité climatique de mieux en mieux documentée apporte de précieuses informations pour la compréhension des mécanismes géomorphologiques, notamment paraglaciaires. Cependant, comme le soulignent Viles et Goudie (2003), le climat n'est pas le seul paramètre de contrôle en géomorphologie et ils mettent en garde contre tout nouveau paradigme basé sur la seule variabilité climatique à toutes les échelles temporelles, une sorte de « géomorphologie climatogénétique ».

Chapitre 4 - Les crises géomorphologiques paraglaciaires

« Les agents de l'érosion, du transport et du dépôt dépendent les uns des autres et se limitent mutuellement : un excès de pente amène un excès de vitesse, donc d'érosion ; mais l'érosion accrue entraîne une augmentation de la charge, qui réduit l'énergie disponible, et ainsi de suite. De sorte qu'à partir d'un certain stade d'évolution, un équilibre s'établit, mais un équilibre mobile qui avec le temps devient de plus en plus stable. En effet, tous les agents morphologiques dépendent dans une large mesure de la pesanteur, donc de la pente : or, à partir d'un certain stade, ils ne cessent de réduire les pentes, donc de s'affaiblir eux-mêmes. Dès lors, forces et résistances décroissent parallèlement, les oscillations s'amortissent, le système se rapproche constamment, mais de plus en plus lentement d'un état final inaccessible. C'est la tendance persistante vers un équilibre stable qui constitue ce qu'on peut appeler finalité en géomorphologie. »

(Baulig, 1949, p. 324).

Le mot « crise » vient du grec κρίσις (*krisis*), qui signifie « *décision* ». Selon le dictionnaire Littré, la crise en médecine désigne le « *changement qui survient dans le cours d'une maladie et s'annonce par quelques phénomènes particuliers* ». Ainsi, une crise peut être « *heureuse* » ou « *funeste* ». Le Littré évoque aussi la *« crise de la nature, nom donné aux grandes convulsions qui surviennent dans le globe terrestre* ». Ce moment correspond à une phase critique, un accident, un moment « *périlleux* » et « *décisif* ». Par analogie, une crise correspond à une « *perturbation* », une « *rupture d'équilibre* ». Le contraire de crise est le calme, l'équilibre.

Une crise géomorphologique peut être définie comme un changement, une rupture, dans l'évolution d'un espace, d'un milieu, d'une zone… Les causes de ces crises peuvent être endogènes (tectonique, volcanique, ….) ou exogènes (climatique, anthropique…) ou une combinaison des deux (relation entre déglaciation et volcanisme, entre déglacation et séisme…). Les crises marquent les temps forts de l'évolution des systèmes morphogéniques, inversent les tendances et par conséquent correspondent aux moments clés des rythmes de la morphogenèse. Dans cette étude, les rythmes qui scandent l'évolution des paysages englacés et leurs marges sont associés à des refroidissements, séquence froide, ou glaciaire et des réchauffements, séquence paraglaciaire ou interglaciaire.

Ces crises entraînent une rupture d'équilibre dans l'évolution d'un système morphogénique qui se traduit par une intensification de la morphogenèse et des discontinuités (Reynaud, 1971 ; Mercier, 2001b). Aux rythmes longs se surimposent des rythmes courts de plus brève période et de moindre amplitude. Dans le cadre de la crise paraglaciaire, il s'agit d'un accroissement des taux d'ablation et de transferts sédimentaires. Par exemple, la période néoglaciaire du PAG constitue une crise froide dans l'évolution holocène des hautes latitudes et des hautes altitudes. Au sein de l'interglaciaire holocène, cette crise froide étant terminée depuis maintenant plus d'un siècle, les espaces englacés enregistrent une nouvelle tendance où les évolutions sont représentées par des dynamiques paraglaciaires. Cependant, les crises morphogéniques peuvent être aussi associées à des événements plus courts d'un point de vue temporel, comme les jökulhlaups islandais. Ces temps forts n'en constituent pas moins des moments clés dans l'évolution géomorphologique des paysages des hautes latitudes et des hautes montagnes, et influencent les séquences paraglaciaires. Ces événements de forte magnitude, engendrant des discontinuités, ont été longtemps négligés dans l'analyse géomorphologique comme l'a souligné Ballais (2000). Ces crises sont des événements apériodiques, de grande magnitude, qui scandent l'évolution des paysages. Elles peuvent découler, sur les marges actives, de la géodynamique interne (tectonique des plaques, volcanisme). Cependant, les crises dépendent aussi des dynamiques glaciaires (les *surges* d'Alaska, du Svalbard ou du Groenland). Les crises peuvent également avoir des causes combinées associant la géodynamique interne et le fait glaciaire (les *jökulhlaups* islandais). Mais

une crise morphogénique peut se manifester sous le seul contrôle climatique comme c'est le cas des crises paraglaciaires postérieures au PAG enregistrées par les versants, les surfaces et les littoraux au Svalbard. L'analyse des crises paraglaciaires peut se faire selon une entrée spatiale, par grands ensembles morphoclimatiques pour voir si les facteurs de contrôle endogènes (pente, lithologie, tectonique…), l'emportent sur les facteurs climatiques. Cependant, les crises étant des séquences temporelles majeures quels que soient les milieux morphoclimatiques et morphostructuraux, l'analyse sera conduite selon une approche temporelle.

1. - Définition d'une crise géomorphologique paraglaciaire

Les changements climatiques interviennent sur le géosystème paraglaciaire selon différentes échelles temporelles. À l'échelle des interglaciaires (Éémien, Holocène), la séquence paraglaciaire s'exprime sur des dizaines de milliers d'années. La période post-PAG, offre une échelle centennale à la séquence paraglaciaire, qui se surimpose à celle de l'Holocène, alors que le PAG constitue une période de ralentissement de la dynamique paraglaciaire holocène. Dans le cadre du réchauffement climatique contemporain, l'échelle décennale se surimpose à l'échelle centennale. Depuis un siècle, une séquence d'accélération du réchauffement climatique (1980–2009) succède à une séquence de refroidissement (1940-1970). Si des « glaciers résiduels », en déséquilibre avec leur environnement climatique actuel, sont condamnés, comme c'est le cas du glacier de Saint-Sorlin, dont les modèles prévoient la fin pour 2092 (Wagnon *et al.*, 2007), il ne faut pas généraliser. En effet, la grande majorité des réserves glaciaires (Antarctique, Groenland central…) est insensible à l'amplitude contemporaine des changements thermiques. D'autres glaciers, comme en Nouvelle-Zélande, enregistrent au contraire des bilans de masse positifs.
Le géosystème paraglaciaire est d'autant plus sensible aux changements climatiques qu'il s'exprime aux dépens d'un stock d'eau gelée constitué pendant une séquence antérieure (glaciation). Indirectement, les changements climatiques vont affecter les entrées du géosystème paraglaciaire (flux d'énergie thermique, Qe ; flux liquides, Ql et solides, Qs). Directement, chaque changement climatique affecte le géosystème paraglaciaire dans certaines variables endogènes comme la vitesse et la nature des processus (ruissellement) ou le recouvrement végétal (fig. 2.2.).
Les entrées dans le géosystème paraglaciaire sont essentiellement des flux liquides et solides en provenance des glaciers. Lorsque les conditions climatiques ne sont plus favorables aux bilans de masse positifs, les glaciers stagnent, puis se rétractent, libérant des volumes considérables d'eau et de sédiments. Cependant, les entrées dans le géosystème paraglaciaire sont également d'ordre thermique avec les modifications du rayonnement solaire (constante solaire, énergie incidente, albédo…) et des variations des températures qui en découlent.

Les crises paraglaciaires s'intercalent temporellement entre les glaciations et dépendent d'elles. Ces crises sont d'ordre climatique à l'échelle du Quaternaire. Ces rythmes sont marqués par l'englacement des montagnes et parfois de leurs piémonts (Wiles *et al.*, 1999). Une des questions est de savoir si les glaciers ont eu partout la même efficacité morphogénique. Dans ce cadre, il faut distinguer les régions ayant été affectées par des glaciers à base froide et celles ayant connu des glaciers à base "chaude". La distinction s'avère fondamentale comme l'ont montré les travaux de Sugden (1982) pour l'Arctique canadien et le Groenland. Les glaciers à base froide ont largement conservé les héritages préglaciaires comme les altérites (extrême nord groenlandais, Somerset, Devon et Brodeur de part et d'autre du détroit de Lancaster, île de Banks....). Sur d'autres espaces, les glaciers à base "chaude" ont pu concourir au façonnement des formes glaciaires majeures d'ablation (fjords, auges ...). Elles se retrouvent au nord d'Ellesmere, sur les îles Bylot et Disko de part et d'autre de la

Baie de Baffin, et de manière plus systématique sur la marge passive orientale du Groenland de la région du Scoresbysund à celle d'Ammassalik. Les travaux d'Evans (1990) au nord-ouest de l'Île d'Ellesmere (péninsule de Wootton) ont bien montré le rôle des calottes glaciaires de plateau se terminant en glaciers de piémonts. Il apparaît que ce type de glacier n'a pas fourni un grand nombre de débris, se limitant à déposer des placages morainiques épars.

En plus de l'efficacité des glaciers à base "chaude", il faut ajouter le rôle prépondérant de la topographie, des conditions climatiques régionales et du nombre de pulsations glaciaires enregistrées par le piémont. De ce point de vue, les régions bien arrosées de Patagonie ou de l'Alaska favorisent des dynamiques glaciaires avec des progressions de plusieurs mètres par jour (Krimmel et Meier, 1989). Une étude menée en péninsule du Kamchatka a bien montré la chronologie des différentes pulsations glaciaires depuis la fin de la dernière grande glaciation (Savoskul, 1999). Cette étude originale, qui compare les résultats obtenus en Alaska et dans le Yukon, se sert de manière classique de la lichénométrie, mais utilise surtout la téphrochronologie pour mettre en évidence au moins trois grandes phases néoglaciaires au cours de l'Holocène (entre 10 300 et 8 500 BP ; entre 3 300 et 2 800 BP et le PAG). Plus intéressante est la démonstration que chaque grande phase est ponctuée de plusieurs stades d'avancées et de reculs. Ainsi, aux rythmes quaternaires d'englacement se surimposent des rythmes courts, des crises paraglaciaires liées à la déglaciation.

1.1. – La notion de seuil et son application au paraglaciaire

Selon Brunsden (2001a), les types de changements affectant les systèmes complexes sont de huit types : changements de seuils, de fréquence, d'ampleur (*magnitude*), de fréquence et de magnitude, de durée, de séquence, de tendance, de niveau (*ramped change*) (fig. 4.1.).

Dans le cadre des crises paraglaciaires, cette notion de seuil (*geomorphic threshold)* est fondamentale. Les crises géomorphologiques paraglaciaires se manifestent par des entrées d'eau et de sédiments de grande ampleur dans les systèmes, notamment fluviaux. Ainsi, selon Schumm (1977), l'ablation et le dépôt épisodiques de sédiments induisent des seuils géomorphologiques et des réponses complexes du système et sont eux-mêmes dépendants des changements majeurs du système. Chaque ablation, ou chaque dépôt, détermine un nouvel équilibre. La connaissance des différentes réponses du système aux perturbations internes et externes permet d'anticiper les scénarios prédictifs de stabilité ou d'instabilité des pentes, des systèmes fluviaux, des paysages dans leurs sous-systèmes ou leur globalité. Avec cette notion de seuil, la crise apparaît lorsque ce dernier est dépassé et que la tendance s'inverse. Dans le cas d'une crise morphogénique paraglaciaire, l'équilibre dynamique est aussi rompu. Le franchissement d'un certain seuil induit plus qu'un changement de fréquence ou de magnitude, il induit un véritable changement de tendance. Ce n'est qu'après l'épuisement du stock sédimentaire ou du moteur de la crise (arrêt du ruissellement par exemple) que la crise paraglaciaire s'achève et qu'un autre système dynamique se met en place.

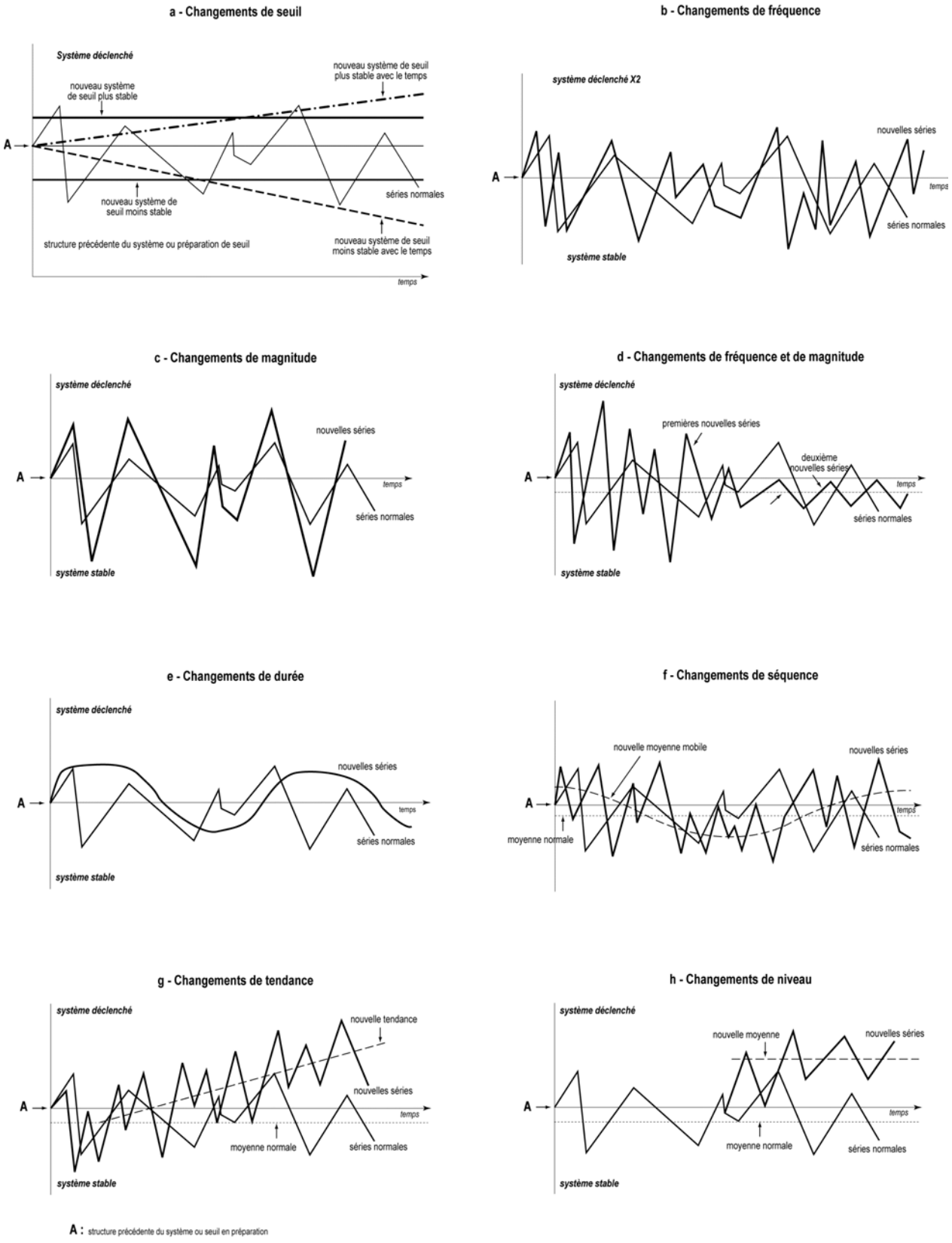


Fig. 4.1. – Les huit types de changements (d'après Brunsden, 2001a).

1.2. – Le concept « d'équilibre dynamique » appliqué au paraglaciaire

L'équilibre en géomorphologie est un leurre, ou comme le proposent Bracken et Wainwright (2006) un mythe ou une métaphore. En effet, aucun paysage, aucun système, n'est en équilibre statique. Ils sont tous affectés par des forçages internes et externes et par conséquent évoluent en fonction de ces paramètres de contrôle. Dès lors, le concept d'équilibre dynamique apparaît-il plus approprié notamment aux crises paraglaciaires (fig. 4.2.) et correspond à une intégration de la notion de seuil au sens de Schumm (1977).

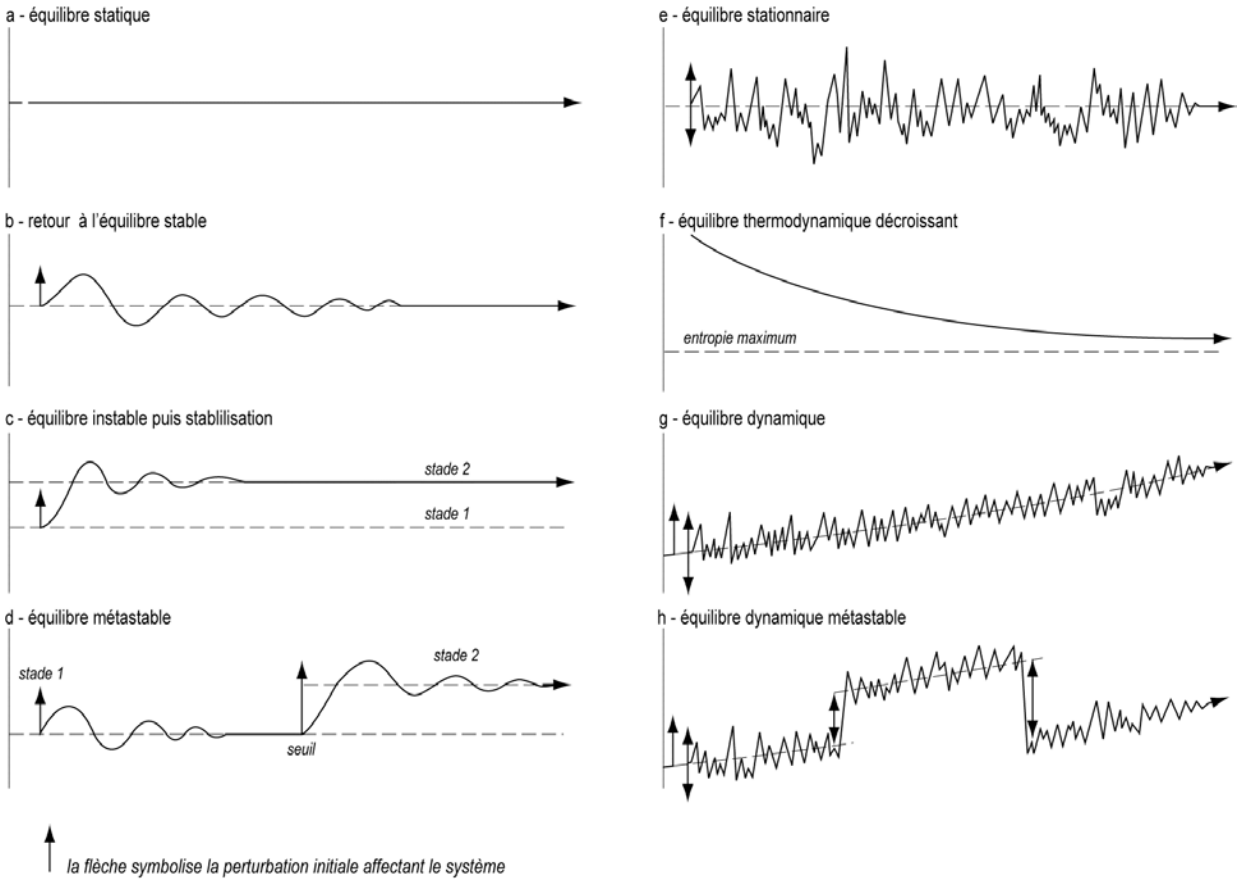


Fig. 4.2. – Les types d'équilibres en géomorphologie (d'après Chorley et Kennedy, 1971 ; Huggett, 2007, modifié).

Les deux premiers types d'équilibres ne sont pas adaptés aux crises paraglaciaires. En effet, l'équilibre statique (4.2.a) est utilisé lorsqu'un système est en équilibre sur un pas de temps déterminé et qu'aucun changement ne s'est produit. De même, l'équilibre stable (4.2.b) illustre la tendance d'un système à retrouver son état antérieur après une faible perturbation. En revanche, les crises paraglaciaires peuvent être à l'origine des modifications enregistrées par les systèmes dans les cas suivants. L'équilibre instable (4.2.c) s'applique à un système qui adopte un nouvel état d'équilibre (stade 2) après avoir subi une perturbation (une crise paraglaciaire par exemple), abandonnant son état d'équilibre antérieur (stade 1). L'équilibre métastable (4.2.d) détermine un système qui, après avoir dépassé un seuil, qui peut être induit par une crise paraglaciaire, change d'état d'équilibre. Il en est de même pour l'équilibre dynamique métastable (4.2.h), approprié pour les systèmes combinant à

la fois l'aspect dynamique (fluctuations autour d'un état moyen) et des tendances variables lorsque des seuils sont franchis par le système.
Les autres types d'équilibres n'illustrent pas les systèmes affectés par des crises paraglaciaires.
L'équilibre stationnaire (4.2.e) définit un système en fluctuations constantes autour d'un équilibre moyen. L'équilibre thermodynamique (4.2.f) est la tendance universelle des systèmes vers un maximum d'entropie (ou de moindre organisation). L'exemple de la réduction d'une masse montagneuse à une surface d'aplanissement illustre cette tendance. L'équilibre dynamique (4.2.g) s'applique au système dont les fluctuations autour d'un équilibre moyen évoluent dans un sens déterminé, une tendance.

Selon Starkel (1987), au cours des séquences froides, l'ablation est dominante dans les têtes de bassin-versant et notamment sur les versants en même temps que les apports sédimentaires s'accumulent dans les espaces plans des vallées (fig. 4.3.). Pendant la séquence suivante de réchauffement, les seuils d'érosion ne s'accroissent pas car les versants acquièrent une certaine stabilité et la pédogenèse se met en place. Le pic d'érosion s'inscrit donc temporellement entre la séquence glaciaire et la séquence interglaciaire, et correspond à une crise paraglaciaire.

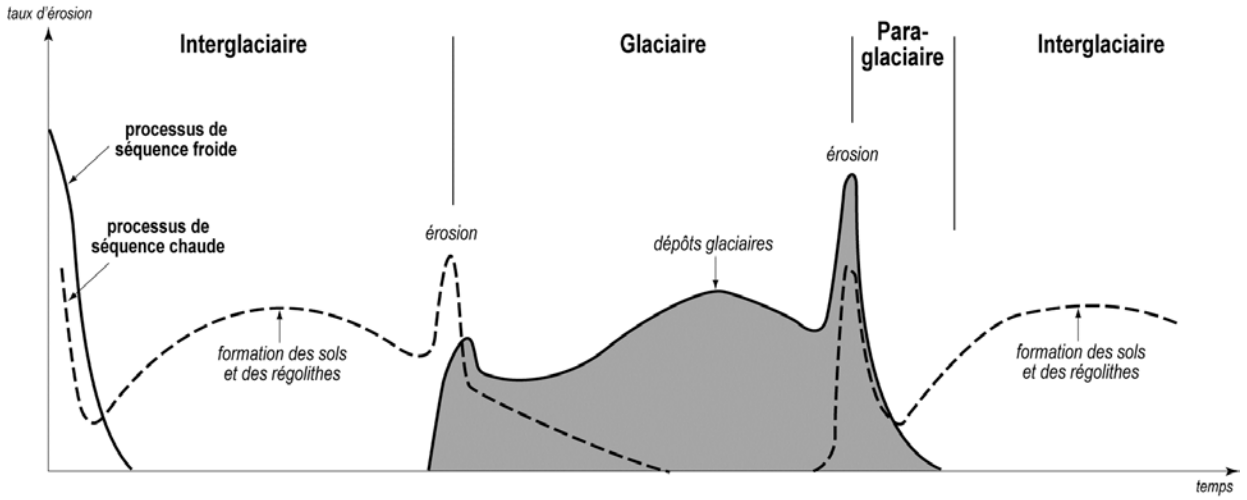


Fig. 4.3. – Les changements dans les systèmes géomorphologiques pendant un cycle glaciaire-interglaciaire (d'après Starkel, 1987 ; Huggett, 2007, modifié).

Pour Thorn et Loewenherz (1987), le modèle d'évolution temporelle (fig.4.4.) montre une succession de régimes possédant des énergies différentes, ce qui entraîne la modification des paysages. Le paysage glaciaire enregistre une séquence paraglaciaire, puis périglaciaire, puis de nouveau une séquence glaciaire si les conditions thermiques se dégradent ou tempérée si les températures s'accroissent.

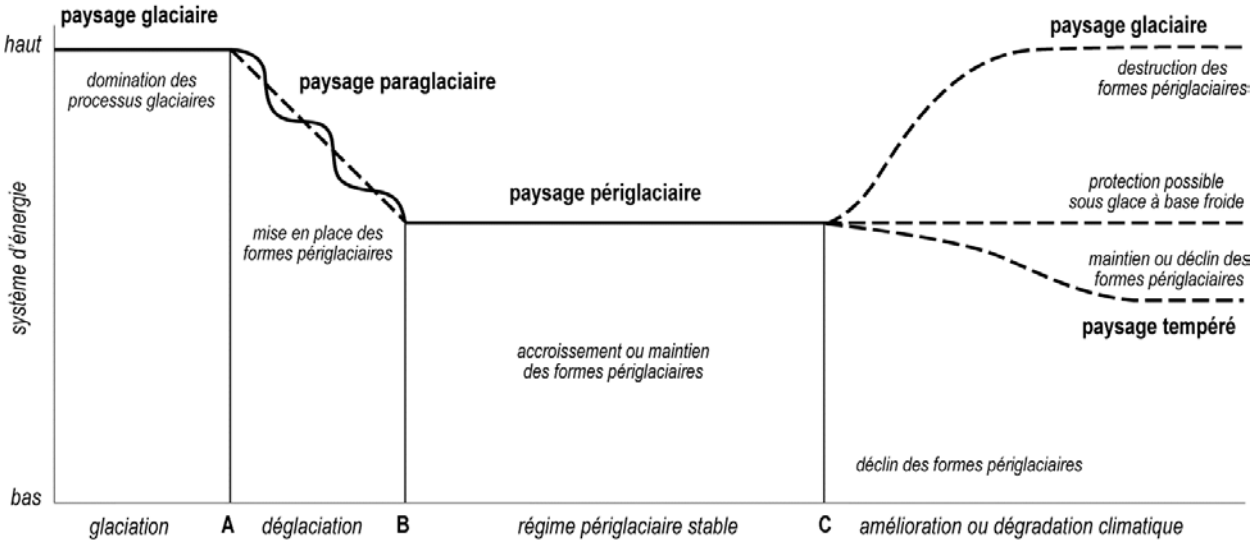


Fig. 4.4. – Relation temporelle entre les paysages glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires avec des conditions changeantes d'énergie (d'après Thorn et Loewenherz, 1987, modifié).

1.3. – Le concept de « sensibilité »

Le concept de « *landscape sensitivity* » a été introduit par Brunsden et Thornes (1979) pour comprendre les épisodes d'érosion et de sédimentation dans les paysages. Il implique que chaque système est instable avec la possibilité de changements rapides et irréversibles à cause de perturbations dans les processus environnementaux de contrôle. « *The landscape sensitivity concept concerns the likelihood that a given change in the controls of a system or the forces applied to the system will produce a sensible, recognisable, sustained but complex response* ».

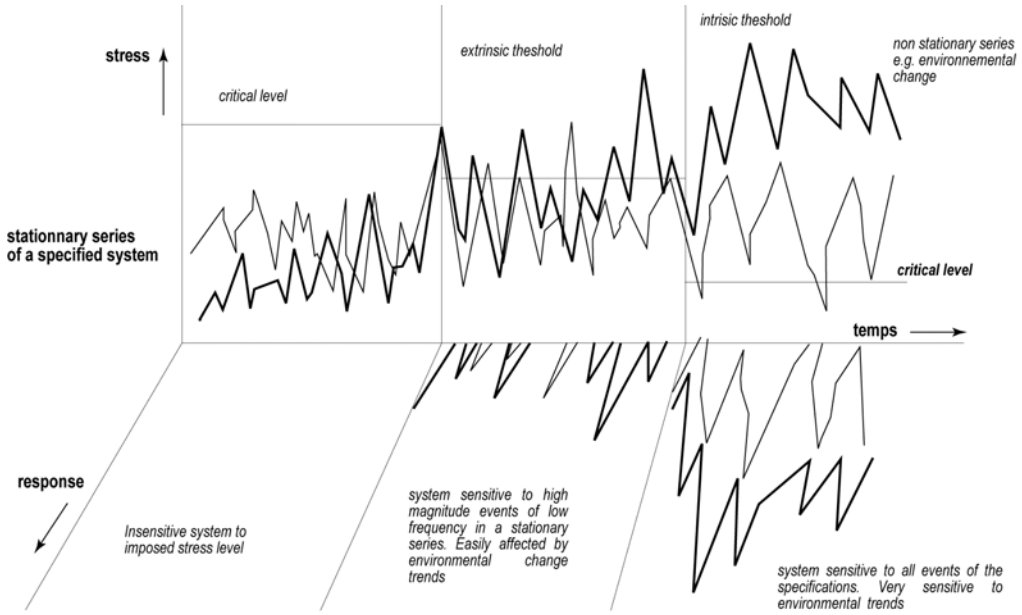


Fig. 4.5. – Diagramme des forçages et des réponses des systèmes (d'après Church, 1980 et Brunsden, 2001a).

Cette figure (4.5.) montre bien comment des systèmes morphogéniques répondent de manière différentes à des crises selon leur degré de sensibilité. Ils ne réagissent pas de la même manière selon qu'ils subissent des forçages externes (variabilité climatique, tectonique…) ou des ajustements internes (modification des systèmes de pente…). Les réponses des systèmes sont par conséquent complexes vis-à-vis de ces forçages. Certains paysages sont plus sensibles que d'autres. Il n'existe pas de réponse de cause à effet à des variabilités climatiques non linéaires. Par ailleurs, Thomas (2001) a bien montré que l'instabilité d'un élément du paysage peut entraîner la propagation de l'instabilité aux autres éléments du système. Par exemple, ces boucles de rétroaction positive se lisent parfaitement dans l'évolution des ravinements sur l'instabilité des dépôts de pente (Mercier *et al.*, 2009). De plus, la sensibilité d'un paysage dépend des échelles de temps et d'espace considérés et par conséquent de l'approche scientifique adoptée. Ainsi, un paysage glaciaire et sa marge peuvent être considérés comme des paysages très sensibles aux variations climatiques et l'illustration de cette sensibilité est l'exacerbation des processus paraglaciaires associés à la fonte de la glace et la remobilisation par ces mêmes processus des sédiments abandonnés par les glaciers en retrait sur les surfaces de sandurs. Dans ce cas, la sensibilité des marges glaciaires s'observe sur des pas de temps d'ordre décennal à centennal. En revanche, une vallée glaciaire, ou un fjord, n'aura pas la même sensibilité que dans l'exemple précédent et l'ordre de grandeur temporel sera plus grand, d'échelle millennale.
Il est par conséquent nécessaire de calculer cette réponse paraglaciaire, cette sensibilité des systèmes paysagers englacés aux forçages externes climatiques.

1.4. – Applications du modèle de déstockage sédimentaire paraglaciaire de Ballantyne

Ballantyne (2002b) a montré que pour des systèmes paraglaciaires dans lesquels les dépôts primaires (les sources) ne sont pas remplis de nouveau, la trajectoire de modification de dépôt dans le temps peut être définie par un modèle d'épuisement dans lequel le taux de rendement de dépôt est comparable au dépôt restant disponible à mobiliser. Il peut se calculer par une fonction exponentielle négative :

$$S_t = S_0 \, e^{-\lambda t}$$

où
t = le temps écoulé depuis la déglaciation
S_t = le volume de sédiment disponible pour la rémobilisation à l'instant t
S_0 = le volume de sédiment disponible pour la rémobilisation à l'instant t = 0
λ = le taux de sédiment soustrait de la source sédimentaire et/ou stabilisé
Cette fonction étant exponentielle, elle prend une valeur notée « e » et vaut environ 2,718.

La valeur de λ varie en fonction notamment des sources sédimentaires. Par exemple, quelques siècles suffisent pour dilapider des dépôts de versants pentus comme l'ont montré les travaux en Scandinavie de Ballantyne et Benn (1994), de Curry (1999, 2000b) et de Curry et Ballantyne (1999), ou seulement quelques décennies comme le montre l'évolution du versant nord-occidental du Colletthøgda au Spitsberg (Mercier *et al.*, 2009), que nous developperons ci-dessous. En revanche, les dépôts associés à la décohésion postglaciaire peuvent persister dans le paysage plusieurs millénaires après la déglaciation (Ballantyne et Stone, 2004). Ce modèle d'épuisement sédimentaire suppose des conditions environnementales stationnaires (*steady-state*). Dans des échelles temporelles plurimillénaires, ce postulat n'est que rarement le cas. En réalité, les flux sédimentaires paraglacaires sont influencés par des changements climatiques induisant des changements dans les dynamiques des bassins-versants, avec par exemple des variations dans les intensités et les fréquences des phénomènes hydrologiques. Ils sont influencés aussi par l'activité tectonique, les changements du

niveau de base voire des modifications dans l'anthropisation des milieux comme la déforestation (Ballantyne, 2008).

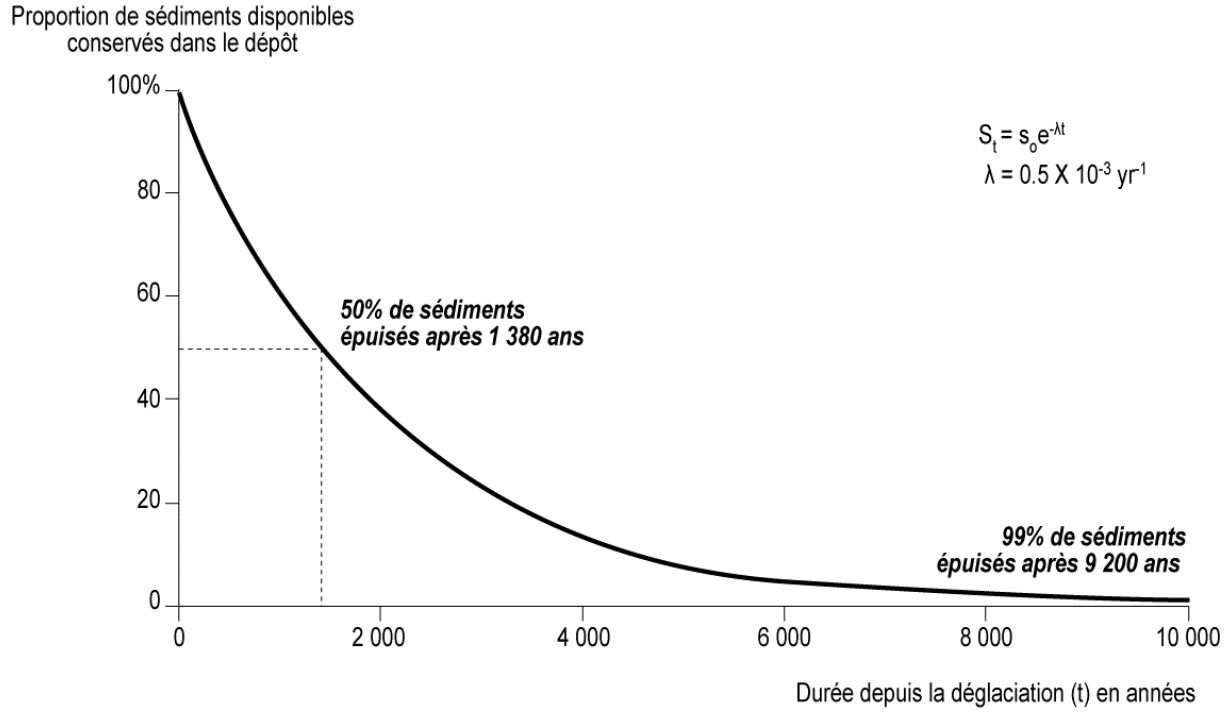


Fig. 4.6. – Le modèle d'épuisement du dépôt sédimentaire paraglaciaire dans lequel le taux de sortie du dépôt est proportionnel à la quantité de sédiments disponibles restant dans la source sédimentaire (d'après Ballantyne, 2002a).

La figure 4.6. illustre cette fonction exponentielle négative avec une perte de 0,05 % de sédiments remobilisés chaque année. Ainsi, $\lambda = 0{,}0005$ par an.

Dans le cas des tabliers ou des cônes de débris, ou des cônes de déjection, les sédiments accumulés sont susceptibles d'être remobilisés.
Ainsi, le volume de sédiments dans le dépôt (S) à l'instant t peut être calculé :

$$S = (S_0 - S_0 e^{-\lambda t}) e^{-kt}$$

Où K est le taux d'érosion exprimant la quantité de sédiments soustraits au dépôt. Si S_0 a pour valeur 1,00 l'équation se simplifie et devient :

$$S = (1 - e^{-\lambda t}) e^{-kt}$$

La figure 4.7. illustre le changement pour différentes valeurs de K. L'implication de ce modèle est que pour les dépôts sédimentaires paraglaciaires subissant une ablation ($K > 0$), un éventuel changement d'une tendance à l'accumulation à une tendance à l'ablation est une propriété intrinsèque des dépôts sédimentaires paraglaciaires, illustrant la nature non renouvelable des sources sédimentaires paraglaciaires primaires. Ce concept fondamental permet de comprendre pourquoi la plupart des dépôts holocènes des Higlands d'Écosse (tabliers et cônes de débris, cônes de déjection) sont des formes relictuelles pour lequelles l'ablation a succédé à l'accumulation. Il permet de comprendre aussi pourquoi les plaines alluviales holocènes ont dans un premier temps enregistré une séquence

d'aggradation suivie par une séquence d'incision par les rivières et le développement des terrasses (Ballantyne, 2008).

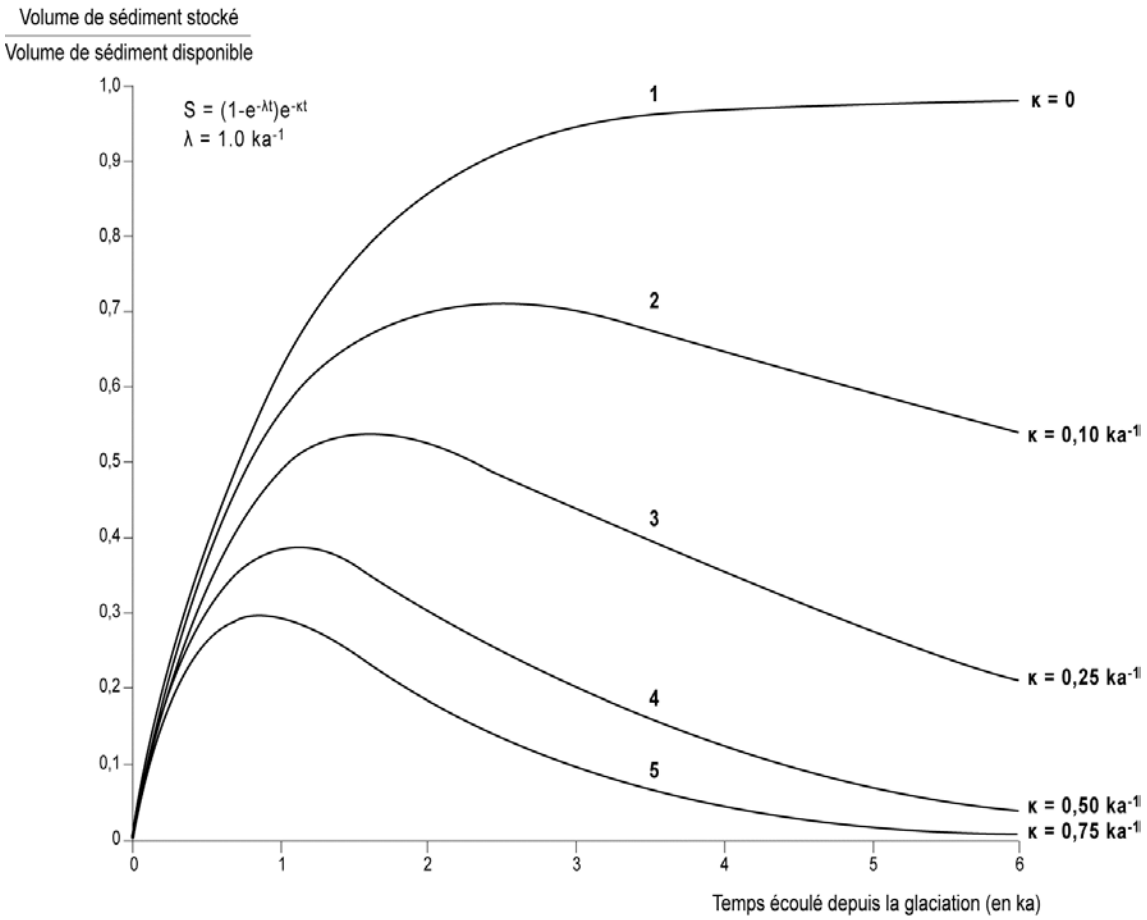


Fig. 4.7. – Changement de volume du stock sédimentaire comme fraction du volume sédimentaire disponible dans une source sédimentaire paraglaciaire déterminée par rapport à une durée écoulée depuis la déglaciation $\lambda = 1.0\ ka^{-1}$ *(0,001 an*$^{-1}$*) et une gamme de valeurs de K. Pour K > 0, le stockage s'accroît inévitablement vers un sommet puis baisse. Le volume maximal de dépôt maintenu dans le dépôt et le temps de stockage maximal dépendent des valeurs relatives de* λ *et de K (d'après Ballantyne, 2003b).*

2. - Les échelles temporelles des crises géomorphologiques paraglaciaires

Les sous-systèmes, comme l'hydrosystème fluvial ou littoral, répondent aux changements climatiques par des crises, en fonction de l'ampleur des variations ou forçages essentiellement d'ordre thermique et de la durée elle-même de ces changements (interglaciaire d'échelle plurimillénaire, interstade DO, séquence postérieure au PAG d'échelle centennale, réchauffement d'échelle décennale…).
Les crises se manifestent selon des temps de réponse différents (de manière instantanée ou avec un décalage dans le temps de plusieurs millénaires parfois). Les temps d'enregistrement de la crise sont eux-mêmes variables. Les temps de réponse ne sont pas linéaires et connaissent des accélérations qui peuvent être fonction des facteurs endogènes au système (comme les caractéristiques du bassin-versant dans lequel s'exprime la crise…) ou, au contraire, subir des retards dans les flux sédimentaires

lorsque des phénomènes de stockage, des pièges, viennent perturber les dynamiques de transfert. L'intensité des crises et leur durée n'étant pas les mêmes, il est possible de définir des réactions plus ou moins importantes du géosystème paraglaciaire. Les crises paraglaciaires peuvent être brèves (instantanée), courtes (quelques décennies), centennales ou s'exercer sur plusieurs millénaires.

2.1. – Crises géomorphologiques paraglaciaires instantanées

2.1.1. - Les jökulhlaups sur les piémonts islandais

Les piémonts islandais émergeant de la dorsale médio-atlantique connaissent des crises liées à la géodynamique interne, associée aux zones englacées. En matière de crises endogènes, l'Islande peut servir d'exemple de l'importance des dynamiques volcaniques dans l'évolution géomorphologique (Bodéré, 1985). Plus encore que pour le Kamchatka, toute l'évolution passée et actuelle dépend des soubresauts des volcans. La mise en place de l'île dès l'Éocène, la nature des roches qui la composent, ses déformations parallèles au rift central, sa dynamique actuelle, tout est tributaire de l'activité volcanique. De plus, l'englacement majeur de l'île, hérité des périodes plus froides du Pléistocène, donne un cachet original à ces paysages subpolaires et détermine encore la plupart de leurs rythmes d'évolution de courte durée (Étienne et Mercier, 2003).

En Islande, les volcans sous-glaciaires sont nombreux et leur activité a des conséquences considérables sur les sandurs (Björnsson, 1992, 2002, 2004). La calotte glaciaire la plus vaste de l'île, le Vatnajökull, se hisse par sa superficie (8 300 km^2) à la troisième place mondiale après l'Antarctique et le Groenland. Sous cette vaste calotte, plusieurs volcans actifs se réveillent avec une fréquence décennale dans le secteur du Grimsvötn. C'est justement ce volcan qui connut une éruption sous-glaciaire fortement médiatisée à l'automne 1996.

L'activité volcanique a provoqué des débâcles proglaciaires sur le vaste sandur du Skeiðarár, large de 20 km pour une superficie de 1 000 km^2 en aval du volcan. La débâcle, du 4 au 7 novembre 1996, suivit l'activité volcanique d'un mois (entre le 30 septembre et le 12 octobre). Pendant ce laps de temps, la fonte glaciaire concourt à la formation d'un lac dans la caldeira du Grimsvötn. Le flux liquide atteint 52 000 $m^3.s^{-1}$ le 5 novembre vers 23 heures. En deux jours, 180 millions de tonnes de boue noire ont été charriées, dont un tiers s'est déversé dans la mer, se sédimentant en partie sur le fond, alors qu'en surface des courants de boue en suspension se dirigeaient vers l'Ouest jusqu'à 35 km au large. La sédimentation sur le piémont se prolonge alors sur les parties immergées de la plate-forme océanique mais proche du littoral, sur une distance de 13 à 28 km pour une surface de 650 km^2. Les blocs de glace détachés du glacier ont été emportés par les eaux alors qu'ils pesaient de 10 à 100 tonnes. Le record a été battu en 1996, dépassant la crue de 1938 qui avait duré trois jours et charrié 40 000 $m^3.s^{-1}$ (Kristmannsdottir *et al.*, 1999 ; Maria *et al.*, 2000 ; Roberts *et al.*, 2000 ; Knudsen *et al.*, 2001 ; Russel et Knudsen, 1999 ; Smith *et al.*, 2006 ; Stefansdóttir et Gislason, 2005).

Ces débâcles, ou jökulhlaup (le glacier qui court), peuvent également se déclencher sans éruption volcanique. La seule activité géothermique du Grimsvötn serait responsable de la fonte de 0,2 à 0,5 km^3 de glace par an. Des lacs sous-glaciaires se constituent et débordent, ou leur barrage glaciaire se rompt, ce qui a pour conséquence la vidange brutale de la retenue lacustre. À cette dynamique s'additionne le volume des lacs de barrages glaciaires sollicités en cascade lors de la progression de la crue (Tweed et Russel, 1999). Le résultat est le même d'un point de vue hydrologique et géomorphologique. Des jökulhlaups ont été enregistrés tous les 4 à 6 ans pour les 50 dernières années. Ainsi, des crues de l'ordre de 2 000 à 10 000 $m^3.s^{-1}$ sont classiques et des crues de l'ordre de 30 000 $m^3.s^{-1}$ ne sont pas inconnues. L'éruption en 1918 du Klata demeure exceptionnelle

en intensité et en fréquence puisque le jökulhlaup qui s'ensuivit est estimé entre 100 000 à 300 000 $m^3.s^{-1}$ (Tomasson, 1996).

Ces événements hydromorphologiques de forte magnitude typique des piémonts islandais se rencontrent aussi sur les piémonts des marges actives comme l'Alaska (Milliman *et al.*, 1996 ; Fleisher *et al.*, 1998). Cependant, l'essentiel des modifications hydromorphologiques et de la sédimentation consécutive d'un jökulhlaup s'opère sur les parties émergées des piémonts. Des estimations envisagent que deux tiers des sédiments s'accumulent sur les sandurs ce qui revient pour l'événement de 1996, à une accumulation de l'ordre de 120 millions de tonnes sur une surface de 1 000 km^2, soit une épaisseur moyenne d'environ 8,14 cm, avec une densité à sec de 1 474 $kg.m^{-3}$ (Maria *et al.*, 2000). Lors de l'épisode majeur du Klata du 12 octobre 1918, le Myrdalssandur avait enregistré une accumulation de 8 m d'épaisseur et la progradation sédimentaire avait fait gagner 4 km à la côte (Jonsson, 1982 ; Tomasson, 1996).

Dans le cadre des jökulhlaups, crises de forte intensité et de faible fréquence, affectant surtout le sous-système fluvial, le forçage est classiquement d'origine volcanique sous-glaciaire comme en Islande, mais ces crues érosives peuvent aussi provenir de changements climatiques induisant une rupture du barrage de glace (Étienne et Mercier, 2008 ; Étienne *et al.*, 2008).

2.1.2. – Les enseignements de la marge de glacier Baron au Spitsberg

Le glacier Baron se situe dans le Kongsfjorden, sur la côte ouest du Spitsberg (79°N, 12°45'E). Sa superficie actuelle est d'environ 3 km², mais à la fin du PAG, au début du 20e siècle, il était en contact direct avec les glaciers Conway (56,6 km² actuellement) et Feiring (7,6 km²). La ligne d'équilibre des glaces du Conway est estimée *circa* 460 m au-dessus du niveau marin actuel (Hagen *et al.* 1993). Ce glacier est caractérisé par un front marin alors que les deux autres glaciers, le Baron et le Feiring, sont des glaciers de vallée dont les zones d'accumulation sont des cirques et dont les fronts sont terrestres. La zone d'étude correspond à la marge proglaciaire de cet environnement glaciaire complexe et se situe quelques mètres au-dessus du niveau marin actuel (fig. 4.8.).

Une cartographie géomorphologique des marges proglaciaires des glaciers Baron et Conway a été effectuée lors des missions 2002 et 2004. Pour reconstruire la cinématique de déglaciation post-PAG, de nombreuses sources photographiques, les plus anciennes datant de 1907 (expédition du Prince Albert Ier de Monaco), ont été examinées (Étienne *et al.*, 2008). Les archives sédimentologiques ont été analysées à partir d'échantillons prélevés sur le terrain. La granulométrie a été déterminée par tamisage à sec pour la partie sableuse et par granulométrie laser pour la fraction fine.
La cinématique de déglaciation depuis la fin du PAG a été reconstituée. Au Svalbard, le PAG a commencé au 14e siècle par une avancée considérable des fronts glaciaires (Majewski *et al.*, 2009). Il a culminé fin 19e début 20e siècle où de nombreux glaciers ont alors connu leur extension holocène maximale. Depuis le début du siècle dernier, aucun glacier n'est en équilibre avec l'évolution climatique et les espaces récemment déglacés ne cessent de s'étendre. Le retrait des fronts glaciaires continentaux est continu depuis les années 1920. Mais le scénario est légèrement différent pour la section marine du Conway qui aurait connu une réavancée de 1,5 km entre 1976 et 1982 (Sharov, 2005). Dans la zone d'étude, la séquence paraglaciaire commence dès le début du 20e siècle avec un retrait glaciaire déjà très marqué en 1936. Mais ce recul glaciaire est différentiel pour les trois glaciers du secteur : le Baron, le plus petit des appareils, répond plus vite au réchauffement climatique que les deux autres glaciers le prenant en étau depuis le maximum PAG. En conséquence, les eaux de fonte du Baron sont barrées et les flux sédimentaires piégés, laissant apparaître une terrasse de kame et des

dépôts glacio-lacustres. Une crise morphogénique se déclenche ensuite au sein même de la crise paraglaciaire avec la vidange brutale de la retenue glacio-lacustre qui remanie la plaine proglaciaire du Conway située en aval. Les blocs erratiques notamment sont nettoyés de leur coiffe sédimentaire et les flûtes sont détruites ou déviées (fig. 4.9 à 4.11.).

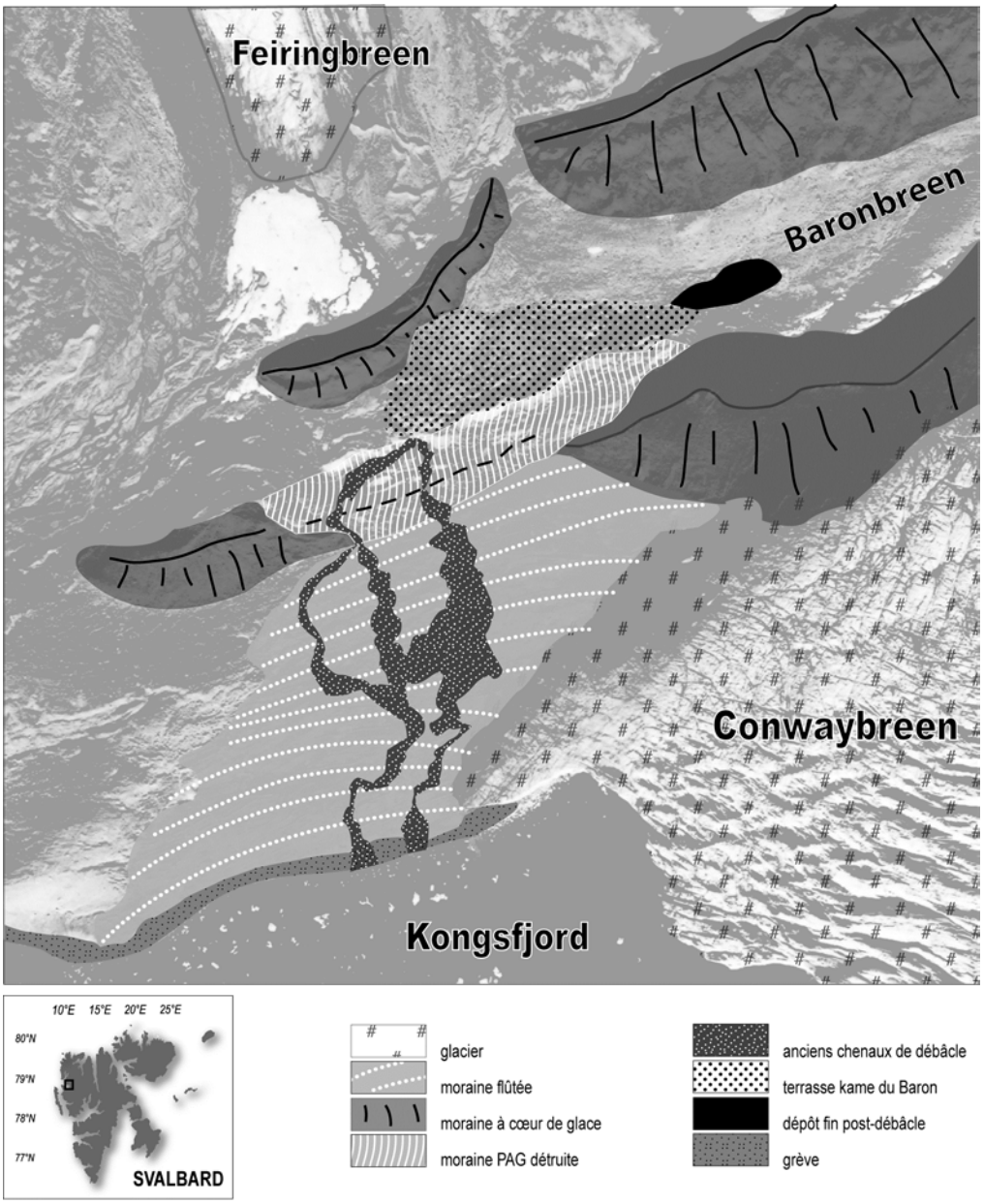


Fig. 4.8. – Croquis géomorphologique des espaces proglaciaires des glaciers Baron et Conway (Source photographique : NPI, 1995, d'après Étienne, Mercier, Voldoire, 2008, modifié).

Les dépôts (till, flûtes, coiffes perchées) sont pour la plupart hérités de la période glaciaire. La moraine de fond du Conway présente cependant une distribution particulière des coiffes sédimentaires perchées sur les blocs erratiques, ainsi qu'une répartition irrégulière des flûtes glaciaires. En effet, certaines zones se démarquent par l'absence de coiffes sédimentaires et par la

disparition ou la déviation vers le sud des flûtes normalement orientées est-ouest. Un lavage de ces zones est évident, l'orientation des flûtes déviées suggérant une circulation des terres vers la mer. Une cartographie de ces zones lavées montre qu'elles convergent vers la terrasse de kame du Baron (fig. 4.10). La cartographie géomorphologique et l'interprétation des archives sédimentaires (Etienne *et al.*, 2008) permettent de proposer un scénario d'évolution pour le secteur au cours du 20e siècle (fig. 4.13.). L'exploitation des archives photographiques permet de caler quelque peu les événements bien qu'un hiatus ne permette pas, pour le moment, de dater précisément le moment de la débâcle. Le recul préférentiel du Baron et, donc, la constitution du lac de barrage glaciaire sont attestés par la photographie aérienne oblique du Norsk Polarinstitutt de 1936. La vidange est effective en 1984, mais une seconde retenue est visible en arrière et en contrebas de la terrasse de kame (photographie personnelle M.-F. André). Ce laquet est alors directement barré par la moraine latérale du Conway. En 1990, ce second lac s'est vidangé puisque la moraine est désormais percée (image aérienne verticale). On retrouve les traces de cette retenue aujourd'hui sur le terrain sous la forme d'un dépôt limoneux peu épais.

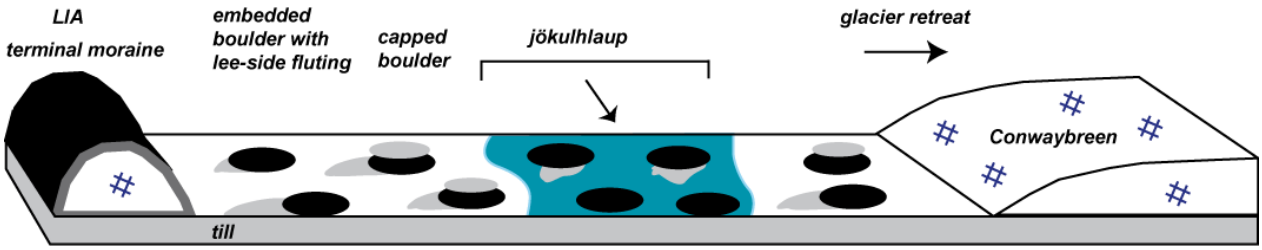


Fig. 4.9. – Croquis schématique de la répartition spatiale des signatures sédimentaires des blocs erratiques sur la marge du glacier Conway (d'après Étienne, Mercier, Voldoire, 2008).

Fig. 4.10. – Bloc erratique coiffé sur la marge de glacier Conway (© D. Mercier, juillet 2002, vue vers le sud-est).

Fig. 4.11. – Bloc erratique enchâssé dans la moraine de fond avec conservation des flûtes en position d'abri (côté aval) sur la marge de glacier Conway visible à l'arrière plan (© D. Mercier, le 19 juillet 2004, vue vers l'Est).

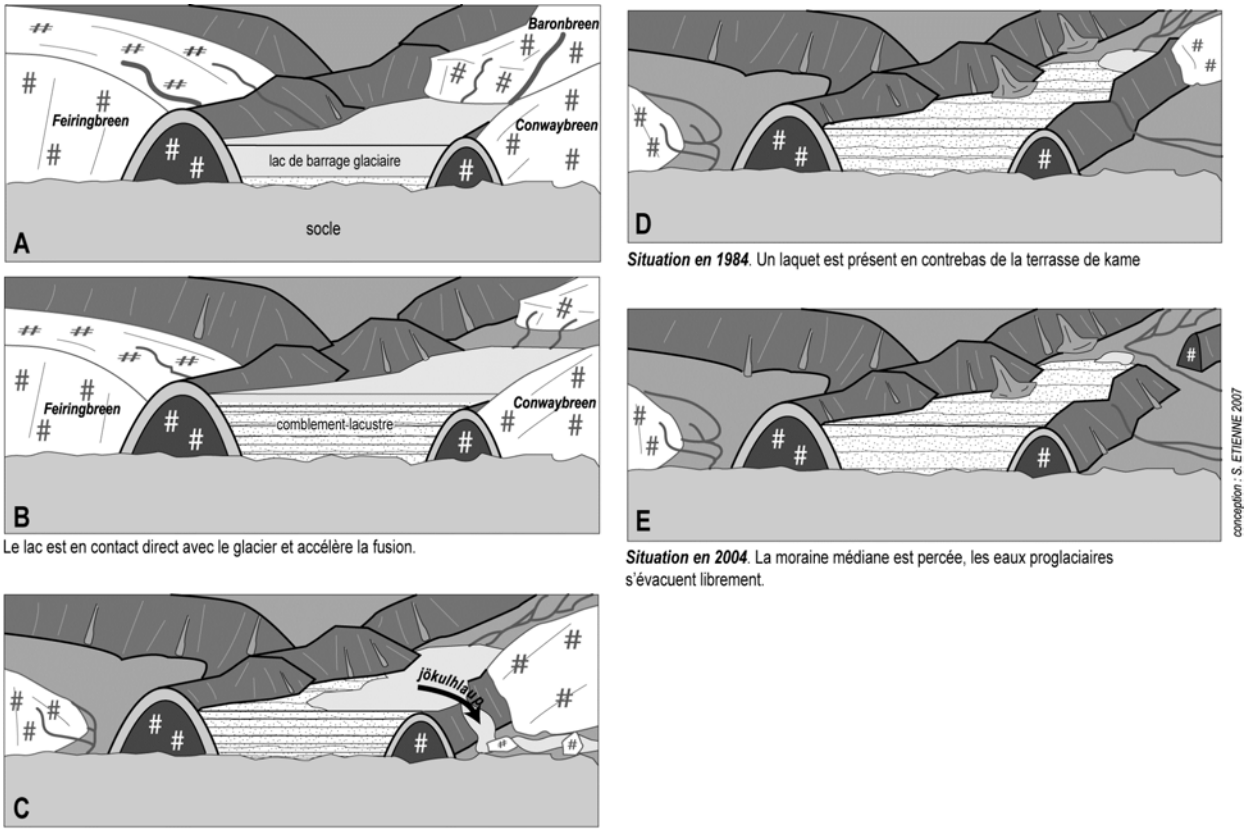


Fig. 4.12. – Scénario d'évolution de la plaine proglaciaire du glacier Baron au cours du 20e siècle (d'après Étienne et Mercier, 2008).

Cette étude éclaire de manière nouvelle les relations entre les échelles spatio-temporelles, la variabilité climatique et les réponses géomorphologiques des milieux englacés. Premièrement, on constate que la réponse glaciaire au réchauffement du climat n'est ni immédiate, ni linéaire, la variable première de contrôle étant la taille des bassins-versants glaciaires. Le Baron, le plus petit des trois complexes glaciaires, réagit très rapidement, induisant des réponses géomorphologiques différenciées d'un complexe à l'autre.

Dans la perspective d'une évaluation des flux et des budgets sédimentaires, cet exemple illustre les différentes étapes de la cascade sédimentaire paraglaciaire définies par Ballantyne (2002a). Tout d'abord, le transport glaciaire durant le PAG met en place des sources sédimentaires comme les couvertures morainiques de versant, les dépôts glaciaires de fonds de vallée et les cordons morainiques (fig. 4.13.). Ces sédiments glaciaires sont remobilisés par les processus de transport paraglaciaires primaires qui approvisionnent des stocks temporaires (dépôts glacio-lacustres, cônes alluviaux, etc.). Dans le cas présent, en raison de la proximité du rivage, la débâcle fluvioglaciaire constitue un événement catastrophique au sein de la séquence paraglaciaire, une crise dans la crise, injectant brutalement une certaine quantité de sédiments dans le puits terminal que constitue le Kongsfjord.

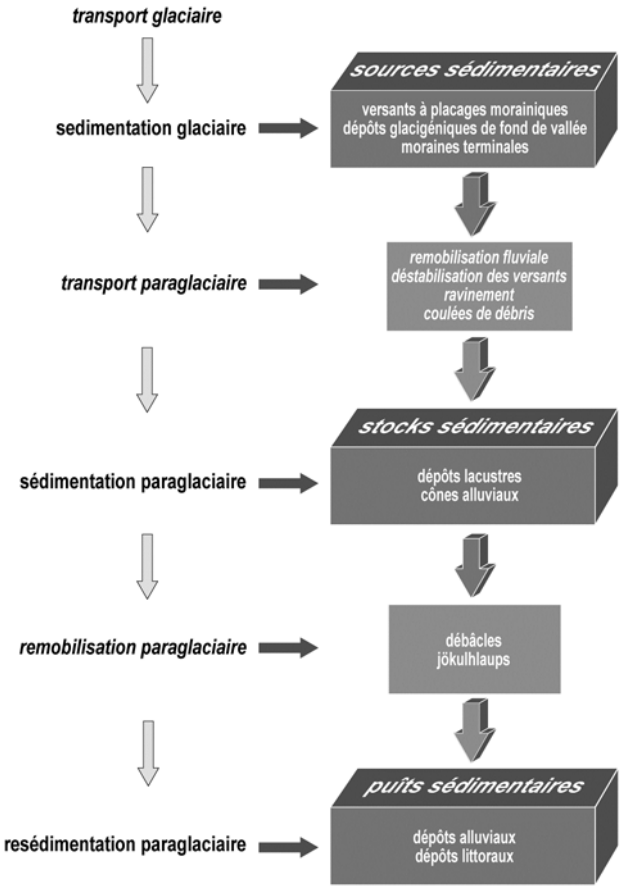


Fig. 4.13. – La cascade sédimentaire paraglaciaire appliquée à la marge du glacier Baron (d'après Étienne et Mercier, 2008).

Du point de vue de l'échelle spatio-temporelle, on constate que si la courbe de relaxation proposée par Ballantyne (2002a, 2003b) permet de définir quantitativement la durée de la séquence paraglaciaire, elle s'applique avant tout à une échelle régionale (par exemple, ici, aux bassins-versants alimentant le Kongsfjord dans son ensemble). À une échelle plus fine, cet exemple montre que les premiers temps de la séquence paraglaciaire sont marqués par des événements morphogéniques qui mobilisent par à-coups des quantités importantes de sédiments, ce que le même auteur avait déjà signalé dans le cas de *debris flows* associés à des pluies torrentielles (Ballantyne, 2002b). Le profil de la courbe de relaxation est donc en réalité irrégulier à grande échelle (fig. 4.14.).

Dans le cas présent, les *jökulhlaups* consécutifs à la vidange de lacs de barrage glaciaire sont des épisodes forts en terme d'érosion. Rarement signalés dans les latitudes polaires, ils sont probablement plus fréquents qu'on ne le pense au début de la déglaciation puisque des phénomènes similaires furent observés par Sir M. Conway et Charles Rabot en Baie du Roi à la fin du PAG. Rabot (1905) écrivait ainsi : « *There is* […] *a superabundance of water for the formation of barrier and border lakes, as also of numerous sub- and intra-glacier pools, which in emptying themselves give rise to floods*. », introduisant par ailleurs le mot islandais *jökulhlaup* dans le vocabulaire géomorphologique international.

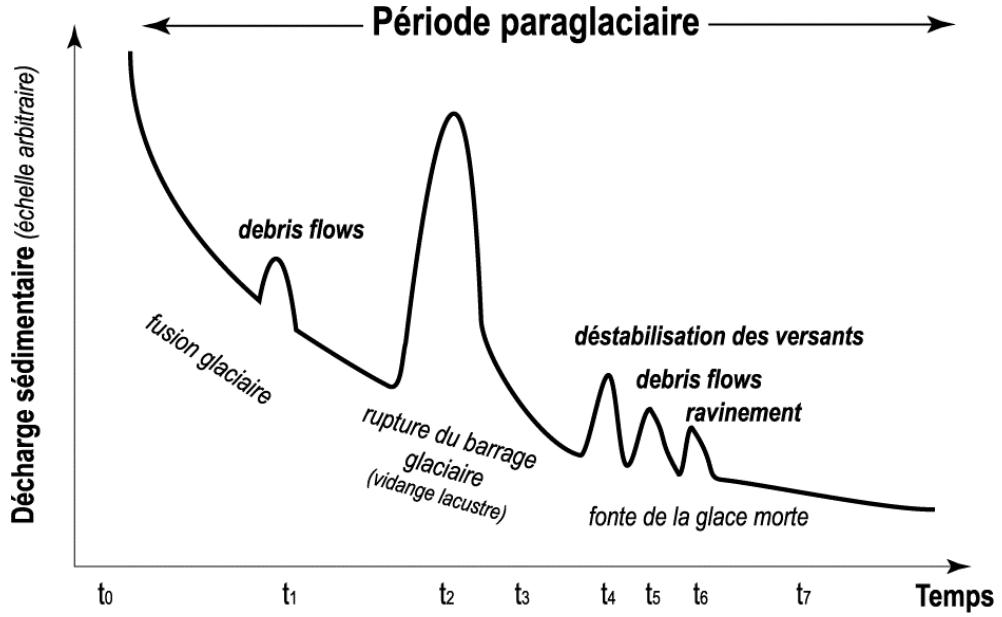


Fig. 4.14. – Courbe de relaxation des flux paraglaciaires pour le glacier Baron (d'après Étienne et Mercier, 2008).

2.2. – Crises paraglaciaires d'échelle décennale

Les ajustements géomorphologiques consécutifs aux variations climatiques postérieures au PAG apportent autant d'exemples de ces crises paraglaciaires d'échelle décennale. Le retrait des glaciers laisse aux pieds des versants des moraines latérales, rapidement remaniées par des glissements et coulées de débris activés par le ruissellement de fonte de la glace morte au sein du dépôt. Cette dynamique paraglaciaire s'achève rapidement après la disparition de la glace morte en quelques décennies (Mercier *et al.*, 2009). Il en est de même des ajustements des sandurs islandais (Roussel, 2008 ; Roussel *et al.*, 2008). Cette même échelle décennale peut aussi être retenue pour comprendre la progradation des littoraux meubles en aval des sandurs du Spitsberg (Mercier et Laffly, 2005).

2.2.1 – Les enseignements du sous-système gravitaire du Colletthøgda (Spitsberg)

L'étude du sous-système gravitaire du Colletthøgda au Spistberg est riche d'enseignements (Mercier, 1997, Mercier *et al.* 2009).
Le Colletthøgda est une montagne située dans la partie interne du Kongsfjorden (78°55'N, 12°35'E ; fig. 4.15.)

Le versant nord étudié présente un commandement de 610 m. La partie inférieure du versant a été recouverte par les glaces du Kronebreen pendant le PAG jusqu'à une hauteur de 140 m. Le bassin-versant du Kronebreen s'étend sur 690 km^2 et son front s'achève par une falaise de glace dans les eaux du Kongsfjorden (Hagen *et al.*, 1993 ; fig. 4.16.)

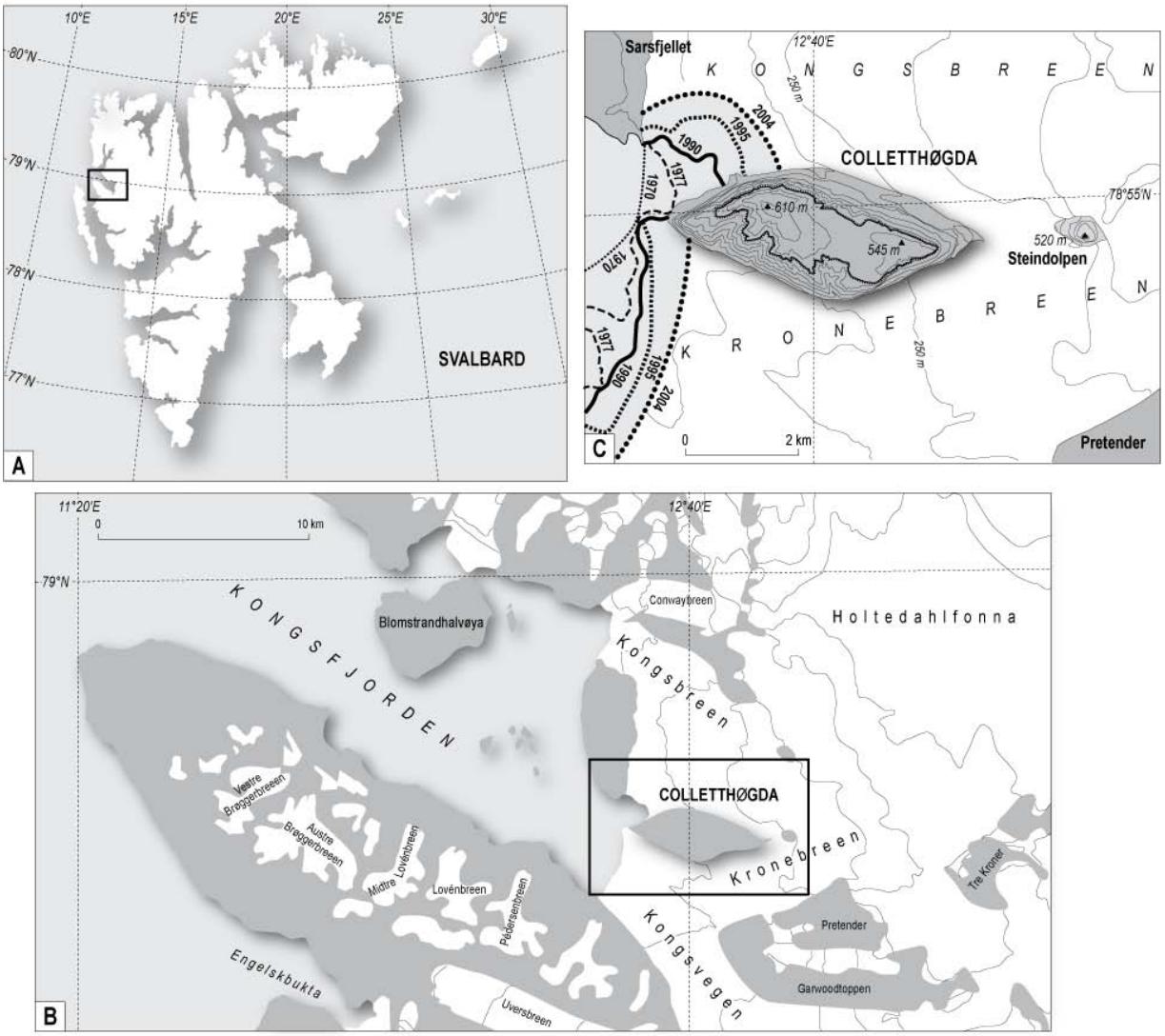


Fig. 4.15.a – Carte du Svalbard et du terrain d'étude sur la côte nord-occidentale du Spitsberg (d'après Mercier et al.*, 2009) :*
b – Carte du Colletthøgda dans la région du Kongsfjorden
c – Carte du Colletthøgda avec les limites des fronts glaciaires de 1970 à 2004.

Pour estimer la durée de la séquence paraglaciaire, la chronologie du retrait glaciaire a été reconstituée à partir d'une base iconographique dont le plus ancien document est une lithographie du 12 août 1861 (fig. 4.17.), montrant la glace du Kronebreen et celle du Kongsbreen remontant sur les versants du Colletthøgda. Ensuite la première photographie a été prise par Isachsen en 1907 au cours des expéditions du Prince Albert I de Monaco (Isachsen, 1912). Entre 1936 et 1995, le secteur a été photographié à plusieurs reprises par l'institut polaire norvégien (NPI). La base de données a été complétée par des photographies de terrain prises par Marie-Françoise André en 1982, 1983, 1984, 1985, 1986 et par Denis Mercier en 1993, 1995, 1996, 1999, 2002 et 2004.

Fig. 4.16. – Le Colletthøgda dans son environnement, vue prise du sommet du Haavimbfjellet (782 m) vers le nord-est (© D. Mercier, 25 juillet 1995).

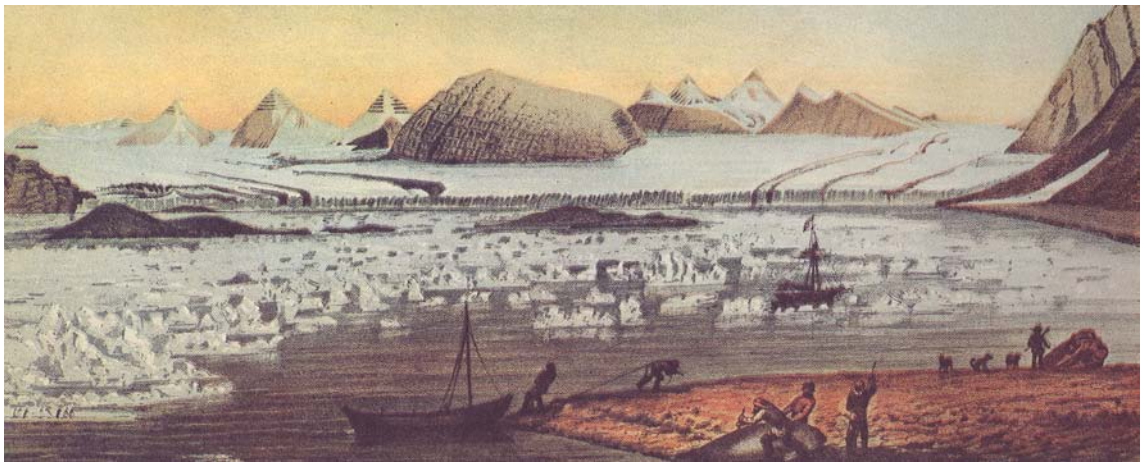


Fig. 4.17. – Le Colletthøgda dans son environnement d'après une lithographie anonyme du 12 août 1861.

Le retrait des fronts glaciaires, amorcé depuis la fin du PAG, a été interrompu par un *surge* en 1948 (Melvold et Hagen, 1998 ; Liestøl, 1988 ; Lefauconnier et Hagen, 1991 ; Lefauconnier et al., 1999 ; Hagen *et al.*, 1999). Depuis, le Kongsvegen a reculé de plus de 4 km. La séquence paraglaciaire sur le versant septentrional du Colletthøgda débute dans les années 1970. Le Kongsbreen a reculé de 2 km entre 1977 et 2004 laissant des dépôts morainiques sur la base du versant. Le versant a été divisé sur le terrain en huit secteurs d'étude sur des bases morphologiques (pente, ravines, micro-falaises,

sapement basal par les eaux du Kongsfjorden….). Le secteur numéro 1 a été le premier déglacé et le secteur 8 est le denrier à avoir été libéré par le retrait du front glaciaire (fig. 4.18.).

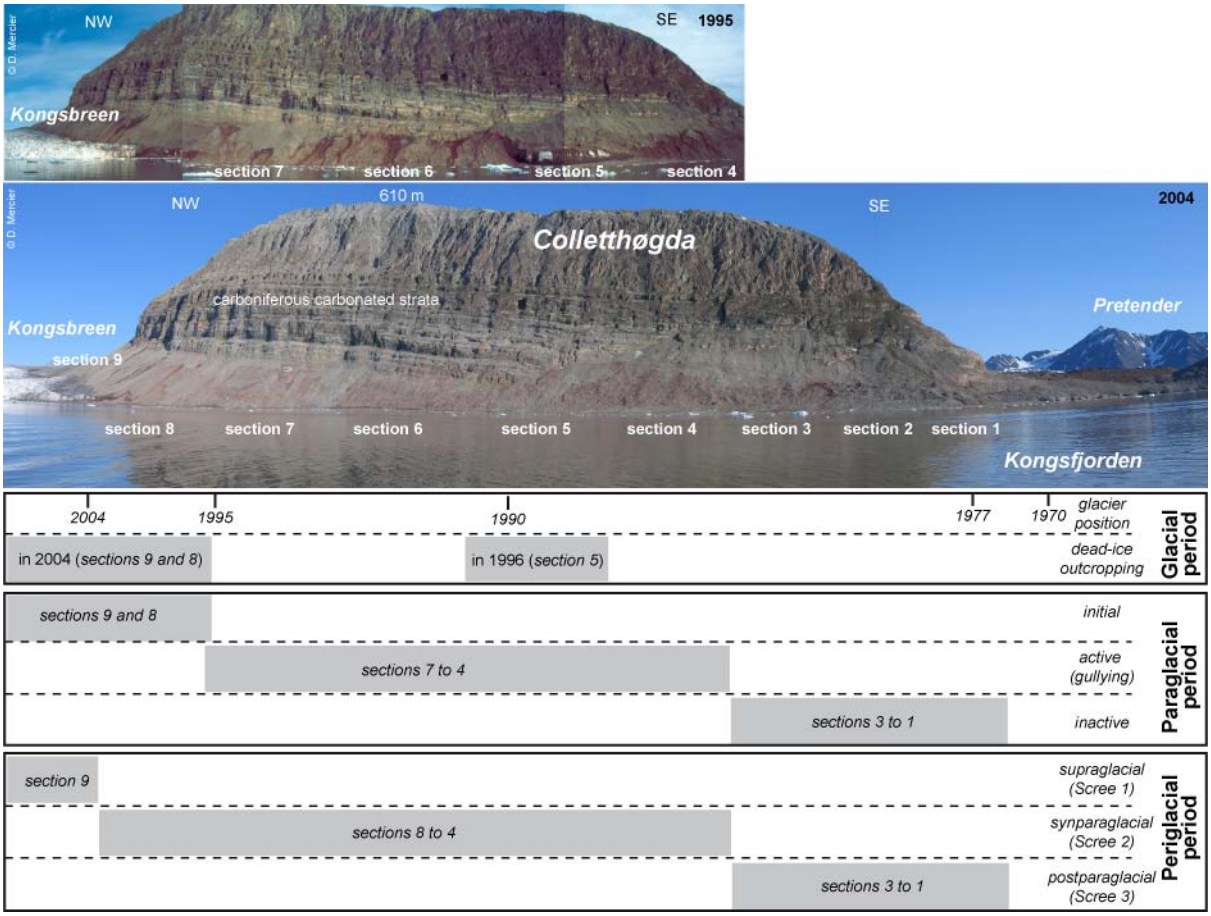


Fig. 4.18. – Subdivision des secteurs du versant septentrional du Colletthøgda (d'après Mercier et al.*, 2009).*

Ce versant témoigne de relais de processus et de substitutions de formes propres à une séquence paraglaciaire postérieure au PAG. Cette séquence s'est accompagnée d'un recul du glacier du Kongsbreen sur plus de 2 km. Elle s'est accomplie pendant une durée d'environ 35 ans. Elle a connu plusieurs manifestations : l'abandon de glace morte à la base du versant, le décapage de celle-ci sous l'action d'un glissement translationnel des éboulis, l'apparition de rigoles de ravinement élémentaire en surface des éboulis ou de la glace morte (*rill*), puis d'un ruissellement installé (*gully*), la dissection de la base du versant, la fusion définitive de la glace morte conservée sous les éboulis. Elle illustre le rôle majeur du ruissellement corrélatif des eaux de fusion de glace morte dans l'évolution paraglaciaire du versant.

À une autre échelle, ce versant témoigne de relais de processus et de substitution de formes au sein d'une série de séquences glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires postglaciaires. Le versant comprend ainsi trois séries de secteurs d'amont vers l'aval. La première illustre les effets de l'érosion glaciaire à la base et de processus périglaciaires supraglaciaires fonctionnel au-dessus (éboulis S1), la deuxième les effets de processus paraglaciaires actifs (ruissellement) et de processus périglaciaires toujours fonctionnels (éboulis S2), la dernière les effets d'un ruissellement probablement entretenu à la suite

de la fusion des culots de glace morte, mais surtout ceux de processus périglaciaires postglaciaires (éboulis S3).
Les différents secteurs distingués le long de la base du versant du Colletthøgda depuis le Nord-Est (amont) jusqu'au Sud-Ouest (aval) illustrent actuellement chacun des stades de l'évolution de ce versant sous l'effet de processus paraglaciaires. Trois périodes de cette évolution peuvent être distinguées en fonction des processus en action : les processus périglaciaires supraglaciaires (période 1), les processus paraglaciaires (période 2) et les processus post-paraglaciaires (période 3), fig. 4.19.

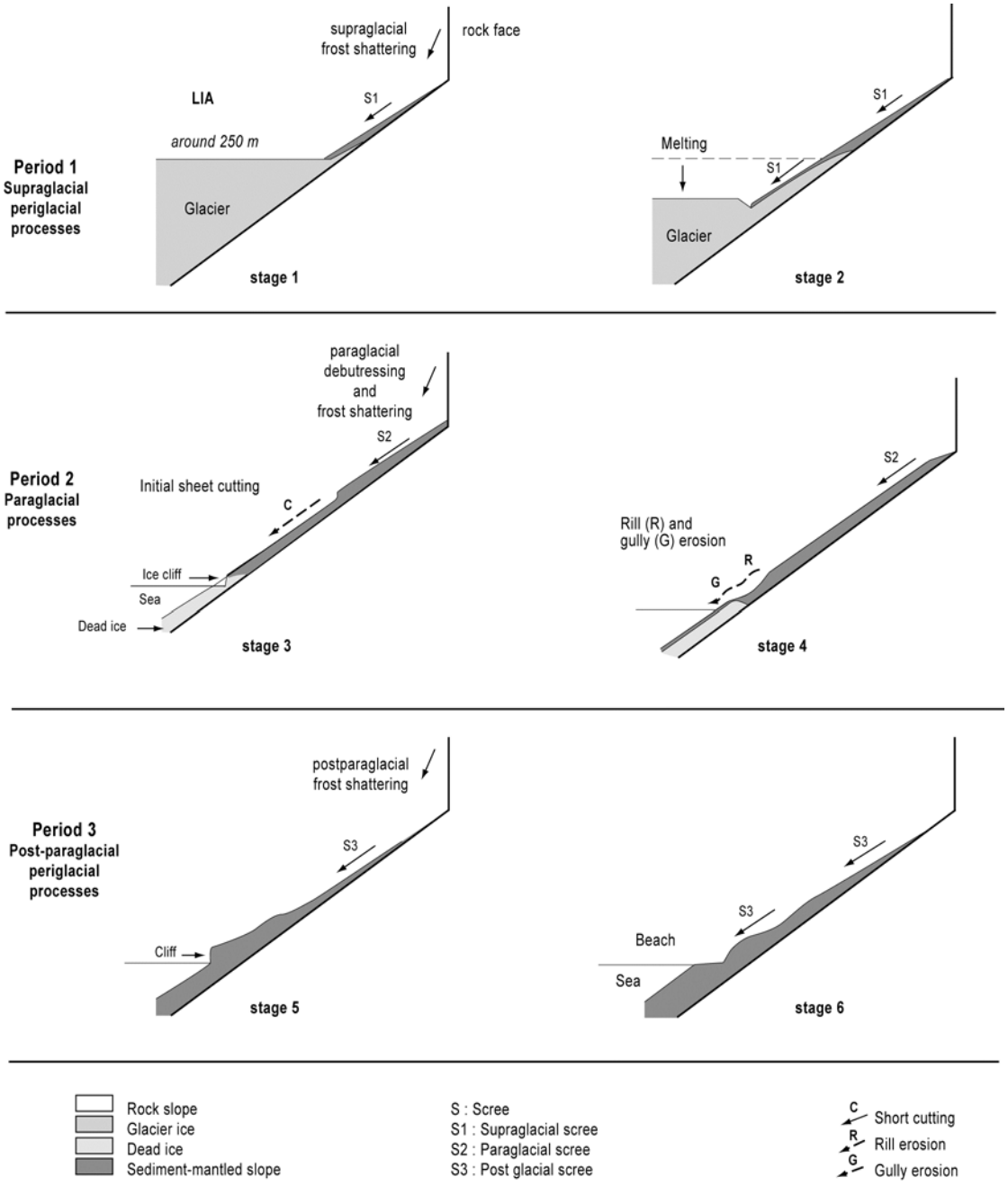


Fig. 4.19. - Évolution temporelle des processus d'érosion sur le versant septentrional du Colletthøgda au cours de la déglaciation (d'après Mercier et al.*, 2009).*

La première période est l'expression des processus périglaciaires supraglaciaires. Le stade 1 est représenté au nord-est du versant (secteur 9). Le glacier occupe encore le versant jusqu'à 100-200 m d'altitude. Les éboulis supraglaciaires fonctionnels (S1) s'appuient sur la glace à leur base. Le stade 2 est représenté près du front actuel du glacier (secteurs 9 et 8). Le glacier ne se maintient qu'à la base du versant. La pente d'éboulis supraglaciaire, rectiligne, s'allonge et recouvre la glace morte, en la protégeant momentanément de la fusion. Le ruissellement commence toutefois à se manifester en été par le ravinement des éboulis et, par endroits, de la glace morte sous-jacente.
La deuxième période se caractérise par l'activité des processus paraglaciaires. Le stade 3 est actuellement représenté immédiatement à l'avant du front du glacier (secteur 8). Les éboulis paraglaciaires fonctionnels (S2) atteignent le trait de côte actuel. La glace morte affleure plus largement. Elle est retaillée en falaises par la mer à la base du versant. Le stade 4 est significatif de l'accroissement de l'activité paraglaciaire (secteurs 7 et 6). Les eaux de fusion provoquent le glissement translationnel des éboulis et le décapage de la glace morte par érosion régressive vers l'amont. Elles provoquent également leur incision par le ruissellement élémentaire. L'intensification des effets du ruissellement élémentaire s'illustre dans les secteurs 6 et 5. La surface de la pente d'éboulis paraglaciaires est de plus en plus disséquée. Son profil s'allonge et devient concave. Les ravins s'approfondissent et se ramifient. La fusion des derniers noyaux de glace morte (secteur 4). Le ravinement de la pente d'éboulis se généralise. Il s'accompagne de l'élargissement des ravins et de l'abaissement de leur profil en long. La concavité de la pente d'éboulis paraglaciaire s'accentue.
La troisième période se caractérise par des processus périglaciaires post-paraglaciaires. La fusion complète de la glace morte est effective à l'intérieur des éboulis (secteurs 3 et 2). L'inclinaison de la pente d'éboulis se réduit. Sa surface devient irrégulière à la base. Elle est retaillée par endroits en falaises vives de plusieurs mètres d'élévation. En revanche, elle continue d'être alimentée en éboulis par la gélifraction fonctionnelle de la paroi (S3). Le profil de la pente d'éboulis est encore plus évasé. Les restes de moraines, les éboulis et les produits corrélatifs du ravinement de la base du versant sont remaniés par la mer. Les plus grossiers se déposent sur l'avant-côte. Les sables repris par la dérive littorale forment une plage. Les fines sont dispersées dans le fjord. Simultanément, l'éboulisation se poursuit à partir du sommet. Elle tend à recouvrir la base du versant et à reconstituer une pente d'éboulis profil tendu.

Les résultats obtenus par l'étude du versant du Colletthøgda apportent également d'autres enseignements précieux à l'étude de la temporalité des crises paraglaciaires. Cet exemple montre que le transfert paraglaciaire des sédiments le long de la pente se met en place chaque année pendant la courte saison estivale. Ce transfert n'est pas contrôlé par des événements météorologiques (averse, fonte de la neige), mais par la distribution spatiale de la glace morte au sein du dépôt. Decaulne et Sæmundsson (2007) ont distingué quatre contrôles météorologiques à l'origine des coulées de débris : la fonte de neige "pure", la fonte de neige associée à des averses, des averses de longue durée et des averses de forte intensité. Dans un contexte paraglaciaire, la fonte rapide de la glace morte au sein du dépôt sédimentaire est un contrôle supplémentaire, qui peut aussi contribuer à l'activité de flux solides et du ravinement. La fonte de glace morte a été évaluée quantitativement par Schomacker et Kjær (2008) dans les moraines à cœur de glace du glacier Holmström au Svalbard. Les taux proposés révèlent une baisse de la surface de la glace morte de 0.9 $m.an^{-1}$ entre 1984 et 2004. Dans un contexte glaciaire semblable au Mont Cook en Nouvelle-Zélande, le retrait rapide de la glace supprime l'appui latéral aux moraines latérales des vallées, qui, en conséquence, sont soumises à des rajustements périodiques. Cet ajustement est associé aux dégels de printemps et aux tempêtes humides (Blair Jr, 1994). Dans plusieurs contextes morphoclimatiques différents de celui du Svalbard, les coulées de débris ont été considérées comme l'agent dominant de modification des dépôts paraglaciaires, dans

les Tien Shan (Savoskul, 1997), l'Hindukush et les montagnes du Karakorum (Iturrizaga, 2008a), dans les Rocheuses canadiennes (Ryder, 1971a, b), en Patagonie chilienne (Harrison et Winchester, 1997 ; Harrison *et al.*, 2005), au Mexique (Palacios *et al.*, 1999), en Scandinavie (Ballantyne et Benn, 1994, 1996 ; Curry, 2000b), dans les Alpes italiennes, françaises et suisses (Schrott et Adams, 2002 ; Chiarle *et al.*, 2007), en Écosse (Brazier *et al.*, 1988 ; Ballantyne, 1993 ; Curry, 2000a), en Islande (Iturrizaga, 2008b). Cependant, l'ambiance froide du site du Colletthøgda, dans un environnement polaire (pergélisol, proximité des glaciers, faiblesse des précipitations avec moins de 400 mm par an), fait que les autres types de ruissellement ne prennent pas le relais pour la dilapidation du stock sédimentaire. Dans d'autres contextes morphoclimatiques, en montagne tempérée comme dans les Alpes, les Pyrénées, ou dans des montagnes tropicales de type mousson, les précipitations prennent le relais de la fonte de la glace morte et épuisent le stock sédimentaire. Des comparaisons seraient utiles pour quantifier la dilapidation des moraines selon diverses ambiances climatiques et offrent de belles perspectives de recherche pour les années à venir.

Un autre enseignement précieux illustré par cette étude fine du versant du Colletthøgda, est celui de l'influence des processus paraglaciaires sur la morphométrie des versants avec l'abaissement de l'inclinaison des pentes d'équilibre de 35° à des pentes moyennes comprises entre 15° et 10° (fig. 4.20.). Cette évolution est commandée par l'effondrement de la moraine latérale du Kongsbreen. Si nous considérons 35 ° comme l'angle d'équilibre théorique au début de la déglaciation (l'angle d'équilibre des éboulis de la partie supérieure du versant), une diminution générale des inclinaisons moyennes avec le temps caractérise des sections 1 à 7 (fig. 4.20.). Logiquement, les sections les plus jeunes (7 et 6) présentent les données de pente les plus fortes. D'autre part, les sections les plus vieilles (1 à 3) ont les angles les plus bas. En Norvège centrale, Curry (2000b) suggère que des gradients de pente initiaux > 30° sont un préalable pour la modification des pentes par des flux de débris.

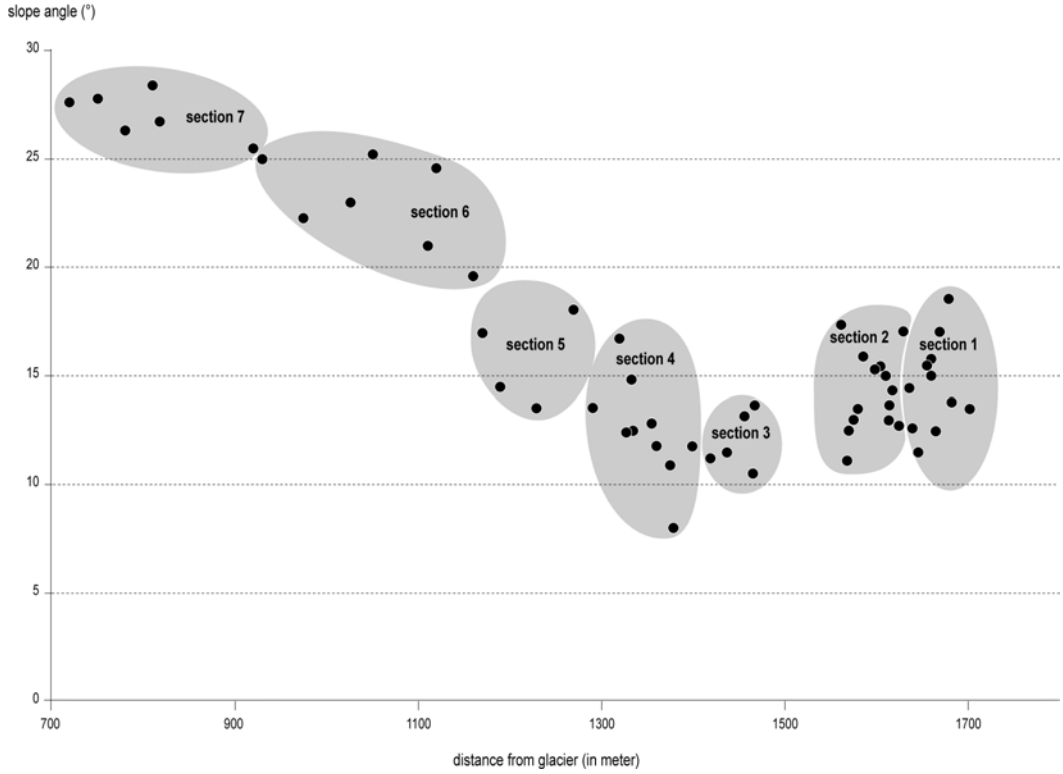


Fig. 4.20. – Variation latérale des pentes moyennes par section sur le versant septentrional du Colletthøgda (d'après Mercier et al.*, 2009).*

D'autres enseignements sont mis en évidence à partir de l'analyse morphométrique des ravines (n = 57) du Colletthøgda (Mercier *et al.*, 2009).
La densité de ravines, le taux de ravinement par section, les profils de ravine par section, tous ont tendance à augmenter avec l'augmentation de la durée de l'évolution du versant depuis la déglaciation et par conséquent de la durée de la phase paraglaciaire.
Par exemple, un taux de ravinement (*Gr*) a été calculé. Il correspond à l'emprise spatiale du ravinement et est exprimé en mètres linéaires par mètre carré. *Gr* est la somme de toutes les longueurs de ravine divisées par la surface de chaque section. La surface de chaque section a été calculée par la multiplication de la largeur de la section (la mesure sur le terrain au pied du versant) avec la longueur de la ravine la plus longue dans la section. Un taux de ravinement (*Gr*) bas signifie que les ravines ont une faible couverture spatiale.
Le taux de ravinement (Gr) montre l'accroissement de l'érosion avec le temps. Les deux sections les plus anciennes montrent un indice Gr au moins deux fois supérieur à celui des autres sections. Par exemple, la section 2 est caractérisée par un Gr de 0.22, ce qui signifie qu'il y a 22 cm de ravine par mètre carré dans la section (Fig. 4.21.). Le taux de ravinement par section montre une bonne relation statistique entre la distance du glacier, donc la durée de l'activité paraglaciaire, et l'érosion.

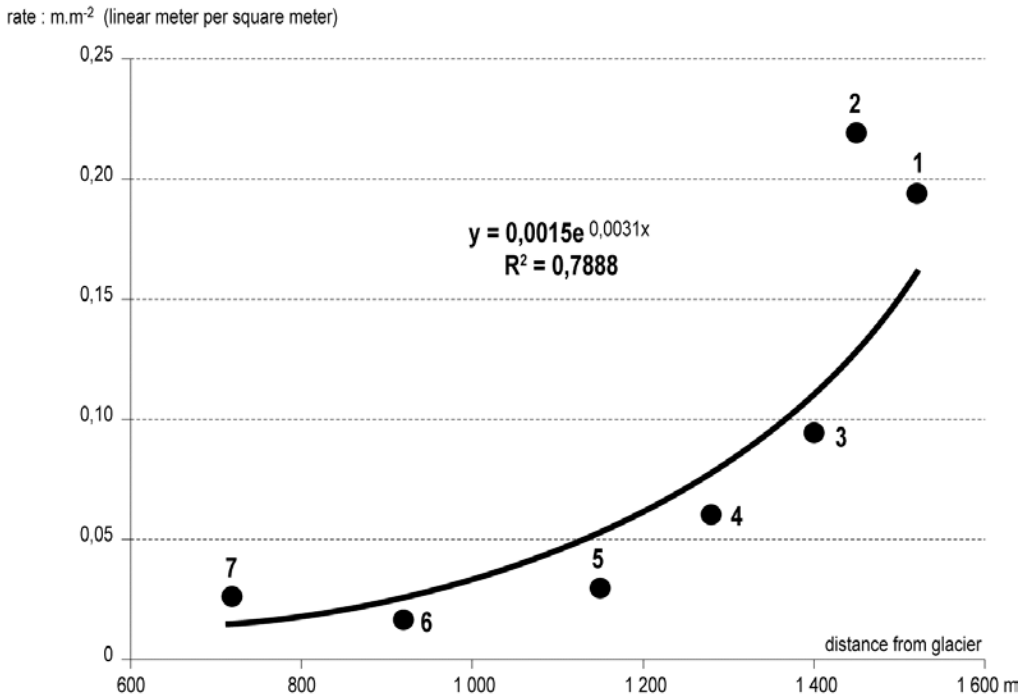


Fig. 4.21. – Taux de ravinement par section sur le versant septentrional du Colletthøgda (d'après Mercier et al.*, 2009).*

Les observations sur le versant du Colletthøgda montrent également que la colonisation végétale est une réponse à la stabilisation du dépôt et illustre l'assèchement de la surface à la suite de la fonte de la glace morte. Un cycle complet de modification paraglaciaire (de l'incision des ravines jusqu'à la stabilisation) s'achève en deux décennies sur ce site d'étude. En Norvège centrale, beaucoup de systèmes de ravine paraglaciaires atteignent la maturité en moins de 50 ans (Curry, 1999). Ce modèle temporel de réponse des pentes à la déglaciation apparaît semblable à la courbe exponentielle négative proposée dans plusieurs environnements après le retrait de la glace (Church et Ryder, 1972 ;

Church et Slaymaker, 1989 ; Harbor et Warburton, 1993 ; Curry, 1999 ; Curry *et al.*, 2009b ; Ballantyne, 2002a, 2003b ; Dadson et Church, 2005). Cet exemple montre à la fois l'efficacité des processus paraglaciaires en termes d'érosion des dépôts de versants meubles, la rapidité de cette ablation et la courte durée de son action dans le temps, rapidement fossilisée par les dynamiques périglaciaires post-paraglaciaires. Ce cas de figure se retrouve dans beaucoup de contexte morphoclimatiques et permet certainement de mieux comprendre pourquoi la séquence paraglaciaire n'est pas toujours facilement identifiable dans les paléoenvironnements. Or, le Svalbard, en cours de déglaciation offre la possibilité d'observer la séquence paraglaciaire sur le vif, comme les autres environnements soumis au retrait glaciaire, comme l'Islande et les dynamiques fluviales sur les marges des glaciers.

2.2.2. – Les enseignements du sous-système fluvial : l'évolution des sandurs islandais en contexte paraglaciaire

Les recherches menées sur les marges glaciaires du sud de l'Islande par Erwan Roussel (Roussel, 2008 ; Roussel *et al.*, 2008), confirment des travaux antérieurs (Thompson, 1988 ; Thomson et Jones, 1986 ; Maizels, 1993), comme la grande sensibilité des sandurs aux fluctuations glaciaires décrite notamment sur les marges du Skaftafellsjökull par Marren (2002). Cependant, ils apportent des éléments nouveaux, utiles à la compréhension des échelles temporelles de réponse des sous-systèmes fluviaux aux forçages externes en contexte paraglaciaire. Depuis la fin du PAG, les langues glaciaires sud-islandaises ont enregistré un recul prononcé qui crée de nouvelles conditions hydrosédimentaires pour l'évolution des cours d'eau proglaciaires (Sigurðsson *et al.*, 2007). Le retrait n'a pas été homogène sur le plan spatial ni sur le plan temporel depuis la fin du PAG, comme l'a montré l'étude de 13 langues glaciaires sur la marge méridionale du Vatnajokull par lichénométrie (Chenet *et al.*, 2010). Les résultats des études par téphrochronologie en Islande ont montré que, si les retraits ne sont pas synchrones, les maximums glaciaires ne le sont pas non plus (Kirkbride et Dugmore, 2008). Le facteur de contrôle n'est donc pas ici climatique, mais certainement lié à l'activité volcanique sous-glaciaire, dont il serait intéressant de rechercher les corrélations dans des études à venir. Ces modifications des variables de contrôle (début liquide et débit solide) impliquent des réajustements des variables de réponse (profil en long et profil en travers des sandurs, style fluvial, tri granulométrique), selon les lois décrites dans le deuxième chapitre (Schumm, 1977). Les avancées glaciaires s'accompagnent d'une aggradation et d'un raidissement de la pente proximale du sandur. À l'inverse, un recul du front du glacier conduit à une incision et à une diminution de la pente du sandur favorisant la formation de terrasses (fig. 4.22.). Deux processus sont habituellement invoqués pour expliquer ces ajustements : la migration vers l'amont du profil longitudinal du sandur et la variation de l'abondance du stock sédimentaire marginal, tous deux contrôlés par les fluctuations du front glaciaire.
Les datations lichénométriques des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires et les mesures topographiques effectuées par Erwan Roussel montrent que l'ajustement des sandurs proximaux au recul glaciaire s'effectue en deux phases (fig. 4.23.).

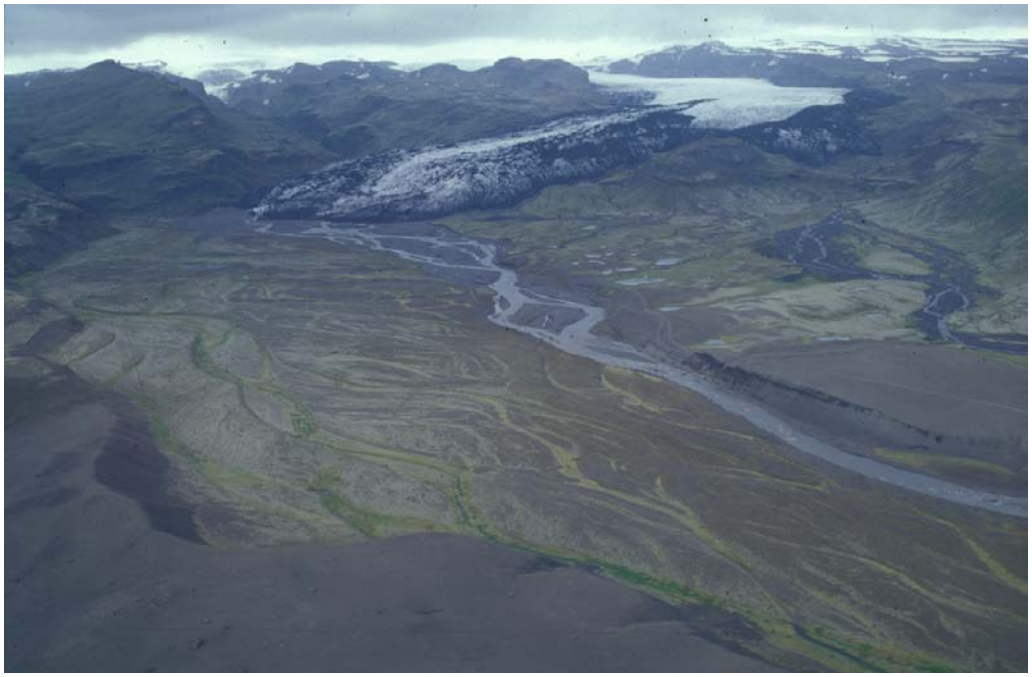


Fig. 4.22. – Le retrait de la langue glaciaire du Solheimajökull (63°55'N, 19°20'W), rattachée à la calotte du Myrdalsjökull, postérieur au PAG en Islande illustre la dynamique paraglaciaire fluviale de tressage, la concentration du réseau hydrographique vers la partie centrale de la vallée et l'abandon corrélatif des terrasses alluviales, en cours de végétalisation par une toundra humide dans les anciens chenaux, au fur et à mesure de l'incision du réseau hydrographique dans la plaine d'accumulation (© S. Étienne, 26 juin 1999).

La première correspond à un état stationnaire du sandur, dans lequel l'incision de la plaine fluvio-glaciaire proximale est empêchée soit par la stagnation du front glaciaire soit par un apport de sédiments d'origine paraglaciaires. Cet état stationnaire du sandur peut s'expliquer par le recul du front glaciaire pendant la première phase ou une période de stagnation avec des fluctuations saisonnières mineures qui maintiennent un stock sédimentaire important au sein de la marge proglaciaire. Cet apport renouvelé de sédiments d'origine glaciaire maintient le sandur dans l'état antérieur au maximum du PAG. En revanche, si le front glaciaire enregistre après le maximum historique un recul prononcé uniforme, l'absence d'incision du sandur durant la phase I ne peut être expliquée que par une recharge du stock sédimentaire de la marge proglaciaire par des processus paraglaciaires, notamment thermokarstiques, due au démantèlement de moraines à culots de glace morte.
La seconde phase est celle de l'incision et donc de l'ajustement du sandur aux nouvelles conditions hydrosédimentaires. Lorsque les édifices morainiques sont stabilisés et cessent de constituer une source sédimentaire paraglaciaire au bout de 40 à 100 ans, la recharge paraglaciaire du système fluvial proglaciaire s'essouffle et la phase d'incision du sandur commence (phase II). La phase d'incision du sandur proximal s'amorce dès que le stock sédimentaire de la marge proglaciaire est déficitaire et que l'efficacité de l'apport de matériel par remobilisation paraglaciaire des dépôts morainiques et intra-morainiques ne suffit plus à maintenir la plaine fluvioglaciaire dans un état d'équilibre. Lors de cette seconde phase, la vitesse d'incision du sandur proximal a tendance à ralentir au fur et à mesure que le front du glacier recule.

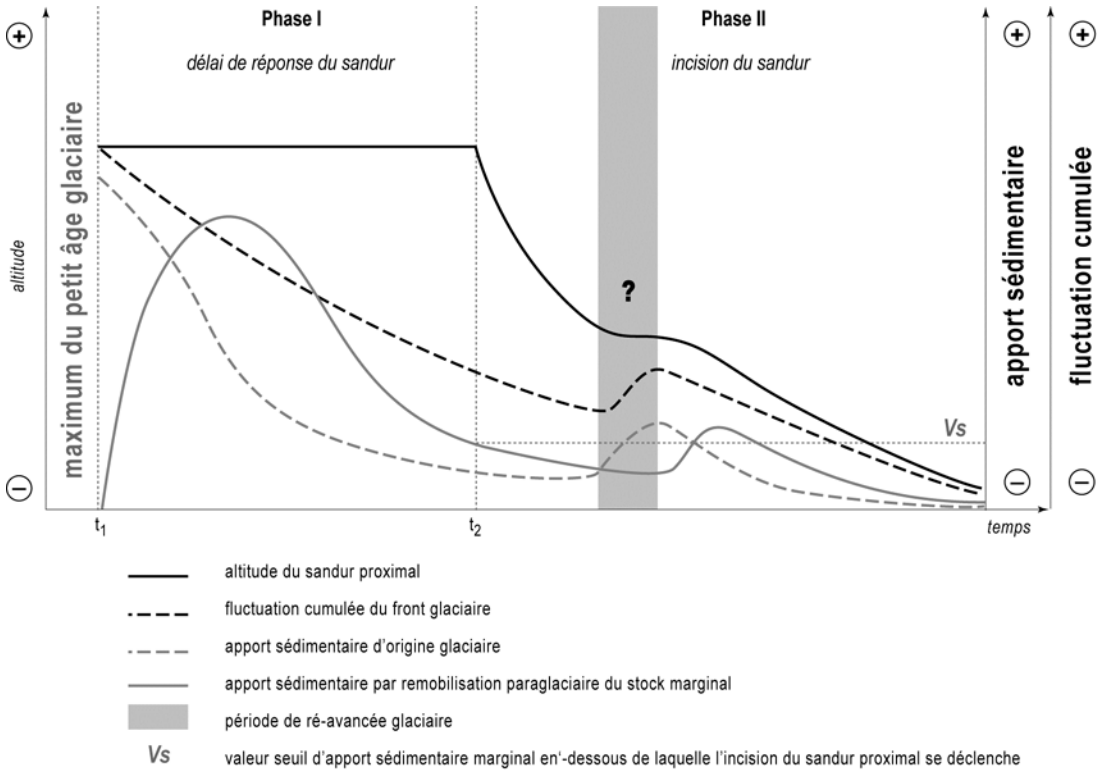


Fig. 4.23. – L'ajustement des sandurs proximaux au recul glaciaire (d'après Roussel et al.*, 2008).*

Les résultats des travaux de Roussel *et al.* (2008) montrent un tarissement des apports sédimentaires paraglacaires en quelques décennies. Ils vont dans le même sens que ceux proposés par Orwin et Smart (2004) sur la marge proglaciaire du *Small River Glacier* au Canada. Ces auteurs ont démontré que les dépôts, essentiellement des plaines intra-morainiques abandonnées, cessent de servir de sources sédimentaires après plusieurs dizaines d'années.

2.2.3. – Les enseignements du sous-système littoral : la progradation des littoraux meubles au Spitsberg

Le sous-système littoral enregistre à cette échelle temporelle des progradations pour les cordons meubles en aval des réseaux hydrographiques conquérants (Héquette, 1986 ; Héquette et Ruz, 1990 ; Mercier, 2001a ; Mercier & Laffly, 2005).

Les investigations se concentrent spatialement sur la rive septentrionale de la presqu'île de Brøgger au Spitsberg nord-occidental (78°55'N, 12°10'E). En aval des glaciers de vallée de type alpin des Loven occidental, central et oriental, les littoraux meubles délimitent les parties terminales des sandurs (fig. 4.24.).

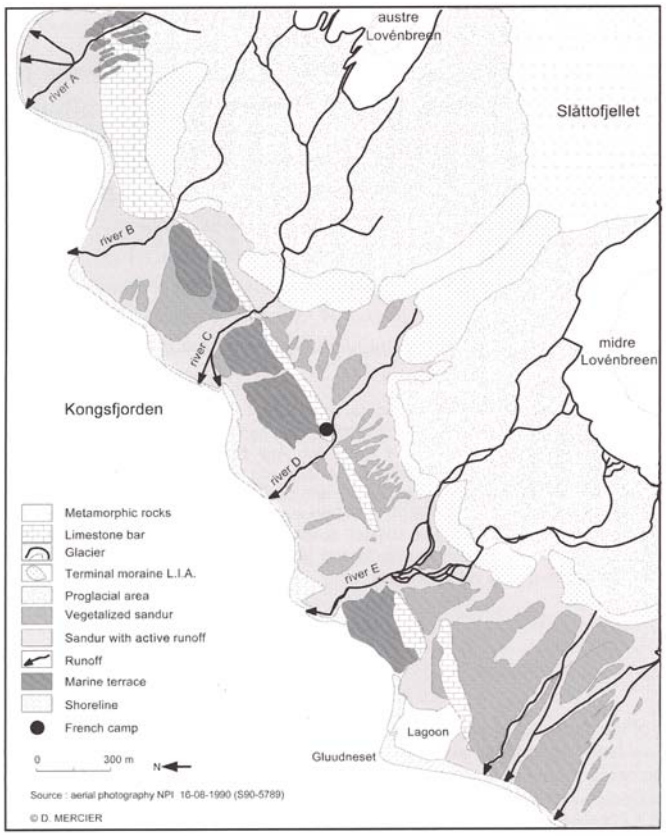


Fig. 4.24. – Carte géomorphologique des marges proglaciaires de l'austre Lovénbreen et du midre-Lovénbreen au Spitsberg (d'après Mercier et Laffly, 2005).

Ces glaciers enregistrent tous des bilans négatifs depuis la fin du PAG (Nesje et Dahl, 2000 ; Rachlewicz *et al.*, 2007). Leur recul a été progressif au cours du 20^{e} siècle (Hansen, 1999). Encore proches de leur moraine frontale en 1936, ces glaciers ont reculé depuis, libérant chaque été des volumes d'eau considérables de l'ordre de 10 millions de m^3. Ce recul des glaciers est à mettre en relation avec les changements climatiques contemporains. Le Spitsberg a enregistré un réchauffement climatique de la surface du sol estimé à 1,5 ± 0,5°C pour les 60 à 80 dernières années (Isaksen *et al.*, 2001). Les bilans glaciaires négatifs sont à mettre également en relation avec une baisse des précipitations neigeuses et une augmentation des précipitations mixtes et liquides (Førland et Hanssen-Bauer, 2000 ; Isaksson *et al.*, 2001). De plus le réchauffement climatique actuel influence une fonte plus importante de la couche active et un abaissement du pergélisol depuis la fin du PAG (Haldorsen et Heim, 1999). En conséquence, les bilans hydrologiques s'en trouvent accrus et la mobilisation des sédiments facilitée. Les estimations chiffrées de la mobilité sédimentaire s'élèvent de 478 à 2 009 t.km^{-2}.an^{-1} pour le bassin-versant du Loven Est (Geoffray, 1968, Griselin, 1982), et de l'ordre de 940 t.km^{-2}.an^{-1} pour celui du Loven Ouest (Etzelmüller, 2000). Ainsi, c'est un tout nouveau contexte glacio-climatique paraglaciaire qui s'installe au Spitsberg. La mobilité sédimentaire représente une des expressions paysagères les plus visibles, avec le recul des glaciers, dont elle est la conséquence morphodynamique.

L'observation de la progradation des littoraux entre 1966 et 1995 montre que la dynamique littorale de cette région est largement dépendante des apports sédimentaires terrestres (fig. 4.25.) et fortement guidée par la présence d'une barre calcaire. Ces littoraux progradants peuvent donc être considérés comme paraglaciaires au sens de Forbes et Syvitski (1994). Ils enregistrent par ailleurs une profonde

modification en rapport avec la hiérarchisation du réseau hydrographique en amont. Les captures par déversement résultent de nombreuses variations des débits liquides et solides et demeurent classiques d'une dynamique de tressage (Mercier, 2001a). Les secteurs drainés par une dynamique fluvioglaciaire continue entre 1966 et 1995, enregistrent une nette progradation de l'ordre de 3 m par an sur les trente années analysées. Dans ce cas de figure, les flux liquides et solides l'emportent sur la remise en mouvement par la dérive littorale et l'action des vagues dans un régime de marée semi-diurne. En revanche, certains secteurs littoraux connaissent une érosion. Ils correspondent aux secteurs ayant perdu leurs apports fluvio-glaciaires au cours de la période d'observation.

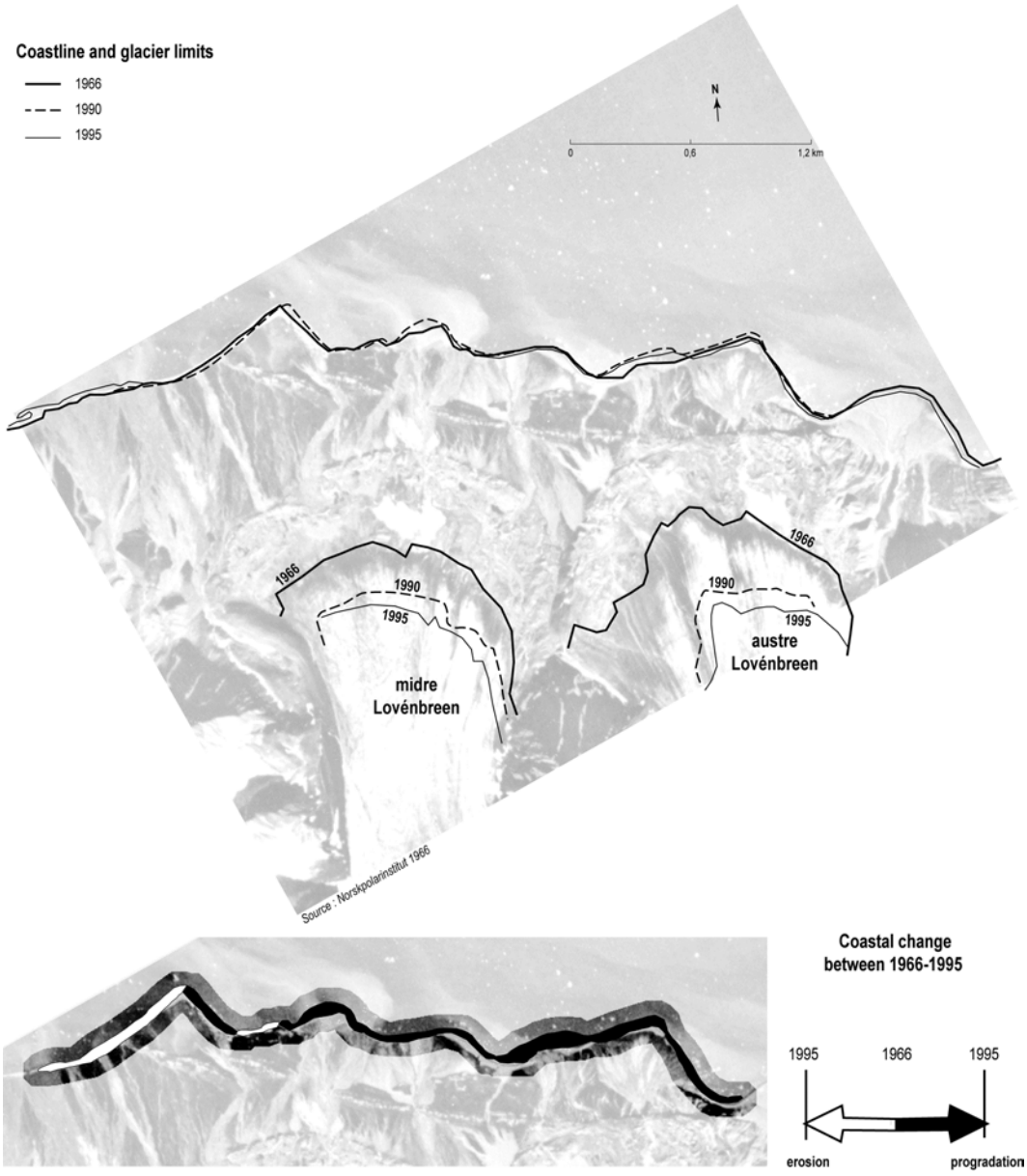


Fig. 4.25. – Résultats de la progradation littorale en aval des marges proglaciaires de l'austre Lovénbreen et du midre-Lovénbreen au Spitsberg (d'après Mercier et Laffly, 2005).

Pour le Loven Est, trois secteurs peuvent être individualisés. À l'est, le secteur digité du sandur au pied du Haavimbfjellet a perdu ses apports liquides et solides dès la première moitié du 20e siècle au moment où le glacier se détachait de sa moraine frontale. Ce secteur connaît aujourd'hui une nette régression. Au centre, la compétition entre les deux émissaires principaux, le Diable (fig. 4.24. river C) et la Goule (fig. 4.24. river B), a tourné en faveur de la Goule qui permet à ce secteur de prograder entre 1966 et 1995. À l'ouest, la progradation s'observe entre 1966 et 1990 puis ce secteur connaît une érosion faute d'alimentation fluvio-glaciaire par le Diable.

En aval du Loven central, une certaine stabilité s'observe entre 1966 et 1995 au niveau du delta de la Source (fig. 4.24. river D), alors que le secteur de l'Échelle (fig. 4.24. river E) gagne de l'espace sur le fjord et que la lagune de Gluudneset se comble. Cette dichotomie spatiale est à mettre en relation avec la mobilité spatio-temporelle séculaire et inter-annuelle du réseau hydrographique.

Dans ce secteur, la dynamique littorale est extrêmement réduite dans le temps à la seule saison estivale (après la disparition du pied de glace). Par ailleurs, la mer ne parvient pas à régulariser le trait de côte qui demeure dépendant des apports continentaux fluvio-glaciaires.

Fig. 4.26. – Delta en aval de l'austre Lovénbreen progradant sur le Kongsfjorden au second plan, Spitsberg, 78°55'N, 12°E (© D. Mercier, 10 juillet 2004 vue vers le nord-ouest).

Cet exemple illustre l'impact du recul des glaciers alpins du Spitsberg, en déséquilibre sur le plan climatique, sur les transferts géomorphologiques paraglaciaires, où la libération de l'eau liquide alimente une remobilisation des sédiments morainiques abandonnés par les glaciers en retrait. Dès

lors, on assiste progressivement à une concentration des flux liquides au centre des bassins-versants. Les périphéries ne sont plus drainées parallèlement à la hiérarchisation des écoulements (Mercier, 2001a ; Roussel, 2005). Cette logique spatio-temporelle permet à certains secteurs de prograder aux dépens de l'espace occupé par le fjord, alors que les secteurs dépourvus d'alimentation sont en proie à l'érosion littorale estivale. Cette dynamique géomorphologique sur les littoraux meubles illustre parfaitement cette nouvelle ambiance paraglaciaire qui s'est installée au Spitsberg depuis la fin du PAG. Ces littoraux paraglaciaires font partie des rares littoraux dans le monde à enregistrer une progradation dans un contexte mondial de pénurie sédimentaire depuis plusieurs milliers d'années. D'autres études seraient à mener à la fois dans d'autres espaces paraglaciaires actifs et sur des pas de temps plus longs pour compléter cette approche de la progradation des littoraux paraglaciaires. Des prospections subaquatiques dans la bande côtière seraient également d'une grande utilité. Les travaux sismiques préliminaires menés par Agnès Baltzer en 2009 (*communication personnelle*) sur la rive méridionale du Kongsfjorden sont prometteurs et apporteront des résultats scientifiques enrichissants et complémetaires de l'étude terrestre *stricto sensu* (Baltzer *et al.*, 2011).

2.3. – Crises paraglaciaires d'échelle centennale : les enseignements des métamorphoses fluviales alpines

Le sous-système fluvial est très sensible à l'échelle décennale comme l'ont montré les travaux présentés ci-dessus en Islande, et aussi à l'échelle centennale.
Les métamorphoses fluviales étudiées dans les Alpes françaises se sont inscrites dans les paysages des vallées à l'échelle centennale sous le double jeu des modifications climatiques, notamment autour du PAG, puis des aménagements anthropiques (Amoros et Petts, 1993 ; Ballandras, 1997 ; Bravard, 1987, 1988, 1989, 1992, 1993, 2010 ; Bravard et Peiry, 1993 ; Bravard et Petit, 1997 ; Flez et Garitte, 2006 ; Jacob *et al.*, 2006 ; Marnezy, 1999 ; Miramont *et al.*, 1998 ; Peiry, 1987 ; Peiry et Nougier, 1994 ; Peiry *et al.*, 1994 ; Piegay et Bravard, 1993).
La métamorphose fluviale est un changement d'état dans l'équilibre de la rivière avec son environnement. Il y a corrélation temporelle entre ces métamorphoses et des changements climatiques, au moment du passage de l'optimum climatique médiéval au PAG dans un premier temps, puis lors du passage de la fin du PAG au réchauffement climatique contemporain. Cependant, ces métamorphoses fluviales ont pour cadre des géosystèmes largement anthropisés. Les métamorphoses fluviales sont-elles de simples réponses hydrologiques à des changements morphoclimatiques, ou des réponses à une plus forte anthropisation des hydrosystèmes ? Cette question rejoint le grand débat scientifique de l'érosion produite par les facteurs de contrôles externes naturels (le climat, la tectonique…) et/ou liés à l'anthropisation des milieux. Ce débat passionnant a été largement alimenté par les travaux en domaine méditerranéen notamment (Dufaure, 1984 ; Neboit, 1991 ; Fouache, 2003 ; Allée et Lespez, 2006) ou écossais (Ballantyne, 1991b).

Dans un premier temps (14^{e} -19^{e} siècles), la métamorphose fluviale est sous contrôle climatique avec une réponse morphologique du méandrage au tressage. Avant le 14^{e} siècle, les archives permettent de parler d'une certaine tranquillité hydrologique avec des rivières à méandres et un chenal unique. Les occupations humaines des lits majeurs sont attestées par les ports et les moulins. Le PAG s'illustre par des grandes crues morphogènes, associées à un accroissement des précipitations et des vidanges glaciaires. La réponse hydrosédimentaire correspond à un exhaussement des lits par apports latéraux des versants dans un contexte de forte énergie du relief. Des recoupements de méandres sont observés par progradation d'une bande de tressage.

Au cours de cette séquence froide du PAG, les relations sont complexes entre les glaciers d'une part et les systèmes fluviaux et notamment l'hydrologie. La fonte d'un glacier entraîne une augmentation des débits et par conséquent une augmentation de sa compétence. Son pouvoir érosif est donc dépendant de l'équilibre entre sa charge (masse totale de matériaux transportés) et sa compétence (taille du plus gros fragment transporté). Dans le même temps, la période de refroidissement du PAG a entraîné un accroissement des langues glaciaires. Comme elles ont construit des moraines et raclé les versants, les langues glaciaires ont entassé des grandes quantités de sédiments meubles dans les vallées susceptibles d'être remobilisées par la fonte. Le PAG se caractérise également par de brutales et éphémères phases de dégradation caractérisées par des pluies violentes (les années 1310 à 1319 et entre 1350 et 1380 notamment, Le Roy Ladurie, 1967 ; Lamb, 1977 ; Grove, 2004) et par des vidanges glaciaires, des ruptures de barrages glaciaires. Les cours d'eau ont réagi à cette péjoration climatique par des crues et des inondations d'une ampleur et d'une fréquence inhabituelles. Les torrents et les rivières de régime torrentiel ont véhiculé de considérables apports hydriques et surtout de grandes entrées sédimentaires en provenance des versants déstabilisés. Comme les entrées de sédiments ont excédé la capacité de transport des rivières, les lits fluviaux se sont exhaussés parfois de plusieurs mètres et surtout ils se sont profondément élargis jusqu'à occuper une part croissante du lit majeur. L'Isère en amont de Grenoble a connu une telle métamorphose. Les vallées possédaient des lits étroits et incisés dans leur plancher alluvial. Les lits sont devenus des lits en tresses, larges, dans lesquels les eaux divaguaient.

Cette métamorphose impulsée par une modification climatique s'est faite au grand désespoir des sociétés riveraines de la vallée de l'Isère, qui perdaient ponts, moulins et terres cultivables. Cette première métamorphose fluviale marquée par le passage du méandrage au tressage a été démontrée dans quatre secteurs dans la France du Sud-Est. L'Isère dans la vallée du Graisivaudan (en amont de Grenoble), l'Arve dans le bassin de Cluses, le Rhône dans les basses terres du Dauphiné, le Rhône en aval du confluent de l'Ain.

Le PAG est donc une période de forte fourniture de charge grossière par une réactivation des processus de versants, une période de forts transits sédimentaires et de forts stockages alluviaux dans les vallées principales. Tout cela est sous contrôle climatique. Les ruptures d'équilibre se produisent d'abord dans les têtes des bassins-versants et sur les cours d'eau de rang inférieur (dès le 14^{e} siècle). Ensuite, il y a progradation des alluvions sur le plus long terme et la métamorphose fluviale sur les cours d'eau de rang supérieur apparaît qu'au cours du 18^{e} siècle. Cependant, même si on peut considérer cette première métamorphose fluviale paraglaciaire sous contrôle climatique, la pression anthropique avait pu abaisser les seuils de résistance des milieux (Neboit, 1991 ; Neboit-Guilhot, 1999).

La première métamorphose fluviale entraîne une réponse des sociétés d'où une seconde métamorphose fluviale marquée par le passage du tressage au chenal unique à partir du 19^{e} siècle. Les sociétés recherchent la suppression des risques de pertes de terre (lutte contre l'érosion), la suppression du risque d'inondation, le gain des terres sur les fleuves, l'exploitation économique de l'eau (industrielle, agricole, électricité…), l'extraction des granulats pour le bâtiment et les travaux publics, l'extraction des bois morts (pour faciliter l'écoulement des crues, le fonctionnement des moulins, la navigation…). Dès lors des travaux en amont des bassins-versants se mettent en place dans les années 1860 par le reboisement. Sur le lit des rivières, l'endiguement et la correction des lits torrentiels visent à stabiliser le profil en long, à réduire la pente en édifiant des escaliers de seuil et des barrages. Dans les zones des cônes de déjection, des digues sont édifiées pour contenir les sédiments. La construction des réservoirs hydroélectriques (la houille blanche) entraîne la dérivation de cours d'eau de même que l'utilisation de l'eau pour l'agriculture. La réponse hydrologique et sédimentologique se manifeste par la diminution des apports sédimentaires dans le lit majeur,

l'accroissement de la capacité d'érosion du flux liquide, l'encaissement des lits fluviaux de 8 à 14 m entre 1950 et 1980, avec des incisions pouvant atteindre 50 cm par an. Ainsi se met en place une nouvelle métamorphose fluviale, du tressage au chenal unique aménagé.

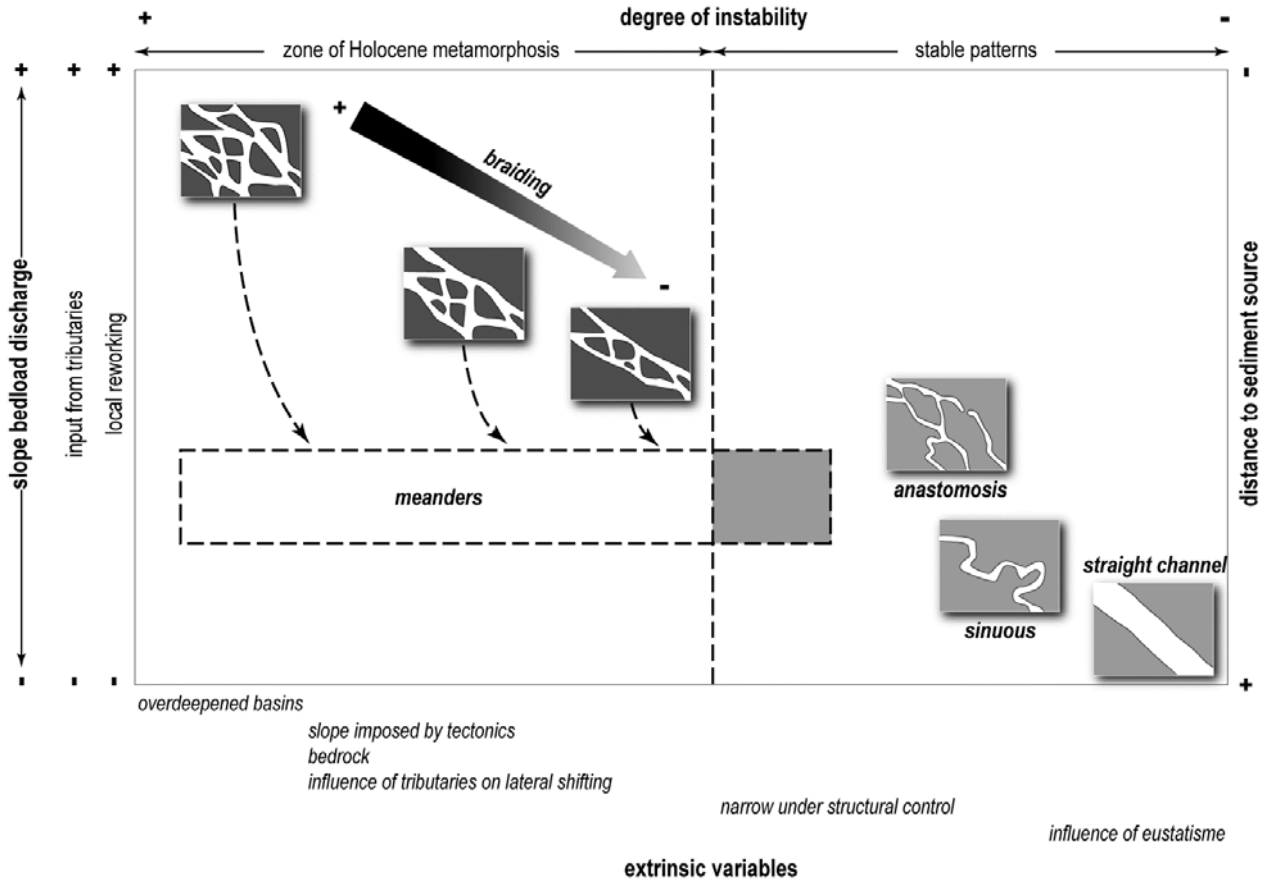


Fig. 4.27. – Modèle fonctionnel hypothétique du Rhône (d'après Bravard, 2010).

Ainsi, dans les géosystèmes anthropisés comme les hydrosystèmes alpins, les métamorphoses fluviales ne sont pas sous le seul contrôle des changements hydroclimatiques et géomorphologiques. Ils sont de plus en plus contraints par les interventions anthropiques. Le problème majeur réside dans l'artificialisation de la rivière par rapport à son environnement et surtout du problème d'irréversibilité de la métamorphose. Par ailleurs, cette anthropisation des sous-systèmes fluviaux et littoraux, empêche la progradation des deltas, comme celui du Rhône, alors que les deltas paraglaciaires non contraints, non anthropisés, progradent ailleurs dans le monde.

2.4. – Crises paraglaciaires d'échelle millennale

À l'échelle de l'Holocène, les dynamiques paraglaciaires s'expriment sur des pas de temps d'ordre millennale, au fur et à mesure que s'effectue la déglaciation. Trois exemples de crises morphogéniques peuvent illustrer cette échelle temporelle : la réponse des parois à la décohésion post-glaciaire, l'encaissement des réseaux hydrographiques et l'activité volcanique paraglaciaire.

2.4.1. – Décohésion postglaciaire des parois

Une des conséquences de la déglaciation est la mise à nu des parois jusqu'alors englacées. La disparition de la glace entraîne alors de grands glissements, écroulements ou éboulements massifs, au caractère catastrophique, pouvant être générateur de risques parfois mortels, mais induisant également des déformations progressives et lentes des formations de versant, ou bien encore des ajustements périodiques des versants par chutes ou glissements de petite taille. L'approche morphologique de cette dynamique sera analysée dans le chapitre suivant et nous nous intéresserons ici, dans ce chapitre sur les crises, au problème de la chronologie de cette dynamique de décohésion des parois par rapport à la déglaciation. Comme cette dynamique paraglaciaire de décohésion (*glacial debuttressing* ou *glacial unloading*) peut s'exercer sur les millénaires que dure la déglaciation comme l'attestent les datations cosmonucléides, il est parfois difficile d'attribuer cette activité à la seule réponse des versants à la disparition de la contrainte mécanique exercée par la glace et non à d'autres variables de contôle comme l'activité tectonique.
La question centrale du délai de la réponse paraglaciaire à la déglaciation du dernier maximum du Pléistocène a été formulée par Cruden et Hu (1993) et Cruden (1997). Ils ont proposé un modèle d'épuisement ((*exhaustion model*) de la distribution temporelle des écroulements rocheux paraglaciaires (*rock slope failures*). Les bases de ce modèle sont qu'il y a un nombre fini de sites d'écroulements potentiels après la déglaciation, que chaque site est activé seulement une fois et que la probabilité d'occurrence d'un écroulement individuel reste constante. Conformément à ces suppositions, la probabilité complète d'écroulement, arrivant dans un secteur donné, diminue exponentiellement avec le temps écoulé depuis la déglaciation, comme le nombre de sites potentiellement activés (fig. 4.28.).
Le modèle est exprimé comme :
$\mathrm{Ln}(n/n_0) = -\lambda t$ ou $n = n_0 e^{-\lambda t}$

avec :
n = le nombre de sites potentiels de chute de pierres susceptibles d'être activés
n_0 = le nombre initial de sites potentiels de chutes
t = le temps écoulé depuis la déglaciation
λ = le taux d'écroulement exprimé par la probabilité d'écroulement par site sur un laps de temps donné.

Cruden et Hu (1993) ont appliqué ce modèle dans les Rocheuses canadiennes et ont constaté que sur de telles pentes, la durée moyenne précédent l'écroulement est de 5 700 ans. Selon Ballantyne (2002a), ce modèle est utile pour conceptualiser le déclin progressif de la fréquence des écroulements paraglaciaires dans le temps. En revanche, il est difficile de calibrer ce modèle. Dans tous les cas, il est nécessaire de réaliser des datations.

En plus des études morphologiques, Ballantyne *et al.* (2008) ont utilisé le ratio $^{10}Be/^{9}Be$ pour dater les dépôts assimilés jusqu'à présent à des glaciers rocheux dans les Cairngorm en Écosse. Les âges proposés, 15,4 ± 0,8 ka, 16,2 ± 1,0 ka, 12,7 ± 0,8 ka et 12,1 ± 0,6 ka, correspondent à des conditions climatiques froides. Les deux premières correspondent à l'interstade « Windermere » et les deux autres au stade Loch Lomond. Ces datations indiquent que la dynamique paraglaciaire de décohésion des parois granitiques s'est produite quelques millénaires après la déglaciation, puisque la déglaciation est datée pour ces vallées avant 15 ka et 16 ka (fig. 4.29.). Ce qui implique dans ces cas précis la notion de « rapidité » de la réponse paraglaciaire et une validation du modèle d'épuisement (*exhaustion model*) de cette dynamique proposé par Cruden et Hu (1993).

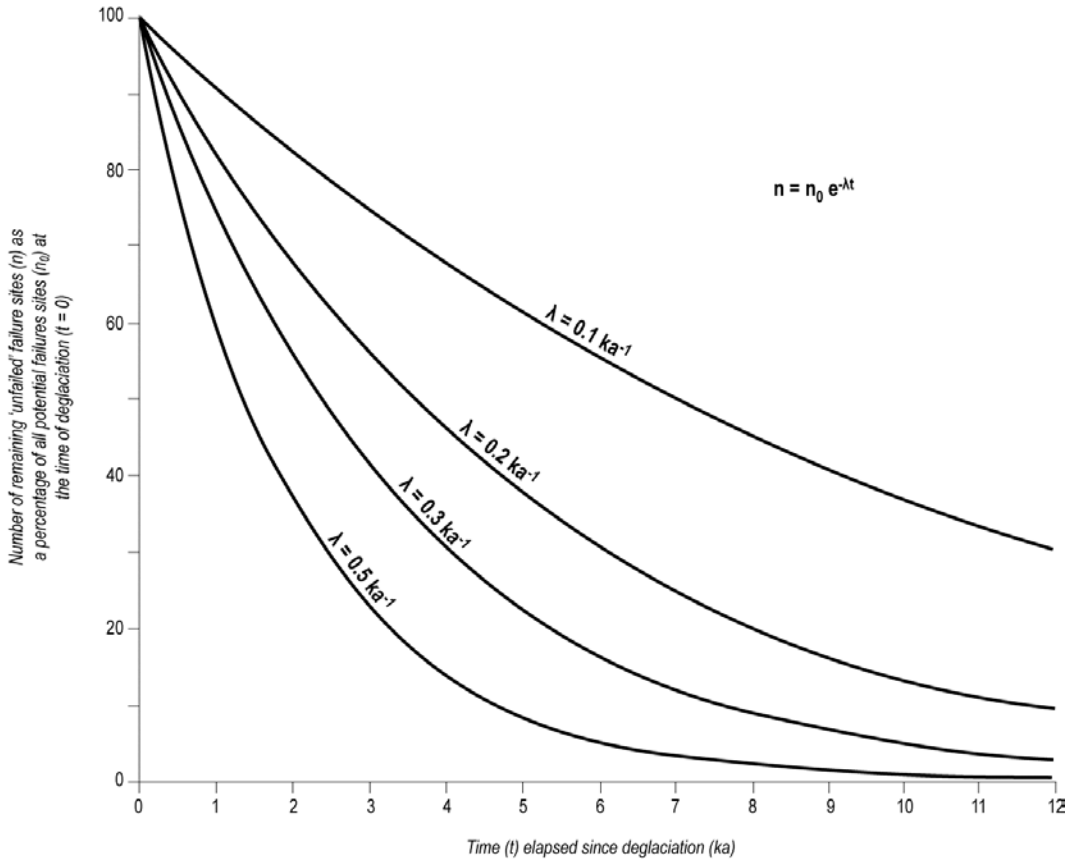


Fig. 4.28. – Modèle des temporalités d'écroulements rocheux (d'après Ballantyne, 2002a).

Ces crises morphologiques majeures de décohésion des parois déglacées se mettent en place très tôt après le Pléistocène final ou au tout début de l'Holocène selon les travaux de Gardner (1980), Luckman (1981), Ballantyne (1986), Cruden et Hu (1993), Rapp et Åkerman (1993), Shakesby et Matthews (1996), Abele (1997), Cossart *et al.* (2008). Cependant, des datations ont également montré que des mouvements de terrain majeurs ont pu se mettre en place bien plus tard. Par exemple, l'écroulement rocheux *The Storr* sur l'Ile de Skye est daté à 6,5 ± 0,5 ka (Ballantyne *et al.*, 1998), l'avalanche rocheuse massive du Beinn Alligin dans les Highlands du Nord-Ouest a été datée à 4,0 ± 0,3 ka (Ballantyne et Stone, 2004) et l'avalanche rocheuse près de Glencoe a été daté à 1,8 ka (Ballantyne, 2008).

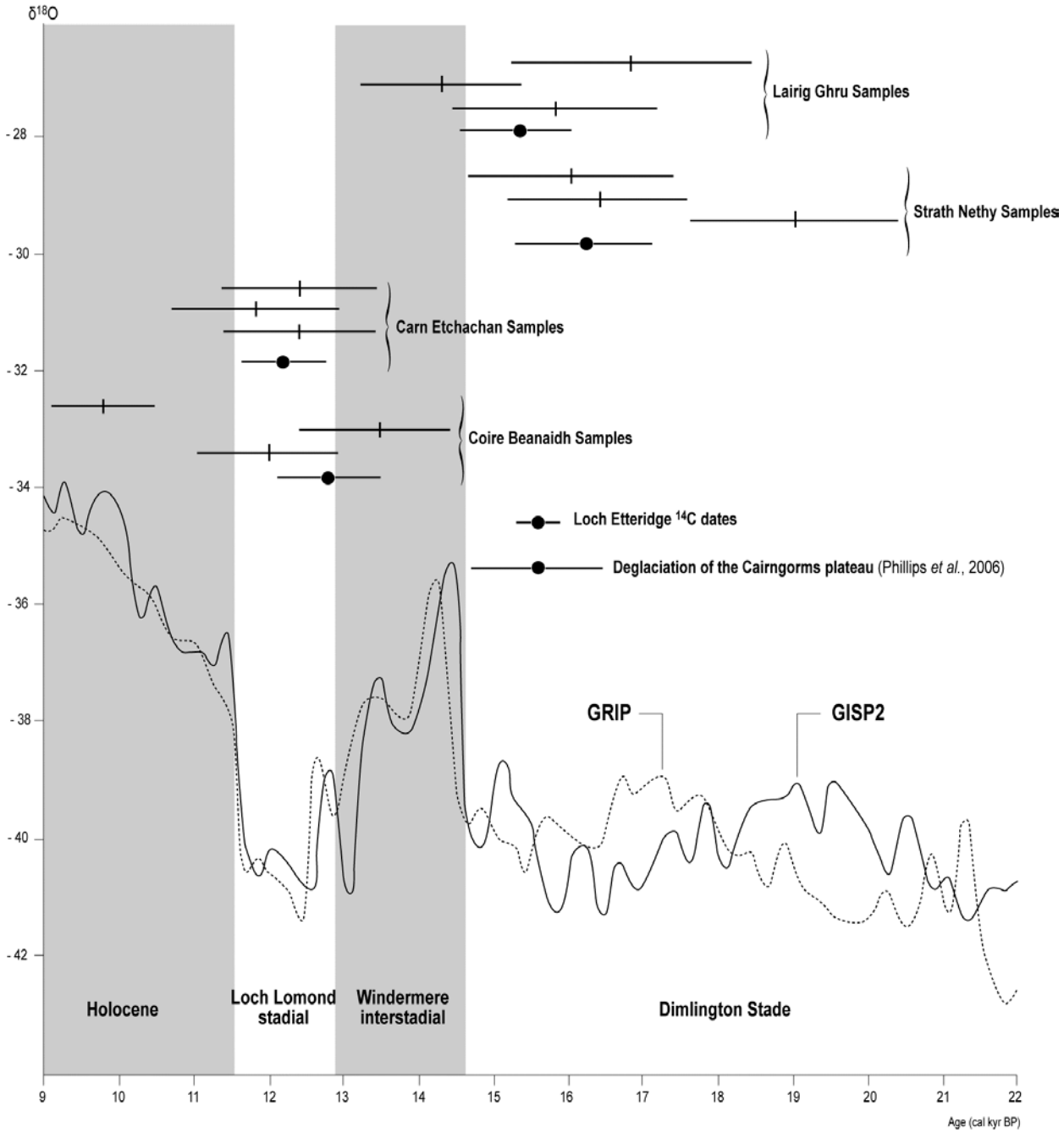


Fig. 4.29. – Datation des dépôts de bas de versant et déglaciation des Cairngorm (d'après Ballantyne et al.*, 2008).*

2.4.2. - L'encaissement du réseau hydrographique

Les rythmes de la morphogenèse paraglaciaire se comprennent bien en utilisant comme marqueur les rythmes d'encaissement des réseaux hydrographiques et par conséquent les terrasses fluviales (contrôle climatique) de même que les plages ou les deltas soulevés (contrôle eustatique et/ou isostatique). Le cadre temporel de ces dynamiques est celui des milliers d'années, rythmes scandés par la succession des périodes glaciaires et interglaciaires.

Les plages soulevées des hautes latitudes représentent des héritages plurimillénaires et se révèlent de très bons marqueurs chronologiques pouvant servir à la quantification de l'érosion (Mercier et Peulvast, 2004). Hétu (2004, p. 203) propose d'utiliser l'expression de « *sismicité paraglaciaire* » pour désigner les effets de la remontée glacio-isostatique des continents après le départ des glaciers, dans la mesure où les taux de surrection peuvent atteindre jusqu'à 30 cm par an dans la phase de soulèvement maximal, soit des taux 10 fois plus élevés que les déplacements moyens dans les zones les plus sismiques de la planète. Les rythmes d'encaissement du réseau hydrographique peuvent être déduits de l'étude des plages soulevées (Mercier, 1998b).

À Kvadehuksletta, sur la presqu'île de Brøgger, les plages soulevées s'étagent sur 4 km de strandflat, de +80 m au niveau actuel, en une série de 5 plans subhorizontaux (fig. 4.30. et 4.31.).

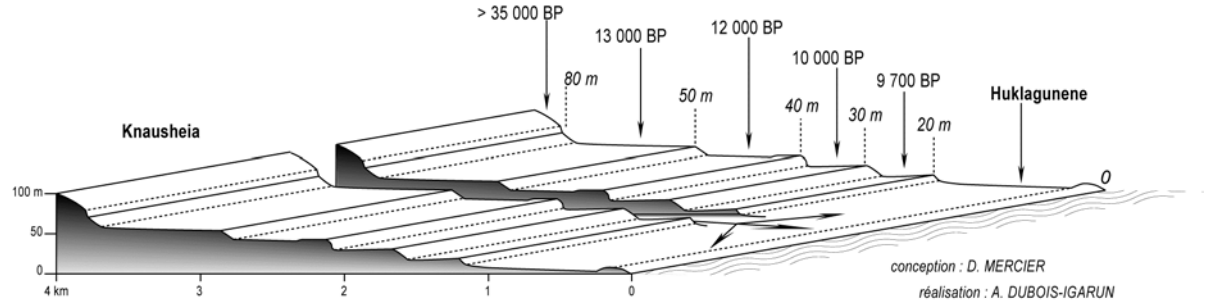


Fig. 4.30. – L'incision des plages soulevées de Kvadehuksletta, Spitsberg (d'après Mercier, 1998c). Les datations ont été obtenues par S.J. Lehman et S.L. Forman (1992).

Plus le niveau de la plage est élevé, plus il est éloigné de la mer actuelle et plus il est ancien. Ainsi, le niveau +80 m serait attribué à un interstade weichselien et daté d'au moins 35 000 B.P. Les niveaux inférieurs sont tous tardiglaciaires et holocènes (Lehman et Forman, 1992). Toutes ces plages soulevées, quelle que soit leur altitude, sont profondément incisées par de rares ravins concentrant les eaux de ruissellement issues des montagnes périphériques. Deux ruisseaux, Kvadehukelva et Schetelighelva, alimentés par la fonte des glaciers Kiærfjell, Trongskar et Møre, creusent des entailles perpendiculairement aux dépôts marins, sur 20 à 30 m de profondeur, et se jettent dans les eaux du fjord. Les tracés sont rectilignes depuis le plateau sommital (Steinflåen), jusqu'au niveau de plage soulevée à +30 m d'altitude. À ce stade du parcours, les deux ruisseaux dessinent un coude, surtout marqué pour le Kvadehukelva. Ensuite, les deux ruisseaux reprennent un tracé rectiligne, conformément aux plus grandes pentes. On sait que le soulèvement isostatique s'est effectué à un rythme lent de 0,5 m par siècle entre 13 000 et 10 000 B.P. Puis, ce rythme s'est considérablement accéléré à partir de 10 000 B.P. Or le façonnement correspondant à ce changement de rythme est celui du niveau de plage +30 m. Le coude serait donc la réponse hydrographique au changement de rythme isostatique. Celui-ci devient trop rapide pour que les cours d'eau continuent leur course à la mer de manière rectiligne. Ils ne peuvent à nouveau rattraper le niveau de base qu'avec le ralentissement du rythme du soulèvement isostatique amorcé vers 6 000 B.P. Ces arguments

géomorphologiques renseignent sur les rythmes de l'incision paraglaciaire. Deux étapes peuvent être envisagées, séparées par un interstade assez court. Les entailles majeures, les plus éloignées du trait de côte actuel, prouvent que l'incision par les cours d'eau dans le substrat calcaire est plus rapide que le soulèvement isostatique entre 13 000 et 10 000 B.P. dans une séquence paraglaciaire. Par conséquent, la vitesse de cette érosion linéaire est supérieure à 0,5 m pour 100 ans, dans une première étape. À partir de 10 000 B.P., l'incision n'est pas aussi rapide que le soulèvement isostatique supérieur alors à 3 m pour 100 ans. L'incision marque un temps d'arrêt. Le réseau hydrographique s'adapte en opérant un coude, des paléo-réseaux en amont du niveau de plage +30 m, témoignent de cet interstade. Le ruissellement rattrape le niveau de base actuel progressivement à partir du ralentissement du soulèvement isostatique. Dans ce cas, les incisions se sont opérées à des vitesses maximales de même grandeur, 30 m en 6 000 ans, soit 0,5 m par siècle.

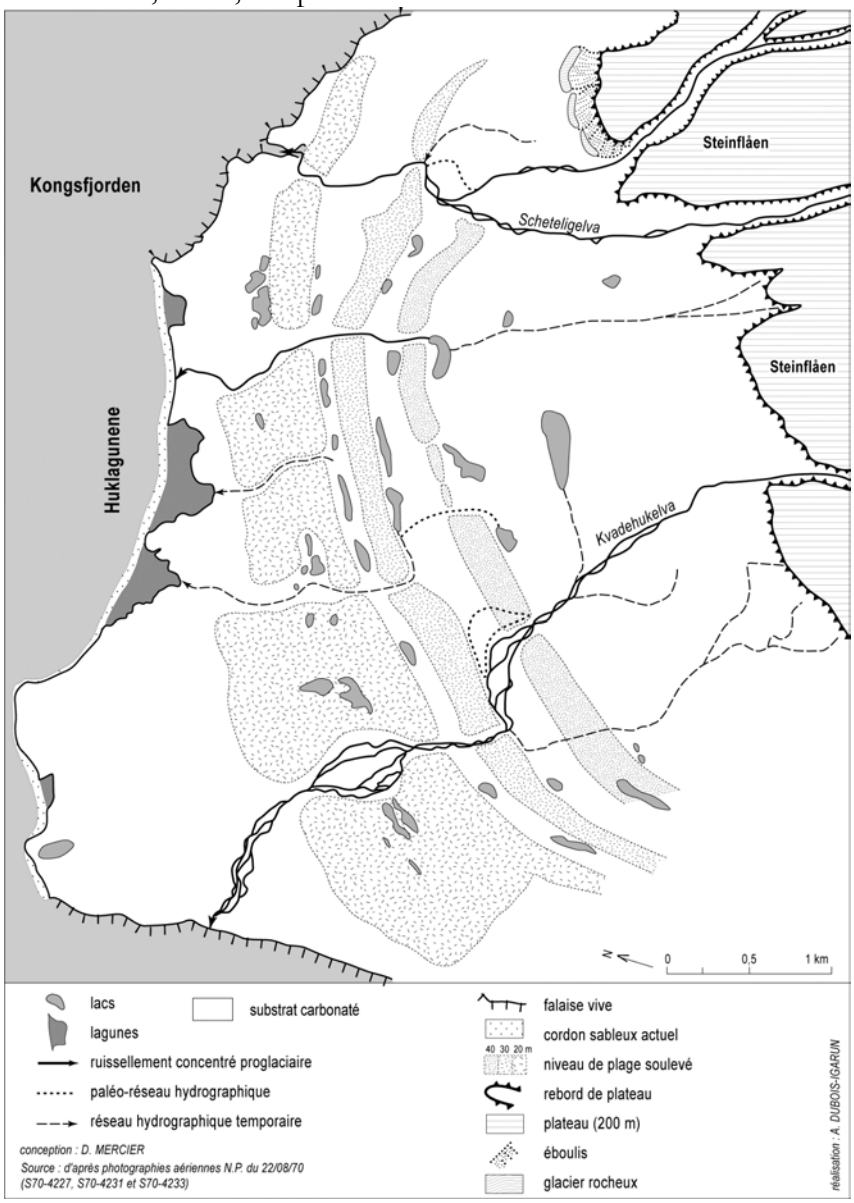


Fig. 4.31. - Le réseau hydrographique et les plages soulevées sur le strandflat de Kvadehuksletta, Spitsberg (d'après Mercier, 1998c).

L'histoire des rythmes eustatiques et isostatiques, en rapport avec la fonte des glaciers, fournit donc un calage chronologique intéressant pour reconstituer la mise en place du réseau hydrographique sur les piémonts au cours d'une séquence paraglaciaire comme le Spitsberg.

2.4.3. – Le « *volcanisme paraglaciaire* »

Les crises paraglaciaires de déglaciation peuvent agir sur la géodynamique interne et donner naissance à un type de volcanisme particulier que l'on propose de qualifier de « *volcanisme paraglaciaire* ».

L'hypothèse d'une stimulation de l'activité volcanique par une déglaciation rapide a été formulée pour la première fois par Hall (1982) à partir de l'étude de l'île subantarctique Marion. Préalablement, Mörner (1978) avait montré pour la Scandinavie qu'une déglaciation rapide, accompagnée d'un rebond glacio-isostatique, était capable d'initier des failles. La disparition du poids de la glace entraîne une déformation de la lithosphère, une décompression du manteau, un rebond glacio-isostatique favorable à l'accroissement de la sismicité et la mise en place de failles (Sigvaldason *et al.*, 1992 ; Maclennan *et al.*, 2002 ; Jellinek *et al.*, 2004 ; Roberts *et al.*, 2007 ; Pagli et Sigmundsson, 2008 ; Carrivick *et al.*, 2009 ; Àrnadóttir *et al.*, 2009). En Californie, Jellinek *et al.* (2004) ont montré une corrélation entre le maximum glaciaire et la faible activité volcanique pour les 400 000 dernières années. Ils ont également mis en évidence une réponse différente au moment de la déglaciation entre le volcanisme siliceux (andésite, dacite et rhyolithe) et le volcanisme basaltique. En Islande, Jull et Mckenzie (1996) ont montré que le nombre d'éruptions avait été multiplié par 30 entre 10 000 et 8 000 BP au moment de la disparition de la glace qui a suivi le dernier maximum glaciaire. Plus récemment, Sinton *et al.* (2005) ont proposé une synthèse de la chronologie des éruptions postglaciaires en Islande Pour eux, 64 % de ces éruptions ont eu lieu entre 12 000 et 9 000 BP, puis le taux de production décline selon une courbe comparable aux courbes de décroissance de l'activité paraglaciaire proposée par ailleurs. Sur un pas de temps plus court, Pagli et Sigmundsson (2008) évaluent à 10 % la perte de la masse du Vatnajökull depuis 1890. Ils estiment, par modélisation, un accroissement de l'apport de magma de l'ordre de 0,014 $km^3.an^{-1}$ sous la glace du fait de son amincissement.
L'étude de Carrivick *et al.* (2009) montre comment la déglaciation contrôle l'activité volcanique dans la région de Kverkfjöll dans le centre de l'Islande. Les édifices volcaniques sont orientés conformément à la ligne de déglaciation consécutive au dernier maximum glaciaire et l'effondrement de la calotte glaciaire correspond à un changement de style de volcanisme. Celui-ci devient plus explosif lorsque la calotte glaciaire s'amincit. L'étude sédimentologique montre la répartition spatiale des basaltes en coussins (*pillow basalts*) lorsque l'épaisseur de la glace est importante (1 400 m), des hyaloclastites et des tufs palagonitiques issus des fissurations sous-glaciaires lorsque la glace est moins épaisse (< 400 m) d'une part, et des coulées de lave, des projections, des scories, et des cendres issues des éruptions subaériennes d'autre part. De plus, l'étude montre que les jökulhlaups sont prédominants au cours de la déglaciation du fait de l'accroissement de l'activité volcanique et que l'écoulement subglaciaire ne peut plus être endigué (fig. 4.32.).

La séquence paraglaciaire de déglaciation (mécanisme exogène) déclenche donc des crises morphogéniques endogènes (volcanisme). Les relations chronologiques entre ces deux phénomènes seront mieux comprises par l'utilisation des techniques de datation Argon-Argon et cosmogéniques sur les basaltes et l'utilisation de la téphrochronologie.

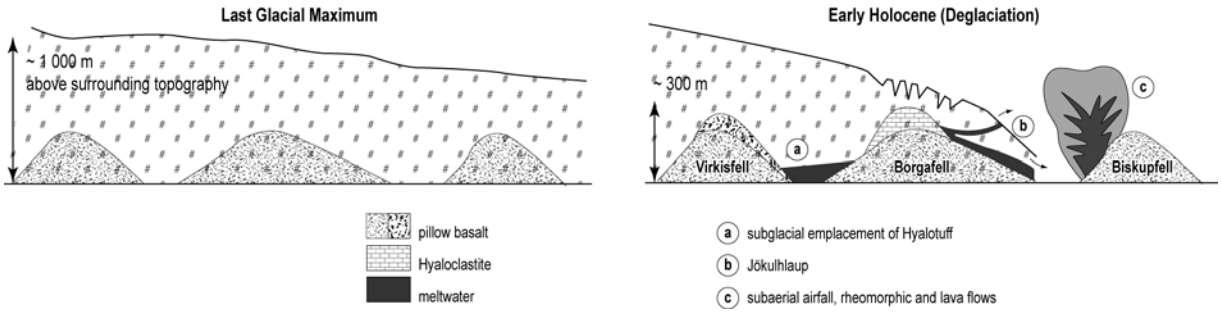


Fig. 4.32. – Exemple de volcanisme paraglaciaire en Islande (d'après Carrivick et al*., 2009).*

Par ailleurs, les travaux de Friele et Clague (2009) utilisent les volcans Garibaldi et Meager en Colombie-Britannique pour valider les principes du concept de paraglaciaire et notamment le modèle d'épuisement sédimentaire (*exhaustion model*), où 80 % de la dénudation des volcans ont été réalisés dans les 4 000 ans de la déglaciation de la fin du Pléistocène. Ils proposent même que les volcans soient inclus dans l'analyse paraglaciaire au même titre que les autres sous-systèmes présentés dans le deuxième chapitre (versant, fluvial, lacustre, littoral…).

Conclusion du chapitre 4

Les crises paraglaciaires s'inscrivent par conséquent dans des rythmes morphoclimatiques à de nombreuses reprises dans l'histoire de la Terre. Logiquement, elles se sont surtout manifestées au cours du Pléistocène et elles représentent les moments clés de l'évolution des environnements englacés et de leurs marges.
Les crises paraglaciaires ont pour origine des forçages climatiques qui dilapident l'héritage glaciaire (disparition de la glace, transformation de la glace en eau liquide, remobilisation des dépôts…) et elles s'expriment sur des pas de temps allant de l'instantané à plusieurs milliers d'années (fig. 4.33.). Ces crises d'érosion paraglaciaires s'inscrivent dans les paysages par l'ablation, les transferts et l'accumulation. Les flux liquides et solides s'accroissent et modifient les équilibres dynamiques au sein des systèmes morphogéniques.

Pour caler les crises paraglaciaires dans l'histoire des paysages des régions englacées ou l'ayant été, le recours à des datations précises s'avère nécessaire (fig. 4.34.). Par exemple, la décohésion postglaciaire des parois est datée par des analyses cosmogéniques (Cockburn et Summerfield, 2004). Dans le cas des évolutions plus récentes des marges glaciaires, postérieures au PAG, le recours à la lichénométrie, utilisée depuis les années 1950, a permis des avancées notables. L'analyse statistique, fondée sur la théorie des valeurs extrêmes et la théorie bayésienne, a renouvelé cette méthode de datation indirecte (Jomelli *et al.*, 2007, Roussel *et al.*, 2008 ; Chenet *et al.*, 2010). Cependant, les travaux comparatifs entre lichénométrie et téphrochronologie, menés sur les complexes morainiques islandais, ont montré l'imprécision dans la recherche de datation précise de la première par rapport à la seconde (Kirkbride, 2002, 2009 ; Kirkbride et Dugmore, 2001, 2008). La dendrochronologie, connue depuis longtemps, s'applique de plus en plus aux environnements ayant été englacés et aux dynamiques géomorphologiques (Decaulne et Sæmundsson, 2008 ; Le Roy *et al.*, 2009).

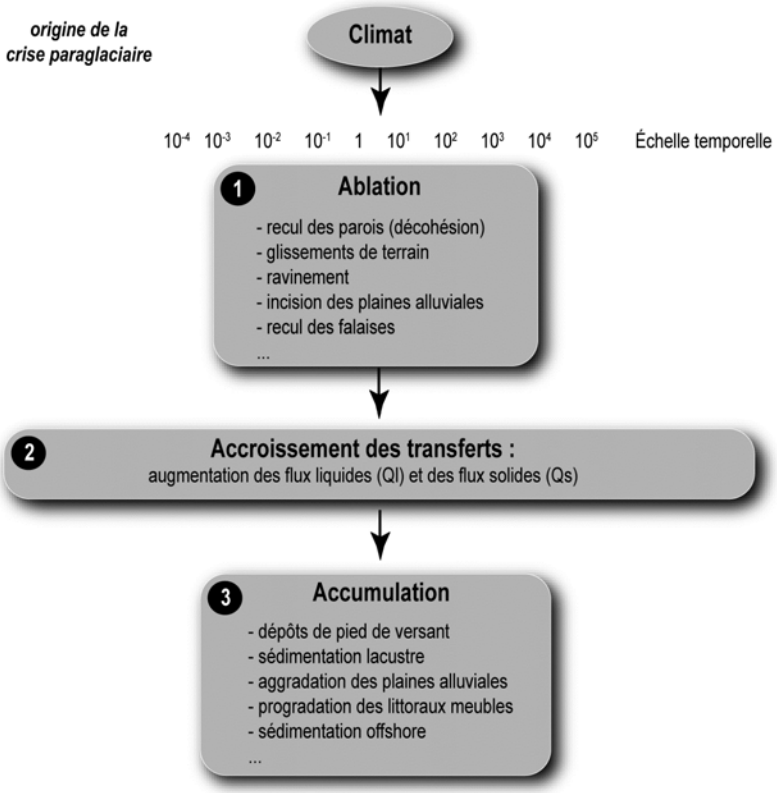


Fig. 4.33. – Les trois étapes d'expression des crises paraglaciaires pouvant être quantifiées.

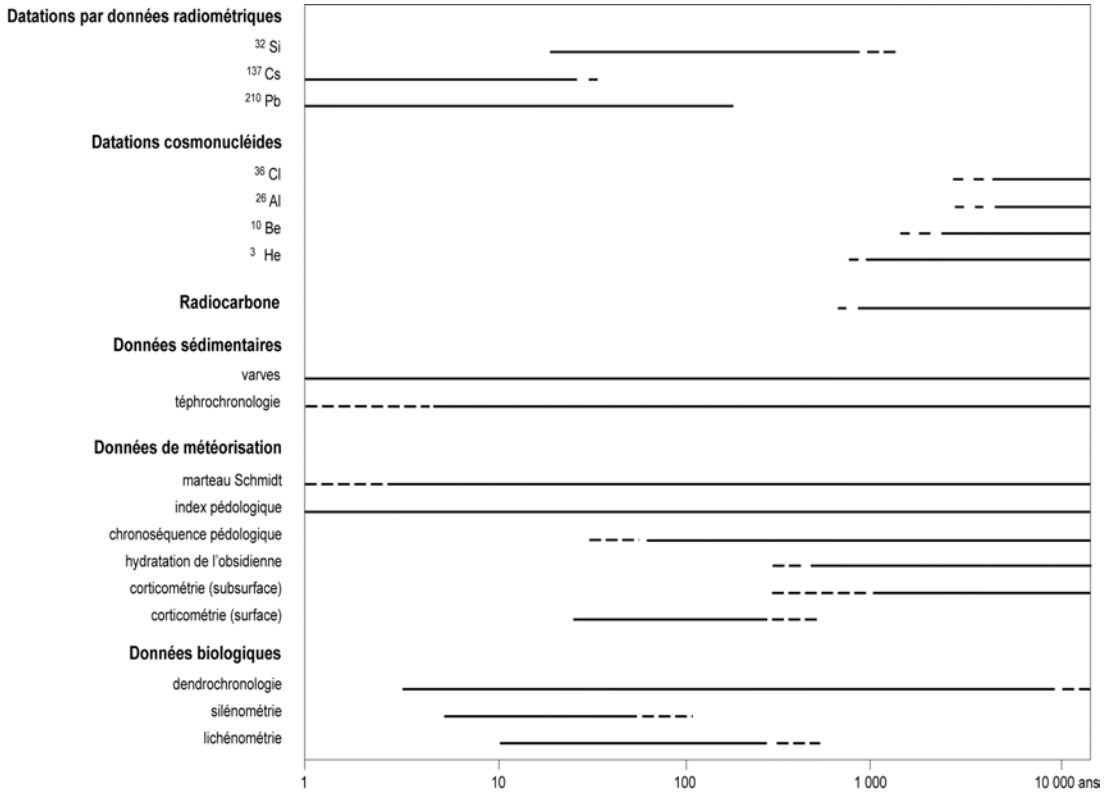


Fig. 4.34. – Techniques de datation et échelles temporelles d'application (d'après Etzelmüller et al.*, 2007, modifié).*

La quantification des flux sédimentaires, des stocks, des dépôts, des relais spatio-temporels… a également bénéficié de l'apport de nouvelles technologies comme l'utilisation du radar géologique, du scanner laser, de méthodes géotechniques comme la sismique réfraction ou les sondages géoélectriques (Hoffmann et Schrott, 2002, 2003 ; Schrott *et al.*, 2002, 2003 ; Schrott et Adams, 2002 ; Otto et Sass, 2006 ; Sass, 2006) et des systèmes d'informations géographique (SIG). Associés à la télédétection, les SIG ont ainsi permis de représenter dans l'espace ces transferts sédimentaires des zones de départ à celles de stockage (Cossart, 2008b ; Roussel *et al.* 2008). Dans une synthèse sur l'érosion des Alpes, construite à partir de 16 bassins-versants majeurs, Hinderer (2001) propose un rapport de 1 à 14 entre la dénudation-sédimentation en période paraglaciaire par rapport à la séquence glaciaire précédente. Ce chiffre pour l'ensemble des Alpes, est pratiquement le même que celui avancé par Campy *et al.* (1998) pour le massif du Jura au moment de la déglaciation, qui aurait donné 14,5 fois plus d'érosion que pour l'ensemble de l'Holocène. Les taux de sédimentation proposés pour la vallée de la Walensee dans les Alpes suisses présentent des écarts encore plus importants, de l'ordre de 20 à 50 fois supérieurs pendant la phase paraglaciaire que pendant le reste de l'Holocène (Müller, 1999). Pour le bassin–versant du Sognefjord en Norvège, la comparaison entre la sédimentation effectuée lors de la dernière séquence paraglaciaire et l'actuel, donne un rapport de 1 à 7,4 en faveur de la crise paraglaciaire (Aarseth, 1997 ; Bogen, 1996). Les reconstitutions menées au Spitsberg donnent un rapport de 1 à 27 entre la séquence paraglaciaire du début de l'Holocène et la sédimentation actuelle pour le lac Linnedalen (Svendsen *et al.*, 1989).
Si les crises paraglaciaires n'ont pas la même intensité, elles n'ont pas non plus la même durée en fonction des systèmes et des processus en cause (fig. 4.35.). Les modifications et les remobilisations des sédiments sur les dépôts de versants, comme au Colletthøgda, ou sur les marges glaciaires, sont achevées en quelques dizaines d'années seulement et en moins d'un siècle. Après une centaine d'années d'évolution paraglaciaire, les vastes cônes de déjection et sandurs, les accumulations de débris sur les versants et les glissements continuent leur évolution. Après 1 000 ans, les glissements sont achevés et environ 20 % des grands écroulements ont eu lieu. Après 10 000 années, toutes les activités paraglaciaires primaires sont achevées, sauf de possibles écroulements.

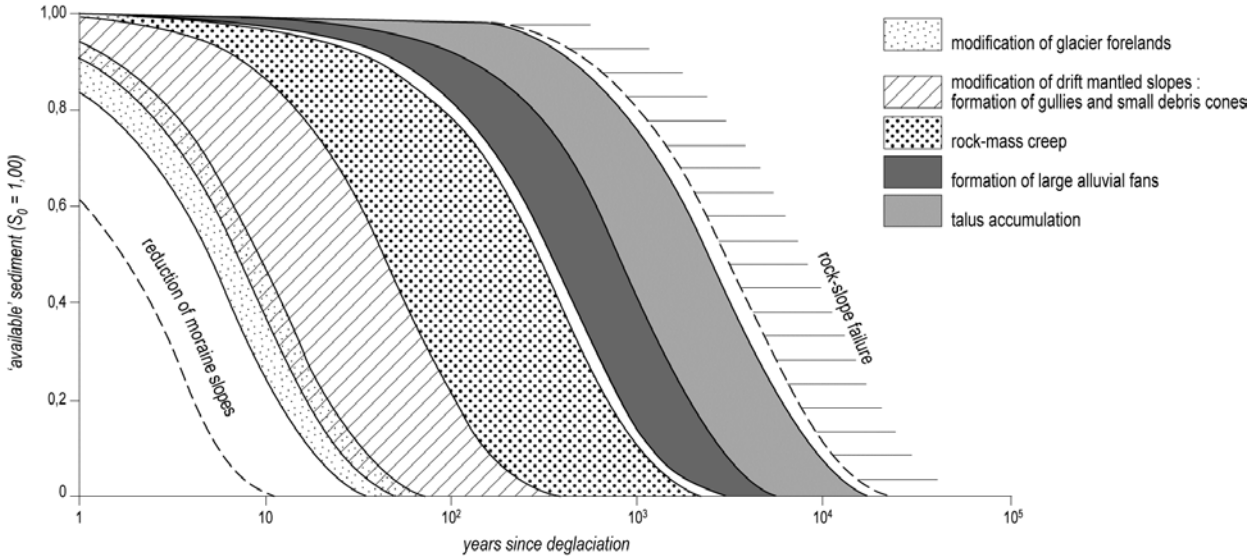


Fig. 4.35. – Durée des ajustements paraglaciaires selon les sous-systèmes (d'après Ballantyne, 2002a)

Cependant, cette vision de la durée de vie de la séquence paraglaciaire proposée par Ballantyne (2002a) soulève une interrogation majeure. En allongeant la durée de la séquence paraglaciaire avec notamment la décohésion des parois et les glissements de terrain associés, cette séquence paraglaciaire peut se confondre à toute la séquence interglaciaire, voire ne pas être achevée avant l'arrivée de la glaciation suivante.

Conclusion de la deuxième partie

Les limites spatiotemporelles du paraglaciaire

« Climate sensitivity of around 3°C will mask considerable regional variations that will have important geomorphological consequences. In high-latitude areas of the northern hemisphere, polar amplification of warming is expected to accelerate the current trend of glaciers towards negative mass balances. As a result, paraglacial processes will dominate sediment movement in such regions. We may also be able to conclude that for currently glaciated catchments, future sediment transfer rates will approach the 'geological norm' for the first time at least in the late Quaternary. With enhanced radiative forcing being driven by high concentrations of long-lived atmospheric GHGs and combined with the Earth's future orbital relationship with the Sun over the next tens of thousands of years, renewed glaciation in many climatically sensitive mountain regions will probably not occur for at least this time. The current phase of paraglaciation will therefore be the last over theses timescales ».

S. Harrison (2009, p. 263-264).

Les changements climatiques ont été très nombreux dans l'histoire de la Terre. Pour le seul Quaternaire, 17 cycles glaciaires-interglaciaires ont été identifiés. De plus, la variabilité du climat, comme les interstades DO, a pu générer plus d'une centaine de crises paraglaciaires sur les marges des secteurs englacés. Ces nombreuses crises climatiques du Pléistocène, à l'origine d'autant de crises morphogéniques paraglaciaires, permettent de comprendre l'impact paysager de cette période de l'histoire de la Terre.
Les manifestations des crises paraglaciaires s'expriment dans des espaces dont les limites varient en fonction des échelles de temps retenues. Dès lors, il est possible de proposer une cartographie des espaces d'expression de ces crises paraglaciaires, pour l'Actuel et le passé plus ou moins lointain, et d'anticiper sur les espaces qui pourraient potentiellement subir des crises paraglaciaires dans le futur en relation avec les variations climatiques contemporaines (Mercier, 2008e, fig. II.2.).

Les limites du paraglaciaire actif

Les glaciers couvrent aujourd'hui environ 10 % de la surface terrestre. Les crises paraglaciaires se manifestent dans les espaces ayant connu des avancées glaciaires au cours du PAG et qui enregistrent actuellement des bilans de masse déficitaires conduisant à la perturbation des sous-systèmes gravitaire, fluvial, lacustre, éolien, littoral, marin et socio-spatial. Ainsi, dans le monde, ce sont tous les espaces englacés des hautes latitudes et de haute montagne sur tous les continents qui subissent des crises paraglaciaires depuis plus d'un siècle. Cependant, il faut noter quelques exceptions dans ce panorama mondial des comportements glaciaires majoritairement en retrait. En effet, certaines vallées enregistrent des avancées glaciaires pour lesquelles les dynamiques paraglaciaires ne sont pas d'actualité. Il s'agit des vallées des Alpes de Nouvelle-Zélande, comme celle du Franz Josef. Cependant, même si ces glaciers connaissent actuellement des bilans de masse positifs, ils ont connu des séquences de retrait depuis leur extension maximale du PAG. Autres exceptions, certains glaciers de Scandinavie qui enregistrent depuis la fin des années 1980 des bilans positifs. Ils sont en opposition de phase avec ceux des Alpes, et la variabilité de l'Oscillation Nord Atlantique permet de comprendre leurs dynamiques respectives contraires (Six *et al.*, 2001 ; Francou et Vincent, 2007).

Les crises paraglaciaires affectent aussi les espaces ayant été fortement englacés au cours des séquences froides du Pléistocène et pour lesquels les reculs actuels affectent des secteurs qui n'ont jamais été déglacés au cours de l'Holocène. Ainsi, certaines vallées englacées du Spistberg connaissent-elles leur minimum d'extension spatiale depuis plusieurs dizaines de milliers d'années. Il en est de même dans certains territoires du grand Nord canadien (île d'Ellesmere, île de Devon, Terre de Baffin), au Groenland, en Islande, en péninsule Antarctique…

Ainsi, le paraglaciaire actif se manifeste actuellement dans les environnements polaires, subpolaires, alpins, andins, alaskiens, africains, asiatiques… Les crises paraglaciaires actives sont donc largement représentées aujourd'hui sur les marges des glaciers, mais leur extension spatiale a été largement plus importante dans un passé récent.

Les limites du paléo-paraglaciaire

Il est possible de parler d'un paléo-paraglaciaire pour les espaces ayant connu des crises géomorphologiques paraglaciaires, mais dont les vestiges ne sont pas ou peu présents dans les dynamiques actuelles des systèmes.

Les espaces, dont les stocks sédimentaires paraglaciaires sont encore présents, mais qui ne sont plus susceptibles d'être remobilisés, peuvent être qualifiés de paléo-paraglaciaires, ou de paraglaciaires hérités. Il s'agit notamment des dépôts de pied de versants consécutifs à la décohésion des parois et mis en place à la fin de la dernière avancée glaciaire du Pléistocène ou au tout début de l'Holocène et qui n'ont pas été remaniés depuis. Ces héritages ne peuvent être dilapidés pour des raisons de compétence des agents d'érosion contemporaine. Parfois, des héritages paraglaciaires constituent des stocks sédimentaires moins grossiers (cônes de déjection, terrasses fluviales…), mis à l'écart de la dynamique morphogénique holocène, mais qui sont susceptibles d'être remobilisés lorsque les environnements changent ou que les processus actifs évoluent. Les effets de seuil et les causes des changements à l'origine des crises, analysés en début du quatrième chapitre peuvent très bien expliquer cette réactivation des héritages paraglaciaires. Ainsi, la carte du paléo-paraglaciaire hérité couvre toutes les surfaces ayant été englacées au cours des séquences froides du Pléistocène (30 % de la Terre), et qui ne le sont plus aujourd'hui, ce qui représente environ 20 % de la surface terrestre, puisqu'il reste 10 % d'espaces englacés (fig. 4.39.). Ainsi, ce sont tous les espaces de l'Amérique du Nord, de l'Europe et une grande partie de l'Asie qui ont été affectés par des crises paraglaciaires au cours de l'Holocène et dont les héritages ne sont pas tous effacés et affectent encore les dynamiques morphogéniques contemporaines. Dans les espaces de haute altitude (chaîne Cantabrique, Pyrénées, Alpes, Caucase, Pamir, Tien Shan, Andes …), les montagnes et leurs piémonts ont été soit complètement soit partiellement englacés. Les crises paraglacaires ont également affecté les espaces littoraux comme la côte méridionale actuelle de la mer Baltique. Elles ont déposé des sédiments sur les marges continentales de la mer du Nord, le long des côtes scandinaves, en mer de Barents, de Kara, de Laptev. Tous ces espaces émergés ou immergés présentent des héritages de ces crises paraglaciaires.

À partir du Paléozoïque, les glaciations régionales ont affecté les continents dont on retrouve des traces fossilisées. Ainsi, sous des latitudes tropicales, en Afrique et notamment dans le Sahara, des formations paléo-paraglaciaires sont-elles révélées ou exhumées aujourd'hui par l'érosion qui remettent à l'affleurement des héritages paraglaciaires très anciens. Par exemple en Lybie, Kalefa El-Ghali (2005) a pu reconstituer par des blocs diagrammes très pédagogiques les étapes de mise en

place des dépôts et la chronologie de la glaciation de l'Ordovicien supérieur et des dynamiques paraglaciaires qui l'ont suivie. Par l'analyse sédimentologique, il reconstitue la stratification de cette région et identifie des faciès sédimentaires qu'il attribue aux séquences glaciaires et paraglaciaires. La séquence paraglaciaire correspond à un faciès deltaïque avec des taux élevés de sédimentation, caractérisés par des déformations syn-sédimentaires.

Dans l'histoire de la Terre, cinq glaciations au Protérozoïque auraient été généralisées, selon la théorie de la terre boule de neige, « *snowball theory* » de Kirschvink (1992). Des formations géologiques de cette époque ont été identifiées sous toutes les latitudes, mais notamment au Svalbard, dans lesquelles des héritages glaciaires et paraglaciaires sont fossilisés. Il s'agit ici d'un paléo-paraglaciaire fossile.

Les limites du paraglaciaire potentiel

À une toute autre échelle spatio-temporelle, la période de réchauffement climatique contemporaine correspond à une autre séquence paraglaciaire active de grande échelle spatiale, car affectant surtout les marges des glaciers ayant connu une avancée au cours du PAG et dans le cadre du réchauffement du 21^{e} siècle, ce sont ces mêmes espaces qui sont susceptibles d'enregistrer des crises paraglaciaires majeures dans les décennies à venir, si les modèles et les prévisions sur le retrait généralisé des masses de glace se vérifient. Dès lors, les espaces du paraglaciaire potentiel sont très surveillés. Ainsi, le Groenland est très étudié. Connaîtra-t-il la même évolution que lors de l'interglaciaire Éémien ? Perdra-t-il 50 % de sa surface englacée ? Autre secteur très sensible, la péninsule Antarctique. Verra-t-elle ses glaciers fondre et contribuer, tout comme le Groenland à l'élévation du niveau moyen des mers ?

Si l'on considère les espaces englacés au cours des périodes froides du Pléistocène et leurs périphérie affectée par les dynamiques proglaciaires, ce ne sont pas moins de 40 % des terres émergées qui ont enregistré les changements climatiques que l'on peut qualifier de paraglaciaires, auxquelles s'ajoutent les espaces de sédimentation *offshore*.

Ainsi à la lumière des nouvelles connaissances sur l'histoire pléistocène du climat, est-il utile de revisiter la connaissance des formes mises en place au cours de cette période. Le temps, où seulement une petite succession de glaciations expliquait l'ensemble des formes du relief des hautes latitudes, est révolu. Les séquences glaciaires ont été suivies de crises paraglaciaires et il est nécessaire d'intégrer ces séquences dans la compréhension des formes de relief.

Fig. II.2. Carte du paraglaciaire actif, du paléo-paraglaciaire et du paraglaciaire potentiel (d'après Mercier, 2008e).

Troisième Partie

La géomorphologie paraglaciaire : pour une relecture des formes des milieux froids

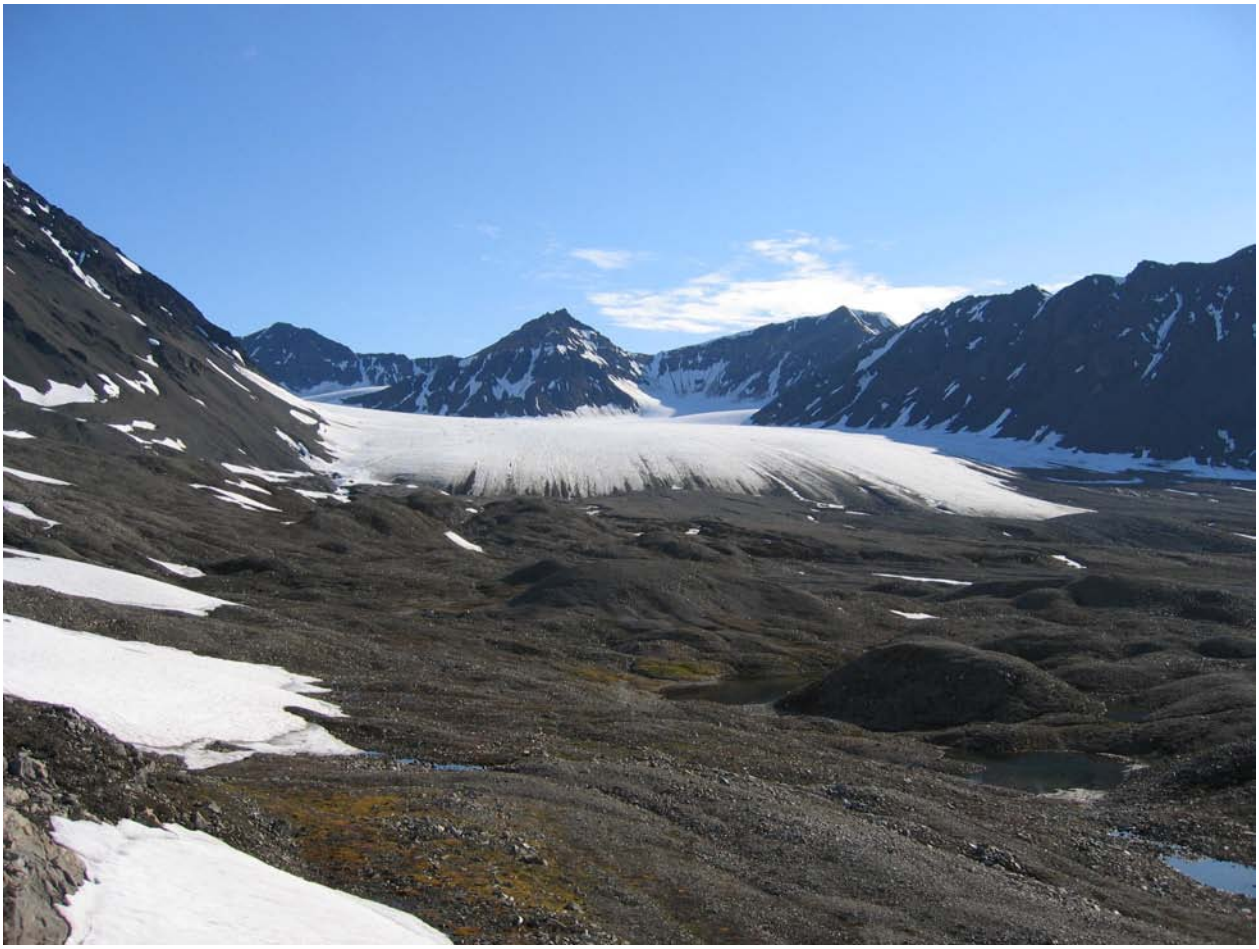


Fig. III.1. – Le bassin-versant encore partiellement englacé de l'austre Lovenbreen entré dans une séquence paraglaciaire depuis la fin du PAG, Spitsberg nord-occidental, presqu'île de Brøgger, Svalbard, 78°55'N, 12°E, vue vers le sud (© D. Mercier, 10 juillet 2004).

Introduction de la troisième partie

Paraglaciaire *stricto sensu*, paraglaciaire *versus* glaciaire, paraglaciaire *versus* périglaciaire

« *The hegemonic trend of 'paraglacial geomorphology', which leaves less and less space to periglacial and even glacial geomorphology, is subject to hot debates between those who surf on the 'paraglacial wave' and those who are tempted to reject the whole concept. Coming back to the notion of 'paraglacial context' or 'paraglacial crisis' seems preferable to part of the community of geomorphologists who outline the fugacity of the 'paraglacial dynamics' in a number of cases.* »
M.-F. André (2009, p. 24)

Les milieux froids ayant été englacés se caractérisent par des formes glaciaires associées souvent à des modelés périglaciaires. Ils ont été analysés depuis maintenant plus d'un siècle et la littérature les concernant est pléthorique. Par ailleurs, les formes associées aux séquences de déglaciation n'ont pas été traditionnellement décrites comme paraglaciaires dans la mesure où le concept de paraglaciaire est plus récent. Ainsi, connaissant l'importance des crises paraglaciaires dans la rythmicité des milieux ayant été englacés, il apparaît important de revisiter les formes et de savoir ce qu'elles doivent aux séquences glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires dans leur genèse.
Les formes emblématiques des régions englacées sont les cirques, fjords, fjells, moraines, drumlins, eskers... La géomorphologie climatique fait le plus souvent appel aux seuls glaciers pour comprendre la mise en place et l'évolution de ces formes. Les débats sont vifs au sein de cette branche de la géomorphologie depuis plus d'un siècle entre les tenants de la toute-puissance de l'érosion glaciaire et ceux pour qui les glaciers ne font que retoucher des reliefs hérités de séquences morphologiques antérieures. Or dans le raisonnement de géomorphologie climatique, il est nécessaire de faire une part plus importante, que celle encore attribuée aujourd'hui, aux séquences de déglaciation par rapport aux séquences de glaciation. Même si les interglaciaires sont plus courts que les séquences glaciaires, les crises érosives associées sont majeures pour la compréhension des paysages de ces environnements froids.
Par ailleurs, au sein de ces environnements froids, beaucoup de modelés sont attribués au travail géomorphologique des alternances gel-dégel des sols et des roches. Les processus périglaciaires sont responsables pour certains de modelés emblématiques de ces environnements : glaciers rocheux, éboulis… Cependant, nombre de ces modelés se mettent en place dans des environnements ayant été englacés lors de séquences froides antérieures, suivies par des crises paraglaciaires. Ces crises paraglaciaires ont-elles eu un rôle dans l'édification même de ces modelés ?

À la lumière de ce que l'on sait sur les séquences paraglaciaires, comment peut-on revisiter le panthéon des formes des milieux froids ? Existe-t-il des formes authentiquement paraglaciaires ? Toutes les formes glaciaires sont-elles glaciaires ou certaines d'entre elles sont-elles à la fois glaciaires et paraglaciaires car ayant été façonnées lors des séquences successives de glaciation et de déglaciation ? Certaines des formes périglaciaires doivent-elles quelque chose aux séquences paraglaciaires ?

Chapitre 5

Les formes paraglaciaires *sricto sensu*

« *In areas glaciated during the Pleistocene period, deglaciation features are often so abundant that they dominate the scenery* ».

G. Hope, 1967, p. 204.

Parmi les formes des milieux froids, quelles sont celles qui doivent leur existence aux crises paraglaciaires ? Existe-t-il des formes authentiquement et totalement paraglaciaires ? Quels sont les processus responsables de leur mise en place ? Depuis le travail pionnier de Ryder (1971a, b) et Church et Ryder (1972) analysé dans le premier chapitre, quelles sont les formes qui ont été qualifiées de paraglaciaires et quels sont les critères permettant de les identifier comme telles ?
L'analyse des formes paraglaciaires nécessite de travailler par types d'environnements et par échelles spatiales. Les formes sur les versants s'expriment dans les roches dures par ablation et constituent des dépôts de pente corrélatifs, qui subissent à leur tour des ajustements. Les formes sur les surfaces enregistrent les séquences paraglaciaires et certains modelés associés doivent l'essentiel de leur genèse à ces crises d'alluvionnement. Il en est de même sur les littoraux meubles notamment et dans le domaine marin. Du point de vue spatial, les formes paraglaciaires jusqu'à présent identifiées comme telles correspondent à des modelés kilométriques à décimétriques. La recherche d'une signature paraglaciaire d'échelle microscopique sera menée dans ce chapitre.

1. – Les formes paraglaciaires sur les versants

1.1. – Les formes associées aux mouvements de terrain

Une des premières conséquences de la déglaciation est la mise à nu des parois jusqu'alors englacées. La décohésion, ou décompression, ou « *desserrage* » (Vivian, 1975), entraîne alors de grands glissements (*large rock slope failures*), écroulements (*collapse*) ou éboulements massifs (*block falls*), à caractère catastrophique, pouvant être générateurs de risques, parfois mortels, pouvant être mis en place rapidement, de type *sturzstrom*, mais également pouvant initier des déformations progressives et lentes des formations de versant, ou bien encore des ajustements périodiques des versants par chutes ou glissements de petite taille (Arsenault et Meigs, 2005 ; Ballantyne, 2003c ; Cossart, 2002, 2004a ; Cossart *et al.*, 2008 ; Dawson *et al.*, 1986 ; Deline, 2001, 2008a ; Deline et Kirkbride, 2009 ; Dikau *et al.*, 1996 ; Flageollet, 1989 ; Fort, 1993, 1994, 2004b ; Fort et Peulvast, 1995 ; Jarman, 2002, 2006, 2009 ; Evans, 2006 ; Hewitt, 2002, 2006 ; Hewitt *et al.*, 2008 ; Humlum et Christiansen, 1998 ; Sellier, 2002 ; Sellier et Lawson, 1998 ; Wilson, 2005 ; Wilson et Smith, 2006).
La décohésion paraglaciaire est responsable d'accumulations sédimentaires de pied de versants (fig. 5.1. et 5.2.), dont les volumes considérables peuvent désormais s'expliquer par la rapidité des processus en jeu comparée à la relative lenteur, à pétrographie égale, des processus périglaciaires comme la gélifraction (André, 1997). L'importance volumique des dépôts paraglaciaires mis en place après chaque glaciation permet également de comprendre le volume considérable des moraines lors des périodes froides ultérieures et des avancées glaciaires consécutives (Ballantyne, 2002a).

Non envisagée au départ par Church et Ryder (1972), cette dynamique a été identifiée comme paraglaciaire dès 1977 par Wyrwoll. La bibliographie concernant cette dynamique paraglaciaire et les formes associées est abondante (Ballantyne, 1986, 1991a, 1992, 1997, 2002a, 2003c, 2008 ; Ballantyne *et al.*, 2008 ; Bovis, 1990 ; Jarman et Ballantyne, 2002 ; Jarman, 2006 ; Lewis, 1954 ; Evans et Clague, 1994 ; Augustinus, 1995b ; Scavia *et al.*, 1999 ; Holm *et al.*, 2004 ; Arsenault et Meigs, 2005 ; Couture et Evans, 2006 ; Sellier, 2008 ; Hewitt, 2009a et b). Par ailleurs, certaines dynamiques gravitaires supra-glaciaires ne sont pas toujours associées à des dynamiques paraglaciaires comme l'ont montré Ravanel et Deline (2008) pour la face ouest des Drus dans le massif du Mont-Blanc. Dans des contextes morphostructuraux et morphodynamiques encore plus complexes comme l'Himalaya, il n'est pas toujours facile de discriminer le facteur déclencheur du glissement de terrain. Entre la tectonique active génératrice de secousses sismiques, les contrastes lithologiques marqués avec des roches pouvant présenter de grande prédispositions aux glissements comme les schistes, une érosion régressive très active qui déstabilise la base des versants et enfin la détente postglaciaire, les causes sont parfois multiples (Fort, 1993).

Fig. 5.1. – Décohésion postglaciaire sur le flanc d'un fjord dans la région de Tromsø, Norvège septentrionale, 69°40'N, 19°E, avec grand glissement translationnel (© D. Mercier, 5 juillet 2004).

Fig. 5.2. – Décohésion postglaciaire avec grand glissement translationnel sur le flanc oriental de la Tête de Girardin (2 870 m), vallée de la Haute Ubaye, Alpes françaises, 44°35'N, 6°50'E (© D. Mercier, 19 juillet 1994).

La description des formes dans les Highlands d'Écosse, permet à Ballantyne (2008, p. 15) de distinguer trois réponses paraglaciaires d'ajustement des versants rocheux :

(i) « *catastrophic rock-slope failure (slides, topples and rock avalanches, with complete or arrested runout of debris)* »

(ii) « *rock-mass deformations, where the rock slope has experienced limited displacement, without debris runout* »

(iii) « *slow recovery of equilibrium throught numerous rockfalls, resulting in progressive accumulation of talus against the lower slope* ».

Plus de 600 sites affectés par des « *rock-slope failures* » ont été recensés dans les Highlands et les îles d'Écosse par Ballantyne (1986). Jarman (2006) en a étudié 140 dépassant les 0,25 km^2 et les a classés en cinq types (fig. 5.3.). Les trois premiers correspondent à des mouvements catastrophiques présentant des degrés divers dans le déplacement de la masse rocheuse (cataclysmique, sub-cataclysmique, figé) et deux représentant des déformations de la masse rocheuse soit en extension, soit en compression. Cependant, dans un certain nombre de cas, les versants rocheux sont demeurés stables après la disparition des glaciers et n'ont pas été affectés par la dynamique paraglaciaire (Ballantyne, 2008).

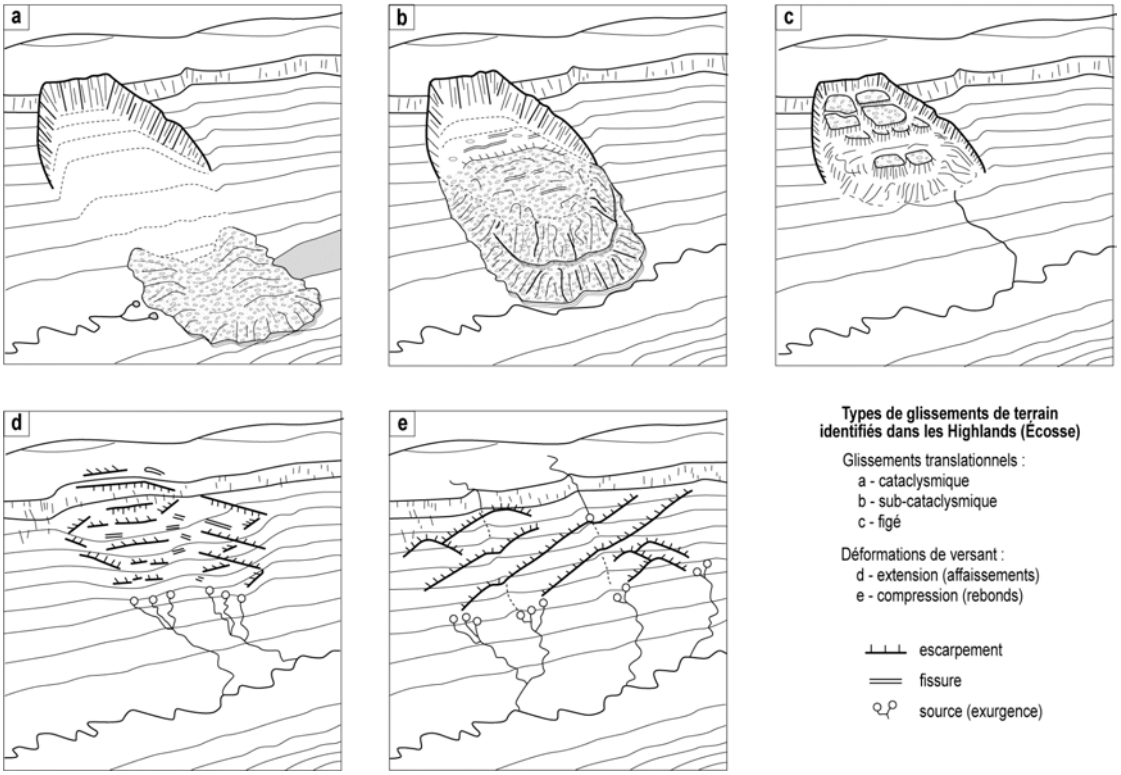


Fig. 5.3. – Types de glissement paraglaciaire (d'après Jarman 2006).

Dans son analyse du Beinn Spionnaidh en Écosse, Sellier (2008) a distingué parmi les glissements translationnels, des glissements banc sur banc avec des formes de glissements élémentaires de dimensions décimétriques, des glissements collectifs de dimensions métriques et des glissements massifs de grandes tailles de plusieurs centaines de mètres de longueur et de largeur. Les formes décrites sont de distension dans la zone de départ et de compression dans la partie principale et sur le front (fig. 5.4.). Sur le plan sédimentologique, les blocs sont anguleux de taille métrique à plurimétrique et donnent naissance à un champ de blocs à structure ouverte (*openwork*).

La distribution spatiale des mouvements paraglaciaires semble partiellement associée aux principales phases d'excavation glaciaire (Jarman, 2006, fig. 5.5.). Pour Ballantyne (2008), la localisation des mouvements paraglaciaires est dépendante de secteurs étroits anciennement occupés par des mouvements rapides de glace à base tempérée à certains moments de la séquence glaciaire.

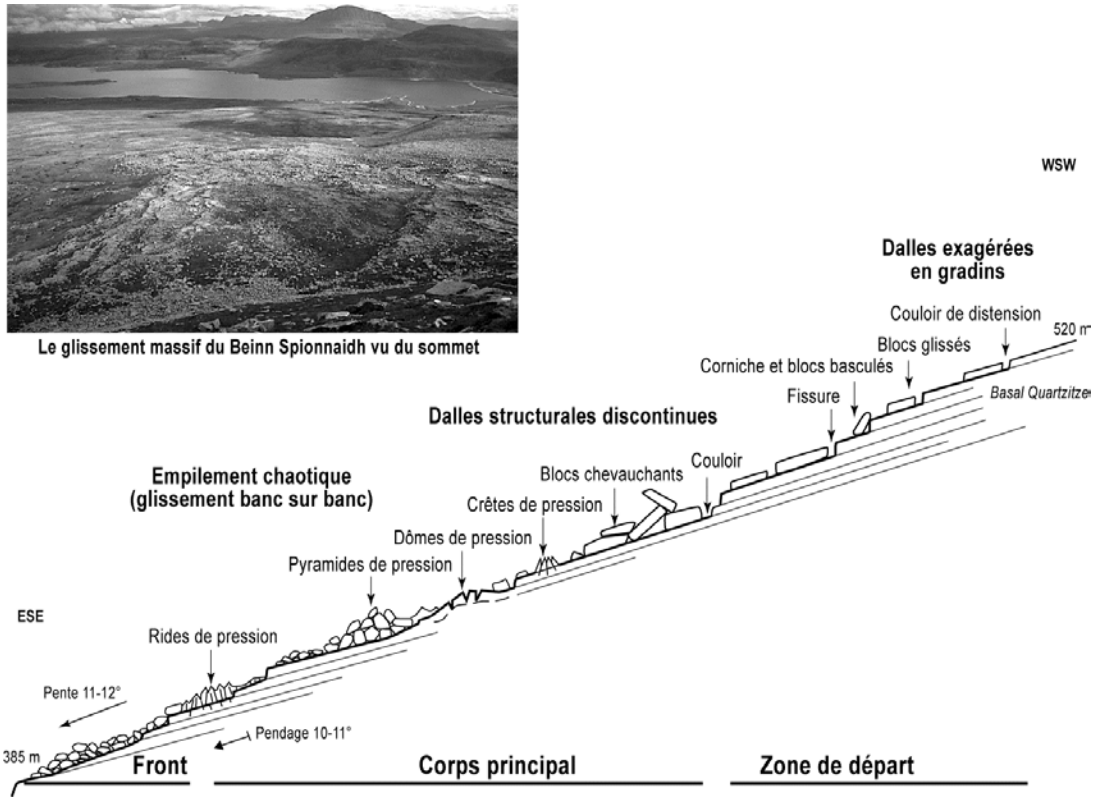


Fig. 5.4. – Glissement massif paraglaciaire banc sur banc sur le revers monoclinal quartzitique du Beinn Spionnaidh, monts de Durness, Highlands du Nord-Ouest, Écosse (d'après Sellier, 2008).

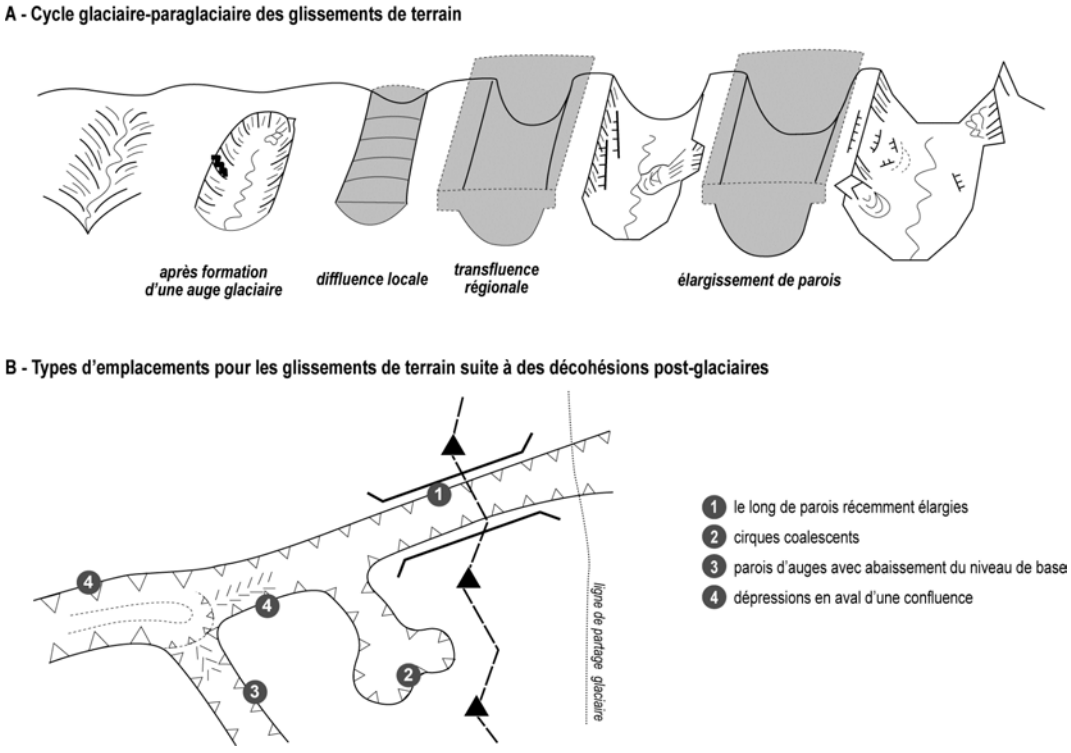


Fig. 5.5. – La distribution spatiale des glissements (d'après Jarman 2006).

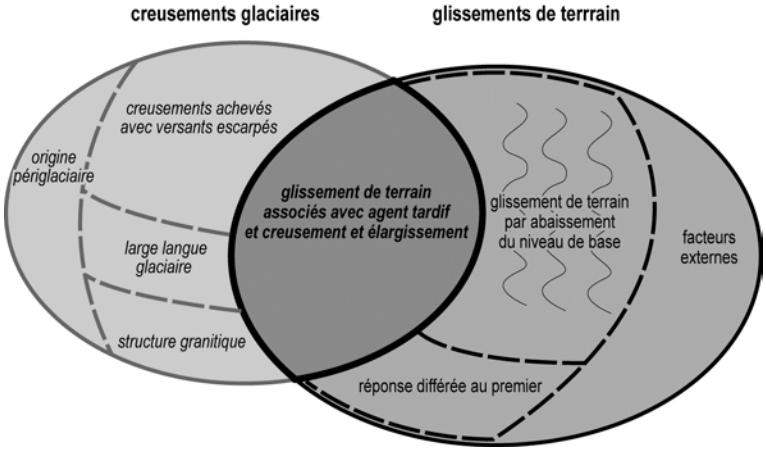


Fig. 5.6. – Relations entre creusements glaciaires et grands glissements de terrain (d'après Jarman 2006).

Fig. 5.7. – Glissements de terrain paraglaciaires à 2 300 m d'altitude dans la montagne de Cap de Long, en aval de grands verrous glaciaires granitiques, Pyrénées centrales françaises, 42°49'N, 7°47'E, avec cicatrices d'arrachement et gros blocs plurimétriques dans la zone d'accumulation (© D. Mercier, 19 août 2009).

Les écroulements rocheux sont déterminés par l'ouverture de néo-diaclases subparallèles à la surface topographique (Lewis, 1954). Le processus responsable des grands mouvements paraglaciaires est la décompression associée au retrait du glacier qui dépend des forces exercées par le glacier lui-même. La décompression est égale à la compression générée par la glace du glacier sur la paroi. Cette force

est de valeur égale, de même direction, mais de sens opposé à la pression exercée par le glacier (fig. 5.8.).
Elle peut se calculer par l'équation suivante (Augustinus, 1992 ; Kerschner *et al*, 1999 ; Lliboutry, 2002 ; Cossart, 2002) :
$t = rgh.sin\ a\ .\ f$

où :
t est la force de compression exercée par la glacier (en pascals)
r est la masse volumique de la glace (900 $kg.m^{-3}$)
g est l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$)
h est l'épaisseur du glacier (en mètres)
a est la pente de surface du glacier
f est un facteur morphologique (0,5 pour une langue glaciaire, 1 pour une glacier de cirque)

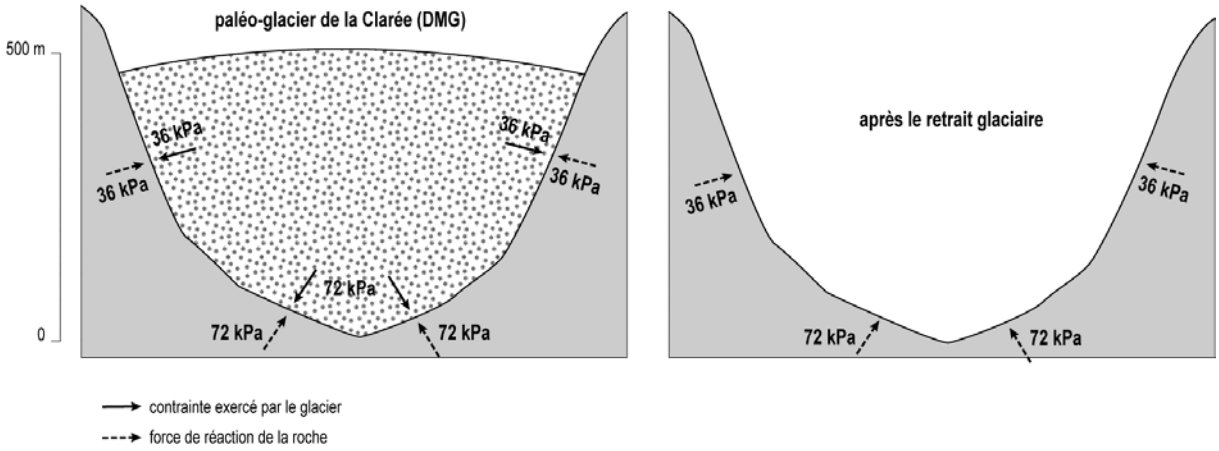


Fig. 5.8. – Estimation de la décompression dans la vallée de la Clarée dans les Alpes (d'après Cossart, 2002).

Cossart (2002) estime à 72 kPa la pression exercée par le glacier sur les affleurements de fond de vallée, à 36 kPa la pression exercée sur les versants à des altitudes plus élevées (2 230 à 2 250 m) et seulement à 18 kPa au-dessus de 2 350 m d'altitude (fig.5.4.). Cet exemple montre au-delà de l'importance de l'altitude, le rôle fondamental de l'épaisseur du glacier et donc de la pression qu'il exerce sur la paroi. La réponse de cette dernière au retrait glaciaire est proportionnelle à la force du glacier et continue de réagir après sa disparition. Cependant, Cossart (2008b) a également montré pour le haut bassin durancien dans les Alpes du Sud que les valeurs de la force de décohésion ne sont pas directement comparables avec l'épaisseur des glaciers. La décohésion post-glaciaire atteint des valeurs maximales de 300 kPa dans le bassin-versant de la Vallouise, où le paléo-glacier présentait une épaisseur de 900 mètres et une pente proche de 10 %. À l'inverse, dans le bassin de Briançon, la faible pente de surface du paléo-glacier, de l'ordre de 5 %, modère la force de décompression qui est calculée à une valeur de 60 à 70 kPa, alors que l'épaisseur de la langue glaciaire dépassait les 950 mètres.

Les mouvements de terrain résultent principalement de la gravité. Cependant, des paramètres multiples conditionnent leur mise en place.
(i) – ***La glaciation***. Pour qu'il s'agisse d'un processus paraglaciaire, encore faut-il que la paroi ait été englacée. Dans ce cas, la décohésion post-glaciaire est un facteur essentiel. Les mouvements de versants dépendent de la tension exercée par la glace. La délimitation des englacements sur le versant

est à prendre en considération. La méthode la plus utilisée est celle définie par Thorp (1981) et baptisée de *trimline*, servant de limite entre la section du versant ayant été englacée et celle ayant subi des processus d'érosion atmosphériques. Cette limite altitudinale correspond à un facteur discriminant lorsqu'il s'agit de comprendre les processus responsables de l'instabilité des parois. Ainsi, Ravanel et Deline (2008) excluent-ils la dynamique paraglaciaire dans la compréhension de l'évolution postérieure au PAG de la face ouest des Drus dans le massif du Mont-Blanc, eu égard à sa position supraglaciaire au cours de cette dernière séquence froide.

(ii) – ***L'altimétrie.*** Pour que des glissements puissent avoir lieu, il faut une dénivellation. Le paramètre topographique est donc prépondérant. C'est l'altitude qui ressort comme le facteur essentiel responsable des écroulements de l'analyse statistique discriminante menée dans le Briançonnais par Cossart (2002). Les écroulements rocheux sont d'autant plus fréquents que l'altitude diminue, ce qui signifie qu'indirectement cette variable est liée avec l'épaisseur du glacier. Pour Etlicher (1986), le seul exemple d'éboulement où la décompression ait pu avoir une influence est celui du cirque de Chorsin dans le massif du Forez, dans la mesure où l'épaisseur de la glace a rarement été suffisante pour déclencher de tels phénomènes. Des versants d'une certaine énergie sont donc nécessaires. Outre la dénivellation, la pente est importante. Sur les revers écossais, Sellier (2008) juge qu'une pente de 8 à 12° correspond à un seuil en dessous duquel le mouvement ne peut avoir lieu.

(iii) – ***La structure.*** La force du glacier s'exprime sur une roche de résistance mécanique plus ou moins grande. Cossart (2002) a démontré le rôle fondamental de la lithologie (nature de la roche, notamment des grès), de la tectonique (séisme, densité du diaclasage, pendage) dans les variables susceptibles d'influencer les écroulements rocheux dans les Hautes-Alpes. Pour le massif du Mont Blanc, l'activité sismique du 13 août 1905 est responsable d'un écroulement de 9 000 ± 1 000 m^3 sur la face ouest des Drus (Ravanel et Deline, 2008).

Sellier (2002, 2004, 2008) a montré le rôle de la structure dans le déclenchement des glissements écossais et norvégiens en montrant l'importance du pendage des bancs de quartzite par rapport à la pente du versant. Il a ainsi distingué des pentes conformes au pendage, des pentes atténuées (inférieures au pendage) et des pentes exagérées (supérieures au pendage). Ces dernières sont favorables au déclenchement de ces glissements. Il a également montré que la lithologie est un facteur fondamental parmi les facteurs structuraux et montré que les propriétés mécaniques du quartzite étaient propices à ces mouvements. Cependant, parmi les différentes roches étudiées (granites, gabbros, gneiss, grès et quartzites), ces dernières sont les moins aptes à la décompression paraglaciaire en raison d'une résistance à la compression très élevée, proportionnelle à leur dureté. Sellier (2008) en a déduit, pour le Sutherland écossais, une forte lithodépendance et parlé « *d'érosion paraglaciaire différentielle* ». Cependant, le quartzite n'est pas la seule roche susceptible d'être affectée par la décohésion paraglaciaire, même en Écosse. Jarman (2006) et Ballantyne (2008) ont étudié des grands mouvements dans les grès, les rhyolites et les basaltes. Par exemple, le sommet du Beinn Alligin dans les monts de Torridon a été affecté, il y a environ 4 000 ans, par une avalanche rocheuse de plus de 9 millions de tonnes. En Espagne, González Trueba (2007) a montré l'importance du facteur lithologique et des propriétés des calcaires dans la décohésion paraglaciaire des versants dans le massif Los Picos de Europa. En Islande, des grands glissements sont nombreux dans les basaltes (Whalley *et al.*, 1983) et notamment observables dans la vallée de Langidalur (fig. 5.9.).

Fig. 5.9. – Décompression dans les basaltes de la vallée de Langidalur, Islande, 65°30'N, 20°W (© D. Mercier, 21 juin 2004).

Fig. 5.10. – Figure élémentaire de détente postglaciaire dans les micaschistes, vallée de l'Edithbreen, presqu'île de Brøgger, Spitsberg, 78°52'N, 12°E (© D. Mercier, juillet 2002).

Fig. 5.11. – Détente postglaciaire dans les calcaires, Stuphallet, presqu'île de Brøgger, Spitsberg, 78°57'N, 11°37 E (© D. Mercier, 8 juillet 2004).

Cette dynamique paraglaciaire peut s'exercer rapidement, dans les tout premiers temps de la déglaciation, ou des millénaires après la déglaciation comme l'atteste l'apport des nouvelles techniques de datation cosmonucléides (Ballantyne *et al.*, 1998 ; Ballantyne et Stone, 2004 ; Cossart *et al.* 2008 ; Delmas, 2009). Bien des secteurs affectés par des mouvements massifs ont été attribués à la décohésion postglaciaire, mais sans datation précise. En fonction de l'ancienneté de la déglaciation et des contextes géomorphologiques, différentes méthodes de datation peuvent être utilisées pour reconstituer la chronologie des mouvements de terrain (fig. 5.12.). Ainsi, aux côtés des datations classiques comme le radiocarbonne, la lichénométrie, la dendrochronology, de nouvelles techniques sont de plus en plus utilisées comme la spectrométrie de masse par accélérateur (SMA), la spectrométrie de masse par thermo-ionisation (SMTI) et la fusion laser (Lang *et al.*, 1999 ; Etzelmüller *et al.*, 2007). De grandes perspectives de recherche s'ouvrent alors à la communauté internationale dans ce domaine car, pour le moment, les régions du monde ayant fait l'objet de datation ne sont pas nombreuses.

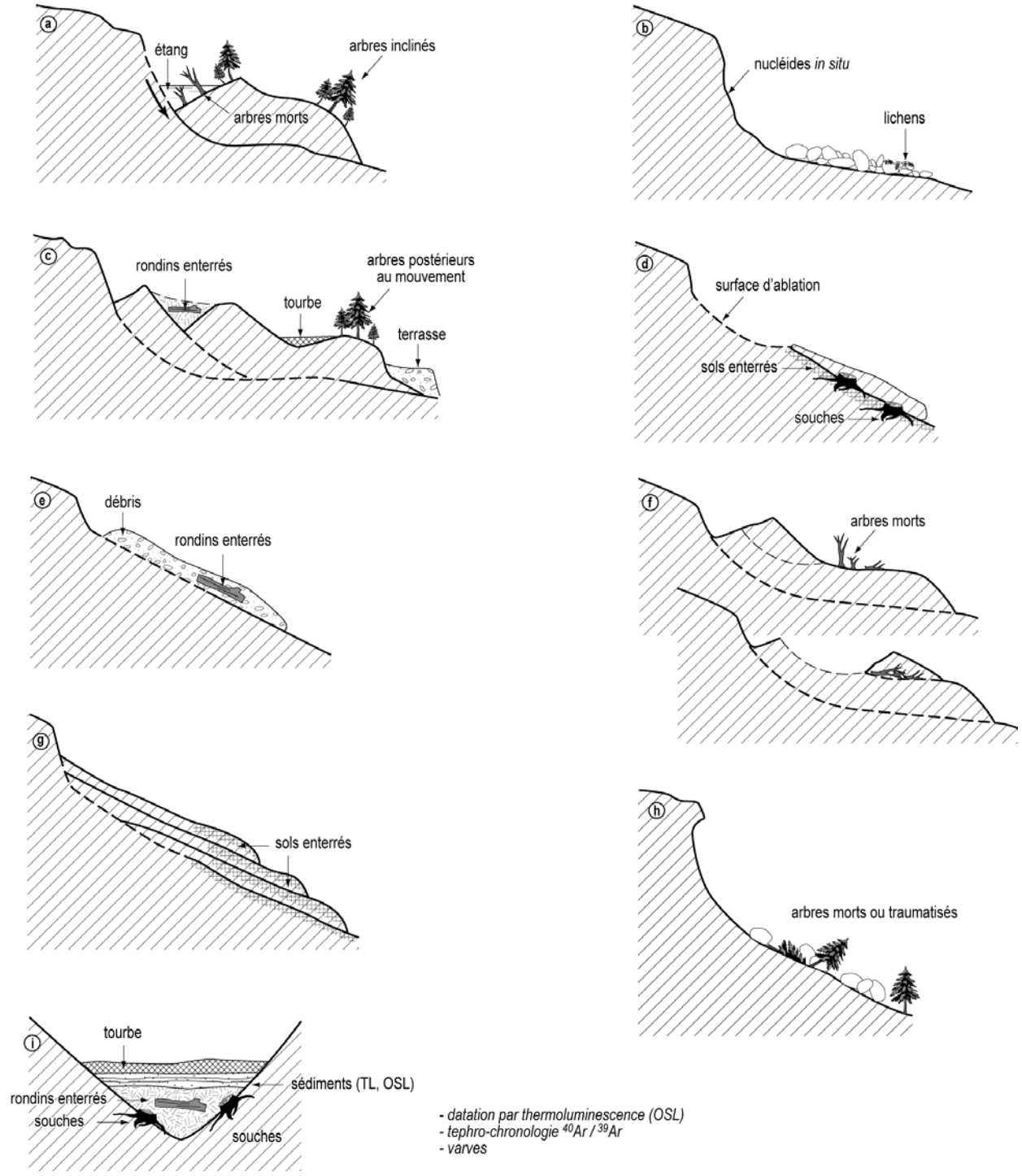


Fig. 5.12. – Localisations des éléments de datation sur les mouvements de terrain (d'après Lang et al.*, 1999, modifié).*

1.2. – Les formes liées à l'ajustement paraglaciaire des dépôts de pente

Le retrait des glaciers laisse au pied des versants des moraines latérales. Ces dépôts sont rapidement remaniés par des glissements et coulées de débris activés par le ruissellement de fonte de la glace morte au sein du dépôt. Ces formes de remaniement (cônes de déjection, cônes alluviaux, *debris flows*…) ont été interprétées comme paraglaciaires par Ryder (1970, 1971a et b ; Church et Ryder, 1972). Cette dynamique est à l'origine de la définition du concept de paraglaciaire analysée dans le premier chapitre de ce travail. Outre la fonte de la glace morte au sein du dépôt, Passmore *et al.* (2008) ont également montré le rôle des vidanges des lacs de barrages morainiques dans le déclenchement de vastes coulées de débris dans les Tien Shan au Kazkhstan en contexte paraglaciaire. La disponibilité des sédiments morainiques est un des paramètres majeurs autorisant les déclenchements nombreux des coulées de débris immédiatement au sortir de la glaciation.
Le processus le plus efficace dans ce travail de remaniement est celui des coulées de débris (*debris flows,* fig. 5.13. à 5.16.). Cette dynamique paraglaciaire a été particulièrement étudiée (Ryder, 1971a et b ; Jackson *et al.*, 1982 ; Claque, 1986 ; Eyles et Kocsis, 1988 ; Eyles *et al.*, 1988 ; Ballantyne et Benn, 1994 et 1996 ; Benn et Ballantyne, 1994 ; Bennett, 1999 ; Passmore *et al.*, 2008).

De nombreuses recherches sédimentologiques discriminantes ont été menées, notamment dans les Îles britanniques, en Scandinavie et dans les montagnes du Karakorum, afin de distinguer dans la stratigraphie quaternaire, les faciès des dépôts glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires (Burki *et al.*, 2009 ; Derbyshire *et al.*, 1984, Fort, 2000 ; Harris, 1998 ; Harrison, 1996 ; Hewitt, 1988 ; Li *et al.*, 1984 ; Owen, 1989, 1991 ; Owen et Derbyshire, 1989). Curry et Ballantyne (1999) concluent qu'il est impossible de distinguer par des critères sédimentologiques, des dépôts paraglaciaires de remaniement de dépôts glaciaires non remaniés. En revanche, Harris (1998) identifie comme paraglaciaire un dépôt mis en place rapidement sous forme de coulées boueuses. En utilisant la micromorphologie, il reconnaît dans cette formation sédimentaire l'absence de figures cryogéniques et l'abondance de sédiments roulés dans une matrice.
À partir d'observations dans la région du Loch Torridon en Écosse, Bennett (1999) propose un modèle d'évolution de ces dépôts de pente (fig. 5.17.). Les moraines latérales construites pendant la séquence glaciaire, sont remaniées dans la séquence paraglaciaire par les *debris flows*, qui construisent un cône de déjection. Cette séquence paraglaciaire est suivie par une séquence périglaciaire où la gélifluxion l'emporte.

Nous avons également analysé ce remaniement paraglaciaire des dépôts de pente au Svalbard, notamment sur le versant septentrional du Colletthøgda dont les enseignements ont été rapportés dans le chapitre 4 (Mercier, 1997, Mercier, 1998 a et b ; Mercier *et al.*, 2009). Ces manifestations géomorphologiques paraglaciaires s'achèvent rapidement après la disparition de la glace morte en quelques décennies (Curry, 1999 ; Mercier, 2001a ; Mercier *et al.*, 2009).

L'approche quantitative des volumes paraglaciaires accumulés n'est pas encore très répandue, mais certaines études ont montré que cette approche des budgets sédimentaires est facilitée par l'utilisation de la sismique réfraction (permettant de connaître l'épaisseur des sédiments) couplée à l'analyse cartographique classique (Schrott *et al.*, 2003). Les trois dimensions ainsi appréhendées autorisent la quantification des budgets sédimentaires et cette approche représente une piste scientifique prometteuse à développer dans les années à venir.

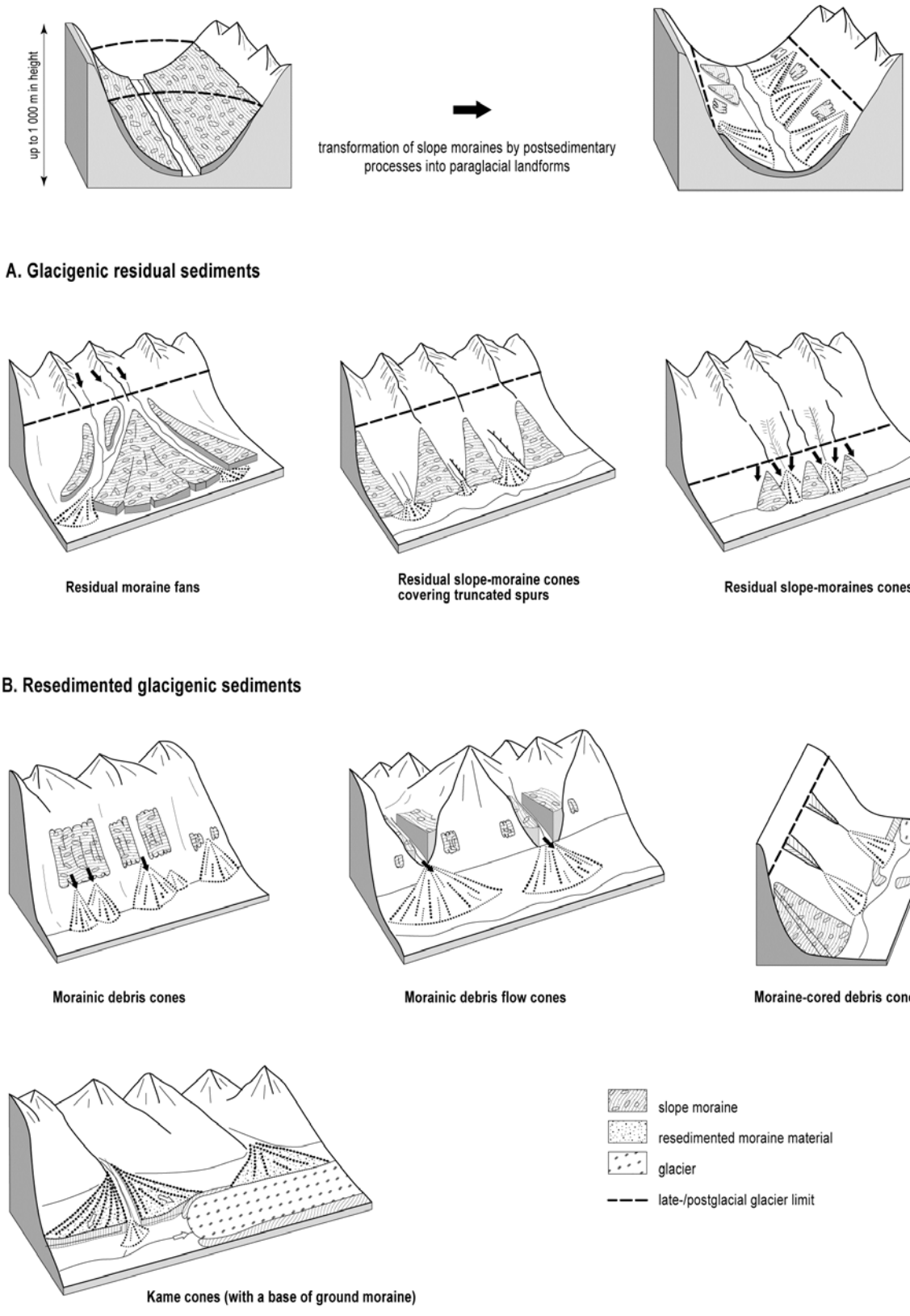


Fig. 5.13. – Typologie des modelés paraglaciaires de remaniement des dépôts de pente (d'après Iturrizaga, 2008a, modifié).

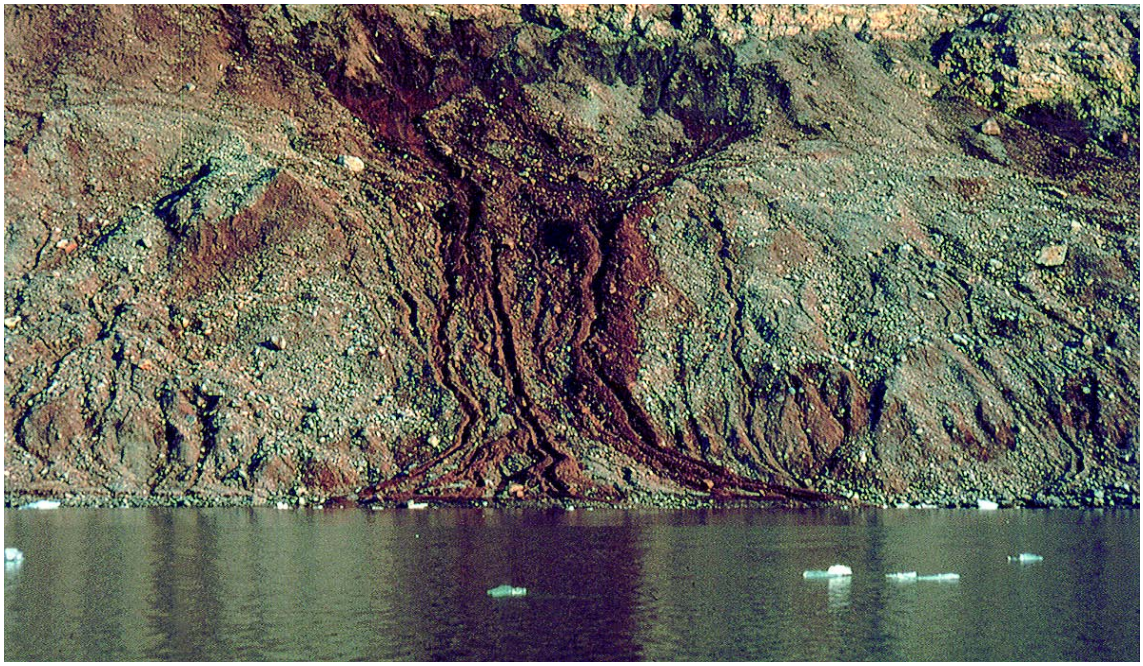


Fig. 5.14. – Formes de ravinement de tailles et de morphologies variées dans les dépôts de pente sur le versant septentrional du Colletthøgda, Spitsberg nord-occidental, Svalbard, 78°55'N, 12°35'E (© D. Mercier, 15 juillet 1995).

Fig. 5.15. – Formes de ravinement post-PAG dans les moraines latérales de la mer de glace, massif du Mont-Blanc, Alpes françaises, 49°55'N, 6°55'E (© M. Mercier, 1978).

Fig. 5.16. – Ravinement dans les dépôts de pente entre 2 300 et 2 600 m d'altitude sur le versant septentrional du massif du Taillon, en aval du glacier de cirque des Gabiétous, Pyrénées centrales françaises, 42°42'N, 00°03'W (© D. Mercier, 20 août 2009).

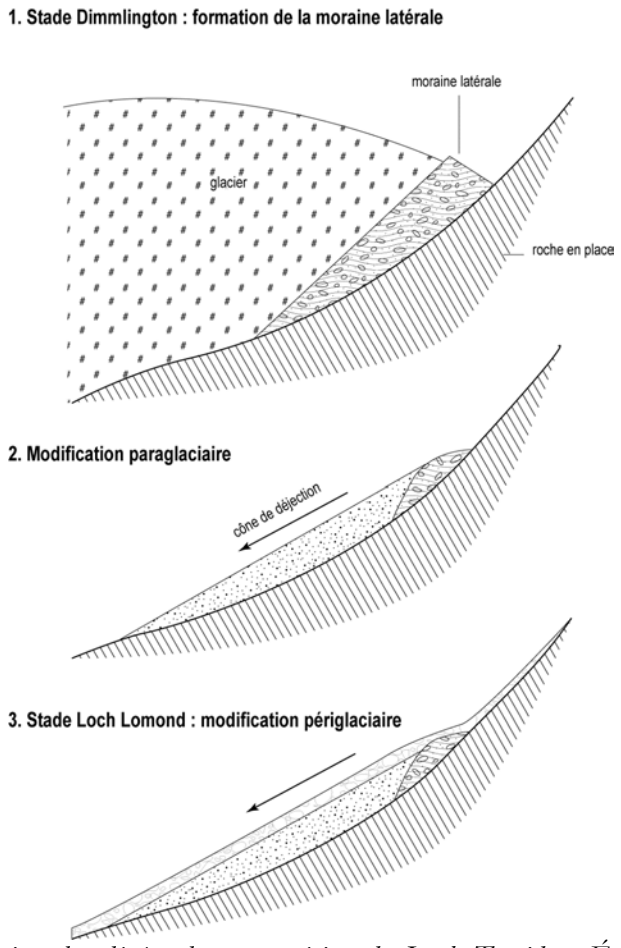


Fig. 5.17. - Modèle d'évolution des dépôts de pente, région du Loch Torridon, Écosse (d'après Bennett, 1999, modifié).

2. - Les formes paraglaciaires sur les surfaces

Les cônes de déjection et les remblaiements de fonds de vallée, retaillés ou pas en terrasses, constituent les principales formes d'accumulation paraglaciaires et représentent les premières formes interprétées comme telles par Ryder (1971a, b).

Les cônes de déjection dépendent de quatre paramètres : la pente, les apports solides (*Qs*), les débits liquides (*Ql*) et de la granulométrie du matériel transporté (Bertran, 2004b). Les travaux de Harvey (1997) ont montré que la surface du cône de déjection (Sc) dépend de la surface du bassin de réception (Sb) selon une relation linéaire de type $Sc = aSb^b$
où
a = 0,1 à 2,1 selon le climat, la tectonique et la lithologie
b = 0,7 à 1,1
Une forte corrélation entre pente axiale (Pc) et surface du bassin de réception (Sb) a également été démontrée (Harvey, 1997). La pente du cône décroît lorsque la taille du bassin augmente. Elle est en moyenne plus forte quand les coulées de débris prédominent sur le charriage torrentiel. Cette relation s'exprime par l'équation : $Pc = x\ Sb^{-y}$
Avec *x* compris entre 0,03 et 0,17 selon les processus sédimentaires dominants et *y* compris entre 0,15 et 0,35.

Les coulées de débris et les rivières remobilisent les dépôts glaciaires pour construire ces accumulations dont les plus importantes en taille se retrouvent, par exemple, dans les montagnes du Karakorum (Fort, 2000, 2004b ; Iturrizaga, 2008a ; Owen, 1991 ; Peulvast, 2004a ; fig. 5.18.).

À 3 300 m d'altitude, ce vaste cône de déjection s'étale au débouché d'une gorge en V creusée sous un vaste cirque glaciaire, dans les contreforts de massifs aux formes acérés (horns) atteignant ici 5 500 m d'altitude. La masse de débris grisâtres en transit le long du chenal pentu représente le remaniement de matériaux morainiques encore présents dans le cirque glaciaire. La forte pente du cône (10° à l'apex), l'aspect des chenaux encadrés de levées de débris qui en sillonnent la surface, ainsi que la structure grossièrement stratifiée des dépôts visibles en coupe, montrent que la dynamique dominante est celle de coulées de débris. La rivière Hunza au premier plan s'encaisse dans la vallée et sa grande mobilité latérale et verticale explique la présence de terrasses.

En Norvège, dans la vallée du Fabergstolsdalen, Ballantyne et Benn (1994, 1996) ont montré la mise en place rapide, en moins de deux cents ans, des cônes de déjection consécutive au démantèlement des moraines latérales (fig. 5.19.). Le retrait glaciaire postérieur au PAG a permis cette remobilisation des sédiments avec des taux d'accrétion des cônes considérables de l'ordre de 8 à 30 $mm.an^{-1}$. Ces cônes sont aujourd'hui végétalisés. La signature sédimentologique des trois séquences est reconnaissable. La sédimentation glaciaire (till morainique) est perturbée dans une deuxième phase, paraglaciaire, caractérisée par des coulées de débris (faciès hétérométrique grossier), puis fossilisée par un sol en cours d'édification.

Fig. 5.18. – Cône de déjection paraglaciaire de la vallée de la Hunza, Karakorum, 37°N, 75°E (© J.-P. Peulvast, juin 1992).

Une même séquence temporelle d'une centaine d'années est proposée pour la mise en place des cônes de déjection par les travaux d'Owen et Sharma (1998) dans les vallées de Bhagirathi et Garhwal dans les montagnes de l'Himalaya. Dans le massif des Ecrins dans les Alpes françaises, Jomelli *et al.* (2002) décrivent la mise en place d'un cône paraglaciaire en aval du glacier suspendu de la Momie en phase de recul depuis la fin du PAG. Ce cône paraglaciaire se distingue des cônes colluviaux classiques alimentés, essentiellement par des avalanches et les chutes de pierres, et des cônes alluviaux, mis en place par charriages torrentiels. Il se caractérise par une mise en place polygénique résultant de la combinaison spatio-temporelle de charriages torrentiels, des avalanches, des chutes de pierres et des coulées de débris qui remobilisent les bourrelets morainiques. Cette mise en place est jugée rapide, avec des taux d'accrétion moyen de 1,3 à 1,6 $cm.an^{-1}$ sur 200 ans, soit des taux bien supérieurs à ceux évoqués pour ce secteur ou pour d'autres régions montagneuses pour les talus d'avalanches ou les éboulis gravitaires : 0,03 à 0,4 $mm.an^{-1}$ (Jomelli, 1997). Les taux d'accrétion en contexte paraglaciaire sont de l'ordre de 1,5 cm à 10,4 $cm.an^{-1}$ pour les cônes de débris construits lors des trois derniers siècles (Church et Slaymaker, 1989 ; Ballantyne et Benn, 1994 ; Benn et Ballantyne, 1994 ; Ballantyne, 1995). Un taux de 8 $mm.an^{-1}$ a été proposé pour la remobilisation des sédiments de la moraine frontale du Botnbreen au Spitsberg depuis la fin du PAG (Mercier, 1998b). En Patagonie chilienne, les travaux d'Harrison *et al.* (2005) ont estimé à 132 $m^3.an^{-1}$ le taux moyen de sédimentation pour un cône de débris paraglaciaire. La resédimentation du matériel morainique, consécutif au retrait du glacier Nef à partir de 1863, est évaluée à 17 800 m^3 et les processus ayant déplacé les sédiments sont essentiellement les coulées de débris et les avalanches neigeuses.

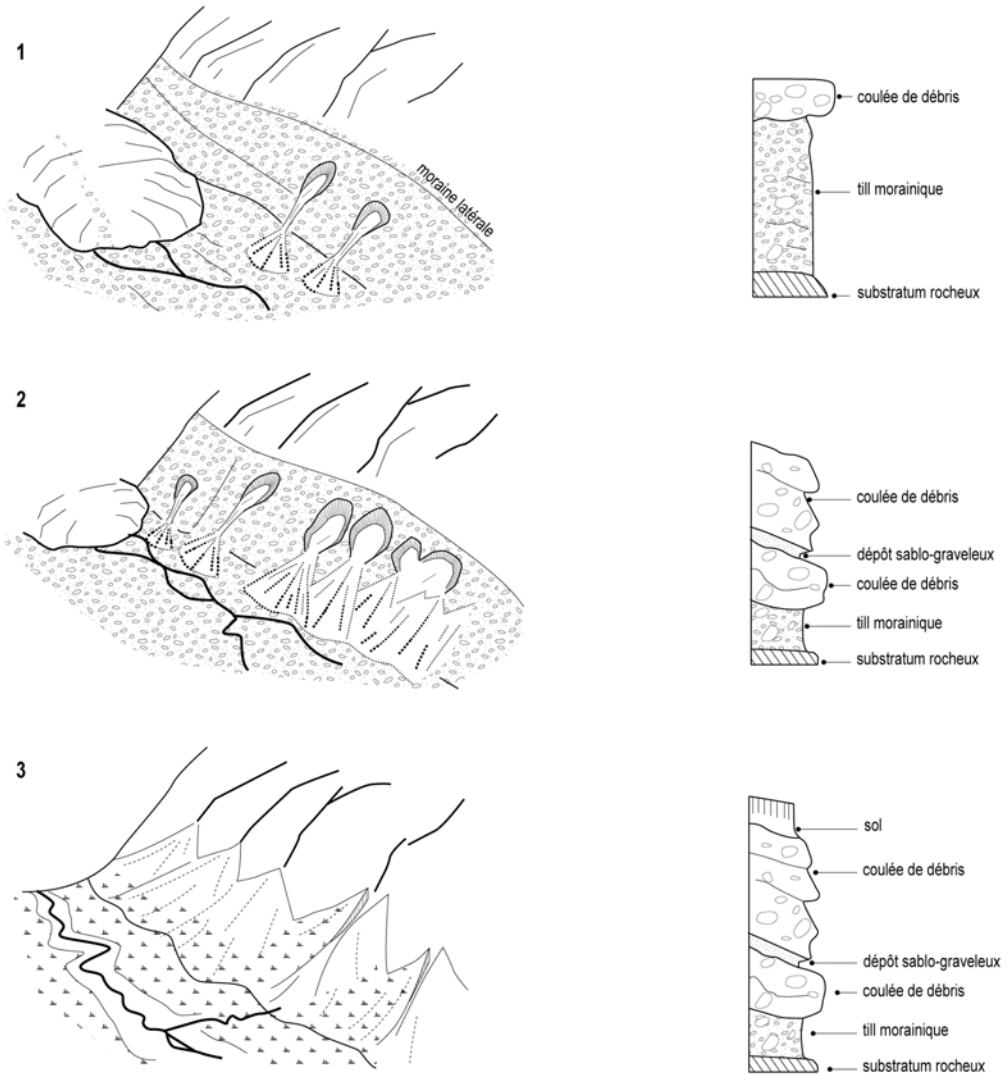


Fig. 5.19. – Mise en place et fossilisation des cônes de déjection dans la vallée glaciaire du Fabergstolsdalen, en Norvège, au cours d'une séquence paraglaciaire postérieure au PAG (d'après Ballantyne et Benn, 1996, modifié).

Pour les remblaiements de vallée, les faciès associent des dépôts morainiques, fluvioglaciaires, lacustres et paraglaciaires (fig. 5.20. et 5.21.). Ces accumulations sédimentaires paraglaciaires seront ensuite remobilisées par les dynamiques fluviales qui trouvent dans ces dépôts des stocks importants, ce qui accroît les taux de transport solide (Church et Slaymaker, 1989 ; Passmore et Waddington, 2009). De ce fait, la durée de vie du paraglaciaire est prolongée de plusieurs siècles ou millénaires en fonction notamment de la taille des bassins-versants considérés (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2003b ; Cossart, 2004b). En revanche, même si l'évolution paraglaciaire demeure active depuis la déglaciation dans certaines parties de l'Himalaya, la durée de vie de cette séquence paraglaciaire sera écourtée plus rapidement que dans d'autres milieux de haute montagne, à cause de la violence de la mousson qui accélère la dilapidation des stocks sédimentaires (Barnard *et al.*, 2004, 2006). En effet, les taux de dénudation de l'ordre de 8 à 60 $mm.an^{-1}$, avec une moyenne de 33 $mm.an^{-1}$, sont si élevés que les dépôts antérieurs à 5 000 ans ne sont plus préservés dans les 250 premiers mètres à partir du fond de la vallée de Langtang. Ce croquis illustre et synthétise la prépondérance des processus de

mouvements de masse et d'incision fluviale dans les dépôts de fond de vallée immédiatement après la déglaciation.

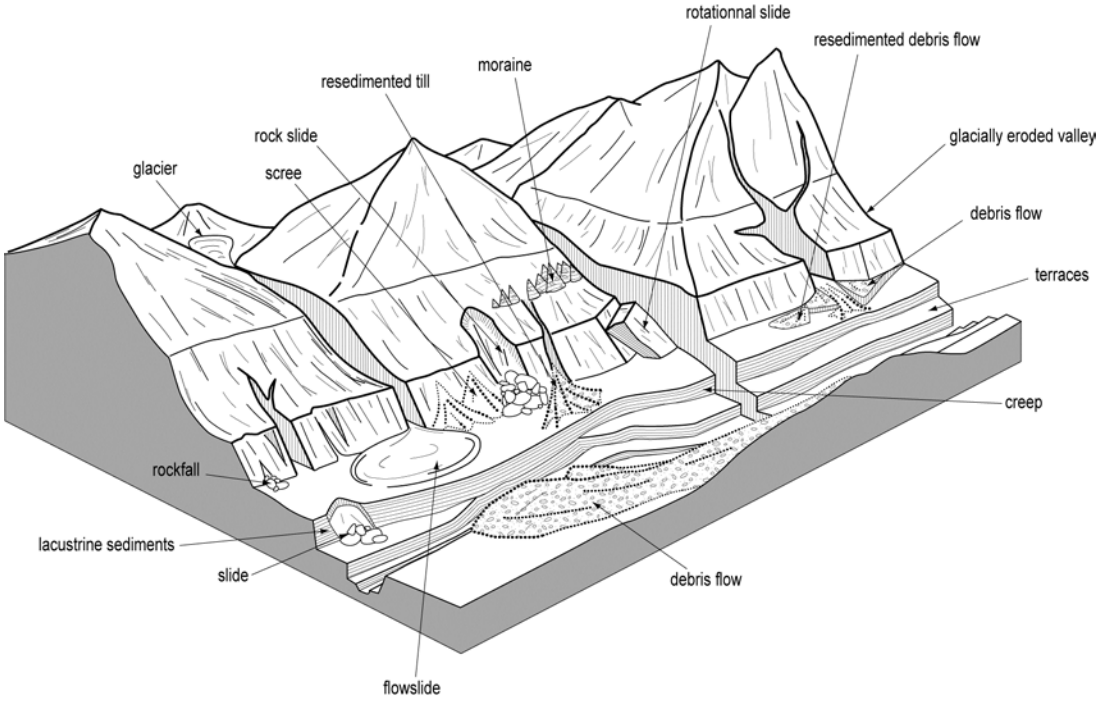


Fig. 5.20. – Un ensemble de formes paraglaciaires dans les montagnes du Karakorum (d'après Owen, 1991, modifié).

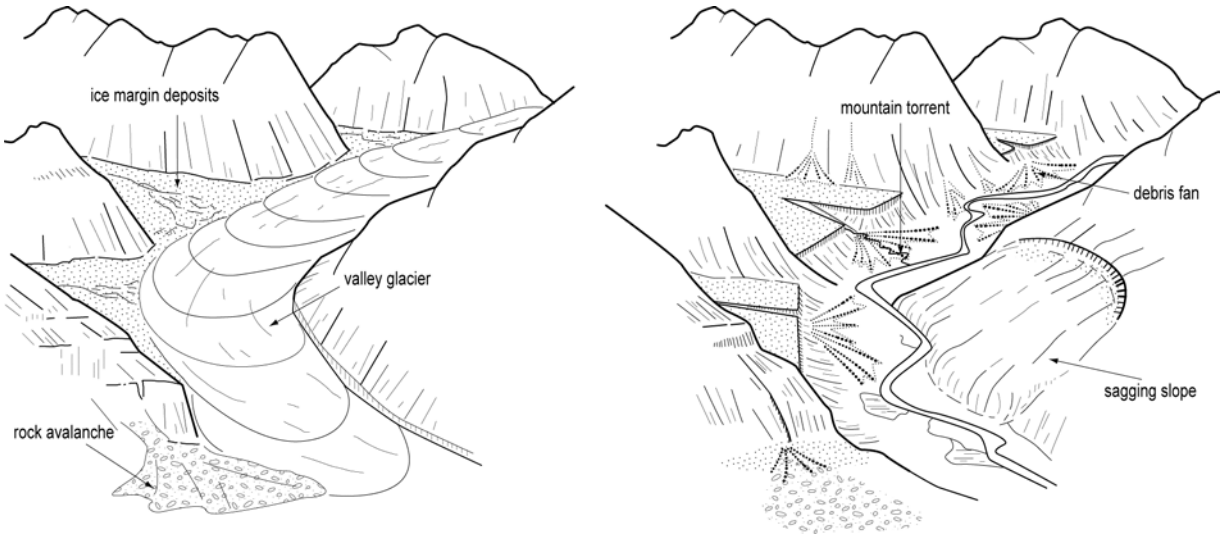


Fig. 5.21. – L'influence de la glaciation sur l'activité paraglaciaire dans les reliefs escarpés (d'après Eisbacher et Clague, 1984, modifié). Pendant la glaciation (à gauche), les accumulations sédimentaires se concentrent dans les vallées adjacentes au contact du glacier de la vallée principale. Après la déglaciation (à droite), les sédiments fluviaux sont incisés et canalisés pour alimenter les cônes de déjection et les versants subissent des glissements.

Une terrasse fluviale désigne un niveau topographique plan perché au-dessus du lit actuel d'un cours d'eau par l'intermédiaire d'un talus plus ou moins marqué (Arnaud-Fassetta, 2008). De nombreuses études ont utilisé les terrasses fluvioglaciaires pour la reconstitution des rythmes de l'encaissement et de l'alluvionnement en séquences glaciaires et paraglaciaires. Par exemple, ce sont les terrasses des vallées étudiées par Penck et Brükner (1904-1905-1906) qui ont servi de base à l'établissement de la première chronologie des grands cycles glaciaires et interglaciaires du Quaternaire, aujourd'hui complètement remise en cause. Pour eux, les phases interglaciaires étaient des phases d'incision et les glaciaires des phases d'accumulation sédimentaire. Les terrasses étudiées dans les Pré-Pyrénées par Goron (1941) se raccordent aux moraines terminales dont elles sont partiellement issues. La formation de chaque niveau alluvial correspond à une extension glaciaire ou à des stationnements prolongés des glaciers ayant pour effet de surcharger les rivières d'alluvion et par conséquent de réduire leur capacité de transport et d'érosion. En revanche, la reprise du creusement, la sculpture du talus et chaque terrasse et le nivellement de la surface de base de la terrasse immédiatement inférieure coïncident avec la phase de déglaciation, donc avec la séquence paraglaciaire. Dans ce cas de figure, les terrasses n'ont pas été interprétées comme des réponses à des pulsations eustatiques ou orogéniques. L'absence de ces paliers d'érosion dans les vallées secondaires non englacées étant l'argument en faveur de cette absence de corrélation. En revanche, les travaux conduits en Pologne par Jahn (1956) montrent au contraire que les interglaciaires chauds correspondent à des phases de sédimentation, de même que les phases de glaciation, mais que ce sont les phases intermédiaires qui sont des séquences d'incision. Frye (1961) a synthétisé toutes les hypothèses dans les relations entre le cycle glaciaire et la mise en place des terrasses et montré qu'elles étaient toutes plausibles :
1 – Les terrasses se mettent en place à la fois pendant les séquences glaciaires et interglaciaires, séquences séparées par une phase d'érosion.
2 – Les terrasses se déposent pendant la séquence glaciaire et la séquence interglaciaire est une phase d'érosion.
3 – Les dépôts de terrasses de fin d'interglaciaire et de début de séquence glaciaire sont séparés par des séquences d'incision en fin de glaciation et début de déglaciation.
4 – Les dépôts de terrasses de fin de séquence glaciaire et de déglaciation sont séparés par des incisions de début de glaciation.
5 – Les dépôts mineurs correspondent au début des séquences glaciaires alors que les dépôts majeurs sont mis en place lors des séquences de fin de glaciation. Ils sont séparés par des séquences d'incision en phase glaciaire.
6 – Les dépôts de terrasses de fin de séquence glaciaire et de début de séquence de déglaciation sont suivis par des phases interglaciaires d'équilibre et séparés par des phases d'érosion de début de phase glaciaire.

Les travaux de Fort sur les terrasses du Népal ont montré que la succession des phases de dissection et de remblaiements correspondait à une prédominance de l'érosion sur la sédimentation. Les phases d'accumulation sont plus courtes que les phases d'encaissement. Les fluctuations climatiques ne jouent qu'un rôle subordonné dans l'évolution des terrasses par rapport à l'influence majeure jouée par le soulèvement de la chaîne himalayenne. Cependant, si la phase de creusement traduit une capacité de dissection des rivières supérieure à la vitesse de surrection des reliefs bordiers, elle s'explique par la présence dans les parties amont des bassins-versants de surfaces englacées susceptibles de fournir aux rivières des débits et des charges soutenues (Fort, 1984, 1993 ; Fort *et al.*, 1982).
Récemment, les travaux de Wilkie et Clague (2009) dans la vallée de la Nostetuko en Colombie-Britannique ont bien mis en relation les phases d'aggradation fluviale avec les séquences d'avancées des glaciers dans la partie amont du bassin-versant, et les phases d'incision avec les moments où les

glaciers avaient une extension spatiale réduite. Ainsi, contrairement au modèle paraglaciaire développé par Church et Ryder (1972) et confirmé notamment par les travaux de Church et Slaymaker (1989), montrant que les taux de production sédimentaire sont plus importants au cours du retrait glaciaire et décroissent ensuite, cette étude montre que cela ne fonctionne pas pour les petits bassins-versants et surtout pour les échelles de temps courts, décennales ou centennales. Selon Maizels (1979), au cours des avancées glaciaires dans les vallées alpines, l'incision initiale s'explique par l'accroissement de la compétence des débits liquides, rapidement suivie par une aggradation lorsque les flux solides s'accroissent. À partir d'analyses géomorphologiques et dendrochronologiques menées dans les Alpes du Sud, Sivian et Miramont (2008) aboutissent à la distinction de deux périodes principales dans l'évolution postglaciaire des vallons. Après une tendance à l'incision linéaire au début du Tardiglaciaire (avant 15 000 cal BP), les torrents connaissent, pendant la première partie du Postglaciaire (de 14 500 à 6 500 cal BP), une longue période de sédimentation alluviale caractérisée par la formation de puissants remblaiements de fond de vallon. Puis, à partir de 6 500 cal BP, la sédimentation s'arrête et une phase d'incision majeure se développe.

Fig. 5.22. – Terrasses consécutives à l'encaissement du réseau hydrographique des drains alimentés par la fonte et le recul de l'austre Lovénbreen, presqu'île de Brøgger, Spitsberg, 78°55'N, 12°E (© D. Mercier, juillet 2002).

Fig. 5.23. – Encaissement du réseau hydrographique et formation de terrasses postglaciaires dans la vallée de l'Achnasheen, Highlands d'Écosse, 57°30'N, 6°30'W (© D. Mercier, 16 juillet 1990).

Une partie de ces transports sédimentaires est interceptée par des dépressions lacustres avant même d'arriver au niveau de base. L'analyse des dépôts lacustres permet de calculer des taux de sédimentation et des changements de faciès qui sont largement influencés par les apports paraglaciaires massifs au moment du retrait glaciaire et déclinant par la suite (Ballantyne, 2002a ; Fort *et al.*, 1989 ; Langdon *et al.*, 2010 ; Mercier 2001b, Slaymaker *et al.*, 2003). Ces dépôts lacustres constituent souvent eux-mêmes une source potentielle pour la recharge des transports solides dans les bassins-versants longtemps après la déglaciation et prolongent l'activité paraglaciaire de transfert de sédiments sur toute la durée de l'Holocène.

Les sandurs, mot islandais signifiant sable, correspondent à de vastes plaines d'épandage fluvioglaciaires (*outwash plains*). Ils se construisent principalement lors des phases où les fronts glaciaires sont stationnaires, puis lors des phases de retrait (fig. 5 .24.). Ce sont par conséquent des formes d'accumulation les plus vastes dont l'extension spatiale, longitudinale et verticale, s'effectue essentiellement lors des séquences paraglaciaires (Bodéré, 1985 ; Mercier, 2001b).

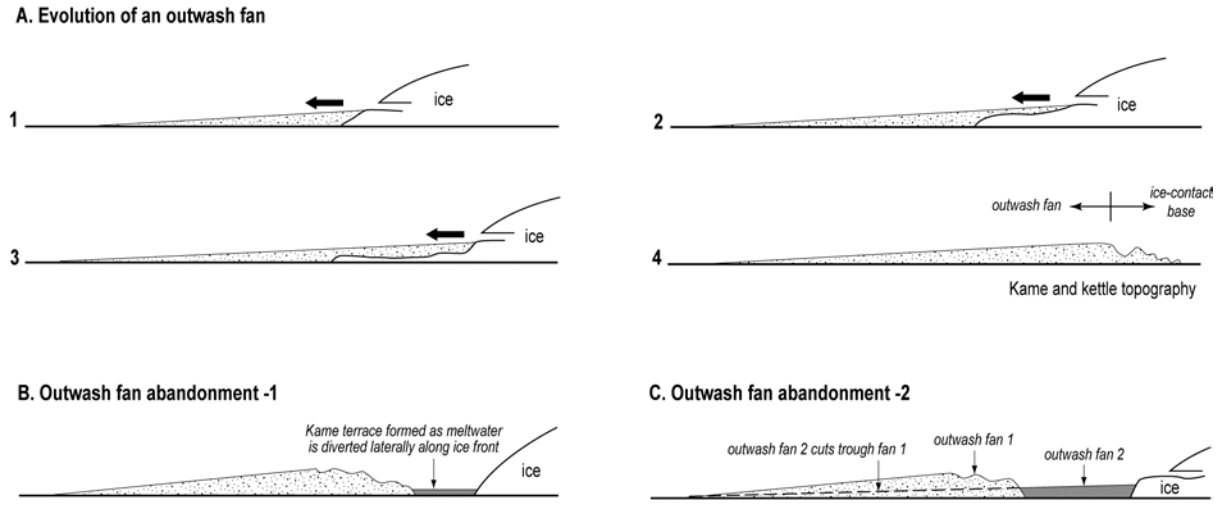


Fig. 5.24. - Formation des sandurs lors d'une séquence paraglaciaire (d'après Bennett et Glasser, 1996).

Les processus de fonte opèrent un tri des matériaux en fonction de la charge et de la compétence du ruissellement. Du point de vue sédimentaire, les sandurs, comme les autres cônes de déjection de moindre taille, présentent un granoclassement longitudinal décroissant de l'apex à la partie distale. Les marges des glaciers en retrait enregistrent donc des formes majeures tels les sandurs, mais voient aussi se mettre en place des formes mineures relevant du lavage, du tri et de l'éluviation des sédiments. Dans le Jotunheimen en Norvège, Matthews *et al.* (1998) ont montré par exemple que les paramètres de contrôle (matériel non consolidé, présence de matériel fin saturé, absence de végétation) sur les marges du Styggedalsbreen, en recul depuis les années 1930, sont favorables à l'édification rapide, en quelques années seulement, de formes périglaciaires mineures comme certains sols structurés (sols striés, lobes de solifluction, blocs laboureurs…). Ils écrivent même « *formation and stabilization of periglacial patterned ground at Styggedalsbreen clearly involves non-glacial processes directly conditioned by the earlier presence of glaciers and therefore may be considered paraglacial* » (p. 162).

3. - Les formes littorales paraglaciaires

En fin de course, toutes ces dynamiques paraglaciaires s'achèvent sur les littoraux et dans la sédimentation *offshore*. Les côtes affectées directement par la sédimentation continentale paraglaciaire ont été qualifiées de « *côtes paraglaciaires* » dans une synthèse remarquable (Forbes et Syvitski, 1994). Ces auteurs définissent ainsi les côtes paraglaciaires : « *those on or adjacent to formerly glaciated terrain, where glacially excavated landforms or glacigenic sediments have a recognisable influence on the character and evolution of the coast and nearshore deposits* ». D'un point de vue sédimentologique, les côtes paraglaciaires se singularisent par la présence d'un très large spectre granulométrique allant des blocs erratiques aux dépôts les plus fins d'origine glaciolacustre (Orford *et al.*, 2002). Les rebonds glacio-isostatiques et les manifestations glacio-eustatiques ne sont pas considérés comme des processus paraglaciaires par certains auteurs (Forbes et Syvitski, 1994, Ballantyne, 2002a) alors qu'un auteur comme Hétu (2004, p. 203) propose d'utiliser l'expression de « *sismicité paraglaciaire* » pour désigner les effets de la remontée glacio-isostatique des continents après le départ des glaciers. Quoi qu'il en soit, ces mouvements crustaux verticaux ont une influence directe sur les processus authentiquement paraglaciaires comme l'incision des vallées et les dépôts deltaïques.

Les côtes paraglaciaires sont essentiellement les littoraux deltaïques progradants et les cordons littoraux de grande envergure, nommés îles barrières (*barrier coasts* ou *barrier islands*). Ce sont des accumulations détachées de la côte sauf aux extrémités, entrecoupées de passes ou de goulets de marée et délimitant ainsi des lagunes, très fréquentes sur les littoraux septentrionaux ayant été englacés. Elles doivent ainsi l'essentiel de leur évolution à la remobilisation par les courants et les vagues des sédiments paraglaciaires primaires déposés sur les marges glaciaires et fluvioglaciaires (Ruz *et al.*, 1992). Cependant, les littoraux paraglaciaires doivent également leur dynamique actuelle aux apports sédimentaires en provenance des rivières drainant les bassins-versants en voie de déglaciation.

Dans les secteurs émergés, ce sont les littoraux accolés aux sandurs qui représentent les principales zones d'accumulation sédimentaire paraglaciaire avec une tendance lourde à la progradation sur leurs marges (fig. 5.25.), en lien avec les transferts sédimentaires continentaux et les mobilités des réseaux hydrographiques et les jökulhlaups en Islande et au Spitsberg notamment (Héquette, 1986 ; Héquette et Ruz, 1990 ; Mercier, 2001b ; Mercier et Laffly, 2005), mais aussi sur les littoraux canadiens et russes (Kaplin, 1995 ; Are *et al.*, 2002 ; Peterson *et al.*, 2002).

Figure 5.25. – Progradation d'un littoral meuble au Spitsberg en aval d'un petit fleuve côtier au nord du Kongsfjorden, Svalbard, 79°N, 12°E. Le panache sédimentaire turbide qui débouche dans le fjord est composé essentiellement de grès rouges (© D. Mercier, 27 juillet 2004).

Les systèmes littoraux paraglaciaires à barrières ont fait l'objet de nombreuses études et d'une classification par FitzGerald et Van Heteren (1999) à partir des côtes de la Nouvelle-Angleterre. Cette typologie repose sur deux principaux paramètres : un facteur morphologique de compartimentation représentant le degré d'isolement, de segmentation et un second facteur dynamique regroupant l'action dominante des vagues et des marées. Par ailleurs, certains littoraux à barrières dérivent des littoraux à drumlins.

4. - Les formes liées aux accumulations *offshore* paraglaciaires

Les événements de Heinrich, qui ont largement perturbé le climat notamment européen, sont associés à une sédimentation *offshore* et sont l'illustration de la dynamique paraglaciaire à l'échelle de tout l'Atlantique nord (Dowdeswell et Cofaigh, 2002).
Dans les régions de hautes latitudes, les fjords, avec leur surcreusement, représentent l'essentiel des zones de stockage sédimentaire paraglaciaire holocène. Les épaisseurs sédimentaires vont jusqu'à plus de 300 m dans le Sognefjord en Norvège, 200 m dans les fjords de l'île de Baffin au Canada (Gilbert, 1985).
Les principaux éléments de la sédimentation paraglaciaire dans les fjords sont résumés par la figure 5.26.

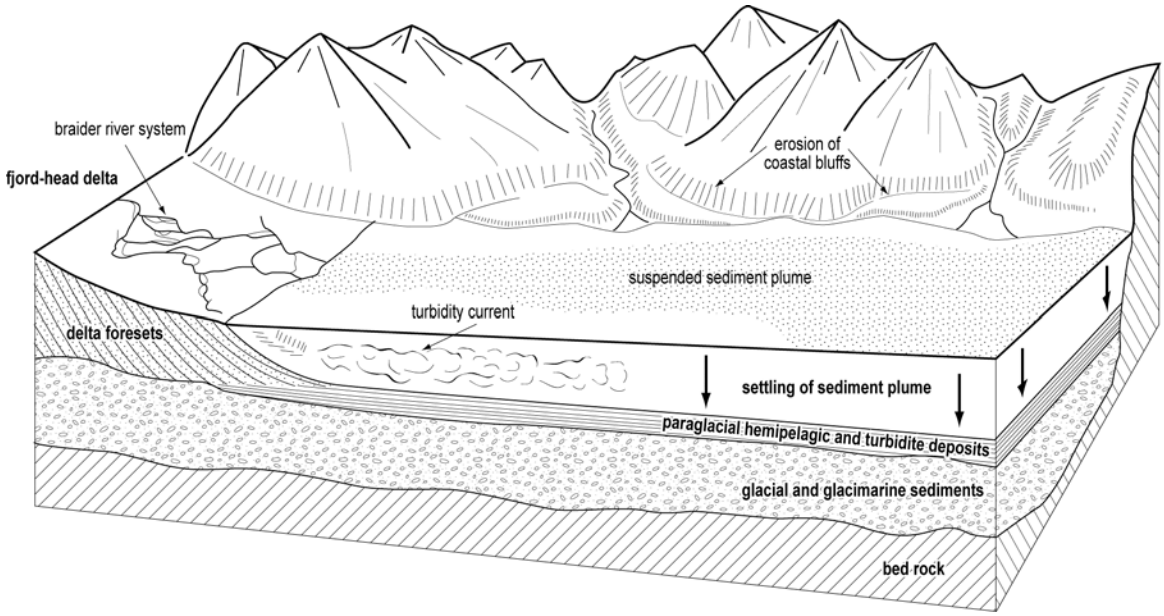


Fig. 5.26. - Sédimentation paraglaciaire dans les fjords (d'après Ballantyne, 2002a, modifié)

Sur la marge atlantique occidentale dans le golfe du Maine, les deltas sous-marins fossiles, identifiés par sismique réflection à des profondeurs allant de - 20 à - 60 m par Belknap *et al.* (2005), se sont mis en place pendant une séquence de déglaciation et qualifiés de paraglaciaires. Il en est de même pour le cône étudié par Friele *et al.* (1999), dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, et localisé entre 48 et 26 m sous le niveau marin actuel. En Alaska, Meigs *et al.* (2006) ont montré l'accroissement de la sédimentation deltaïque dans le fjord Taan consécutivement au retrait du glacier Tyndall depuis 1983. Cette sédimentation paraglaciaire est à mettre en relation avec des taux d'érosion importants de 50 $mm.an^{-1}$ dans les bassins-versants contributeurs. Les travaux d'Ottesen *et al.* (2005 a et b) et de Rise *et al.* (2005) sur les parties immergées du bourrelet scandinave apportent des informations sur la dynamique d'abrasion et de sédimentation au cours des trois derniers millions d'années et par conséquent sur les séquences glaciaires et paraglaciaires du Pléistocène ayant affecté l'ensemble des bassins-versants. Ils montrent que plus de 1 000 m d'épaisseur de sédiments se sont accumulés sur la plate-forme continentale en provenance de l'est sur une distance de 150 km. Environ 100 000 km^3 de sédiments se sont déposés dans un secteur de 160 000 km^2, compris entre 64° et 68°N au large de la Norvège au cours de cette période. Cela donne une idée de l'érosion moyenne de l'ordre de 500 m de dénudation pour l'ensemble de la surface des bassins-versants contributaires.

5. - Le nano-paraglaciaire : approche microscopique

L'échelle microscopique est utilisée depuis longtemps en géomorphologie et le recours à la microscopie électronique à balayage (MEB) est connu de longue date en sédimentologie (Le Ribault, 1977). L'analyse porte généralement sur de petits éléments comme les grains de quartz et permet de caractériser l'origine des sédiments. Il est alors possible de reconnaître l'empreinte glaciaire et préglaciaire sur les éléments extraits des forages effectués sur la plate-forme continentale (Strand *et al.*, 2003). La reconstitution de l'environnement sédimentaire et les modes de transport sont également identifiables comme pour les loess éoliens (Kenig, 2006), les processus fluviatiles (Helland *et al.*, 1997 ; Smith *et al.*, 2002), glaciaires (Fort, 1979 ; Kenig, 1980 ; Helland, 1997 ; Górska, 1998), ou périglaciaires (Kowalkowski, 1984). D'autres auteurs ont également utilisé la microscopie électronique à balayage pour cette fois, à partir de fragments de roches, analyser et évaluer les vitesses et les figures de météorisation postglaciaire des affleurements, comme en Islande avec les travaux d'Étienne (2002, 2004), ou déterminer les caractéristiques de l'abrasion glaciaire (Bossière et Sellier, 1993 ; Sellier et Bossière, 1993 ; Sellier, 2002 ; Van Hoesen et Orndorff, 2004 ; Rose et Hart, 2008).

La problématique scientifique de cette approche est de pouvoir identifier une signature microscopique paraglaciaire. À partir de dépôts identifiés comme ayant subi une séquence paraglaciaire, quels sont les indices morphoscopiques attribuables à cette dynamique de remaniement ?
Nous avons utilisé cette méthode sur des échantillons de quartz en provenance des marges glaciaires du Conwaybreen et du midre Lovénbreen au Svalbard. Les observations ont été réalisées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (JEOL JSM 5800LV). Les échantillons ont été placés sous vide d'air et recouverts d'une fine couche d'or-palladium avant d'être observés au microscope. La composition chimique des éléments a été identifiée par microanalyse à l'aide d'une sonde à dispersion d'énergie (PTS IMIX) à 15 kV. Les grossissements employés sont compris entre x 75 et x 13 000.

Les résultats montrent (fig. 5.27.) que cette méthode est particulièrement performante pour discriminer l'action postglaciaire (paraglaciaire) de l'érosion primaire d'origine glaciaire.
Une première série de figures d'érosion peut être identifiée et attribuée à l'action des processus glaciaires (fig. 5.27. a, b). Le broyage glaciaire et l'abrasion produisent une suite de figures mécaniques parmi lesquelles des gouges concentriques, des cannelures arquées, des striations, des figures conchoïdales d'écrasement, des fractures linéaires subparallèles, l'abrasion de rebord (Le Ribault, 1977 ; Fort, 1979 ; Sellier et Bossière, 1993 ; Williams et Morgan, 1993; Van Hoesen et Orndorff, 2004).
Une seconde série de figures (fig. 5.27. c à f)., postérieures au dépôt des roches par le glacier, et par conséquent développées en contexte paraglaciaire d'un point de vue à la fois spatial et temporel, a pu être observée et identifiée. L'eau de fusion en provenance des glaciers a pu générer des processus de météorisation à la fois chimique et mécanique. Les marques de processus chimiques sont des formes de dissolution de la silice (cavités et linéaments) et de précipitation (enduit siliceux). Depuis le début de la déglaciation, soit quelques décennies seulement, les actions éoliennes et du gel ont dû être limitées car peu de figures s'apparentant à ces processus ont été observées à la surface des roches étudiées.
Cette méthode d'analyse est très prometteuse pour discriminer, dans les environnements paraglaciaires, les roches et les sédiments qui n'auraient subi que les actions de l'érosion glaciaire et ceux dans lesquels les processus paraglaciaires ont eu le temps de s'exprimer. Elle ouvre des perspectives scientifiques très intéressantes pour la reconstitution des paléo-environnements dans les espaces ayant été englacés. Elle vient d'être utilisée par Curry *et al.* (2009a) pour tenter de distinguer

des sédiments remaniés par des processus paraglaciaires comme les coulées de débris, des sédiments glaciaires en place en aval du glacier du mont Miné, dans le Val d'Hérens, en Suisse.

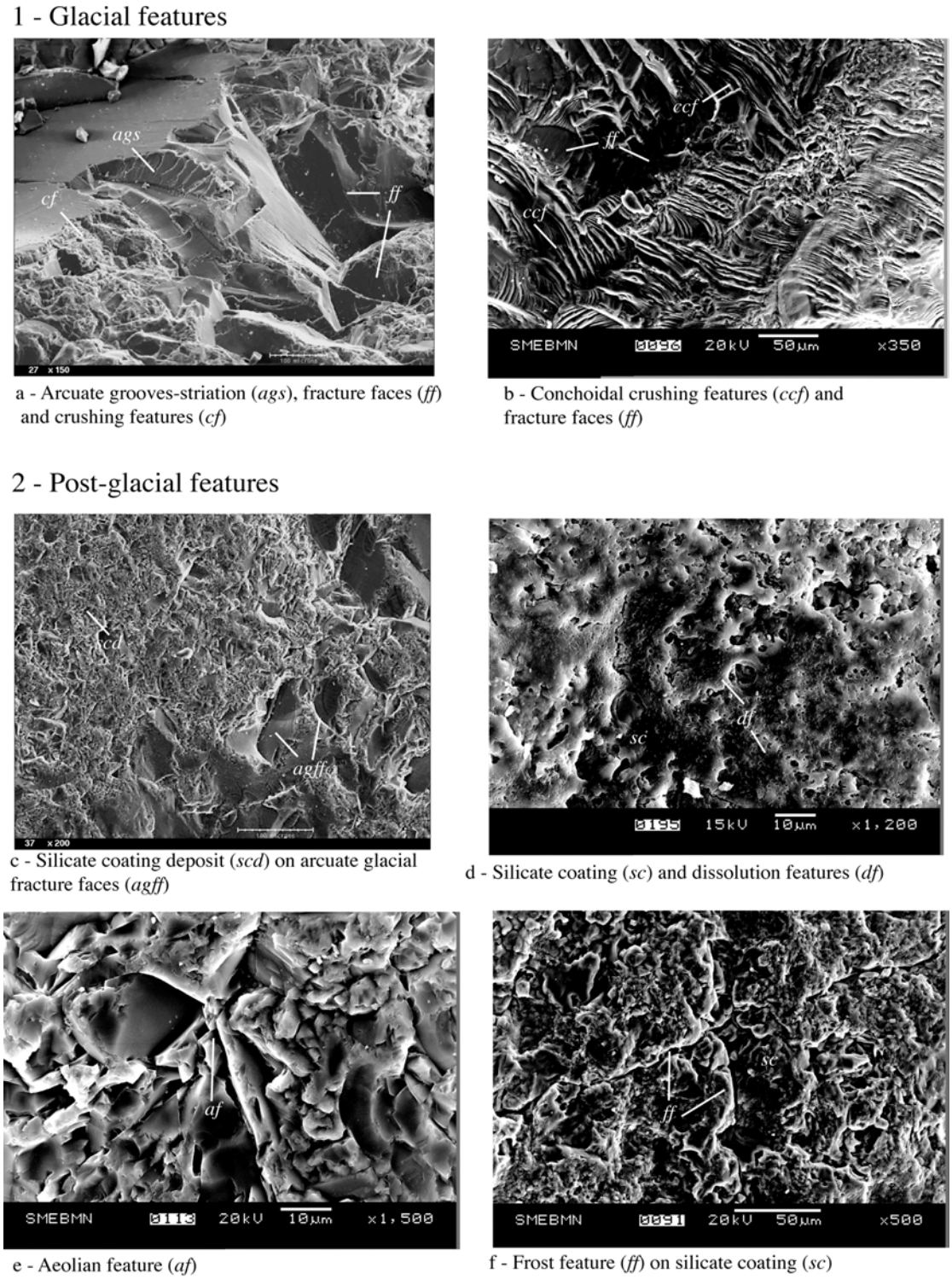


Fig. 5.27. - Photographies prises au MEB de figures glaciaires et post-glaciaires représentatives, Spitsberg.

Les conclusions de cette étude montrent l'impossibilité de discriminer les deux types de dépôts. Cette absence de différence peut venir selon les auteurs de la courte durée et du faible impact des processus paraglaciaires sur des sédiments remaniés sur de petites distances sur des versants. Cependant, il nous semble que la différenciation entre dépôts glaciaires et paraglaciaires peut s'appréhender à l'échelle microscopique dans des environnements, comme les surfaces en marge glaciaire, plus propices à l'expression des processus paraglaciaires en combinant des approches géomorphologiques et sédimentologiques. Dans une analyse sédimentologique au MEB menée sur des échantillons de la vallée de la Buri Gandaki, Fort (1979) souligne la difficulté de distinguer à cette échelle microscopique, l'évolution torrentielle ou fluvio-glaciaire de l'évolution glaciaire. Elle écrit (p. 78) : « *la part respective des actions glaciaires et fluvio-glaciaires a été difficile à mettre en évidence. L'examen exoscopique de nombreux grains montre la coeixtence des deux types de façonnement, qui se sont succédé dans le temps et dans l'espace* ».

Conclusion du chapitre 5

Les formes paraglaciaires correspondent à des modelés d'ablation et d'accumulation remaniant des dépôts primaires ou secondaires issus principalement de la morphogenèse glaciaire antérieure, mais aussi peuvent provenir d'une dynamique paraglaciaire primaire. Ainsi, ces formes se retrouvent dans des environnements morphologiques variés tels les versants, les surfaces, les littoraux, les fonds marins. Les modelés paraglaciaires s'observent à des échelles spatiales dont le spectre scalaire est très large. En effet, les formes paraglaciaires s'observent sur des dizaines, voire des centaines de kilomètres, notamment sur les littoraux paraglaciaires progradants des sections terminales des vastes sandurs islandais. On retrouve ces mêmes grandes formes avec les deltas à l'aval des grands fleuves dont les bassins-versants connaissent aujourd'hui, ou ont connu au Pléistocène et à l'Holocène, des dynamiques paraglaciaires. Elles se localisent également sous forme d'îles-barrières en Nouvelle-Angleterre. Les accumulations paraglaciaires peuvent dépasser plusieurs centaines de mètres d'épaisseur comme dans les fjords. À l'opposé, les formes paraglaciaires peuvent s'observer à l'échelle microscopique et cette approche ouvre des perspectives de recherche prometteuses. Cependant, la majorité des formes paraglaciaires se retrouvent sur les versants et les surfaces à des échelles spatiales métriques, décamétriques et kilométriques. Les formes d'accumulation bien triées comme les cônes alluviaux ou chaotiques et hétérométriques comme les dépôts corrélatifs de la décohésion paraglaciaire sont les deux formes emblématiques de la dynamique paraglaciaire sur les versants. Dans les lits fluviaux, les formes d'aggradation et d'incision, notamment les terrasses, illustrent toute la logique de remaniement des stocks sédimentaires par les processus paraglaciaires.
Au-delà des environnements morphodynamiques et des échelles spatiales, ce qui unifie les formes paraglaciaires entre elles, quelles que soient leurs tailles, ce sont leurs conditions de mise en place. L'ablation (exemple de la décohésion) ou la sédimentation (exemple des cônes de déjection) enregistrent des vitesses bien plus importantes, pouvant dépasser un facteur 10, les vitesses d'évolution hors séquence paraglaciaire.
Pour synthétiser ces formes paraglaciaires, Ballantyne (2002a) a proposé le tableau suivant (tableau n°4).

Subsystem	Landforms	Sediments	Comments
Rock slope landsystem			
Catastrophic failure	Rockslides	Coarse bouldery debris	
	Rock topples	Coarse bouldery debris	
	Rock avalanches	Coarse bouldery debris	
Rock mass creep	Knicklines		Landforms produced
	Bulging slopes		by large-scale creep of
	Ridge-top graben		rock slopes without
	Bedrock ridges		catastrophic failure
	Antiscarps		
	Crevasse-like fractures		
	Flexural topples		
Rockfall	Talus sheets	Coarse debris over diamict	Intermittent rockfall
	Talus cones	Coarse debris over diamict	Intermittent rockfall
	Protalus rock glaciers	Coarse debris over diamict	Permafrost environments
Drift-mantled slope landsystem			
Erosional	Drift gullies		Erosion of valley-side
	Drift arêtes		drift deposits
	Slump scars		
	Collapsed moraines		May be ice-cored
Depositional	Debris cones	Gravity flow deposits	Crudely stratified diamicts
	Debris flow levées	Gravity flow deposits	Some lateral sorting
	Debris flow lobes	Gravity flow deposits	Some inverse grading
	Snow avalanche tongues	Unsorted debris	
	Miniature fans	Stratified sand and silt	
Glacier foreland landsystems			
Mass movement	Failure scars		
	Soil flows		
	Degraded moraines		Reduced slope gradients
	Degraded bedforms		
	Solifluction lobes		
	Ploughing boulders		
Frost action	Sorted patterned ground	Lateral sorting of sediment	
	Boulder-cored frost boils	Frost-heaved boulders	
Fluvial action and wash	Miniature fans	Stratified sand and silt	
	Eroded till sheets		Incised by running water
	Eluviated till sheets	Downwash of fines	Depletion of silt and clay
Aeolian	Surface stone lags	Loss of surface fines	Depletion of sand and silt
	Truncated moraines		
	Sand sheets	Well-sorted sand	
Alluvial landsystem			
Depositional	Debris cones	Debris-flow deposits	
	Alluvial fans	Debris-flow and fluvial deposits	
	Multi-level fans	Debris-flow and fluvial deposits	
	Valley fills	Fluvial or debris-flow deposits overlying glacigenic deposits	Complex stratigraphy
Erosional	Incised/truncated cones		Incision of cones, fans
	Incised/truncated fans		and valley fills may reflect
	Fan terraces		base level lowering or
	Terraced valley fills		decreased sediment supply
Lacustrine landsystem			
	Lake deltas	Fine-grained foreset beds	
	Lake bottom deposits	Terrestrial debris-flow deposits	Normally graded
		Subaqueous debris-flow deposits	Normally graded
		Rhythmitic bottom sediments	Fine sand, silt and clay
Coastal landsystems			
Fjord subsystem	Fjord-head deltas	Foreset and topset beds	Variable sediment texture
	Side-entry deltas	Foreset and topset beds	Variable sediment texture

	Prodelta barrier structures	Sand or gravel	Bars, spits and beach ridges
	Delta front failure scars		
	Fjord bottom channels		Turbidity current channels
	Fjord bottom deposits	Turbidites and fine-grained hemipelagic sediments	
	Eroded delta fronts		Falling sea level
	Fjord-margin bluffs		Rising sea level
Barrier coast subsystem	Barrier beaches	Sand, sand-gravel, gravel	
	Spits	Sand, sand-gravel, gravel	
	Barrier islands	Sand, sand-gravel, gravel	Often breached spits
	Baymouth bars	Sand, sand-gravel, gravel	
	Back-barrier sediments	Mudflats, saltmarsh	
	Boulder lag deposits	Large boulders	Erosion of bouldery till
	Boulder shoals	Large boulders	Drowned boulder lags
	Eroded drumlins		Rising sea-level
	Drumlin tombolos	Sand, sand-gravel, gravel	Linking eroded drumlins
Shelf subsystem	Deltas	Predominantly sand	
	Prodeltaic muds	Sand, silt and clayey silt	Turbidites and hemipelagic
	Bottom sediments	Sand, silt and clayey silt	Fining offshore
	Submarine slumps	Sand, silt and clayey silt	Remobilised sediment

Tableau 4 - Synthèse des formes paraglaciaires selon les sous-systèmes par Ballantyne (2002a).

Chapitre 6

Le rôle de la séquence paraglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires et périglaciaires

« *Malgré le rôle évident joué par la gélifraction en milieu périglaciaire, il est clair qu'il est loin d'être le seul processus en cause. Les chutes de pierres ont des causes multiples et rien ne permet d'affirmer que le gel tient partout le premier rôle, en particulier sur le long terme. Il se peut en effet que les talus d'éboulis que nous avons sous les yeux actuellement aient connu dans le passé des phases d'éboulisation accélérée (paraglaciaires, sismiques, fonte du pergélisol) qui n'ont rien à voir avec les taux de recul mesurés actuellement* ».

B. Hétu (2004, p. 205)

Les formes du relief, les dépôts et les processus des milieux froids ont longtemps été expliqués par la géomorphologie glaciaire et périglaciaire.

Parmi les formes habituellement présentées comme glaciaires dans la littérature scientifique sur les milieux froids, quelles sont celles pour qui la séquence paraglaciaire et les processus associés ont joué une place prépondérante dans leur genèse et/ou leur évolution ? Ainsi, nous nous proposons de revisiter ici les formes emblématiques de la dynamique glaciaire, comme les cirques, les vallées en auge et les fjords pour les formes d'ablation, et les moraines, les kames, les eskers, les drumlins pour les formes d'accumulation. L'importance des dynamiques paraglaciaires de décohésion des parois rocheuses nécessite leur prise en compte dans les schémas explicatifs de la genèse et le façonnement de formes associées jusqu'à présent au seul travail des glaciers comme les cirques, les auges et les fjords… De même, les processus paraglaciaires de fonte et de remobilisation des sédiments peuvent être à l'origine de formes d'accumulation attribuées jusque-là au seul travail des glaciers.

Par ailleurs, les formes périglaciaires s'expliquent par des processus impliquant les alternances de gel et de dégel dans les roches et les sols. Aussi, de très nombreux modelés d'accumulation comme les éboulis, ou les sols structurés (cercles de pierres, sols striés…) représentent les formes emblématiques de ces environnements froids de haute montagne ou des hautes latitudes, étudiés de par le monde depuis plus d'un siècle.
Depuis quelques décennies, la géomorphologie périglaciaire est passée de l'analyse des formes à celle des processus opérant dans ces environnemens froids. La vitesse des processus, leur efficacité dans les transferts sédimentaires, leur emprise spatiale, l'espérance de vie des formes, nombreux sont les aspects abordés dans le cadre d'une relecture et d'une réévaluation de la hiérarchie des processus périglaciaires (Thorn, 1988, 1992 ; Hall, 1995, 1998a et b ; Hall et André, 2001, 2003 ; André, 1999, 2001, 2003, 2009 ; Mercier, 1998a, 1999, 2002, 2003a ; Étienne, 2003, 2004 ; Étienne et André, 2003). L'efficacité relative des processus de gel-dégel dans la production et les transferts sédimentaires, au regard de celle des processus azonaux comme le ruissellement, notamment dans des contextes de déglaciation, est une preuve majeure pour la réévaluation de la hiérarchie des processus opérant dans les milieux froids.

Sans reprendre l'ensemble des formes périglaciaires, qui pour certaines non pas de raison objective d'être réexaminées, on peut se demander s'il existe des formes associées jusqu'à présent aux phénomènes périglaciaires qui peuvent être attribuées aux processus paraglaciaires. En particulier, les formes d'accumulation de pied de versants comme les tabliers, les cônes et les glaciers rocheux sont-elles uniquement le fruit de ces processus mécaniques associés au gel-dégel, ou doivent-elles quelque chose à la dynamique paraglaciaire ?

1. – Les formes majeures d'évidement : glaciaires ou paraglaciaires ?

L'implication de la dynamique paraglaciaire de décohésion dans la formation et l'évolution des parois des cirques, des vallées en auge et des fjords, fait l'objet de débats. Pour certains auteurs, le poids de la décohésion paraglaciaire permettrait d'expliquer l'évolution rapide des cirques glaciaires et des vallées en auge, pour lesquelles les séquences paraglaciaires auraient autant d'importance que les séquences glaciaires (Augustinus, 1995a). En effet, les seules actions de la glace des glaciers ne justifient pas les volumes évidés. Le mouvement de la glace comporte une déformation, sous l'action de la composante de cisaillement, elle-même dépendante de son propre poids, de la pente du lit rocheux et de sa rugosité, avec une rapide diminution des vitesses vers la base, et un glissement sur le fond du lit variable en terme de vitesse et de séquences temporelles. L'efficacité de l'ablation glaciaire dépend principalement de la température de sa base. Les processus tels que le *quarrying* (excavation) semblent dans l'impossibilité mécanique, sous l'action du seul cisaillement, d'arracher des blocs à la roche saine, puisque la glace ne peut transmettre aucune contrainte dépassant 2 kg.cm^{-2}, inférieure de 50 à 100 fois à celle qui est nécessaire pour rompre du granite en laboratoire (Birot, 1968). Par ailleurs, dans la littérature, les taux d'érosion uniquement glaciaires sont peu nombreux et la quantification souvent difficile à obtenir (Mercier, 1993 ; Stroeven et Swift, 2008). Delmas *et al.* (2009), puis Delmas (2009), ont réalisé un travail de synthèse de la dénudation en contexte glaciaire (fig. 6.1.). La confrontation des méthodes et des résultats de 400 valeurs recensées est riche d'enseignements.

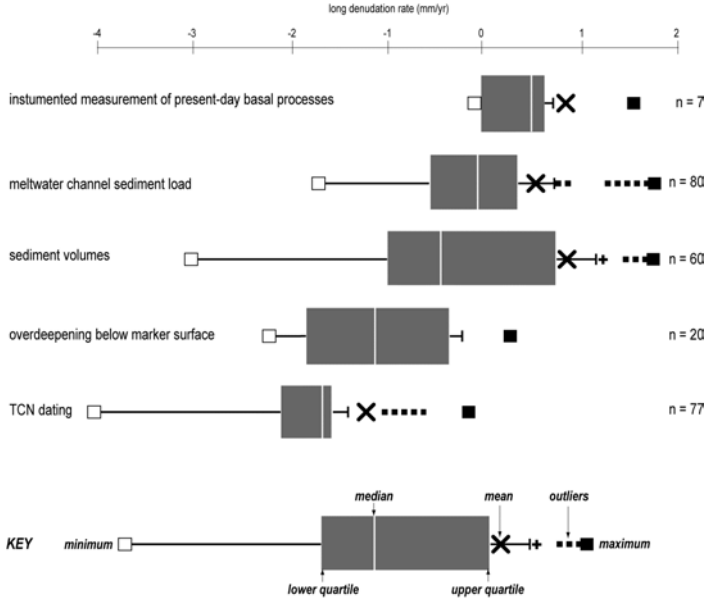


Fig. 6.1. – Variabilité de la dénudation quantifiée en contexte glaciaire selon différentes méthodes (d'après Delmas et al.*, 2009, modifié).*

La méthode de quantification des flux sédimentaires en transit dans les torrents proglaciaires, exprimés en m^3 par an et rapportés à la superficie des bassins-versants, montre une grande hétérogénéité des valeurs (0,019 à 60,07 $mm.an^{-1}$) avec une médiane à 0,8 $mm.an^{-1}$. Cette méthode exprime une dénudation globale et une quantification d'un flux, donc de ce qui est mobilisable par les drains d'écoulement, avec une compétence et une charge limitées. Elle n'est pas représentative de la seule érosion glaciaire.
Les quantifications reposant sur une approche volumique se sont fondées sur la dénudation glaciaire et sur les taux de recul des parois rocheuses. La première méthode utilise des pièges sédimentaires (dépressions lacustres, fjords…) ou des accumulations (moraines…) et donne des taux entre 10^{-3} et 10 $mm.an^{-1}$. La seconde méthode cherche à quantifier le recul des parois en évaluant les dépôts de pied de versants (éboulis, glaciers rocheux, cordons morainiques de glaciers de cirques dominés par de grands versants supraglaciaires). Les résultats sont très hétérogènes, de 0,001 à 15 $mm.an^{-1}$, avec les valeurs les plus fréquentes comprises entre 0,1 et 4,5 $mm.an^{-1}$.
La méthode de quantification des volumes mis en creux utilise des repères qui servent de surface de référence (vestige de surface d'aplanissement, tors, altérites pré-glaciaires, dont on retrouve une recension dans Goodfellow, 2007) et donne une fourchette de 0,006 à 2 $mm.an^{-1}$.
Une autre méthode consiste à utiliser la concentration de cosmonucléide produit *in situ* comme un outil de quantification de la dénudation subie par une surface rocheuse sur la très longue durée. Elle donne des chiffres compris entre 10^{-4} et 10^{-1} $mm.an^{-1}$.

Aussi, est-il tentant de faire appel à d'autres processus que la seule ablation glaciaire pour comprendre la mise en place des grandes formes en creux que sont les cirques, les vallées en auge et les fjords.

1.1. – Les cirques

Un cirque désigne « une dépression ouverte vers l'aval cernée ailleurs par des parois raides qui offrent un dispositif arqué » (Evans, 1974 ; fig. 6.2, 6.3.). Classiquement, les cirques glaciaires sont expliqués par l'accroissement d'une petite dépression peu profonde par des processus de nivation, d'une intense activité de gel-dégel, de météorisation chimique, de fluage de la neige, du ruissellement, de la solifluxion…, puis cette dépression suffisamment élargie par rapport à son environnement, peut recevoir de la neige, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, pour ensuite se transformer en glace, qui prend le relais et érode le lit rocheux par délogement et abrasion, plus ou moins aidé par les eaux de fonte (Benn et Evans, 1998). Le débat ancien oppose les tenants de l'érosion glaciaire tenue pour responsable de l'abaissement du plancher par abrasion, *plucking* et travail des eaux sous-glaciaires pour les glaciers à base tempérée, d'une part, et les tenants du recul des parois supraglaciaires par des processus périglaciaires de gélifraction notamment, d'autre part (Evans, 2008). Dans ce débat binaire, *down wearing* (glaciaire) *versus back wearing* (périglaciaire), il est utile d'insérer la séquence paraglaciaire de décohésion des parois.
Pour Brook *et al.* (2006), les cirques glaciaires s'allongent plus vite (0,44 $mm.an^{-1}$) par recul de la paroi (*headwall retreat*), que ne se creuse leur lit rocheux (*downcutting*), (0,29 $mm.an^{-1}$). Pour Heimsath et McGlynn (2008), l'érosion de parois supraglaciaires sur la face septentrionale de l'Annapurna est de $0,42 \pm 0,16$ $mm.an^{-1}$, pour l'abaissement vertical, et de $1,2 \pm 0,5$ $mm.an^{-1}$, pour le retrait horizontal. Pour Koppes et Hallet (2006), l'érosion glaciaire pour le glacier Tyndall en Alaska est estimée à 28 ± 5 $mm.an^{-1}$ pour la période 1962-1999 et à 9 ± 2 $mm.an^{-1}$ sur le long terme.
Il y a un siècle, De Martonne (1910, 1911) insiste sur la filiation entre bassin torrentiel et cirque glaciaire, les glaciers s'inscrivant dans des espaces propices à leur expression morphologique. Les

facteurs structuraux apparaissent comme prépondérants dans la répartition des cirques glaciaires aux côtés des facteurs climatiques aux échelles régionales et locales (Godard, 1965 ; Evans, 1974 ; Veyret, 1981 ; Sellier, 2002). Pour Etlicher (1986), l'orientation des cirques glaciaires du Forez est celle des accidents structuraux majeurs. Il écrit même page 155 : « *si l'orientation des formes élémentaires peut être considérée comme un assez bon indicateur des conditions paléoclimatiques, leur développement en formes majeures exigent que les conditions structurales soient favorables. Aussi paradoxalement, l'interprétation du diagramme des cirques glaciaires dans une perspective paléoclimatique se révèle plus délicate que celui des niches* ». Pour certains, les reliefs préglaciaires, notamment les dispositifs étagés, jouent le rôle principal dans l'explication de la répartition spatiale des cirques (Huguet, 2007, 2008). Les reliefs préglaciaires déjà très différenciés topographiquement facilitent d'autant la dynamique glaciaire. Par ailleurs, dès les années 1970, des travaux en Afrique du Sud ont montré que des formes qualifiées de cirques peuvent se creuser sans faire appel à des processus glaciaires, dans la mesure où ces formes en creux se localisent dans des espaces n'ayant jamais été englacés (Sparrow, 1974).

Pour Galibert (1965), l'augmentation de l'épaisseur du glacier à l'aplomb des versants supra-glaciaires, explique l'abrasion accrue lors des phénomènes de détente, dès que la paroi est déglacée. Les glaciers transportent ensuite ces masses rocheuses, permettant ainsi aux versants de reculer parallèlement à eux-mêmes. Plus récemment, Turnbull et Davies (2006) ont bien démontré que les cirques de Nouvelle-Zélande avaient pour origine des mouvements de masse et des grands glissements (*rock avalanches*, avalanches rocheuses, *deep-seated rock slope failures*…). Ces processus non glaciaires créent des dépressions qui sont ensuite susceptibles de recevoir suffisamment de neige pour se transformer en glace, qui à son tour, modifie plus ou moins la dépression initiale. Ainsi, ces cirques sont à l'origine des glaciers et non l'inverse. Ils montrent même que les taux d'érosion nécessaire à l'agrandissement des cirques par des glaciers peuvent être bas. Ce postulat évite tout problème de temps minimum pour le développement de grands cirques par l'érosion glaciaire, ce qui par ailleurs a des implications fondamentales pour les reconstitutions paléoclimatiques. En effet, en partant des données existantes dans la littérature, Turnbull et Davies (2006) montrent qu'il faut un million d'années pour qu'un cirque passe du stade initial avec une petite dépression de 20 m d'épaisseur à un cirque de 300 m de profondeur, pour un taux d'érosion moyen de 0,3 $mm.an^{-1}$. La seule durée des périodes froides du Pléistocène n'est donc pas suffisante pour comprendre l'abondance et la dimension des cirques. En revanche, si les glaciers occupent des dépressions mises en place par des mouvements de masse, le problème de l'efficacité de l'érosion glaciaire est résolu, de même que celui de la durée de mise en place, de la répartition spatiale et de la diversité des formes de cirques. Si les mouvements de masse initiaux peuvent être attribués à des processus sismiques de magnitude supérieure à 7 dans des régions de forte activité tectonique comme la Nouvelle-Zélande (Turnbull et Davies, 2006), les processus de détente paraglaciaires, peuvent ensuite être sollicités pour comprendre le recul des parois, comme en Islande (Whalley *et al.*, 1983). De plus, dans les régions de marges passives, normalement dépourvues de secousses sismiques, comme en Scandinavie ou en Écosse, des mouvements de terrain de magnitude supérieure à 8 ont pu être initiés par le retrait des calottes glaciaires au Pléistocène (Davenport *et al.*, 1989 ; Firth et Stewart, 2000). Ainsi, les fréquentes glaciations-déglaciations au cours des deux derniers millions d'années ont-ils pu générer des mouvements tectoniques susceptibles de déclencher des mouvements de masse.

Fig. 6.2. – Cirques partiellement englacés du Sherdahfjellet, presqu'île de Brøgger, 78°55'N, 12°E. Les versants du cirque de droite sont tapissés de fragments alors que ceux du cirque de gauche présentent encore des parois dénudées et partiellement drapées de glace du glacier en décrépitude (© D. Mercier, 28 juillet 2004).

Fig. 6.3. – Cirque désenglacé sur le versant septentrional du Ben Arkle, Highlands d'Écosse, 58°22'N, 4°54'W 787 m d'altitude au sommet (© D. Mercier, 14 juillet 1990).

1.2. – Les vallées en auge

Les vallées en auge sont au cœur de débat opposant depuis un siècle les tenants de l'efficacité de l'érosion glaciaire dans le façonnement de la vallée en U (Clague, 1986 ; Braun, 1989 ; Harbor et Warburton, 1992, 1993 ; Clayton, 1996 ; Hallet *et al.*, 1996 ; Kirkbride et Matthews, 1997 ; Montgomery, 2002 ; Koppes et Hallet, 2006) aux partisans de la plus grande efficacité de l'érosion fluviale dans l'évidement de ces grands volumes de relief (Sugden, 1976 ; Lindström, 1988 ; Hicks *et al.*, 1990 ; Hebdon *et al.*, 1997 ; Lidmar-Bergström, 1997 ; Heimsath et McGlynn, 2008 ; Kleman *et al.*, 2008). Dans ce débat sur l'efficacité de l'érosion de ces deux processus, il ne faut pas oublier que les vallées ont connu dans leur histoire, des séquences glaciaires et fluviales, qui se sont succédé à plusieurs reprises et qui ont chacune laissé leur empreinte. Dans ce débat passionnant, mais binaire, il est intéressant d'introduire la séquence paraglaciaire.

Fig. 6.4. – Vallée de la Trongdalen sur la presqu'île de Mitra, Spitsberg nord-occidental, vue vers le nord, 79°12'N, 11°38'E (© D. Mercier, 3 août 1999).

Si l'on reprend la théorie de l'évolution des vallées alpines proposée par Kilian (1906, fig. 6.5.), le travail des glaciers n'est pas responsable de la forme de surcreusement. Les observations de terrain montrent des excavations de plusieurs centaines de mètres pouvant même dépasser les mille mètres qui ne peuvent être expliquées par la seule érosion glaciaire. De plus, la disposition en paliers étagés se retrouve dans des vallées purement torrentielles et indemnes de toute action glaciaire. Selon la théorie de Kilian (1906), l'érosion torrentielle rapide interglaciaire est responsable de l'approfondissement des vallées principales. L'intensité dépend de l'importance des cours d'eau et par conséquent de la taille du bassin de réception des glaciers qui les alimentaient. L'intensité est également déterminée par les variations du niveau de base. Par ailleurs, pendant les phases froides, le façonnement glaciaire, dû au retour du glacier dans la vallée surcreusée et parfois déjà encombrée de produits fluvioglaciaires, se matérialise par le travail des eaux sous-glaciaires. Les vallées latérales, correspondant à des bassins de réception et à des glaciers moins importants, elles ont subi des séquences d'érosion fluviatile (phases a, d, f, g) de moindre importance que la vallée principale.

Pendant les séquences froides, alors que les vallées principales étaient englacées (phases b, e), elles n'ont pu régulariser le gradin de confluence. L'évolution de leur talweg s'est donc trouvée retardé, ce qui explique la présence de ces gradins de confluence. Une fois la vallée principale de nouveau dégagée et abandonnée par la glace, l'érosion régressive s'étend aux vallées latérales en creusant des gorges dans les gradins de confluence.
La figure 6.5. résume les principales étapes de façonnement des vallées, considérées abusivement comme glaciaires, et pour lesquelles les séquences paraglaciaires ont peut-être joué un rôle plus important que les séquences glaciaires.

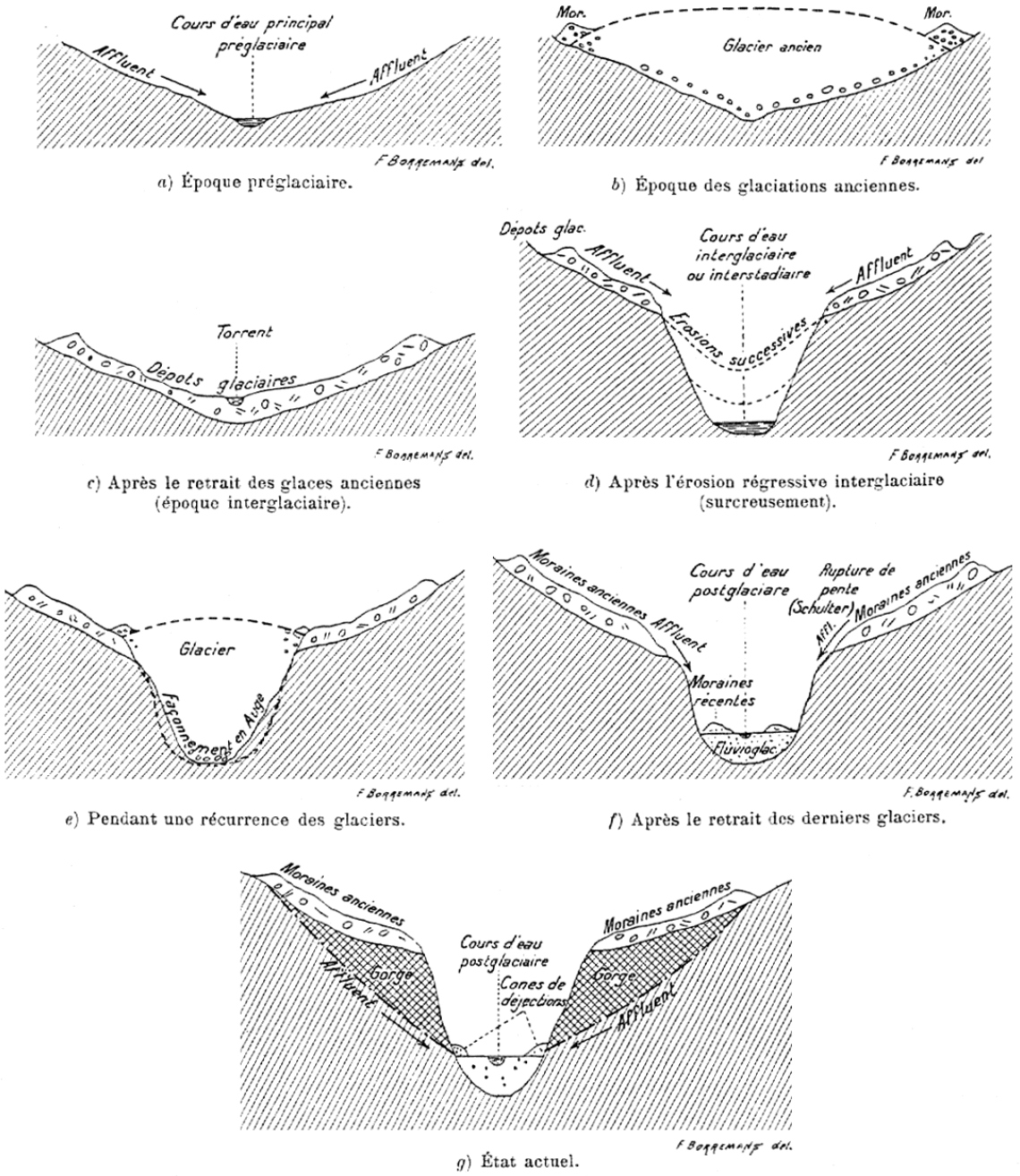
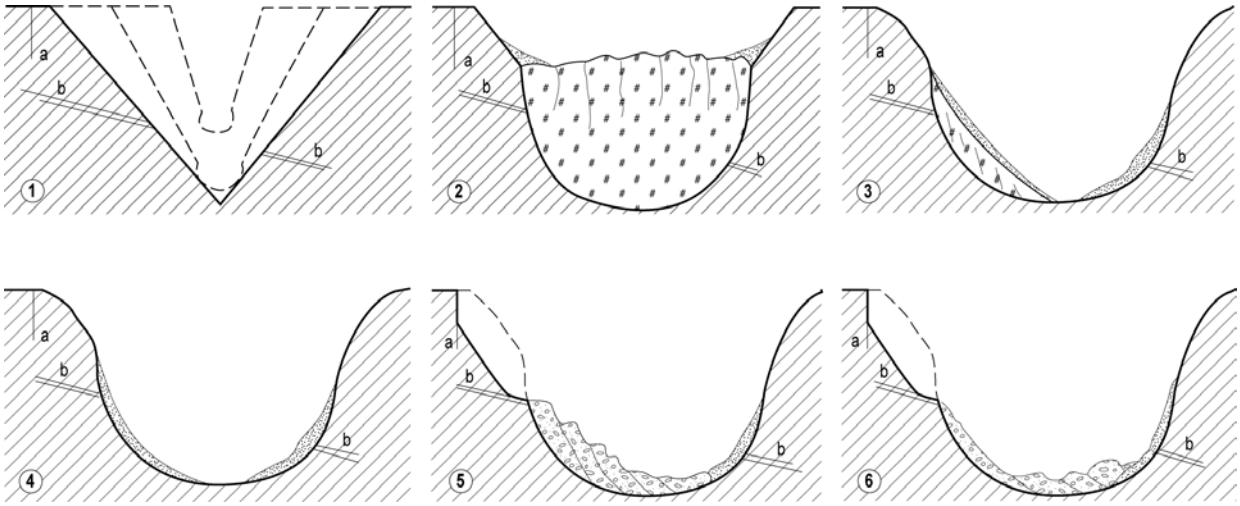


Fig. 6.5. - Théorie de l'évolution des vallées alpines (d'après Kilian, 1906).

Dans un premier temps (fig. 6.5.a), le ruissellement est le principal processus de l'érosion préglaciaire. Le réseau hydrographique hiérarchisé se met en place. L'extension des premiers glaciers (fig. 6.5.b), dans les parties amont et les bassins de réception les plus propices des vallées a pour conséquence la mise en place de dépôts corrélatifs morainiques (fig. 6.5.c). Le retrait des glaciers est suivi d'une séquence paraglaciaire associée à un surcreusement torrentiel, à la formation des gradins de confluence (fig. 6.5.d). Chaque retour des glaciers dans les vallées surcreusées (fig. 6.5.e) participe au façonnement de l'auge et à l'abandon des moraines. Les séquences postglaciaires suivantes voient les formations morainiques plus ou moins démantelées et les formations fluvioglaciaires se mettent en place. Le retrait définitif des glaciers permet le surcreusement des gorges latérales et la mise en place des cônes de déjection (fig. 6.5.g).

L'érosion régressive, associée à la décohésion, non envisagée ici par Kilian (1906) montre comment les formes des vallées dites « en auge », ou « vallées glaciaires », peuvent s'expliquer pour partie par les séquences paraglaciaires.
Dans le même registre, les travaux de Jónsson (1957) soulignent l'importance de cette séquence de déglaciation dans l'évolution des vallées islandaises et notamment de la mise en place des grands glissements (fig. 6.6.)



légende : a : fissure, crevasse ou dyke à proximité de l'escarpement. b : pendage des couches géologiques.

Fig. 6.6. – Tentative d'explication des instabilités de pente et des glissements de terrain (d'après Jónsson, 1957).

Dans une séquence pré-glaciaire (1), le cours d'eau creuse une ravine étroite, qui ensuite s'approfondit et s'élargit pour former une vallée fluviale en V. Au cours de la séquence pléni-glaciaire (2), un glacier remplit la vallée et érode les parois pour donner à la vallée une forme en U. Au début de la déglaciation (3), l'érosion par les glaciers secondaires, perpendiculaires à la vallée principale continue. En revanche, le recul des glaciers principaux permet le placage des dépôts glaciaires de chaque côté de la vallée. Lorsque les glaciers principaux et latéraux ont disparu, la séquence paraglaciaire (4) se met en place et la décompression des parois s'effectue surtout là où des dykes, failles, diaclases et fissures étaient présents. Ensuite, la déstabilisation de la paroi se poursuit par des mouvements rotationnels lents depuis la zone d'arrachement (5) et des mouvements rapides qui peuvent même recouvrir une partie du versant opposé.

Les travaux de Galibert (1965) privilégient les phénomènes de décompression pour expliquer l'évidement des volumes des vallées. En effet, pour comprendre le passage d'une vallée en V à une vallée en U, il est nécessaire de faire appel aux phénomènes de détente dont le maximum d'intensité se localise à la rupture de pente qui se trouve au contact du lit et de la paroi. De plus, le travail des eaux sous-glaciaires, reconnues comme prépondérantes, concourt à l'incision verticale, donc à l'accentuation du profil en V, et non à l'érosion latérale débouchant sur le profil en U.

Les travaux de l'américain Harbor portent justement sur ce problème de profil en travers des vallées de la forme fluviale en V à la forme glaciaire en U (Harbor, 1992, 1993, 1995 ; Harbor *et al.*, 1988). Ce chercheur montre, par le recours à la modélisation et à la simulation, que le passage de la forme en V à la forme en U nécessite une érosion plus importante au centre et à la base des vallées que dans les autres parties marginales de la vallée. Selon lui, la forme de la vallée serait déterminée par le flux glaciaire. Les modèles partent de la description quantitative des profils de vallées pour aider à identifier le processus dominant dans l'évolution de la vallée, fluvial et/ou glaciaire. Dans la mesure du possible, les profils sont sélectionnés dans les secteurs de la vallée où les dépôts postglaciaires sont absents, permettant la quantification sur les affleurements rocheux érodés par la séquence glaciaire. Les mesures de profondeur s'effectuent en partant des sommets d'arête de part et d'autre de la vallée. Les transects sont échantillonnés dans la partie amont, centrale et aval de chaque vallée (Montgomery, 2002).

Le premier modèle (Harbor, 1995, fig. 6.7.) est de la forme $y = ax^b$, où x et y sont les distances horizontale et verticale du point le plus bas du profil en travers, a et b sont constants. Un accroissement de l'exposant b vers 2 désigne un profil parabolique d'une vallée en U, et un exposant b inférieur à 1 indique une vallée fluviale avec des versants convexes dans leur section supérieure (Li *et al.*, 2001 ; Brook *et al.*, 2008). Le second modèle (Graf, 1970) est une proportion de forme (*form ratio*, FR) : $FR = D/W$, où D est la profondeur (D pour *depth*) et W la largeur (W pour *width*). Un FR croissant signifie une vallée plus étroite. Plus récemment, Brook *et al.* (2008) ont essayé de quantifier la durée d'évolution glaciaire nécessaire à la réalisation d'une vallée "classique" en U en utilisant ces deux modèles. En considérant l'évolution du relief de Nouvelle-Zélande, et plus particulièrement la « Two Thumb Range », ils démontrent qu'une séquence glaciaire d'au minimum 400 à 600 000 ans est nécessaire pour transformer une vallée en V en une auge en U (fig. 6.7.). Harbor (1992) estime qu'il faut une séquence d'au moins 100 000 ans pour qu'une vallée acquiert un profil en U (fig. 6.8.), soit un ordre de grandeur inférieur. Dans cette approche par les modèles, la recherche de la durée d'évolution des formes considère que des taux d'érosion sont constants sur la période d'élaboration de la vallée, alors que l'on sait maintenant que la variabilité climatique a été particulièrement grande au Pléistocène, notamment lors des séquences froides.

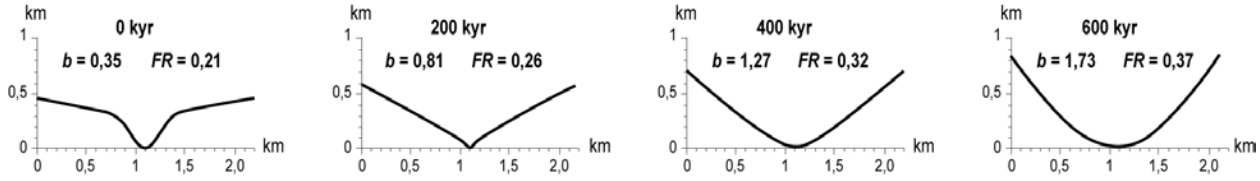


Fig. 6.7. - Modèle d'évolution d'une vallée glaciaire selon Brook et al. *(2008).*

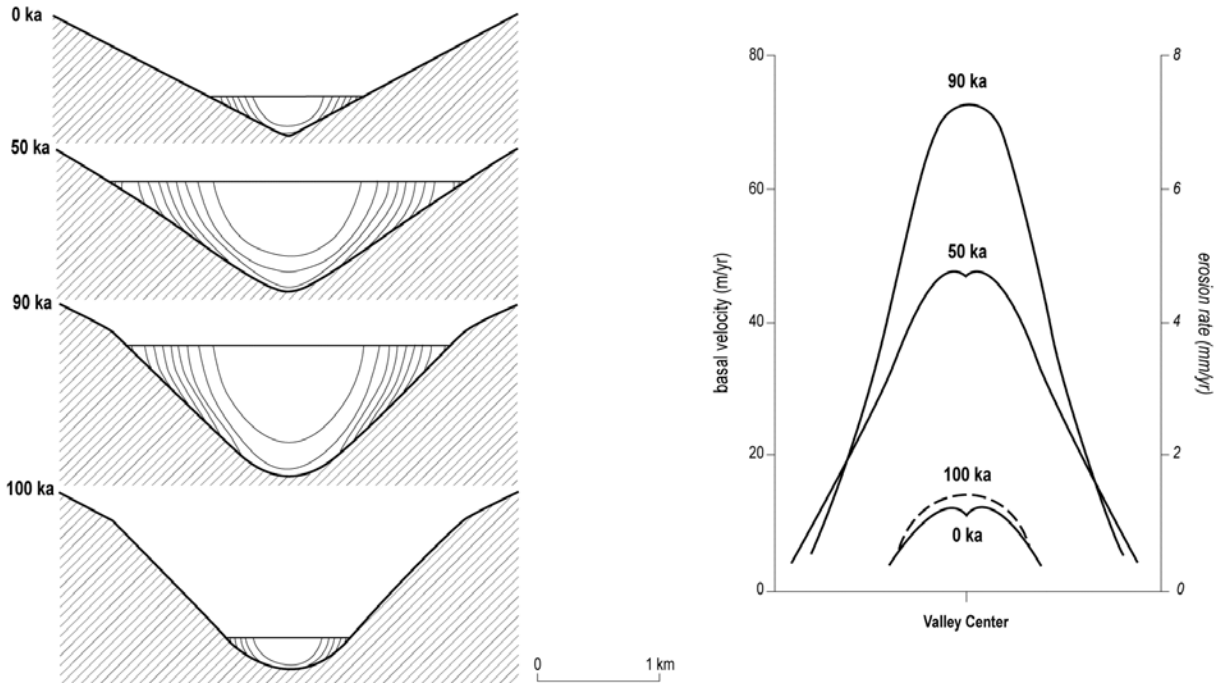


Fig. 6.8. - Modèle d'évolution d'une vallée glaciaire selon Harbor (1992).

Les travaux d'Augustinus (1992, 1995a, 1995b) en Nouvelle-Zélande, et en Antarctique (Augustinus et Selby, 1990), démontrent que la force de la masse rocheuse (*rock mass strength*, *RMS*) est le contrôle majeur de la stabilité des versants et de la forme finale de la dépression (fig. 6.9.). Ce chercheur montre que les vallées ayant été englacées ont enregistré des modifications de leur morphologie surtout dans les séquences interglaciaires, avec les écroulements rocheux (*rock slope failure*) liés à la décohésion des parois associée à la redistribution des tensions internes de la roche au moment du retrait de la pression glaciaire. Si les tensions appliquées excèdent la force de la masse rocheuse, l'effondrement peut survenir. Quatre sources de tension existent dans les roches à des profondeurs variables : résiduelle, gravitaire, tectonique et thermique. Dans le contexte sismique des Alpes du Sud de la Nouvelle-Zélande, les glaciations et les déglaciations exploitent les fracturations des masses rocheuses et les facteurs tectoniques régionaux et locaux déterminent la direction et les vitesses de l'érosion des vallées.

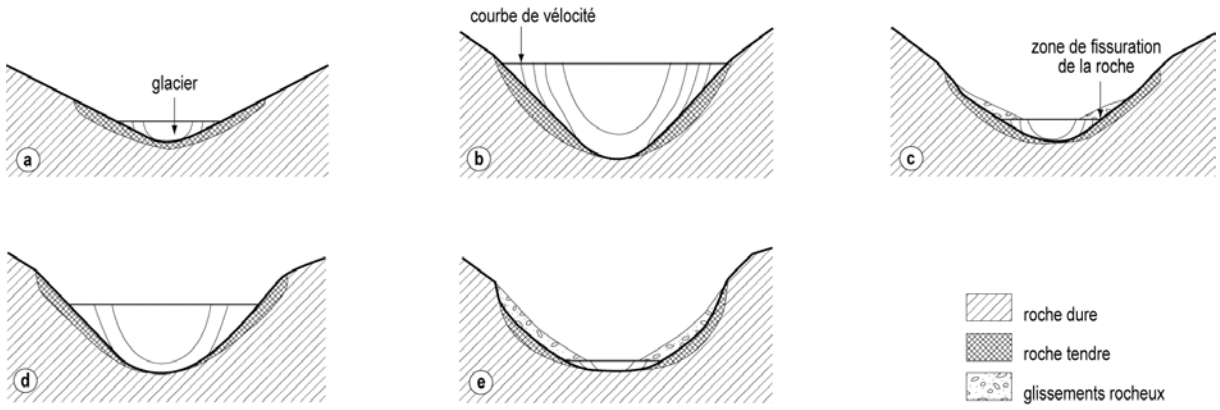


Fig. 6.9. – Modèle d'évolution d'une vallée glaciaire selon Augustinus (1995a)

Pendant la séquence de déglaciation, Johnson (1986) propose un modèle d'évolution des vallées ayant été englacées permettant de comprendre le poids des dynamiques paraglaciaires (fig. 6.10.). Le rôle de la fonte de la glace joue à la fois sur la section horizontale et sur la section verticale de la paroi. Les moraines latérales, cônes, talus et glaciers rocheux évoluent sous l'emprise de la fonte de la glace. Pendant la glaciation (fig. 6.10.a), les débris s'accumulent à la périphérie du glacier construisant des talus. Au moment de la fonte du glacier, les talus sont en équilibre sur la moraine latérale à cœur de glace (fig. 6.10.b). Comme la fonte de la glace morte continue, le dépôt de versant devient instable (fig. 6.10.c). La chute du dépôt par glissement devient une réalité sur l'ensemble du versant sans limite de distance.

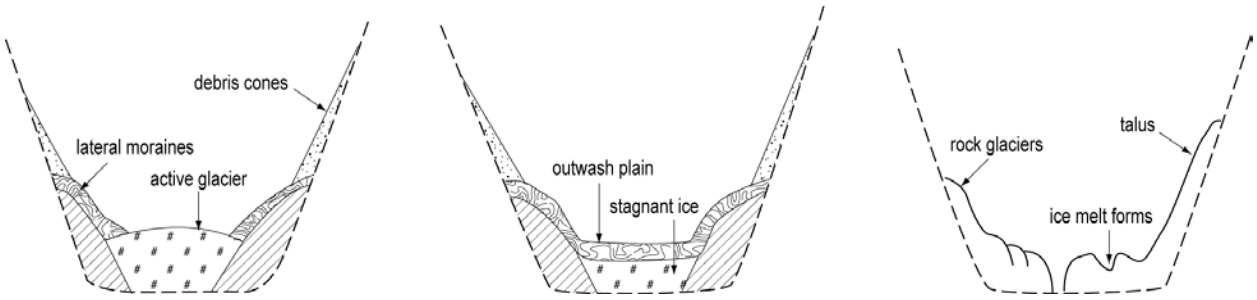


Fig. 6.10. – Modèle d'évolution d'une vallée glaciaire pendant la séquence de déglaciation selon Johnson (1986).

Dans les années à venir, les recherches doivent s'orienter dans deux directions pour apporter de nouveaux éléments dans ce débat fondamental au sein de la géomorphologie glaciaire. D'un côté, le recours aux datations, notamment les radionucléides cosmogéniques, permettra de mieux caler les étapes de l'occupation des vallées par la glace et l'âge des déglaciations. De l'autre côté, le recours à la modélisation 2D et 3D permettra de déterminer avec plus de précision les vitesses d'excavation glaciaire des vallées. Cette problématique s'applique aussi aux fjords.

1.3. – Les fjords

Selon les travaux anciens d'Otto Nordenskjöld *(Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten*), un fjord typique possède un bassin pouvant atteindre des profondeurs de 500 mètres, exceptionnellement 1 303 m dans le Sognefjord, 1 600 m pour le Scoresby Sund, séparé de la mer par un seuil large formé de roche en place. Il montre que les vallées latérales des fjords constituent des bassins indépendants. Pour lui, il n'existe pas de fjord en dehors des régions soumises à une glaciation (cité par De Martonne, 1901). La géométrie de certains fjords (sinuosité, méandres…) est interprétée comme des héritages des vallées fluviales préglaciaires. Des travaux récents en Patagonie ont démontré la prépondérance des facteurs structuraux, notamment tectoniques, sur le contrôle glaciaire, dans l'évolution des fjords (Glasser et Ghiglione, 2009). En prenant en compte l'altitude des hauts plateaux raclés (fjells) et la profondeur des fjords, le commandement total des parois varie de 2 000 à 2 700 m le long du Sognefjord, 3 500 m dans le Scoresby Sund (Peulvast, 1991a et b, 2004b, fig. 6.11.). La puissance de la glace très épaisse, car canalisée dans des vallées étroites, et possédant certainement des vitesses rapides d'écoulement, a participé au raclage du lit rocheux bien au-dessous du niveau marin, surcreusant l'auge principale en ombilic, et laissant suspendues les vallées affluentes. En revanche, près de la côte, la glace, moins puissante car moins épaisse, a épargné les affleurements

rocheux ce qui permet de comprendre la présence des verrous, émergeant parfois sous forme d'îlots consécutivement au rebond glacio-isostatique postglaciaire. Lors des phases de déglaciation, les fentes de décompression prennent la forme de grandes diaclases courbes, délimitant des dalles d'exfoliation d'épaisseur plurimétrique (Peulvast, 1985). Les versants ont évolué et évoluent encore par cette dynamique paraglaciaire. L'analyse des sédiments accumulés à la base des versants, et piégés dans ces fjords, permet de retrouver à la fois les apports de sédiments fins apportés par les rivières post-glaciaires et par les écroulements rocheux. Les fjords constituent par conséquent des pièges à sédiments dont l'analyse autorise la reconstitution des rythmes de la morphogenèse paraglaciaire.

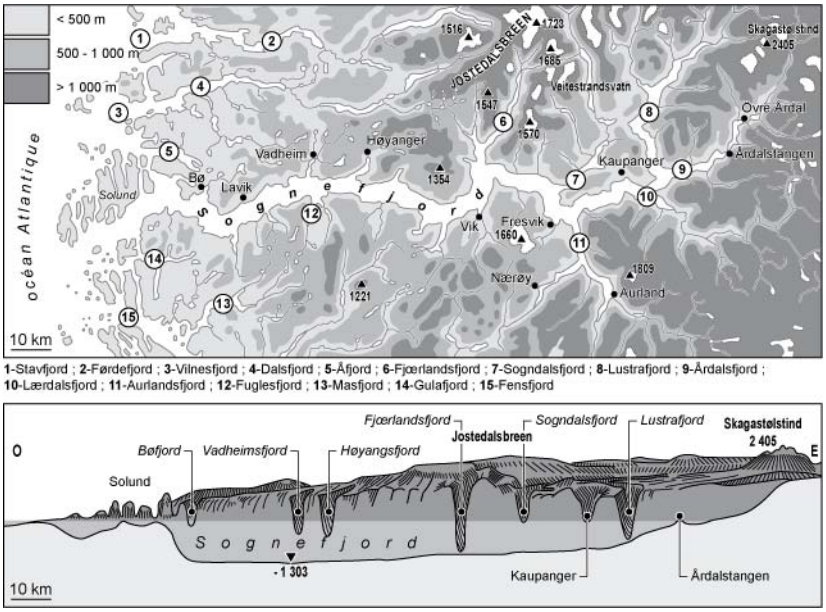


Fig. 6.11. Carte et coupe du Sognefjord en Norvège (© J.-P. Peulvast, 2004b).

Fig. 6.12. – Lilliehöökfjorden, branche occidentale du Krossfjorden au débouché de la vallée de Supanbreen-Möllefjorden au Svalbard, 79°20'N, 11°40'E (© D. Mercier, 25 juillet 2004).

Fig. 6.13. – Topographie de déglaciation (cirques, vallées et fjords…) au sud de Tromsø, Norvège (© D. Mercier, 23 juillet 1993).

Au-delà des formes d'évidement glaciaires pour lesquelles la séquence paraglaciaire a joué un rôle majeur, existent des formes d'accumulation glaciaires pour lesquelles la même interrogation se pose.

2. - Les formes d'échelle moyenne d'accumulation : glaciaires ou paraglaciaires ?

Les surfaces planes délaissées par les glaciers lors de leur retrait connaissent des dynamiques qui peuvent être qualifiées de modifications paraglaciaires. Les modelés eux-mêmes qui occupent ces espaces, avant qu'ils ne soient démantelés, sont-ils tous glaciaires, ou certains d'entre eux peuvent-ils être qualifiés de paraglaciaires ? Les *hummocky moraines*, les *drumlins*, les *kames* et les *eskers* ont comme point commun d'appartenir aux modelés d'accumulation, meubles par définition, et de se localiser dans les espaces périphériques abandonnés par les glaciers. Sont-ils tous construits par des dynamiques glaciaires, lors des avancées, ou au contraire, sont-ils modelés lors des phases de retrait des glaciers, soit dans une séquence temporelle paraglaciaire ? Ces modelés hérités de la dernière glaciation occupent 70 % du Canada, 50 % de l'Irlande, 40 % de la Scandinavie et 15 % de la Grande-Bretagne (Clark *et al.*, 2009).

2.1. - Les *hummocky moraines* et les *kettles*

Les hummocky moraines se caractérisent par des formes de dépôts chaotiques à la topographie très irrégulière constituée de monticules et de dépressions (Clayton *et al.*, 2008 ; fig. 6.14.).

Fig. 6.14. - Hummocky moraines en aval de l'austre Lovénbreen, Spitsberg, 78°54'N, 12°10'E (© D. Mercier, 6 août 1999).

Les *hummocky moraines* ont été assimilées à des dépôts supraglaciaires sur de la glace stagnante (Gravenor et Kupsch, 1959), à des dépôts enchâssés dans des cavités sous-glaciaires (Hoppe, 1952), à des déformations de dépôts sédimentaires par la pression de la glace (Eyles *et al.*, 1999). Des *hummocky moraines* dans les Highlands d'Écosse ont successivement été interprétées comme des formes chaotiques indiquant la stagnation et la fonte de la glace, puis comme l'illustration de poussées glaciaires en tant que formes glaci-tectoniques (Benn, 1992 ; Benn et Evans, 1998 ; Bennett et Boulton, 1993 ; Bennett, 1994 ; Bennett *et al.*, 1998b ; Hambrey et Glasser, 2002). Dans l'hypothèse d'une genèse en phase de stagnation, les dépressions des *hummocky moraines* peuvent être assimilées à des *kettles*, dépressions décamétriques qui s'expliquent par la fonte de la glace morte au sein de la moraine (fig. 6.15.). Les *kettles* se retrouvent également à la surface des sandurs et des terrasses de kame (Bodéré, 1977 ; Benn et Evans, 1998).

Fig. 6.15. - Kettles dans le massif des Rondane, vallée de l'Atna, 1 100 m d'altitude, Norvège, 61°58'N, 9°46'E (© D. Mercier, 8 juillet 1989).

Ainsi, ces formes d'accumulation peuvent-elles être attribuées à la séquence paraglaciaire de l'évolution des marges englacées. Dans ce cas, les formes sont largement dépendantes de la présence et de la distribution de la glace morte au sein de la sédimentation. Elles s'apparentent à la même dynamique paraglaciaire obervée et analysée sur le versant septentrional du Colletthøgda (Mercier *et al.*, 2009).

2.2. - Les drumlins

Le mot drumlin provient du gaélique et désigne une forme d'accumulation, décamétrique à hectométrique, ovoïde, et qui existe rarement isolée (Veyret, 1979). Le profil est longitudinal et dissymétique avec un flanc court à pente forte en amont, et un versant long en aval. Les drumlins sont parallèles entre eux et parallèles au sens d'écoulement de la glace. Les champs de drumlins se retrouvent en Amérique du Nord et en Europe, dans les secteurs ayant été occupés par les inlandsis quaternaires (Davis, 1884 ; Hoppe 1951 ; Chorley, 1959). Ces formes ont été abondamment étudiées puisqu'elles auraient fait l'objet de plus de 1 300 contributions, dont plus de 400 articles publiés depuis 1980 (Clark *et al.*, 2009). À partir d'une base de données regroupant 58 983 drumlins (37 043 en Grande-Bretagne et 21 940 en Irlande), Clark *et al.* (2009) apportent des précisions fondamentales sur les dimensions de ces modelés. La longueur moyenne est de 629 m, variant de 99 à 6 893 m, avec une majorité comprise entre 250 et 1 000 m. La largeur moyenne est de 209 m, variant de 25 à 1 151 m, et une majorité entre 120 et 300 m. L'indice d'allongement est de 2,9, variant entre 1,2 et 21,8, avec une majorité comprise entre 1,7 et 4,1 fois plus long que large. Ils en déduisent que l'indice d'allongement maximum est d'un tiers de la longueur ($E_{max} = L^{1/3}$). En comparant leurs résultats avec des publications portant sur les drumlins d'Allemagne, Canada, Chili, Danemark, Estonie, Finlande, Islande, Lettonie, Lituanie, Pologne, Russie, Suède, USA, ils trouvent des similitudes remarquables dans les formes, indiquant que les drumlins sont largement indépendants des conditions environnementales et des spécificités des masses de glace.
En revanche, du fait de l'inaccessibilité du lit sous-glaciaire, personne n'a vu se former un drumlin, ni même les autres formes sous-glaciaires (*subglacial bedforms*). Dès lors, le débat portant sur leur genèse conduit à se poser la question de l'origine glaciaire (formes élaborées sous un glacier en progression, dont Boulton, 1987 est le défenseur ; fig. 6.16.) ou fluvioglaciaire (forme élaborée sous un glacier en recul par la fonte de la glace, Shaw *et al.*, 1989 ; Shaw, 2002, fig. 6.17.). Pour Cox (1979) l'origine des drumlins est qualifiée de « diluviale ».

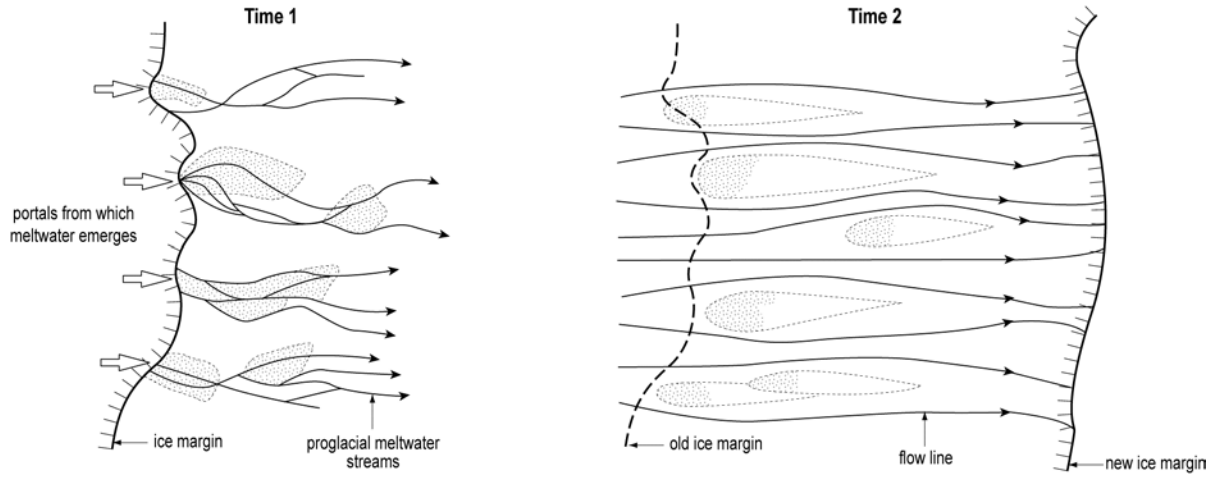


Fig. 6.16. - Formation des drumlins selon l'école glaciaire (d'après Bennett et Glasser, 1996)

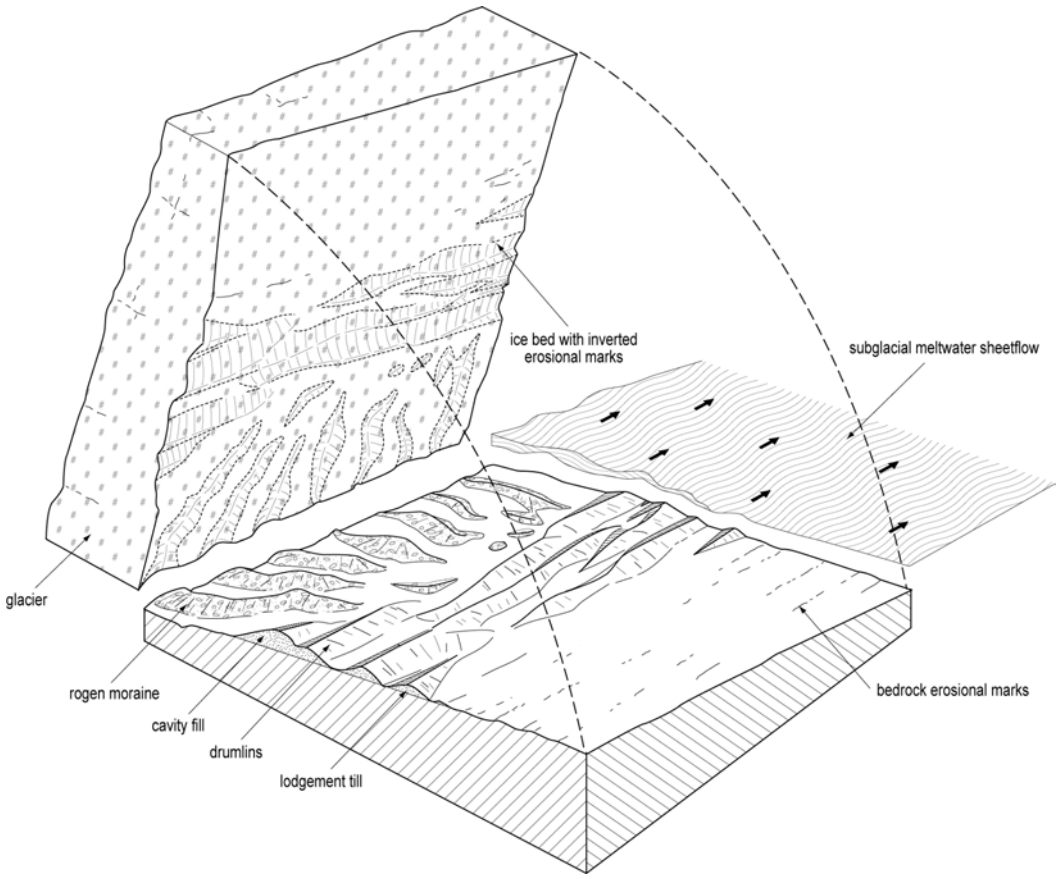


Fig. 6.17. - Formation des drumlins selon l'école de l'eau liquide (d'après Shaw, 2002).

Ces deux écoles de pensée s'opposent donc sur les agents morphogéniques responsables de la genèse des drumlins : la glace *versus* l'eau. Pour Bennett et Glasser (1996), les drumlins peuvent très bien appartenir aux formes d'accumulation n'ayant pas un seul mécanisme de mise en place possible, et ainsi rejoindre les formes « d'équifinalité », où différents processus peuvent construire des morphologies identiques. L'idée que les drumlins sont construits par des flux liquides implique l'entrée en jeu de deux mécanismes consécutifs. Le premier mécanisme de ruissellement turbulent érode et construit des cavités à la base du glacier, qui sont, dans un second temps, remplies par des sédiments transportés puis déposés par des flux hyperconcentrés (Shaw, 1994).

2.3. - Les eskers

Le terme d'esker vient de l'irlandais *Eiscir* ou du gallois *Escair* et désigne une ride de sédiments, fluvio-glaciaire sableux, ou de graviers, allongée sur quelques mètres à plusieurs kilomètres de longueur. Les mots *As* (pluriel *Asar*) et *Os* (pluriel *Osar*), d'origine scandinave, sont des synonymes. Leur mise en place se fait dans des chenaux sous-glaciaires ou intraglaciaires, voire supraglaciaires. Ces modelés sont considérés comme glaciaires. Ils sont utilisés dans la reconstitution des paléo-englacements, notamment dans les espaces aujourd'hui ennoyés, comme au large de la Suède dans le golfe de Botnie (Hoppe, 1961). Cependant, certains auteurs (Trowbridge, 1914) ont suggéré que les eskers puissent naître dans un environnement proglaciaire, lors du recul du front glaciaire, donc dans une phase paraglaciaire.

2.4. - Les kames

Le terme kame, d'origine celtique, dérive du mot *cam* ou *kaim* (Veyret, 1979). Geikie (1894) définit pour la première fois le terme de kame comme une butte arrondie, ou ayant l'allure d'une ride, ou d'un cône, faite de sables ou de graviers stratifiés. Cette forme d'accumulation est composée de matériel d'origine glaciaire, mais déposé par des eaux de fonte. Ces formes sont donc construites dans une phase de fusion et se mettent en place sur les marges glaciaires. Elles sont considérées comme juxta-glaciaires par Fort (1979) dans son étude des formations quaternaires de l'Himalaya du Népal.
Les terrasses de kame, formes d'accumulation au sommet plat plaquées le long des versants, sont liées à la fusion des glaces de vallées, dans des milieux qui peuvent même être lacustres, comme celle décrite sur les marges du Conwaybreen au Spitsberg nord-occidental (Étienne *et al.* 2008 ; fig. 6.18.). Le terme de *kame-terrace* a été introduit par Woodworth (1899).

Fig. 6.18. - Terrasse de kame en aval du Baronbreen construite le long du Conwaybreen, Spitsberg, 79°N, 12°30'E (© D. Mercier, juillet 2002).

Les *kame ridges*, sillons ou arêtes de kame, sont des formes construites dans le même contexte, mais qui barrent les vallées, comme l'a démontré Jahn (1963) pour les Sudètes (fig. 6.19.). La présence de rétrécissements et/ou de verrous dans la vallée englacée favorise, lorsque se manifeste la fusion de la glace, la formation de crevasses et l'initialisation du remplissage par des matériaux véhiculés par les eaux de fonte de la glace morte. Ainsi, les rides de kame et les terrasses de kame se mettent en place à la périphérie du glacier au moment de son retrait (fig 6.19.).

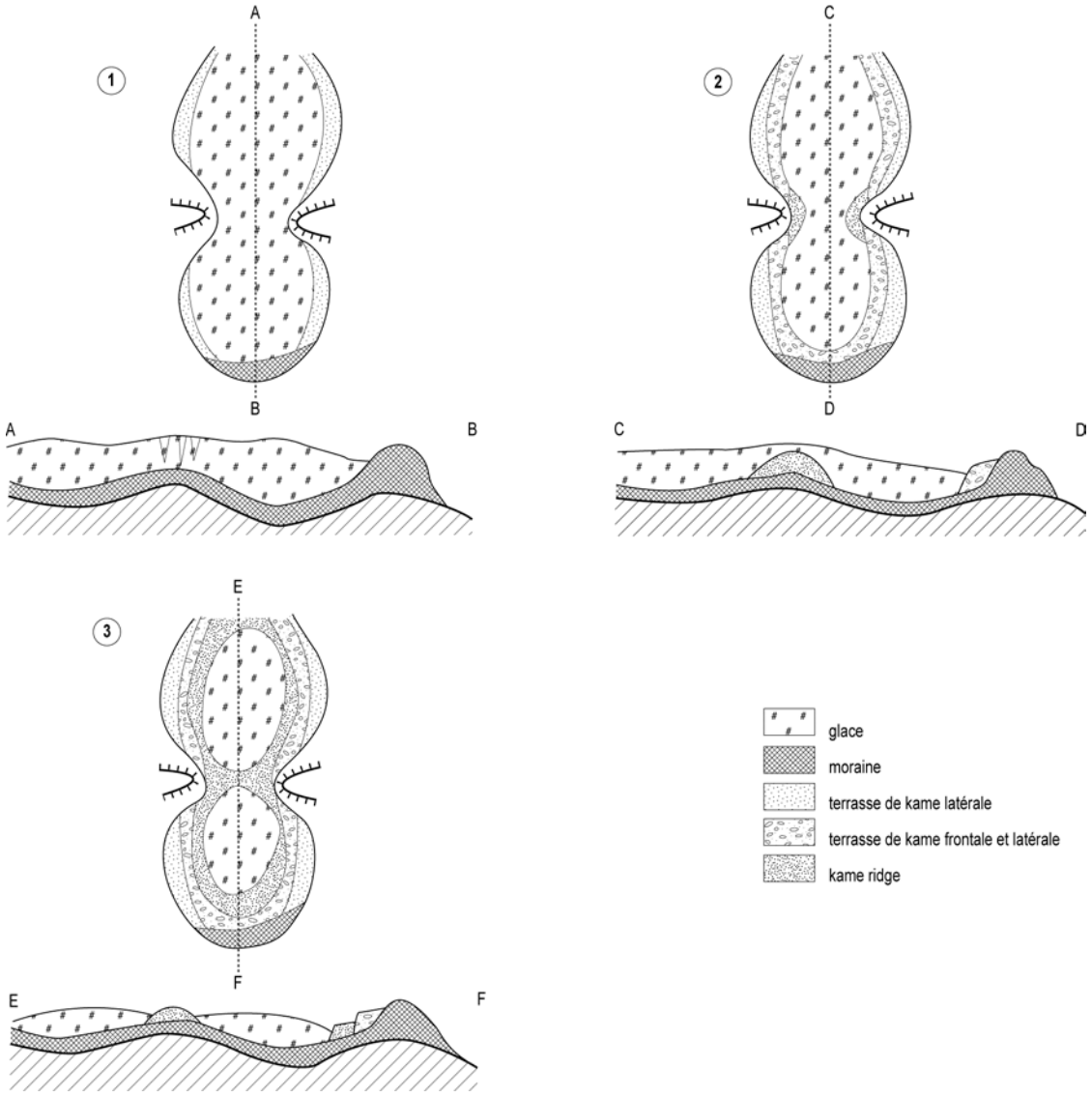


Fig. 6.19. - Les sillons ou arêtes de kame, kame ridges *(d'après Jahn, 1963, modifié).*

Donc les kames dans leur ensemble correspondent à des dépôts que l'on peut qualifier de paraglaciaires, à la fois pour des considérations spatiale (à la périphérie du glacier), temporelle (dans la séquence de déglaciation), dynamique (ruissellement de fonte de la glace et de la glace morte) et sédimentaire (matériaux fluvio-glaciaires stratifiés).

Dans les environnements froids, comme pour les formes glaciaires, les formes périglaciaires occupant des espaces ayant été englacés ont également connu une séquence paraglaciaire et la question de l'importance de cette séquence à l'élaboration de ces modelés d'accumulations se pose dans les mêmes termes.

3. - Les formes d'échelle moyenne d'accumulation au pied des versants : périglaciaires ou paraglaciaires ?

Parmi toutes les formes périglaciaires, seules les formes d'accumulation comme les glaciers rocheux, les tabliers et les cônes d'éboulis seront analysées ici.

3.1. - Les glaciers rocheux : glaciaires, périglaciaires ou paraglaciaires ?

Les glaciers rocheux sont généralement attribués aux environnements périglaciaires au sens large puisqu'ils se localisent aussi bien dans les environnements froids sans glacier, que dans les environnements englacés, ou l'ayant été. Ils se retrouvent par conséquent sous toutes les latitudes. Pour la catégorie des glaciers rocheux appartenant aux environnements n'ayant jamais été englacés, la question de la dynamique paraglaciaire dans leur origine ne se pose pas. Ils sont périglaciaires. En revanche, pour les glaciers rocheux appartenant aux environnements ayant été ou étant encore englacés, leur origine est discutable. Leur mise en place suit la disparition du glacier. Ayant analysé la distribution spatio-temporelle de 157 glaciers rocheux, Monnier (2006) montre qu'ils apparaissent surtout comme « les signataires d'adaptations morphodynamiques dans des espaces abandonnés par les glaciers » et il les inscrit dans ce qu'il appelle une *« subséquence* au désenglacement », que nous pouvons qualifier de paraglaciaire, à la fois chronologiquement et spatialement, même si ce terme est absent de ce travail. Cependant, les liens entretenus par les glaciers rocheux avec les conditions paléoclimatiques et l'évolution actuelle du climat sont complexes (André, 1991a, 1992b, 1994 ; Ballantyne *et al.*, 2008 ; Barsch, 1996 ; Berthling *et al.*, 1998, 2000 ; Bodin, 2007 ; Cossart *et al.*, 2010 ; Degenhardt *et al.*, 2009 ; Évin, 1987, 1988, 1991, 1992, 1993 ; Évin et Assier, 1983 ; Évin *et al.*, 1990 ; Fabre *et al.*, 2001 ; Fort, 1993, 1994, 2003 ; Giardino *et al.*, 1987 ; Haeberli *et al.*, 2006 ; Humlum, 1996, 1998, 2000 ; Humlum *et al.*, 2003 ; Johnson, 1983, 1998 ; Monnier, 2007 ; Pancza, 1993 ; Peulvast, 1981 ; Sellier, 2002 ; Sollid et Sørbell, 1992 ; Whalley, 2009).

Fig. 6.20. – Glaciers rocheux en lobe au pied du versant calcaire de Stuphallet et en aval d'une grande cicatrice, presqu'île de Brøgger, Spistberg, 78°58'N, 11°36'E, vue de face (A) et de profil (B) (© D. Mercier, 18 juillet 2004).

Fig. 6.21. – Glacier rocheux actif en langue de 1 200 m de longueur de Marinet au pied du versant calcaire de l'Aiguille de Chambeyron (3 412 m d'altitude), le lac au premier plan est à 2 500 m d'altitude, la vitesse de progression au front est de 10 à 30 cm, Haute-Ubaye, Alpes françaises, 44°30'N, 6°50'E, (© D. Mercier, 19 juillet 1994).

Fig. 6.22. – Glaciers rocheux sur le versant ouest du Pic de Campbieil (3 173 m) dans la montagne de Cap de Long, Pyrénées centrales françaises, 42°49'N, 7°47'E (© D. Mercier, 17 août 2009).

Débattue depuis le début du vingtième siècle, cette question de l'origine des glaciers rocheux est tranchée pour certains, toujours d'actualité pour d'autres. En effet, le terme générique de glacier rocheux recouvre des réalités morphologiques bien différentes synthétisées par Martin et Whalley (1987). Il s'applique à un ensemble de formes associées à des mouvements de masse. Les glaciers rocheux ont pour point commun d'être composés de débris anguleux, leur morphologie de surface présente des ondulations matérialisant le mouvement lent généralement inférieur au mètre par an. Ils occupent des fonds de vallée ou des versants. Leur front est pentu. Ils sont classés par leur morphologie en trois catégories (fig. 6.23.) : lobé (*lobate rock glaciers*), en forme de langue (*tongue-shaped rock glaciers*), en spatule (*spatulate rock glaciers*), en deux catégories selon leur distribution spatiale (de versant ou de fond de vallée) ou en trois catégories selon qu'ils sont actifs (absence de végétation, mouvement, présence de glace interne…), inactif (sans mouvement mais présence de glace interne) ou fossiles (sans mouvement, angles du front moins pentu, végétalisés, sans glace interne…).

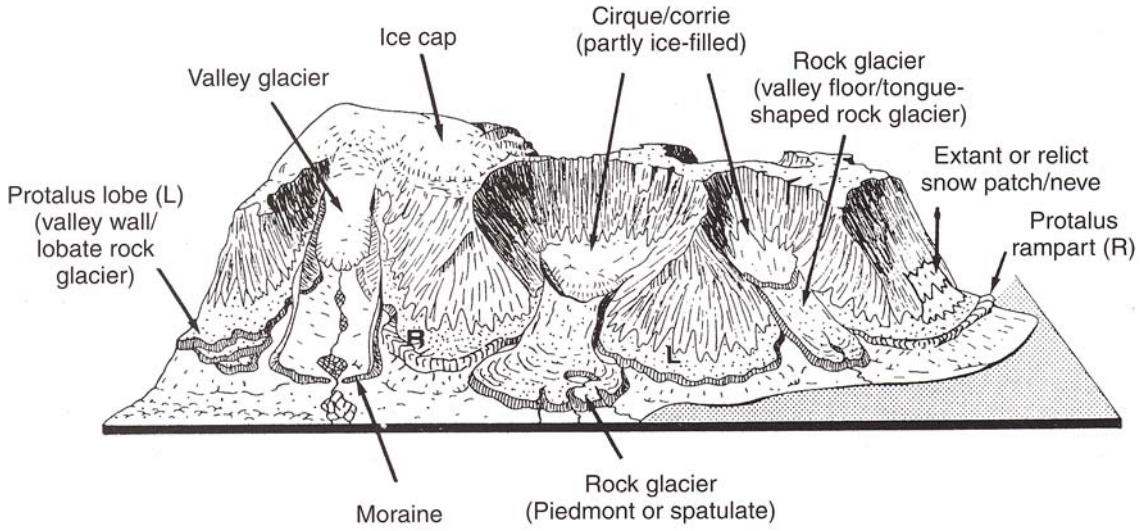


Fig. 6.23. – Typologie des glaciers rocheux selon leur morphologie (d'après, Humlum, 1982).

Washburn (1979) définit le glacier rocheux comme : « *a tongue-like or lobate body usually of angular boulders that resembles a small glacier, generally occurs in high mountainous terrain, and usually has ridges, furrows, and sometimes lobes on its surface, and has a steep front at the angle of repose* ». Le débat porte parfois sur l'origine de la glace interne (Tricart, 1992). Lorsqu'il s'agit de glace massive en provenance d'un ancien glacier, l'origine est glaciaire. Lorsqu'il s'agit de glace interstratifiée, de type pergélisol, l'origine est périglaciaire. Le débat porte également sur les processus responsables de la forme. Trois grands modèles de mise en place ont été proposés (Whalley et Martin, 1992).

Le premier, périglacialiste, considère que seule la présence de pergélisol est susceptible d'expliquer les mouvements de la masse rocheuse par déformation de la glace interne.

Le deuxième modèle, cataglaciaire, propose une mise en place par recouvrement d'un glacier par une couche de débris, qui le protège de l'ablation. La présence d'un pergélisol n'est donc pas nécessaire puisque la filiation se fait entre glacier, glacier couvert et glacier rocheux.

Le troisième modèle décrit la mise en place des glaciers rocheux par écroulements rocheux, ou effondrement, souvent lors d'un seul événement. Pour les plus vastes ($> 10^6$ m^3) des événements de type « *Bergsturz* » ou « *Sturtzström* » sont évoqués. Dans ce modèle, les débris peuvent recouvrir un glacier et en modifier son comportement, ou la masse de débris peut directement créer une forme de glacier rocheux. Le mouvement du dépôt est postérieur à sa mise en place. Ainsi, la géomorphologie paraglaciaire apporte un éclairage nouveau sur ces formes emblématiques des milieux froids par cette troisième voie.

En effet, dans les monts St. Elias, dans le Yukon, Johnson (1984a) démontre que les glaciers rocheux ont été construits par un ou plusieurs événements catastrophiques, tous suivis par une période de stabilité de la forme. Pour cet auteur, les formes des glaciers rocheux sont nombreuses alors même que :

(i) - les conditions géologiques et topographiques sont identiques ;
(ii) - que la région étudiée est dépourvue de grandes formes de solifluxion impliquant des mécanismes régis par des conditions périglaciaires ;
(iii) - que les parties terminales des glaciers rocheux ne présentent pas de signe de « creep » ;
(iv) - qu'au minimum deux périodes d'apports sédimentaires sont indentifiables dans le dépôt, sans réactivation de l'unité sédimentaire ancienne par la plus récente ;
(v) - qu'il y a des contradictions dans l'âge des glaciers rocheux sur des courtes distances d'un même versant.

Johnson (1984a) propose quatre variantes applicables aux glaciers rocheux dans des contextes de déglaciation, et donc d'instabilité des dépôts.
Le premier modèle de mise en place des glaciers rocheux (fig. 6.24.a) correspond à une dynamique avalancheuse (*avalanche model of rock glacier formation*). Des glissements initient l'extension basale du dépôt (B), qui évolue par répétitions successives des apports (C), la base du dépôt acquiert sa dépression caractéristique au point de chute des apports avalancheux (D).
Le deuxième modèle, inspiré des travaux de Maxwell (1979), met l'accent sur la dynamique de chutes de blocs (*slab failure model*, fig. 6.24.b). Les chutes correspondant à des mouvements rétrogressifs élastiques et se mettent en place sur de courtes distances à cause de la relative faible énergie cinétique d'un mouvement sans élan.
Le troisième modèle repose sur des considérations de pressions hydrostatiques (*hydrostatic pressure model*, fig. 6.24.c). Des couches imperméables, associées à la présence de glace interstitielle, induisent des déficits hydrologiques au sein du dépôt, entre les apports et les pertes. Elles entravent

l'accumulation de l'eau au sein du dépôt. En dessous de cette couche imperméable, une pression hydrostatique se met en place. Elle est responsable du déplacement du dépôt à sa base et de l'édification de ce type de glacier rocheux.
Le quatrième modèle (*skin model*, fig. 6.24.d), présente des déformations de surface analogue à des plissements d'une peau sur un fluide visqueux. La déformation est d'abord celle de la glace qui induit ensuite celle du dépôt d'origine morainique. Il ne s'agit pas de glace interstitielle, difficile à déformer, mais de glace morte d'origine glaciaire.

En Norvège, les travaux de Vere et Matthews (1985) ont bien montré, par des analyses sédimentologiques (granumométrie, fabrique…), la formation de glaciers rocheux dans le massif du Jotunheimen à partir de moraines latérales. Dans les montagnes quartzitiques du Donegal, Wilson (2004) a analysé des glaciers rocheux hérités et propose une discussion de leur origine. Les arguments pouvant être avancés contre une origine d'effondrement de paroi rocheuse (*rock-slope failure*), peuvent se résumer par l'absence de cicatrice d'arrachement dans la zone de départ, l'absence de blocs de grandes tailles ou de pans de parois dans la zone d'accumulation, l'absence de débris au-delà de la zone d'accumulation principale qui auraient été projetés par la grande énergie consécutive de l'effondrement. Cependant, ces mêmes arguments ne constituent pas en soi des bases suffisantes pour rejeter cette origine par effondrement. Si Wilson n'avait pas encore intégré cette hypothèse dans ses précédentes interprétations des dépôts irlandais ((Wilson, 1990, 1993), il réhabilite les effondrements pour en comprendre leur genèse (Wilson, 2004). En effet, l'absence de cicatrice d'arrachement peut s'expliquer par sa dégradation depuis l'événement, par des processus périglaciaires de gélifraction par exemple, et une partie des fragments accumulés à la base de la paroi sont là pour en témoigner. Cette dynamique est d'autant plus efficace dans les parois quartzitiques, roche particulièrement sensible à la fracturation mécanique (Sellier, 2002). En revanche, la présence de débris présentant de fortes inclinaisons dans la partie distale du dépôt a été reconnue dans des formations indubitablement d'origine paraglaciaire (Sandeman et Ballantyne, 1996 ; Shakesby et Matthews, 1996 ; Sellier et Lawson, 1998 ; Ballantyne, 1999 ; Curry *et al.*, 2001). Par ailleurs, l'origine paraglacaire des glaciers rocheux remet en cause les relations paléoclimatiques nécessaires à leur mise en place dans des conditions périglaciaires nécessitant la présence d'un pergélisol pour la mobilité du dépôt. Dès lors, les effondrements mettant en place les glaciers rocheux peuvent survenir à tout moment dans la séquence postglaciaire (Ballantyne *et al.*, 2008) et non dans une séquence temporelle restreinte suffisamment froide pour la mise en place d'un pergélisol, moteur du déplacement de la forme. Pour Évin (1988), à côté d'un lent apport régulier de blocs au glacier rocheux (ou à l'éboulis qui le surmonte et qui joue l'agent de transfert), des phénomènes brutaux de type catastrophique jouent un grand rôle dans la fourniture de matériel.

Ainsi, selon les modèles proposés par Johnson (1984a) et les nombreuses études faisant appel à des effondrements gravitaires, les glaciers rocheux se seraient mis en place en un ou plusieurs événements de haute magnitude. Ainsi, dans l'analyse de ce modelé, il s'avère indispensable d'associer les glaciers rocheux, comme dépôt, avec la source, la zone de départ, matérialisée par la paroi. Janke et Frauenfelder (2007) ont bien montré les relations statistiques étroites entre les paramètres de ces deux entités géomorphologiques. Les déformations postérieures de la forme d'accumulation ne sont que superficielles et ne peuvent expliquer la genèse du dépôt. Les processus de déformation ne sont pas les processus de formation. Ces événements de haute magnitude sont causés par des dynamiques de détente, sans relation avec des contrôles climatiques, et dépendent des paramètres du versant (angles…), volume du dépôt morainique, volume de la glace morte…

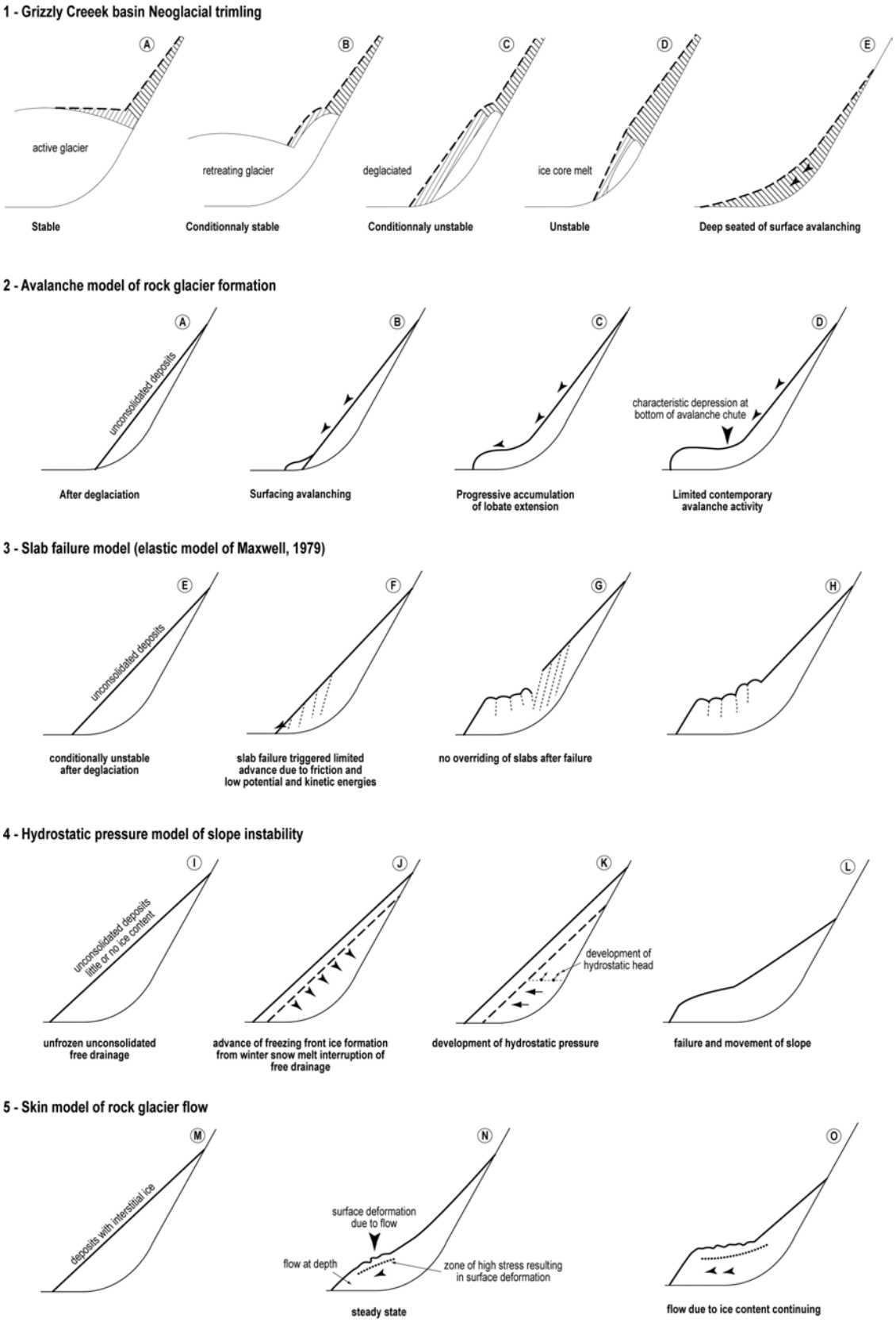


Fig. 6.24. –Types de genèses des glaciers rocheux (d'après Johnson, 1984a).

Dès lors, certains glaciers rocheux peuvent être qualifiés de modelés paraglaciaires susceptibles d'être ensuite déformés par des dynamiques périglaciaires. Ces formes emblématiques des milieux froids auraient, comme bien d'autres modelés, une histoire faisant appel à des collaborations de processus. Le concept « équifinalité », discuté par Haines-Young et Petch (1983), s'adressant à des formes similaires produites par des processus différents, serait susceptible de s'appliquer aux glaciers rocheux, comme aux drumlins du chapitre précédent. Pour trancher le débat entre glacier rocheux d'origine périglaciaire, glaciaire ou paraglaciaire, le recours aux datations cosmogéniques est une solution adaptée. Lorsque les datations indiquent des mises en place récentes au cours de l'Holocène alors que les conditions thermiques n'autorisent pas la présence de pergélisol, la décohésion paraglaciaire des parois reste le seul argument. Le glacier rocheux relique du Beinn Alligin en Écosse du Nord-Ouest, considéré par Sissons (1975) comme étant du stade Loch Lomond (11-10 k ^{14}C BP) a été daté à 4,0 ka ± 0,3 ka par Ballantyne et Stone (2004), soit 7 500 ans après la déglaciation et interprété comme étant un dépôt consécutif d'une avalanche rocheuse. D'autres datations cosmogéniques au $_{10}$Be, dans les Cairngorm Mountains (Ballantyne *et al.* 2008), indiquent en revanche des mises en place de quatre glaciers rocheux pendant les séquences froides de l'interstade Windermere (14.5-12.9 cal. Ka BP) et pendant le stade Loch Lomond (12.9-11.5 cal. Ka BP). Ces résultats montent que les écroulements rocheux paraglaciaires dans le granite écossais peuvent survenir quelques millénaires après la déglaciation.

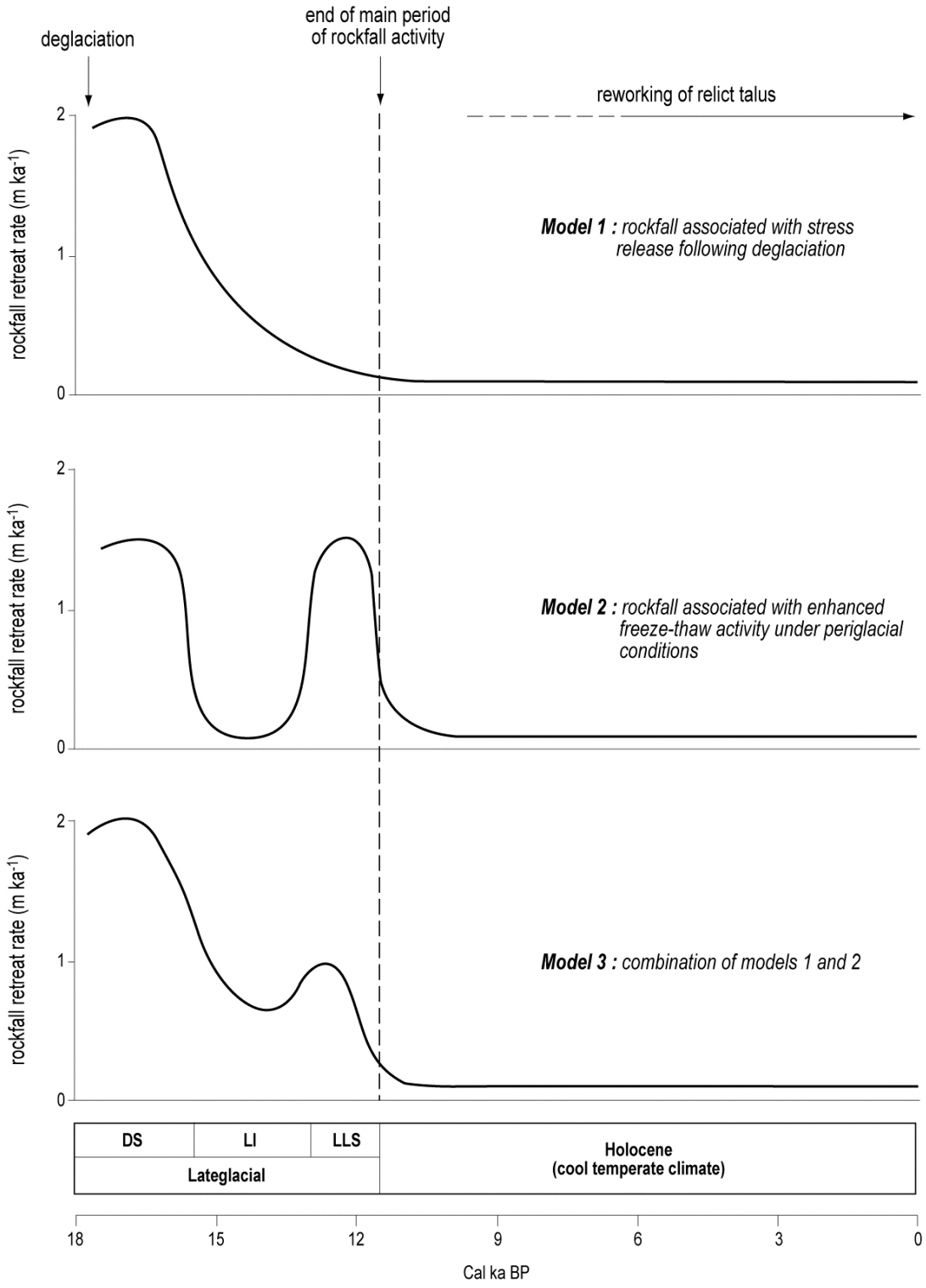
3.2. - Les tabliers et les cônes d'éboulis : périglaciaires ou paraglaciaires ?

Selon Hétu (2004), les tabliers et les cônes d'éboulis sont des systèmes complexes dont la dynamique est gouvernée à la fois par des lois de la physique (frottement interne, cisaillement, …) et un ensemble de variables géographiques (composées de facteurs internes comme la lithologie, la porosité de la roche… et de facteurs externes comme le contexte climatique, écologique, tectonique…).

De nombreuses études ont souligné le décalage entre d'un côté, les grands volumes de débris accumulés en forme de cônes et de tabliers au pied des versants au cours de la fin du Pléistocène et du début de l'Holocène, et de l'autre côté les faibles taux de production des débris calculés à partir d'observations contemporaines. Cette apparente condradiction implique que les taux de production des fragments étaient plus importants dans le passé qu'actuellement, notamment au moment de la déglaciation (Rapp, 1957 ; Malaurie, 1968 ; Luckman, 1981 ; Gardner, 1982 ; Åkkerman, 1984 ; Ballantyne et Eckford, 1984 ; Ballantyne et Kirkbride, 1987 ; Johnson, 1984b, 1995 ; Francou et Hétu, 1989 ; Marion *et al.*, 1995 ; André, 1997 ; André *et al.*, 2001a et b ; Ballantyne, 2002a ; Schrott *et al.*, 2002 ; Curry et Morris, 2004 ; Matthews et Shakesby, 2004 ; Anderson et Harrison, 2006 ; Reid et Thomas, 2006 ; Sass, 2006 ; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2010). Dans ce contexte, Hétu (2004, p. 202) utilise l'expression « *éboulisation paraglaciaire* ». C'est sur cette base conceptuelle que Wilson (2009) montre que bien des dépôts de pente d'Irlande et de Grande-Bretagne, jusqu'à présent attribués aux processus périglaciaires, peuvent être réinterprétés comme résultant d'une dynamique paraglaciaire, même si certaines formes, pour lesquelles il n'est pas possible de trancher, le concept d'équifinalité est proposé. Au Pays de Galles, Curry et Morris (2004) ont calculé les volumes des talus et ont ainsi estimé les taux de retrait des parois gréseuses. Les résultats suggèrent que 84 % (soit 7,1 m) du retrait de la paroi ont été réalisés au cours du Tardiglaciaire, alors que 16 % (soit 1,4 m) le furent au cours de l'Holocène. Les taux sont de l'ordre de 1,01 à 2,44 m par millier d'années au Tardiglaciaire et de 0,10 à 0,17 m par millier d'années à l'Holocène. Actuellement, les taux proposés sont de l'ordre de 0,014 à 0,022 mètre par millier d'années. En appliquant l'équation d'épuisement paraglaciaire

proposée par Ballantyne (2002a, *cf.* fig. 4.6.), Curry et Morris (2004) estiment que la moitié du tablier s'est accumulée dans le premier millier d'années qui a suivi la déglaciation. Cependant, des études ont aussi montré que les taux de retrait des parois rocheuses dans les Alpes, calculés à partir des volumes accumulés sous forme de tablier ou de cônes, étaient de l'ordre de 0,005 à 3 $mm.an^{-1}$ actuellement et de 0,05 à 4,6 $mm.an^{-1}$ pour la séquence postglaciaire, différences jugées non signifiantes pour conclure à une érosion paraglaciaire exacerbée (Hoffmann et Schrott, 2002). Au contraire, avec des approches géophysiques comparables, Sass (2006) propose des ordres de grandeur de 0,5 à 0,8 $mm.an^{-1}$ pour l'évolution Holocène, valeurs qu'il estime trois fois supérieures aux valeurs de l'évolution actuelle des versants autrichiens étudiés.

Les accumulations de pied de versants, dont la forme du dépôt les apparentent à des tabliers (*talus sheets and talus cones* ; Ballantyne, 2008), possèdent des sections apicales rectilignes avec des gradients de pente élevés (34 à 38°). Certains auteurs ont remarqué en Écosse, que ces formes d'accumulation sont plus évoluées dans les secteurs n'ayant pas été englacés lors de la glaciation Loch Lomond, que ceux s'étant mis en place au cours de l'Holocène, dans les limites spatiales internes de cette séquence glaciaire (Ballantyne et Eckford, 1984). Ce contraste suggère que les accumulations ont été plus rapides au cours du Tardiglaciaire (avant 11 500 BP) que durant l'Holocène, sous-entendant que les conditions périglaciaires froides étaient plus propices à la gélifraction des parois, ou que probablement, l'instabilité initiale des parois immédiatement après le retrait des glaciers avait joué un rôle prépondérant (Ballantyne et Kirkbride, 1987 ; Hinchliffe, 1999 ; Hinchliffe et Ballantyne, 1999). Dans ce cas, les tabliers pourraient être attribués à la dynamique paraglaciaire.
Ainsi, à partir de l'étude sur l'île de Skye, Hinchliffe et Ballantyne (1999) proposent un modèle d'évolution des tabliers d'accumulation (fig. 6.25.). Au cours du Tardiglaciaire (17 500 à 11 500 cal BP), 80 % de l'accumulation sont fournis par des processus paraglaciaires de décohésion et par l'intense activité périglaciaire notamment au cours de la récurrence froide du Loch Lomond (Dryas récent). Par contraste, l'éboulisation holocène est faible. Trois modèles sont donc possibles. Le premier correspond à une réponse paraglaciaire de décohésion des parois immédiatement après la déglaciation avec une réduction progressive de l'éboulisation dans le temps. Le deuxième modèle présente une forte éboulisation sous conditions périglaciaires pendant les phases froides (stades Dimlington et Loch Lomond) interrompues par des phases de faible production de débris lorsque le climat devient tempéré. Le troisième modèle combine les deux premiers avec une éboulisation paraglaciaire précoce qui décline avec le temps, mais dont les taux de production de débris peuvent être réactivés lors des séquences froides au climat périglaciaire. Pour l'ensemble de l'Holocène, les taux d'éboulisation sont faibles.
Poursuivant leurs recherches sur les terres écossaises au Quinag et au Stac Pollaidh dans l'Assynt et au Baosbheinn, plus au sud, Hinchliffe et Ballantyne (2009) s'appuient sur des datations C14 et une analyse de la structure sédimentologique des tabliers pour affiner leur premier modèle. Ils proposent une évolution des tabliers en quatre phases (fig. 6.26.).



DS : Dimlington Stade (periglacial climate)
LI : Lateglacial Interstade (cool temperate climate)
LLS : Loch Lomond Stade (periglacial climate)

Fig. 6.25. – Modèles d'évolution des taux de recul des parois rocheuses dans l'île de Skye (d'après Hinchliffe et Ballantyne, 1999).

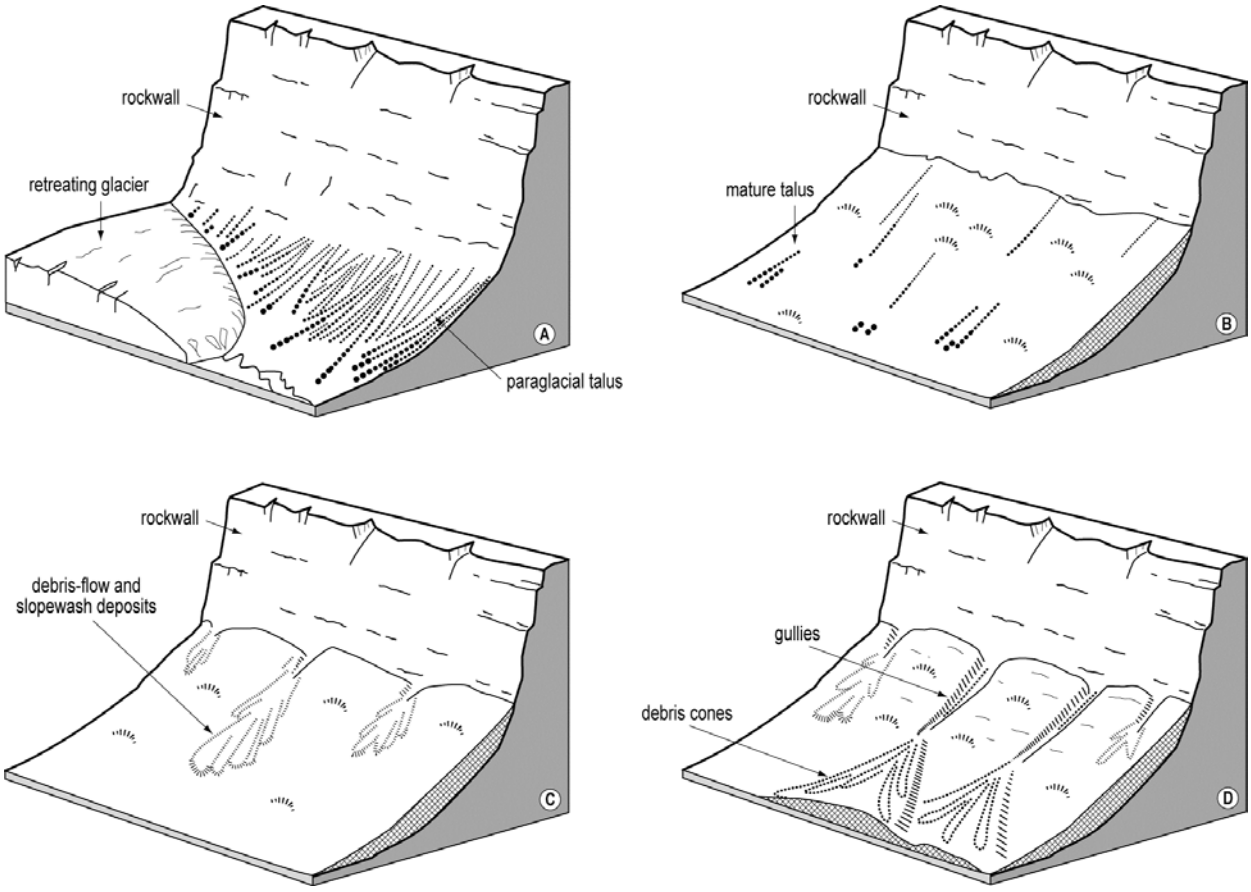


Fig. 6.26. – Modèle d'évolution holocène des talus écossais (d'après Hinchliffe et Ballantyne, 2009).

La première phase (A) correspond à la dynamique paraglaciaire au fur et à mesure que le glacier abandonne le versant. La dynamique de détente postglaciaire favorise l'accumulation rapide de débris au pied de la paroi rendu plus raide par la séquence glaciaire précédente. L'accroissement de l'activité gel-dégel et la fonte de la glace cimentant les discontinuités de la paroi, peuvent aussi contribuer à l'accroissement rapide du dépôt. Du point de vue sédimentologique, les gros fragments anguleux peu à peu émoussés dominent avec une fabrique chaotique. Après plusieurs millénaires (phase B), dont la durée varie selon les effets de site, l'équilibre de la paroi aux nouvelles conditions post-glaciaires a diminué l'apport de chutes de pierres. La pédogenèse est possible et la couverture végétale se développe sur une grande partie de l'accumulation fossile. Cette séquence est datable par C14 et les âges varient de 7 000 à 2 700 cal. BP. Cette séquence se matérialise sur le plan sédimentologique par des faciès plus contrastés avec des gros blocs enchâssés dans une matrice sableuse ou au contraire des passées de fines essentiellement sableuses où les fragements supérieurs à 5 cm sont absents, et des lits pédogénisés. Au cours de la troisième phase (C), la concentration d'eau cascadant en bas de la paroi aboutit à l'affaissement localisé et le développement de ravines dans la partie apicale du talus. La remobilisation de dépôt par des flux de débris et du ruissellement se localise dans la partie distale du versant. Dans la quatrième phase (D), l'affaisement du dépôt, les coulées de débris et le ruissellement dans les ravines aboutissent à l'extension du ravinement associé à la redistribution des sédiments dans les cônes de pied de pente.

Il n'y a pas dans l'analyse sédimentologique de preuve d'accumulation liée à des chutes depuis la paroi après les épisodes de remaniement du dépôt par le ruissellement. Cela prouve que la séquence paraglaciaire dure plusieurs milliers d'années et correspond à une séquence d'accumulation. Elle est suivie par une seconde phase caractérisée par une ablation et une rédistribution des sédiments précédemment accumulés, sans renouvellement des apports en provenance de la source primaire matérialisée par la paroi. Ainsi, les deux séquences (accumulation, puis ablation par redistribution) correspondent au modèle paraglaciaire selon lequel la production sédimentaire s'épuise d'elle même dans le temps, sans pour autant faire appel à des forçages externes au système lui-même, comme l'accroissement des épisodes exceptionnels de précipitations générateurs de coulées de débris et favorables au ravinement en relation avec un changement climatique ou tout autre perturbation externe (déforestation…).
Dans le même ordre d'idée, mais sur un pas de temps plus court, les travaux de Gómez *et al.* (2003) montrent comment un tablier s'est mis en place dans une séquence de déglaciation en un siècle seulement (fig. 6.27.). En effet, sur la face septentrionale du Picacho del Valeta au sud de la péninsule ibérique dans la Sierra Nevada, la déglaciation post-PAG suffit pour comprendre la mise en place d'un tablier mature. Dans un premier temps, le glacier transporte les débris en provenance de la paroi et construit une moraine (A). Puis, sa fonte s'amorce et les débris ne sont plus transportés et se mélangent à la neige et la glace (B). La glace survit encore dans la partie la plus proche de la paroi à l'abri de l'insolation (C) et les débris subissent des déplacements par coulées de débris et effondrement tandis que la glace n'existe qu'à l'état relictuel (D). Enfin, la glace disparaît complètement sous les sédiments et le tablier est constitué (E).

Dans le sud-ouest du Yukon, les tabliers (*talus slope*) étudiés par Johnson (1984b) sont attribués à des effondrements tardiglaciaires ou du début de l'Holocène et qualifiés de paraglaciaires. Une partie du dépôt de pente s'est accumulée à la base du versant opposé à celui de la zone de départ montrant le caractère catastrophique du déplacement.
Au Spitsberg, la question de l'origine périglaciaire ou de l'efficacité actuelle des processus périglaciaires dans l'édification des dépôts de pente, notamment des talus et des cônes, a été débattue depuis longtemps (fig.6.28.). En effet, dès les années soixante, l'accent fut mis par les chercheurs sur le rôle que pouvait jouer le ruissellement dans l'évolution des versants du Svalbard, celui-ci se substituant aux processus périglaciaires (Rapp, 1960 ; Jahn, 1960, 1976 ; Couvreur *et al.* 1961 ; Gabert et Masseport, 1966 ; Raynal, 1969 ; Coque et Raynal, 1970 ; Dewolf, 1970 ; Martini, 1975). Quelques décennies plus tard, des travaux géomorphologiques s'appuyant sur la lichénométrie, ont apporté des éléments de réponse sur la chronologie des dépôts de pente et sur l'atonie actuelle de la gélifraction par rapport à des mécanismes de production et de mobilisation des débris comme la biométéorisation, la décohésion, les avalanches et les *debris flows* (André, 1985, 1986, 1988, 1990a et b, 1991a, 1992a, 1993). Depuis, à partir de travaux basés sur des transects topo-sédimentologiques, les résultats morphométriques et sédimentologiques obtenus ont pu montrer le rôle déterminant du ruissellement dans l'évolution contemporaine des dépôts de pente (Mercier, 1998a, 2001a, 2002).

Ainsi, faut-il distinguer deux choses dans l'étude des dépôts apparentées à des cônes et des tabliers. Leur genèse d'une part et leur évolution d'autre part.
Pour leur genèse, le dépôt est-il le fruit d'une alimentation par des fragments en provenance de la dynamique périglacaire de gel-dégel des roches de la paroi ? Il possède alors des profils d'équilibre et des granoclassements longitudinaux typiques de cette dynamique gravitaire de chute continue.
Ou bien est-il le résultat d'effondrements massifs paraglaciaires en provenance de la décohésion postglaciaire de la paroi et dans ce cas, la signature granulométrique et les morphologies des dépôts attestent de cette autre dynamique. Cependant, les accumulations chaotiques d'origine paraglaciaire

doivent être distinguées de celles dont l'origine est d'ordre sismique (Hétu, 2004). En effet, les « éboulis sismiques » existent dans les régions actives de la planète comme dans les Alpes de Nouvelle-Zélande, dans la Sierra Nevada, en Alaska, dans les Pyrénées et Hétu (2004, p. 202) n'hésite pas à écrire « des plaques aux tas de cailloux, la filiation paraît dorénavant évidente ».

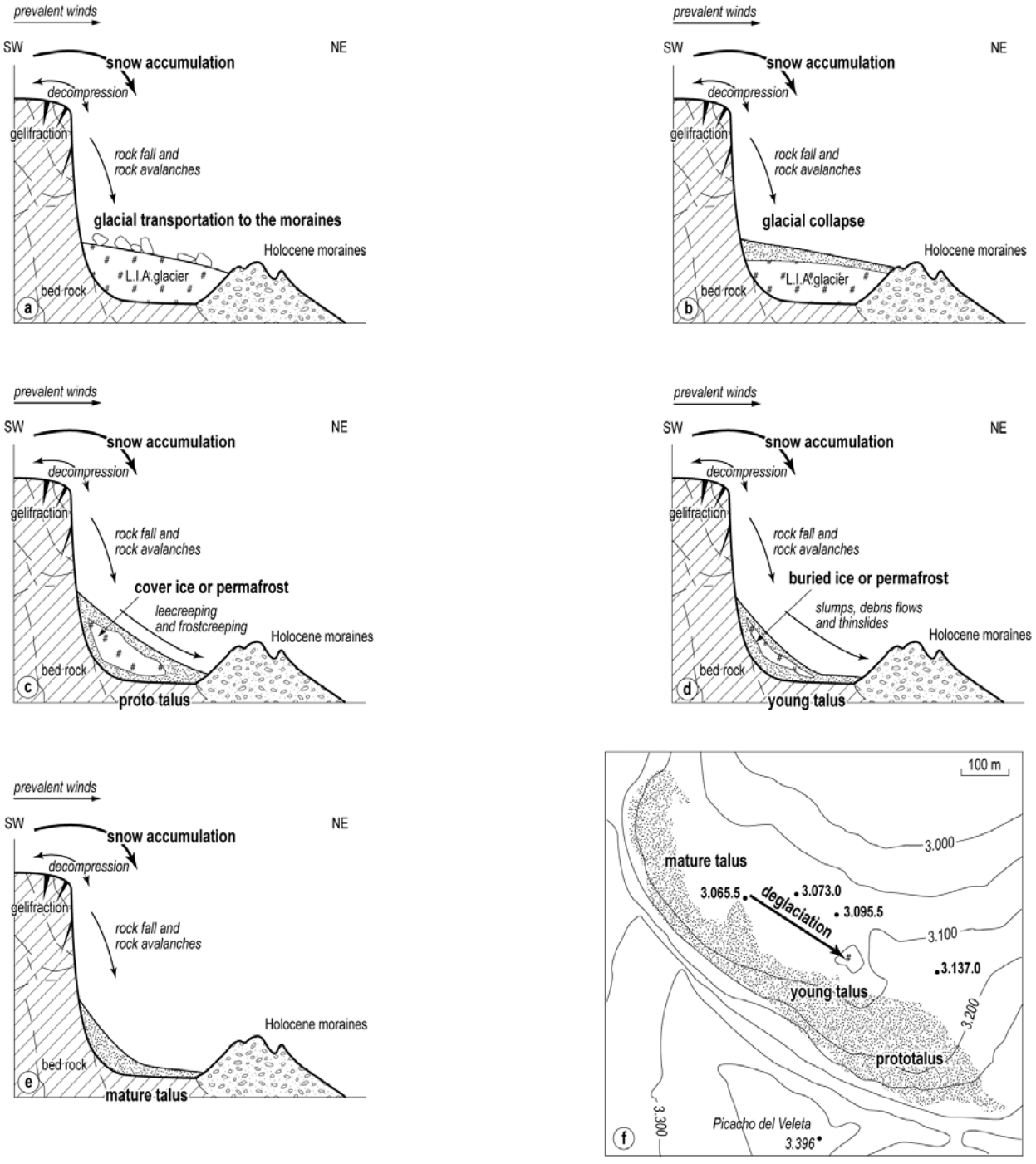


Fig. 6.27. – Modèle montrant la mise en place post-PAG d'un tablier (d'après Gómez et al.*, 2003).*

Fig. 6.28. – Versants calcaires de Simlestupet (390 m) à dépôts postglaciaires variés, cônes, talus, glaciers rocheux, presqu'île de Brøgger, Spitsberg, 78°55'N, 11°30'E (© D. Mercier, juillet 2002).

Pour ce qui est de l'évolution de ces dépôts en cônes et talus, les processus de fragmentation de la roche au sein de la paroi peuvent très bien être concurrencés par d'autres processus comme le ruissellement de fonte nivale ou associés à des précipitations intenses, et le dépôt est le résultat des coulées de débris (*debris flows*) successives. Un autre exemple de la perturbation des signatures sédimentologiques est donné par le travail de redistribution des fragments par les dynamiques avalancheuses (Francou, 1988 ; Jomelli, 1997, 1999a et b, Jomelli et Bertran, 2001 ; Jomelli et Francou, 2000 ; Sellier, 2002). Dans ces deux cas, la dynamique n'est pas paraglaciaire.

En revanche, on retrouve au pied de certains versants, des cônes et des tabliers dont l'origine est attribuée au paraglaciaire puisqu'ils correspondent à des redistributions de dépôts glaciaires essentiellement par des coulées de débris (*debris flows*) et par des processus de chutes. Les exemples sont très nombreux dans la littérature sous toutes les latitudes (Ballantyne, 2002a ; Harrison *et al.*, 2005 ; Harrison et Winchester, 1997 ; Iturrizaga, 2008a ; Luckman, 1981).

Dès lors, les cônes et les tabliers peuvent-ils être d'origine périglaciaire ou d'origine paraglaciaire et ils rejoignent ainsi les glaciers rocheux comme pouvant faire partie des formes « d'équifinalité ». Par ailleurs, les espaces périglaciaires non englacés, mais possédant un pergélisol, sont également soumis, comme les espaces paraglaciaires, à des crises d'origine thermique pour lesquels il est possible de proposer le terme de « parapériglaciaire ».

4. – Le concept de « *parapériglacaire* »

Parallèlement au concept de paraglaciaire, nous proposons d'utiliser le concept de parapériglaciaire pour désigner les processus à la surface de la Terre, les accumulations sédimentaires, les modelés, les systèmes et les paysages qui sont directement conditionnés par la dégradation du pergélisol (Mercier, 2008e).

4.1. – Les premières utilisations du terme de « *parapériglaciaire* »

La première utilisation du terme « parapériglaciaire » remonte aux années 1980. Corte (1983, 1986) emploie les termes « *paraperiglacial* », « *parageocryogenic* » et « *paraglacial* » pour décrire la distribution spatiale des processus et des paysages dans les Andes centrales. Il utilise « *paraglacial* » pour tous les faciès associés à la glace couverte et ceux de « *paraperiglacial* » et « *parageocryogenic* » pour les régions à gel saisonnier des sols. Dans ses écrits, il fait mention d'une lettre écrite par Kowalkowski en date du 20 septembre 1982 intitulée « *the paraperiglacial environment* » dont la définition suivante est donnée : « *a temperate climate zone with periodic freezing and thawing of soils and waste, seasonal snow and underground ice* ».

Dans un autre sens, les Quaternaristes russes ont utilisé le terme de « parapériglaciaire » pour décrire une période caractérisée par un réchauffement climatique pendant des stades interglaciaires (Velichko et Timireva, 1995), ou pour décrire des espaces affectés par des changements dans les taux de recouvrement végétal associés à des changements climatiques pendant les interglaciaires (Gribchenko et Kurenkova, 1997). Ils ont utilisé ce terme pour décrire les systèmes paysagers périglaciaires face au réchauffement et notamment les conséquences de la dégradation rapide du pergélisol générant des instabilités de surface, des processus et des paysages thermokarstiques et l'expansion des zones humides. Ils ont également expliqué la disparition des mammouths au cours de cette période par ces changements environnementaux parapériglaciaires (Velichko et Zelison, 2005). Les mêmes causes semblent avoir été un facteur crucial pour l'abandon des habitats traditionnels des groupes humains du Paléolithique (Gribchenko and Kurenkova, 1997).

Très récemment, le terme de « *para-periglacial* » a été utilisé par Blanco-Chao *et al.* (2007) pour définir, à la suite des travaux sur les côtes paraglaciaires de Forbes et Syvitski (1994), les conditions de l'évolution holocène des plates-formes littorales de Galice. Pour eux les côtes galiciennes sont encore actuellement influencées par les héritages des dynamiques périglaciaires et fluvio-nivales et ils proposent un modèle d'évolution de ces littoraux qu'ils qualifient de « *para-periglacial system* ». Dans les systèmes parapériglaciaires littoraux, la relation entre les affleurements rocheux et la mer peut être fonction de la présence et de la nature des dépôts continentaux hérités qui empiètent aujourd'hui sur le domaine côtier. Avec l'élévation du niveau de la mer à l'Holocène, l'érosion a entraîné le retrait des dépôts qui ont été taillés en falaises. Les sédiments grossiers soustraits des dépôts périglaciaires tapissent la base des falaises et constituent un rempart contre les assauts de la mer. Dans ce contexte, la plupart des côtes de part et d'autre de l'Atlantique nord connaissent, ou ont connu, des conditions d'évolution parapériglaciaires similaires à l'Holocène et au cours des autres interglaciaires, comme à l'Éémien. Par exemple, les littoraux de France recouverts de dépôts périglaciaires au cours des séquences froides du Pléistocène, comme au Weichselien, peuvent être considérés comme des côtes parapériglaciaires (Mercier, 2008e). Le littoral normand de la péninsule du Cotentin avec ces dépôts de *head* taillés en falaise au cours de la transgression flandrienne peut servir d'exemple (fig. 6.29.).

Par ailleurs, certaines côtes britanniques aux dépôts de *head* ont été réinterprétées comme des côtes paraglaciaires car les dépôts correspondent en réalité à des anciennes moraines de fond (*tills*) qui ont été déplacées par la solifluxion et des coulées de boue immédiatemment après la glaciation dans une séquence de réajustement paraglaciaire (Whright, 1991, Ballantyne et Harris, 1994). Pour Brunsden (2001b), les apports sédimentaires paraglaciaires et parapériglaciaires s'épuisent sur bien des littoraux en raison de l'élévation holocène du niveau marin.

Dans un contexte montagneux, Ibañez-Palacios et Ahumada (2006) ont utilisé le terme « *paraperiglacial* » comme synonyme de « *parageocryogenic* » pour une zone entre 2 000 m et 4 000 m d'altitude sur le versant oriental de l'Aconquija, caractérisé par un gel saisonnier du sol au pied des glaciers rocheux.
Dans le massif de Cerces dans les Alpes, Le Cœur (2007) a décrit l'évolution postérieure au PAG d'un glacier rocheux et il a utilisé le terme de « parapériglaciaire » pour caractériser la dynamique associée au ruissellement, qui reprend partiellement les dépôts du glacier rocheux et contribue à des modifications substantielles de la forme. Il utilise également ce terme pour décrire la séquence d'évolution d'une forme, construite dans un premier temps par des dynamiques périglaciaires, reprise ensuite par des processus non spécifiques du froid qui affectent cette même forme.

4.2. – Les processus et les formes parapériglaciaires

Les processus et les formes associées à cette dynamique parapériglaciaire peuvent être analysés comme un géosystème parapériglaciaire en cascade (fig. 6.31.).
À partir des zones sources (paroi, dépôts de versants, dépôts de fond de vallée, dépôts littoraux) les processus périglaciaires (gélifraction, gélifluxion, géliturbation…) et les processus azonaux en action dans ces environnements froids construisent des modelés dits « périglaciaires » qui constituent des dépôts périglaciaires primaires (éboulis, champs de blocs, pingos, palses…). Dans la séquence qui suit, les conditions thermiques entraînent la dégradation du pergélisol et l'entrée en scène de processus parapériglaciaires (thermokarstiques, mouvements de masse, ruissellement, coulées de débris…) qui remobilisent les dépôts primaires et constituent de nouvelles formes d'accumulation. Ces nouveaux dépôts parapériglaciaires (cônes alluviaux, dépressions thermokarstiques, dépôts stratifiés…) constituent un nouveau stock sédimentaire dans lequel les dynamiques azonales éolienne, fluviale, littorale, marine puisent l'essentiel de leurs apports.

Les travaux sur les rivières arctiques illustrent ces crises érosives générées par la dégradation du pergélisol associé aux changements climatiques contemporains. L'augmentation des températures induit une propagation du dégel plus profonde dans les dépôts sédimentaires des berges de la Léna. Ce processus parapériglaciaire thermokarstique produit des niches d'arrachement et contribue à la déstabilisation des berges (Walker, 1983 ; Harris, 2002 ; Costard *et al.*, 2007). Par ailleurs, un modèle prédictif basé sur des données de 46 rivières de l'Arctique montre que pour une augmentation de la température de 2°C, les rivières concernées enregistreraient un accroissement de 22 % de leur charge sédimentaire (Syvitsky, 2002).

De plus, l'ensemble de cette crise érosive parapériglaciaire générée par la fonte du pergélisol remet en cause la stabilité des édifices construits sur des soubassements enchâssés dans le sol gelé. Des maisons sont ainsi détruites, des réseaux de gazoducs ou d'oléoducs connaissent des risques de déstabilisation. Sur les côtes arctiques, qui présentent l'originalité d'être à l'interface entre un pergélisol sous-marin et un pergélisol terrestre, la disparition de ce dernier engendre des vitesses de

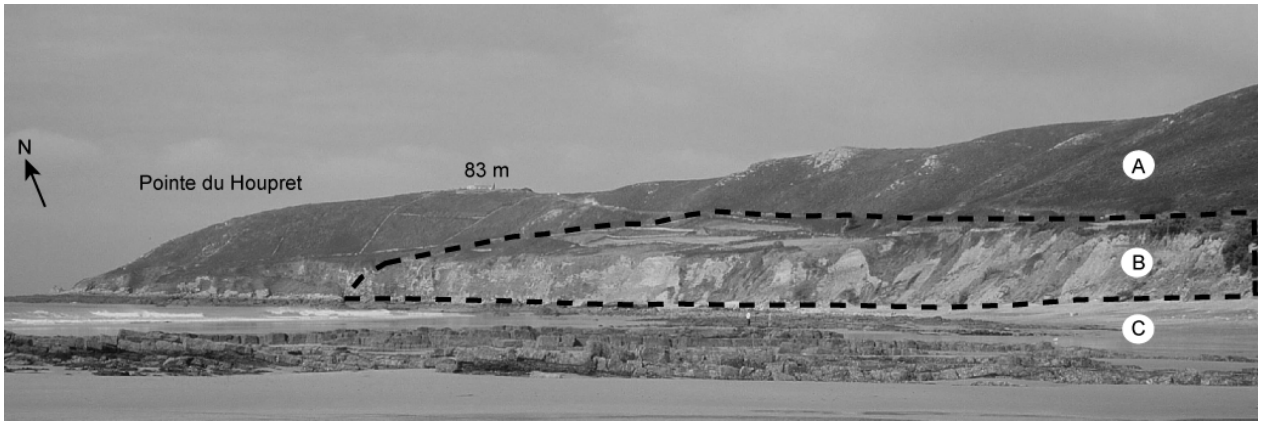


*Fig. 6.29. – **Côte parapériglaciaire en Normandie, Baie d'Ecalgrain*** (49°67'N, 1°94'W).
A : socle constitué de grès cambriens ; B : falaises taillées dans les dépôts périglaciaires continentaux (head) du Pleistocène formant l'essentiel du stock de sédiments disponibles pour la plage du premier plan en C (© D. Mercier, octobre 2002).

Ces dépôts continentaux périglaciaires hérités constituent la source d'approvisionnement en sédiments pour l'engraissement de la plage. Ils sont comparables aux dépôts des côtes paraglaciaires de l'Arctique ou celles qui jalonnent les anciennes limites des inlandsis du Pléistocène, comme sur les côtes méridionales de la mer baltique (fig. 6.30.).

Fig. 6.30. – Côte paraglaciaire héritée au sud de la mer Baltique, Allemagne (54°N, 11°10E). La plage se compose de blocs erratiques qui ont été soustraits du dépôt glaciaire hérité du Weichselien par le recul de la falaise et qui sont triés par la dynamique littorale actuelle (© D. Mercier, avril 2007).

recul des côtes de plusieurs dizaines de mètres par an, mettant en péril certaines infrastructures implantées sur ces littoraux. C'est le cas notamment d'une partie des installations du terminal pétrolier de Varandei, sur les bords de la mer de Barents. Certains habitants, comme ceux de l'île Shishmaref au large de l'Alaska, ont même décidé en 2006 d'abandonner leurs maisons menacées par le recul accéléré du littoral.

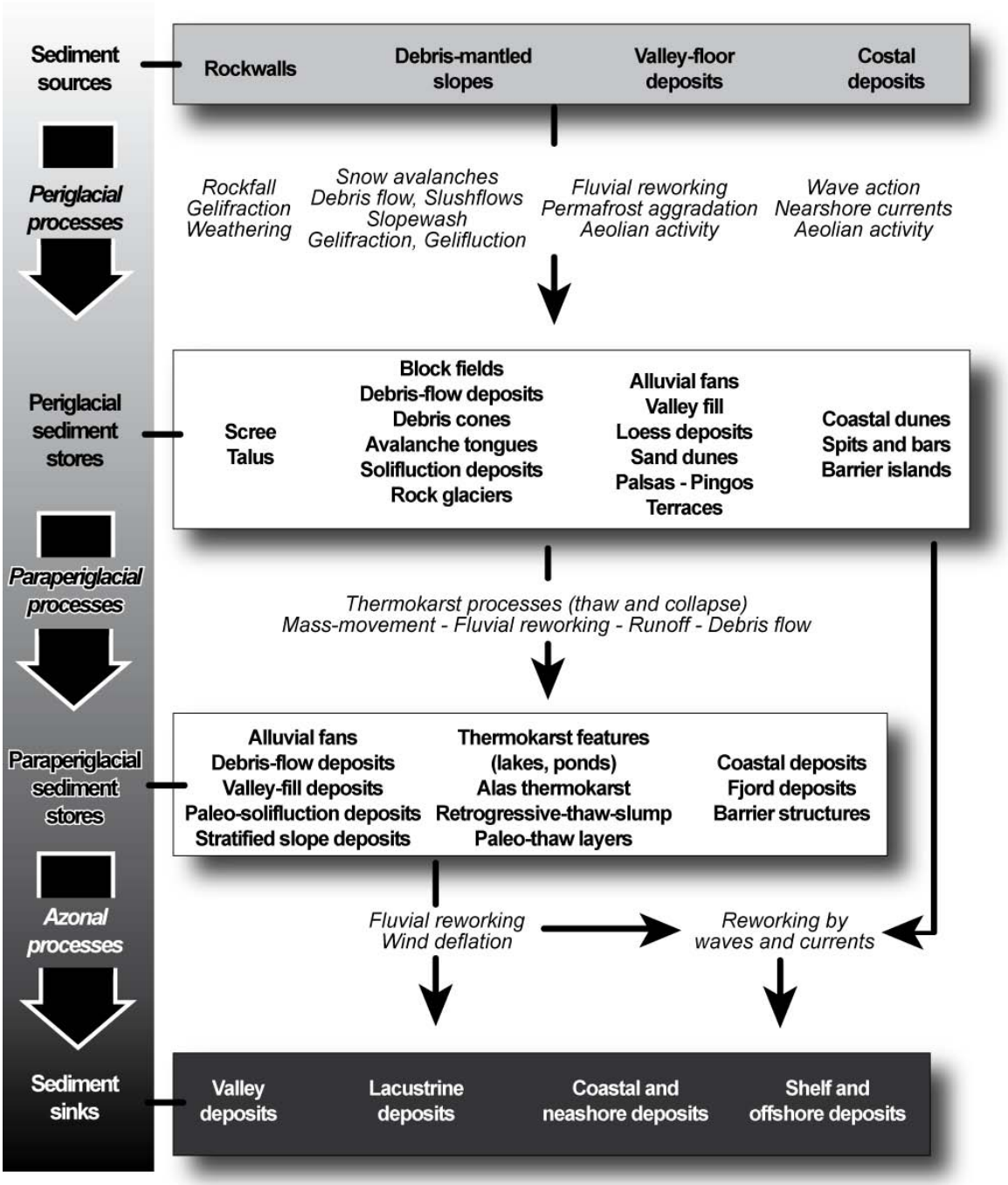


Fig. 6.31. – Schéma simplifié du transfert sédimentaire en cascade en milieu parapériglaciaire (d'après Mercier, 2008e).

4.3. – Les limites spatio-temporelles du parapériglaciaire

Actuellement, environ un quart de la planète rencontre des conditions périglaciaires. Pendant les périodes plus froides du Pléistocène, il faut ajouter un cinquième des espaces continentaux de la Terre ayant été affecté par des conditions périglaciaires associées à la présence du pergélisol continu autour des inlandsis en Amérique du Nord, l'Europe et la Russie (Van Vliet-Lanoë et Lysitsyna, 2001; French, 2007).
La répartition spatiale des dynamiques parapériglaciaires dépend des échelles temporelles. Une carte des espaces ayant subi une ou plusieurs séquences parapériglaciaires au cours du Pléistocène est proposée (fig. *II.2.*). Les espaces parapériglaciaires se localisent à la périphérie des zones englacées et correspondent aux limites de l'extension maximale du pergélisol au Pléistocène. On retrouve tous les espaces continentaux en Amérique du Nord, Europe et Asie, ayant connu un ajustement morphogénique à l'Holocène (Van Vliet-Lanoë et Lysitsyna, 2001). Durant le Quaternaire, les mêmes espaces peuvent avoir connu à plusieurs reprises des phases paraglaciaires et parapériglaciaires qui se sont surimposées. Les espaces du parapériglaciaire actif se retrouvent aussi en zone de montagne non englacée mais possédant un pergélisol en déséquilibre avec le climat. Ainsi, le parapériglaciaire actif se rencontre dans deux types d'espaces. Dans les deux cas, il s'agit d'espaces ayant un pergélisol en déséquilibre avec les données climatiques actuelles. Dans le premier cas de figure, il s'agit des espaces possèdant un pergélisol mais ayant été englacés. Dans le second cas, cette dynamique se rencontre dans les espaces avec un pergélisol, mais dans des secteurs n'ayant jamais été englacés. On rerouve aussi un parapériglaciaire hérité dans les espaces, comme en France des plaines et des plateaux, où le pergélisol était présent pendant les phases froides du Pléistocène et qui ont connu au cours de l'Holocène une dégradation importante des conditions environnementales et donc des crises morphogéniques.

Un exemple pour illustrer la complexité et la superposition des séquences morphogéniques sur un même espace est donné par les travaux sur les littoraux de la mer de Beaufort (Hill *et al.*, 1994 ; Beaulieu et Allard, 2003 ; Couture et Pollard, 2007 ; Lantuit, 2008 ; Lantuit et Pollard, 2005, 2008 ; fig. 6.32.). Les accumulations sédimentaires sont héritées de la dernière séquence glaciaire du Pléistocène, remaniées par des processus paraglaciaires. Au cours de l'Holocène, les conditions environnementales ont été propices à l'aggradation d'un pergélisol. Les modifications actuelles du climat entraînent une dégradation de ce pergélisol et les processus parapériglaciaires à l'œuvre (fonte du pergélisol, augmentation de l'épaisseur de la couche active…) génèrent des reculs majeurs des littoraux meubles par des grands glissements (*retrogressive-thaw-slump*). Par ailleurs, des modifications environnementales s'additionnent pour comprendre les taux de retrait enregistrés, comme la réduction de la présence protectrice de la banquise côtière, l'augmentation induite de l'action de la dynamique littorale et notamment des effets des tempêtes. Des évolutions similaires ont été analysées sur les littoraux de la presqu'île de Tuktoyaktuk par Murton (2001).

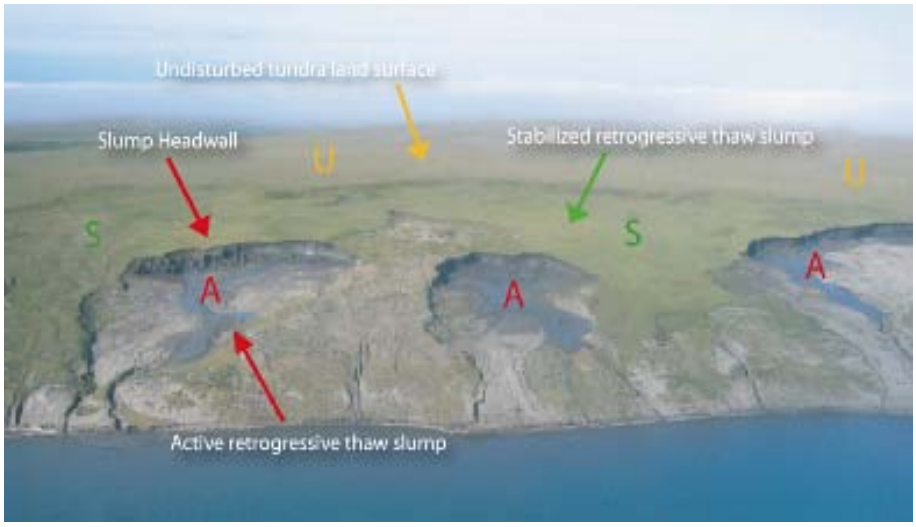


Fig. 6.32. – Grands glissements parapériglaciaires actifs, liés à la fonte contemporaine du pergélisol, Thetis Bay, île d'Herschel, Canada, 69°36'N, 139°04'W (© H. Lantuit, août 2004).

Conclusion du chapitre 6

Le panthéon des formes glaciaires présente de nombreuses formes d'ablation et d'accumulation. Les cirques, vallées en auge et fjords ont certes été occupés par de la glace lors des séquences froides du Pléistocène, mais le nombre égal de séquences paraglaciaires intercalées et l'efficacité des processus de détente paraglaciaire lors de ces crises érosives permettent de réévaluer le rôle des deux séquences dans l'évidement de ces formes en creux. Comprendre leur genèse par le seul rôle de l'abrasion glaciaire n'est pas suffisant comme l'ont prouvé les travaux sur les vallées en auge. En revanche, le travail de transport par la glace des blocs les plus gros doit être intégré pour comprendre l'évacuation des matériaux au-delà des zones en creux. La décohésion paraglaciaire, jusqu'à présent sous-estimée, voire ignorée, doit donc être intégrée à la réflexion sur l'élaboration de ces grandes formes. Le développement des méthodes de datation permettra d'apporter des calages chronologiques précis pour valider les modèles théoriques.
Certaines formes moyennes d'accumulation attribuées au travail des glaciers doivent autant, sinon plus, à la déglaciation dans l'élaboration de leur morphologie. Leur distribution spatiale, les emboîtements de formes, leur signature sédimentologique prouvent que certaines d'entre elles, notamment les kames, sont des formes paraglaciaires. Pour d'autres, comme les *hummocky moraines*, les *eskers* ou les *drumlins*, les deux théories opposées, genèse glaciaire (glace) ou genèse fluvioglaciaire (eau), ne sont pas exclusives. Dans ce cas, ces dépôts, présents abondamment sur les marges glaciaires actuelles et dans les espaces occupés par les glaciers au Pléistocène, correspondent tantôt à l'une des dynamiques, tantôt à l'autre. Elles appartiennent alors à la grande famille des formes « d'équifinalité », terme discuté par Haines-Young et Petch (1983), où différents processus peuvent construire des morphologies identiques.

Les glaciers rocheux, les tabliers et les cônes, habituellement classés parmi les formes périglaciaires d'accumulation, ne sont-ils pas autant paraglaciaires que périglaciaires ? Le travail de spatialisation et d'emboîtement des formes, l'étude sédimentologique des dépôts et l'utilisation des méthodes de datation permettent de distinguer séquences paraglaciaires et périglaciaires, processus de détente et

processus de fragmentation de la paroi par la cryosclastie, accumulations grossières non triées et dépôts stratifiés, granoclassés. Certains glaciers rocheux ont pu être assimilés à des formes périglaciaires avant d'être réexaminés et finalement classés parmi les formes paraglaciaires (Ballantyne *et al.*, 2008).
Par ailleurs, les environnements périglaciaires, caractérisés par la présence d'un pergélisol continu, discontinu ou sporadique, enregistrent, comme les environnements englacés des milieux froids, des forçages climatiques d'ordre essentiellement thermique. Le réchauffement holocène, et notamment celui qui a succédé au PAG, entraîne une rétraction spatiale du pergélisol. Ces crises climatiques sont par conséquent suivies de crises géomorphologiques affectant cette fois, non pas la glace des glaciers, mais la glace des sols, le pergélisol. Aussi, au même titre qu'il existe des crises paraglaciaires affectant les espaces englacés, est-il possible de décrire des processus, des formes et des espaces affectés par ces crises géomorphologiques d'origine thermique, affectant les espaces périglaciaires à pergélisol, qu'il est possible de qualifier de parapériglaciaire. Ainsi, au même titre qu'il existe le concept de paraglaciaire, celui de parapériglaciaire a toute sa place dans le vocabulaire géomorphologique. Il désigne à la fois une période, un espace et qualifie des processus. Il désigne la période au cours de laquelle le réchauffement climatique affecte les zones possédant un pergélisol. Ainsi, les périodes interglaciaires, comme l'Holocène, sont-elles des séquences d'évolution parapériglaciaires. Le pergélisol fondant face au nouveau déséquilibre thermique, les processus associés à sa fonte peuvent être qualifiés de processus parapériglaciaires. Ainsi, le concept de parapériglaciaire permet d'intégrer ces crises géomorphologiques majeures dans l'évolution des espaces continentaux et littoraux des hautes latitudes et des hautes altitudes. Les régions actuellement soumises à la dégradation du pergélisol sont des régions ou les processus parapériglaciaires sont actifs. D'autres espaces ont connu cette crise et présentent des héritages de cette période antérieure.

Ainsi, à la lumière de ces nouvelles connaissances sur la géomorphologie paraglaciaire et sur l'importance des séquences de déglaciation, est-il utile de réexaminer les formes. De belles perspectives de recherche s'ouvrent alors, notamment dans la compréhension de certaines morphologies emblématiques des milieux froids.

Conclusion de la troisième partie

Pour comprendre les paysages des milieux froids et notamment leurs formes emblématiques (cirques, fjords, éboulis, glaciers rocheux), la géomorphologie a longtemps proposé une vision binaire, couplant géomorphologie glaciaire et géomorphologie périglaciaire. Cependant, de nombreuses formes ne peuvent s'expliquer aujourd'hui sans faire appel à une troisième composante qui est la géomorphologie paraglaciaire. Certaines formes présentes dans les environnements ayant été englacés doivent toute leur évolution à la séquence paraglaciaire de déglaciation. Ce sont par exemple les cônes alluviaux, les formations d'aggradation des vallées, certaines terrasses alluviales, les dépôts chaotiques au pied des versants ayant connu des décompressions paraglaciaires, les littoraux meubles progradants deltaïques ou en îles-barrières, certaines accumulations sédimentaires *offshore*.... D'autres formes attribuées au seul travail des glaciers doivent se comprendre en intégrant la séquence de déglaciation et les processus paraglaciaires qui ont eu cours pendant cette crise. Ainsi, le seul travail d'abrasion glaciaire n'est pas suffisant pour comprendre l'évidement des cirques, des vallées en auge et des fjords sur les pas de temps concernés des séquences froides du Pléistocène. Parmi les formes d'accumulation, les kames doivent tout à la fonte des glaciers et non au travail de la glace en progression. D'autres formes d'accumulation peuvent selon les environnements être des formes d'équifinalité et être interprétées comme glaciaires ou paraglaciaires. Il en est de même pour certains modelés attribués aux processus périglaciaires. Les glaciers rocheux doivent, pour certains en tout cas, leur genèse à la décohésion paraglaciaire, ainsi que des dépôts de bas de versants en forme de cônes ou de talus. Certains modelés ont connu deux ou trois séquences morphologiques successives et doivent leur genèse et leur évolution à la fois aux dynamiques glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires. Ce sont alors des formes illustrant toute la complexité des enchaînements de processus morphogéniques associés aux changements climatiques.

En ajoutant le paraglaciaire aux schémas explicatifs impliquant le glaciaire et le périglaciaire, la géomorphologie des milieux froids se trouve enrichie.

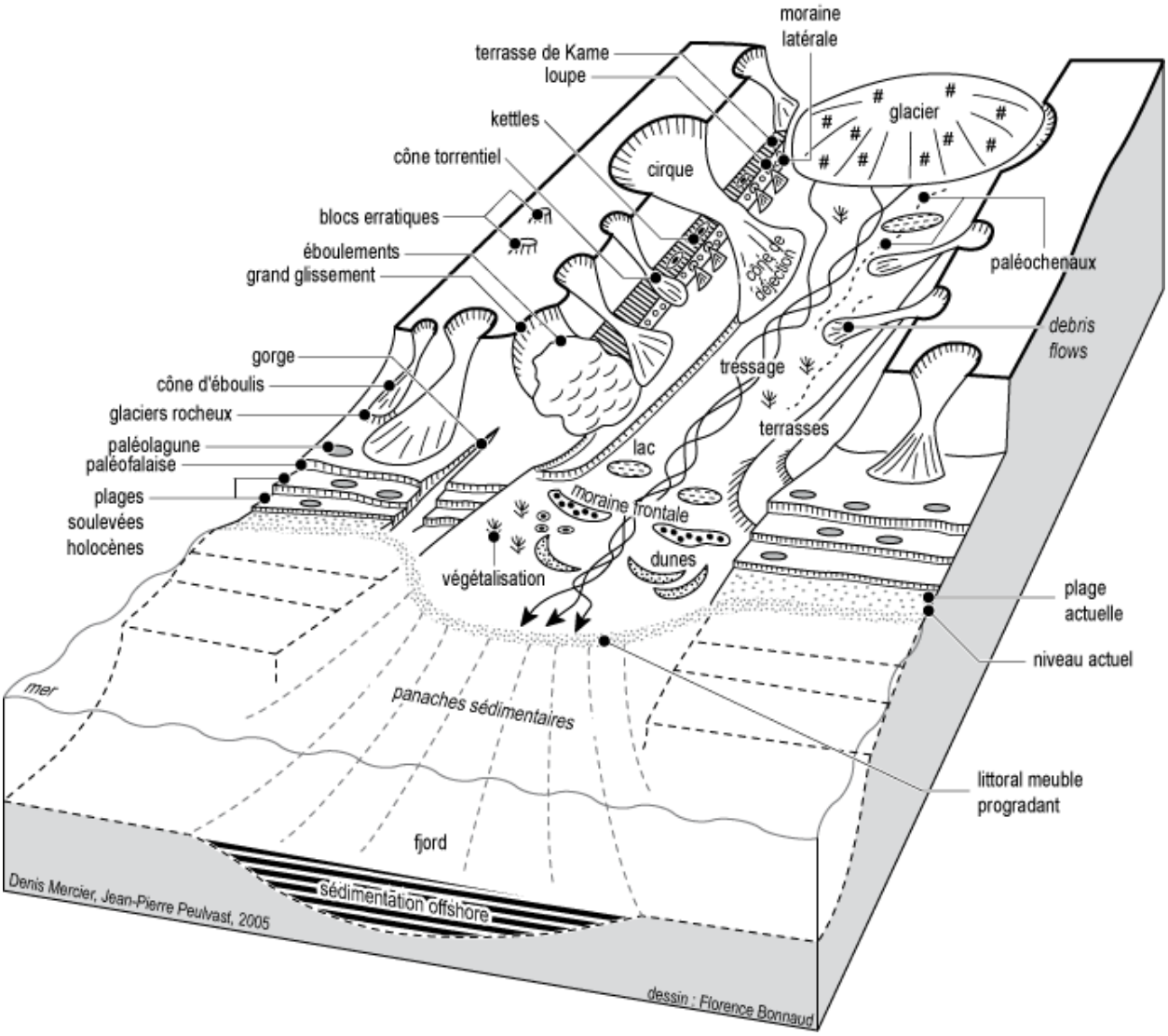


Fig. III.2. – Les modelés des milieux ayant été englacés, des versants aux fonds des fjords : glaciaire, paraglaciaire et/ou périglaciaire. (d'après Mercier, 2007).

Conclusion générale

« The paraglacial concept is an idea that has the potential to change the direction of a subfield of Earth science by focusing attention on the ways in which glaciated landscapes respond to non-glacial conditions ».

O. Slaymaker (2009, p. 80)

Comme le souligne justement Slaymaker (2009), le paraglaciaire est un concept clé pour comprendre l'évolution des milieux ayant été englacés.

Church et Ryder (1972) définissaient le terme de paraglaciaire comme « *non-glacial processes conditioned by glaciation* ». Trente années plus tard, Ballantyne (2002a) a proposé une définition plus large du concept : « *earth-surface processes, sediments, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by former glaciation and deglaciation* ». À partir de cette extension sémantique, nous avons recherché les différentes utilisations du terme de paraglaciaire. Que retenir de l'évolution de ce concept ? Nous proposons une réponse en trois temps.

1. - Le concept de paraglaciaire peut-il tout expliquer ?

Premièrement, nous pouvons considérer que le concept de paraglaciaire recouvre une réalité très large sur le plan spatial. Le concept de paraglaciaire peut s'appliquer à tous les espaces à la surface de la terre ayant été englacés et ayant subi une séquence de déglaciation. Cela concerne toutes les surfaces ayant été englacées au cours des séquences froides du Pléistocène et leurs périphéries, et qui ne le sont plus aujourd'hui. Cela représente environ 40 % de la surface terrestre, auxquelles s'ajoutent les espaces de sédimentation *offshore*. Par ailleurs, il reste aujourd'hui environ 10 % d'espaces englacés, dont une fraction est susceptible de connaître une séquence de déglaciation dans le contexte actuel de réchauffement climatique.

Sur le plan temporel, le paraglaciaire désigne avant tout une séquence morphologique, une crise d'érosion, qui suit la séquence glaciaire précédente. Cette séquence temporelle majeure dans l'évolution des milieux se caractérise par des processus non glaciaires, mais induits par la fonte de la glace et participant aux transferts des sédiments. Les deux processus paraglaciaires par excellence sont d'une part la décohésion postglaciaire qui affecte les parois rocheuses et d'autre part, le ruissellement alimenté par la fonte de la glace des glaciers et celle de la glace morte qui remobilise les sédiments meubles. Ainsi, des formes d'ablation et d'accumulation associées à ces dynamiques sont-elles représentatives de cette dynamique paraglaciaire. Les grands glissements, écroulements, éboulements massifs consécutifs de la décohésion postglaciaire construisent des dépôts grossiers hétérométriques difficilement remobilisés ensuite dans le temps et l'espace. En revanche, le ruissellement très actif au cours de la séquence paraglaciaire est à l'origine de la construction de formes de ravinement, d'incision et d'accumulation, donc de nombreuses formes comme les terrasses, les cônes de déjection, les sandurs… Les signatures sédimentologiques sont alors différentes des premières puisque l'agent d'ablation, de transport et d'accumulation n'a pas la même compétence. Les granoclassements sont longitudinaux et décroissants. Les vitesses de sédimentation sont plus élevées que lors des autres séquences morphogéniques.

Les espaces affectés par ces métamorphoses paysagères sont par conséquent nombreux et ont connu un système morphogénique complexe. L'approche systémique en cascade est la plus utilisée

actuellement pour quantifier les transferts sédimentaires et d'énergie entre les zones sources et les zones de stockage. Cette démarche s'applique particulièrement bien à la dynamique paraglaciaire comme en témoigne la figure C 1. Beaucoup reste encore à faire dans cette voie par le recours à des datations précises et des méthodes géophysiques pour évaluer les budgets sédimentaires. Toutes les zones de stockage (bas de versant, lacs, plaines alluviales, fjords…) offrent des espaces propices à l'évaluation de ces temporalités et des bilans sédimentaires associés.

2. - L'apport du concept de paraglaciaire à la compréhension des formes des milieux froids

Introduit tardivement dans l'histoire de la géomorphologie, le concept de paraglaciaire a également mis longtemps à s'imposer et certains y voient une redondance avec des termes existants déjà dans la littérature scientifique. Cet argument est alors avancé pour rejeter l'apport de ce nouveau terme. La décohésion postglaciaire, attribuée désormais au paraglaciaire, était considérée comme une conséquence de la glaciation et attribuée au travail indirect des glaciers. Le ruissellement de fonte en séquence paraglaciaire était qualifié de fluvioglaciaire pour son origine et de proglaciaire pour son emprise spatiale. La séquence de déglaciation était donc analysée à la fois comme étant une séquence morphogénique où se conjuguaient les processus glaciaires, fluvioglaciaires et périglaciaires. Dès lors, cette séquence majeure dans l'évolution des milieux ayant été englacés a été analysée pendant des décennies sans avoir besoin d'un nouveau concept.
Cependant, si l'on intègre cette séquence paraglaciaire dans les concepts de la géomorphologie, les milieux froids ne doivent plus être appréhendés sur la seule vision binaire (glaciaire, périglaciaire), mais d'une vision ternaire (glaciaire, paraglaciaire, périglaciaire). Certaines formes sont certes toujours expliquées par le seul travail des glaciers, d'autres par le seul travail des processus périglaciaires, certaines par les seuls processus paraglaciaires, mais beaucoup doivent leur genèse à deux des trois séquences, voire aux trois séquences morphologiques. De plus, si l'on intègre le nouveau concept de parapériglaciaire, comme désignant tous les processus, les formes et donc la séquence caractérisée par la fonte du pergélisol, ce sont quatre séquences que certains espaces ont connues (fig. C 2). Des formes peuvent alors appartenir à la famille des formes d'équifinalité et toute la difficulté est de distinguer leur genèse en fonction des contextes morphoclimatiques. Ainsi, les formes traditionnellement considérées comme glaciaires (fjords, cirques, vallées en U, sandurs, terrasses de kame, kettle, *hummocky moraines*) doivent autant leur genèse à la séquence paraglaciaire qu'à celle qui l'a précédée. Par ailleurs, les tabliers et les cônes d'éboulis sont le plus souvent attribués à la séquence périglaciaire, mais peuvent dans certains cas avoir été mis en place au cours de la séquence paraglaciaire. Les glaciers rocheux illustrent par ailleurs des genèses qui peuvent avoir plusieurs origines (glaciaire, paraglaciaire ou périglaciaire), voire une genèse qui relève de la dynamique gravitaire pure, ou de la dynamique commandée par d'activité sismique.

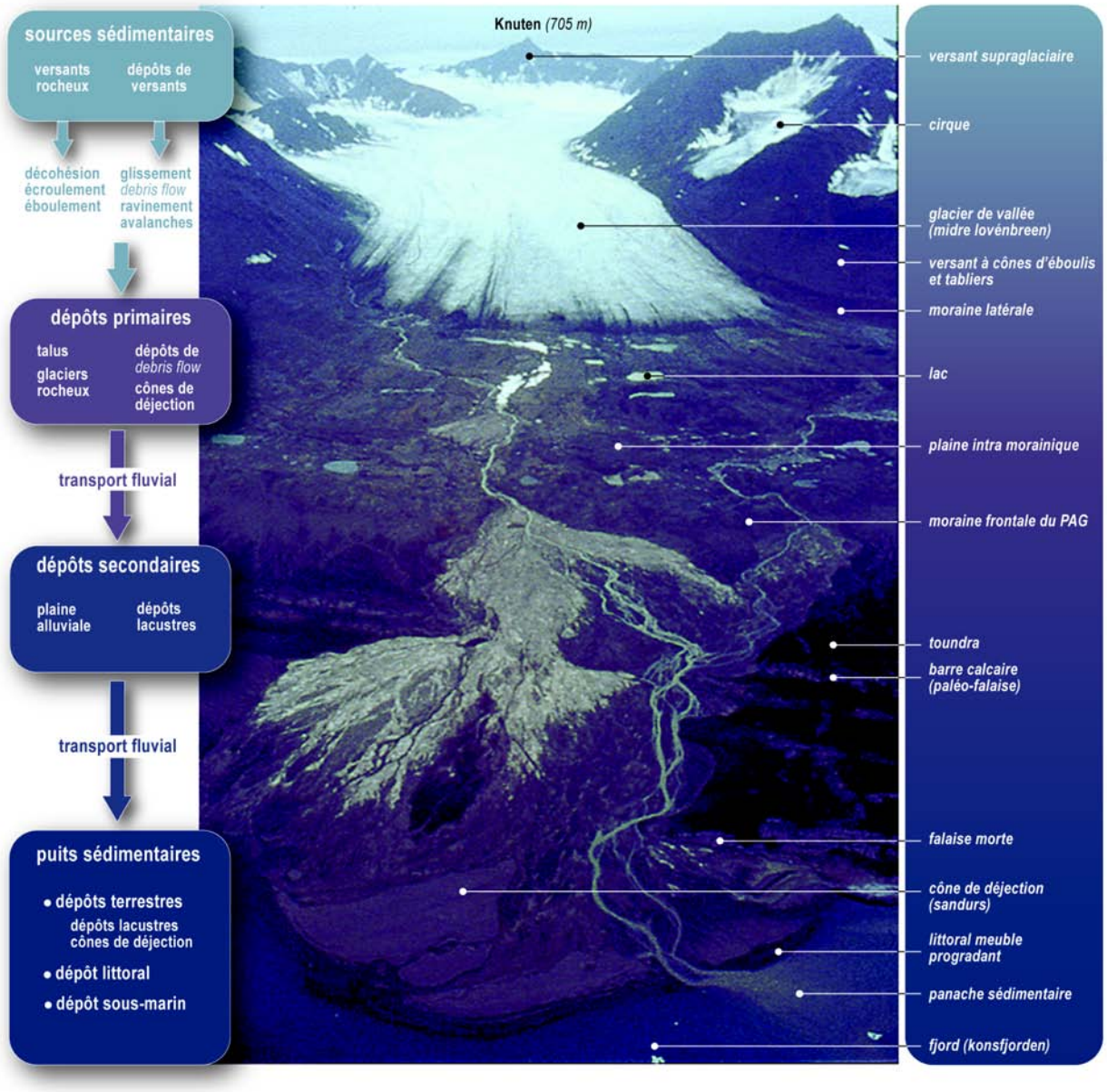


Fig. C 1. – Paysages, formes et système paraglaciaire en cascade : exemple du bassin-versant du midre Lovénbreen, Spitsberg (78°56'N, 12°10'E, 12 août 1999, © D. Mercier).

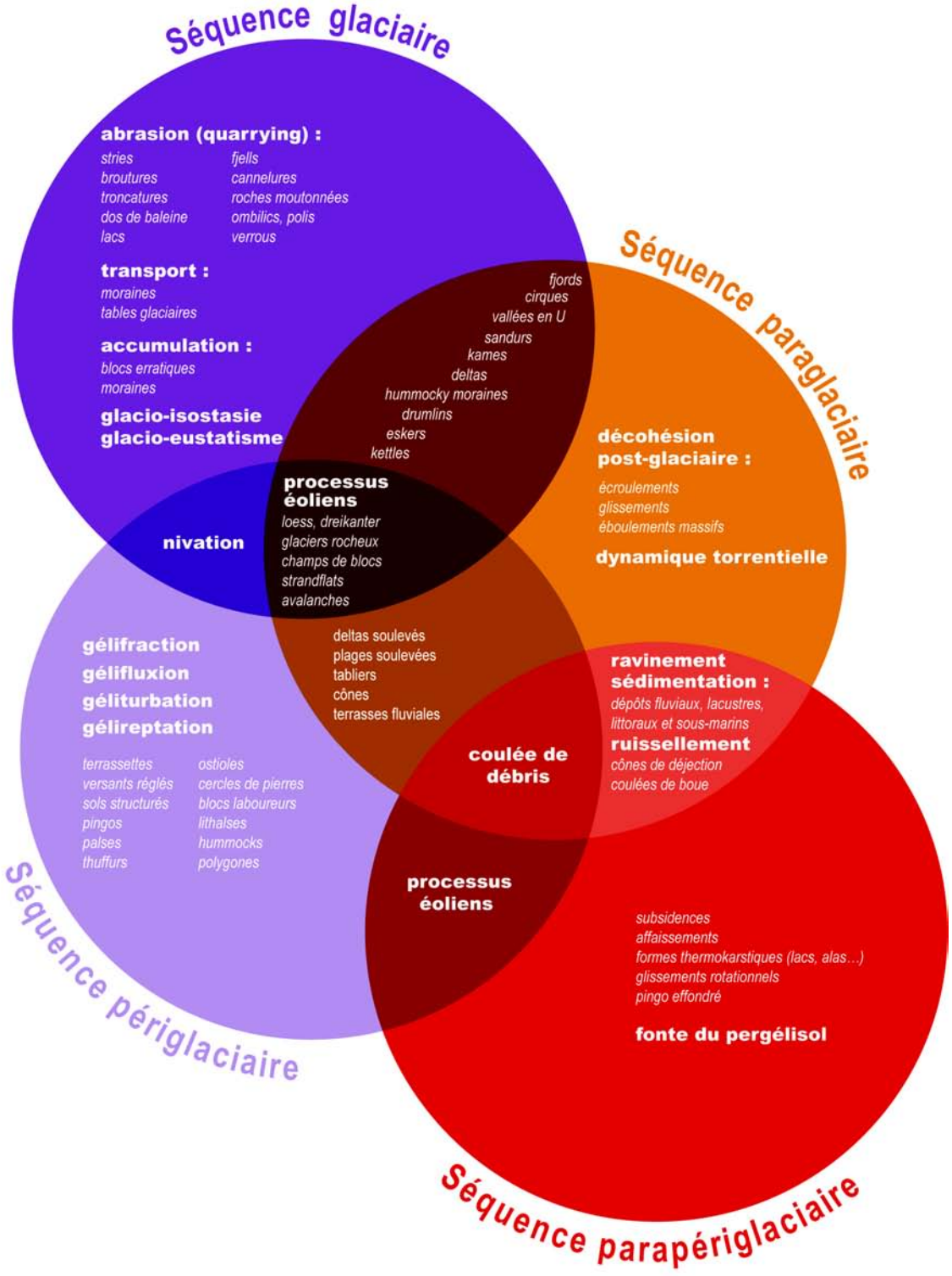


Fig. C 2. – Modelés et processus des séquences glaciaire, paraglaciaire, périglaciaire et parapériglaciaire.

3. – Les crises paraglaciaires

Le concept de paraglaciaire est surtout associé à la notion de crise d'érosion qui suit la séquence glaciaire et correspond parfaitement à une séquence morphogénique. La géomorphologie paraglaciaire complète la compréhension de l'évolution des milieux froids en intégrant des nouvelles temporalités intercalées ou superposées parfois aux séquences glaciaires et périglaciaires. Les progrès fondamentaux sur la connaissance des évolutions du climat, des temporalités, de la grande variabilité climatique, y compris au sein des longues séquences froides du Pléistocène, ont révolutionné les chronologies du Quaternaire. Ces très nombreuses crises climatiques majeures ont entraîné autant de bouleversements d'ordre morphologique. Sur l'ensemble du Quaternaire, dix-sept grands cycles glaciaires-interglaciaires se sont succédé, et pour la seule dernière grande phase froide du Weichelien, ce ne sont pas moins de vingt-cing interstades DO qui ont pu être identifiés. Même au sein des séquences interglaciaires comme l'Holocène, le climat est affecté par une variabilité importante, générée notamment par celle de l'activité solaire.
Des crises paraglaciaires et parapériglaciaires d'origine climatique affectent donc les milieux englacés et leurs marges (fig. C.3.). Le franchissement de seuils thermiques induit des modifications dans l'équilibre des glaciers et du pergélisol. Ces stocks d'eau gelée sont alors plus ou moins rapidement dilapidés et déclenchent des crises d'érosion. Tous les espaces des milieux froids ne se retrouvent pas dans les mêmes conditions thermiques. Ainsi, le Svalbard, avec les stations de Longyearbyen, Ny Ålesund et Isfjord Radio, est-il positionné actuellement dans une situation marginale au-delà de la limite d'équilibre glaciaire et connaît-il des crises géomorphologiques paraglaciaires. Des régions comme l'Écosse et les îles Féroé sont positionnées au-delà des espaces les plus sensibles aux crises paraglaciaires et parapériglaciaires, mais ont été à un moment de leur histoire postglaciaire, dans les mêmes conditions que le Svalbard. Les phases de réchauffement climatique entraînent logiquement une modification des limites climatiques et donc, schématiquement une migration des stations de référence d'un domaine à l'autre, du glaciaire au périglaciaire puis au tempéré. C'est au cours de ces transitions, de ces franchissements de domaines, que s'expriment les crises paraglaciaires et parapériglaciaires.

Ces crises s'illustrent par des temporalités variées, des accélérations des transferts sédimentaires surtout dans les matériaux meubles et une extension des emprises spatiales des phénomènes associées à la disparition des glaciers puisque le ruissellement redistribue les sédiments des zones proglaciaires jusqu'à la mer. Les versants sont soumis à des stress physiques générant des décohésions des parois. Les dépôts de versants sont affectés par des ravinements majeurs. Les systèmes fluviaux enregistrent des aggradations ou des dissections en fonction de la variabilité des apports, de l'énergie des processus, de la variabilité des niveaux de base locaux, régionaux ou globaux. Ils connaissent de profondes métamorphoses qu'illustrent les adaptations des variables morphologiques. Les littoraux meubles paraglaciaires bénéficient d'un apport tel en sédiments qu'ils progradent sur les marges des secteurs en phase de déglaciation. Des crises volcaniques sont également associées à ces crises climatiques et un volcanisme paraglaciaire s'observe dans des régions comme l'Islande.

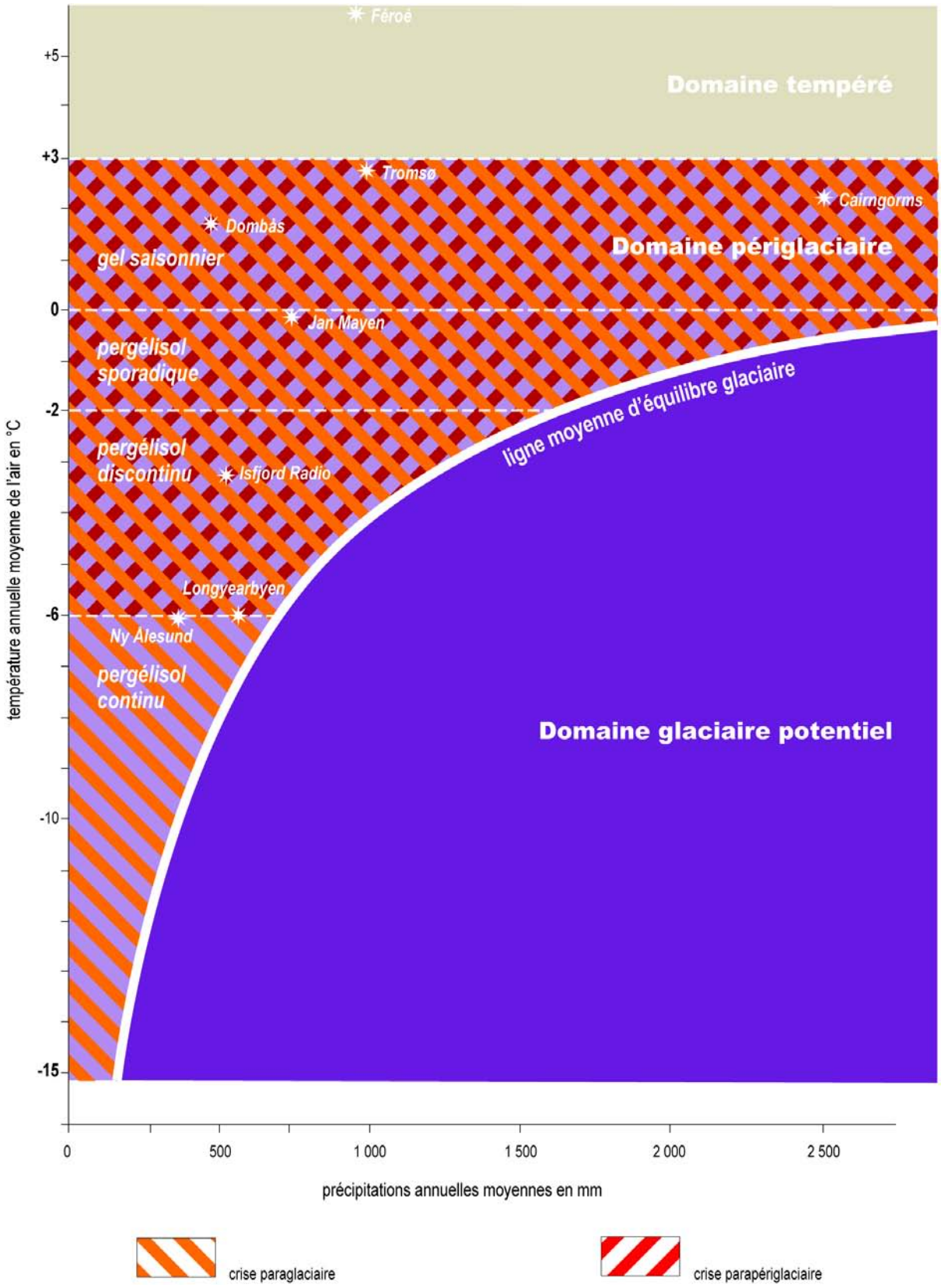


Fig. C 3. – Cadre climatique des domaines glaciaire et périglaciaire et des crises paraglaciaires et parapériglaciaires.

Toutes ces crises paraglaciaires s'expriment sur des pas de temps d'une grande variabilité, de l'échelle des temps courts (de l'instantané au décennal), aux temps plus longs (de l'échelle centennale à l'échelle millennale). Les apports majeurs à la compréhension de ces crises paraglaciaires viennent des progrès technologiques pour évaluer les bilans sédimentaires et pour les dater. Le terme de paraglaciaire s'applique donc parfaitement à cette séquence temporelle qui se caractérise par une crise. Cette crise est définie par des indicateurs comme les taux d'ablation, taux d'incision, taux de production primaire de débris, taux de transferts sédimentaires, taux de sédimentation. Ces indicateurs montrent qu'ils dépassent pendant un laps de temps *t*, d'un facteur *n*, les résultats enregistrés pendant la séquence *t* - 1 et *t* + 1. Cet écart est variable d'un indicateur à l'autre et d'un système à l'autre. La durée de la séquence paraglaciaire est donc d'une grande variabilité, mais doit être limitée à cette rupture temporelle dans l'évolution d'un environnement au cours duquel il est perturbé (fig. C 4.).

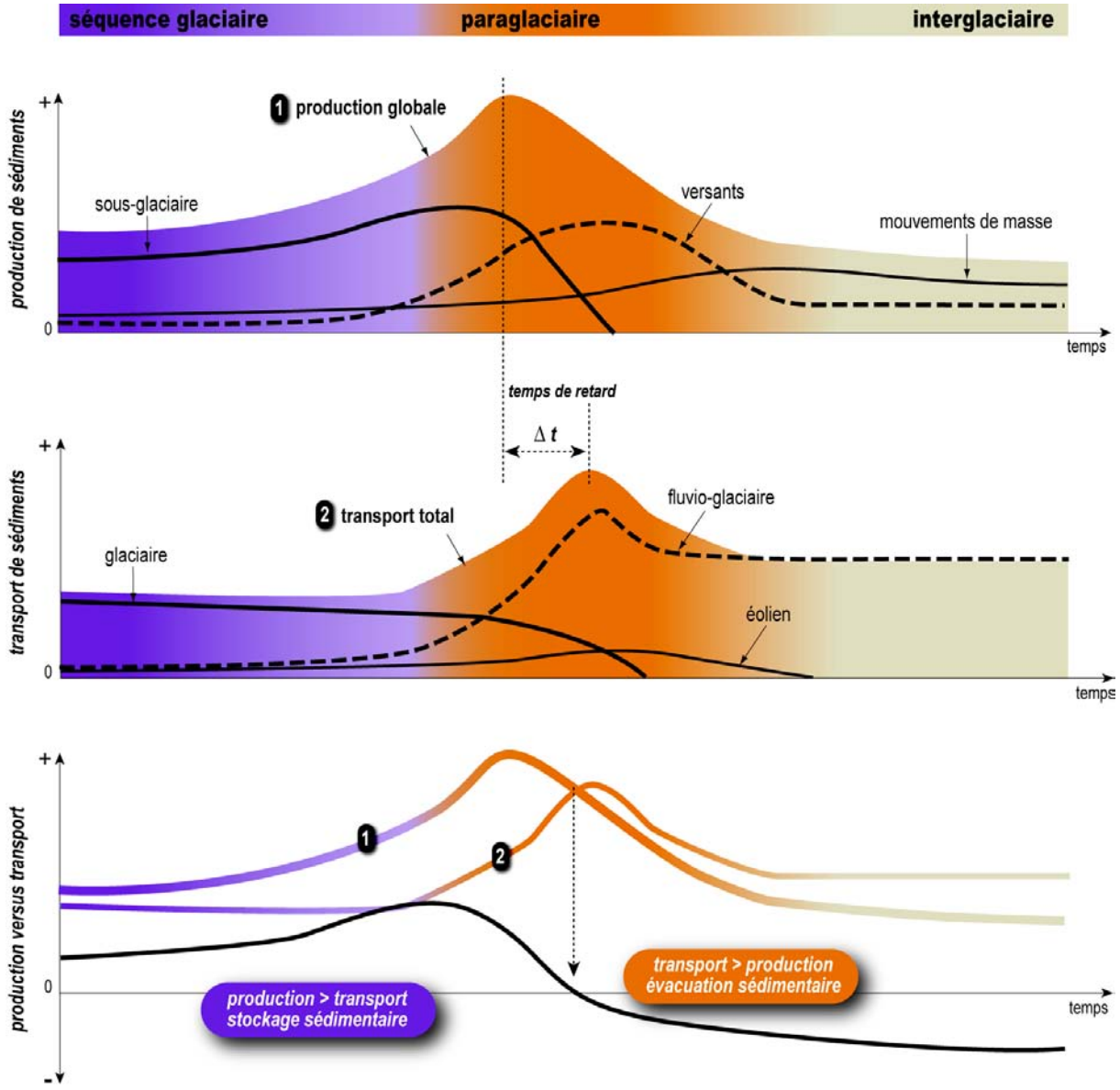


Fig. C4. – Expression théorique d'une crise paraglaciaire (d'après Hinderer, 2001, modifié).

4 - Les pistes de recherche à explorer.

Ce travail n'est ni exhaustif ni définitif, mais ouvre au contraire de nombreuses perspectives de recherche. Des programmes pluridisciplinaires, associant géomorphologues, sédimentologues, paléoenvironnementalistes, des milieux terrestres et marins, devraient déboucher sur de nombreuses contributions scientifiques par l'intermédiaire d'articles et de travaux de doctorat.

Sur le plan des temporalités, il est absolument indispensable de poursuivre le développement des datations dans les espaces où la chronologie n'est pas connue ou mal connue. Par exemple, aucune étude de la déglaciation et du paraglaciaire n'a été menée sur les îles Kerguelen. Or cette île de l'hémisphère Sud est le seul jalon englacé aussi loin de l'Antarctique. Son analyse détaillée, dans le cadre d'un programme scientifique soutenu financièrement par l'Institut polaire français Paul-Émile Victor (IPEV) apporterait des connaissances inédites. Dans de nombreuses montagnes, la chronologie de la déglaciation reste à préciser et à compléter. Par exemple, en Corse, les travaux anciens de Conchon (1975) peuvent servir de base avec un contexte morphostructural favorable aux datations, puisque le granite se prête bien aux datations cosmogéniques. Des études complémentaires pourraient aussi être conduites dans les Vosges (André, 1991b ; Flageollet, 2002) ou dans le Massif Central (Etlicher, 1986 ; Valadas, 1984 ; Veyret, 1981). Dans le massif pyrénéen, les travaux récents de Delmas (2009), montrant l'importance des séquences paraglaciaires dans l'élaboration des formes situées dans la partie orientale de la chaîne, mériteraient d'être complétés dans la partie centrale, où l'empreinte glaciaire est remarquable. C'est sur cette piste de recherche que nous orientons la mission en Islande de 2010 avec, pour principal objectif, la datation des grands glissements postglaciaires qui jalonnent les vallées septentrionales de l'île, entre Sauðárkrókur et Akureyri. Les datations cosmogéniques sont peu nombreuses en contexte basaltique et représentent un challenge méthodologique intéressant en utilisant l'olivine. Au-delà, dans bien des montagnes polaires en phase de déglaciation, la chronologie du début de cette séquence reste préciser. Le Groenland, enjeu de nombreux travaux visant estimer la contribution de sa masse de glace à l'élévation du niveau marin relatif pour les décennies à venir, offre, à l'échelle de l'Arctique, un cadre intéressant pour comprendre les crises paraglaciaires passées, actuelles et futures.

Sur le plan de la quantification des stocks et des flux pour une approche systémique en cascade des transferts et des budgets sédimentaires, le recours à des techniques géophysiques doit être encouragé. Sur le plan des formes, des recherches nouvelles devraient être engagées pour revisiter et consolider des théories encore controversées. Par exemple, les nouvelles connaissances des rythmes du remblaiement des plates-formes continentales sur les marges passives comme celle de la Norvège autorisent une relecture des taux d'érosion des surfaces terrestres. Les taux de sédimentation lacustre ou ceux des fjords méritent aussi d'être encore plus utilisés pour affiner la connaissance des rythmes de la morphogenèse et particulièrement des crises paraglaciaires. Les vallées et les cirques glaciaires, les modelés d'accumulation sur les marges, les dépôts de pied de versants (glacier rocheux, éboulis…) peuvent aussi être revisités en intégrant la grande variabilité du climat et des processus morphogènes. Une étude comparative dans des contextes morphoclimatiques contrastés permettrait de connaître la durée d'espérance de vie du cycle paraglaciaire de ravinement à l'œuvre dans le démantèlement des moraines latérales comme au Colletthøgda au Spitsberg.

Sur le plan de la sédimentologie, la signature des crises paraglaciaires se lit par des taux d'accumulation plus importants et des faciès contrastés par rapport aux séquences précédentes et suivantes. Le recours à l'approche microscopique est prometteur, même si des difficultés subsistent pour l'identification d'une signature paraglaciaire à cette échelle d'analyse. Cette approche devra être

poursuivie et développée. Elle pourrait déboucher sur une géomorphologie du nano-paraglaciaire. Les travaux envisagés en Islande apporteront des résultats inédits sur les rythmes de la morphogenèse holocène en utilisant la sédimentologie, la stratigraphie et les datations par téphrochronologie (cf. *curriculum vitae* détaillé dans le volume 1).

Sur le plan spatial, les concepts de paraglaciaire et de parapériglaciaire pourraient être appliqués à la compréhension des formes spectaculaires de mieux en mieux observées sur la planète Mars. Un projet de recherche est envisagé avec des collègues du laboratoire de planétologie et de géodynamique de Nantes (LPGN, UMR-CNRS 6112). Il consistera en une approche morphométrique comparée des formes de ravinement étudiées sur le versant du Colletthøgda au Spitsberg (Mercier *et al.*, 2009) avec les *gullies* de Mars. Les paramètres des analogues terrestres serviront à la modélisation des modelés martiens.

Sur le plan de la valorisation et de la vulgarisation de la géomorphologie paraglaciaire, beaucoup reste à faire. La géomorphologie paraglaciaire est quasiment absente des manuels universitaires de géomorphologie, surtout de langue française, et un tel vide doit être comblé. Dans le cadre du grand public ensuite, le travail est en cours, mais devra être poursuivi (Cayla, 2009a et b ; González Trueba, 2007). Un bon exemple à suivre est donné par le travail de sélection des géomorphosites conduit dans les Pyrénées par Thierry Feuillet (Feuillet et Portal, 2008 ; Feuillet et Sourp, 2010 ; Feuillet, 2010), dans le cadre d'une convention entre le Parc National des Pyrénées et le laboratoire Géolittomer (CNRS - UMR 6554 LETG). Les nombreux travaux méthodologiques sur les géomorphosites doivent servir de base pour définir des géomorphosites paraglaciaires (Ambert, 2004 ; Panizza, 2001 ; Reynard, 2005 ; Reynard et Panizza, 2005 ; Reynard *et al.*, 2009 ; Sellier, 2009). Les vallées de Colombie-Britannique étudiées par Ryder (1971a et b), et qui ont conduit à la conceptualisation du paraglaciaire (Church et Ryder, 1972), pourraient faire partie des géomorphosites paraglaciaires éponymes à l'échelle mondiale.

Né dans les années 1970 au Canada, le concept de paraglaciaire apporte incontestablement une clé de lecture pour la compréhension de l'évolution des paysages applicable à toutes les zones ayant connu directement ou indirectement des phases de glaciation-déglaciation. À l'heure d'une réflexion sur l'impact des changements climatiques sur les environnements, le concept de paraglaciaire ouvre des perspectives et renouvelle les approches géomorphologiques classiques en mettant l'accent sur les stocks sédimentaires, les flux, les bilans, les rythmes et les crises. La naissance d'une « *géomorphologie paraglaciaire* » devrait, en toute logique, rapidement s'imposer. Puisse ce travail, et toutes les autres recherches en cours et à venir sur le plan national et international, y contribuer.

Bibliographie

Aarseth I., 1997 – Western Norwegian fjord sediments: ages, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles, *Marine Geology*, 143, pp. 39-53.

Abele G., 1997 – Influence of glacier and climatic variation on rockslide activity in the Alps, *Paläoklimaforschung*, 19, pp. 1-6.

Aitken A.**E**., **Bell T**.**J**., 1998 - Holocene glacimarine sedimentation and macrofossil palaeocology in the Canadian High Arctic: environmental controls, *Marine Geology*, 145, pp. 151-171.

Åkkerman J., 1984 - Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen, *Geografiska Annaler*, 66 A, pp. 267-284.

Allée P., **Lespez L**. (ed.), 2006 - *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*, Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, Collection Nature & Sociétés, vol. 3, 480 p.

Allègre C., 2007 – *Ma vérité sur la planète*, Plon, Paris, 241 p.

Allègre C., **Demonvallon D**. (**de**), 2010 – *L'imposture climatique ou la fausse écologie*, Plon, Paris, 300 p.

Ambert M., 2004. *Contribution à la connaissance du patrimoine naturel languedocien : enjeux, concepts et applications. Géomorphologie et Patrimoine*, Thèse université Lumière, Lyon 2, 325 p.

Amoros C., **Petts G**.**E**. (eds.), 1993 - *Hydrosystèmes fluviaux*, Masson, Paris, 300 p.

Anders F.**J**., **Byrnes M**. **R**., 1991 - Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs, *Shore and Beach*, 17-26.06513

Andersen B.**G**., **Borns Jr**. **H**.**W**., 1997 – *The Ice Age World*, Scandinavian University Press, Oslo, 208 p.

Andersen K.**K**., **Svensson A.**, **Johnsen S**.**J**., **Rasmussen S**.**O**., **Bigler M**., **Röthlisberger R**., **Ruth U**., **Siggaard-Andersen M**.-**L**., **Steffensen J**.**P**., **Dahl-Jensen D**., **Vinther B**.**W**., **Clausen H**.**B**., 2006 - The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale, *Quaternary Science Reviews*, 25, 23-24, pp. 3246-3257.

Anderson E., **Harrison S**., 2006 – Late Quaternary paraglacial sedimentation in the Macgillycuddy's Reeks, southwest Ireland, *Irish Geography*, 39, 1, pp. 69-77.

André M.-**F**., 1985 - Lichénométrie et vitesses d'évolution des versants arctiques pendant l'Holocène (Région de la Baie du Roi, Spitsberg, 79° N), *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 34, 2, pp. 49-72.

André M.-**F**., 1986 - Dating slope deposits and estimating rates of rock wall retreat in northwest Spitsbergen by lichenometry, *Geografiska Annaler*, 68 A, 1-2, pp. 65-75.

André M.-**F**., 1988 - Vitesses d'accumulation des débris rocheux au pied des parois supraglaciaires du Nord-Ouest du Spitsberg, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32, 3, pp. 351-373.

André M.-**F**., 1990a - Geomorphic impact of spring avalanches in Northwest Spitsbergen (79° N), *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, pp. 97-110.

André M.-**F**., 1990b - Frequency of debris flows and slush avalanches in Spitsbergen: a tentative evaluation from lichenometry, *Polish Polar Research*, 3-4, pp. 345-363.

André M.-**F**., 1991a - *Dynamique actuelle et évolution holocène des versants du Spitsberg (Kongsfjord-Wijdeford, 79° N)*, Thèse d'État, Université de Paris I, 653 p.

André M.-**F**., 1991b - *L'empreinte glaciaire dans les Vosges,* Presses Universitaires de Nancy, 119 p.

André M.-**F**., 1992a - Le recul fini-holocène des parois métamorphiques du Spitsberg : une évolution à trois vitesses, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3, pp. 242-245.

André M.-**F**., 1992b - Les glaciers rocheux du Spitsberg central et nord-occidental, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 2, pp. 47-63.

André M.-**F**., 1993 - *Les versants du Spitsberg, approche géographique des paysages polaires*, Presses Universitaires de Nancy, coll. Géographie et environnement, 361 p.

André M.-F., 1994 - Rock glaciers in Svalbard: tentative dating and long-term velocities, *Geografiska Annaler*, 76A, 4, pp. 235-245.

André M.-F., 1997 - Holocene rockwall retreat in Svalbard: a triple-rate evolution, *Earth Surface Processes and Landforms,* 22, pp. 423-440.

André M.-F., 1999 - La livrée périglaciaire des paysages polaires : l'arbre qui cache la forêt ? *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 231-252.

André M.-F., 2001 - Pour le réexamen de la hiérarchie des processus opérant en milieu périglaciaire, *Environnements périglaciaires*, 8, pp. 2-19.

André M.-F., 2003 - Do periglacial areas evolve under periglacial conditions?, *Geomorphology*, 52, pp. 149-164.

André M.-F., 2005 – *Le monde polaire. Mutations et transitions*, Paris, Ellipses, 187 p.

André M.-F., 2007 – Tendances actuelles de la recherche britannique en géomorphologie périglaciaire, *Environnements Périglaciaires*, 14, pp. 67-71.

André M.-F., 2009 – From climatic to global change geomorphology: contemporary shifts in periglacial geomorphology, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 5-28.

André M.-F., **Étienne S.**, **Lageat Y.**, **Le Cœur C.**, **Mercier D**. (sous la direction de), 2007 – *Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard),* Clermont-Ferrand, Presses universitaires Blaise Pascal, Collection Nature & Sociétés, vol. 4, 592 p.

André M.-F., **Etlicher B.**, **Godard A.**, **Sellier D.**, **Van Vliet-Lanoë B.**, 2001a - Cryogenic processes and ice-related restructuring of the regolith in metamorphic and igneous terrains, *in Basement regions*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 147-169.

André M.-F., **Mercier D**. (coordinateurs), 2003a – La recherche française actuelle dans les milieux polaires et subpolaires, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 4, pp. 343-416.

André M.-F., **Mercier D.**, 2003b – L'eau dans les déserts polaires : source de vie et moteur de la transformation des paysages, *Emenir*, n°28-29 spécial *L'eau des déserts*, pp. 18-22.

André M.-F., **Peulvast J.-P.**, **Godard A.**, **Sellier D.**, 2001b – Landscape development in Arctic, Subarctic and Circumarctic shield environments, *in Basement regions*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 199-220.

Are F., 1988 - Thermal abrasion of sea coasts, *Polar Geography*, 12, pp. 1-157.

Are F., **Grigoriev M.**, **Hubberten H.W.**, **Rachold V.**, **Razumov S.**, **Schneider W.**, 2002 - Comparative shoreface evolution along the Laptev Sea Coast, *Polarforschung*, 70, pp. 135-150.

Are F., **Grigoriev M.**, **Hubberten H.W.**, **Rachold V.**, 2005 - Using thermoterrace dimensions to calculate the coastal erosion rate, *Geo-Marine Letters*, 25, 2-3, pp. 121.

Are F., **Reimnitz E.**, 2000 - An overview of the Lena River Delta Setting: Geology, Tectonics, Geomorphology and Hydrology, *Journal of Coastal Research*, 16, 4, pp. 1 083-1 093.

Àrnadóttir T., **Lund B.**, **Jiang W.**, **Geirsson G.**, **Björnsson H.**, **Einarsson P.**, **Sigurdsson T.**, 2009 – Glacial rebound and plate spreading: results from the first countrywide GPS observations in Iceland, *Geophysical Journal International*, 177, 2, pp. 691-716.

Arnaud-Fassetta G., 2008 – Les terrasses fluviales, *in* Dewolf Y., Bourrié G. (eds), *Les formations superficielles. Genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques*, Ellipses, Paris, pp. 236-243.

Arsenault A.M., **Meigs A.J.**, 2005 – Contribution of deep-seated bedrock landslides to erosion of a glaciated basin in southern Alaska, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, pp. 1 111-1 125.

Augustinus P.C., 1992 - The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry, a case study from the Southern Alps, New Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, pp. 39-51.

Augustinus P.C., 1995a - Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand, *Geomorphology*, 14, pp. 87-97.

Augustinus P.C., 1995b - Rock mass strength and the stability of some glacial valley slopes, *Zeitschrift für Geomorphologie,* 39, pp. 55-68.

Augustinus P.C., **Selby M.J.**, 1990 – Rock slope development in McMurdo Oasis, Antarctica and implications for interpretations of glacial history, *Geografiska Annaler*, 72A, pp. 55-62.

Baeckeroot G., 1952 – Le rôle des actions cryo-nivales quaternaires dans la formation des paysages du Sidobre de Castres (premières observations), *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, n°226-227-228, pp. 121-125.

Bakke J., **Dahl S.O.**, **Paasche Ø.**, **Løvlie R.**, **Nesje A.**, 2005a - Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene, *The Holocene,* 15, pp. 518-540.

Bakke J., **Lie Ø.**, **Nesje A.**, **Dahl S.O.**, **Paasche Ø**, 2005b - Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway, *The Holocene*, 15, pp. 161-176.

Ballais J.-L., 2000 - Les rythmes de la morphogénèse : leurs conceptions à travers l'histoire de la géomorphologie, *L'Espace géographique*, 2, pp. 97-104.

Ballandras S., 1997 – *Contribution à l'étude des bassins-versants torrentiels alpins*, Thèse de l'université de Savoie, 552 p.

Ballantyne C.K., 1986 – Landslides and slope failures in Scotland: a review, *Scottish Geographical Magazine,* 73, pp. 134-150.

Ballantyne C.K., 1991a – The landslides of Trotternish, Isle of Skye, *Scottish Geographical Magazine,* 107, pp. 130-135.

Ballantyne C.K., 1991b - Late Holocene erosion in upland Britain: climatic deterioration or human influence?, *The Holocene,* 1, pp. 81-85.

Ballantyne C.K., 1992 – Rock-slope failure and debris flow, Gleann na Guiserein, Knoydart, *Scottish Journal of Geology,* 28, pp. 77-80.

Ballantyne C.K., 1993 – Holocene mass movement on Scottish mountains: dating, distribution and implications for environmental change, *in* Frenzel B. (ed.), *Solifluction and climatic variation in the Holocene*, Jena, New York, pp. 72-85.

Ballantyne C.K., 1995 - Paraglacial debris cone formation on recently deglaciated terrain, *The Holocene,* 5, pp. 25-33.

Ballantyne C.K., 1997 – Holocene rock slope failures in the Scottish Highlands, *Paläoklimaforschung,* 19, pp. 197-205.

Ballantyne C.K., 1999 – Maximum altitude of Late Devensien glaciation on the Isle of Mull and Isle of Jura, *Scottish Journal of Geology,* 35, pp. 97-106.

Ballantyne C.K., 2002a - Paraglacial geomorphology, *Quaternary Science Reviews*, 21, pp. 1 935-2 017.

Ballantyne C.K., 2002b - A general model of paraglacial landscape response, *The Holocene,* 12, pp. 371-376.

Ballantyne C.K., 2003a - Paraglacial landsystems, *in* Evans, D.J. (eds), *Glacial landsystems*, E. Arnold, London, pp. 432-461.

Ballantyne C.K., 2003b - Paraglacial landform succession and sediment storage in deglaciated mountain valleys: theory and approaches to calibration, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32, pp. 1-18.

Ballantyne C.K., 2003c – A Scottish sturzstrom: the Beinn Alligin rock avalanche, Wester Ross, *Scottish Geographical Journal*, 119, 2, pp. 159-167.

Ballantyne C.K., 2008 - After the Ice: Holocene geomorphic activity in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*, 1, pp. 8-52.

Ballantyne C.K., **Benn D.I.**, 1994 - Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent retreat, Fåbergstølsdalen, Norway, *Arctic and Alpine Research*, 26, 3, pp. 255-269.

Ballantyne C.K., **Benn D.I.**, 1996 - Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments, *in* Anderson M.G., Brooks S.M. (eds.) - *Advances in Hillslope Processes*, vol. 2, John Wiley & Sons Ltd, pp. 1 173-1 195.

Ballantyne C.K., **Eckford J.D.**, 1984 – Characteristics and evolution of two relict talus slopes in Scotland, *Scottish Geographical Magazine*, 100, pp. 20-33.

Ballantyne C.K., **Harris C.**, 1994 – *The Periglaciation of Great Britain*, Cambridge University Press, 330 p.

Ballantyne C.K., **Kirkbride M.P.**, 1986 – The characteristics and significance of some Lateglacial protalus ramparts in upland Britain, *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, pp. 659-671.

Ballantyne C.K., **Kirkbride M.P.**, 1987 – Rockfall activity in upland Britain during the Loch Lomond Stadial, *Geographical Journal*, 153, pp. 86-92.

Ballantyne C.K., **Schnabel C.**, **Xu S.**, 2008 – Exposure dating and reinterpretation of coarse debris accumulations ('rock glaciers') in the Cairngorm Mountains, Scotland, *Journal of Quaternary Science*, 24, pp. 19-31.

Ballantyne C.K., **Stone J.O.**, **Fifield L.K.**, 1998 - Cosmogenic Cl-36 dating of postglacial landsliding at The Storr, Isle of Skye, Scotland, *The Holocene*, 8, pp. 347-351.

Ballantyne C.K., **Stone J.O.**, 2004 – The Beinn Alligin rock avalanche, NW Scotland: cosmogenic ^{10}Be dating, interpretation and significance, *The Holocene*, 14, 3, pp. 461-466.

Baltzer A., **Mercier D.**, **Laffly D.**, **Deloffre J.**, 2011 – Glacial, fluvial, coastal and offshore cascading-system to assess deglaciation in a polar environment, a case study in the Kongsffjorden area, Svalbard, *Marine Geology*, (en préparation).

Baraille S., **Blanchon D.**, **Gilbert D.**, **Lestournelle R.**, 2006 – *Les torrents de montagne. L'exemple du Briançonnais*, Société Géologique et Minière du Briançonnais, Saint-Chaffrey, 96 p.

Bard E., 2006 – *L'homme face au climat*, Odile Jacob, Paris, 446 p.

Barnard P.L., **Owen L.A.**, **Sharma M.C.**, **Finkel R.C.**, 2004 - Late Quaternary (Holocene) landscape evolution of a monsoon-influenced high Himalayan valley, Gori Ganga, Nanda Devi, NE Garhwal, *Geomorphology*, 61, pp. 91-110.

Barnard P.L., **Owen L.A.**, **Finkel R.C.**, **Asahi K.**, 2006 – Landscape response to deglaciation in a high releif, monsoon-influenced alpine environment, Langtang Himal, Nepal, *Quaternary Science Reviews*, 25, pp. 2 162-2 176.

Barsch D., 1996 - *Rock glaciers: indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*, Berlin, Heidelberg, New York, 331 p.

Bateman M.D., **Murton J.B.**, 2006 – The chronostratigraphy of Late Pleistocene glacial and periglacial aeolian activity in the Tuktoyaktuk Coastlands, NWT, Canada, *Quaternary Science Reviews*, 25, pp. 2 552-2 568.

Baulig H., 1949 – Causalité et finalité en géomorphologie, *Geografiska Annaler*, 31, pp. 321-324.

Beauchamp B., 2004 – Natural gas hydrates: myths, facts and issues, *Comptes rendus Géoscience*, 336, pp. 751-765.

Beaudoin A.B., **King R.H.**, 1994 - Holocene palaeoenvironmental record preserved in a paraglacial alluvial fan, Sunwapta Pass, Jasper National Park, Alberta, Canada, *Catena*, 22, pp. 227-248.

Beaulieu N., **Allard M.**, 2003 - The impact of climate change on an emerging coastline affected by discontinuous permafrost: Manitounuk Strait, northern Quebec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, pp. 1 393-1 404.

Belknap D.F., **Gontz A.M.**, **Kelley J.T.**, 2005 – Paleodeltas and preservation potential on a paraglacial coast evolution of eastern Penobscot bay, Maine, *in* FitzGerald D.M., Knight J. (eds.), *High Resolution Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries*, Springer, pp. 335-360.

Bengtsson L., **Semenov V.A.**, **Johannessen O.M.**, 2004 - The early twentieth-century warming in the Arctic – a possible mechanism, *Journal of Climate*, 17, pp. 4 045-4 057.

Benn D.I., 1992 – The genesis and significance of 'hummocky moraine': evidence from the Isla of Skye, Scotland, *Quaternary Science Reviews*, 11, pp. 781-799.

Benn D.I., **Ballantyne C.K.**, 1994 – Reconstructing the transport history of glacigenic sediments: a new approach based on the co-variance of clast form indices, *Sedimentary Geology*, 25, pp. 215-227.

Benn D.I., **Evans D.J.A.**, 1998 - *Glaciers & Glaciation*, Arnold, London, 734 p.

Bennett M.R., 1994 – Morphological evidence as a guide to deglaciation following the Loch Lomond Readvance: a review of research approaches and models, *Scottish Geographical Magazine*, 110, pp. 24-32.

Bennett M.R., 1999 - Paraglacial and periglacial slope adjustment of a degraded lateral moraine in Glen Torridon, *Scottish Journal of Geology*, 35, 1, pp. 79-83.

Bennett M.R., **Boulton G.S.**, 1993 – A reinterpretation of Scottish 'hummocky moraine' and its significance for the deglaciation of the Scottish Highlands during the Younger Dryas or Loch Lomond Stadial, *Geological Magazine*, 130, pp. 301-318.

Bennett M.R., **Glasser N.F.**, 1996 - *Glacial geology*, *Ice Sheets and landforms*, John Wiley & Sons Ltd, 364 p.

Bennett M.R., **Huddart D.**, **Hambrey M.J.**, **Ghienne J.-F.**, 1998a - Modification of braided outwash surfaces by Aufeis: an example from Pedersenbreen, Svalbard, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 42, 1, pp. 1-20.

Bennett M.R., **Hambrey M.J.**, **Huddart D.**, **Glasser N.-F.**, 1998b – Glacial thrusting and moraine-mound formation in Svalbard and Britain: the exemple of Coire a' Cheud-chnoic (valley of Hundred Hills), Torridon Scotland, *Quaternary Proceedings*, 6, pp. 17-34.

Berger A., **Loutre M.-F.**, 2004 - À quand la prochaine glaciation ?, *La Recherche*, dossier n°17, pp. 18-22.

Berthling I., **Etzelmüller B.**, **Eiken T.**, **Sollid J.L.**, 1998 - Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: Internal structure, flow velocity and morphology, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, pp. 135-145.

Berthling I., **Etzelmüller B.**, **Isaksen K.**, **Sollid J.L.**, 2000 - Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. II: GPR soundings and the development of internal structures, *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, pp. 357-369.

Bertran P. (dir.), 2004a – *Dépôts de pente continentaux. Dynamique et faciès*, Quaternaire, Hors-série n°1, 259 p.

Bertran P., 2004b – Cônes de déjection, *in* Bertran P. (dir.), *Dépôts de pente continentaux. Dynamique et faciès*, Quaternaire, Hors-série n°1, pp. 217-232.

Birot P., 1968 – Les développements récents des théories de l'érosion glaciaire, *Annales de Géographie*, 419, pp. 1-13.

Birot P., 1981 - *Les processus d'érosion à la surface des continents*, Masson, Paris, 605 p.

Björnsson H., 1992 - Jökulhlaups in Iceland: characteristics, prediction and simulation, *Annals of Glaciology*, 16, pp. 95-106.

Björnsson H., 2002 – Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland, *Global and Planetary Change*, 35, pp. 255-271.

Björnsson H., 2004 – Glacial lake outburst floods in mountain environments, *in* Owens P., Slaymaker O. (eds.), *Mountains geomorphology*, Arnold Publishers, pp. 164-184.

Blache J., 1952 – La sculpture glaciaire, *Revue de Géographie Alpine*, XL, 1, pp. 31-123.

Blair RW Jr., 1994 - Moraine and valley wall collapse due to rapid deglaciation in Mount Cook National Park, New Zealand, *Mountain Research and Development,* 14, pp. 347-358.

Blanco-Chao R., **Pérez-Alberti A**., **Trenhaile A.S**., **Costa-Casais M**., **Valcácerl-Díaz M**., 2007 – Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain, *Geomorphology*, 83, pp. 136-151.

Bodéré J.-**C**., 1977 - Les kettles du Sud-Est de l'Islande, *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 3, pp. 259-270.

Bodéré J.-**C**., 1985 - *La région côtière de l'Islande, recherches géomorphologiques*, Thèse de Doctorat d'État, Université de Bretagne occidentale, Brest, 3 volumes, 1 826 p.

Bodéré J.-**C**., 1989 - Les accumulations dunaires littorales d'Islande entre le Myrdalsjökull et les fjords de l'Est, *Hommes et Terres du Nord*, 3, pp. 147-153.

Bodin X., 2007 - *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)*, Thèse, Université de Paris 7, 273 p.

Boesch H., 1960 – Einige Bemerkungen zum Periglazial-Begriff, *Regio Basiliensis*, vol.1.

Bogen J., 1996 – Erosion and sediment yield in Norwegian rivers, *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 236, pp. 73-84.

Bossière G., **Sellier D**., 1993 – Observation d'enduits siliceux et titanés sur des surfaces polies d'origine glaciaire, *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, t.317, Série II, pp. 203-210.

Bouchiat V., **Saugier B**., **Waelbroeck C**., 1999 - Les milieux naturels et leur évolution, *in* Bobbé S., *Taïga-toundra, au nord, la démesure*, Autrement, Paris, pp. 11-58.

Boulton G.S., 1987 – A theory of drumlin formation by subglacial deformation, *in* Menzies J., Rose J. (eds), *Drumlin Symposium*, Balkema, Rotterdam, pp. 25-80.

Bourgeat S., 1990 – Éboulements et écroulements dans le bassin-versant du Vénéon (Massif des Écrins, Isère), *Revue de Géographie Alpine*, 78, 1-2-3, pp. 11-24.

Bout P., **Corbel J**., **Derruau M**., **Garavel L**., **Péguy C**.-**P**., 1955 - Géomorphologie et glaciologie en Islande centrale, *Norois*, 8, pp. 461-574.

Bovis M.J., 1990 – Rock-slope deformation at Affliction Creek, Southern coast mountain, British Columbia, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, pp. 243-254.

Bracken L.J., **Wainwright J**., 2006 – Geomorphological equilibrium: myth and metaphor?, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 31, pp. 167-178.

Braun D.**D**., 1989 – Glacial and periglacial erosion of the Appalachians, *Geomorphology*, 2, 1-3, pp. 233-256.

Bravard J.-**P**., 1987 - *Le Rhône, du Léman à Lyon*, Thèse d'État, La Manufacture, Collection l'homme et la nature, Lyon, 452 p.

Bravard J.-**P**., 1988 - Les confluences rhodaniennes : de la dynamique holocène aux changements contemporains, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 1, pp. 9-22.

Bravard J.-**P**., 1989 - La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Âge et à l'époque moderne, *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25, pp. 145-157.

Bravard J.-**P**., 1992 – Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au tardiglaciaire et à l'Holocène, *Bulletin de l'Association de Géographes Français,* 3, pp. 207-226.

Bravard J.-**P**., 1993 - Les métamorphoses du paysage fluvial : mise en perspective géographique, *in Le fleuve et ses métamorphoses*, Actes du colloque international des 13-15 mai 1992, Université Lyon III-Jean Moulin, Didier Érudition, pp. 525-527.

Bravard J.-**P**., 1996 – Hydrologie continentale, *in* Derruau M. (ed.), *Composantes et concepts de la géographie physique*, Armand Colin, Paris, pp. 131-142.

Bravard J.-**P**., 2010 – Discontinuities in braided patterns: The River Rhône from Geneva to the Camargue delta before river training, *Geomorphology*, 117, 3-4, pp. 219-233.

Bravard J.-**P**., **Peiry J**.-**L**., 1993 - La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20ème siècle), *Zeitschrift für Geomorphologie,* Supplement-Band, 88, pp. 67-79.

Bravard J.-**P**., **Petit F**., 1997 - *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*, Armand Colin, Paris, 222 p.

Brazier V., **Whittington G**., **Ballantyne C**.**K**., 1988 – Holocene debris cone evolution in Glen Etive, Western Grampian Highlands, Scotland, *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, pp. 525-531.

Broecker W.**S**., 2000 - Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record, *Earth-Science Reviews*, 51, pp. 137-154.

Brook M.**S**., **Kirkbride M**.**P**., **Brock B**.**W**., 2006 – Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, pp. 1 167-1 175.

Brook M.**S**., **Kirkbride M**.**P**., **Brock B**.**W**., 2008 – Temporal contraints on glacial valley cross-profile evolution: Two Thumb Range, central Southern Alps, New Zealand, *Geomorphology*, 97, 1-2, pp. 24-34.

Brunhes J., 1906-1907, Érosion fluviale et érosion glaciaire. Observations de morphologie comparée. *Revue de Géographie annuelle*, 1, pp. 281-308.

Brunsden D., 2001a – A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology, *Catena*, 42, pp. 99-123.

Brunsden D., 2001b – Back A'long: a Millennial geomorphology, *in* Higgitt D.L., Mark Lee E. (eds), *Geomorphological processes and landscape change. Britain in the last 1000 years*, Blackwell, pp. 32-60.

Brunsden D., **Thornes J**.**B**., 1979 – Landscape sensitivity and change, *Transactions Institute British Geographers*, 4, pp. 463-484.

Buffett B., **Archer D**., 2004 – Global inventory of methane clathrate: sensitivity to changes in the deep ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 227, pp. 185-199.

Burki V., **Larsen E**., **Fredin O**., **Nesje A**., 2009 – Glacial remobilization cycles as revealed by lateral moraine sediment, Bødalsbreen glacier foreland, western Norway, *The Holocene*, 19, 3, pp. 415-426.

Caillon N., **Severinghaus J**.**P**., **Jouzel J**., **Barnola J**.**M**., **Kang J**., **Lipenkov V**.**Y**., 2003 – Timing of atmospheric CO^2 and Antarctic temperature changes across termination III, *Science*, 299, pp. 1728-1731.

Campy M., **Buoncristiani J**.**F**., **Bichet V**., 1998 – Sediment yield from glacio-lacutrine calcareous deposits during the postglacial period in the combe d'Ain (Jura, France), *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 5, pp. 429-444.

Campy M., **Macaire J**.-**J**., 1989 - *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation*, Masson, Paris, 433 p.

Campy M., **Macaire J**.-**J**., 2003 - *Géologie de la surface. Érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, Dunod, Paris, 440 p.

Capello C., 1959 – *Periglaciale o crionivale ?, Periglacial or Crionival? General Terminology of Morphological Phenomena due to Discontinuos frost*, Torino, Instituto di Geografia, 24 p.

Capello C., 1960 – *Terminologia e sistematica dei fenomeni dovuti al gelo discontinuo*, G. Giappichelli (ed.), Torino, 322 p.

Carcione J.**M**., **Gei D**., 2004 – Gas-hydrate concentration estimated from P- and S-wave velocities at the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada, *Journal of Applied Geophysics*, 56, pp. 73-78.

Carrivick J.**L**., **Russel A**.**J**., **Rushmer E**.**L**., **Tweed F**.**S**., **Marren P**.**M**., **Deeming H**., **Lowe O**.**J**., 2009 – Geomorphological evidence towards a de-glacial control on volcanism, *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, pp. 1164-1178.

Cayla N., 2009a - Glaciers actuels et géomorphologie paraglaciaire, quelques exemples de valorisation touristique au sein de l'arc alpin, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 1, p. 96-109.

Cayla N., 2009b – *Le patrimoine géologique de l'Arc alpin. De la médiation scientifique à la valorisation géotouristique*, Thèse de l'Université de Savoie, 307 p.

Chardon M., 1990 – Quelques réflexions sur les catastrophes naturelles en montagne, *Revue de Géographie Alpine*, 78, 1-2-3, pp. 193-213.

Chardon M., **Castiglioni G**.**B**., 1984 – Géomorphologie et risques naturels dans les Alpes, *in* Veyret P. (coord.), *Les Alpes*, 25e congrès international de géographie, Paris, pp. 13-41.

Chenet M., 2006 – Les dynamiques de versant sur les marges récemment déglacées du glacier Skaftafellsjökull (Sud-Est de l'Islande), *Environnements Périglaciaires*, 13, pp. 35-40.

Chenet M., 2008a – Le réajustement des versants islandais en contexte de déglaciation rapide : les marges glaciaires du Sud-Est de l'Islande, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 171-180.

Chenet M., 2008b – *La réponse des versants islandais aux fluctuations glaciaires. Étude multiscalaire dans la région de Skaftafell (Sud-Est de l'Islande)*, Thèse, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 291 p.

Chenet M., **Roussel E**., **Jomelli V**., **Grancher D**., 2010 – Asynchronous Little Ice Age glacial maximum extent in southeast Iceland, *Geomorphology*, 114, pp. 253-260.

Chiarle M., **Iannotti S**., **Mortara G**., **Deline P**., 2007 - Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps, *Global and Planetary Change,* 56, pp. 123-136.

Chorley R.**J**., 1959 – The shape of drumlins, *Journal of Glaciology*, 3, pp. 339-344.

Chorley R.**J**., **Kennedy B**.**A**., 1971 – *Physical geography: A system approach*, London, Prentice Hall, 370 p.

Church M., 1972 - Baffin Island sandurs, *Canada Geological Survey Bulletin*, 216, 205 p.

Church M., 1980 – Records of recent geomorphological events, *in* Cullingford R.A., Davidson D.A., Lewin J. (eds), *Timescales in geomorphology*, Wiley, pp. 13-29.

Church M., 2002 – Fluvial sediment transfer in cold regions, *in* Hewitt K., Byrne M.-L., English M., Young G. (eds.), *Landscapes of transition, Landform assemblages and transformations in cold regions*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 93-117.

Church M., **Ham D**., **Hassan M**., **Slaymaker O**., 1999 – Fluvial clastic sediment yield in Canada: scaled analysis, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, pp. 1 267-1 280.

Church M., **Ryder J**.**M**., 1972 - Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation, *Geological Society of America Bulletin*, 83, pp. 3 059-3 072.

Church M., **Ryder J**.**M**., 1989 - Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially influenced alluvial fan – a discussion, *Sedimentary Geology*, 65, pp. 195-196.

Church M., **Slaymaker O**., 1989 - Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia, *Nature*, 337, pp. 452-454.

Clague J.**J**., 1986 – The Quaternary stratigraphic record of British Columbia – evidence for episodic sedimentation and erosion controlled by glaciation, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, pp. 885-894.

Clarck M.**J**., 1988 - *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley, London, 481 p.

Clark C.**D**., **Hughes A**.**L**.**C**., **Greenwood S**.**L**., **Spagnolo M**., **Ng F**.**S**.**L**., 2009 – Size and shape characteristics of drumlins, derived from a large sample, and associated scaling laws, *Quaternary Science Reviews*, 28, pp. 677-692.

Clayton K., 1996 – Quantification of the impact of glacial erosion on the British Isles, *Institute of British Geographers Transactions*, 21, pp. 124-140.

Clayton L., **Attig J**.**W**., **Ham N**.**R**., **Johnson M**.**D**., **Jennings C**.**E**., **Syverson K**.**M**., 2008 – Ice-walled-lake plains: implications for the origin of hummocky glacial topography in middle North America, *Geomorphology*, 97, 1-2, pp. 237-248.

Conchon O., 1975 - *Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale*, Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2 vol., 517 p. et 243 p.

Cockburn H.A., **Summerfield M.A.**, 2004 – Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis, *Progress in Physical Geography*, 28, 1, pp. 1-42.

Coque R., 1993 – *Géomorphologie*, Armand Colin, Paris, 5e édition, 503 p.

Coque R., **Raynal R.**, 1970 - Recherches géomorphologiques préliminaires dans la région de la Baie du Roi (Nord-Ouest du Spitsberg) : modelé et dynamique des grands versants et des piémonts, *Mémoires et documents du CNRS*, 10, pp. 125-147.

Corbel J., 1962 - *Neiges et glaciers*, Armand Colin, Paris, 224 p.

Corte A.E., 1983 – Los conceptos: geocriogenico – parageocriogenico y glacial – paraglacial en los Andes Centrales de Argentina, Latitud 30°, *Anales 83 Instituto Argentino de Nivologia y Glaciologia,* pp. 48-61.

Corte A.E., 1986 – Delimitation of geocryogenic (periglacial) regions and associated geomorphic belts at 33° S.L. Andes of Mendoza, Argentina, *Biuletyn peryglacjalny*, 31, pp. 31-34.

Cossart É., 2002 – Les écroulements rocheux en Clarée (Briançonnais, Hautes-Alpes) : une origine paraglaciaire ?, *Environnements périglaciaires*, 9, pp. 36-51.

Cossart É., 2004a – Lithologie et écroulements rocheux en Haute-Durance (Hautes-Alpes, France) : une clef pour envisager les modalités du réajustement paraglaciaire, *Environnements Périglaciaires*, 11, pp. 65-77.

Cossart É., 2004b - L'activité torrentielle dans un haut bassin-versant alpin en cours de déglaciation durant le XXe siècle : le vallon de Celse-Nière (Massif des Écrins, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 225-240.

Cossart É., 2005 - *Évolution géomorphologique du haut bassin durancien depuis la dernière glaciation : Contribution à la compréhension du fonctionnement du système paraglaciaire*, Thèse, Université Paris Denis Diderot, Paris 7, 382 p.

Cossart É., 2006 – L'exportation des sédiments en contexte de déglaciation à une échelle de temps fine, discussions sur l'application du modèle de tarissement, *Environnements Périglaciaires*, 13, pp. 25-33.

Cossart É., 2008a – Landform connectivity and waves of negative feedbacks during the paraglacial period, a case study: the Tabuc subcatchment since the end of the Little Ice Age (massif des Écrins, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 249-260.

Cossart É., 2008b – Reconstitution de la géométrie d'un glacier disparu et modélisation des conséquences de sa disparition. Exemple du glacier durancien lors du Dernier Maximum Glaciaire, *Revue Internationale de Géomatique*, 18, 1, pp. 95-111.

Cossart É., **Braucher R.**, **Fort M.**, **Bourlès D.L.**, **Carcaillet J.**, 2008 – Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): evidence from field data en ^{10}Be cosmic ray exposure ages, *Geomorphology*, 95, pp. 3-26.

Cossart É., **Fort M.**, 2008a – Consequences of landslide dams on alpine river valleys: examples and typology from the French Southern Alps, *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norvegian Journal of Geography,* 62, pp. 75-88.

Cossart É., **Fort M.**, 2008b – Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins (French Alps) since the Little Ice Age, *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norvegian Journal of Geography,* 62, pp. 115-131.

Cossart É., **Fort M.**, **Bourlès D.**, **Carcaillet J.**, **Perrier R.**, **Siame L.**, **Braucher R.**, 2010 - Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps), *Catena*, 80, pp. 204–219.

Cossart É., **Szuba P.**, 2008 – L'influence paraglaciaire dans le déclenchement d'aléas naturels : exemple de la vallée de la Freissinières (Briançonnais, Hautes-Alpes), *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 191-198.

Costard F., **Gautier E.**, **Brunstein D.**, **Hammadi J.**, **Fedorov A.**, **Yang D.**, **Dupeyrat L.**, 2007 - Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena river in Central Siberia. *Geophysical Research Letters* 34, no.L14501 JUL 18 2007.

Côte M., 1960 - Le vent et ses conséquences en Laponie norvégienne et au Spitsberg, *Revue de géographie de Lyon*, 35, 3, pp. 275-294.

Courtillot V., 2009 – *Nouveau voyage au centre de la Terre*, Odile Jacob, Paris, 348 p.

Couture N.J., **Pollard W.H.**, 2007 - Modelling geomorphic response to climatic change, *Climatic Change*, 85, pp. 407-431.

Couture R., **Evans S.G.**, 2006 – Slow-moving disintegrating rockslides on mountain slopes, *in* Evans S.G. (ed.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*, Springer, pp. 377–393.

Couvreur G. Lebeau R., **Raynal R.**, 1961 - La morphologie du Spitzberg occidental. Notes de voyage, *Notes marocaines*, 15, pp. 43-51.

Cox D., 1979 – A diluvial origin for drumlins, *Creation Research Society Quaterly*, 16, pp. 154-162.

Cruden D.M., 1997 – Rapid mass movement and climate: a North American perspective, *Paläoklimaforschung*, 19, pp. 371-378.

Cruden D.M., **Hu X.Q.**, 1993 – Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains, *Geomorphology*, 8, pp. 279-285.

Crutzen P.J., **Stoermer E.F.**, 2000 – The Anthropocene, *Global Change Newsletter*, 41, pp. 17-18.

Curry A.M., 1999 - Paraglacial modification of slope form, *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, pp. 1 213-1 228.

Curry A.M., 2000a - Holocene reworking of drift-mantled hillslopes in Glen Docherty, Northwest Highlands, Scotland, *The Holocene,* 10, pp. 509-518.

Curry A.M., 2000b - Observations on the distribution of paraglacial reworking of glacigenic drift in western Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift,* 54, pp. 139-147.

Curry A.M., **Ballantyne C.K.**, 1999 - Paraglacial modification of glacigenic sediment, *Geografiska Annaler,* 81A, pp. 409-419.

Curry A.M., **Morris C.J.**, 2004 – Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du, UK, *Geomorphology*, 58, pp. 85-106.

Curry A.M., **Porter P.R.**, **Irvine-Fynn T.D.L.**, **Rees G.**, **Sands T.B.**, **Puttick J.**, 2009a – Quantitative particle size, microtextural and outline shape analyses of glacigenic sediment reworked by paraglacial debris flows, *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1, pp. 48-62

Curry A.M., **Sands T.B.**, **Porter P.R.**, 2009b – Geotechnical controls on a steep lateral moraine undergoing paraglacial slope adjustment, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), 2009, *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 181-197.

Curry A.M., **Walden J.**, **Cheshire D.A.**, 2001 – The Nant Francon 'protalus rampart': evidence for Late Pleistocene paraglacial landsliding in Snowdonia, Wales, *Proceedings of the Geologists' Association*, 112, 317-330.

Dadson S.J., **Church M.**, 2005 - Postglacial topographic evolution of glaciated valleys: a stochastic landscape evolution model, *Earth Surface Processes and Landforms,* 30, pp. 1 387-1 405.

Davenport C.A., **Ringrose P.S.**, **Becker A.**, **Hancock P.**, **Fenton C.**, 1989 – Geological investigations of late and post glacial earthquake activity in Scotland, *in* Gregersen S., Basham PW (eds), *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Glacial Rebound*, Kluwer, Dordrecht, pp. 175-194.

Davis W.M., 1884 – The distribution and origin of drumlins, *American Journal of Science*, 28, pp. 407-416.

Dawson A.G., **Matthews J.A.**, **Shakesby R.A.**, 1986 – A catastrophic landslide (Sturzstrom) in Verkilsdalen, Rondane National Park, Southern Norway, *Geografiska Annaler*, 68A, 1-2, pp. 77-87.

Decaulne A., **Sæmundsson Þ.**, 2007 - Spatial and temporal diversity for debris-flow meteorological control in subarctic oceanic periglacial environments in Iceland, *Earth Surface Processes and Landforms,* 32, pp. 1 971-1 983.

Decaulne A., **Sæmundsson Þ.**, 2008 - Dendrogeomorphology as a tool to unravel snow-avalanche activity: preliminary results from the Fnjóskadalur test site, Northern Iceland, *Norsk Geografisk Tidskrift - Norwegian Journal of Geography*, 62, pp. 55-65.

Degenhardt J.J.Jr, 2009 – Development of toungue-shaped and multilobate rock glaciers in alpine environments – Interpretations from ground penetrating radar survey, *Geomorphology*, 109, pp. 94-107.

Deline P., 2001 – Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? *Supplemento Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria,* 5, pp. 55-63.

Deline P., 2002 – *Étude géomorphologique des interactions entre écroulements rocheux et glaciers dans la haute montagne alpine : le versant sud-est du massif du Mont-Blanc (Vallée d'Aoste, Italie)*, Thèse, 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, pp. 302-309.

Deline P., 2008a – Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene, *Quaternary Science Reviews,* doi:10.1016/j.quascirev.2008.09.025.

Deline P., 2008b – Les changements climatiques et la dynamique paraglaciaire dans le massif du Mont-Blanc, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 153-160.

Deline P., **Kirkbride M.P.**, 2009 – Rock avalanches on a glacier and morainic complex in Haut Val Ferret (Mont Blanc massif, Italy), *Geomorphology,* 103, pp. 80-92.

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, pp. 1-12.

Delmas M., 2005 – La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales) : approches géomorphologique et géochronologique nouvelles, *Quaternaire*, 16, pp. 45-55.

Delmas M., 2006 – Datations cosmogéniques dans le bassin glaciaire de la Têt (massif du Carlit, Pyrénées orientales) : aspects méthodologiques, *Environnements Périglaciaires*, 13, pp. 13-24.

Delmas M., 2009 – *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'Est des Pyrénées*, Thèse de l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 529 p.

Delmas M., **Calvet M.**, **Gunnell Y.**, 2009 – Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees, *Quaternary Science Reviews*, 28, pp. 484-498.

Delmas M., **Gunnell Y.**, **Braucher R.**, **Calvet M.**, **Bourlès D.**, 2008 – Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees, *Quaternary Research*, 69, pp. 231-241.

Delmonte B., 2006 – La glace Antarctique : un livre sur le climat passé de la planète, *La Météorologie*, 55, pp. 37-44.

Demangeot J., 2002 - *Les milieux « naturels » du globe*, Armand Colin, Paris, 9e édition, 364 p.

Derbyshire E., **Li J.**, **Perrot F.A.**, **Xu S.**, **Water R.S.**, 1984 – Quaternary glacial history of the Hunza valley, Karakoram Mountains, Pakistan, *in* Miller K. (ed.), *International Karakoram project*, Cambridge University Press, pp. 456-495.

Derruau M., 1956 - *Précis de géomorphologie*, Masson, Paris, 1ère édition, 393 p.

Derruau M. (sous la direction de), 1996 - *Composantes et concepts de la géographie physique*, Armand Colin, Paris, 256 p.

Dethloff K., **Rinke A.**, **Benkel A.**, **Køltzow M.**, **Sokolova E.**, **Kumar Saha S.**, **Handorf D.**, **Dorn W.**, **Rockel B.**, **von Storch H.**, **Haugen J.-E.**, **Røed L.P.**, **Roeckner E.**, **Christensen J.H.**, **Stendel M.,** 2006 – A dynamical link between the Arctic and the global climate system, *Geophysical Research Letters*, 33, L03703, DOI: 10.1029/2005GL025245, 2006.

Dewolf Y., 1970 - Contributions à l'étude des versants calcaires au Spitsberg (Kongsfjorden), *Mémoires et documents CNRS*, 10, pp. 149-155.

Dewolf Y., **Bourrié G.** (coordinateurs), 2008 – *Les formations superficielles. Genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques*, Ellipses, Paris, 829 p.

Dikau R., **Brunsden D., Schrott L., Ibsen M.** (eds.), 1996 – *Landslide recognition: identification, movement and causes*, Wiley, 251 p.

Doran P.T., 1993 - Sedimentology of Colour Lake, a nonglacial high Arctic lake, Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada, *Arctic and Alpine Research*, 25, 4, pp. 353-367.

Dorn W., **Dethloff K.**, **Rinke A.**, **Roeckner E.**, 2003 – Competition of NAO regime changes and increasin greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic cliamte projections, *Climate Dynamics*, 21, pp. 447-458.

Dowdeswell J.A., 1987 – Processes of glacimarine sedimentation, *Progress in Physical Geography*, 11, pp. 52-90.

Dowdeswell J.A., **Cofaigh C.O.** (eds.), 2002 - *Glacier-influenced sedimentation on high-latitude*, Geological Society, Special Publications, n° 203, London, 392 p.

Dowdeswell J.A., **Elverhøi A.**, 2002 – The timing of initiation of fast-flowing ice streams during a glacial cycle inferred from glacimarine sedimentation, *Marine Geology*, 188, pp. 3-14.

Dowdeswell J.A., **Hambrey M.J.**, 2002 – *Islands of the Arctic*, Cambridge university Press, 280 p.

Dufaure J.-J. (coordinateur), 1984 - *La mobilité des paysages méditerranéens*, *Hommage à Pierre Birot*, Toulouse, Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Travaux II, 387 p.

Dylik J., 1962 – Introduction à la discussion sur la notion et sur le terme du « périglaciaire », *Biuletyn Peryglacjalny*, 11, pp. 141-147.

Dylikowa A., 1962 – Notion et terme du « périglaciaire », *Biuletyn Peryglacjalny*, 11, pp. 149-163.

Ehlers J., **Gibbard P.L.** (eds.), 2004a – *Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe*, Elsevier, 475 p.

Ehlers J., **Gibbard P.L.** (eds.), 2004b – *Quaternary glaciations extent and chronology. Part II: North America*, Elsevier, 440 p.

Eisbacher G.H., **Clague J.J.**, 1984 – *Destructive mass movements in high mountains: Hazard and management*, Geological survey of Canada, paper 84-16, 230 p.

EPICA community members, 2004 – Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, pp. 623-628.

EPICA community members, 2006 – One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444, pp. 195-198.

Escourrou G., 1989 - Le vent dans les régions polaires, *Hommes et Terres du Nord*, 3, pp. 179-184.

Étienne S., 2002 - The role of biological weathering in periglacial areas: a study of weathering rinds in south Iceland, *Geomorphology*, 47, pp. 75-86.

Étienne S., 2003 - L'apport de la microclimatologie à l'étude des processus de météorisation en milieux polaires : résultats préliminaires au Spitsberg, *Environnements périglaciaires*, 28, pp. 66-72.

Étienne S., 2004 - *Islande. Biogéomorphologie d'un milieu périglaciaire humide*, Séteun, Clermont-Ferrand, 257 p.

Étienne S. (ed.), 2005 - *Shifting lands. New insights into periglacial geomorphology*, Ed. Séteun, Clermont-Ferrand, 126 p.

Étienne S., **André M**.-**F**., 2003 - Variabilité de la hiérarchie des processus de météorisation à travers les bilans météoriques de divers milieux périglaciaires nord-atlantiques (Islande, Labrador, Laponie, Spitsberg), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 177-190.

Étienne S., **Mercier D**., 2003 – Le volcanisme des milieux englacés, *Photo-Interprétation*, 39, 3-4, pp. 55-64.

Étienne S., **Mercier D**., 2008 – Reconstitution de l'histoire paraglaciaire d'une marge glaciaire face aux changements climatiques : le cas du glacier Baron au Spitsberg, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 199-208.

Étienne S., **Mercier D**., **Voldoire O**., 2006 – Paraglacial evolution of Conway glacier complex foreland, Northwestern Spitsbergen, Svalbard, *Norsk Geologisk Forening*, 4, pp. 36-37.

Étienne S., **Mercier D**., **Voldoire O**., 2008 - Temporal scales and deglaciation rhythms in a polar glacier margin, Baronbreen, Svalbard, *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*. 62, 2, pp. 102-114.

Etlicher B., 1986 – *Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais, régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline*, Thèse de doctorat d'État, Université de Lyon II, Centre d'études foréziennes, 681 p.

Etzelmüller B., 2000 - Quantification of thermo-erosion in pro-glacial areas - examples from Svalbard, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 3, pp. 343-361.

Etzelmüller B., **Warburton J**., **Mercier D**., **Étienne S**., **Frauenfelder R**., 2007 - Chapter 2 - Analysis of Sediment Storage: Geological and geomorphological context, *in* Beylich A.A., Warburton J. (eds.), *SEDIFLUX Manual, Analysis of Source-to-Sink-Fluxes and Sediment Budgets in Changing High-Latitude and High-Altitude Cold Environments*, Norges Geologiske Undersøkelse, NGU-report n°53, 158 p., pp. 37-60.

Evans D.**J**.**A**., 1990 - The effect of glacier morphology on surficial geology and glacial stratigraphy in a high arctic mountainous terrain, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34, 4, pp. 481-503.

Evans D.**J**.**A**. (ed.), 2003 - *Glacial landsystems*, Arnold, London, 532 p.

Evans D.**J**.**A**., **Butcher C**., **Kirthisingha C**.**A**., 1994 - Neoglaciation and an early 'Little Ice Age' in western Norway: lichenometric evidence from the Sandane area, *The Holocene*, 4, pp. 278 - 289.

Evans D.**J**.**A**., **Livingstone S**.**J**., **Vieli A**., **Cofaigh C**.**Ó**, 2009 - The palaeoglaciology of the central sector of the British and Irish Ice Sheet: reconciling glacial geomorphology and preliminary ice sheet modelling, *Quaternary Science Reviews*, 28, pp. 739–757.

Evans I.**S**., 1974 – *The geomorphology and asymmetry of glaciated mountains with special reference to the Bridge River Sistrict, British Columbia*, Thesis, Cambridge, St. Catherine's College, 449 p.

Evans I.**S**., 2007 – Glacier distribution and direction in the Arctic: the unusual nature of Svalbard, *Landform Analysis*, vol. 5, pp. 21-24.

Evans I.**S**., 2008 – Glacial erosion processes and forms: mountain glaciation and glacier geography, *in* Burt T.P., Chorley R.J., Brunsden D., Cox N.J., Goudie A.S. (eds.), *The history of the study of landforms or the development of geomorphology*, vol. 4 : *Quaternary and recent processes and forms (1890-1965) and the mid-century revolutions*, The Geological society of London, pp. 413-494.

Evans S.**G**., 2006 – Single-event landslides resulting from massive rock slope failure : characterising their frequency and impact on society, *in* Evans S.G. (ed.), *Landslides from massive rock slope failure*, Springer, pp. 53–73.

Evans S.**G**., **Clague J**.**J**., 1994 – Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments, *Geomorphology*, 10, pp. 107-128.

Évin M., 1987 - *Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*, Thèse d'État, Université de Grenoble, 309 p.

Évin M., 1988 - Répartition, morphologie et structure interne des glaciers rocheux des Alpes du Sud en fonction de la lithologie et de la fracturation, *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, 34, pp. 137-158.

Évin M., 1990 – Les risques naturels dans un espace montagnard : la Haute-Ubaye, *Revue de Géographie Alpine*, 78, 1-2-3, pp. 175-192.

Évin M., 1991 - Glaciers et glaciers rocheux sur le versant Nord-Est du Viso (Alpes Cottiennes, Italie), *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 40, 4, pp. 131-147.

Évin M., 1992 - Origine et rythmes de progression des glaciers rocheux alpins et nord-américains, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3, pp. 271-273.

Évin M., 1993 - Glaciers rocheux dans le vallon du Chambeyron (Haute-Ubaye, Alpes du Sud françaises, *Géomorphologie et aménagement de la montagne, Hommage à P. Gabert, Bulletin du Centre de Géomorphologie*, CNRS, Caen, 42, pp. 67-73.

Évin M., **Assier A.**, 1983 - Mise en évidence de mouvements sur la moraine et le glacier rocheux de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France), le rôle du pergélisol alpin, *Revue de Géographie Alpine*, 71, 2, pp. 165-178.

Évin M., **Assier A.**, **Fabre D.**, 1990 - Les glaciers rocheux de Marinet (Haute-Ubaye, France), *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 39, 4, pp. 139-155.

Eyles N., **Eyles C.H.**, **McCabe A.M.**, 1988 – Late Pleistocene subaerial debris-flow facies of the Bow Valley near Banff, Canadian Rocky Mountains, *Sedimentology*, 35, pp. 465-480.

Eyles N., **Kocsis S.**, 1988 – Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially-influenced alluvial fan, *Sedimentary Geology*, 59, pp. 15-28.

Eyles N., **Boyce J.I.**, **Barendregt R.W.**, 1999 – Hummocky moraine : sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds, *Sedimentary Geology*, 91, pp. 285-298.

Fabre D., **Francou B.**, **Jomelli V.**, **Kaiser B.**, **Arnaud Y.**, **Pouyaud B.**, **Smiraglia C.**, **Valla F.**, 2001 – Analyse de la structure d'un glacier rocheux du domaine tropical (Caquella, sud-Lipez, Bolivie), *La Houille Blanche*, 3-4, pp. 124-132.

Feuillet T., 2010 - *Apports des investigations géophysiques, des analyses quantitatives et du SIG à la connaissance de la géodynamique cryonivale dans les Pyrénées centrales*, Thèse, Université de Nantes, (en cours).

Feuillet T., **Portal C.**, 2008 - Les glaciers rocheux des Pyrénées centrales : un patrimoine naturel à découvrir, *Pyrénées*, 235, pp. 267-280.

Feuillet T., **Sourp E.**, 2010 - Geomorphological heritage of the Pyrénées National Park (France): assessment, clustering and promotion of geomorphosites, *Geoheritage*, (in press).

Firth C.R., **Stewart I.S.**, 2000 – Postglacial tectonics of the Scottish glacio-isostatic uplift centre, *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 1 469-1 493.

FitzGerald D.M., **Van Heteren S.**, 1999 – Classification of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA, *Sedimentology*, 46, pp. 1 083-1 108.

Fitzsimons S.J., 1996 – Paraglacial redistribution of glacial sediments in the Vestfold Hills, East Antarctica, *Geomorphology*, 15, pp. 93-108.

Flageollet J.-L., 1989 – *Les mouvements de terrain et leur prévention*, Masson, Paris, 224 p.

Flageollet J.-L., 2002 – *Sur les traces des glaciers vosgiens*, CNRS éditions, Paris, 212 p.

Fleisher P.J., **Cadwell D.H.**, **Muller E.H.**, 1998 - Tsivat basin conduit system persists through two surges, Bering Piedmont Glacier, Alaska, *Geological Society of America bulletin*, 110, 7, pp. 877-887.

Flez C., **Garitte G.**, 2006 – Contribution à la connaissance des facteurs responsables de la rétraction contemporaine des bandes actives torrentielles. Tentative de régionalisation à travers l'exemple de quatre bassins-versants élémentaires (Ubaye et Haute-Durance), *in* Allée P., Lespez L. (eds.), *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*, Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 291-296.

Forbes D.L., **Syvitski J.P.M.**, 1994 - Paraglacial coasts, *in* Carter R.W.G., Woodroffe C.D. (eds.), *Coastal evolution. Late quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, pp. 373-424.

Forbes D.L., **Taylor R.B.**, 1987 – Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast, *in* Fitzgerald D.M., Rosen D.M. (eds.), *Glaciated coasts*, Academic Press, San Diego, pp. 51-86.

Førland E.J., **Hanssen-Bauer I.**, 2000 - Increased precipitation in the Norwegian Arctic: true or false ?, *Climatic Change*, 46, pp. 485-509.

Førland E.J., **Skaugen T.E.**, **Benestad R.E.**, **Hanssen-Bauer I.**, **Tveito O.E.**, 2004 – Variations in thermal growing, heating and freezing indices in the nordic Arctic, 1900-2050, *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 36, 3, pp. 347-356.

Fort M., 1979 – *Études sur le Quaternaire de Himalaya. La haute vallée de la Buri Gandaki, Népal*, Paris, CNRS, 234 p.

Fort M., 1984 – Phases d'accumulations sédimentaires internes et phases orogéniques au sud du massif de l'Annapurna : l'exemple du bassin de Pokhara (Népal), *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 1, pp. 25-47.

Fort M., 1987 – Geomorphic and hazards mapping in the dry, continental Himalaya. 1 : 50,000 maps of Mustang district, Nepal, *Moutain Research and Development*, 7, 3, pp. 222-238.

Fort M., 1993 – *Évolution géomorphologique d'une chaîne de collision intracontinentale : l'Himalaya central, transversale des Annapurnas*, Thèse d'État, université Paris VII, 702 p.

Fort M., 1994 – Sur quelques aspects du périglaciaire des montagnes Rocheuses canadiennes, *Environnements Périglaciaires*, 1, pp. 125-132.

Fort M., 1996 – Late Cenozoic environmental changes and uplift on the northern side of the central Himalaya: a reappraisal from field data, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 1-2, pp. 123-145.

Fort M., 2000 – Glaciers and mass wasting processes: their influence on the shaping of the Kali Gandaki valley (higher Himalaya of Nepal), *Quaternary International,* 65-66, pp. 101-119.

Fort M., 2003 – Are high altitude, lava stream-like, debris mixtures all rock glaciers? A perspective from western Himalaya, *Zeitschift für Geomorphologie*, 130, pp. 11-29.

Fort M., 2004a – Quaternary glaciation in the Nepal Himalaya, *Developments in Quaternary Science*, vol. 2, part 3, pp. 261-278.

Fort M., 2004b – Caractères dominants des dynamiques de surface du Pamir occidental. Éléments de réflexion préliminaires, *Environnements périglaciaires*, 11, pp. 39-54.

Fort M., **Burbank D.W.**, **Freytet P.**, 1989 - Lacustrine sedimentation in a semiarid alpine setting: An example from Ladakh, northwestern Himalaya, *Quaternary Research*, 31, 3, pp. 332-350.

Fort M., **Cossart E.**, **Arnaud-Fassetta G.**, 2009a – Interactions between unstable mountain slope and Kali Gandaki River: a sedimentary budget approach, *in* Malet J.-Ph., Remaître A., Bogaard T. (eds.) - *Landslide processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, CERG éditions, Strasbourg, pp. 25-29.

Fort M., **Cossart E.**, **Deline P.**, **Dzikowski M.**, **Nicoud G.**, **Ravanel L.**, **Schoeneich P.**, **Wassmer P.**, 2009b – Geomorphic impacts of large and rapid mass movements: a review, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, pp. 47-64.

Fort M., **Freytet P.**, **Colchen M.**, 1982 – Structural and sedimentological evolution of the Thakkhola-Mustang Graben (Nepal Himalaya), *Zeitschrift für Geomorphologie,* Supplement-Band, 42, pp. 75-98.

Fort M., **Peulvast J.-P.**, 1995 – Catastrophic mass-movements and morphogenesis in the Peri-Tibetan Ranges: examples from West Kunlun, East Pamir and Ladakh, *in* Slaymaker O. (ed.), *Steepland Geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 171-198.

Fouache É. (ed.), 2003 - *The Mediterranean World environment and history*, Elsevier, Paris, 485 p.

Francou B., 1988 - *L'éboulisation en haute montagne- Andes et Alpes – (six contributions à l'étude du système corniche-éboulis en milieu périglaciaire)*, Thèse d'Etat, Université Paris VII, 2 vol., 696 p.

Francou B., **Hétu B**., 1989 - Éboulis et autres formations de pente hétérométriques, contribution à une terminologie géomorphologique, *Notes et Compte Rendu de la commission pour l'étude des phénomènes périglaciaires*, XIV, pp. 11-69.

Francou B., 1993 - *Hautes montagnes - Passion d'explorations*, Masson, Paris, 202 p.

Francou B., **Vincent C**., 2007 – *Les glaciers à l'épreuve du climat*, IRD et Belin éditions, Paris, 274 p.

Frechen M., **Van Vliet-Lanoë B**., **Van Den Haute P**., 2001 – The upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173, pp. 175-195.

French H.M., 2007 – *The periglacial environment*, John Wiley & Sons, 3rd edition, 458 p.

French H.M., **Thorn C.E**., 2006 – The changing nature of periglacial geomorphology, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 165-174.

Friele P.A., **Clague J.J**., 2009 – Paraglacial geomorphology of Quaternary volcanic landscapes in the southern Coast Mountains, British Columbia, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), 2009, *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 219-233.

Friele P.A., **Ekes C**., **Hickin E.J**., 1999 – Evolution of Cheekye fan, Squamish, British Columbia: Holocen sedimentation and implications for hazard assessment, *Canadian Journal of Eartch Science*, 36, pp. 2 023-2 031.

Frontier S., **Pichod-Viale D**., **Leprête A**., **Davoult D**., **Luczak C**., 2004 – *Écosystèmes. Structure, Fonctionnement, Évolution*, Dunod, Paris, 3e édition, 549 p.

Frye J.C., 1961 – Fluvial deposition and the glacial cycle, *The Journal of Geology*, 69, pp. 600-603.

Gabert P., **Masseport J**., 1966 - Quelques aspects de la morphologie des versants au Spitsberg occidental, *Spitsberg 1964*, Publication du CNRS, RCP 42, Audin, Lyon, pp. 71-91.

Gajewski K., **Hamilton P.B**., **McNeely R**., 1997 - A high resolution proxy-climate record from an arctic lake with annually-laminated sediments on Devon Island, Nunavut, Canada, *Journal of Paleolimnology*, 17, pp. 215-225.

Galibert G., 1965 – *La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison (à l'exception des montagnes désertiques)*, Thèse, Université de Toulouse, Imprimerie F. Boisseau, 405 p.

Gascard J.-C., 2008 – 2015 : premier été sans banquise ?, *Pôles Nord & Sud*, 1, pp. 18-29.

Gardner J.S., 1980 – Frequency, magnitude and spatial distribution of mountain rockfalls and rockslides in the Highwood Pass area, Alberta, Canada, *in* Coates D.R., Vitek J.D. (eds.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, pp. 267-285.

Gardner J.S., 1982 – Alpine mass wasting in contemporary time: some examples from the Canadian Rocky Mountains, *in* Thorn C.E. (ed), *Space and time in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, pp. 171-192.

Garitte G., 2006 - *Les torrents de la vallée de la Clarée (Hautes-Alpes, France) : évolution contemporaine, dynamique actuelle et analyse géographique des risques associés*, Thèse Université de Lille 1, 386 p.

Geikie J., 1894 – *The great ice age and its relation to the antiquity of man*, London, Standford, 3rd edition, 850 p.

Geirsdóttir Á, 2004 – Extent and chronology of glaciations in Iceland, *in* Ehlers J., Gibbard P.L. (eds.), *Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe*, Elsevier, pp. 175-182.

Geoffray H., 1968 - *Étude du bilan hydrologique et de l'érosion sur un bassin partiellement englacé, Spitsberg, Baie du Roi, 79° Lat. Nord*, Thèse de 3e cycle, Université de Rennes, 68 p.

George P., 1946 - *Les régions polaires*, Armand Colin, Paris, 207 p.

Giardino J.R., **Shroder Jr J.F**., **Vitek J.D**. (eds.), 1987 - *Rock Glaciers*, Boston, 345 p.

Gilbert R., 1985 – Quaternary glacimarine sedimentation interpreted from seismic surveys of fjords on Baffin Island, NWT, *Arctic*, 38, pp. 271-280.

Girardin P., 1910 - Études de cônes de déjection, *Annales de Géographie*, 105, pp. 193-207.

Glasser N.F., **Ghiglione M.C.**, 2009 - Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes, *Geomorphology*, 105, pp. 291–302.

Godard A., 1965 - *Recherches en géomorphologie en Écosse du Nord-Ouest*, Thèse d'État, Université de Paris Sorbonne, Les Belles Lettres, 701 p.

Godard A., 1979 - Reconnaissance dans l'extrémité nord du Labrador et du Nouveau Québec, contribution à l'étude géomorphologique des socles en milieux froids, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 4, pp. 125-142.

Godard A., 1990 - L'Arctique, milieu figé ou milieu d'évolution rapide ? (quelques réflexions à propos de la dynamique géomorphologique dans les hautes latitudes), *Pour Jean Malaurie*, Plon, Paris, pp. 157-175.

Godard A., **André M.-F.**, 1999 - *Les milieux polaires*, Armand Colin, Paris, 451 p.

Goel N., 2006 – In situ methane hydrate dissociation with carbon dioxide sequestration: Current knowledge and issues, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 51, pp. 169-184.

Gómez A., **Palacios D.**, **Luengo E.**, **Tanarro L.M.**, **Schulte L.**, **Ramos M.**, 2003 – Talus instability in a recent deglaciation area an dits relationship to buried ice and snow cover evolution (Picacho del Veleta, Sierra Nevada, Spain), *Geografiska Annaler*, 85A, 2, pp. 165-182.

González Trueba J.J., 2007 – *El Macizo central de Los Picos de Europa : geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montana cantábrica*, Thèse, Université de Cantabrie, Santander, 820 p.

Goodfellow B.W., 2007 – Relict non-glacial surfaces in formerly glaciated landscapes, *Earth-Science Reviews*, 80, pp. 47-73.

Goron L., 1941 – *Le rôle des glaciations quaternaires dans le modelé des vallées maîtresses des pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises et de leur avant-pays, étude de géographie physique*, Thèse, Université de Toulouse, E. Privat éditeur, 460 p.

Górska M., 1998 – Textural deatures ad petrography of glacial sediments in the Southern great Poland lowland (Wloszakowice), *Quaestiones Geographicae*, pp. 33-50.

Graf W.L., 1970 – The geomorphology of the glacial valley cross-section, *Arctic and Alpine Research*, 2, pp. 303-312.

Gravenor C.P., **Kupsch W.O.**, 1959 – Ice disintegration features in western Canada, *Journal of Geology*, 67, pp. 48-64.

Gribchenko Y.N., **Kurenkova E.I.**, 1997 – The main stages and natural environmental setting of late Palaeolithic human settlement in Eastern Europe, *Quaternary International,* 41-42, pp. 173-179.

Griselin M., 1982 - *Les modalités de l'écoulement liquide et solide sur les marges polaires*, Thèse de 3e cycle, Université de Nancy II, 500 p.

Grosswald M.G., 1998 – New approach to the ice age paleohydrology of Northern Eurasia, *in* Benito G., Baker V.R., Gregory K.J. (eds.), *Palaeohydrology and environmental change*, John Wiley & Sons Ltd, pp. 199-214.

Grove J.M., 2001 - The initiation of the « little ice age » in regions round the north atlantic, *Climatic Change*, 48, pp. 53-82.

Grove J.M., 2004 - *Little Ice Ages: ancient and modern*, Routledge, London, 718 p.

Guilcher A., 1954 - *Morphologie littorale et sous-marine*, Presses Universitaires de France, Paris, 216 p.

Guilizzoni P., **Marchetto A.**, **Lami A.**, **Brauer A.**, **Vigliotti L.**, **Musazzi S.**, **Langone L.**, **Manca M.**, **Lucchini F.**, **Calanchi N.**, **Dinelli E.**, **Mordenti A.**, 2006 - Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet, *Journal of Paleolimnoly*, 36, pp. 325–351.

Hagen J.O., **Liestøl O.**, **Roland E.**, **Jørgensen T.**, 1993 - *Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen*, Norsk Polarinstitutt, Oslo, Meddelelser nr. 129, 141 p.

Hagen J.O., **Melvold K.**, **Eiken T.**, **Isaksson E.**, **Lefauconnier B.**, 1999 - Mass balance methods on Kongsvegen, Svalbard, *Geografiska Annaler,* 81A, pp. 593-601.

Haeberli W.B., 1982 – Klimarekonstruktionen mit Gletscher-Permafrost-Beziehungen, *Baseler Beiträge zur Physiogeographie*, 4, pp. 9-17.

Haeberli W.B., **Hallet B.**, **Arenson H.L.**, **Elconin R.**, **Humlum O.**, **Kaab 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, pp. 189-214.

Haines-Young R.H., **Petch J.R.**, 1983 – Multiple working hypotheses: equifinality and the study of landforms, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 8, 4, pp. 458-466.

Haldorsen S., **Heim M.**, 1999 - An arctic groundwater system and its dependence upon climatic change: an example from Svalbard, *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, pp. 137-149.

Hall K., 1982 – Rapid deglaciation as an initiator of volcanic activity: an hypothesis, *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, pp. 45-51.

Hall K., 1995 – Freeze-thaw weathering: the cold region "panacea", *Polar Geography and Geology*, 19, pp. 79-87.

Hall K., 1998a – Rock temperatures and implications for cold region weathering. II. New data from Rothera, Adelaide Island, Antarctica, *Permafrot and Periglacial Processes*, 9, pp. 47-55.

Hall K., 1998b – Nivation or cryoplanation: different terms, same features?, *Polar Geography*, 22, 1, pp. 1-16.

Hall K., **André M.-F.**, 2001 - New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress, *Geomorphology*, 41, pp. 23-35.

Hall K., **André M.-F.**, 2003 - Rock thermal data at the grain scale: applicability to granular disintegration in cold environments, *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, pp. 823-836.

Hallet B., **Hunter L.**, **Bogen J.**, 1996 – Rates of erosion and sediment yield by glaciers: a review of field data and their implications, *Global and Planetary Change*, 12, pp. 213-235.

Hambrey M.J., **Glasser N.F.**, 2002 – Development of landform and sediment assemblages at maritime high-arctic glaciers, *in* Hewitt K., Byrne M.-L., English M., Young G. (eds.), *Landscapes of transition, Landform assemblages and transformations in cold regions*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 11-42.

Hansen S., 1999 - *A photogrammetrical, climate-statistical and geomorphological approach to the post little ice age changes of the Midre Lovénbreen glacier, Svalbard*, Master thesis, University of Copenhagen-The University Courses on Svalbard (UNIS)-University of Tromsø, 103 p.

Harbor J.M., 1992 – Numerical modelling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion, *Geological Society of America Bulletin*, 104, pp. 1 364-1 375.

Harbor J.M., 1993 – Glacial geomorphology : modelling processes and landforms, *Geomorphology*, 7, pp. 129-140.

Harbor J.M., 1995 – Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion, *Geomorphology*, 14, pp. 99-107.

Harbor J.M., **Hallet B.**, **Raymond C.F.**, 1988 – A numerical model of landform development by glacial erosion, *Nature*, 333, pp. 347-349.

Harbor J.M., **Warburton J.**, 1992 – Glaciation and denudation rates, *Nature*, 356, pp. 751.

Harbor J.M., **Warburton J.**, 1993 – Relative rates of glacial and nonglacial erosion in alpine environments, *Arctic and Alpine Research*, 25, 1, pp. 1-7.

Harris C., 1998 – The micromorphology of paraglacial and periglacial slope deposits : a case study from Morfa Bychan, west Wales, UK, *Journal of Quaternary Science*, 13, 1, pp. 73-84.

Harris S.A., 2002 – Causes and consequences of rapid thermokarst development in Permafrost or glacial terrain, *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, pp. 237-242.

Harrison S., 1996 – Paraglacial or periglacial ? The sedimentology of slope deposits in upland Northumberland, *in* Anderson M.G., Brooks S.M. (eds.), *Advances in Hillslope Processes*, Wiley, Chichester, pp. 1 197-1 218.

Harrison S., 2009 – Climate sensitivity : implications for the response of geomorphological systems to future climate change, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 257-265.

Harrison S., **Glasser N.**, **Winchester V.**, **Haresign E.**, **Warren C.**, **Jansson K.**, 2006 - A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes, *The Holocene,* 16, pp. 611 - 620.

Harrison S, **Winchester V.**, 1997 - Age and nature of paraglacial debris cones along the margins of the San Rafael Glacier, Chilean Patagonia, *The Holocene,* 7, pp. 481-487.

Harrison S., **Winchester V.**, **Warren C.**, **Passmore D.**, 2005 - Quantifying rates of paraglacial sedimentation: an example from Chilean Patagonia, *Zeitschrift für Geomorphologie,* 49, pp. 321-334.

Hartshorn J., **Lewkowicz A.G.**, 2000 - Lacustrine record of high energy geomorphic events in the Sawtooth Range, Ellesmere Island, Canadian High Arctic, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 44, 4, pp. 417-434.

Harvey A.M., 1997 - The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems, *in* Thomas D.S.G. (ed), *Arid Zone Geomorphology*, John Wiley, Chichester, pp. 231-259.

Haslett S.K., 2000 – *Coastal systems*, Routledge, London and New York, 218 p.

Hauglustaine D., **Jouzel J.**, **Le Treut H.**, 2004 - *Climat : chronique d'un bouleversement annoncé*, Le Pommier-Cité des sciences et de l'industrie, Paris, 187 p.

Hebdon N.J., **Atkinson T.C.**, **Lawson T.J.**, **Young I.R.**, 1997 – Rate of glacial valley deepening during the late Quaternary in Assynt, Scotland, *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, pp. 307-315.

Heinrich H., 1988 – Origin and consequences of cyclic ice rafting in the north-east Atlantic during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, 29, 2, pp. 143-152.

Heimsath A.M., **McGlynn R.**, 2008 – Quantifying periglacial erosion in the Nepal high Himalaya, *Geomorphology*, 97, 1-2, pp. 5-23.

Helland P.E., **Huang P.-H.**, **Diffendal R.F.Jr**, 1997 – SEM analysis of quartz sand grain surface textures indicates alluvial/colluvial origin of the quaternary « glacial » boulder clays at Huangshan (Yellow Mountain), East-Central China, *Quaternary research*, 48, pp. 177-186.

Heller P.L., **Beland P.E.**, **Humphrey N.F.**, **Konrad S.K.**, **Lynds R.M.**, **McMillan M.E.**, **Valentine K.E.**, **Widan Y.A.**, **Furbish D.J.**, 2001 – Paradox of downstream fining and weathering-rind formation in the lower Hoh river, Olympic Peninsula, Washington, *Journal of Geological Society of America*, 29, 11, pp. 971-974.

Hermanns R.L., **Niedermann S.**, **Ivy-Ochs S.**, **Kubik P.**, 2004 – Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina) – evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses, *Landslides*, 1, pp. 113-122.

Héquette A., 1986 - *Morpho-sédimentologie et évolution de littoraux meubles en milieu arctique, Péninsule de Brögger, Spitsberg Nord-Occidental*, Thèse de 3e cycle, Université de Bretagne occidentale, 397 p.

Héquette A., **Ruz M.-H.**, 1990 - Sédimentation littorale en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciaire au Spitsberg nord-occidental, *Géographie physique et Quaternaire*, 44, 1, pp. 77-88.

Hétu B., 2004 – Talus d'éboulis : environnement et histoire, *in* Bertran P. (dir.), *Dépôts de pente continentaux. Dynamique et faciès*, Quaternaire, Hors-série n°1, pp. 199-216.

Hewitt K., 1988 – Catastrophic landslide deposits in the Karakoram Himalaya, *Science,* 242, pp. 64-67.

Hewitt K., 2002 – Postglacial landform and sediment associations in a landslide-fragmented river system: the Transhimalayan Indus stream, Central Asia, *in* Hewitt K., Byrne M.-L., English M., Young G. (eds.), *Landscapes of transition, Landform assemblages and transformations in cold regions*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 63-91.

Hewitt K., 2006 – Disturbance regime landscapes: mountain drainage systems interrupted by large rockslides, *Progress in Physical Geography,* 30, pp. 365-393.

Hewitt K., 2009a – Catastrophic rock slope failures and late Quaternary developments in the Nanga Parbat-Haramosh Massif, Upper Indus basin, northern Pakistan, *Quaternary Science Reviews,* 1-15, doi:10.1016/j.quascirev.2008.12.019.

Hewitt K., 2009b – Glacially conditionned rock-slope failures and disturbance-regime landscapes, Upper Indus Basin, northern Pakistan, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 235-255.

Hewitt K., **Byrne M.-L.**, **English M.**, **Young G.** (eds.), 2002 - *Landscapes of transition, Landform assemblages and transformations in cold regions*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 246 p.

Hewitt K., **Clague J.J.**, **Orwin J.F.**, 2008 – Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes, *Earth Science Reviews,* 87, pp. 1-38.

Hicks D.M., **McSaveney M.J.**, **Chinn T.J.H.**, 1990 – Sedimentation in proglacial Ivory Lake, Southern Alps of New Zealand, *Arctic and Alpine Research*, 22, pp. 6-42.

Hill P.R., **Barnes P.W.**, **Héquette A.**, **Ruz M.-H.**, 1994 – Arctic coastal plain shorelines, *in* Carter R.W.G., Woodroffe C.D. (eds.), *Coastal evolution. Late quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, pp. 341-372.

Hinchliffe S., 1999 – Timing and significance of talus slope reworking, Trotternish, Skye, northwest Scotland, *The Holocene*, 9, pp. 483-494.

Hinchliffe S., **Ballantyne C.K.**, 1999 – Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland, *Scottish Geographical Journal*, 115, pp. 53-70.

Hinchliffe S., **Ballantyne C.K.**, 2009 – Talus structure and evolution on sandstone mountains in NW Scotland, *The Holocene*, 19, 3, pp. 477-486.

Hinderer M., 2001 – Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads, *Geodinamica Acta*, 14, pp. 231-263.

Hoffmann T., **Schrott L.**, 2002 – Modelling sediment thickness and rockwall retreat in an Alpine valley using 2D-seismic refraction (Reintal, Bavarian Alps), *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement-Band 127, pp. 153-173.

Hoffmann T., **Schrott L.**, 2003 – Determining sediment thickness of talus slopes and valley fill deposits using seismic refraction – a comparison of 2D interpretation tools, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement-Band 132, pp. 71-87.

Holm K., **Bovis M.**, **Jakob M.**, 2004 – The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia, *Geomorphology*, 57, pp. 201-216.

Hoppe G., 1951 – Drumlins i nordöstra Norrbotten, *Geografiska Annaler*, 33A, pp. 157-165.

Hoppe G., 1952 – Hummocky moraine regions, with special reference to the interior of Norrbotten, *Geografiska Annaler*, 34A, pp. 1-72.

Hoppe G., 1961 – The continuation of the Uppsala esker in the Bothnian sea and ice recession in the Gävle area, *Geografiska Annaler*, 43A, 3-4, pp. 329-335.

Hoppe G., 1967 – Case studies of deglaciation patterns, *Geografiska Annaler*, 49A, 2-4, pp. 204-212.

Hubbard B., **Heald A.**, **Reynolds J.M.**, **Quincey D.**, **Richardson S.D.**, **Zapata Luyo M.**, **Santillan Portilla N.**, **Hambrey M.J.**, 2005 – Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake : Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, pp. 1 251-1 264.

Huber C., **Leuenberger M.**, **Spahni R.**, **Flückiger J.**, **Schwander J.**, **Stocker T.F.**, **Johnsen S.**, **Landais A.**, **Jouzel J.**, 2006 - Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH_4, *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 3-4, pp. 504-519.

Huggel C., **Haeberli W.**, **Kääb A.**, 2007 – Glacial hazards. Perceiving and responding to threats in four world regions, *in* Orlove B., Wiegandt E., Luckman B.H. (eds), *Darkening peaks, Glacier retreat, science and society*, University of California Press, Berkeley, pp. 68-80.

Huggett R.J., 2007 – *Fundamentals of geomorphology*, Routledge, 2nd edition, 458 p.

Huguet F., 2007 - Cirques glaciaires et étagement des formes dans le massif du Feldberg, dans le sud de la Forêt Noire (Allemagne), *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 4, pp. 309-318.

Huguet F., 2008 – Cirques glaciaires et dispositif étagé dans les MacGillyCuddy's Reeks (comté de Kerry, Irlande), *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*, vol. II, pp. 133-146.

Humlum O., 1982 – Rock glaciers in Northern Spitsbergen, *Journal of Geology*, 90, pp. 214-218.

Humlum O., 1988 – Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers, *Arctic and Alpine Research*, 20, pp. 160-178.

Humlum O., 1996 – Origin of rock glacier: observations from Mellemfjord, Disko Island, Central West Greenland, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, pp. 361-380.

Humlum O., 1998 – The climatic significance of rock glaciers, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, pp. 375-395.

Humlum O., 2000 – The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland, *Geomorphology*, 35, pp. 41-67.

Humlum O., **Christiansen H.H.**, 1998 – Mountain climate and periglacial phenomena in the Faeroe Islands, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, pp. 189-211.

Humlum O., **Instanes A.**, **Sollid J.L.**, 2003 – Permafrost in Svalbard : a review of research history, climatic background and engineering challenges, *Polar Research*, 22, 2, pp. 191-215.

Hurrell J.W., 1995 - Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation*, Science*, 269, pp. 676-679.

Ibañez-Palacios G.P., **Ahumada A.L.**, 2006 - Delimitation of the geocryogenic processes and associated geomorphic belts in Los Alisos National Park, Tucumán, *in Reconstructing Past Regional Climate variations in South America over the late Holocene: a new pages initiative*, Proceeding of the International symposium, October 4-7, 2006, Mendoza, Argentina, p. 74.

Isachsen G., 1912 - *Exploration du Nord-Ouest du Spitsberg entreprise sous les auspices de S.A.S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen*, Fascicule XL, Imprimerie de Monaco, 112 p. + 20 planches.

Isaksen K., **Holmlund P.**, **Sollid J.L.**, **Harris C.**, 2001 – Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, pp. 13-25.

Isaksson E., **Pohjola V.**, **Jauhiainen T.**, **Moore J.**, **Pinglot J.-F.**, **Vaikmäe R.**, **Van De Wal R.S.W.**, **Hagen J.O.**, **Ivask J.**, **Karlöf L.**, **Martma T.**, **Meijer H.A.J.**, **Mulvaney R.**, **Thomassen M.**, **Van Den Broeke M.**, 2001 – A new ice-core record from Lomonosovfonna, Svalbard : viewing the 1920-97 data in relation to present climate and environnemental conditions, *Journal of Glaciology*, 47, 157, pp. 335-345.

Iturrizaga L., 2008a – Paraglacial landform assemblages in the Hindukush and Karakoram Mountains, *Geomorphology,* 95, pp. 27-47.

Iturrizaga L., 2008b - Post-sedimentary Transformation of Lateral Moraines – the Tributary Tongue Basins of the Kviárjökull (Iceland), *Journal of Mountain Science*, 5, pp. 1-16.

Jackson L.E. Jr, **MacDonald G.M.**, **Wilson M.C.**, 1982 – Paraglacial origin for terrasse river sediments in Bow Valley, Alberta, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, pp. 2 219-2 231.

Jacob N., **Astrade L.**, **Bravard J.-P.**, 2006 – Le comportement hydrosédimentaire de rivières torrentielles des Cévennes et des Préalpes au Petit Âge Glaciaire. Enseignements géomorphologiques des archives historiques, de la dendrochronologie et de la lichénométrie, *in*

Allée P., Lespez L. (eds.), *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*, Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 297-304.

Jahn A., 1956 – Geomorphology and Quaternary history of Lublin plateau, *Geographical studies*, 7, 453 p.

Jahn A., 1960 - Some remarks on evolution of slopes on Spitsbergen, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement band, 1, pp. 49-58.

Jahn A., 1963 – Deglaciation of Sudetes, *4th International Congress on Quaternary*, Varsovie, 3 p.

Jahn A., 1976 - Contemporaneous geomorphological processes in Longyeardalen, Vest-Spitsbergen (Svalbard), *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, pp. 253-268.

Janke J., **Frauenfelder R.**, 2007 - The relationship between rock glacier and contributing area parameters in the Front Range of Colorado, *Journal of Quaternary Science*, DOI: 10.1002/jqs.1133.

Jarman D., 2002 – Rock slope failure and landscape evolution in the Caledonian mountains, as exemplified in the Abisko area, Northern Sweden, *Geografiska Annaler*, 84A, pp. 213-224.

Jarman D., 2006 – Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: characterisation, causes and spatial distribution, *Engineering Geology*, 83, pp. 161-182.

Jarman D., 2009 – Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 102-131.

Jarman D., **Ballantyne C.K.**, 2002 – Beinn Fhada, Kintail: an example of large-scale paraglacial rock slope deformation, *Scottish Geographical Journal*, 1, pp. 59-68.

Jellinek A.M., **Manga M.**, **Saar M.**, 2004 – Did melting glaciers cause volcanic eruptions in eastern California? Probing the mechanics of dike formation, *Journal of Geophysical Research*, 109, B09206, DOI: 10.1029/2004JB002978.

Jobard S., 2008 – Le milieu paraglaciaire et l'accélération de la décrue des glaciers du Haut Arc (Savoie) au cours des dernières décennies, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 161-170.

Johannessen O.M., **Bengtsson L.**, **Miles M.W.**, **Kuzmina S.I.**, **Semenov V.A.**, **Alekseev G.V.**, **Nagurnyi A.P.**, **Zakharov V.A.**, **Bobylev L.P.**, **Pettersson L.H.**, **Hasselmann K.**, **Cattle H.P.**, 2004 - Arctic climate change : observed and modelled temperature and sea-ice variabilité, *Tellus*, 56A, 4, pp. 328-341.

Johnson P.G., 1983 – Rock glaciers. A case for a change in nomenclature, *Geografiska Annaler,* 65A, 1-2, pp. 27-34.

Johnson P.G., 1984a – Rock glacier formation by high-magnitude low-frequency slope processes in the Southwest Yukon, *Annals of the Association of American Geographers*, 74, 3, pp. 408-419.

Johnson P.G., 1984b - Paraglacial conditions of instability and mass movement. A discussion, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 28, 2, pp. 235-250.

Johnson P.G., 1986 – Holocene paleohydrology of the St. Elias Mountains, British Columbia and Yukon, *Géographie Physique et Quaternaire*, XL, 1, pp. 47-53.

Johnson P.G., 1995 – Debris transfer and sedimentary environments : alpine glaciated areas, *in* Slaymaker O. (ed.), *Steepland Geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 27-44.

Johnson P.G., 1998 – Morphology and surface structures of Maxwell Creek rock glaciers, St. Elias Mountains, Yukon: rheological implications, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, pp. 57-70.

Johnson P.G., 2002 – Proglacial and paraglacial fluvial and lacustrine environments in transition, *in* Hewitt K., Byrne M.-L., English M., Young G. (eds.), *Landscapes of transition, Landform assemblages and transformations in cold regions*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 43-62.

Joly D., 1994. *Ambiances climatiques instantanées au Spitsberg, pour une approche méthodique par niveaux d'échelle*, Thèse d'État, EHESS, Paris, n° 529, 404 p.

Joly D., 2004 - Ambiances climatiques instantanées : application à la micro climatologie du Spitsberg, *Norois*, 191, pp. 43-57.

Jomelli V., 1997 – *Géodynamique des dépôts d'avalanches : analyses morphométriques et sédimentologiques*, Thèse, Université Denis Diderot, Paris VII, 252 p.

Jomelli V., 1999a – Les effets de la fonte sur la sédimentation de dépôts d'avalanche de neige chargée dans le massif des Ecrins (Alpes françaises), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, pp. 39-58.

Jomelli V., 1999b - Dépôts d'avalanches dans les Alpes françaises : géométrie, sédimentologie et géodynamique depuis le Petit Âge Glaciaire, *Géographie Physique et Quaternaire*, 2, pp. 199-209.

Jomelli V., **Bertran P**., 2001 – Wet snow avalanche deposits in the French Alps: structure and sedimentology, *Geografiska Annaler*, 83A, 1-2, pp. 15-28.

Jomelli V., **Bertran P**., **Kunesch S**., 2002 – Le cône de la Momie : un nouveau type de dépôt proglaciaire mis en place depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, *Quaternaire*, 13, 3-4, pp. 257-265.

Jomelli V., **Francou B**., 2000 – Comparing the caracteristics of rockfall talus and snow avalanche landlords in an Alpine environments using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps, *Geomorphology*, 35, pp. 181-192.

Jomelli V., **Grancher D**., **Naveau P**., **Cooley D**., **Brunstein D**., 2007 – Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces, *Geomorphology,* 86, 1-2, pp. 131-143.

Jonasson J., 1991 – *Holocene slope processes of periglacial mountain areas in Scandinavia and Poland*, Department of Physical Geography, Uppsala University, UNGI Rapport 79, 156 p.

Jonsson J., 1982 - Notes on the Katla volcanoglacial debris flows, *Jökull*, 32, pp. 61-68.

Jónsson Ó., 1957 - *Skriðuföll og snjóflóð*, Bókaútgáfan norðri, 1 141 p.

Jouzel J., **Masson-Delmotte V**., **Cattani O**., **Dreyfus G**., **Falourd S**., **Hoffmann G**., **Minster B**., **Nouet J**., **Barnola J.M**., **Chappellaz J**., **Fischer H**., **Gallet J.C**., **Johnsen S**., **Leuenberger M**., **Loulergue L**., **Luethi D**., **Oerter H**., **Parrenin F**., **Raisbeck G**., **Raynaud D**., **Schilt A**., **Schwander J**., **Selmo E**., **Souchez R**., **Spahni R**., **Stauffer B**., **Steffensen J.P**., **Stenni B**., **Stocker T.F**., **Tison J.L**., **Werner M**., **Wolff E.W**., 2007 - Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years, *Science*, 317, pp. 793-796.

Julio Miranda P., **González-Huesca A.E**., **Delgado Granados H**., **Kääb A**., 2005 – Ice-fire interactions on Popocatélpetl Volcano (Mexico): case study of the January 22, 2001, eruption, *Zeitschift für Geomorphologie*, 140, pp. 93-102.

Jull M., **McKenzie D**., 1996 – The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 101, 21, pp. 21 815-21 828.

Kalefa El-Ghali M.A., 2005 – Depositional environments and sequence stratigraphy of paralic, paraglacial and postglacial Upper Ordovician siliciclastic deposits in the Murzuq Basin, SW Libya, *Sedimentary Geology*, 177, pp. 145-173.

Kaplin P.A., 1995 - L'évolution future des côtes arctiques de la Russie, *Norois*, 165, pp. 37-48.

Karlen W., 1981 - Lacustrine sediment studies, *Geografiska Annaler*, 63A, 3-4, pp. 273-281.

Karte J., **Liedtke H**., 1981 – The theorical and practical definition of the term « periglacial » in its geographical and geological meaning, *Biuletyn Peryglacjalny*, 28, pp. 123-135.

Kellerer-Pirklbauer A., **Proske H**., **Strasser V**., 2010 – Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maxium and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria, *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorphology.2009.09.016.

Kenig K., 1980 – Sklad mineralny osadów moreny czolowej lodowca Gås (Spitsbergen) z uwzglednieniem analizy powierzchni ziarn kwarcu w SEM, *Kwartalnik Geologiczny*, 24, 3, pp. 711-740.

Kenig K., 2006 – Surface microtextures of quartz grains from Vistulian loesses from selected profiles of Poland and some other countries, *Quaternary International*, 152-153, pp. 129-146.

Kergomard C., 2007 – L'Arctique face au changement climatique, *Annales de Géographie*, 653, pp. 3-22.

Kerschner H., **Ivy-Ochs S.**, **Schluchter C.**, 1999 – Paleoclimatic interpretation of the early Late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria, *Annals of Glaciology*, 28, pp. 135-139.

Kilian W., 1906 - L'érosion glaciaire et la formation des terrasses, *La Géographie*, XIV, pp. 261-274.

Kirkbride M.P., 2002 – Icelandic climate and glacier fluctuations through the terminus of the « Little Ice Age », *Polar Geography*, 26, pp. 116-133.

Kirkbride M.P., 2009 – Datation des moraines holocènes d'Islande par téphrochronologie, un état de l'art, *Cahiers de Géographie*, Collection EDYTEM, 8, pp. 65-78.

Kirkbride M.P., **Dugmore A.J.**, 2001 – Can the late « Little Ice Age » glacial maximum in Iceland be dated by lichenometry ?, *Climatic Change*, 48, pp. 151-167.

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

Kirkbride M., **Mathews D.**, 1997 – The role of fluvial and glacial erosion in landscape evolution: the Ben Ohau Range, New Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, pp. 317-327.

Kirschvink J.L., 1992 - Late Proterozoic low-latitude glaciation: the snowball Earth, In Schopf J.W., Klein C. (eds.), *The Proterozoic Biosphere*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 51-52.

Kirschvink J.L., **Raub T.D.**, 2006 – A methane fuse for the Cambrian explosion: carbon cycles and true polar wander, *Comptes rendus Geoscience*, 335, pp. 65-78.

Kleman J., **Stroeven A.P.**, **Lundqvist J.**, 2008 – Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation, *Geomorphology*, 97, 1-2, pp. 73-90.

Knight J., **Harrison S.** (eds.), 2009a – *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, 272 p.

Knight J., **Harrison S.**, 2009b – Periglacial and paraglacial environments: a view from the past into the future, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 1-4.

Knudsen O., **Johannesson H.**, **Russell A.J.**, **Haraldsson H.**, 2001 – Changes in the Gijukvisl River channel during the November 1996 jökulhlaup, Skeiðarársandur, Iceland, *Jökull,* 50, pp. 19-32.

Koppes M., **Hallet B.**, 2006 - Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2005JF000349.

Kowalkowski A., 1984 – Surface texture of quartz grains from tundra soils under electron microscope, *Quaternary Studies in Poland*, 5, pp. 75-93.

Krimmel R.M., **Meier M.F.**, 1989 - *Glaciers and Glaciology of Alaska*, Field Trip Guidebook T301, American Geophysical Union, Washington D.C., 61 p.

Kristmannsdottir H., **Bjornsson A.**, **Palsson S.**, **Sveinbjornsdottir E.A.**, 1999 – The impact of the 1996 subglacial volcanic eruption in Vatnajökull on the river Jökulsá á Fjöllum, North Iceland, *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 92, pp. 359-372.

Labeyrie L., **Jouzel J.**, 2004 - Sur les traces d'anciens zigzags climatiques, *La Recherche*, dossier n°17, pp. 23-25.

Laffly D., **Mercier D.**, 1999 - Réflexions méthodologiques sur les observations de terrain et la télédétection (cartographie des sandurs en Baie du Roi, Spitsberg Nord-Occidental), *Photo-Interprétation*, 2, pp. 15-28 et 48-58.

Laffly D., **Mercier D.**, 2002 - Global change and paraglacial morphodynamic modification in Svalbard, *International Journal of Remote Sensing*, 43, 21, pp. 4 743-4 760.

Lageat Y., 2004 - *Les milieux physiques continentaux*, Belin, Paris, 191 p.

Lahousse P., 1994 - *Recherches géomorphologiques et cartographie des aléas naturels dans la vallée de la Guisane (Hautes-Alpes, Briannçonnais)*, Thèse, Université de Lille 1.

Lamb H.H., 1977 - *Climate: Present, Past and Future*, *vol.2 Climatic history and the future*, Methuen & Co Ltd, London, 835 p.

Lambert G., **Chappelaz J.**, **Foucher J.-P.**, **Ramstein G.**, 2006 – *Le méthane et le destin de la terre. Les hydrates de méthane : rêve ou cauchemar ?*, EDP Sciences, 153 p.

Lamoureux S.F., 1999 - Catchment and lake controls over the formation of varves in monomictic Nicolay Lake, Cornwall Island, Nunavut, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, pp. 1533-1546.

Lamoureux S.F., **Bradley R.S.**, 1996 - A late Holocene varved sediment record of environmental change from northern Ellesmere Island, Canada, *Journal of Paleolimnology*, 16, pp. 239-255.

Landais A., **Barnola J.M.**, **Masson-Delmotte V.**, **Jouzel J.**, **Chappellaz J.**, **Caillon N., Huber C.**, **Leuenberger M.**, **Johnsen S.J.**, 2004a – A continuous record of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP), *Geophysical Research Letters*, 31, L22211, doi: 10.1029/2004GL021193, 2004.

Landais A., **Steffensen J.P.**, **Caillon N., Jouzel J.**, **Masson-Delmotte V.**, **Schwander J.**, 2004b – Evidence for stratigraphic distortion in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core during Event 5^{e}1 (120 kyr BP) from gas isotopes, *Journal of Geophysical Research*, 109, D06103, doi: 10.1029/2003JD04193, 2004.

Landais A., **Caillon N., Goujon C., Grachev A.M., Barnola J.M., Chappellaz J.**, **Jouzel J.**, **Masson-Delmotte V.**, **Leuenberger M.**, 2004c – Quantification of rapid temperature change during DO event 12 and phasing with methane inferred from air isotopic measurements, *Earth and Planetary Science Letters*, 225, pp. 221-232.

Landais A., **Masson-Delmotte V.**, **Jouzel J.**, **Raynaud D.**, **Johnsen S.**, **Huber C.**, **Leuenberger M.**, **Schwander J.**, **Minster B.**, 2006 – The glacial inception as recorded in the NorthGRIP Greenland ice core: timing, structure and associated abrupt temperature changes, *Climate Dynamics*, 26, pp. 273-284.

Lang A., **Moya J.**, **Corominas J.**, **Schrott L.**, **Dikau R.**, 1999 – Classic and new methods for assessing the temporal occurrence of mass movements, *Geomorphology*, 30, pp. 33-52.

Langdon P.G., **Leng M.J.**, **Holmes N.**, **Caseldine C.J.**, 2010 – Lactustrine evidence of early-Holocene environmental change in northern Iceland: a multiproxy palaeoecology and stable isotope study, *The Holocene*, 20, 2, pp. 205-214.

Lantuit H., 2008 - *The modification of arctic permafrost coastlines*, Unpublished PhD thesis, University of Potsdam, 106 p.

Lantuit H., **Pollard W.H.**, 2005 - Temporal stereophotogrammetric analysis of retrogressive thaw slumps on Herschel Island, Yukon Territory, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 413-423.

Lantuit H., **Pollard W.H.**, 2008 - Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada, *Geomorphology,* 95, pp. 84-102.

Le Cœur C. (coordinateur), 2002 - *Éléments de géographie physique*, Bréal, Paris, 2nd édition, 448 p.

Le Cœur C., 2007 – Glaciers-rocheux dégradés : rémanence de la forme et potentiel de réactivation, *Environnements Périglaciaires*, 14, pp. 47-57.

Lefauconnier B., **Hagen J.O.**, 1991 - *Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard*, Norsk Polarinstitutt, Meddelelser 116, 132 p.

Lefauconnier B., **Hagen J.O.**, **Ørbæk J.B.**, **Melvold K.**, **Isaksson, E.**, 1999 - Glacier balance trends in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate, *Polar Research*, 18, 2, pp. 307-313.

Lehman S.J., **Forman S.L.**, 1992 - Late Weichselian glacier retreat in Kongsfjorden, West Spitsbergen, Svalbard, *Quaternary Research*, 37, pp. 139-154.
Lemmen D.S., **Gilbert R.**, **Smol J.P.**, **Hall R.I.**, 1988 - Holocene sedimentation in glacial Tasikutaaq Lake, Baffin Island, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, pp. 810-823.
Le Ribault L., 1977 – *L'exoscopie des quartz*, Masson, Paris, 150 p.
Le Roy M., **Astrade L.**, **Edouard J.-L.**, **Miramont C.**, **Deline P.**, 2009 – La dendroglaciologie ou l'apport de l'étude des cernes d'arbres pour la reconstruction des fluctuations glaciaires holocènes, *Cahiers de Géographie*, Collection EDYTEM, 8, pp. 79-90.
Le Roy Ladurie E., 1967 – *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammarion, Paris, 376 p.
Lewis W.S., 1954 – Pressure release and glacial erosion, *Journal of Glaciology*, 2, pp. 417-422.
Li J., **Derbyshire E.**, **Xu S.**, 1984 – Glacial and paraglacial sediments of the Hunza Valley, North West Karakoram, Pakistan: a prilimanry analysis, *in* Miller K. (ed.), *International Karakoram Project*, Cambridge University Press, pp. 496-537.
Li Y., **Liu, G.**, **Cui Z.**, 2001 – Glacial valley cross-profile morphology, Tian Shan Mountains, China, *Geomorphology*, 38, pp. 153-166.
Licciardi J.M., **Kurz M.D.**, **Curtice J.M.**, 2007 – Glacial and volcanic history of Icelandic table mountains from cosmogenic 3He exposure ages, *Quaternary Science Reviews*, 26, pp. 1 529-1 546.
Lidmar-Bergström K., 1997 – A long-term perspective on glacial erosion, *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, pp. 297-306.
Liestøl O., 1988 - The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen, *Norsk Geografisk Tidsskrift,* 42, pp. 368-376.
Lindström E., 1988 – Are roches moutonés mainly preglacial forms?, *Geografiska Annaler*, 70A, 4, pp. 323-332.
Lliboutry L., 1964 – *Traité de glaciologie, Tome 1 : glace, neige, hydrologie nivale ; Tome 2 : glaciers, variations du climat, sols gelés*, Masson, Paris, 1 040 p.
Lliboutry L., 2002 – Extension of glacier de Saint-Sorlin, French Alps, and equilibrium-line altitude during the Little Ice Age, *Journal of Glaciology*, 48, 160, pp. 118-124.
Lozinski W., 1909 – Über die mecanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima, *Bulletin international de l'Académie des Sciences*, Cracovie, 1, pp. 1-25.
Luckman B.H., 1981 – The geomorphology of the Alberta Rocky Mountains: a review and commentary, *Zeitschrift für Geomophologie*, Supplementband, 37, pp. 91-119.
Ludlam S.D., **Feeney S.**, **Douglas S.V.**, 1996 - Changes in the importance of lotic and littoral diatoms in a high arctic lake over the last 191 years, *Journal of Paleolimnology*, 16, pp. 187-204.
Maclennan J., **Jull M.**, **McKenzie D.**, **Slater L.**, **Grönvold K.**, 2002 – The link between volcanism and deglaciation in Iceland, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, p. 1062.
Maire R., 1990 - *La haute montagne calcaire : karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats*, Thèse d'État, Université de Nice, Karstologia mémoire n°3, 731 p.
Maire R., 1999 - Les "glaciers de marbre" de Patagonie, Chili, Un karst subpolaire océanique de la zone australe, *Karstologia*, 33, 1, pp. 25-40.
Maizels J.K., 1979 - Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns during period of glacier advance: an alpine example, *Geografiska annaler,* 61, pp. 87-101.
Maizels J.K., 1993 – Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics, *Sedimentary Geology,* 85, pp. 299-325.
Majewski W., **Szczucinski W.**, **Zajaczkowski M.**, 2009 - Interactions of Arctic and Atlantic water-masses and associated environmental changes during the last millennium, Hornsund (SW Svalbard). *Boreas*, 38, pp. 529–544.
Malaurie J., 1968 - *Thèmes de recherche géomorphologique dans le nord-ouest du Groenland*, Thèse d'État, Mémoire et Documents du CNRS, 465 p.

Maria A., **Carey S**., **Sigurdsson H**., **Kincaid C**., **Helgadóttir G**., 2000 - Source and dispersal of jökulhlaup sediments discharged to the sea following the 1996 Vanajökull eruption, *Geological Society of America Bulletin*, 112, 10, pp. 1507-1521.

Marion J., **Filion L**., **Hétu B**., 1995 - The Holocene development of a debris slope in subarctic Québec, Canada, *The Holocene*, 5, pp. 409-419.

Marnezy A., 1999 - Les effets des dérivations hydro-électriques sur l'hydrologie et la morphodynamique torrentielle, l'exemple du Haut Arc (Alpes françaises, Savoie), *Quaternaire*, 10, 1, pp. 49-59.

Marren P.**M**., 2002 – Glacier margin fluctuations, Skaftafellsjökull, Iceland: implications for sandur evolution, *Boreas*, 31, pp. 75-81.

Martin H.**E**., **Whalley W**.**B**., 1987 - Rock glacier morphology. I : classification and distribution, *Progress in Physical Geography*, 11, 2, pp. 260-282.

Martini A., 1975 - Slope cover deposits of selected mountains areas in the Hornsund region, SW Spitsbergen, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 251, pp. 147-185.

Martins C., 1867 - *Les glaciers actuels et leur ancienne extension pendant la période glaciaire*, Imprimerie J. Claye, Paris, 94 p.

Martonne (**E**. **de**), 1901 – Fjords, cirques, vallées alpines et lacs subalpins, *Annales de géographie*, 52, pp. 289-294.

Martonne (**E**. **de**), 1910 - L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines, *Annales de géographie*, XIX, pp. 289-317.

Martonne (**E**. **de**), 1911 - L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines, *Annales de géographie*, XX, pp. 1-29.

Martonne (**E**. **de**), 1940 - *Traité de géographie physique, Tome second : le relief du sol*, Armand Colin, Paris, 6e edition, pp. 499-1057.

Martonne (**E**. **de**), 1942 – *La France physique, Géographie Universelle, Tome VI*, Armand Colin, Paris, 463 p.

Martonne (**E**. **de**), 1949 – La dissymétrie des glaciations régionales et ses facteurs, *Geografiska Annaler*, 31, pp. 200-203.

Masson-Delmotte V., **Kageyama M**., **Braconnot P**., **Charbit S**., **Krinner G**., **Ritz C., Guilyardi E., Jouzel J., Abe-Ouchi A., Crucifix M., Gladstone R.M., Hewitt C.D., Kitoh A., LeGrande A.N., Marti O., Merkel U., Motoi T., Ohgaito R., Otto-Bliesner B., Peltier W.R., Ross I., Valdes P.J., Vettoretti G., Weber S.L., Wolk F., Yu Y**., 2005a – Past and future polar amplication of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-005-0081-9.

Masson-Delmotte V., **Jouzel J., Landais A., Stievenard M., Johnsen S.J., White J.W.C., Werner M., Sveinbjorndottir A., Fuhrer K.,** 2005b – GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin, *Science*, 309, pp. 118-121.

Masson-Delmotte V., **Dreyfus G**., **Braconnot P**., **Johnsen S**.**J**., **Jouzel J., Kageyama M**., **Landais A**., **Loutre M**.-**F**., **Nouet J**., **Parrenin F**., **Raynaud D**., **Stenni B**., **Tuenter E**., 2006a - Past temperature reconstructions from deep ice cores : relevance for future climate change, *Climate of the Past*, 2, pp. 145-165.

Masson-Delmotte V., **Landais A**., **Cambourieu-Nebout N**., **von Grafenstein U**., **Jouzel J**., **Caillon N**., **Chappellaz J**., **Dahl-Jensen D**., **Johnsen S**.**J**., **Stenni B**., 2006b – Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe, *Comptes rendus Geoscience*, 337, pp. 935-946.

Matthews J.**A**., 1992 - *The ecology of recently deglaciated terrain: a geo-ecological approach to glacier forelands and primary succession*, Cambridge University Press, 386 p.

Matthews J.A., **Shakesby R.A**, 2004 – A twentieth-century neoparaglacial rock topple on a glacier foreland, Ötztal Alps, Austria, *The Holocene*, 14, pp. 454-458.

Matthews J.A., **Shakesby R.A**, **Berrisford M.S.**, **McEwen L.J.**, 1998 – Periglacial patterned ground on the Styggedalsbreen glacier foreland, Jotunheimen, Southern Norway: micro-topographic, paraglacial and geoecological controls, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, pp. 147-166.

Max M.D. (ed.), 2003 – *Natural gas hydrate in oceanic and permafrost environments*, Kluwer Academic Publishers, 414 p.

Maxwell M., 1979 – *The role of catastrophic processes in the evolution of talus derived rock glaciers*, M.A. thesis, Department of geography, University of Ottawa.

Meigs A., **Krugh W.C.**, **Davis K.**, **Bank G.**, 2006 – Ultra-rapid landscape response and sediment yield following glacier retreat, Icy Bay, southern Alaska, *Geomorphology*, 78, pp. 207-221.

Melvold K., **Hagen J.O.**, 1998 - Evolution of a surge-type glacier in its quiescent phase: Kongsvegen, Spitsbergen, 1964-95, *Journal of Glaciology,* 44, pp. 394-404.

Mercier D., 1993 - *La quantification des processus morphodynamiques agissant sur les versants dans les milieux arctiques : approche méthodologique et bilan*, Mémoire de DEA, Université de Nantes, 126 p.

Mercier D., 1997 - L'impact du ruissellement sur les moraines latérales du Glacier du Roi (Colletthøgda, Spitsberg, 79°N), *Norois*, 175, pp. 549-566.

Mercier D., 1998a - *Le ruissellement au Spitsberg. L'impact d'un processus azonal sur les paysages d'un milieu polaire, presqu'île de Brøgger (79°N)*, Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 532 p.

Mercier D., 1998b - Un siècle d'érosion sur les moraines du Petit Âge Glaciaire au Spitsberg Nord-Occidental, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 1, pp. 96-108.

Mercier D., 1998c - Rythmes et vitesses de l'érosion en milieu polaire : l'incision des plages soulevées holocènes au Spitsberg Nord-Occidental, *Cahiers Nantais*, 49, pp. 151-158.

Mercier D., 1999 - Ruissellement et pergélisol au Spitsberg, *Environnements périglaciaires*, 6, pp. 53-61.

Mercier D., 2000 - Du glaciaire au paraglaciaire : la métamorphose des paysages polaires au Svalbard, *Annales de Géographie*, 616, pp. 580-596.

Mercier D., 2001a - *Le ruissellement au Spitsberg. Le monde polaire face aux changements climatiques*, Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection Nature & Sociétés, Clermont-Ferrand, 278 p.

Mercier D., 2001b - Les piémonts des hautes latitudes : rythmes et crises morphogéniques, *Sud-Ouest Européen*, 10, pp. 3-21.

Mercier D., 2002 - La dynamique paraglaciaire des versants du Svalbard, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46, 2, pp. 203-222.

Mercier D., 2003 - Glaciaire, paraglaciaire, périglaciaire : relais et combinaisons de processus, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 4, pp. 349-354.

Mercier D. (sous la direction de), 2004 - *Le commentaire de paysages en géographie physique. Documents et méthodes*, Armand Colin, Paris, 256 p.

Mercier D., 2005a - Changements climatiques et métamorphoses des paysages polaires, *in* André M.-F. (dir.), *Le monde polaire : mutations et transitions*, Ellipses, Paris, pp. 25-38.

Mercier D. (coordinateur) – 2005b – *Les milieux polaires et subpolaires de l'Atlantique Nord*, Norois, 194, pp. 49-148.

Mercier D., 2007 - Le paraglaciaire : évolution d'un concept, *in* André M.F., Étienne S., Lageat Y., Le Cœur C., Mercier D. (eds.), *Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard),* Clermont-Ferrand, Presses universitaires Blaise Pascal, pp. 341- 353.

Mercier D. (coordinateur) – 2008a - Paraglaciaire et changements climatiques**,** *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 131-208.

Mercier D., 2008b - Le géosystème paraglaciaire face aux changements climatiques, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 131-140.

Mercier D. (coordinateur), 2008c – Recent advances in Paraglacial Geomorphology – Avancées récentes en Géomorphologie paraglaciaire**,** *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 219-284.

Mercier D., 2008d - Paraglacial geomorphology: Conceptual and methodological revival, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 219-222.

Mercier D., 2008e - Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 223-234.

Mercier D., 2010 - Le réchauffement climatique et les écosystèmes polaires, *Bulletin d'Études de la Marine*, 47, pp. 83-95.

Mercier D., **Étienne S**. (ed.), 2008a - Paraglacial geomorphology: processes and paraglacial context, *Geomorphology* , Special Issue, 95, 1-2, pp. 1-102.

Mercier D., **Étienne S**., 2008b – The Paraglacial concept: new approaches to glacial landscape evolution, *Geomorphology* , Special Issue, 95, 1-2, pp. 1-2.

Mercier D., **Étienne S**., **Sellier D**., 2004 - Recent paraglacial slope deformation in the Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard), *Náttúrustofa Nordurlands vestra*, 3, pp. 46-47.

Mercier D., **Étienne S**., **Sellier D**., **André M**.-**F**., 2009 - Paraglacial gullying of sediment-mantled slopes: a case study of Colletthøgda, Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard), *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1 772-1 789.

Mercier D., **Laffly D**., 2005 - Actual paraglacial progradation of the coastal zone in the Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard), *in* Harris Ch., Murton J. (eds.), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*, Special publication n°242, Geological Society, London, pp. 111-117.

Mercier D., **Peulvast J**.-**P**., 2004 – Les temps quaternaires du paysage : plage soulevée, plage perchée, *in* Mercier D. (sous la direction de), 2004 - *Le commentaire de paysages en géographie physique. Documents et méthodes*, Armand Colin, Paris, pp. 130-133.

Milliman J.**D**., **Snow J**., **Jaeger J**., **Nittrouer A**., 1996 - Catastrophic discharge of fluvial sediment to the ocean : evidence of Jökulhlaups events in the Alsek Sea Valley, southeast Alaska (USA), *in Erosion and sediment yield: Global and regional perspectives*, Proceedings of the Exeter Symposium, july 1996, International Association of Hydrological Sciences Publication 236, pp. 367-379.

Miramont C., **Jorda M**., **Pichard G**., 1998 - Évolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du Sud-Est), *Géographie Physique et Quaternaire*, 52, 3, pp. 381-392.

Monnier S., 2006 – *Les glaciers-rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*, Thèse, Université Paris XII – Val de Marne, 339 p.

Monnier S., 2007 – Du glacier au glacier rocheux, depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, au pied du Mont Thabor (Alpes du Nord, France), *Quaternaire*, 18, 3, pp. 283-294.

Montgomery D.**R**., 2002 – Valey formation by fluvial and glacial erosion, *Geology*, 30, 11, pp. 1 047-1 050.

Moreau M., 2003 - La reconquête végétale des marges libérées des glaces depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, Spitsberg (presqu'île de Brøgger), *Bulletin de l'Association de Géographes Français,* 80, pp. 377-385.

Moreau M., 2005a - Contexte environnemental et colonisation végétale des moraines récentes : étude comparée de deux glaciers en versants nord et sud de la presqu'île de Brøgger, Svalbard (79°N), *Norois,* 194, pp. 73-84.

Moreau M., 2005b - *Dynamique des paysages végétaux depuis la fin du Petit Âge Glaciaire au Spitsberg (79°N), Analyse intégrée de la reconquête végétale des marges proglaciaires*, Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 421 p.

Moreau M., **Laffly D**., **Brossard T**., 2009 – Recent spatial development of Svalbard strandflat vegetation over a period of 31 years, *Polar Research,* 28, pp. 364-375.

Moreau M., **Laffly D**., **Joly D**., **Brossard T**., 2005 - Analysis of plant colonization on an arctic moraine since the end of the Little Ice Age using remotely sensed data and a Bayesian approach, *Remote Sensing of Environment,* 99, pp. 244-253.

Moreau M., **Mercier D**., **Laffly D**., 2004 - Un siècle de dynamiques paraglaciaires et végétales sur les marges du Midre Lovénbreen, Spitsberg nord-occidental, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 157-168.

Moreau M., **Mercier D**., **Laffly D**., **Roussel E**., 2008 - Recent paraglacial dynamics impact on plant colonization: a case study on midre Lovénbreen foreland, Spitsbergen (Svalbard), *Geomorphology*, 95, 1-2, pp. 48-60.

Mörner N.A., 1978 – Faulting, fracturing, and seismic as a function of glacio-isostasy in Fennoscandia, *Geology*, 6, pp. 41-45.

Müller B.U., 1999 – Paraglacial sedimentation and denudation processes in an Alpine valley of Switzerland. An approach to the quantification of sediment budgets, *Geodinamica Acta*, 12, 5, pp. 291-301.

Murton J.B., 2001 – Thermokarst sediments and sedimentary structures, Tuktoyaktuk coastlands, western Arctic Canada, *Global and Planetary Change*, 28, pp. 175-192.

Nangeroni G., 1952 – I fenomeni di morfologia periglaciale in Italia, *Rev. Geogr. Ital*., 59, 1, pp. 1-15.

Nangeroni G., 1954a – *Neve, acqua, ghiaccio, fenomeni crionivali delle regioni periglaciali nelle Alpi italiane*, Como.

Nangeroni G., 1954b – Appunti sui fenomenii periglaciali recenti ed attuali nelle Alpi*, Ricerca Scientifica*, Roma.

Nangeroni G., 1962 – Les phénomènes périglaciaires en Italie, *Biuletyn Peryglacjalny*, 11, pp. 57-63.

Neboit R., 1991 - *L'homme et l'érosion. L'érosion des sols dans le monde*, Publication de la faculté des lettres et des sciences humaines de l'Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, Nouvelle série, Fascicule 34, 2e édition, 269 p.

Neboit-Guilhot R., 1999 - Autour du concept d'érosion accélérée : l'homme, le temps et la morphogenèse, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 159-172.

Nesje A., **Dahl S.O**., 2000 – *Glaciers and environnemental change*, Arnold, London, 203 p.

Nicolas A., 2004 - *2050 rendez-vous à risques*, Belin, Paris, 191 p.

Nordli P.Ø., **Lie Ø**., **Nesje A**., **Dahl S.O**., 2003 – Spring-summer temperature reconstruction in western Norway 1734-2003: a data-synthesis approach, *International Journal of Climatology*, 23, pp. 1 821-1 841.

North Greenland Ice Core Project members, 2004 – High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, pp. 147-151.

Orford J.D., **Forbes D.L**., **Jennings S.C**., 2002 – Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems, *Geomorphology*, 48, pp. 51-85.

Orwin J.F., **Smart C.C**., 2004 - The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglacierizing basin of Small River Glacier, Canada, *Geomorphology*, 58, pp. 175-202.

Ottesen D., **Dowdeswell J.A**., **Rise L**., 2005a – Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°-80°N), *Geological Society of America Bulletin,* 117, pp. 1 033-1 050.

Ottesen D., **Rise L.**, **Knies J.**, **Olsen L.**, **Henriksen S.**, 2005b – The Vestfjorden-Trænadjupet palaeo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf, *Marine Geology*, 218, pp. 175-189.

Otto J.C., **Sass O.**, 2006 – Comparing gephysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps), *Geomorphology*, 76, pp. 257-272.

Overpeck J., **Hughen K.**, **Hardy D.**, **Bradley R.**, **Case R.**, **Douglas M.**, **Finney B.**, **Gajewski K.**, **Jacoby G.**, **Jennings A.**, **Lamoureux S.**, **Lasca A.**, **Macdonald G., Moore J., Retelle M., Smith S., Wolfe A., Zielinski G.**, 1997 - Arctic environmental change of the last four centuries, *Science*, 278, pp. 1 251-1 256.

Owen L.A., 1989 – Terraces, uplift and climate in the Karakoram Mountains, northern Pakistan : Karakoram intermontaine basin evolution, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement-Band, 76, pp. 117-146.

Owen L.A., 1991 - Mass movement deposits in the Karakoram Mountains: their sedimentary characteristics, recognition and role in the Karakoram landform evolution, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 35, 4, pp. 401-424.

Owen L.A., **Derbyshire E.**, 1989 – The Karakoram glacial depositional system, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement-Band, 76, pp. 33-73.

Owen L.A., **Sharma M.C.**, 1998 - Rates and magnitudes of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya : implication for landscape evolution, *Geomorphology*, 26, pp. 171-184.

Owens P.N., **Slaymaker O.**, 2004 - *Mountain geomorphology*, Arnold, London, 313 p.

Pachauri R.K., **Reisinger A.** (sous la direction de), 2007 - *GIEC, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC)*, Genève, 103 pages.

Pagli C., **Sigmundsson F.**, 2008 – Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland, *Geophysical Research Letters*, 35, L09304, doi: 10.1029/2008GL033510.

Palacios D., **Parilla G.**, **Zamorano J.J.**, 1999 - Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizabo (Mexico), *Geomorphology,* 28, pp. 98-118.

Pancza A., 1993 - Glaciers-éboulis-glaciers rocheux : quels liens ? Observations dans le vallon de Tracuit (Valais, Suisse), *Géomorphologie et aménagement de la montagne, hommage à P. Gabert, CNRS, Bulletin du centre de géomorphologie de Caen*, 42, pp. 155-161.

Panizza M., 2001 – Geomorphosites: concepts, methods and example of geomorphological survey, *Chinese Science Bulletin*, 46, pp. 4-6.

Pardé M., 1947 - *Fleuves et rivières*, Armand Colin, Paris, 224 p.

Paskoff R., 2001 – *L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers. Le mythe et la réalité*, Institut océanographique, Paris, 191 p.

Passmore D.G., **Harrison S.**, **Winchester V.**, **Rae A.**, **Severskiy I.**, **Pimankina N.V.**, 2008 – Late Holocene debris flows and valley floor development in the Northern Zailiiskiy Alatau, Tien Shan Mountains, Kazakhstan, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40, 3, pp. 548-560.

Passmore D.G., **Waddington C.**, 2009 – Paraglacial adjustment of the fluvial system to Late Pleistocene deglaciation : the Milfield Basin, northern England, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 145-164.

Pech P., **Regnauld H.**, 1992 - *Géographie physique*, Presses Universitaires de France, Paris, 433 p.

Peiry J.-L., 1987 - Dynamique fluviale historique de l'Arve dans le bassin de Cluses (Haute-Savoie), *112e Congrès National des Sociétés Savantes*, Lyon, pp. 95-108.

Peiry J.-**L**., 1990 – Les torrents de l'Arve : dynamique des sédiments et impact de l'aménagement des bassins versants sur l'activité torrentielle, *Revue de Géographie Alpine*, 78, 1-2-3, pp. 95-108.

Peiry J.-**L**., **Nougier F**., 1994 – Le Drac dans l'agglomération de Grenoble : première évaluation des changements géomorphologiques contemporains, *Revue de Géographie Alpine*, 82, 2, pp. 77-96.

Peiry J.-**L**., **Salvador P**.-**G**., **Nougier F**., 1994 - L'incision des rivières dans les Alpes du Nord : état de la question, *Revue de Géographie de Lyon*, 69, 1, pp. 47-56.

Penck A., **Brückner E**., 1904-1905-1906 - *Die Alpen im Eiszeitalter*, Tauchnitz ed., Leipzig, 3 volumes, 1 200 p.

Peterson B.**J**., **Holmes R**.**M**., **McClelland J**.**W**., **Vörösmarty C**.**J**., **Lammers R**.**B**., **Shiklomanov A**.**I**., **Shiklomanov I**.**A**., **Rahmstorf S**., 2002 - Increasing River discharge to the Arctic Ocean, *Nature,* 298, pp. 2 171-2 173.

Petts G.**E**., **Bravard J**.-**P**., 1993 – Le réseau hydrographique dans le bassin-versant, *in* Amoros C., Petts G.E. (eds.), *Hydrosystèmes fluviaux*, Masson, Paris, pp. 21-41.

Peulvast J.-**P**., 1981 - Glaciers couverts et glaciers rocheux fossiles aux îles Lofoten (Norvège du Nord), quelques aspects de l'évolution tardiglaciaire des versants montagneux et du strandflat, *Recherches géographiques à Strasbourg*, 16-17, pp. 147-160.

Peulvast J.-**P**., 1985 - *Relief, érosion différentielle et morphogenèse dans un bourrelet montagneux de haute latitude : Lofoten- Vesteralen et Sogn-Jotun (Norvège)*, Thèse d'État, Université Paris I Panthéon-Sorbonne, 1 642 p.

Peulvast J.-**P**., 1991a - Modelés "froids" et morphogenèse dans la région de Scoresby Sund (Groenland oriental), *Physio-Géo*, 21, pp. 117-154.

Peulvast J.-**P**., 1991b - Structural geomorphology and morphotectonic evolution of an uplifted rifted margin: The Scoresby Sund area, East Greenland, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement-Band, 82, pp. 17-34.

Peulvast J.-**P**., 2004a - Les paysages de la haute montagne : le Karakorum (Pakistan), *in* Mercier D. (ed.), *Le commentaire de paysages en géographie physique,* Armand Colin, Paris, pp. 32-35.

Peulvast J.-**P**., 2004b - Les paysages de fjords : le Sognefjord, *in* Mercier D. (ed.), *Le commentaire de paysages en géographie physique,* Armand Colin, Paris, pp. 88-91.

Piegay H., **Bravard J**.-**P**., 1993 - Processus biomorphodynamiques et métamorphose fluviale : exemple du secteur de Mollon dans la plaine alluviale de la basse vallée de l'Ain, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 4, pp. 123-138.

Pissart A., 2006 – Les hydrates de méthane : réserve énorme d'énergie et danger climatique potentiel, *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 48, pp. 65-74.

Powell R.**D**., 2003 – Subaquatic Landsystems: fjords, *in* Evans D.J. (ed.), *Glacial landsystems*, E. Arnold, London, pp. 313-347.

Rabot C., 1905 - Les débâcles glaciaires, *Bulletin de géographie historique et descriptif*, 3, pp. 413-465.

Rachlewicz G., 2007 – Floods in High Arctic valley systems and their geomorphologic effects (examples from Billefjorden, Central Spitsbergen, *Landform Analysis*, 5, pp. 66-72.

Rachlewicz G., **Szczucinski W**., **Ewertowski M**., 2007 – Post-« Little Ice Age » retreat rates of glaciers around billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard, *Polish Polar Research*, 28, 3, pp. 159-186.

Rachold V., **Lantuit H**., **Couture N**., **Pollard W**., 2005 – *Arctic Coastal Dynamics, Report of the 5th International Workshop*, 131 p.

Rapp A., 1957 – Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1, pp. 179-200.

Rapp A., 1960 - *Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen, a geomorphological study on the denudation of slopes in an arctic locality*, Thèse, Norsk Polarinstitutt, Sk. n°119, 96 p.

Rapp A., **Åkerman H.J.**, 1993 – Slope processes and climate in the Abisko Mountains, northern Sweden, *Paläoklimaforschung*, 11, pp. 163-177.

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 : relief, processus, environnement*, 4, pp. 261-272.

Raynal R., 1969 - Mutations en cours dans la morphogenèse périglaciaire au nord-ouest du Spitsberg (Région du Kongsfjord), *Biuletyn Peryglacjalny*, 18, pp. 83-94.

Raynaud D., **Barnola J.-M.**, **Souchez R.**, **Lorrain R.**, **Petit J.-R.**, **Duval P.**, **Lipenkov V.Y.**, 2005 - Palaeoclimatology: The record for marine isotopic stage 11, *Nature*, 436, pp. 39-40.

Reid E., **Thomas M.F.**, 2006 - A chronostratigraphy of mid and late-Holocene slope evolution: Creagan a' Chaorainn, Northern Highlands, Scotland, *The Holocene,* 16, pp. 429-444.

Rémy F., 2003 - *L'Antarctique. La mémoire de la terre vue de l'espace*, CNRS, Paris, 180 p.

Retelle M.J., 1986 - Stratigraphy and sedimentology of coastal lacustrine basins, northeastern Ellesmere Island, N.W.T., *Géographie Physique et Quaternaire*, 2, pp. 117-128.

Reynard E., 2005 – Géomorphosites et paysages, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 181-188.

Reynard E., **Panizza M.**, 2005 – Géomorphosites : définition, évaluation et cartographie : une introduction, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 177-180.

Reynard E., **Coratza P.**, **Regolini-Bissig G.** (eds.), 2009 – *Geomorphosites*, Verl. Dr. F. Pfeil, München, 240 p.

Reynaud A., 1971 - *Épistémologie de la géomorphologie*, Masson, Paris, 127 p.

Reynolds J.M., 1992 – The identification and mitigation of glacier-related hazards: Examples from the Cordillera Blanca, Peru, *in* McCall G.J.H., Laming D.J.C., Scott S.C. (eds.), *Geohazards natural and man-made*, Chapman and Hall, London, pp. 143-157.

Richardson S.D., **Reynolds J.M.**, 2000 – An overview of glacial hazards in the Himalayas, *Quaternary International*, 65-66, pp. 31-47.

Rinke A., **Dethloff K.**, **Fortmann M.**, 2004 – Regional climate effects of Arctic haze, *Geophysical Research Letters*, 31, L16202, doi: 10.1029/2004GL020318.

Rinke A., **Dethloff K.**, **Cassano J.J.**, **Christensen J.H.**, **Curry J.A.**, **Du P.**, **Girard E.**, **Haugen J.-E.**, **Jacob D.**, **Jones C.G.**, **Køltzow M.**, **Laprise R.**, **Lynch A.H.**, **Pfeifer S.**, **Serreze M.C.**, **Shaw M.J.**, **Tjernström M.**, **Wyser K.**, **Zagar M.**, 2006a – Evaluation of an ensemble of Arctic regional climate models : spatiotemporal fields during the SHEBA year, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-005-0095-3.

Rinke A., **Maslowski W.**, **Dethloff K.**, **Clement J.**, 2006b – Influence of sea ice on the atmosphere: A study with an Arctic atmospheric regional climate model, *Journal of Geophysical Research*, 111, D16103, doi: 10.1029/2005JD006957, 2006.

Rise L., **Ottesen D.**, **Berg K.**, **Lundin E.**, 2005 – Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years, *Marine and Petroleum Geology,* 22, pp. 33-44.

Riser J. (sous la direction de), 1999 - *Le Quaternaire, Géologie et milieux naturels*, Dunod, Paris, 320 p.

Roberts M.J., **Russell A.J.**, **Tweed F.S.**, **Knudsen Ó.**, 2000 - Ice fracturing during jökulhlaup: implications for englacial floodwater routing and outlet development, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, pp. 1429-1446.

Roberts S.J., **Sigurvinsson J.R.**, **Westgate J.A.**, **Sandhu A.**, 2007 – Late Pliocene glaciation and landscape evolution of Vestfirdir, Northwest Iceland, *Quaternary Science Reviews*, 26, pp. 243-263.

Rognon P., 1967 - *Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central) : étude géomorphologique*, CNRS éditions, Paris, 594 p.

Rose K.C., **Hart J.K.**, 2008 – Subglacial comminution in the deforming bed: Inferences from SEM analysis, *Sedimentary Geology*, 203, pp. 87-97.

Rotaru M., **Gaillardet J.**, **Steinberg M.**, **Trichet J.**, 2006 – *Les climats passés de la Terre*, Vuibert, Paris, 195 p.

Rougerie G., **Beroutchachvili N.**, 1991 – *Géosystèmes et paysages, bilan et méthodes*, Armand Colin, Paris, 302 p.

Roussel E., 2005 – L'évolution morphologique récente du réseau hydrographique sur les marges des glaciers Lovén, presqu'île de Brøgger (Spitsberg, 79°N), *Norois*, 194, pp. 85-96.

Roussel E., 2007 – Essai de quantification de la déflation en milieu subpolaire (Skeiðarársandur, Islande), *Environnements périglaciaires*, 14, pp. 41-46.

Roussel E., 2008 – Modification du style fluvial proglaciaire en contexte paraglaciaire : l'exemple du Morsárjökull, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 181-190.

Roussel E., **Chenet M.**, **Grancher D.**, **Jomelli V.**, 2008 – Processus et rythmes de l'incision des sandar proximaux postérieure au Petit Âge Glaciaire (sud de l'Islande), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 235-248.

Russell A.J., **Knudsen O.**, 1999 – An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeiðarárjokull, Iceland, *Sedimentary Geology,* 127, pp. 1-10.

Ruz M.-H., **Héquette A.**, **Hill P.R.**, 1992 - A model of coastal evolution in a transgressed thermokarst topography, Canadian Beaufort Sea, *Marine Geology*, *106, 3-4*, *pp. 251-278*.

Ryder J.M., 1970 - *Alluvial fans of post-glacial environments within British Columbia.* Ph.D. Thesis, University of British Columbia, Vancouver, 416 p.

Ryder J.M., 1971a - The stratigraphy and morphology of para-glacial alluvial fans in south-central British Columbia, *Canadian Journal of Earth Sciences,* 8, pp. 279-298.

Ryder J.M., 1971b - Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, pp. 1 252-1 264.

Sandeman A.F., **Ballantyne C.K.**, 1996 – Talus rock glaciers in Scotland: characteristics and controls on formation, *Scottish Geographical Magazine*, 112, 138-146.

Sass O., 2006 – Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria), *Geomorphology*, 80, pp. 45-58.

Savoskul O.S., 1997 - Variation in debris flow activity in the Aksay Valley, Kirgizkiy Ridge, Central Asia, *Paläoklimaforschung,* 19, pp. 379-384.

Savoskul O.S., 1999 - Holocene glacier advances in the headwaters of Sredniaya Avacha, Kamchatka, Russia, *Quaternary Research*, 52, pp. 14-26.

Scavia C., **Vengeon J.M.**, **Durville J.L.**, **Gioda G.**, 1999 – Modélisation des mouvements de versant, *in Risques naturels en montagne*, Cemagref editions, pp. 298-302.

Schomacker A., **Kjær K.H.**, 2008 – Quantification of dead-ice melting in ice-cored moraines at the high-Arcti glacier Holmströmbreen, Svalbard, *Boreas*, 37, pp. 211-225.

Schrott L., **Adams T.**, 2002 - Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an Alpine basin, Dolomites, Italy, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement-Band 128, pp. 129-145.

Schrott L., **Hufschmidt G.**, **Hankammer M.**, **Hoffmann T.**, **Dikau R.**, 2003 - Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany, *Geomorphology*, 55, pp. 45-63.

Schrott L., **Niederheide A.**, **Hanhankammer M.**, **Hufschmidt G.**, **Dikau R.**, 2002 - Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability (Reintal, Bavarian Alps, Germany), *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement-Band, 127, pp. 175-196.

Schumm S.A., 1977 – *The fluvial system*, John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Schumm S.A., 1979 - Geomorphic thresholds: the concept and its applications, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4, pp. 485-515.

Sellier D., 2002 - *Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids : l'exemple des montagnes de l'Europe du Nord-Ouest*, Thèse d'État, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 1 888 p.

Sellier D., 2004 – La place des quartzites sur les échelles de résistance aux processus périglaciaires dans les montagnes de la façade atlantique de l'Europe du Nord-Ouest, *Environnements Périglaciaires*, 11, pp. 7-15.

Sellier D., 2008 – Les glissements translationnels paraglaciaires et l'évolution des grands reliefs monoclinaux du Sutherland occidental (Highlands d'Ecosse), *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, pp. 141-152.

Sellier D., 2009 - La vulgarisation du patrimoine géomorphologique : objets, moyens et perspectives, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 1, pp. 67-81.

Sellier D., **Bossière G**., 1993 - Apport de la microscopie électronique à balayage à l'analyse des surfaces d'abrasion glaciaire sur les roches quartzitiques, *Zeitschrift für geomorphologie*, 37, 4, pp. 477-499.

Sellier D., **Lawson T.J**., 1998 – A complex slope failure on Beinn nan Cnaimhseag, Assynt, Sutherland, *Scottish Geographical Magazine*, 114, pp. 85-93.

Seppälä M., 2004 – *Wind as a geomorphic agent in cold climates*, Cambride University Press, 358 p.

Shakesby R.A., **Matthews J.A**., 1996 – Glacial activity and paraglacial landsliding in the Devensian Lateglacial: evidence from Craig Cerrig-gleisiad and Fan Dringarth, Fforest Fawr (Brecon Beacons), South Wales, *Geological Journal*, 31, pp. 143-157.

Sharov A.I., 2005 - Studying changes of ice coasts in the European Arctic, *Geo-Marine Letters*, 25, pp. 153-166.

Shaw J., 1994 – Hairpin erosional marks, horseshoe vortices and subglacial erosion, *Sedimentary Geology*, 91, pp. 269-283.

Shaw J., 2002 – The meltwater hypothesis for subglacial bedforms, *Quaternary International*, 90, pp. 5-22.

Shaw J., **Kvill D**., **Rains B**., 1989 – Drumlins and catastrophic subglacial floods, *Sedimentary Geology*, 62, pp. 177-202.

Sigurðsson O., **Jonsson T**., **Johannesson T**., 2007 – Relation between glacier-termini variations and summer temperature in Iceland since 1930, *Annals of Glaciology,* 46, pp. 170-176.

Sigvaldason G.E., **Anertz K**., **Nilsson M**., 1992 – Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjufjöll area, central Iceland, *Bulletin of Volcanology*, 54, pp. 385-392.

Sinton J., **Grönvold K**., **Sæmundsson K**., 2005 – Postglacial eruptive history of the Western Volcanic zone, Iceland, *G³ Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, 12, doi:10.1029/2005GC001021.

Sissons J.B., 1975 – A fossil rock glacier in Wester Ross, *Scottish Journal of Geology*, 11, pp. 83-86.

Sivan O., **Miramont C**., 2008 – Les variations temporelles et spatiales de la morphogenèse postglaciaire des fonds de vallons sud-alpins. L'exemple du bassin-versant du Drouzet (Hautes-Alpes, France), *Quaternaire*, 19, 3, pp. 229-238.

Six D., **Reynaud L**., **Letréguilly A**., 2001 – Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique Nord, *Compte rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, 333, pp. 693-698.

Slaymaker O., 1987 – Sediment and solute yields in British Columbia and Yukon: their geomorphic significance re-examined, *in* Gardiner V. (ed.), *International Geomorphology 1986*, 1, Wiley, Chichester, pp. 925-945.

Slaymaker O., 2007 – Criteria to discriminate between proglacial and paraglacial environments, *Landform Analysis*, 5, pp. 72-74.

Slaymaker O., 2008 – Sediment budget and sediment flux studies under acceleration global change in cold environments, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52, 1, pp. 123-148.

Slaymaker O., 2009 – Proglacial, periglacial or paraglacial?, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 71-84.

Slaymaker O., **Kelly R.E.J**., 2007 – *The cryosphere and global environmental change*, Blackwell Publishing, 261 p.

Slaymaker O., **Owens P.N**., 2004 - Mountain geomorphology and global environnemental change, *in* Owens P.N., Slaymaker O. (eds.), *Mountain geomorphology*, Arnold, London, pp. 277-300.

Slaymaker O., **Souch C**., **Menounos B**., **Filippelli G**., 2003 - Advances in Holocene mountain geomorphology inspired by sediment budget methodology, *Geomorphology*, 55, pp. 305-316.

Smith L.C., **Yongwei S**., **Magilligan F.J**., **Smith N.D**., **Gomez B**., **Mertes L.A.K**., **Krabill W.B**., **Garvin J.B**., 2006 – Geomorphic impact and rapid subsequent recovery from the 1996 Skeiðarársandur jökulhlaup, Iceland, measured with multi-year airborne lidar. Ice sheet geomorphology - Past and present processes and landforms, *Geomorphology,* 75, pp. 65-75.

Smol J.P., 1983 - Paleophycology of a high arctic lake near Cape Herschel, Ellesmere Island, *Canadian Journal of Botany*, 61, pp. 2195-2204.

Snyder J.A., **Werner A**., **Miller G.H**., 2000 - Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard : sediment records from proglacial Linnévatnet, *The Holocene*, 10, 5, pp. 555-563.

Sochava V.B., 1963 – Definition of some notions and terms of physiography, *Doklady In-ta geogr*., Sibiri i Dalnego Vostoka, 3.

Sollid J.L., **Sørbell L**., 1992 - Rock glaciers in Svalbard and Norway, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, pp. 215-220.

Solomon S., **Qin S**., **Manning M**., **Chen Z**., **Marquis M**., **Averyt K.B**., **Tignor M**., **Miller H.L**. (eds.), 2007 – *IPCC 2007: 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, 996 p.

Sorvari S., **Korhola A**., 1998 - Recent diatom assemblage changes in subarctic Lake Saanajärvi, NW Finnish Lappland, and their paleoenvironmental implications, *Journal of Paleolimnology*, 20, pp. 205-215.

Sparrow G.W.A., 1974 – Non-glacial cirque formation in southern Africa, *Boreas*, 3, pp. 61-68.

Starkel L., 1987 – Long-term and short-term rhythmicity in terrestrial landforms and deposits, *in* Rampino M.R., Sanders J.E., Newman W.S., Königsson L.K. (eds.), *Climate: history, periodicity and predictability*, New York, Van Nostrand Reinhold, pp. 323-332.

Stefansdóttir B.M., **Gislason R.S**., 2005 – The erosion and suspended matter/seawater interaction during and after the 1996 outburst flood from the Vatnajokull Glacier, Iceland, *Earth and Planetary Science Letters,* 237, pp. 433-452.

Steffensen J.P., **Andersen K.K**., **Bigler M**., **Clausen H.K**., **Dahl-Jensen D**., **Fischer H**., **Goto-Azuma K**., **Hansson M**., **Johnsen S.J**., **Jouzel J**., **Masson-Delmotte V**., **Popp T**., **Rasmussen S.O**., **Röthlisberger R**., **Ruth U**., **Stauffer B**., **Siggaard-Andersen M.-L**., **Sveinbjörnsdóttir Á.E**., **Svensson A**., **White J.W.C**., 2008 - High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years, *Science*, 321, pp. 680-684.

Støren E.N., **Dahl S.O**., **Lie Ø**., 2008 - Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway, *The Holocene*, 18, pp. 1179-1191.

Strahler A.N., 1950 – Equilibrium theory of slopes approached by frequency distribution analysis, *American Journal of Science*, 248, pp. 800-814.

Strahler A.N., 1980 – Systems theory in physical geography, *Physical Geography*, 1, pp. 1-27.

Strand K., **Passchier S.**, **Näsi J.**, 2003 – Implications of quartz grain microtextures for onset Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP Site 1166, Antarctica, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198, pp. 101-111.

Stroeven A.P., **Swift D.A.**, 2008 – Glacial landscape evolution – Implications for glacial processes, patterns and reconstructions, *Geomorphology*, 97, 1-2, pp. 1-4.

Sugden D.E., 1976 – A case against deep erosion of shields by ice sheets, *Geology*, 4, pp. 580-582.

Sugden D.E., 1982 - *Arctic and Antarctic - a modern geographical synthesis*, Basil Blackwell, Oxford, 472 p.

Surell A., 1841 - *Étude sur les torrents des Hautes-Alpes*. Carillian-Goeuvry éditeurs, Paris, 283 p. (réédition en 2 tomes chez Dunod, 1870 : 321 p., 1872 : 386 p).

Svendsen J.I., **Alexanderson H.**, **Astakhov V.I.**, **Demidov I.**, **Dowdeswell J.A.**, **Funder S.**, **Gataullin V.**, **Henriksen M.**, **Hjort C.**, **Houmark-Nielsen M.**, **Hubberten H.W.**, **Ingólfsson Ó.**, **Jakobsson M.**, **Kjær K.H.**, **Larsen E.**, **Lokrantz H.**, **Lunkka J.P.**, **Lys A.**, **Mangerud J.**, **Matiouchkov A.**, **Murray A.**, **Möller P.**, **Niessen F.**, **Nikolskaya O.**, **Polyak L.**, **Saarnisto M.**, **Siegert C.**, **Siegert M.J.**, **Spielhagen R.F.**, **Stein R.**, 2004 - Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews,* 23, pp. 1 229–1 271.

Svendsen J.I., **Mangerud J.**, **Miller G.H.**, 1989 - Denudation rates in the Arctic estimated from lake sediments on Spitsbergen, Svalbard, *Paleogeography*, *Paleoclimatology*, *Paleoecology*, 76, pp. 153-168.

Svensson A., **Andersen K.K.**, **Bigler M.**, **Clausen H.B.**, **Dahl-Jensen D.**, **Davies S.M.**, **Johnsen S.J.**, **Muscheler R.**, **Rasmussen S.O.**, **Röthlisberger R.**, **Steffensen J.P.**, **Vinthe B.M.**, 2006 - The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records, *Quaternary Science Reviews*, 25, 23-24, pp. 3258-3267.

Syvitski J.P.M., 2002. - Sediment discharge variability in Arctic rivers : implications for a warmer future, *Polar Research*, 21, 2, pp. 323-330.

Tansley A.G., 1935 –The use and abuse of vegetational terms and concepts, *Ecology*, 16, pp. 284-307.

Thomas M.F., 2001 – Landscape sensitivity in time and space – an introduction, *Catena*, 42, pp. 83-98.

Thompson A., 1988 – Historical development of the proglacial landforms of Svínafellsjökull and Skaftafellsjökull, southeast Iceland, *Jökull*, 38, pp. 17-31.

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

Thorn C.E., 1988 – Nivation: a geomorphic chimera, *in* Clark M.J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 3-31.

Thorn C.E., 1992 – Periglacial geomorphology: what, where, when ?, *in* Dixon J.C., Abrahams A.D. (eds.) – *Periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 1-30.

Thorn C.E., **Loewenherz D.S.**, 1987 – Spatial and temporal trends in alpine periglacial studies: implications for paleo reconstruction, *in* Boardman J. (ed.), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*, Cambridge University Press, pp. 57-65.

Thorp P.W., 1981 – A trimeline method for defining the upper limit of the Loch Lomond Advance glaciers : examples from the Koch Levan and Glencoe areas, *Scottish Journal of Geology*, 17, pp. 49-64.

Thouret J.-C., 1990 – Effects of the November 13, 1985, eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41, pp. 177-201.

Thouret J.-C., 1996 – Géographie physique appliquée, risques naturels, *in* Derruau M. (ed.), *Composantes et concepts de la géographie physique*, Armand Colin, Paris, pp. 167-180.

Tomasson H., 1996 - The jökulhlaup from Katla in 1918, *Annals of Glaciology*, 22, pp. 249-254.

Touchart L., 2000 – *Les lacs. Origine et morphologie*, L'Harmattan, Paris, 209 p.

Tricart J., 1956 – Accumulation glaciaire, fluvioglaciaire et périglaciaire. L'exemple de la Durance, *Actes du IV^e congrès international du Quaternaire*, Rome-Pise 1953, pp. 48-56.
Tricart J., 1963 - *Géomorphologie des régions froides*, Presses Universitaires de France, Paris, 289 p.
Tricart J., 1977 - *Précis de géomorphologie. Tome 2 : géomorphologie dynamique générale*, Sedes, Paris, 345 p.
Tricart J., 1992 - Origine des glaciers rocheux : glace morte ou ségrégation de glace ? Introduction à un échange de vues, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 41, 3, pp. 96-98.
Trowbridge A.C., 1914 – Formation des eskers, *Iowa Acad. Science*, 21, pp. 211-218.
Turnbull J.M., **Davies T.R.H**., 2006 – A mass movement origin for cirques, *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, pp. 1 129-1 148.
Tweed F.S., **Russell A.J**., 1999 - Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes : implications for jökulhlaup characteristics, *Progress in Physical Geography*, 23, 1, pp. 79-110.
Valadas B., 1984 – *Les hautes terres du Massif Central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*, Thèse de doctorat d'État, Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 2 tomes, 927 p.
Valadas B., 2004 - *Géomorphologie dynamique*, Armand Colin, Paris, 192 p.
Van Hoesen J.G., **Orndorff R.L**., 2004 – A comparative SEM study on the micromorphology of glacial and nonglacial clasts with varying age and lithology, *Canadian Journal of Earth Science*, 41, pp. 1123-1139.
Vanney J.-R., 2002 – *Géographie de l'océan Global*, Gordon and Breach, Paris, 335 p.
Van Vliet-Lanoë B., 2005 – *La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire*, Vuibert, Paris, 470 p.
Van Vliet-Lanoë B., 2007 – Le prélude au Quaternaire : les modalités d'entrée en glaciation (65 Ma – 2,2 Ma), *Quaternaire*, 18, 2, pp. 111-128.
Van Vliet-Lanoë B., **Héquette A**., 1987 - Activité éolienne et sables limoneux sur les versants exposés au Nord-Est de la péninsule de Brögger, Spitzberg du Nord-Ouest (Svalbard), *in* Pecsi M., French H.M. (eds.), *Loess and Periglacial Phenomena*, Akademiai kiado, Budapest, pp. 103-123.
Van Vliet-Lanoë B., **Lisitsyna O**., 2001 – Permafrost extent at the Last Glacial Maximum and at the Holocene Optimum. The Climex Map, *in* Paepe R. and Melnikov V. (eds.), *Permafrost response on economic development, environmental security and natural resources*, Kluwer, pp. 215-225.
Van Vliet-Lanoë B., **Guðmundsson A**., **Guillou H**., **Duncan R.A**., **Genty D**., **Gassem B**., **Gouy S**., **Récourt P**., **Scaillet S**., 2007 – Limited glaciation and very early deglaciation in central Iceland: implications for climate change, *Comptes rendus de l'académie des sciences, Géosciences,* 339, pp. 1-12.
Van Vliet-Lanoë B., **Bourgeois O**., **Dauteil O**., **Embry J.C**., **Schneider J.-L**., **Guillou H**., 2005 – Deglaciation and volcano-seismic activity in Northern Iceland: Holocene and Early Eemian, *Geodynamica Acta,* 18, pp. 81-100.
Velichko A.A., **Timireva S.N**., 1995 – Morphoscopy and morphometry of quartz grains from lœss and buried soil layers, *GeoJournal,* 36, pp. 143-149.
Velichko A.A., **Zelison E.M**., 2005 – Landscape, climate and mammoth food resources in the East European Plain during the Late Paleolithic epoch, *Quaternary International,* 126-128, pp. 137-151.
Vere D.M., **Matthews J.A**., 1985 – Rock glacier formation from a latéral moraine at Bukkeholsbreen, Jotunheimen, Norway: a sedimentological approach, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29, 4, pp. 397-415.
Veyret Y., 1979 – Essai sur la terminologie glaciaire, *Géographie Physique et Quaternaire*, 33, 2, pp. 205-222.

Veyret Y., 1981 – *Les modelés et les formations d'origine glaciaire dans le Massif Central français. Problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne*, Thèse d'État, Université Paris I, Atelier de reproduction des thèses de Lille, 2 tomes, 783 p.

Veyret Y., **Vigneau J.-P.** (sous la direction de), 2002 - *Géographie physique. Milieux et environnement dans le système terre*, Armand Colin, Paris, 368 p.

Viers G., 1967 - *Éléments de géomorphologie*, Fernand Nathan, Paris, 208 p.

Vilaplana J.M., **Gray J.** (eds.), 2007 – Glacial and periglacial geomorphology in mountain environments, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51, 2, pp. 1-175.

Viles H.A., **Goudie A.S.**, 2003 – Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology, *Earth-Science Reviews*, 61, pp. 105-131.

Vivian R., 1975 - *Les glaciers des Alpes occidentales, étude géographique*, Thèse d'État, Université de Grenoble, Imprimerie Allier, Grenoble, 513 p.

Vorren T.O., 2003 - Subaquatic landsystems: continental margins, *in* Evans D.J. (eds), *Glacial landsystems*, E. Arnold, London, pp. 289-312.

Wagnon P., **Vincent C.**, **Six D.**, **Francou B.**, 2007 – *Glaciers, forces et fragilités*, Glénat, Grenoble, 152 p.

Walker H.J., 1983 – Erosion in a permafrost dominated delta*, Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost*, pp. 1344-1349.

Washburn A.L., 1979 – *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*, Edward Arnold, London, 406 p.

Weiss J., 2008 – Petite tectonique des plaques de banquise, *Pôles Nord & Sud*, 1, pp. 68-81.

Weitemeyer K.A., **Buffett B.A.**, 2006 – Accumulation and release of methane from clathrates below the Laurentide and Cordilleran ice sheets, *Global and Planetary Change*, 53, pp. 176-187.

Werner A., **Miller G.**, **Mangerud J.**, 1986 – Holocene glaciolacustrine sedimentation in an arctic lake, Linnevatnet, Spitsbergen, *15th Arctic Workshop*, INSTAAR, University of Colorado, Boulder, Program with abstracts, p. 15.

Westbrook G.K., **Thatcher K.E.**, **Rohling E.J.**, **Piotrowski A.M.**, **Pälike H.**, **Osborne A.H.**, **Nisbet E.G.**, **Minshull T.A.**, **Lanoisellé M.**, **James R.H.**, **Hühnerbach V.**, **Green D.**, **Fisher R.E.**, **Crocker A.J.**, **Chabert A.**, **Bolton C.**, **Beszczynska-Möller A.**, **Berndt C.**, **Aquilina A.**, 2009 - Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin, *Geophysical Research Letters*, *36*, L15608, doi:10.1029/2009GL039191.

Whalley W.B., 2009 – On the interpretation of discrete debris accumulations associated with glaciers with special reference to the British Isles, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 85-102.

Whalley W.B., **Douglas G.R.**, **Jonnson A.**, 1983 – The magnitude and frequency of large rockslides in Iceland in the postglacial, *Geografiska Annaler*, 65A, pp. 99-110.

Whalley W.B., **Martin H.E.**, 1992 - Rock glaciers. II: models and mechanisms, *Progress in Physical Geography*, 16, 2, pp. 127-186.

Whitfield P.H., **Hall A.W.**, **Cannon A.J.**, 2004 - Changes in the seasonal cycle in the circumpolar arctic, 1976-95 : temperature and precipitation, *Arctic*, 57, 1, pp. 80-93.

Wiles G.C., **Post A.**, **Muller E.H.**, **Molnia B.F.**, 1999 - Dendrochronology and late Holocene history of Bering Piedmont Glacier, Alaska, *Quaternary Research*, 52, pp. 185-195.

Wilkie K., **Clague J.J.**, 2009 – Fluvial response to Holocene glacier fluctuations in the Nostetuko river valley, southern Coast Mountains, British Columbia, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 199-218.

Williams A.T., **Morgan P.**, 1993 – Scanning electron microscope evidence for offshore-onshore sand transport at Fire Island, New York, USA, *Sedimentology,* 40, pp. 63-77.

Wilson P., 1990 – Morphology, sedimentological characteristics and origin of a fossil rock glacier on Muckish Mountain, north-west Ireland, *Geografiska Annaler*, 72A, pp. 237-247.

Wilson P., 1993 – Description and origin of some talus-foot debris accumulations, Aghla Mountains, co. Donegal, Ireland, *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, pp. 231-244.

Wilson P., 2004 – Relict rock glaciers, slope failure deposits, or polygenetic features? A re-assessment of some Donegal debris landforms, *Irish Geography*, 37, 1, pp. 77-87.

Wilson P., 2005 – Paraglacial rock-slope failures in Wasdale, western Lake District, England: morphology, styles and significance, *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, pp. 349-361.

Wilson P., 2009 – Rockfall talus slopes and associated talus-foot features in the glaciated uplands of Great Britain and Ireland : periglacial, paraglacial or composites landforms?, *in* Knight J., Harrison S. (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, 320, pp. 133-144.

Wilson P., **Smith A**., 2006 – Geomorphological characteristics and significance of late Quaternary paraglacial rock-slope failures on Skiddaw group terrain, Lake District, northwest England, *Geografiska Annaler*, 88A, 3, pp. 237-252.

Woodworth J.**B**., 1899 – The ice-contact in the classification of glacial deposits, *American Geology*, 23, pp. 80-86.

Wright M.**D**., 1991 – Pleistocene deposits of the South Wales Coalfield and their engineering significance, *in* Forster A., Culshaw M.G., Cripps J.C., Little J.A., Moon C.F. (eds.), *Quaternary Engineering Geology*, Geological Society, Special Publication 7, pp. 441-448.

Wyrwoll K.**H**., 1977 - Causes of rock-slope failure in a cold area: Labrador-Ungava, *Geological Society of America Reviews in Engineering geology*, 3, pp. 59-67.

Zajaczkowski M., 2008 - Sediment supply and fluxes in glacial and outwash fjords, Kongsfjorden and Adventfjorden, Svalbard, *Polish Polar Research*, 29, 1, pp. 59-72.

Zajaczkowski M., **Szczucinski W**., **Bojanowski R**., 2004 - Recent changes in sediment accumulation rates in Adventfjorden, Svalbard, *Oceanologia*, 46, 2, pp. 217-231.

Zolitschka B., 1996 - Recent sedimentation in a high arctic lake, northern Ellesmere Island, Canada, *Journal of Paleolimnology*, 16, pp. 169-186.

Zryd A., 2001- *Les glaciers*, Éditions Pillet, Saint-Maurice, 325 p.

Table des illustrations

Fig. 0.1. – Le front en retrait du Blomstrandbreen au Spitsberg, Svalbard (© D. Mercier, juillet 2004).
Fig. I.1. – Vue générale du Kongsfjorden(© D. Mercier, 21 juillet 2004).

Chapitre 1 - Le concept de paraglaciaire, évolution sémantique
Fig. 1.1. - Photographie aérienne de la vallée de la Fraser (Colombie-Britannique, Canada, BC1087-46).
Fig. 1.2. – La mise en place des cônes alluviaux paraglaciaires (selon Ryder 1971a, modifié).
Fig. 1.3. – Succession théorique des dynamiques paraglaciaires et post-paraglaciaires dans une vallée.
Fig. 1.4. - Cône alluvial paraglaciaire Jutulhogget, Norvège (© D. Mercier, 5 juillet 1989).
Fig. 1.5. – Delta paraglaciaire de Skrangle-Haugen, Norvège (© D. Mercier, 7 juillet 1989).
Fig. 1.6. – La durée de vie de la séquence paraglaciaire (d'après Church et Ryder, 1972).
Fig. 1.7. – Évolution postglaciaire des profils de versants (d'après Girardin, 1910).
Fig. 1.8. – Représentation schématique de l'évolution d'une double vallée suspendue (d'après De Martonne, 1911).
Fig. 1.9. – Auge glaciaire avec remaniements post-glaciaires (d'après Viers, 1967, modifié).
Fig. 1.10. – Les limites de la zone périglaciaire (d'après French, 2007).
Fig. 1.11. – Schéma des définitions possibles de la notion de périglaciaire (d'après Boesch, 1960).

Chapitre 2 – Le « géosystème paraglaciaire » : concept intégrateur ?
Fig. 2.1. – Courbe montrant les changements de volume dans le dépôt sédimentaire paraglaciaire (d'après Ballantyne, 2003b).
Fig. 2.2. – Le modèle de vague sédimentaire de Church et Slaymaker (1989).
Fig. 2.3. – Les vagues de sédimentation paraglaciaire en fonction de la taille des bassins-versants (d'après Harbor et Warburton, 1993).
Fig. 2.4. - L'influence des perturbations externes sur le modèle de déstockage paraglaciaire (Ballantyne, 2002a).
Fig. 2.5. – Les composantes du géosystème paraglaciaire.
Fig. 2.6. – Trois approches systémiques (d'après Hugget, 2007, modifié).
Fig. 2.7. – Le système paraglaciaire cascade (d'après Ballantyne, 2002a).
Fig. 2.8. – Le sous-système gravitaire au cours d'une séquence paraglaciaire (d'après Huggett, 2007, modifié).
Fig. 2.9. – Versant dans le cirque du Rondslottet, Norvège (21 juillet 1989 © D. Mercier).
Fig. 2.10. – Le sous-système fluvial au cours d'une séquence paraglaciaire.
Fig. 2.11. – Vallée au style en tresses dans le Landmanalaugar, Islande (© S. Étienne, 26 juin 1999).
Fig. 2.12. – Dépressions lacustres et dos de baleine granitiques, région de Yellowknife, NWT, Canada, (© D. Mercier, 15 juin 2000).
Fig. 2.13. - Lacs en rive gauche du fleuve Mackenzie, Canada (©. D. Mercier, 17 juin 2000).
Fig. 2.14. – Le sous-système lacustre.
Tableau 1 – Taux moyens de sédimentation dans des lacs arctiques (d'après Mercier, 2001b, modifié).
Fig. 2.15. – Le sous-système éolien (d'après Seppälä, 2004).
Fig. 2.16. – Les trois temps de l'érosion éolienne en Islande centrale (© D. Mercier, 21 juin 2004).
Fig. 2.17. – Le sous-système littoral arctique face aux changements climatiques (d'après ACD, modifié).
Fig. 2.18. – Progradation du littoral meuble, Spitsberg (© D. Mercier, juillet 2002).
Fig. 2.19. – Le sous-système marin (d'après Dowdeswell, 1987 puis Powel, 2003, modifié).
Fig. 2.20. – Le sous-système socio-spatial face aux aléas paraglaciaires en contexte montagnard.

Fig. 2.21. – Utilisation de l'érosion littorale sur les côtes paraglaciaires héritées de la mer Baltique en Allemagne à des fins publicitaires (© D. Mercier).

Fig. I.2. – Le géosystème paraglaciaire et les changements climatiques.
Fig. II.1. - Le recul du glacier, Tinayrebukta, Spitsberg, Svalbard (© D. Mercier, 25 juillet 2004).

Chapitre 3 – Changements climatiques et crises paraglaciaires
Fig. 3.1. – L'englaciation cénozoïque en relation avec la tectonique (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 2005).
Fig. 3.2. – Le forage en Antarctique au Dome C (810 000 ans), d'après Jouzel *et al.* (2007).
Fig. 3.3. – Le forage au Groenland (123 000 ans), d'après Masson-Delmotte *et al.* (2005).
Fig. 3.4. – Reconstruction de la température pour l'événement DO 19 au Groenland (d'après Landais *et al.*, 2004).
Fig. 3.5. - Les événements de Heinrich.
Fig. 3.6. – L'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) de 1500 à 2009.
Fig. 3.7. - L'indice de l'Oscillation Arctique (AO) et de la NAO de 1950 à 2009.
Fig. 3.8. - Évolution des températures depuis le 19e siècle (© IPCC, 2007).
Fig. 3.9. - Augmentation des températures de l'Arctique (entre 1980-1999 et 2080-2099).
Fig. 3.10. – Les éléments du bilan énergétique et de l'albédo en Arctique (d'après Mercier, 2005a).
Fig. 3.11. – Les boucles de rétroaction atmosphère-cryosphère (d'après Mercier, 2005a).
Fig. 3.12. – Les boucles de rétroaction amplifiant la fonte de la banquise (d'après Weiss, 2008).

Chapitre 4 – Les crises paraglaciaires
Fig. 41. – Les huit types de changements (d'après Brunsden, 2001a).
Fig. 4.2. – Les types d'équilibre en géomorphologie (d'après Chorley et Kennedy, 1971 ; Huggett, 2007, modifié).
Fig. 4.3. – Les changements dans les systèmes géomorphologiques pendant un cycle glaciaire-interglaciaire (d'après Starkel, 1987 ; Huggett, 2007, modifié).
Fig. 4.4. – Relation temporelle entre les paysages glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires avec des conditions changeantes d'énergie (d'après Thorn et Loewenherz, 1987).
Fig. 4.5. – Diagramme des forçages et des réponses des systèmes (d'après Church, 1980 et Brunsden, 2001).
Fig. 4.6. – Le modèle d'épuisement du dépôt sédimentaire paraglaciaire (d'après Ballantyne, 2002).
Fig. 4.7. – Changement de volume du stock sédimentaire (d'après Ballantyne, 2003b).
Fig. 4.8. – Croquis géomorphologique des espaces proglaciaires des glaciers Baron et Conway (d'après Étienne, Mercier, Voldoire, 2008, modifié).
Fig. 4.9. – Croquis schématique de la répartition spatiale des signatures sédimentaires des blocs erratiques sur la marge du glacier Conway (d'après Étienne, Mercier, Voldoire, 2008).
Fig. 4.10. – Bloc erratique coiffé sur la marge de glacier Conway (© D. Mercier, juillet 2002).
Fig. 4.11. – Bloc erratique enchâssé dans la moraine de fond (© D. Mercier, le 19 juillet 2004).
Fig. 4.12. – Scénario d'évolution de la plaine proglaciaire du glacier Baron au cours du 20e siècle (d'après Étienne et Mercier, 2008).
Fig. 4.13. – La cascade sédimentaire paraglaciaire appliquée à la marge du glacier Baron (d'après Étienne et Mercier, 2008).
Fig. 4.14. – Courbe de relaxation des flux paraglaciaires pour le glacier Baron (d'après Étienne et Mercier, 2008).
Fig. 4.15.a – Carte du Svalbard et du terrain d'étude sur la côte nord-occidentale du Spitsberg (d'après Mercier *et al.*, 2009) :

b – Carte du Colletthøgda dans la region du Kongsfjorden.
c – Carte du Colletthøgda avec les limites des fronts glaciaires de 1970 à 2004.
Fig. 4.16. – Le Colletthøgda dans son environnement, vue prise du sommet du Haavimbfjellet (782 m) vers le nord-est (© D. Mercier, 25 juillet 1995).
Fig. 4.17. – Le Colletthøgda dans son environnement d'après une lithographie du 12 août 1861.
Fig. 4.18. – Subdivision des secteurs du versant septentrional du Colletthøgda (d'après Mercier *et al.*, 2009).
Fig. 4.19. Évolution temporelle des processus d'érosion sur le versant septentrional du Collethøgda au cours de la déglaciation (d'après Mercier *et al.*, 2009).
Fig. 4.20. – Variation latérale des pentes moyennes par section sur le versant septentrional du Colletthøgda (d'après Mercier *et al.*, 2009).
Fig. 4.21. – Taux de ravinement par section sur le versant septentrional du Colletthøgda (d'après Mercier *et al.*, 2009).
Fig. 4.22. – Le retrait de la langue glaciaire du Solheimajökull (© S. Étienne, 26 juin 1999).
Fig. 4.23. – L'ajustement des sandurs proximaux au recul glaciaire (d'après Roussel *et al.*, 2008).
Fig. 4.24. – Carte géomorphologique des marges proglaciaires de l'austre Lovénbreen et du midre-Lovénbreen au Spitsberg (d'après Mercier et Laffly, 2005).
Fig. 4.25. – Résultats de la progradation littorale en aval des marges proglaciaires de l'austre Lovénbreen et du midre-Lovénbreen au Spitsberg (d'après Mercier et Laffly, 2005).
Fig. 4.26. – Delta en aval de l'austre Lovénbreen Spitsberg (© D. Mercier, 10 juillet 2004).
Fig. 4.27. – Modèle fonctionnel hypothétique du Rhône (d'après Bravard, 2010).
Fig. 4.28. – Modèle des temporalités d'écroulements rocheux (d'après Ballantyne, 2002a).
Fig. 4.29. – Datation des dépôts de bas de versant et déglaciation des Cairngorm (d'après Ballantyne *et al.*, 2008).
Fig. 4.30. – L'incision des plages soulevées de Kvadehuksletta, Spitsberg (d'après Mercier, 1998c).
Fig. 4.31 - Le réseau hydrographique et les plages soulevées sur le strandflat de Kvadehuksletta, Spitsberg (d'après Mercier, 1998c).
Fig. 4.32. – Exemple de volcanisme paraglaciaire en Islande (d'après Carrivick et al., 2009).
Fig. 4.33. – Les trois étapes d'expression des crises paraglaciaires pouvant être quantifiées.
Fig. 4.34. – Techniques de datation et échelles temporelles d'application (d'après Etzelmüller *et al.*, 2007, modifié).
Fig. 4.35. – Durée des ajustements paraglaciaires selon les sous-systèmes (d'après Ballantyne, 2002a)

Fig. II.2. Carte du paraglaciaire actif, du paléo-paraglaciaire et du paraglaciaire potentiel (d'après Mercier, 2008e).
Fig. III.1. – Le bassin-versant de l'austre Lovenbreen, Spitsberg (© D. Mercier, 10 juillet 2004).

Chapitre 5 – Les formes paraglaciaires s.s.

Fig. 5.1. – Décohésion postglaciaire sur le flanc d'un fjord dans la région de Tromsø, Norvège septentrionale, 69°40'N, 19°E, avec grand glissement translationnel (© D. Mercier, 5 juillet 2004).
Fig. 5.2. – Décohésion postglaciaire avec grand glissement translationnel sur le flanc oriental de la Tête de Girardin (2 870 m), vallée de la Haute-Ubaye, Alpes françaises, 44°35'N, 6°50'E (© D. Mercier, 19 juillet 1994).
Fig. 5.3. – Types de glissement paraglaciaire (d'après Jarman 2006).
Fig. 5.4. – Glissement massif paraglaciaire banc sur banc sur le revers monoclinal quartzitique du Beinn Spionnaidh, monts de Durness, Highlands du Nord-Ouest, Écosse (d'après Sellier, 2008).
Fig. 5.5. – La distribution spatiale des glissements (d'après Jarman, 2006).

Fig. 5.6. – Relations entre creusements glaciaires et grands glissements de terrain (d'après Jarman 2006).
Fig. 5.7. – Glissements de terrain paraglaciaires, Pyrénées (© D. Mercier, 19 août 2009).
Fig. 5.8. – Estimation de la décompression dans la vallée de la Clarée dans les Alpes (d'après Cossart, 2002).
Fig. 5.9. – Décompression dans les basaltes, Islande (© D. Mercier, 21 juin 2004).
Fig. 5.10. – Figure élémentaire de détente postglaciaire dans les micaschistes, vallée de l'Edithbreen, presqu'île de Brøgger, Spitsberg, 78°52'N, 12°E (© D. Mercier, juillet 2002).
Fig. 5.11. – Détente postglaciaire dans les calcaires, Stuphallet, presqu'île de Brøgger, Spitsberg, 78°57'N, 11°37 E (© D. Mercier, 8 juillet 2004).
Fig. 5.12. – Localisations des éléments de datation sur les mouvements de terrain (d'après Lang *et al.*, 1999, modifié).
Fig. 5.13. – Typologie des modelés paraglaciaires de remaniement des dépôts de pente (d'après Iturrizaga, 2008).
Fig. 5.14. – Formes de ravinement de tailles et de morphologies variées dans les dépôts de pente sur le versant septentrional du Colletthøgda, Spitsberg Nord-Occidental, Svalbard, 78°55'N, 12°35'E (©. D. Mercier, 15 juillet 1995).
Fig. 5.15. – Formes de ravinement post-PAG dans les moraines latérales de la mer de Glace, massif du Mont-Blanc, Alpes françaises, 49°55'N, 6°55'E (©. M. Mercier, 1978).
Fig. 5.16. – Ravinement dans les dépôts de pente, Pyrénées (©. D. Mercier, 20 août 2009).
Fig. 5.17. - Modèle d'évolution des dépôts de pente, Écosse (d'après Bennett, 1999).
Fig. 5.18. – Cône de déjection paraglaciaire de la vallée de la Hunza, Karakorum (© J.-P. Peulvast, juin 1992).
Fig. 5.19. – Mise en place et fossilisation des cônes de déjection dans la vallée glaciaire du Fabergstolsdalen, en Norvège, au cours d'une séquence paraglaciaire postérieure au PAG (d'après Ballantyne et Benn, 1996).
Fig. 5.20. – Un ensemble de formes paraglaciaires dans les montagnes du Karakorum (d'après Owen, 1991).
Fig. 5.21. – L'influence de la glaciation sur l'activité paraglaciaire dans les reliefs escarpés (d'après Eisbacher et Clague, 1984).
Fig. 5.22. – Terrasses, presqu'île de Brøgger, Spitsberg (© D. Mercier, juillet 2002).
Fig. 5.23. – Encaissement du réseau hydrographique et formation de terrasses postglaciaires dans la vallée de l'Achnasheen, Highlands d'Écosse (© D. Mercier, 16 juillet 1990).
Fig. 5.24. - Formation des sandurs lors d'une séquence paraglaciaire (d'après Bennett et Glasser, 1997).
Figure 5.25. – Progradation d'un littoral meuble au Spitsberg (© D. Mercier, 27 juillet 2004).
Fig. 5.26. - Sédimentation paraglaciaire dans les fjords (d'après Ballantyne, 2002a).
Fig. 5.27. - Photographies prises au MEB de figures glaciaires et post-glaciaires au Spitsberg.

Tableau 4 – Formes paraglaciaires (d'après Ballantyne, 2002a)

Chapitre 6 – Le rôle de la séquence paraglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires et périglaciaires

Fig. 6.1. – Variabilité de la dénudation quantifiée en contexte glaciaire selon différentes méthodes (d'après Delmas *et al.*, 2009, modifié).
Fig. 6.2. – Cirques du Sherdahfjellet, presqu'île de Brøgger (© D. Mercier, 28 juillet 2004).
Fig. 6.3. – Cirque désenglacé Ben Arkle, Highlands d'Écosse (© D. Mercier, 14 juillet 1990).
Fig. 6.4. – Vallée de la Trongdalen sur la presqu'île de Mitra, Spitsberg (© D. Mercier, 3 août 1999).

Fig. 6.5. - Théorie de l'évolution des vallées alpines (d'après Kilian, 1906).
Fig. 6.6. – Tentative d'explication des instabilités de pente et des glissements de terrain (d'après Jónsson, 1957).
Fig. 6.7. - Modèle d'évolution d'une vallée glaciaire selon Brook *et al.* (2008).
Fig. 6.8. - Modèle d'évolution d'une vallée glaciaire selon Harbor (1992).
Fig. 6.9. – Modèle d'évolution d'une vallée glaciaire selon Augustinus (1995)
Fig. 6.10. – Modèle d'évolution d'une vallée glaciaire pendant la séquence de déglaciation selon Johnson (1986).
Fig. 6.11. Carte et coupe du Sognefjord en Norvège (© J.-P. Peulvast, 2004).
Fig. 6.12. – Lilliehöökfjorden, branche occidentale du Krossfjorden au débouché de la vallée de Supanbreen-Möllefjorden au Svalbard, 79°20'N, 11°40'E (© D. Mercier, 25 juillet 2004).
Fig. 6.13. – Topographie de déglaciation (cirques, vallées et fjords…) au sud de Tromsø, Norvège, (© D. Mercier, 23 juillet 1993).
Fig. 6.14. - Hummocky moraines, austre Lovénbreen, Spitsberg (© D. Mercier, 6 août 1999).
Fig. 6.15. - Kettles dans le massif des Rondane, Norvège (© D. Mercier, 8 juillet 1989).
Fig. 6.16. - Formation des drumlins selon l'école glaciaire (d'après Bennett et Glasser, 1996)
Fig. 6.17. - Formation des drumlins selon l'école de l'eau liquide (d'après Shaw, 2002).
Fig. 6.18. - Terrasse de kame en aval du Baronbreen, Spitsberg (© D. Mercier, juillet 2002).
Fig. 6.19. - Les sillons ou arêtes de kame, kame ridges (d'après Jahn, 1963).
Fig. 6.20. – Glaciers rocheux au Spistberg (© D. Mercier, 18 juillet 2004).
Fig. 6.21. – Glacier rocheux actif de Marinet, Alpes françaises (© D. Mercier, 19 juillet 1994).
Fig. 6.22. – Glaciers rocheux, Pic de Campbieil, Pyrénées (© D. Mercier, 17 août 2009).
Fig. 6.23. – Typologie des glaciers rocheux selon leur morphologie (d'après, Humlum, 1982).
Fig. 6.24. –Types de genèses des glaciers rocheux (d'après Johnson, 1984a).
Fig. 6.25. – Modèles d'évolution des taux de recul des parois rocheuses dans l'île de Skye (d'après Hinchliffe et Ballantyne, 1999).
Fig. 6.26. – Modèle d'évolution holocène des talus écossais (d'après Hinchliffe et Ballantyne, 2009).
Fig. 6.27. – Modèle montrant la mise en place post-PAG d'un tablier (d'après Gómez *et al.*, 2003).
Fig. 6.28. – Versants calcaires de Simlestupet, Spitsberg (© D. Mercier, juillet 2002).
Fig. 6.29. – Côte parapériglaciaire en Normandie, Baie d'Ecalgrain (© D. Mercier, octobre 2002).
Fig. 6.30. – Côte paraglaciaire héritée, mer Baltique, Allemagne (© D. Mercier, avril 2007).
Fig. 6.31. – Schéma simplifié du transfert sédimentaire en cascade en milieu parapériglaciaire (d'après Mercier, 2008e).
Fig. 6.32. – Grands glissements parapériglaciaires actifs, île d'Herschel, Canada (© H. Lantuit, août 2004).

Fig. III.2. – Les modelés des milieux ayant été englacés, des versants aux fonds des fjords : glaciaire, paraglaciaire et/ou périglaciaire. (d'après Mercier, 2007).

Conclusion générale

Fig. C1. – Paysages, formes et système paraglaciaire en cascade : exemple du bassin-versant du midre Lovénbreen, Spitsberg (12 août 1999, © D. Mercier).
Fig. C2. – Modelés et processus des séquences glaciaire, paraglaciaire, périglaciaire et parapériglaciaire.
Fig. C 3. – Cadre climatique des domaines glaciaire et périglaciaire et des crises paraglaciaires et parapériglaciaires.
Fig. C4. – Expression théorique d'une crise paraglaciaire (d'après Hinderer, 2001, modifié).

La géomorphologie paraglaciaire :
analyse de crises érosives d'origine climatique
dans les environnements englacés et sur leurs marges

Table des matières

Avant-propos p. 5
Sommaire p. 9
Introduction générale p. 11

Première partie : La géomorphologie paraglaciaire : approche épistémologique p. 13
Introduction de la première partie p. 15
Chapitre 1 - Le concept de paraglaciaire, évolution sémantique p. 17
Introduction du chapitre 1 p. 17
1 – Le « paraglaciaire » : naissance d'un concept p. 18
1.1. – Les articles de June M. Ryder de 1971 p. 18
1.2. – La conceptualisation du « paraglaciaire » par M. Church et J. M. Ryder en 1972 p. 20
1.2.1. – Les processus paraglaciaires p. 21
1.2.2. – La séquence paraglaciaire p. 22
2 – Le « *paraglaciaire* » avant la naissance du concept p. 23
2.1. – Les « Messieurs Jourdain » du paraglaciaire p. 23
2.2. - Les premières utilisations du terme « paraglaciaire » avant J.M. Ryder (1971) p. 27
2.2.1. - Les tentatives de substitution du terme « périglaciaire » par celui de « paraglaciaire » p. 27
2.2.2. – L'utilisation du terme « paraglaciaire » sans définition du concept p. 28
Conclusion du premier chapitre p. 30

Chapitre 2 – Le « géosystème paraglaciaire » : concept intégrateur ? p. 31
Introduction du deuxième chapitre p. 31
1. - La détermination de la durée de la séquence paraglaciaire p. 32
1.1. – Le modèle de calibration du déstockage sédimentaire paraglaciaire selon Ballantyne p. 32
1.2. – Le modèle sédimentaire paraglaciaire selon Church et Slaymaker p. 33
1.3. – Les perturbations externes au modèle de déstockage paraglaciaire p. 35
2. – Définition du concept de « géosystème paraglaciaire » p. 36
2.1. - Le concept de « géosystème » p. 36
2.2. - Le concept de « géosystème paraglaciaire » p. 36
3. - Les sous-systèmes face aux séquences paraglaciaires p. 40
3.1. - Le sous-système gravitaire au cours d'une séquence paraglaciaire p. 40
3.2. - Le sous-système fluvial au cours d'une séquence paraglaciaire p. 42
3.3. - Le sous-système lacustre au cours d'une séquence paraglaciaire p. 45
3.4. - Le sous-système éolien au cours d'une séquence paraglaciaire p. 47
3.5. - Le sous-système littoral au cours d'une séquence paraglaciaire p. 49
3.6. - Le sous-système marin au cours d'une séquence paraglaciaire p. 51
3.7. - Le sous-système socio-spatial face aux aléas paraglaciaires p. 53

Conclusion du deuxième chapitre p. 55
Conclusion de la première partie p. 57

Deuxième partie : La géomorphologie paraglaciaire : approche spatio-temporelle p. 59
Introduction de la deuxième partie p. 61
Chapitre 3 – Les changements climatiques à l'origine des crises paraglaciaires p. 63
Introduction du troisième chapitre p. 63
1. – L'origine des changements climatiques p. 64
1.1. – L'origine tectonique p. 64
1.2. – L'origine astronomique p. 65
1.3. – Les gaz à effet de serre p. 66
2. – Les échelles spatio-temporelles des changements climatiques p. 67
2.1. – Les changements climatiques majeurs dans le passé p. 67
2.1.1. – Les glaciations antérieures au Pléistocène p. 67
2.1.2. – Les archives climatiques pléistocènes des forages glaciaires p. 67
2.2. – La variabilité du climat p. 70
2.2.1. – Les interstades de Dansgaard-Oeschger (DO) p. 72
2.2.2. – Les événements de Heinrich p. 73
2.2.3. – L'oscillation Nord Atlantique (NAO) p. 74
2.2.4. – L'oscillation arctique (AO) p. 74
2.3. – Les changements actuels et futurs du climat p. 74
2.3.1. – Le réchauffement du bassin arctique p. 75
2.3.2. – L'albédo : clé de compréhension du système climatique arctique p. 76
2.3.3. – Les boucles de rétroaction du système climatique arctique p. 77
2.3.4. – Les nuances régionales et locales au sein du monde polaire p. 79
2.3.5. - Changements climatiques et couvertures végétales p. 80
Conclusion du troisième chapitre p. 80

Chapitre 4 – Les crises géomorphologiques paraglaciaires p. 83
Introduction du quatrième chapitre p. 83
1. - Définition d'une crise géomorphologique paraglaciaire p. 84
1.1. – La notion de seuil et son application au paraglaciaire p. 85
1.2. – Le concept « d'équilibre dynamique » appliqué au paraglaciaire p. 87
1.3. – Le concept de « sensibilité » p. 89
1.4. – Application du modèle de déstockage sédimentaire paraglaciaire de Ballantyne p. 90
2. - Les échelles temporelles des crises géomorphologiques paraglaciaires p. 92
2.1. – Crises paraglaciaires instantanées p. 93
2.1.1. - Les jökulhlaups sur les piémonts islandais p. 93
2.1.2. – Les enseignements de la marge de glacier Baron au Spitsberg p. 95
2.2. – Crises paraglaciaires d'échelle décennale p. 99
2.2.1. – Les enseignements du sous-système gravitaire du Colletthøgda (Spitsberg) p. 99
2.2.2. – Les enseignements du sous-système fluvial : l'évolution des sandurs islandais en contexte paraglaciaire p. 107
2.2.3. - Les enseignements du sous-système littoral : la progradation des littoraux meubles au Spitsberg p. 109

2.3. – Crises paraglaciaires d'échelle centennale : les enseignements des métamorphoses fluviales alpines p. 113
2.4. – Crises paraglaciaires d'échelle millennale p. 115
2.4.1. – Décohésion postglaciaire des parois p. 116
2.4.2. - L'encaissement du réseau hydrographique p. 119
2.4.3. – Le « volcanisme paraglaciaire » p. 121

Conclusion du quatrième chapitre p. 122

Conclusion de la deuxième partie : Les limites spatio-temporelles du paraglaciaire p. 127
Les limites du paraglaciaire actif p. 127
Les limites du paléo-paraglaciaire p. 128
Les limites du paraglaciaire potentiel p. 129

Troisième partie : La géomorphologie paraglaciaire : pour une relecture des formes des milieux froids p. 131

Introduction de la troisième partie p. 133

Chapitre 5 – Les formes paraglaciaires *sricto sensu* p. 135
Introduction du cinquième chapitre p. 135
1 – Les formes paraglaciaires sur les versants p. 135
1.1. – Les formes associées à la décohésion des parois p. 135
1.2. – Les formes liées à l'ajustement paraglaciaire des dépôts de pente p. 144
2 – Les formes paraglaciaires sur les surfaces p. 148
3 – Les formes littorales paraglaciaires p. 155
4 - Les formes liées aux accumulations *offshore* paraglaciaires p. 157
5 - Le nano-paraglaciaire : approche microscopique p. 158
Conclusion du cinquième chapitre p. 160

Chapitre 6 – Le rôle de la séquence paraglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires et périglaciaires p. 163
Introduction du sixième chapitre p. 163
1. – Les formes majeures d'évidement : glaciaires ou paraglaciaires ? p. 164
1.1. – Les cirques p. 165
1.2. – Les vallées en auge p. 168
1.3. – Les fjords p. 173
2. - Les formes d'échelle moyenne d'accumulation sur les surfaces : glaciaires ou paraglaciaires ? p. 175
2.1. - Les *hummocky moraines* et les *kettles* p. 175
2.2. - Les drumlins p. 177
2.3. - Les eskers p. 178
2.4. - Les kames p. 179

3. - Les formes d'échelle moyenne d'accumulation au pied des versants : périglaciaires ou paraglaciaires ? p. 181
3.1. - Les glaciers rocheux : glaciaires, périglaciaires ou paraglaciaires ? p. 181
3.2. - Les tabliers et les cônes d'éboulis : périglaciaires ou paraglaciaires ? p. 186

4. – Le concept de « parapériglaciaire » p. 193
4.1. – Les premières utilisations du terme de « parapériglaciaire » p. 193
4.2. – Les processus et les formes parapériglaciaires p. 194
4.3. – Les limites spatio-temporelles du parapériglaciaire p. 197

Conclusion du sixième chapitre p. 198

Conclusion de la troisième partie p. 200
Conclusion générale p. 203
1- Le concept de paraglaciaire peut-il tout expliquer ? p. 203
2 – L'apport du concept de paraglaciaire à la compréhension des formes des milieux froids p. 204
3 – Les crises paraglaciaires p. 207
4 – Les pistes de recherche à explorer p. 210
Bibliographie p. 213
Table des illustrations p. 253
Table des matières p. 259

La géomorphologie paraglaciaire : analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges

Le travail résumé ici s'articule autour de trois grandes questions.

1 - Comment est née la géomorphologie paraglaciaire ?

La première partie relève d'une approche épistémologique de la géomorphologie paraglaciaire. Le premier chapitre reprend les contributions scientifiques fondatrices du concept de paraglaciaire des années 1970, et les replace dans une perspective sémantique en analysant les travaux conduits depuis le 19e siècle sur les milieux englacés et leurs marges. Church et Ryder (1972) définissaient le terme de paraglaciaire comme « non-glacial processes conditioned by glaciation ». En 2002, Ballantyne a proposé une définition plus large du concept : « earth-surface processes, sediments, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by former glaciation and deglaciation ». Le deuxième chapitre analyse donc les apports de trente années de recherche en géomorphologie paraglaciaire, reprend le concept de géosystème paraglaciaire et analyse les sous-systèmes (gravitaire, fluvial, lacustre, éolien, littoral, marin et socio-spatial) face aux séquences paraglaciaires.

2 - Qu'est-ce qu'une crise paraglaciaire ?

La deuxième partie se propose de délimiter les contours de la géomorphologie paraglaciaire dans le cadre d'une approche spatio-temporelle. Le troisième chapitre étudie les changements climatiques susceptibles d'être à l'origine des crises temporelles paraglaciaires. Le quatrième chapitre définit les crises paraglaciaires et met l'accent sur les temporalités de ces moments clés dans l'histoire des environnements englacés. Sur le plan temporel, le paraglaciaire désigne avant tout une séquence morphologique, une crise d'érosion, qui suit la séquence glaciaire précédente. Ces crises s'illustrent par des temporalités variées, des accélérations des transferts sédimentaires surtout dans les matériaux meubles et une extension des emprises spatiales des phénomènes associées à la disparition des glaciers puisque le ruissellement redistribue les sédiments des zones proglaciaires jusqu'à la mer. Les versants sont soumis à des stress physiques générant des décohésions des parois. Les dépôts de versants sont affectés par des ravinements majeurs. Les systèmes fluviaux enregistrent des aggradations ou des dissections en fonction de la variabilité des apports, de l'énergie des processus, de la variabilité des niveaux de base locaux, régionaux ou globaux. Ils connaissent de profondes métamorphoses qu'illustrent les adaptations des variables morphologiques. Les littoraux meubles paraglaciaires bénéficient d'un apport tel en sédiments qu'ils progradent sur les marges des secteurs en phase de déglaciation. Des crises volcaniques sont également associées à ces crises climatiques et un volcanisme paraglaciaire s'observe dans des régions comme l'Islande. Les apports majeurs à la compréhension de ces crises paraglaciaires viennent des progrès technologiques pour évaluer les bilans sédimentaires et pour les dater. Une crise paraglaciaire est définie par des indicateurs comme les taux d'ablation, taux d'incision, taux de production primaire de débris, taux de transferts sédimentaires, taux de sédimentation. Ces indicateurs montrent qu'ils dépassent pendant un laps de temps t, d'un facteur n, les résultats enregistrés pendant la séquence t-1 et t +1. Cet écart est variable d'un indicateur à l'autre et d'un système à l'autre. La durée de la séquence paraglaciaire est donc d'une grande variabilité, mais doit être limitée à cette rupture temporelle dans l'évolution d'un environnement au cours duquel il est perturbé.

3 - Quels sont les apports de la géomorphologie paraglaciaire à la compréhension de l'évolution des milieux froids ?

La troisième partie interroge des modelés des milieux froids pour appréhender la part du paraglaciaire ; du glaciaire et du périglaciaire dans leur évolution. Le cinquième chapitre détermine les formes paraglaciaires au sens strict. Les deux processus paraglaciaires par excellence sont d'une part la décohésion postglaciaire qui affecte les parois rocheuses et d'autre part, le ruissellement alimenté par la fonte de la glace des glaciers et celle de la glace morte qui remobilise les sédiments meubles. Ainsi, des formes d'ablation et d'accumulation associées à ces dynamiques sont-elles représentatives de cette dynamique paraglaciaire (grands glissements, écroulements, éboulements massifs). En revanche, le ruissellement très actif au cours de la séquence paraglaciaire est à l'origine de la construction de formes de ravinement, d'incision et d'accumulation (cônes de déjection…). Les signatures sédimentologiques sont alors différentes et les vitesses de sédimentation sont plus élevées que lors des autres séquences morphogéniques. Toutes les zones de stockage (bas de versant, lacs, plaines alluviales, fjords…) offrent des espaces propices à l'évaluation de ces temporalités et des bilans sédimentaires associés. Le sixième chapitre reprend les grandes formes du « panthéon » glaciaire (cirques, vallées en auge, fjords, moraines, drumlins, eskers, kames) et périglaciaire (glaciers rocheux, tabliers et cônes d'éboulis) pour évaluer la part des séquences paraglaciaires dans la genèse et l'évolution de ces morphologies. Le terme de parapériglaciaire est défini.

Le paraglaciaire est un concept clé pour comprendre l'évolution des milieux ayant été englacés et il recouvre une réalité très large sur le plan spatial puisqu'il peut s'appliquer à tous les espaces à la surface de la terre ayant été englacées au cours des séquences froides du Pléistocène et leurs périphéries, et qui ne le sont plus aujourd'hui, soit environ 40 % de la surface terrestre, auxquelles s'ajoutent les espaces de sédimentation offshore. *Par ailleurs, il reste aujourd'hui environ 10 % d'espaces englacés, dont une fraction est susceptible de connaître une séquence de déglaciation dans le contexte actuel de réchauffement climatique. Né dans les années 1970 au Canada, le concept de paraglaciaire apporte incontestablement une clé de lecture pour la compréhension de l'évolution des paysages applicable à toutes les zones ayant connu directement ou indirectement des phases de glaciation-déglaciation. À l'heure d'une réflexion sur l'impact des changements climatiques sur les environnements, le concept de paraglaciaire ouvre des perspectives et renouvelle les approches géomorphologiques classiques en mettant l'accent sur les stocks sédimentaires, les flux, les bilans, les rythmes et les crises.*