# Réponses des glaciers et des sandurs sud-islandais au réchauffement climatique post-petit âge glaciaire : Modalités et rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial

Erwan Roussel

▶ **To cite this version:**

Erwan Roussel. Réponses des glaciers et des sandurs sud-islandais au réchauffement climatique post-petit âge glaciaire : Modalités et rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2011. Français. NNT : 2011CLF20004 . tel-00705325

**HAL Id: tel-00705325**
**https://theses.hal.science/tel-00705325**

Submitted on 7 Jun 2012

**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
UFR Lettres, Langues et Sciences Humaines
GEOLAB (UMR 6042 CNRS)

# RÉPONSES DES GLACIERS ET SANDURS SUD-ISLANDAIS AU RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE POST-PETIT ÂGE GLACIAIRE

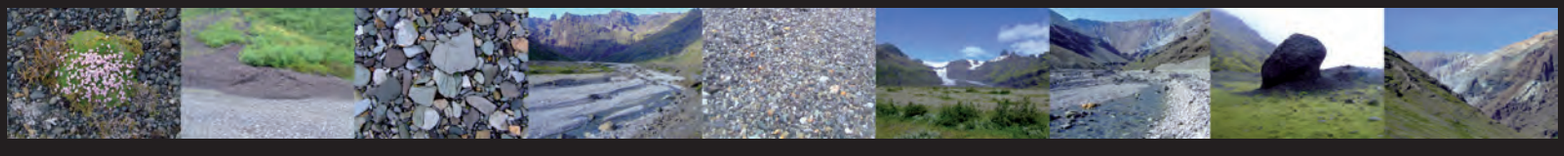
*Modalités et rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial*

**Erwan ROUSSEL**

*Thèse pour l'obtention du Doctorat de géographie*
*Présentée et soutenue publiquement le 5 juillet 2011*

**JURY :**

Marie-Françoise ANDRÉ - Professeur, Université Blaise Pascal
Monique FORT - Professeur, Université Paris - Diderot
Charles LE COEUR - Professeur, Université Paris - Panthéon-Sorbonne
Emmanuel REYNARD - Professeur, Université de Lausanne
Jean-Luc PEIRY - Professeur, Université Blaise Pascal
Samuel ETIENNE - Maître de conférences, HDR, Université de la Polynésie Française
Denis MERCIER - Maître de conférences, HDR, Université de Nantes



## RÉSUMÉ

À travers une approche systémique, l'objectif de cette thèse est de préciser les modes et les rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial au changement climatique post-Petit Âge Glaciaire. À partir de la datation lichénométrique et de la quantification des réponses des systèmes glaciaire et fluvioglaciaire de quinze émissaires et sandurs sud-islandais, nous explorons l'éventail des scénarios d'ajustements observés, testons l'hétérogénéité et le caractère asynchrone des réponses glaciaires et fluvioglaciaires et cernons les variables de contrôle susceptibles d'expliquer la diversité des réponses mesurées. Sur la base des données collectées, traitées et analysées, nous avons pu : *(1)* mettre en évidence une asynchronie du maximum PAG glaciaire et une forte hétérogénéité de l'intensité de recul post-PAG des émissaires sud-islandais reflétant la nature fondamentalement complexe des ajustements glaciaires ; *(2)* suggérer l'existence de processus marginaux de contrôle des flux hydrosédimentaires s'apparentant à la criticalité auto-organisée ; *(3)* identifier un mode dominant d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG pour les sandurs de type I et mettre en évidence l'indépendance relative des sandurs de jökulhlaup vis-à-vis des fluctuations glaciaires.

**Mots-clés** : dynamiques glaciaires et fluvioglaciaires, impacts géomorphologiques du changement climatique post-PAG, Islande.

## ABSTRACT

Based on a systemic approach, this study intends to characterize the patterns and the temporal rhythms of the glacio-fluvial continuum adjustment to the post-Little Ice Age climate change. According to lichenometric dating and quantification of the glacial and fluvioglacial responses of fifteen glaciers tongues and sandurs in south-Iceland, the range of observed adjustments scenarios is explored. The heterogeneous and asynchronous nature of responses are tested and the variables controlling the observed adjustment variability are identified. Based on the collected and analyzed data sets: *(i)* we highlight the asynchronous LIA maximum extent of south-Icelandic glaciers and the significant heterogeneity in glacier fronts retreat intensity which both reflect the complex nature of glacier response to climate change; *(ii)* we suggest the existence of marginal processes akin to self-organized criticality which control sediment transport efficiency and water discharges; *(iii)* we identify a prevailing pattern for the post-LIA fluvial adjustment of sandur type I and the independent response of jökulhlaup sandur (type III) to glacier front fluctuations.

**Key-words:** Glacial and fluvioglacial dynamics, geomorphic impacts of post-LIA climate change, Iceland.

Université Blaise Pascal
Clermont-Ferrand
UFR Lettres, Langues et Sciences Humaines
GEOLAB (UMR 6042 CNRS)

# RÉPONSES DES GLACIERS ET SANDURS SUD-ISLANDAIS AU RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE POST-PETIT ÂGE GLACIAIRE

*Modalités et rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial*

**Erwan ROUSSEL**

*Thèse pour l'obtention du Doctorat de géographie*
*Présentée et soutenue publiquement le 5 juillet 2011*

**JURY :**

Marie-Françoise ANDRÉ - Professeur, Université Blaise Pascal
Monique FORT - Professeur, Université Paris - Diderot
Charles LE COEUR - Professeur, Université Paris - Panthéon-Sorbonne
Emmanuel REYNARD - Professeur, Université de Lausanne
Jean-Luc PEIRY - Professeur, Université Blaise Pascal
Samuel ETIENNE - Maître de conférences, HDR, Université de la Polynésie Française
Denis MERCIER - Maître de conférences, HDR, Université de Nantes

# Sommaire

**Avant-propos** *5*

**Introduction : contexte et objectifs** *9*

**Partie I - Du système glaciaire au système fluvial proglaciaire** **19**

***Chap. 1 -*** *Changement climatique et recul glaciaire en Islande : état de la question* *21*
***Chap. 2 -*** *Implications pour le système fluvial proglaciaire* *41*
***Chap. 3 -*** *Objectifs, hypothèses de travail et présentation des terrains d'étude* *65*
***Synthèse et conclusion de la partie I*** *77*

**PARTIE II - Méthodologie** **79**

***Chap. 4 -*** *Du terrain à la géomatique : le SIG comme outil structurant la recherche* *81*
***Chap. 5 -*** *Quantifier la réponse glaciaire au forçage climatique post-PAG* *89*
***Chap. 6 -*** *Quantifier les ajustements fluviaux post-PAG* *101*
***Synthèse et conclusion de la partie II*** *114*

**PARTIE III - Résultats** **115**

***Chap. 7 -*** *Variabilité de la dynamique glaciaire post-PAG* *117*
***Chap. 8 -*** *Les ajustements fluvioglaciaires post-PAG* *147*
***Synthèse et conclusion de la partie III*** *174*

**Partie IV – Discussion** **177**

***Chap. 9 -*** *Du continuum au discontinuum glacio-fluvial :*
*synthèse des ajustements post-PAG des glaciers et sandurs sud-islandais.* *179*

**Conclusion générale** **217**

***Bibliographie*** 225
***Annexes*** 245
***Liste des figures*** 259
***Liste des tableaux*** 263
***Table des matières*** 265

# AVANT-PROPOS

Mon parcours de doctorant est à l'image des flots divagants des cours d'eau tressés que je traversais quotidiennement lors de mes missions estivales islandaises. De mon escapade momentanée dans la cellule de cartographie d'ERDF au montage récent d'une plateforme géomatique dédiée à la recherche, je me suis parfois éloigné de mon objectif doctoral. Si je suis parvenu à finaliser ce projet de thèse, c'est grâce aux nombreux soutiens dont j'ai pu bénéficier et auxquels je souhaite vivement rendre hommage.

À **Marie-Françoise André**, qui a dirigé cette thèse, j'adresse mon immense reconnaissance. Il est évident que, sans elle, cette thèse ne se serait jamais réalisée. La confiance qu'elle m'a témoigné et ses encouragements ont été décisifs tout au long de mon parcours doctoral. J'ai de nombreuses fois été extirpé des brouillards de l'indécision et de l'hésitation grâce à sa force de conviction et à la pertinence de ses remarques suggérées, jamais imposées. Plus récemment, j'ai eu le privilège de l'accompagner, scientifiquement et géographiquement, dans des projets de recherche sous des latitudes plus clémentes que l'Islande. Chaque séance de travail au laboratoire et opération de mesures lors des missions de terrain sont pour moi un immense plaisir. J'espère sincèrement que ce travail sera à la hauteur de la confiance qu'elle a bien voulu m'accorder.

Les conseils avisés de **Jean-Luc Peiry**, qui a co-dirigé cette thèse, m'ont permis de progresser, de cerner mes imprécisions et d'identifier mes lacunes en géomorphologie fluviale. Je ne crois pas les avoir toutes comblées, loin s'en faut, mais je continue à y travailler. Sa rigueur et sa culture scientifique sont pour moi un modèle vers lequel je m'efforce de tendre, au moins asymptotiquement. Qu'il soit vivement remercié pour les précieux recadrages dont il m'a fait bénéficier.

Je souhaite également remercier les membres du jury qui ont accepté de porter un regard critique sur ce travail : **Monique Fort**, **Charles Le Cœur**, **Emmanuel Reynard**, **Denis Mercier** et **Samuel Étienne**.

**Denis Mercier** a joué un rôle déterminant dans mon parcours universitaire. Mes premiers pas en géomorphologie des milieux froids ont indiscutablement été motivés par son exemple. Depuis l'année 2004, où je lui ai fébrilement demandé de diriger mon mémoire de maîtrise sur le Spitsberg, il a toujours été un référent incontournable. Calmant mes doutes lorsqu'ils étaient trop encombrants, suggérant des solutions lorsque j'étais trop hésitant, sa générosité et sa disponibilité m'ont guidé et forcent mon admiration. Qu'il soit assuré de ma reconnaissance la plus profonde. J'espère que ce travail sera digne de sa confiance.

**Samuel Étienne** a également joué un rôle décisif sur le cheminement de ce travail de thèse. La destination islandaise s'est imposée à la lumière de son enseignement et de sa direction lors du Master 2. Son encadrement lors de la mission de reconnaissance de 2005 a considérablement élargi ma vision étriquée de la géomorphologie des milieux froids (voire de la géomorphologie en général). Du pont de la Monne au sommet de l'Hekla, d'*Alice will never surrender* aux glacis emboités sud-alpins, je lui suis infiniment reconnaissant pour ses précieux « éclairages » et pour son soutien.

Sans **Marie Chenet**, ce travail de thèse n'aurait vraisemblablement pas la forme qu'il a maintenant. Il m'est impossible de détailler la liste de ses contributions à mon travail tant elles sont nombreuses. Depuis notre première rencontre sur les cônes alluviaux de la Morsá en 2005, nous n'avons jamais cessé de travailler en étroite complicité. Au-delà de notre complémentarité scientifique, cette aventure islandaise a forgé une solide amitié. Marie, ce fut un bonheur de partager avec toi les prospections lichénométriques, les levés topographiques, les week-ends « relâche » à Reykjavik et les nouilles chinoises ! Je te remercie profondément pour l'amitié que tu as bien voulu m'accorder et pour tes encouragements même dans les phases les plus incertaines de mon parcours doctoral.

La qualité d'accueil exceptionnelle du laboratoire **GEOLAB (UMR 6042 CNRS)** est un atout indéniable pour mener sereinement un travail de thèse. Je tiens à remercier vivement **l'ensemble des membres du laboratoire** et plus particulièrement **Johannes Steiger** (pour ses relectures, son écoute, ses conseils et tout le reste), **Raphaël Paris** (pour nos sorties grimpes à l'heure du déjeuner à Casamur, à Ceyrat… J'espère qu'il y en aura beaucoup d'autres), **Armelle Decaulne** (pour son soutien, son écoute et m'avoir remis « le pied à l'étrier » sur le Morsárjökull), **Emmanuelle Defive** (pour m'avoir permis de l'accompagner lors des stages de terrain étudiant en 2006 et 2007, j'en garde un excellent souvenir)**, Olivier Voldoire** (pour son montage du quadrat « volant » et sa bonne humeur de tous les jours) , **Franck Vautier** (pour ses relectures, ses conseils et nos parties de foot, de tennis, de billard coréen….et tout le reste), **Cyril Bernard** (pour son écoute et ses conseils précieux de sigiste « arcvieweur »). Je remercie également mes collègues doctorants, post-doctorants et l'ambiance stimulante de la 120 septentrionale. **Ana**, **Marion**, **Alex, Stéphane, Aude, Suzanne**, **Audrey**, **Phannie, Dov, Thomas et Pierre,** il m'est impossible de détailler ici toutes les aides dont vous m'avez fait bénéficier tant elles sont nombreuses. Soyez néanmoins assurés de ma profonde reconnaissance et de mon amitié. À mon tour, j'espère pouvoir vous épauler autant que vous l'avez fait. Je salue également **Yannick Miras** (merci pour son écoute et ses conseils toujours judicieux) et **les riverains du « salon jaune »** qui m'ont supporté pendant plus d'un an alors que, vêtu de ma cape orange, je m'escrimais à monter IntelEspace. Mon humeur devait être très inégale.

**Grégoire Gaby** a été d'un grand secours moral au moment où ma motivation universitaire battait de l'aile… Ses encouragements et sa force de persuasion par l'expérience (plonger un thésard dans un bain de cartographes chez ERDF pendant 6 mois) m'ont permis de reprendre pied. Un très grand merci à lui.

Je remercie également le **laboratoire de Géographie Physique de Meudon (UMR 8591 CNRS)** et en particulier **Delphine Grancher** et **Vincent Jomelli** qui ont eu la gentillesse de me faire bénéficier de leur savoir-faire en termes de datations lichénométriques.

Depuis mai 2009, j'occupe le poste d'ingénieur d'étude contractuel en géomatique au sein de la MSH de Clermont-Ferrand. Finir une thèse en travaillant à temps plein n'est pas toujours évident. Grâce à la bienveillance de mes collègues de la MSH, j'ai pu mener de front mes deux

« combats ». J'adresse ma profonde reconnaissance à **Laurent Rieutort**, directeur de la MSH, qui m'a soutenu et encouragé lors du *sprint* final de rédaction du manuscrit. Merci également à mes cher(e)s collègues de la MSH (**Françoise, Émilie, Didier, Isabelle**…) qui m'ont glissé des mails d'encouragements revigorants lorsque le cumul de nuits blanches se faisait trop sentir. Depuis janvier 2011, je suis hébergé dans les locaux des Presses universitaires Blaise-Pascal. Chaque jour, c'est un réel plaisir de retrouver mes collègues de la « maison presse ». **Louis-Paul, Aurélie, Claude, Véronique, Nathalie**, je vous remercie très sincèrement pour votre accueil et la bonne humeur qui rayonne de vos bureaux. Mention spéciale à **Claude Chomette** et **Aurélie Boucheret** qui m'ont fait bénéficier de leur précieuse expertise InDesign lors de l'angoissante étape finale de mise en page du manuscrit. Merci également à **Bertrand Dousteyssier**, **Éric Langlois et aux porteurs de projets impliquant IntelEspace** d'avoir toléré mes absences prolongées lors des phases de rédaction et ma désertion provisoire de la plateforme géomatique.

Grâce aux réunions de la **Commission pour l'étude des milieux périglaciaires**, j'ai eu l'opportunité de rencontrer des spécialistes des milieux froids qui m'ont influencé, aidé et soutenu. Je tiens particulièrement à remercier **Étienne Cossart** et **Monique Fort** dont les travaux alpins ont considérablement alimenté mes réflexions. Je leur suis reconnaissant également pour leur soutien rassurant lors de ma fébrile première intervention anglophone à Trondheim en 2007. Je remercie également **Charles Le Cœur** qui, lors de ma mission de repérage en 2005, m'a fait bénéficier de sa précieuse lecture du paysage marginal du Virkisjökull. Arpenter les moraines à culot de glace morte en sa compagnie fut un réel plaisir. Enfin, je remercie chaleureusement **Dominique Sellier** qui a toujours manifesté de l'intérêt pour mon travail.

Je remercie vivement le **GDR 3062 « Mutations polaires** » et sa directrice **Madeleine Griselin,** qui ont contribué à financer les missions de terrain. Sans cette aide précieuse, ce travail n'aurait jamais vu le jour. Merci également à **Ragnar Kristjansson**, directeur du Skaftafell National Park, pour l'aide logistique apportée sur place et le logement gracieux lors des missions estivales de 2006 et 2007.

Merci également aux **amis grenoblois, toulousains et clermontois** (Marius, les Mathieu, Seb, Naman, Francky, Rouquin, Yo, Rémy, Bouli, Antoine, Oliv, Kek, les Pierres, Cathy… et tous les autres) qui ont supporté, et alimenté pour certains, mes trop nombreuses et tardives digressions scientifico-épistémologiques… ainsi que mes avis « tranchés », pas toujours très bien documentés !

Je souhaite remercier également **mes parents** et **mes frères Hoël** et **Yann** dont le goût prononcé pour les débats passionnés et attablés (entre autres) a fortement contribué à forger ma culture scientifique. Je vous remercie de m'avoir fait confiance et de m'avoir donné les armes pour persévérer dans mes passions quelles qu'elles soient.

Enfin, merci à **Maud** pour une infinité de raisons.

# INTRODUCTION : CONTEXTE ET OBJECTIFS

Les questionnements et les problématiques à l'interface des systèmes climatique, glaciaire et fluvial qui ont motivé cette thèse sont le reflet de préoccupations scientifiques et sociétales grandissantes sur les conséquences du *Global Change*. Il faut cependant rappeler que l'engouement actuel pour ces thématiques de recherche s'inscrit dans la continuité d'un long héritage de réflexions et de travaux conduits par des naturalistes de renom. En particulier, les études d'observation et de suivi des glaciers ont été des révélateurs de la variabilité climatique tant le lien qui relie les glaciers au climat est étroit.

### *Les changements climatiques : aperçu historique d'un questionnement*

Les interrogations sur la nature changeante du climat doivent beaucoup aux premiers naturalistes confrontés à ces énigmes géologiques que sont les blocs erratiques. Comment expliquer la présence de fragments rocheux sur un substrat dont la pétrographie diffère ? Les premières tentatives d'explication pourraient faire sourire aujourd'hui. En 1762, Jean-Étienne Guettard voit dans ces fragments de roche les restes d'une montagne totalement érodée. Pour Jean-André Deluc, il s'agirait de l'équivalent de bombes volcaniques projetées en l'air lors d'une explosion souterraine cataclysmique. Certains scientifiques vont jusqu'à se référer au déluge biblique pour expliquer le transport et le dépôt de ces blocs allochtones (Rémy, 2008). C'est Ignace Venetz qui, le premier, invoque les glaciers comme le seul agent de transport susceptible d'avoir déposé, sans les briser, ces masses rocheuses si loin de leur zone source. L'éloignement de certains blocs erratiques par rapport aux limites de l'englacement de l'époque suppose des fluctuations glaciaires gigantesques, alors difficilement imaginables, d'autant plus que cela implique la préexistence d'une période plus froide, ce qui contredit totalement les convictions de l'époque. Pour les géologues du XVIII$^{ème}$ siècle, la terre se refroidit progressivement depuis sa création. Des oscillations climatiques ne sont donc pas envisageables. La communauté scientifique est, dans l'ensemble, plutôt réfractaire aux thèses de Venetz. Pourtant, quelques années plus tard, en 1840, elles vont recevoir le meilleur appui qui soit : la découverte par Dumont D'Urville de l'immense calotte glaciaire que constitue l'Antarctique. La même année, Louis Agassiz lève les dernières réticences en révélant la nature fluctuante des fronts glaciaires alpins avec la publication de ses célèbres *Études sur les glaciers* (Agassiz, 1840).

Dès le milieu du XIX$^{ème}$ siècle, un lien de cause à effet entre les variations climatiques et les fluctuations glaciaires a été pressenti par Louis Agassiz qui mit l'accent sur la variabilité du bilan radiatif terrestre. Cependant, en élaborant la théorie astronomique des paléoclimats, Milutin

Milankovitch (1941) fut véritablement le premier à expliquer la succession des périodes glaciaires et interglaciaires au cours des temps géologiques. Ses travaux ont permis d'évaluer la durée des cycles des paramètres orbitaux d'excentricité, d'obliquité et de la précession des équinoxes qui commandent la variation du bilan radiatif terrestre (Milankovitch, 1941). L'acceptation, quelque peu tardive, de cette théorie par la communauté scientifique n'a pas diminué l'intérêt des chercheurs pour ces thématiques « glacio-climatiques ». Au contraire, les écarts aux prédictions de la théorie de Milankovitch ont attisé de nouveaux questionnements nourris notamment par une posture méthodologique naissante : la systémique. En effet, la théorie prévoit des rythmes de changements climatiques et glaciaires lents. Pourtant, on sait aujourd'hui que le climat et la géographie glaciaire du globe terrestre ont connu ponctuellement des mutations extrêmement rapides. C'est notamment le cas lors de l'événement mwp-1A (*Meltwater pulse* 1A) survenu il y a environ 14 600 ans qui provoqua une élévation de 20 mètres du niveau marin en moins de 500 ans (Weaver *et al.*, 2003). Cette fonte brutale des calottes glaciaires de l'hémisphère Nord et de l'Antarctique est concomitante d'une hausse de la température atmosphérique révélée par les carottes de glace groenlandaises (Dansgaard *et al.*, 1993). La variabilité des rythmes d'évolution du climat et de la géométrie des calottes glaciaires favorise l'émergence d'une approche méthodologique systémique qui fournit un cadre explicatif pertinent aux ajustements complexes en soulignant le rôle majeur joué par les boucles de rétroaction positives ou négatives. En particulier, les découvertes de l'existence de processus clés de régulation du climat comme le cycle du carbone et la circulation thermohaline ont considérablement amélioré la compréhension de la complexité des systèmes climatiques et glaciaires.

L'essor des études portant sur les causes et les conséquences du Petit Âge Glaciaire (PAG) survenu entre le XIII$^{ème}$ et le XIX$^{ème}$ siècle sont révélatrices de la complexité du système climatique. Attestés par de nombreux documents iconographiques et textuels, l'avancée des glaciers et la chute significative des températures lors du PAG ne trouvent pas leur cause dans les cycles de Milankovitch. Les raisons de la mise en place de cette période climatique froide demeurent encore incertaines. Cependant, les recherches récentes ont mis en évidence la coexistence pendant la période du PAG de deux phénomènes naturels susceptibles de modifier les conditions climatiques du globe : une augmentation de la fréquence des éruptions volcaniques majeures et une réduction de l'intensité du rayonnement solaire (Free et Robock, 1999). Il a été observé, notamment après l'éruption de 1991 du Pinatubo (Philippines), que la présence de matériel éruptif envoyé dans la stratosphère est en mesure d'absorber une partie des radiations solaires et de provoquer une chute sensible de la température au sol (-0,7°C) à l'échelle du globe (Bekki *et al.,* 1993 ; Chenet *et al.*, 2005 ; Francou et Vincent, 2007). Par ailleurs, la reconstitution de l'évolution du rayonnement solaire, à travers l'observation de la fréquence des taches solaires ou de la mesure de la production de $^{10}$Be, fait apparaître une baisse significative de l'éclairement pendant la période du PAG (Bard *et al.*, 2000). C'est la concomitance de ces deux phénomènes qui serait responsable de la péjoration climatique du PAG attestant ainsi la sensibilité du système climatique à des processus terrestres endogènes (volcanisme) sur une échelle de temps millénaire.

L'extrême sensibilité du système climatique révélée, la question pointée à la fin du XX$^{ème}$ siècle du forçage anthropique du réchauffement climatique gagne en légitimité. De nombreux travaux ont démontré que les activités industrielles ont considérablement augmenté la concentration dans l'atmosphère des gaz à effet de serre ($CO_2$, $CH_4$ et $N_2O$). La brûlante question de l'effet significatif de l'amplification anthropique de l'effet de serre a suscité, et suscite encore, des débats très vifs au sein de la communauté scientifique. Malgré quelques

réticences, cette question semble maintenant tranchée. En effet, le dernier rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) affirme : « le forçage total produit par l'activité volcanique et les fluctuations du rayonnement solaire depuis cinquante ans aurait probablement dû refroidir le climat. Seuls les modèles qui tiennent compte des forçages anthropiques parviennent à simuler les configurations du réchauffement observées et leurs variations » (GIEC, 2007). Ainsi, selon le GIEC, la responsabilité des sociétés humaines dans le changement climatique contemporain ne serait plus contestable. Il reste néanmoins à établir le niveau de responsabilité de celles-ci.

### *L'engouement scientifique récent pour le changement global : l'essor de la géomorphologie paraglaciaire*

Dans le contexte actuel de réchauffement climatique, l'intérêt sociétal et scientifique grandissant pour les impacts du changement global nourrit une grande variété de thématiques de recherche particulièrement valorisées lors de la récente Année Polaire Internationale de 2007-2009. C'est ainsi que la géomorphologie des milieux glaciaires et périglaciaires a connu des avancées majeures notamment sur les aspects des impacts de la déglaciation sur les paysages proglaciaires. L'ensemble de ces thématiques de recherche peut être regroupé sous la bannière d'une approche géomorphologique paraglaciaire (Church et Ryder, 1972) où l'accent est principalement mis sur les conséquences morphosédimentaires de la déglaciation d'un bassin versant. Notons que, du fait de la fraîcheur des formes et de l'opportunité d'observer les processus en action, la période postérieure au Petit Âge Glaciaire est une échelle temporelle privilégiée pour l'étude des ajustements paraglaciaires.

L'impact du recul des glaciers sur les paysages proglaciaires est une question qui anime les géomorphologues des milieux froids depuis plusieurs décennies. Cependant, cette thématique de recherche a été profondément renouvelée grâce à l'émergence du concept paraglaciaire. Après avoir décerné à l'érosion glaciaire et à la gélifraction les titres de processus morphogéniques dominants pendant plus d'un siècle, les géomorphologues des milieux froids ont réhabilité certains processus azonaux dans le système morphogénique des milieux glaciaires et périglaciaires (Thorn, 1992 ; Hall, 1995 ; André, 1999, 2003, 2009 ; Mercier, 2001, 2002 ; Hall *et al.*, 2002 ; Étienne, 2002, 2004). C'est dans ce contexte que la question de l'efficacité morphogénique du ruissellement dans les milieux froids est apparue. C'est Ryder (1971a-b) qui, la première, avait souligné l'importance du ruissellement redistribuant les sédiments glaciaires et créant de larges cônes alluviaux en Colombie britannique lors de la déglaciation à la fin du Wisconsin. Elle qualifia cette activité géomorphologique de paraglaciaire. Ce concept fut ensuite formalisé par Church et Ryder (1972) pour désigner les « processus non glaciaires qui sont directement conditionnés par la glaciation ». Ballantyne (2003) a proposé une définition plus large du concept de paraglaciaire, qui englobe « *les processus de surface non-glaciaires, les accumulations sédimentaires, les modelés et les paysages qui sont directement conditionnés par la glaciation et la déglaciation* ». Ballantyne (2003) ajoute que les processus paraglaciaires cessent lorsque les sources primaires (moraines, dépôts de till…) et secondaires (cônes alluviaux, remblaiement de vallée…) de sédiments glaciaires ne peuvent plus être remaniées. Il définit ainsi la période paraglaciaire. Cette dernière intègre plusieurs échelles temporelles (Ballantyne, 2003), étant donné la diversité des durées d'activité des différents processus paraglaciaires. Quelques siècles sont nécessaires pour l'ajustement des versants de moraines tandis que la construction des cônes alluviaux paraglaciaires nécessite plusieurs millénaires. Ajoutons aussi que la durée de la période paraglaciaire dépend de la taille du bassin versant et donc du volume sédimentaire mobilisable (Church et Slaymaker,

1989). En effet, d'après une étude d'Orwin et Smart (2004), le bassin versant de Small River au Canada a connu une période paraglaciaire de quelques dizaines d'années en raison de sa petite taille (< 10 km²).

Au sein du système paraglaciaire définit par Ballantyne (2003), l'étude diachronique du système fluvial proglaciaire est de la première importance puisqu'il constitue le dernier maillon de la cascade sédimentaire au sein d'une vallée en cours de déglaciation. Les géomorphologues n'ont cependant pas attendu l'invention du concept de paraglaciaire pour s'intéresser de près aux sandurs (plaines fluvioglaciaires). Notons d'ailleurs que les sandurs sud-islandais ont été particulièrement privilégiés pour l'étude des cours d'eau proglaciaires (Boothroyd et Nummedal, 1978 ; Krigström, 1962 ; Thompson et Jones, 1986 ; Maizels, 1993 ; Marren, 2002). La plupart des travaux menés sur ces espaces se sont focalisés sur l'élaboration d'une typologie des bancs typiques du tressage et sur l'impact géomorphologique des crues catastrophiques que sont les jökulhlaups. Depuis l'occurrence en 1996 du dernier jökulhlaup majeur du Skeiðarárjökull, l'intérêt pour ces crues spectaculaires a d'ailleurs redoublé (Russell et Knudsen, 1999 ; Magilligan *et al.*, 2002 ; Smith *et al.*, 2006). En revanche, la question de la réponse des cours d'eau proglaciaires aux fluctuations des fronts des glaciers est un sujet quelque peu délaissé (Jomelli *et al.*, 2002 ; Marren, 2002).

### *Cadre conceptuel et objectif : l'ajustement du continuum glacio-fluvial*

Notre recherche s'inscrit dans la continuité de cette volonté scientifique d'évaluer les impacts du changement climatique post-PAG. Plus précisément, nos objectifs visent à quantifier successivement les ajustements des systèmes glaciaire et fluvioglaciaire aux modifications post-PAG des variables climatiques. Le but étant de cerner les variables de contrôle susceptibles de nuancer les réponses des deux systèmes par rapport à l'ajustement moyen observé.

Afin d'appréhender le plus justement la complexité des relations entre le climat, le glacier et les cours d'eau proglaciaires, notre approche conceptuelle est résolument systémique dans la mesure où l'accent est mis sur les réponses (ajustements morphologiques) à un signal perturbateur (modification d'une ou de plusieurs variables de contrôle).

L'organisation pyramidale des échanges d'énergie et de matière entre les systèmes climatique, glaciaire et fluvial révèle la domination du contrôle exercé par les variables climatiques sur le fonctionnement des deux autres systèmes (fig. 1). Selon ce schéma systémique, une modification des variables climatiques de température et de précipitations entraîne un réajustement direct des systèmes glaciaire et fluvial (processus de contrôle 2, 6, 7 et 8 de la figure 1). Cependant, en raison de la position aval du système fluvial, ce dernier subit aussi les effets du réajustement du système glaciaire au forçage climatique (processus de contrôle 5 de la figure 1). Ainsi, le système fluvial proglaciaire doit s'adapter aux variations des débits liquide et solide commandées à la fois par le système climatique et le système glaciaire.

Une des clés de compréhension des dépendances de l'ajustement glaciaire et fluvioglaciaire au forçage climatique réside dans la spatialisation des flux hydrosédimentaires. Les systèmes glaciaire et fluvial forment un continuum amont-aval particulièrement segmenté où les différents apports hydrosédimentaires sont circonscrits à des unités paysagères spécifiques. Cependant, *via* le transport glaciaire, fluvial et gravitaire, ces apports hydrosédimentaires sont transférés progressivement vers l'aval (fig. 2).

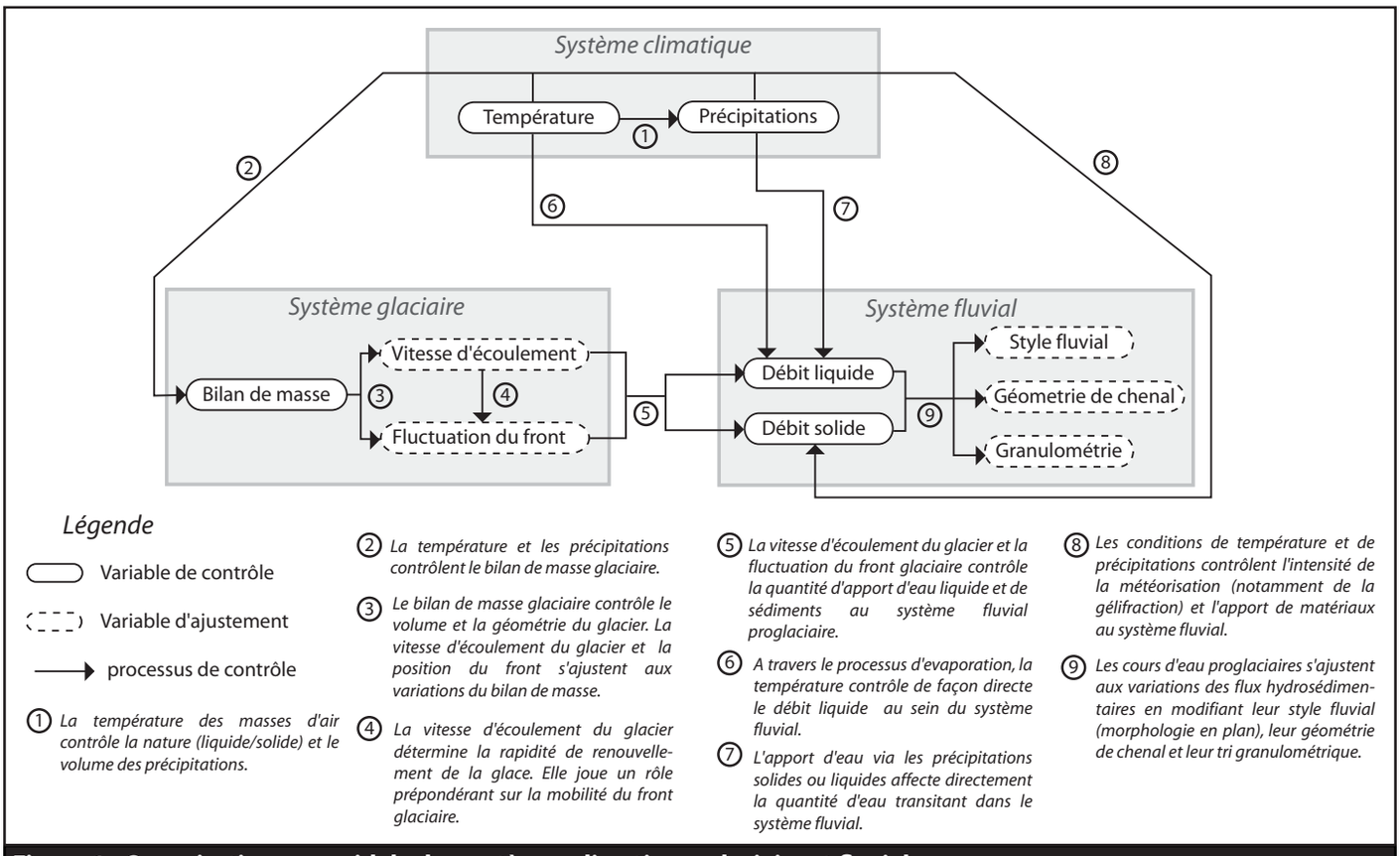



**Figure 1 - Organisation pyramidale des systèmes climatique, glaciaire et fluvial**

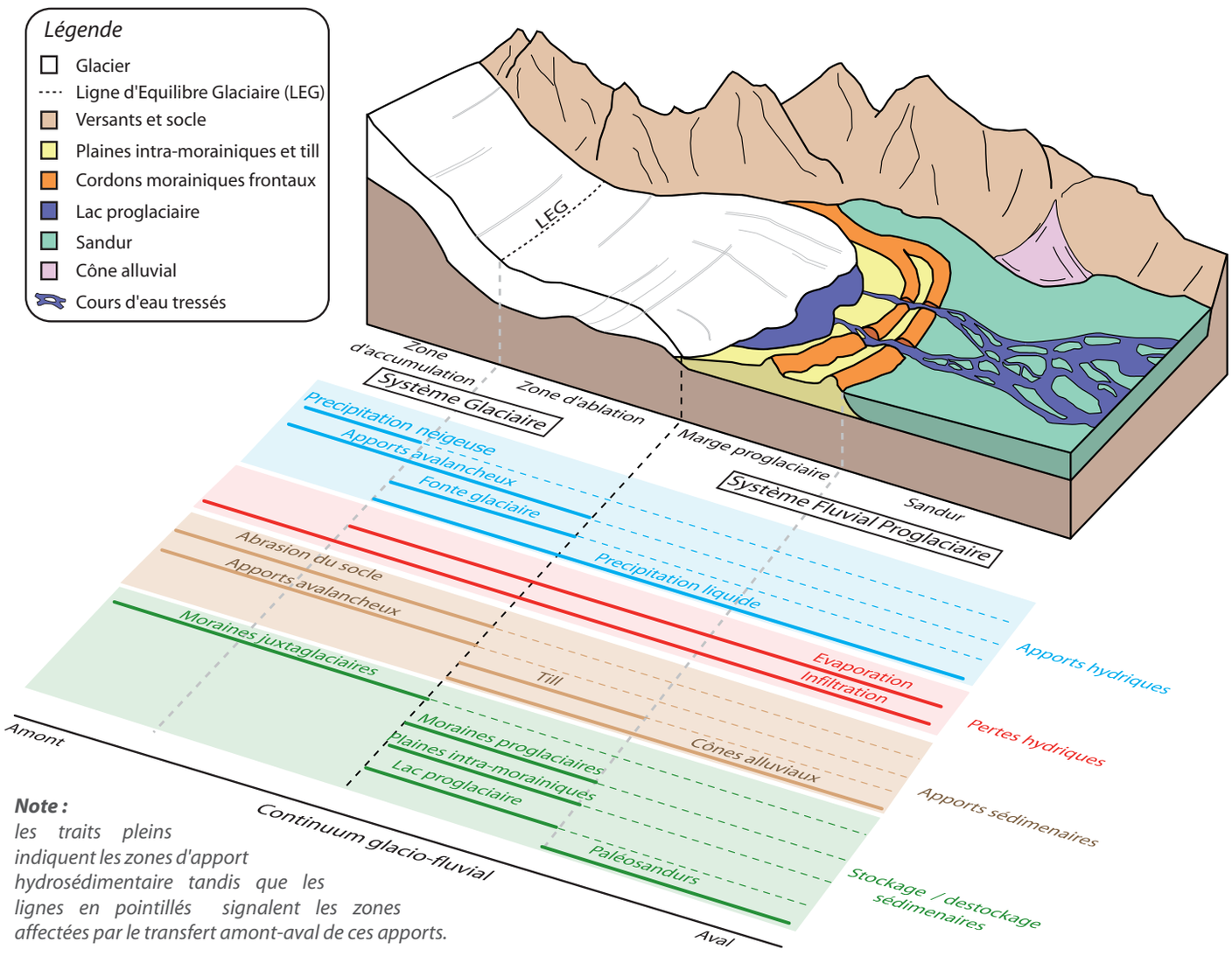



**Figure 2 - Modèle spatialisé des transferts hydrosédimentaires dans les systèmes glaciaire et fluvial**

Le changement climatique post-PAG modifie les modalités d'apport et de transfert hydrosédimentaires au sein du continuum glacio-fluvial. En effet, la hausse des températures a élevé l'altitude des lignes d'équilibre glaciaire et accéléré la fonte, impliquant un réajustement de la géométrie des glaciers se traduisant le plus souvent par un recul du front. Le contexte de recul glaciaire accentue alors le caractère segmenté du continuum glacio-fluvial avec l'émergence d'une unité paysagère supplémentaire faisant office d'interface entre le glacier et le sandur. Il s'agit de la marge proglaciaire (fig. 2). Cette unité filtre et stocke une partie du matériel morainique provenant du système glaciaire et perturbe le transfert sédimentaire entre le glacier et le sandur. D'autre part, la fonte glaciaire exacerbée vient renforcer la quantité d'eau liquide disponible pour les cours d'eau proglaciaires. Ainsi, les deux variables de contrôle du système fluvial proglaciaire, le débit liquide et le débit solide, s'en trouvent altérées. De ce fait, le sandur doit s'ajuster aux nouvelles conditions hydrosédimentaires en modifiant sa physionomie (profil en long, profil en travers, style fluvial et tri granulométrique).

En définitive, l'objectif général de cette thèse vise à cerner les modes et les rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial au changement climatique post-PAG. À travers le calage chronologique et la quantification des réponses des systèmes glaciaires et fluvioglaciaires étudiés, nous souhaitons : *(1)* explorer l'éventail des scénarios des ajustements observés *; (2)* tester l'hétérogénéité et le caractère asynchrone des réponses *; (3)* cerner les variables de contrôle susceptibles d'expliquer la diversité des réponses mesurées.

### *Sites d'étude retenus*

L'accessibilité de ses nombreuses calottes et langues glaciaires fait de l'Islande un terrain idéal pour l'étude des ajustements post-PAG des systèmes glaciaires et fluvioglaciaires. En particulier, l'accès aux marges méridionales des calottes du Mýrdalsjökull et du Vatnajökull dans le sud de l'Islande est facilité par la proximité de l'emblématique route n° 1 qui fait le tour de l'île. De plus, l'attrait scientifique, déjà ancien, de l'Islande a motivé, et motive toujours, de nombreux travaux de recherche en géomorphologie valorisés par une production abondante de publications et de documents de référence (Guðmundsson, 2007). La richesse de la bibliographie sur les terrains islandais nous semble être un véritable atout pour le cadrage et la conduite d'un travail de thèse.

Ainsi, trois secteurs marginaux sud-islandais ont été retenus pour mener notre étude : le secteur du Sólheimajökull au sud de la calotte du Mýrdalsjökull et les secteurs de l'Öræfajökull et de l'est du Vatnajökull, tous deux situés sur la marge méridionale de la calotte du Vatnajökull (fig. 3). Au total, ces trois secteurs rassemblent un échantillon de 15 langues glaciaires et sandurs sélectionnés surtout pour leur accessibilité. Aucun des glaciers étudiés n'est soumis au phénomène de *surge* (Thórarinsson, 1969 ; Björnsson *et al.*, 2003). En revanche, deux des glaciers retenus sont connus pour être des exutoires de jökulhlaups d'éruption sous-glaciaire. Le sandur du Sólheimajökull a déjà été beaucoup étudié, notamment récemment, en raison du déclenchement d'un jökulhlaup en juillet 1999 (Roberts *et al.*, 2003). Les langues glaciaires du Vatnajökull numérotées de 2 à 10 sur la figure 3 sont rattachées à un sous-bassin glaciaire du Vatnajökull affecté par un volcan sous-glaciaire : l'Öræfajökull, dont la dernière éruption remonte à 1727. Cependant, un seul des sandurs à l'aval des glaciers en question porte les marques de l'occurrence d'un jökulhlaup. Il s'agit du Kotárjökull (Thompson et Jones, 1986). Les autres langues glaciaires ne sont pas recensées comme des exutoires potentiels de jökulhlaups par la Société Glaciologique d'Islande (Sigurðsson, 1998 ; Thompson et Jones, 1986).

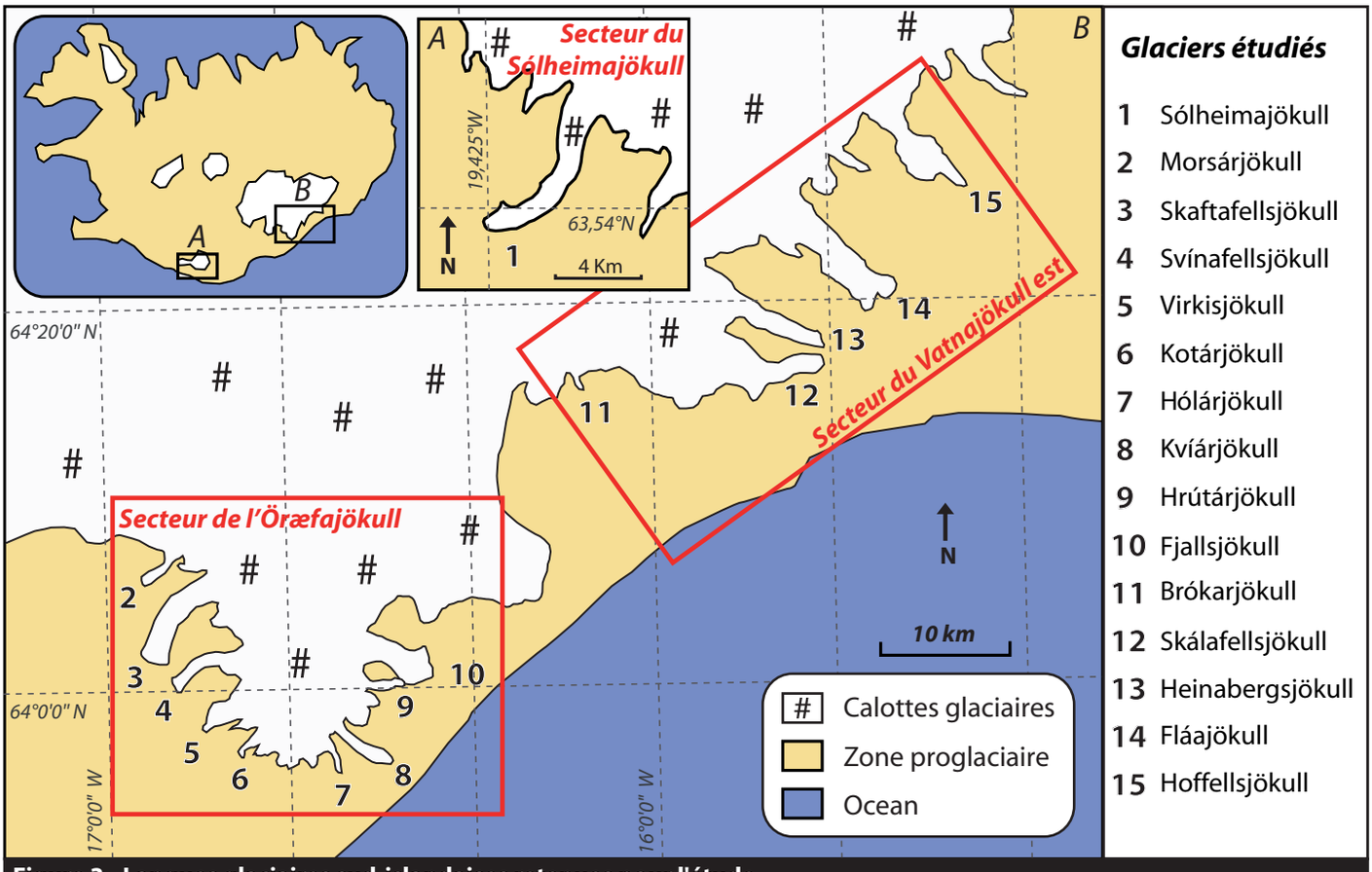



**Figure 3 - Langues glaciaires sud-islandaises retenues pour l'étude**

Aucun des glaciers étudiés n'étant soumis au phénomène de *surge* (Björnsson *et al.*, 2003 ; Thórarinsson, 1969), la fluctuation des fronts de ces glaciers peut être directement reliée au forçage climatique et l'ajustement des sandurs est, *a priori*, une conséquence de ces fluctuations. En revanche, les jökulhlaups qui affectent les plaines fluvioglaciaires du Sólheimajökull et du Kotárjökull perturbent nécessairement la réponse du sandur au recul glaciaire. Cet élément devra être pris en compte lors de l'analyse des scénarios observés de l'ajustement des glaciers et sandurs sud-islandais.

### *Aperçu de la méthodologie adoptée*

Afin de cerner les modes et les rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial au changement climatique post-PAG, notre approche méthodologique vise à dater et quantifier l'intensité des réponses glaciaires et fluvioglaciaires (fig. 4). Dans un premier temps, le travail de reconnaissance, de cartographie et de datation lichénométrique des moraines proglaciaires et des terrasses fluvioglaciaires (paléosandurs) permet d'obtenir un calage chronologique des ajustements post-PAG des langues glaciaires et des sandurs étudiés. Dans un second temps, la mesure de l'intensité de recul et la caractérisation de la physionomie glaciaire des émissaires sud-islandais (à partir du modèle numérique de terrain du *SRTM*) permet d'identifier les variables de contrôle non climatiques susceptibles de moduler la réponse post-PAG des fronts glaciaires sud-islandais. Concernant le système fluvial proglaciaire, l'analyse diachronique du style fluvial et la mesure systématique des profils longitudinaux, de la géométrie de chenal et

des paramètres granulométriques des sandurs et paléosandurs datés permettent d'identifier les modes et les rythmes d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG.

Ainsi, notre approche méthodologique allie la collecte de données inédites sur le terrain (lichénométrie, morphométrie fluviale) et l'utilisation de bases de données préexistantes (*SRTM, WorldClim*). L'ensemble des données mobilisées est structuré à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG) permettant de traiter, de croiser et d'exporter les données en vue de leur analyse statistique. Le recours à des méthodes de fouilles de données (statistique exploratoire multivariée) et de tests de dépendance (notamment linéaires) entre les variables d'ajustement glaciaires (intensité de recul post-PAG) et fluvioglaciaires (vitesse d'incision proximale, diminution de la pente…) et les variables de contrôle (physionomie glaciaire, ambiance climatique locale…) permettent de distinguer les différents modes d'ajustement du continuum glacio-fluvial et d'identifier les configurations paysagères susceptibles de modifier le scénario d'ajustement dominant.

### *Plan de la thèse*

Afin de dégager des hypothèses de travail pertinentes, nous avons souhaité effectuer, dans la première partie de cette thèse, un travail de synthèse bibliographique sur le changement climatique du PAG au post-PAG en Islande et sur l'ajustement observé des langues glaciaires islandaises (chapitre 1). La question des conséquences du recul glaciaire contemporain sur les flux hydrosédimentaires proglaciaires et de l'ajustement morphologique des plaines fluvioglaciaires est ensuite abordée (chapitre 2). Enfin, à l'issue de cette revue bibliographique, nous formulons nos hypothèses de travail sur la réponse post-PAG du continuum glacio-fluvial et présentons les langues glaciaires et sandurs retenus pour cette étude (chapitre 3).

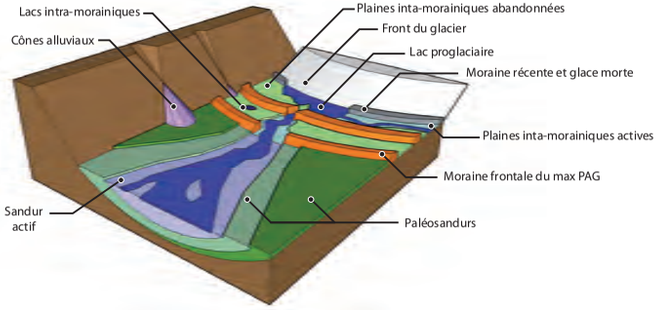
La seconde partie de cette thèse présente l'ensemble des méthodes utilisées pour répondre à nos objectifs de recherche. Dans un premier temps, une base de données cartographiques de référence a été produite et intégrée à un Système d'Information Géographique (SIG) afin de constituer un socle cartographique servant de réceptacle structuré aux données collectées sur le terrain (chapitre 4). Les méthodes de datation du maximum PAG glaciaire et de quantification de la réponse des émissaires au forçage climatique post-PAG sont ensuite présentées (chapitre 5). Enfin, nous détaillons les méthodes de datation des terrasses fluvioglaciaires et de mesure du style fluvial, des profils en long, de la géométrie de chenal et des paramètres granulométriques permettant de quantifier la réponse post-PAG des sandurs (chapitre 6).

Dans la troisième partie, nous exposons les résultats obtenus révélant le caractère asynchrone et l'hétérogénéité de la réponse post-PAG des glaciers voisins sud-islandais (chapitre 7). Nous identifions ensuite les modes d'ajustement fluvioglaciaire à travers l'analyse des résultats concernant la chronologie de la mise en terrasse des sandurs et les ajustements des profils longitudinaux, du style fluvial, du tri granulométrique et de la géométrie de chenal (chapitre 8).

Enfin, la partie finale propose une discussion critique des résultats obtenus sur les ajustements post-PAG du continuum glacio-fluvial (chapitre 9). Les pistes explicatives du caractère asynchrone du maximum PAG et de la forte hétérogénéité de l'intensité des réponses post-PAG des glaciers sud-islandais sont explorées. Le comportement singulier des marges proglaciaires vis-à-vis du transit sédimentaire et l'ajustement fluvioglaciaire post-PAG sont modélisés de manière qualitative.

**Figure 4 - Aperçu synthétique de la démarche méthodologique**

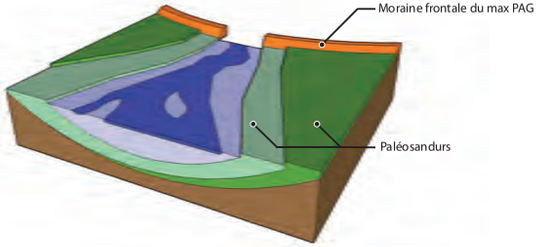
## 1 - Reconnaissance et cartographie des formes glaciaires, proglaciaires et fluvio-glaciaires




*La première étape de notre travail a consisté à identifier, inventorier et géolocaliser les éléments composant les paysages glaciaires, proglaciaires et fluvio-glaciaires sur chacun des terrains étudiés.*

*L'objectif de cette première étape méthodologique est de garantir la pertinence du travail cartographique par photo-interprétation des clichés récents (confrontation de l'interprétation à la réalité du terrain) afin de saisir la configuration paysagère proglaciaire et d'évaluer son rôle dans l'ajustement fluvial.*

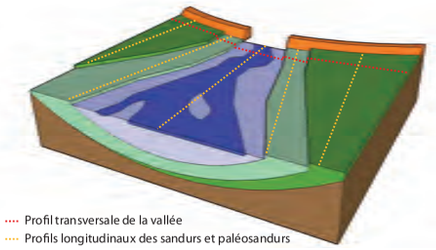
## 2 - Datation lichénométrique de la moraine max PAG et des paléosandurs

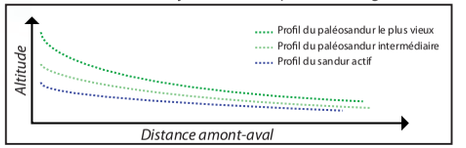



*Une fois les formes identifiées et cartographiées, un travail de datation lichénométrique des édifices morainiques et des terrasses fluvio-glaciaires (paléosandurs) a été entrepris. Généralement, nous nous limitions à dater le cordon morainique marquant l'extension du glacier au maximum PAG et les générations de paléosandurs (du plus ancien, adossé à la moraine max PAG, au plus récent, en contact avec le sandur actif).*

*L'objectif est d'obtenir un calage chronologique afin de mesurer l'asynchronicité du max PAG et d'identifier les rythmes d'ajustement fluvio-glaciaire.*

## 3 - Profils longitudinaux et transversaux des paléosandurs et du sandur actif

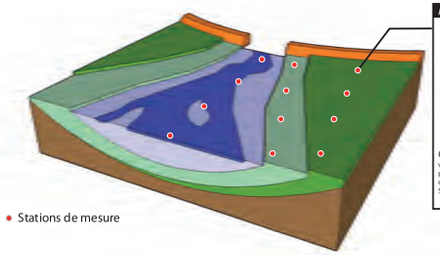


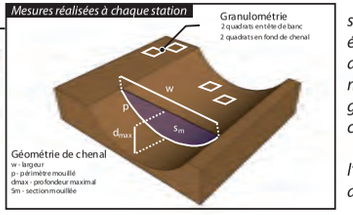




*Afin d'identifier l'ajustement de la pente au recul glaciaire post-PAG, les profils longitudinaux des paléosandurs et du sandur actif ont été levés au télémètre laser. Un ou plusieurs profils transversaux permettant de relier les profils en long ont également été levés.*

*L'objectif est d'évaluer les modes et les rythmes d'ajustement des profils en long.*

## 4 - Géométrie de chenal et granulométrie

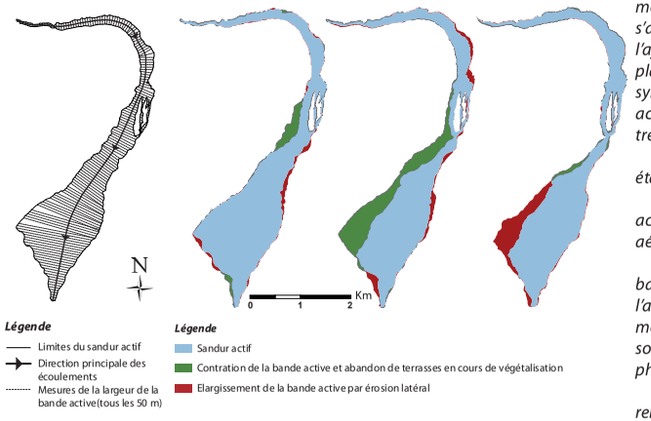



*Sur chaque paléosandur et sandur actif, des stations de mesures ont été régulièrement installées d'amont en aval. Sur chacune des stations, des mesures de géométrie de chenal, de granulométrie (tête de banc et fond de chenal) ont été effectuées.*

*L'objectif est d'évaluer l'évolution post-PAG de la variation amont-aval de ces paramètres .*

## 5 -Suivi de l'ajustement du style fluvial




*Le travail de quantification de l'évolution du style fluvial a été mené à partir de clichés aériens. Il s'agit de rendre compte de l'ajustement de la morphologie en plan du sandur à l'aide d'un indicateur synthétique : la largeur de la bande active révélatrice de l'intensité de tressage.*

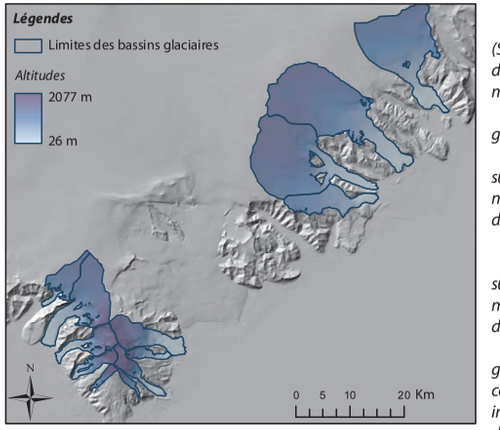
*Ce travail s'effectue en deux étapes :*

*(i) Délimitation du sandur actif sur chacune des photographies aériennes à l'aide d'un logiciel S.I.G*

*(ii) Mesure de la largeur de la bande active tous les 50 mètres de l'amont vers l'aval. Les stations de mesures ainsi définies et localisées sont réutilisées pour chacune des photographies.*

*On obtient ainsi un suivi relativement fin de la variation de l'intensité de tressage indicatrice du bilan sédimentaire local.*

## 6 - Caractérisation de la physionomie et de la dynamique glaciaire




*A partir du modéle numérique de terrain du SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) en libre accès (résolution de 90 m) et l'utilisation d'un logiciel SIG, nous avons été en mesure de :*

*(i) délimiter les bassins d'alimentation des langues glaciaires*

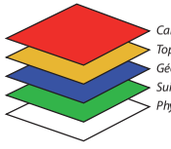
*(ii) collecter les principaux paramètres renseignant sur la physionomie et la dynamique glaciaire (altitude maximum, pente moyenne, superficie de la zone d'ablation...).*

*Parallèlement, des données supplémentaires susceptibles d'influencer le comportement glaciaire ont été mesurées (distance à la mer, largeur des goulets d'alimentation en glace...).*

*L'objectif est d'obtenir une «carte d'identité» des glaciers étudiés afin de tester l'existence de liens entre la configuration glaciaire (physionomie, datation du max PAG, intensité du recul post-PAG) et le mode et le rythme d'ajustement fluvio-glaciaire.*

## 7 - Croisement et analyse des données à l'aide d'un SIG

*Base de données SIG*



*Cartographie proglaciaire et datation des éléments paysagers*
*Topographie des sandurs et paléosandurs*
*Géométrie de chenal, granulométrie et végétalisation*
*Suivi de l'ajustement du style fluvial*
*Physionomie et dynamique glaciaire*

*Analyses et outils statistiques*

*Analyse des données, identification des scénarios d'ajustement et tests de dépendances entre :*

*(i) Les datations du maximum PAG d'extension des glaciers étudiés et les caractéristiques glaciaires collectées.*

*(ii) les ajustements fluviaux observés et la dynamique glaciaire enregistrée (intensité de recul) et la configuration paysagère proglaciaire (état de cloisonnement de la marge proglaciaire, importance des dynamiques de versant...)*

# Partie I - Du système glaciaire au système fluvial proglaciaire

Afin de dégager des hypothèses de travail pertinentes, nous avons souhaité effectuer dans la première partie de cette thèse un travail de synthèse bibliographique sur le changement climatique du PAG au post-PAG en Islande et sur l'ajustement observé des langues glaciaires islandaises (chapitre 1). Les questions des conséquences du recul glaciaire contemporain sur les flux hydrosédimentaires proglaciaires et de l'ajustement morphologique des plaines fluvioglaciaires sont ensuite abordées (chapitre 2). Enfin, à l'issue de cette revue bibliographique, nous formulons nos hypothèses de travail sur la réponse post-PAG du continuum glacio-fluvial et présentons les langues glaciaires et sandurs retenus pour cette étude (chapitre 3).

# Chapitre 1 - Changement climatique et recul glaciaire en Islande : état de la question

À partir de l'analyse de la littérature scientifique existante, ce chapitre propose un état des lieux de la reconstitution et de la mesure de l'évolution du climat islandais depuis le Petit Âge Glaciaire et, à l'aide des données collectées par la Société Glaciologique d'Islande, examine la réponse des langues glaciaires sud-islandaises au changement climatique post-PAG.

## 1.1. Du PAG au post-PAG : évolution du climat islandais

Le Petit Âge Glaciaire est une péjoration climatique qui provoqua la dernière néoglaciation holocène entre le début du XIII$^{ème}$ et la fin du XIX$^{ème}$ siècle. Nous souhaitons, dans un premier temps, évoquer la controverse associée au concept de PAG avant d'examiner sa signature climatique à l'échelle du globe et de l'Islande. Enfin, à l'aide des données météorologiques islandaises, nous analyserons l'évolution des conditions climatiques au sortir du PAG.

### 1.1.1. Le Petit Âge Glaciaire : définition et évolution du concept

Le concept de « Petit Âge Glaciaire » a été forgé par Matthes (1939) en référence aux réavancées des glaciers de la Sierra Nevada survenues après la fonte généralisée post-weichselienne. Dès sa naissance, il s'agit d'un concept glaciologique dont la composante climatique est volontairement évacuée (Matthews et Briffa, 2005). Ainsi, Grove (1988) propose de circonscrire la définition du Petit Âge Glaciaire à la période de réavancée glaciaire intervenue entre le XIII$^{ème}$ et le XIX$^{ème}$ siècle dans l'hémisphère Nord. Cependant, ce type d'événement n'est pas isolé durant l'Holocène. Le PAG constitue en effet la dernière des néoglaciations qui interrompent fréquemment la décrue généralisée post-würmienne des masses glaciaires (Porter et Denton, 1967). Dans la réédition de son ouvrage consacré au Petit Âge Glaciaire, Grove (2004) modifie le titre en lui appliquant le pluriel, *Little Ice Ages*. L'auteur approuve et renforce ainsi la vision d'une période holocène dominée par le recul des glaciers, mais ponctuellement interrompue par plusieurs néoglaciations.

Malgré une certaine volonté de conserver un sens exclusivement glaciologique au Petit Âge Glaciaire, il est souvent utilisé pour qualifier une période plus froide que la situation climatique actuelle (Lamb, 1965). En raison du lien étroit existant entre le système glaciaire et le système climatique, il paraît évident que l'on ne peut évacuer du concept de Petit Âge Glaciaire sa dimension climatique. Cependant, démontrer que la température était significativement plus froide durant le PAG est une tâche difficile. En effet, la mesure *in situ* de paramètres climatiques tels que la température et les précipitations est récente. En ce qui concerne l'Islande, ces variables ne sont mesurées de façon systématique que depuis le milieu du XX$^{ème}$ siècle pour la plupart des stations météorologiques. Ces séries de mesures ne disposent évidemment pas d'un recul suffisant pour évaluer les changements climatiques survenus entre le PAG et la période actuelle. Il est donc fondamental de recourir à des méthodes indirectes de reconstitution de l'évolution des variables climatiques.

### 1.1.2. Reconstitution de l'évolution climatique du dernier millénaire : synthèse bibliographique

La question du caractère atypique du réchauffement climatique contemporain est le moteur essentiel de la recherche paléoclimatique actuelle. Il est en effet indispensable de confronter l'élévation récente de la température aux fluctuations climatiques passées afin d'établir si le réchauffement climatique actuel est effectivement un événement exceptionnel dont l'origine ne peut être expliquée par la seule variabilité naturelle.

Les méthodes de reconstitution paléoclimatique utilisent une ou plusieurs variables dépendantes des conditions climatiques qui sont naturellement conservées et peuvent être datées. Ainsi, la collecte et l'analyse de données sur les cernes des arbres, les pollens préservés dans les archives sédimentaires ou les bulles d'air emprisonnées dans les glaces sont des moyens privilégiés pour étudier les variations climatiques passées (Issar, 2003). Notons qu'une relation entre cette variable indirecte et un paramètre climatique (il s'agit le plus souvent de la température) doit être préalablement calibrée. À l'incertitude de la mesure s'ajoutent donc les erreurs et le « bruit » engendrés par ces relations. Malgré une nette amélioration des méthodes de traitement statistique des données, il faut conserver une certaine méfiance vis-à-vis des reconstitutions paléoclimatiques et s'attacher aux tendances révélées conjointement par les différentes méthodes plutôt qu'aux détails discordants dont la significativité reste douteuse.

#### *Évolution globale de la température depuis 1 000 ans*

La figure B1 synthétise les résultats les plus récents en matière de reconstitution de la variation de la température à l'échelle du globe sur le dernier millénaire. En se focalisant sur les deux derniers millénaires, Jones et Mann (2004) ont fourni un travail de synthèse considérable en croisant des données provenant de reconstitutions indirectes du climat (proxies) et de modélisations climatiques (en intégrant notamment des modèles de circulation atmosphérique). Leur travail a eu un écho important dans la communauté scientifique et leur courbe de synthèse en forme de « crosse de hockey », initialement publiée en 1999 (Mann *et al.*, 1999), a été un temps la référence de la reconstitution de la variation de la température du globe au cours du dernier millénaire. Des critiques n'ont cependant pas tardé à émerger sur la méthode statistique de traitement des données et le caractère global et hétérogène des informations synthétisées qui tendent à « lisser » exagérément les variations climatiques. Sur cette courbe, la baisse de la température au cours du PAG apparaît très peu

marquée et l'Optimum Médiéval est inexistant. Une légère tendance au refroidissement semble débuter au XII$^{ème}$ siècle et s'achever au milieu du XIX$^{ème}$ siècle avant l'amorce du réchauffement. L'augmentation de la température semble s'accélérer au XX$^{ème}$ siècle et le caractère atypique du réchauffement prend tout son sens dès les années 1920 avec des valeurs jamais rencontrées durant le dernier millénaire. Selon les résultats de Jones et Mann (2004), seul le forçage climatique anthropique peut expliquer l'élévation de la température de la fin du XX$^{ème}$ siècle.

Les travaux récents de reconstitution de la variation de la température durant le dernier millénaire ont tendance à faire apparaître un refroidissement plus marqué durant le PAG (Francou et Vincent, 2007). C'est le cas de la courbe établie par Huang (2004). Ce dernier a affiné la reconstitution de la variation de la température sur les cinq derniers siècles (fig. B1) en intégrant plusieurs modèles paléoclimatiques de l'hémisphère Nord dont celui de Mann *et al.* (1999). Ses résultats montrent des températures au cœur du PAG de 0,2 à 0,4°C plus froides que celles prévues par Jones et Mann (2004). De plus, le travail de Huang (2004) apporte une surprenante nuance concernant le réchauffement climatique contemporain. Selon ses résultats, ce dernier s'inscrit dans la continuité d'une élévation de la température qui a débuté avant l'époque industrielle. Cependant, Huang (2004) ajoute que le réchauffement s'est accéléré dans la fin du XX$^{ème}$ siècle soulignant ainsi l'aggravation anthropique d'une tendance climatique qu'il considère comme naturelle.

Plus récemment, Moberg *et al.* (2005) ont publié une étude innovante. La reconstitution de la variation de la température s'effectue toujours à partir du croisement de multiples indicateurs naturels. L'innovation réside dans la méthode de pondération des indicateurs selon leur résolution temporelle. En effet, les cernes des arbres n'ont pas la même résolution temporelle que les forages sédimentaires ou glaciaires. Ces données ne peuvent être traitées

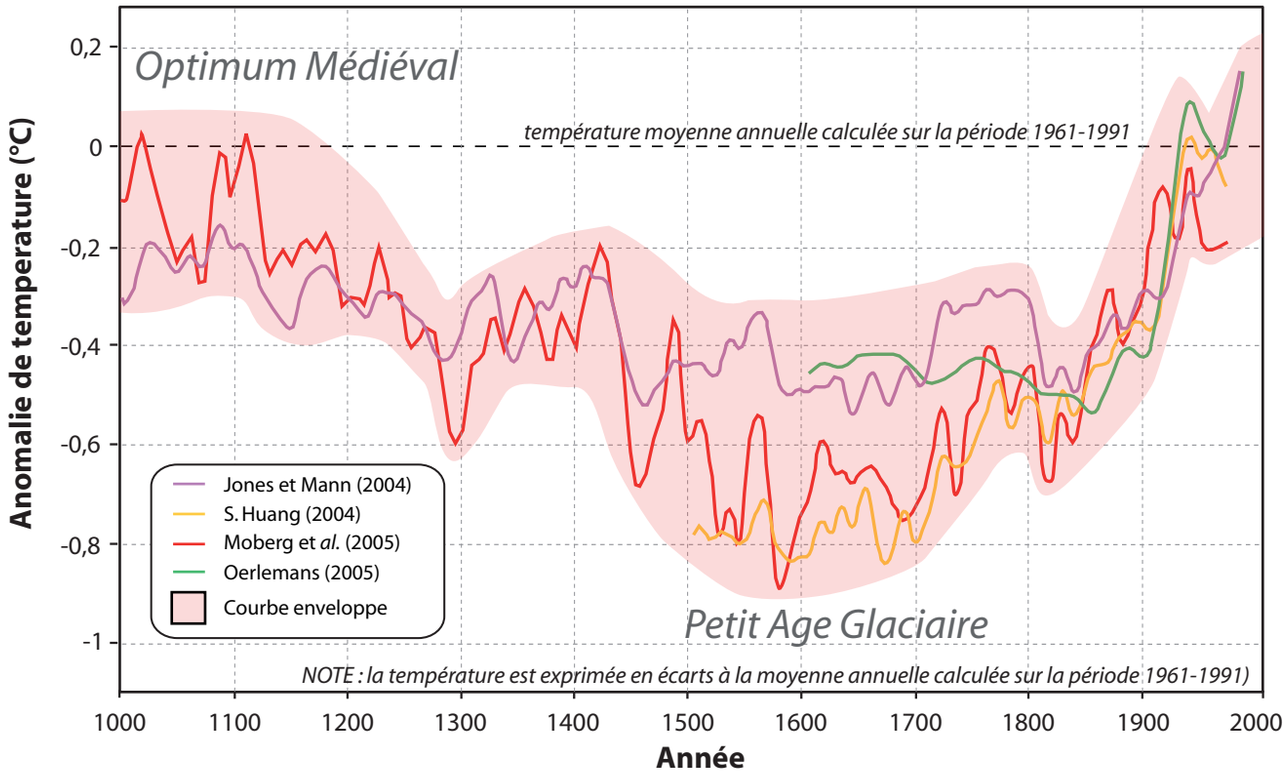



**Figure B1 - Evolution de la température du globe depuis 1000 ans**

et compilées en suivant la même procédure statistique sous peine de produire un « bruit » artificiel. En définitive, la méthode de Moberg *et al.* (2005) est plus robuste que celles proposées jusqu'alors, car elle limite l'interprétation hasardeuse des données. Leur courbe de synthèse (fig. B1) fait apparaître un contraste inédit dans les résultats précédemment proposés. On différencie clairement sur cette courbe la période froide du PAG des périodes chaudes de l'Optimum Médiéval et de la fin du XX$^{ème}$ siècle. Au cœur du PAG, aux XVI$^{ème}$ et XVII$^{ème}$, les températures étaient plus froides de 0,6 à 0,8°C que les normales annuelles (calculées sur la période 1961-1991). Par ailleurs, le travail de Moberg *et al.* (2005) révèle un premier « coup de froid » survenu autour de 1300 qui aurait provoqué la première expansion glaciaire du PAG (Francou et Vincent, 2007).

Oerlemans (2005) propose une approche originale en considérant la géométrie glaciaire, et en particulier la longueur des glaciers, comme un indicateur permettant de reconstituer les variations de la température sur les quatre derniers siècles. À partir des données collectées sur les fluctuations de 169 glaciers répartis sur l'ensemble du globe, la méthode d'Oerlemans (2005) permet de reconstituer la variation de la température en tenant compte de la sensibilité climatique et du temps de réponse de chaque glacier (fig. B1). La courbe proposée affiche des températures de 0,4°C inférieures aux normales annuelles sur la période 1600-1850. Ces températures s'accordent davantage avec celles proposées par Jones et Mann (2004), renforçant ainsi la vision d'une variabilité climatique restreinte sur les derniers siècles. Cependant, l'auteur lui-même met l'accent sur deux nuances importantes : *(1)* la qualité de la courbe avant 1800 doit être considérée avec une extrême prudence étant donné le faible nombre de glaciers dont elle est issue *; (2)* il existe de lourdes incertitudes qui pèsent sur les quantifications de la sensibilité climatique et du temps de réponse des glaciers. L'augmentation rapide de la température depuis le milieu du XIX$^{ème}$ siècle reconstituée par cette méthode confirme néanmoins les résultats antérieurs en utilisant, de surcroît, un indicateur totalement indépendant de ceux couramment utilisés (isotope $_{18}$O, cernes, pollens…).

En définitive, les travaux récents tendent à révéler une variation significative de la température du globe au cours du dernier millénaire. Ainsi, il est possible de délimiter sommairement plusieurs périodes : *(1)* L'amorce de la période froide du PAG au XII$^{ème}$ siècle lorsque la température commence légèrement à décliner *; (2)* La période la plus froide du PAG durant le XVI$^{ème}$ et le XVII$^{ème}$ siècle où les températures atteignent les minimums du dernier millénaire (entre 0,3 et 0,9 °C en dessous des normales annuelles calculées sur la période 1961-1991) *; (3)* la fin du PAG avec une hausse de la température depuis 1700 jusqu'à nos jours. Ce découpage grossier ne doit cependant pas cacher une nuance importante dont la significativité semble être attestée par la superposition des différentes courbes (fig. B1) : les différentes méthodes de reconstitution ont révélé de façon cohérente l'existence de deux « coups de froids » majeurs survenus respectivement vers 1300 et la décennie 1810-1820 (les reconstitutions enregistrent aussi la légère baisse de température postérieure à 1950 attestée par les mesures *in situ*). L'existence de plusieurs minimums de température constitue une information capitale dans le cadre de l'étude de l'ajustement glaciaire au forçage climatique. Elle peut en effet expliquer d'importants décalages temporels constatés dans la fluctuation des fronts glaciaires.

### *Variations climatiques du dernier millénaire en Islande*

À l'échelle de l'Islande, de nombreux travaux ont été menés sur la reconstitution de la variation de la température à partir d'archives historiques (sagas islandaises, annales historiques et cahiers de doléances notamment). Une des méthodes les plus utilisées consiste à reconstituer d'après les textes historiques la durée d'emprisonnement de la côte islandaise par la glace de mer. Cette information a, en effet, souvent été consignée dans des documents officiels locaux en raison de son incidence directe sur l'activité de pêche (Ogilvie, 1981). L'information est généralement synthétisée sous la forme d'un indice (*sea-ice index*) exprimée en nombre de mois par décade pendant lesquels la côte islandaise est affectée par la glace de mer (Koch, 1945 ; Ogilvie, 1984 ; Thoroddsen, 1917). Selon Ogilvie (1984) et Kelly *et al.* (1987), la corrélation entre l'indice de glace de mer et la température est suffisamment forte pour proposer une reconstitution des grandes tendances de la variation de la température en Islande. Les auteurs insistent cependant sur la nécessité de conserver une attitude prudente lors de l'interprétation de ce type de résultats. En synthétisant plusieurs travaux (Bergthórsson, 1969 ; Ogilvie, 1992 ; Ogilvie et Jónsson, 2001), Guðmundsson (2007) propose une courbe simplifiée de l'évolution de la température dans le sud de l'Islande depuis 1 100 ans (fig. B2). Cette courbe, bien que schématique, montre une évolution qui diffère légèrement de celles proposées par les reconstitutions à l'échelle du globe ou de l'hémisphère Nord. La nuance

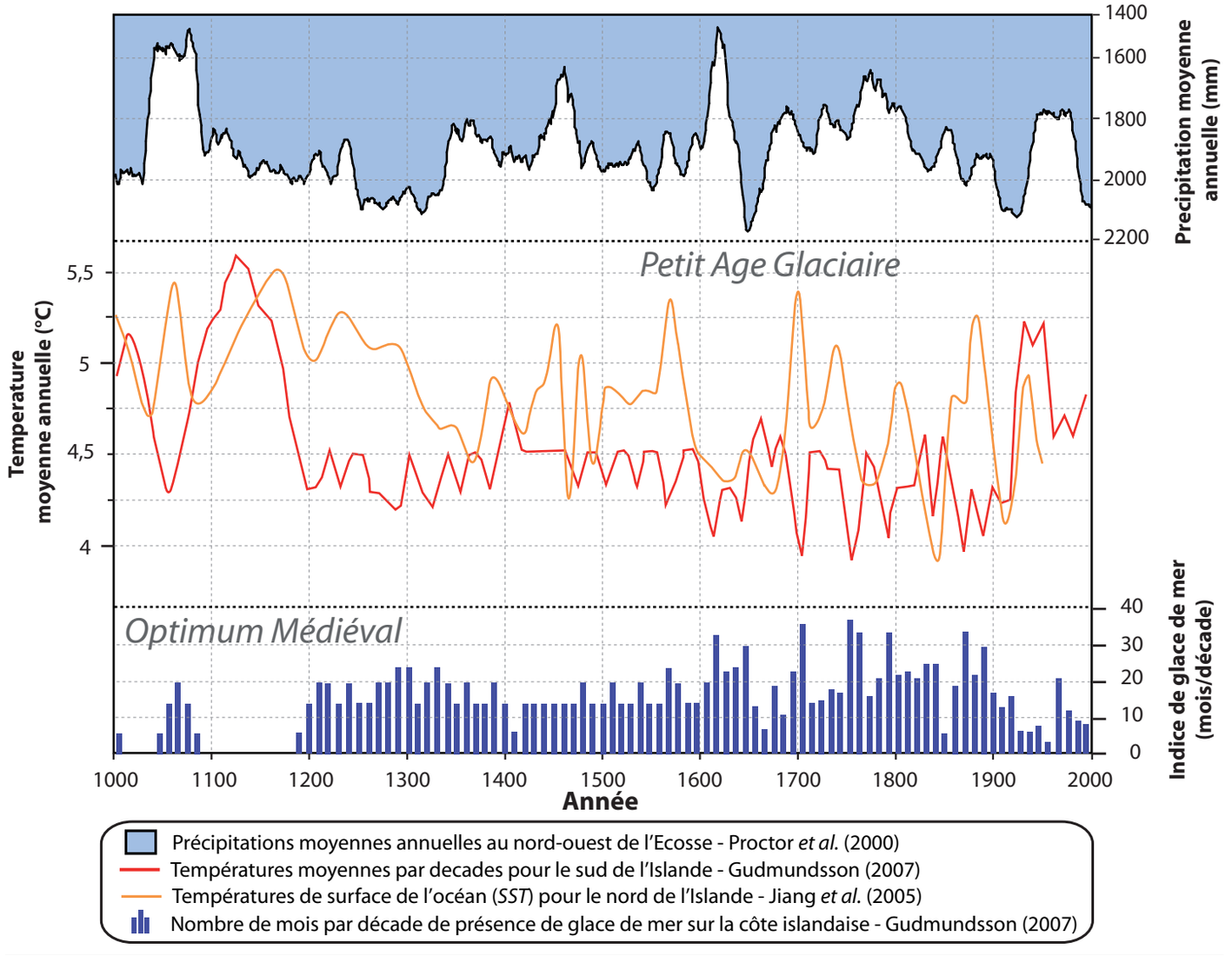



**Figure B2 - Variations climatiques en Islande depuis 1000 ans**

concerne essentiellement la fin du PAG qui serait intervenue plus tardivement en Islande. En effet, le réchauffement au sud de l'Islande ne s'amorce qu'au début du XX$^{ème}$ siècle. Sur cette courbe, le PAG apparaît comme une période froide relativement homogène ayant duré sept siècles (de 1200 à 1900) au cours desquels la température moyenne n'aurait finalement que peu varié (entre 4 et 4,75°C). Cependant, le graphique indiquant la variation de l'indice de glace de mer par décade révèle un contraste net entre les périodes 1200-1600 et 1600-1900. Il semblerait en effet que le cœur du PAG (la période la plus froide) en Islande se situe entre le XVII$^{ème}$ et le XIX$^{ème}$ siècle, c'est-à-dire en léger décalage par rapport à la moyenne mondiale. En outre, cette période ne correspond pas à un froid continu. Il est en effet possible de distinguer plusieurs « coups de froid » intervenus durant les décennies 1700, 1750, 1790, 1870 et 1890. En revanche, le « coup de froid » de 1300 n'apparaît pas distinctement sur cette courbe. Pourtant, de nombreux textes islandais d'époque attestent que la période 1280-1300 a été particulièrement froide (Bergthórsson, 1969). En 1294, l'*Althing* (le Parlement islandais fondé en 930) va jusqu'à imposer une loi interdisant l'exportation de cabillaud séché pour stopper la famine qui décime la population islandaise (Ogilvie, 1984). Il semblerait que le refroidissement brutal autour de 1300 ait bien existé en Islande mais que le « lissage » des données effectué par Gudmunsson (2007) l'ait rendu indécelable.

Des méthodes plus récentes ont aussi été appliquées en Islande. Jiang *et al.* (2005) ont reconstitué la variation de la température de la surface de la mer (*SST*) à partir de la mesure de l'abondance des diatomées dans une carotte marine nord-islandaise (fig. B2). Les résultats de ces chercheurs montrent une variabilité très importante de la température au cours du Petit Âge glaciaire (entre 3,90 et 5,30°C). Selon cette courbe, le cœur du PAG se situe entre 1750 et 1860 avec un minimum de température atteint en 1850 (3,90°C environ). Ces résultats, différents de ceux publiés par Guðmundsson (2007), témoignent des écarts entre le nord et le sud de l'Islande déjà observés par Olgivie (1984) et Grove (2004) concernant les tendances climatiques du XVII$^{ème}$ siècle : « *The cooling trend in the latter part of the seventeenth century, so obvious in the north, is less so in the south; that of the early eighteenth century is more evident in the south than the north* » (Grove, 2004). Plus que la variation latitudinale, la distribution spatiale de la glace de mer peut expliquer les différences climatiques observées entre le nord et le sud de l'Islande. Quand la glace de mer est durablement présente sur la côte nord, l'Islande connaît temporairement un climat plus continental. Alors que les anomalies de température sur la côte sud sont affaiblies (en raison de la proximité de l'océan libre de glace), la variabilité des températures sur la côte nord est renforcée (Hanna *et al.*, 2004 ; Ogilvie et Jónsson, 2001). La confrontation des résultats de Jiang *et al.* (2005) et de Guðmundsson (2007) vient étayer cette explication. En effet, l'extrême variabilité des températures nord-islandaises lors du XVIII$^{ème}$ et du XIX$^{ème}$ siècle est synchrone avec l'intensification de l'englacement de la côte nord (fig. B2).

Le suivi de l'évolution des précipitations constitue une donnée aussi fondamentale que les températures pour appréhender pleinement les tendances des changements climatiques. Cependant, les tentatives de reconstitution à l'aide d'indicateurs de la variation des précipitations au cours du dernier millénaire sont peu nombreuses. Une démarche originale et fructueuse menée par Proctor *et al.* (2000) a néanmoins fourni des résultats précieux dont la résolution temporelle est exceptionnelle. À partir de la mesure de l'épaisseur des anneaux de concrétion de stalagmites écossais, Proctor *et al.* (2000) sont parvenus à reconstituer la variation des précipitations moyennes annuelles depuis 1 100 ans (fig. B2). Selon les auteurs, ces résultats sont représentatifs de la variation des précipitations durant le dernier millénaire dans les régions affectées par l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO). Elle est par conséquent

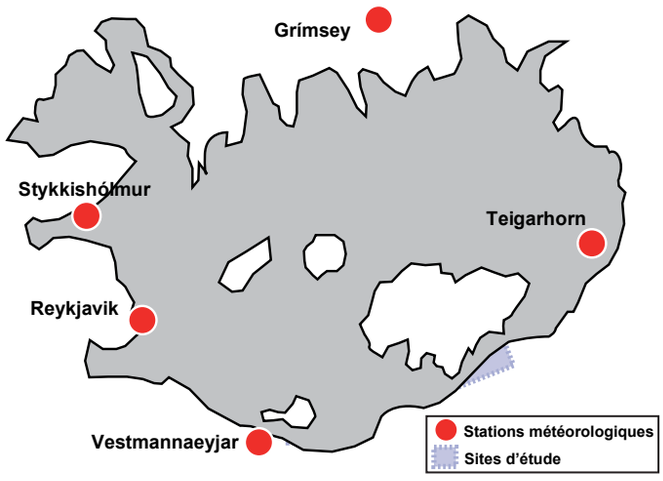
tout à fait applicable à l'Islande dont le climat est considérablement affecté par la NAO. Malgré la qualité de ces données, les analyses statistiques menées par les auteurs n'ont pas révélé de tendances significatives.

### 1.1.3. Le changement climatique récent en Islande : analyse des mesures *in situ*

Située au carrefour d'influences atmosphériques et océaniques variées, l'Islande est une île au climat contrasté qui joue un rôle clé sur les conditions cycloniques de la région nord-atlantique (Wang et Rogers, 2001). C'est d'ailleurs à l'aide des données de pression atmosphérique enregistrées à Stykkishólmur que l'indice d'oscillation nord-atlantique (NAO) est en partie calculé. L'Islande dispose de plusieurs séries centennales de données météorologiques instrumentales issues de stations essentiellement localisées sur le littoral (fig. B3-A). Les espaces situés à l'intérieur des terres ont été équipés plus tardivement.

Des études récentes ont révélé une élévation significative de la température moyenne annuelle des stations météorologiques de Reykjavík, Stykkishólmur et Teigarhorn (Hanna *et al.*, 2004, 2006). L'examen sur l'ensemble de la durée des séries de données suggère une élévation de la température moyenne annuelle de 0,7 à 1,6 °C entre 1873 et 2003 (fig. B3-B). Ce résultat reflète les tendances du réchauffement climatique de l'hémisphère Nord mises en

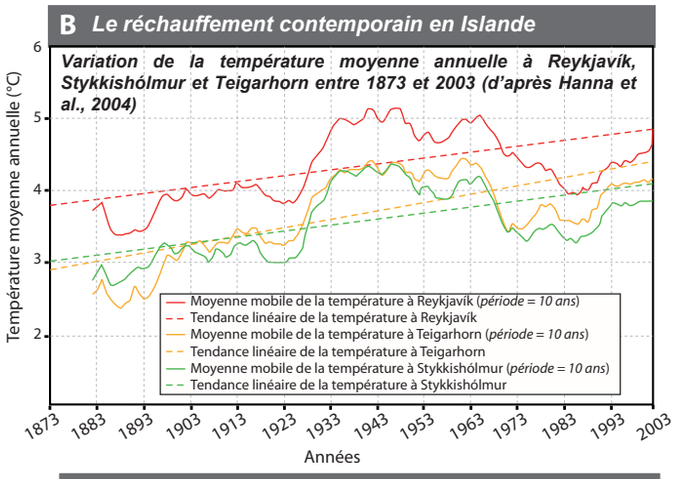
**A** *Localisation des stations météorologiques islandaises*




| | Lat. N | Long. W | Altitude |
|---|---|---|---|
| **Stykkishólmur** | 65°05' | 22°44' | 21 |
| **Reykjavik** | 64°08' | 21°54' | 52 |
| **Vestmannaeyjar** | 63°24' | 20°17' | 118 |
| **Grímsey** | 66°32' | 18°01' | 16 |
| **Teigarhorn** | 64°41' | 14°21' | 21 |

*Note : En Islande, la durée des saisons est établie différemment. Mars est très souvent le mois le plus froid de l'année. Par conséquent, il est toujours intégré à la saison d'hiver. Ainsi le printemps et l'automne islandais ne durent que 2 mois (respectivement avril-mai et octobre-novembre) et l'été et l'hiver durent 4 mois (respectivement de juin à septembre et de décembre à mars).*

**B** *Le réchauffement contemporain en Islande*




**C** *Augmentation ténue des précipitations en Islande*

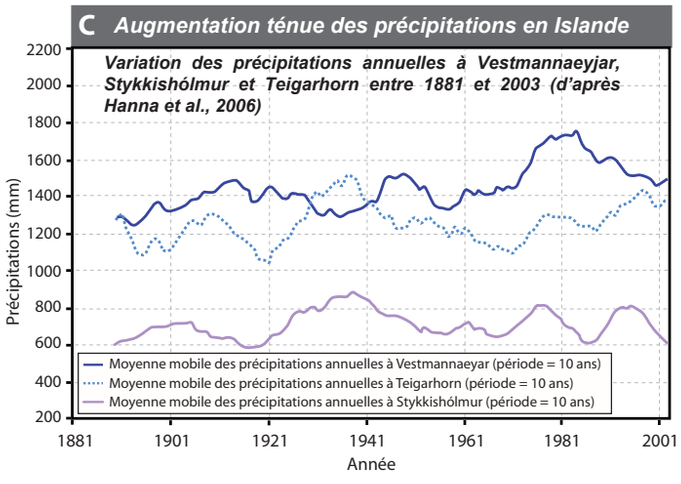



**Figure B3 - Réchauffement contemporain et augmentation des précipitations en Islande**

évidence par ailleurs (GIEC, 2007 ; Houghton *et al.*, 2001). Parallèlement, Hanna *et al.* (2006) ont observé une augmentation ténue des précipitations moyennes annuelles (fig. B3-C).

### *Un réchauffement significatif*

Ces tendances générales doivent cependant être nuancées. L'allure des courbes de température, similaires pour les trois stations considérées, indique clairement l'existence de trois phases de réchauffement et de deux phases de refroidissement : *(1)* un réchauffement relativement lent et entrecoupées de courtes périodes de refroidissement entre 1873 et 1920 ; *(2)* une augmentation rapide de la température moyenne annuelle entre 1920 et 1940 ; *(3)* une légère tendance au refroidissement entre 1940 et 1965 malgré la présence de courtes périodes de réchauffement ; *(4)* un refroidissement rapide sur la période 1965-1985, ; *(5)* un réchauffement relativement rapide depuis 1985.

| | Hiver | Printemps | Été | Automne | Anuelle |
|---|---|---|---|---|---|
| ***1871–2001*** | | | | | |
| Reykjavik | 1,5 | 1 | 0,5 | 0,9 | 0,98 |
| Teigarhorn | 1,4 | 1,9 | 1,4 | 1,3 | 1,48 |
| Grímsey | 1,4 | 0,6 | −0,1 | 0,9 | 0,74 |
| Vestmannaeyjar | 2,1 | 2,3 | 1,1 | 1 | 1,61 |
| ***1901–2000*** | | | | | |
| Reykjavik | 0,4 | 0,4 | 0 | 0,1 | 0,22 |
| Teigarhorn | 0,2 | 0,7 | 0,7 | 0,4 | 0,48 |
| Grímsey | 0,5 | 0,1 | −0,4 | 0,2 | 0,1 |
| Vestmannaeyjar | 1,1 | 1,1 | 0,6 | 0,7 | 0,87 |
| ***1901–1930*** | | | | | |
| Reykjavik | 1,8 | 1,5 | 0,4 | −0,8 | 0,72 |
| Teigarhorn | 1,8 | 1,5 | 1,2 | −0,6 | 0,95 |
| Grímsey | 1,6 | 1 | 0,2 | −0,6 | 0,54 |
| Vestmannaeyjar | 2,3 | 2,2 | 1,3 | −0,1 | 1,41 |
| ***1931–1960*** | | | | | |
| Reykjavik | −0,8 | 0,1 | −0,2 | 0,6 | −0,09 |
| Teigarhorn | 0,1 | 0,4 | −0,7 | 0,9 | 0,19 |
| Grímsey | −0,9 | 0 | −0,5 | 0,5 | −0,22 |
| Vestmannaeyjar | 0,3 | 0,5 | −0,9 | 1 | 0,24 |
| ***1961–1990*** | | | | | |
| Reykjavik | −0,8 | −1,4 | −0,2 | −0,3 | −0,69 |
| Teigarhorn | 0 | −0,2 | 0,6 | −0,2 | 0,05 |
| Grímsey | −0,6 | −1,0 | −0,1 | −0,1 | −0,45 |
| Vestmannaeyjar | 0,1 | 0,5 | 0,8 | 0,2 | 0,41 |

***Les tendances en bleue sont significatives à plus de 90%, les tendances en rouge sont significatives à plus de 99%.***

**Tableau B1 - Tendances de la température (en °C) calculées par station et sur la période indiquée (d'après Hanna *et al.*, 2004)**

Hanna *et al.* (2006) ont testé la significativité des tendances de variation de la température sur les périodes climatiques « standard » (le siècle de 1901 à 2000 est divisé en périodes de 30 années de mesures permettant de calculer les « normales »). Ces tendances sont testées sur la moyenne annuelle et sur les moyennes saisonnières pour chacune des stations (tab. B1). Les résultats indiquent que, sur le long terme (1871-2001), les enregistrements de la plupart des stations islandaises (excepté Grímsey en été) montrent une tendance au réchauffement hautement significative pour toutes les saisons. Il est cependant important de noter que la significativité des tendances calculées sur la période standard de 1901 à 2000 est considérablement plus faible. Ainsi, l'essentiel de la significativité des tendances saisonnières et annuelles calculées sur le long terme semble être apporté par les valeurs des enregistrements antérieurs au XX$^{ème}$ siècle. Ce résultat incite à tempérer le caractère incontestable du réchauffement calculé sur l'ensemble des données.

Néanmoins, l'augmentation de la température durant la première période standard du XX$^{ème}$ siècle (1901-1930) apparaît significative en particulier pour la saison d'hiver. Durant cette période, la présence de glace de mer hivernale autour des côtes islandaises a considérablement diminué provoquant une rétroaction favorisant le réchauffement (Hanna, 1996). Les deux dernières périodes standard du XX$^{ème}$ siècle (1931-1960 et 1961-1990) affichent des tendances peu significatives. Il semblerait néanmoins que la période 1961-1990 soit caractérisée par une diminution des températures, principalement printanières (-1,4°C pour Reykjavik et -1°C pour Grímsey significatif à 90%). Depuis le début des années 1990, la tendance est à nouveau au

réchauffement, mais nous ne disposons pas d'un recul suffisant pour tester sa significativité selon les critères climatologiques de la période standard. Cependant, il est clair qu'en Islande la décennie 1990-2000 n'est absolument pas la période la plus chaude du XX$^{ème}$ siècle. Elle fut plus froide que la décennie 1930-1940 de 0,45°C à Reykjavik, de 0,41°C à Stykkishólmur et de 0,16°C pour Teigarhorn. Il s'agit d'une anomalie par rapport aux moyennes calculées sur l'hémisphère Nord où la fin du XX$^{ème}$ siècle est la période la plus chaude (Box, 2002 ; Houghton *et al.*, 2001).

### *Une augmentation ténue des précipitations*

L'Institut météorologique islandais dispose de trois séries d'enregistrement des précipitations débutant avant 1900 (Stykkishólmur, Vestmannaeyjar et Teigharhorn). L'allure de la courbe d'évolution des précipitations de la station Vestmannaeyjar (fig. B3-C) affiche une légère tendance à la hausse. En revanche, il semble que ce ne soit pas le cas pour les stations de Stykkishólmur et Teigarhorn. Plus précisément, les séries de précipitations de Stykkishólmur et Teigharhorn sont relativement bien corrélées entre elles tandis que les précipitations à Vestmannaeyjar semblent varier d'une façon plus singulière ou décalée. On remarque, par exemple, que la période particulièrement humide de la première moitié du XX$^{ème}$ siècle survient entre 1930 et 1940 pour Stykkishólmur et Teigharhorn tandis qu'elle intervient plus tardivement à Vestmannaeyjar (1942-1950). La représentativité des tendances identifiées pour la station de Vestmannaeyjar apparaît donc relativement limitée.

En comparant la valeur des tendances aux moyennes et écarts-types calculés sur la période 1881-2003, Hanna *et al.* (2004) ont évalué la significativité des tendances des précipitations annuelles et saisonnières pour chacune des trois stations (tab. B2). Les auteurs considèrent une tendance comme significative lorsque sa valeur est supérieure à l'écart-type (selon la loi normale, la tendance est significative à plus de 68,3%). Les trois stations affichent une tendance positive concernant les précipitations annuelles. Mais seule l'augmentation des précipitations à Vestmannaeyjar est considérée comme significative (+307,9 mm sur la période 1881-2003). La hausse des précipitations semble prioritairement s'opérer sur les saisons estivales et printanières (+93,1 mm pour les précipitations de printemps et +122,4 mm pour celles d'été à Vestmannaeyjar). En revanche, les tendances positives hivernales ne sont pas significatives. Par conséquent, l'augmentation des précipitations neigeuses susceptibles de renforcer l'alimentation des glaciers, démontrée par ailleurs (Thomas *et al.*, 2008), ne peut être confirmée en Islande.

| | Hiver | Printemps | Été | Automne | Annuelle |
|---|---|---|---|---|---|
| ***Stykkishólmur*** | | | | | |
| Moyenne (mm) | 218,1 | 138,3 | 122,7 | 220,8 | 699,8 |
| Ecart-type (mm) | 84,3 | 52,1 | 46,6 | 69,8 | 150,9 |
| Tendance (mm) | 20,2 | 50 | 12,2 | −24,5 | 58 |
| ***Vestmannaeyjar*** | | | | | |
| Moyenne (mm) | 419,3 | 312 | 279,6 | 433,1 | 1443,5 |
| Ecart-type (mm) | 89,3 | 86,6 | 95 | 112,2 | 212,4 |
| Tendance (mm) | 49,8 | **93,1** | **122,4** | 42,8 | **307,9** |
| ***Teigarhorn*** | | | | | |
| Moyenne (mm) | 381,1 | 249,3 | 246,2 | 383,8 | 1260,5 |
| Ecart-type (mm) | 120,7 | 100,5 | 104,6 | 111 | 250,6 |
| Tendance (mm) | −2,4 | 15,6 | 56,2 | 31,6 | 101 |

***Les tendances significatives (supérieures à l'écart-type) sont en rouge.***

**Tableau B2 - Précipitations moyennes, écart-types et tendances (en mm) calculées par station et sur la période 1881-2003 (d'après Hanna *et al.*, 2004)**

Sur la période 1881-2003, les températures et les précipitations des stations Teigarhorn et Stykkishólmur sont positivement corrélées. Les corrélations sont relativement faibles mais demeurent significatives (Hanna *et al.*, 2004). Globalement, les périodes chaudes sont plus humides et les précipitations semblent avoir augmenté en réponse au réchauffement climatique du XX$^{ème}$ siècle.

### *Corrélations avec la NAO*

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) est un mode de fonctionnement climatique conditionnant la répartition des masses d'air et la direction des flux atmosphériques dans la région atlantique de l'hémisphère Nord. Son état est caractérisé par l'indice NAO qui se définit comme la différence normalisée entre les hautes pressions subtropicales (mesurées à Lisbonne) et les basses pressions subpolaires (mesurées à Stykkishólmur) pendant l'hiver islandais. En fonction du signe de cette différence, deux configurations typiques sont envisagées : *(1)* la NAO positive (différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande supérieure à la normale) correspond à une configuration qui facilite l'entrée des dépressions et de l'air humide atlantique selon un axe sud-ouest/nord-est favorisant un fort enneigement du nord de l'Europe (Bromwich *et al.*, 2005 ; Flowers *et al.*, 2008) ; *(2)* La NAO négative (différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande inférieure à la normale) limite l'activité des dépressions sur l'Atlantique et dirige les flux atmosphériques humides vers le sud de l'Europe et les régions méditerranéennes. Les masses d'air froides et sèches de l'Arctique envahissent le nord de l'Europe limitant ainsi l'enneigement.

| | Hiver | Printemps | Été | Automne | Annuelle |
|---|---|---|---|---|---|
| ***Reykjavik*** | **-0,18** | **-0,23** | **-0,17** | **-0,26** | **-0,21** |
| ***Grímsey*** | **-0,23** | **-0,17** | -0,06 | **-0,22** | -0,17 |
| ***Teigarhorn*** | 0,09 | -0,03 | **0,25** | -0,04 | 0,07 |

***Les corrélations en bleu sont significatives à plus de 90%, les corrélations en rouge sont significatives à plus de 99%.***

**Tableau B3 - Corrélations entre l'indice NAO et les anomalies de température sur le siècle standard 1901-2000 (d'après Hanna *et al.*, 2004)**

Cependant les corrélations entre les variables climatiques islandaises (températures et précipitations) et l'indice NAO sont faibles et peu significatives (Hanna *et al.*, 2004). Le fait que l'Islande soit localisée à proximité d'un des dipôles de la NAO est probablement un facteur limitant fortement la qualité de la corrélation entre l'indice NAO et les variables climatiques (Hanna *et al.*, 2004). Selon la position de la station en Islande, l'effet de la NAO sur les températures peut être inversé. En effet, les températures de Reykjavik sont négativement corrélées à l'indice NAO (tab. B3) à l'instar des températures de Tasiilaq au Groenland oriental (Box, 2002). En revanche, les températures de Teigarhorn sont positivement corrélées à l'indice NAO comme les stations du Nord de l'Europe (Oslo, Copenhague, Stockholm). Concernant les précipitations annuelles, les coefficients de corrélation avec l'indice NAO sont relativement faibles (0.46, 0.36 et 0.29 respectivement pour Teigarhorn, Vestmannaeyjar et Stykkishólmur). Ces corrélations sont néanmoins significatives ($P<0,05$).

Ainsi, lors de la configuration positive de la NAO, les régions ouest et nord de l'Islande ne semblent pas touchées par la recrudescence de masses d'air chaudes et humides contrairement à la zone sud-ouest de l'île. En revanche, la configuration négative de la NAO favorise l'émergence d'un climat plus froid et sec réparti de façon homogène sur l'ensemble de l'île. La tendance sur le XIX$^{ème}$ et le XX$^{ème}$ siècle est plutôt à une configuration positive de la NAO (fig. B4) impliquant une diversité du signal climatique au sein même de l'Islande.

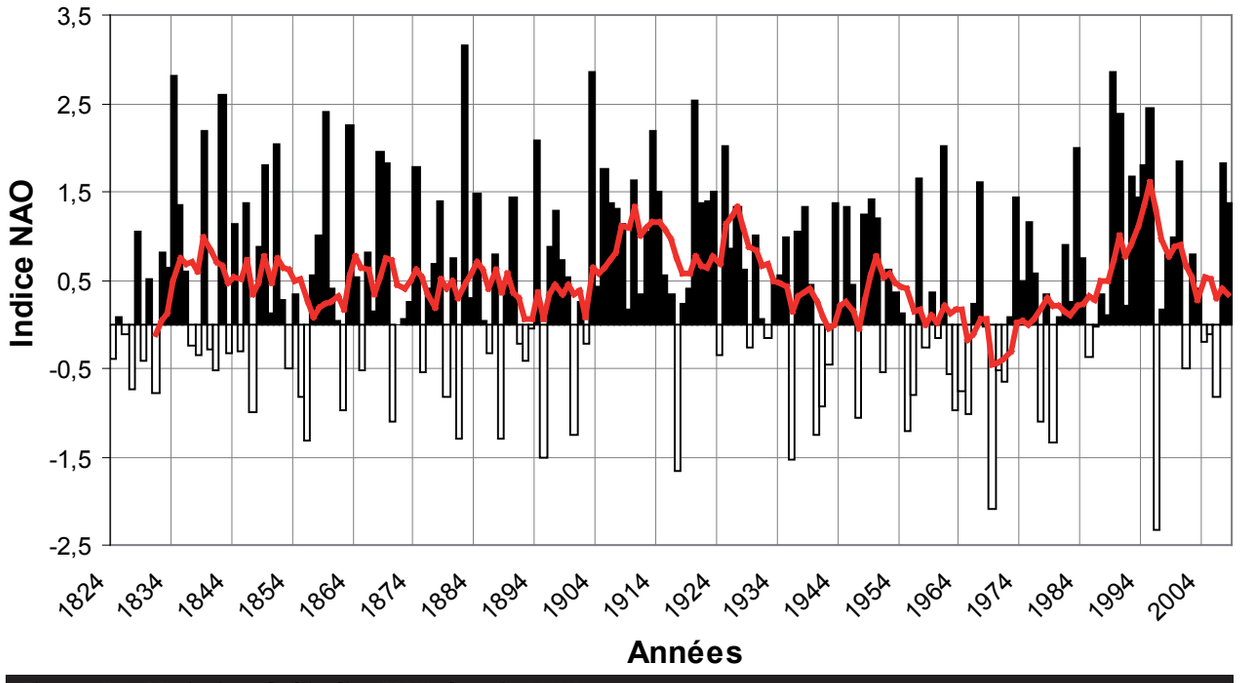



**Figure B4 - Variation de l'indice NAO depuis 1824**

## 1.2. Implications sur la fluctuation des langues glaciaires sud-islandaises

Le glacier est un système ouvert en équilibre dynamique, dont la géométrie s'ajuste en permanence aux fluctuations climatiques. Nous souhaitons rappeler, dans un premier temps, la manière dont le climat interagit avec le système glaciaire en nous appuyant sur les reconstitutions de l'évolution de la géométrie des calottes glaciaires islandaises durant la fin de l'Holocène. À l'aide des données disponibles, nous proposerons ensuite une analyse synthétique de la réponse des glaciers sud-islandais au changement climatique du XX$^{ème}$ siècle.

### 1.2.1. Le contrôle du climat sur le glacier : le bilan de masse

Le climat conditionne la physionomie et la dynamique d'un glacier en modifiant le bilan de masse (*b*). Ce dernier se définit comme la différence entre les apports et les pertes de glace sur une période donnée. Communément, la référence temporelle utilisée est l'année hydrologique. Elle commence au début de la saison dominée par l'accumulation neigeuse et s'achève à la fin de la saison de fonte. En Islande, elle s'étend généralement d'octobre à septembre. Ainsi, le bilan de masse *b* est généralement exprimé sous la forme d'un taux en mètres équivalent eau par an (mee.a$^{-1}$). Fréquemment, cette valeur est rapportée à la superficie du glacier définissant ainsi le bilan de masse spécifique $b_s$ (exprimé en mee.m$^{-2}$.a$^{-1}$).

### *Zone d'accumulation, zone d'ablation et ligne d'équilibre glaciaire (LEG)*

La zone d'accumulation d'un glacier se définit par un bilan de masse positif ($b>0$) sur l'année glaciaire. Il s'agit de la partie haute du glacier où la neige accumulée pendant l'hiver ne fond pas entièrement durant l'été. À l'inverse, la zone d'ablation située sur la partie aval du glacier se définit par un bilan de masse annuel négatif ($b<0$). Sur cette zone, la totalité de la neige accumulée en hiver fond durant le printemps et le début de l'été laissant ainsi la glace exposée aux chaudes températures et aux radiations solaires du reste de l'été. Ces deux zones sont séparées par la Ligne d'Équilibre Glaciaire (LEG) où le bilan de masse annuel est nul ($b=0$). Ainsi le bilan de masse glaciaire est principalement conditionné par les précipitations neigeuses hivernales et les températures estivales (Francou et Vincent, 2007).

### *Gradient de bilan de masse, vélocité et potentiel érosif*

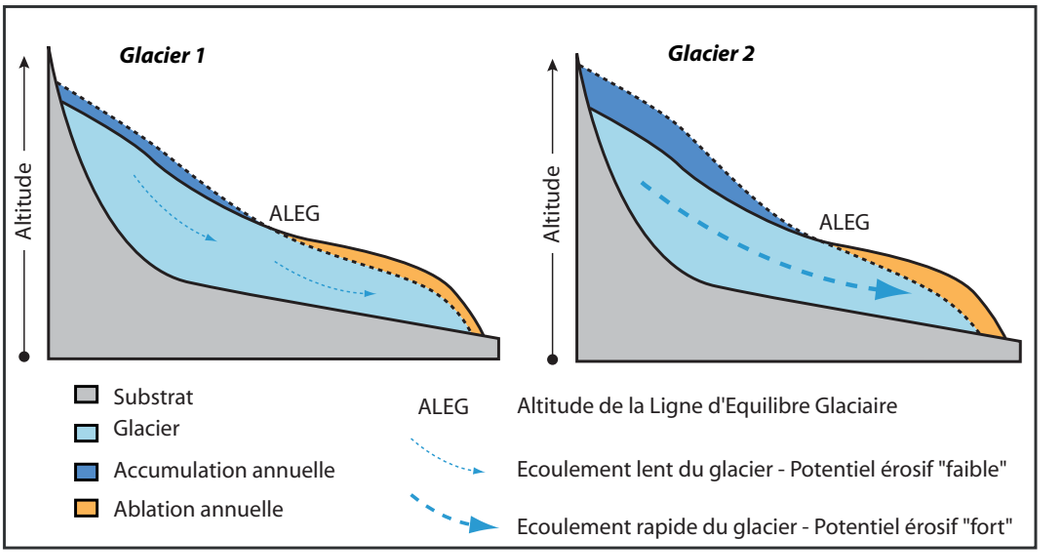
Le bilan de masse glaciaire annuel est habituellement mesuré et calculé par tranches d'altitude (Benn et Evans, 2005). Cet échelonnement spatial de la mesure permet d'observer le gradient altitudinal du bilan de masse. Pour la plupart des glaciers, le bilan de masse annuel augmente avec l'altitude. Le processus explicatif sous-jacent est le forçage orographique des précipitations. Le taux d'accroissement du bilan de masse avec l'altitude définit le gradient de bilan de masse β (il s'agit du coefficient directeur de la fonction affine reliant $b$ à l'altitude). La valeur du gradient de bilan de masse a une incidence directe sur la dynamique glaciaire et conditionne le mode d'ajustement des glaciers au signal climatique. En particulier, il existe un lien étroit entre la vitesse d'écoulement du glacier et la valeur β. Plus cette valeur est élevée, plus l'accumulation sommitale et l'ablation frontale sont volumineuses. Ce déséquilibre fort implique un réajustement rapide de la géométrie du glacier qui s'effectue à travers l'accélération de la vitesse d'écoulement de la glace (fig. B5). À l'inverse, une valeur faible de β est synonyme d'un déséquilibre plutôt faible de la géométrie glaciaire et d'une vitesse lente d'écoulement de la glace (Sugden et John, 1976 ; Kuhn, 1984). De plus, la vélocité du glacier conditionne grandement son potentiel érosif en jouant sur la valeur de la contrainte de cisaillement exercée par la base du glacier sur le substratum (Benn et Evans, 2005). Il est généralement admis que plus la vitesse d'écoulement est rapide, plus le potentiel érosif du glacier est élevé. Bien évidemment, plusieurs variables, et notamment la résistance du substratum et l'alimentation en débris par les parois supraglaciaire, peuvent fortement perturber cette vision idéalisée.

Néanmoins, il est évident qu'une modification des variables climatiques provoque *in fine* un ajustement de la dynamique glaciaire qui altère l'efficacité du transfert de glace et de sédiments vers le front du glacier (Jansson *et al.*, 2003).

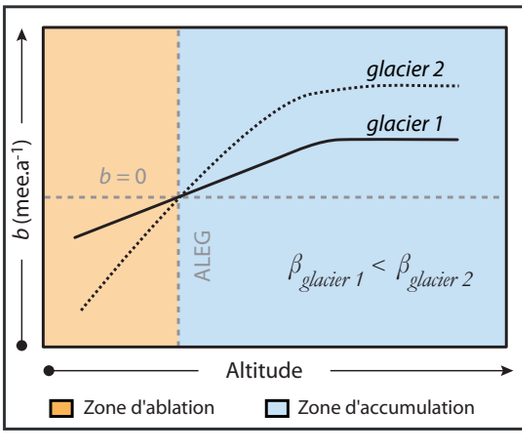
## 1.2.2. PAG, MAXIMUM PAG ET POST-PAG EN ISLANDE : VARIATION DES CALOTTES GLACIAIRES

La tradition littéraire et le goût des Islandais pour la description du paysage ont produit une base documentaire unique au monde sur la fluctuation des glaciers d'Islande. Ce précieux héritage a notamment permis d'effectuer une description générale de l'évolution des calottes islandaises sur le dernier millénaire (Thórarinsson, 1943 ; Bradwell *et al.*, 2006). A cette démarche historique se surimposent des approches scientifiques plus modernes visant soit à reconstituer les différents stades d'extension glaciaire à partir de l'identification et la datation de dépôts morainiques soit, à modéliser de façon empirique la dynamique des calottes à

### *Le bilan de masse (b)*

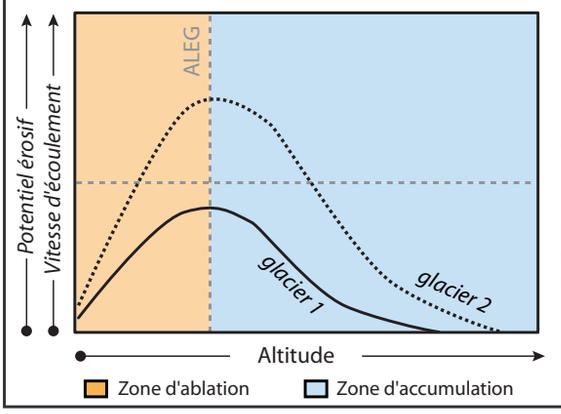



### *Le gradient de bilan de masse ($\beta$)*




***Note :*** Malgré une géométrie semblable, Les volumes d'ablation et d'accumulation de glace sur le glacier 2 sont plus importants que sur le glacier 1. Ainsi, l'augmentation du bilan de masse en fonction de l'altitude est plus forte pour le glacier 2 impliquant une valeur de gradient $\beta$ plus élevée.
Cette différence de valeur de gradient de bilan de masse a des conséquences directes sur les vitesses d'écoulement et sur le potentiel érosif du glacier. Plus $\beta$ est fort, plus l'écoulement du glacier est rapide et plus le potentiel érosif du glacier est important (Sugden et Jones, 1976 ; Eyles, 1983 ; Cossart, 2005).

### *Implications sur la vitesse d'écoulement et le potentiel érosif - Modèle de Clarke*




***Note :*** Pour un glacier ayant un profil transversal constant, la vitesse d'écoulement glaciaire a tendance a augmenter depuis la tête du bassin versant glaciaire vers la LEG. Le maximum est atteint au niveau de l'ALEG. La vélocité diminue ensuite progressivement vers le front du glacier. Etant donné que le potentiel érosif et la vélocité sont linéairement et positivement corrélés, l'érosion glaciaire en fonction de l'altitude suit le même profil.
Il s'agit là d'une vision modélisée (Clarke, 1987). Des ruptures dans le profil en long sous-glaciaire et des variations dans le profil transversal modifient profondément la variation altitudinale de la vélocité et du potentiel érosif d'un glacier.

**Figure B5 - Gradient de bilan de masse, vélocité et potentiel érosif d'un glacier**

partir d'enregistrements paléoclimatiques comme les carottes de glace et les archives sédimentaires (Flowers *et al.*, 2005, 2008). Dans les deux cas, l'analyse des résultats confirme que la péjoration climatique du PAG a entraîné un ajustement de la géométrie des calottes islandaises.

### *La croissance des calottes glaciaires islandaises durant le PAG*

Les modèles reconstituant l'évolution de la géométrie des calottes glaciaires islandaises du Vatnajökull et du Langjökull durant la fin de l'Holocène montrent un accroissement significatif du volume de glace durant la période du PAG (Sigurðsson, 2005 ; Flowers *et al.*, 2005, 2008). Cet ajustement glaciaire au refroidissement du PAG est particulièrement visible pour la calotte du Vatnajökull dont le volume, selon les modèles de reconstitution (Flowers *et al.,* 2005), a considérablement augmenté entre le XVII$^{ème}$ et le début du XIX$^{ème}$ siècle (fig. B6). En revanche, l'accumulation de glace sur la calotte du Langjökull au cours du PAG est moins évidente, en raison notamment de l'absence de données entre 1600 et 1700 (Flowers *et al.,* 2008). Bien que ces études soient entachées de larges marges d'incertitude inhérentes à l'approche de modélisation paléoglaciologique, l'augmentation générale du volume de glace et l'avancée des émissaires au cours du PAG restent indéniables.

### *Les incertitudes du maximum PAG glaciaire en Islande*

Depuis quelques années, la question de la datation de l'extension maximum des langues glaciaires islandaises au PAG est très discutée. Pourtant, les premiers travaux sur les marges proglaciaires du sud-est de l'Islande suggéraient, de façon consensuelle, un maximum PAG glaciaire survenant à la fin du XIX$^{ème}$ siècle (Ives, 1956 ; Jacksch, 1970, 1975 ; Gordon et Sharp, 1983 ; Sharp, 1984 ; Sharp et Dugmore, 1985 ; Thompson et Jones, 1986 ; Thompson, 1988 ; Guðmundsson, 1997, 1998 ; Evans *et al.*, 1999 ; Dabski, 2002). Il est vrai que l'édification des moraines les plus éloignées du front des langues du Vatnajökull (les *outermost moraines* marquant le maximum d'extension glaciaire) est généralement attribuée aux avancées glaciaires intervenant entre 1850 et 1900. Ponctuellement, des cordons morainiques antérieurs au PAG ont néanmoins été conservés (Thórarinsson, 1956 ; Evans *et al.*, 1999 ; Bradwell, 2004). Ces rares moraines sont situées immédiatement à l'aval des cordons du maximum PAG. Plus exactement, le versant distal des moraines du maximum PAG repose sur le versant proximal des moraines antérieures suggérant une extension maximum holocène des calottes islandaises quasi équivalente à celle du maximum PAG. Ainsi, l'idée d'un maximum PAG glaciaire synchrone centré sur la fin du XIX$^{ème}$ siècle a longtemps été admise en Islande.

Cependant, les études récentes tendent à remettre en cause cette idée. En aval de l'Eyjafjallajökull dans le sud de l'Islande, les cordons morainiques marquant l'extension glaciaire maximale ont été édifiés au milieu du XVIII$^{ème}$ siècle (Kirkbride et Dugmore, 2001). La présence de téphras a permis de circonscrire l'avancée maximale de la langue du Gigjökull à la période 1727-1755. Sur la base d'analyses téphrostratigraphiques et lichénométriques, les moraines du Tungnakvislajökull (un émissaire du Mýrdalsjökull) ont été datées du début du XIX$^{ème}$ siècle (Casely et Dugmore, 2004). Concernant la calotte du Vatnajökull, Guðmundsson (1998) a identifié dans les moraines du Svínafellsjökull, du Virkisjökull et du Kviárjökull des téphras antérieurs à la période 1700-1900. Ces lambeaux de moraines auraient été édifiés au XIII$^{ème}$ siècle. Notons que cette avancée glaciaire coïncide avec le premier « coup de froid » du PAG (*cf.* 1.1.2). Il faut préciser que la moraine du Svínafellsjökull est une entité composite. Deux autres épisodes d'avancée glaciaire auraient ainsi contribué à son façonnement : *(1)* une avancée glaciaire ancienne, il y a environ 2 000 ans ; *(2)* une avancée plus récente datant

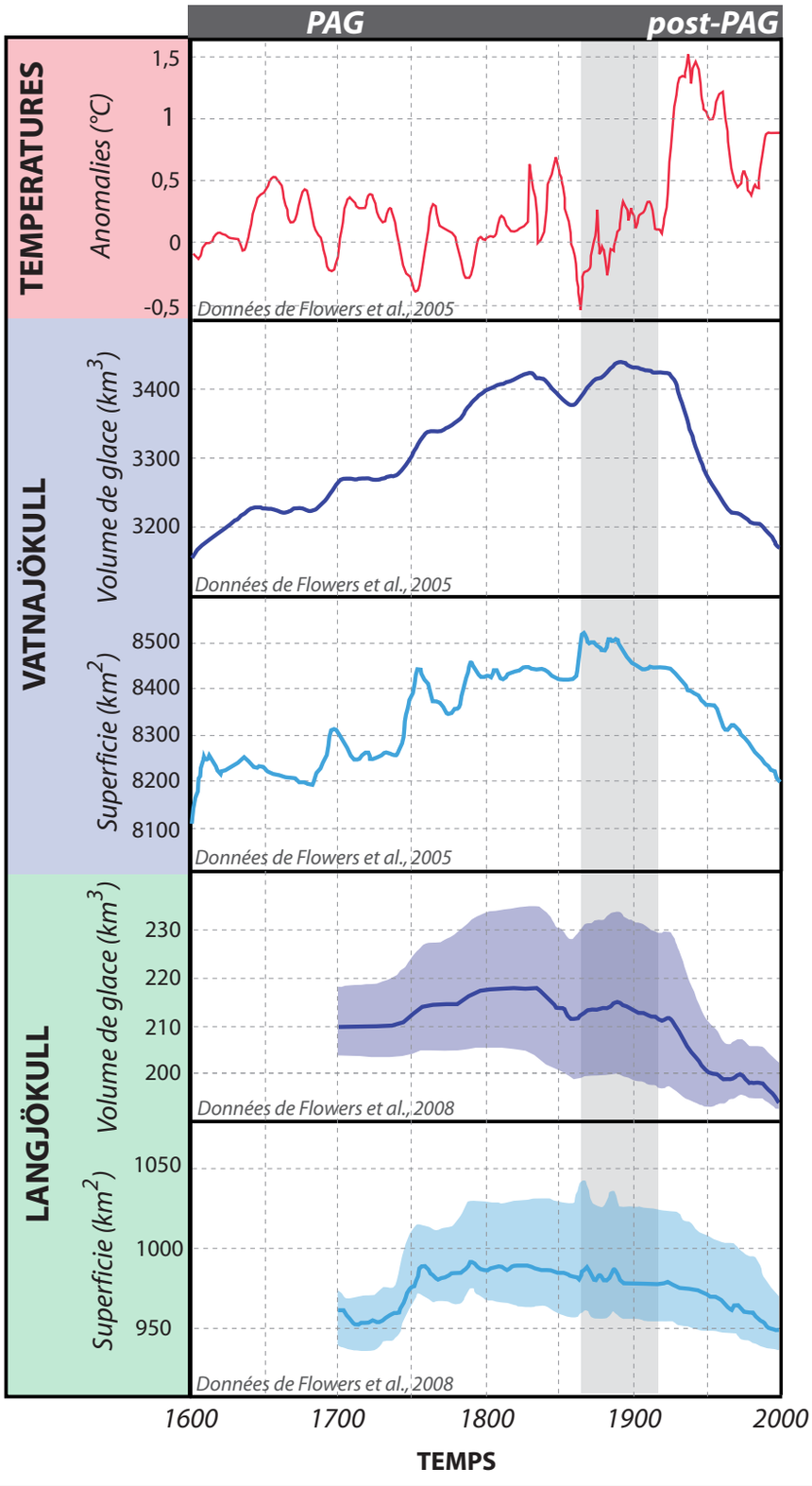



**Figure B6 - Variations PAG et post-PAG du volume des calottes islandaises**

du début du XVIII$^{ème}$ siècle (Thórarinsson, 1956 ; Guðmundsson, 1998 ; Bradwell *et al.*, 2006). Evans et Twigg (2002) ont montré que la position du front du Breiðamerjökull a oscillé autour de sa position maximale tout au long du XIX$^{ème}$ siècle. Selon la méthode lichénométique utilisant la distribution des tailles de thalles, Bradwell (2004) et Bradwell *et al.* (2006) datent respectivement l'extension maximale du Fjallsjökull et du Lambatungnajökull (deux émissaires du Vatnajökull) aux alentours de 1780.

D'une manière générale, l'image du calendrier du maximum PAG glaciaire en Islande s'est considérablement compliquée, soulevant ainsi de nombreuses questions concernant le caractère asynchrone des réponses glaciaires, l'incidence de l'activité volcanique sous-glaciaire sur la dynamique des émissaires (Bradwell *et al.*, 2006) et la robustesse des méthodes de datation et plus particulièrement de la lichénométrie (Kirkbride, 2001, 2009).

### *La déglaciation : l'ajustement dominant au changement climatique contemporain*

À l'échelle du globe, l'élévation de la température et la trop faible augmentation des précipitations depuis la fin du PAG ont majoritairement provoqué un amaigrissement des masses glaciaires des deux hémisphères (Duyrgerov et Meier, 1997 ; Barry, 2006). Il est vrai que peu de glaciers à travers le monde font l'objet d'un suivi du bilan de masse (Jansson *et al.*, 2003 ; Haeberli *et al.*, 2009). Néanmoins, la communauté scientifique admet la représentativité des mesures de bilans de masse majoritairement négatifs fournis annuellement par le *World Glacier Monitoring*. Le mode d'ajustement dominant au changement climatique contemporain est résolument l'amincissement de l'épaisseur de glace et la diminution de la longueur des glaciers. Les calottes islandaises du Vatnajökull et du Langjökull ne dérogent pas à la règle, le XX$^{ème}$ siècle est marqué par une diminution nette des volumes de glace et de la superficie des calottes (fig. B6). Cependant, les modélisations déterministes de la dynamique glaciaire menée à l'échelle des calottes du Vatnajökull et du Langjökull (Flowers *et al.*, 2005, 2008) masquent un ajustement glaciologique complexe à l'échelle des langues glaciaires. L'hétérogénéité du comportement des émissaires à l'échelle régionale est en partie responsable du caractère asynchrone du maximum PAG glaciaire.

## 1.2.3. La fluctuation des fronts glaciaires sud-islandais au XX$^{ème}$ siècle : synthèse des données disponibles

L'Islande possède une base de données précieuse concernant la fluctuation récente des fronts glaciaires islandais. En effet, depuis 1930, de nombreuses langues glaciaires ont fait l'objet d'une mesure annuelle de la position de leur front (Sigurðsson, 1998). Chaque année, la position des fronts des glaciers mesurés est publiée dans la revue *Jökull* de la Société Glaciologique d'Islande (*Iceland Glaciological Society*). En compilant les fluctuations annuelles des glaciers retenus pour notre étude, il est possible d'établir un modèle de l'évolution du front des langues glaciaires depuis 1930. Le même type de modélisation est appliqué aux données de températures estivales (moyenne des mois de juin à septembre) de Stykkisholmur et Teigarhorn. Le meilleur modèle décrivant ces trois séries de données est un polynôme de degré 3 (fig. B7). Cette modélisation permet d'observer trois périodes bien distinctes (Sigurðsson, 2005) : *(1)* entre 1930 et 1970, les glaciers ont globalement tendance à reculer. Cependant, ce recul annuel des fronts a tendance à ralentir en conformité avec le net refroidissement des températures estivales ; *(2)* durant les deux décennies de la période 1970-1990, les températures estivales sont restées suffisamment froides pour limiter l'ablation. À tel point que les avancées glaciaires deviennent l'ajustement dominant

des fronts glaciaires. Notons que cette période de réavancée n'est pas propre à l'Islande. Elle a été observée ailleurs dans le monde et notamment dans les Alpes. Elle serait en partie provoquée par une diminution de l'indice NAO signalant un climat plus froid (Kirkbride, 2002) ; *(3)* Depuis 1990, les températures estivales se réchauffent favorisant la fonte. Le recul des fronts glaciaires redevient l'ajustement dominant. Il faut noter que le recul annuel semble augmenter rapidement, suggérant peut-être un déséquilibre important entre la géométrie des glaciers et le climat islandais actuel ce qui aurait tendance à accélérer les vitesses de réajustement glaciaire (fig. B7).

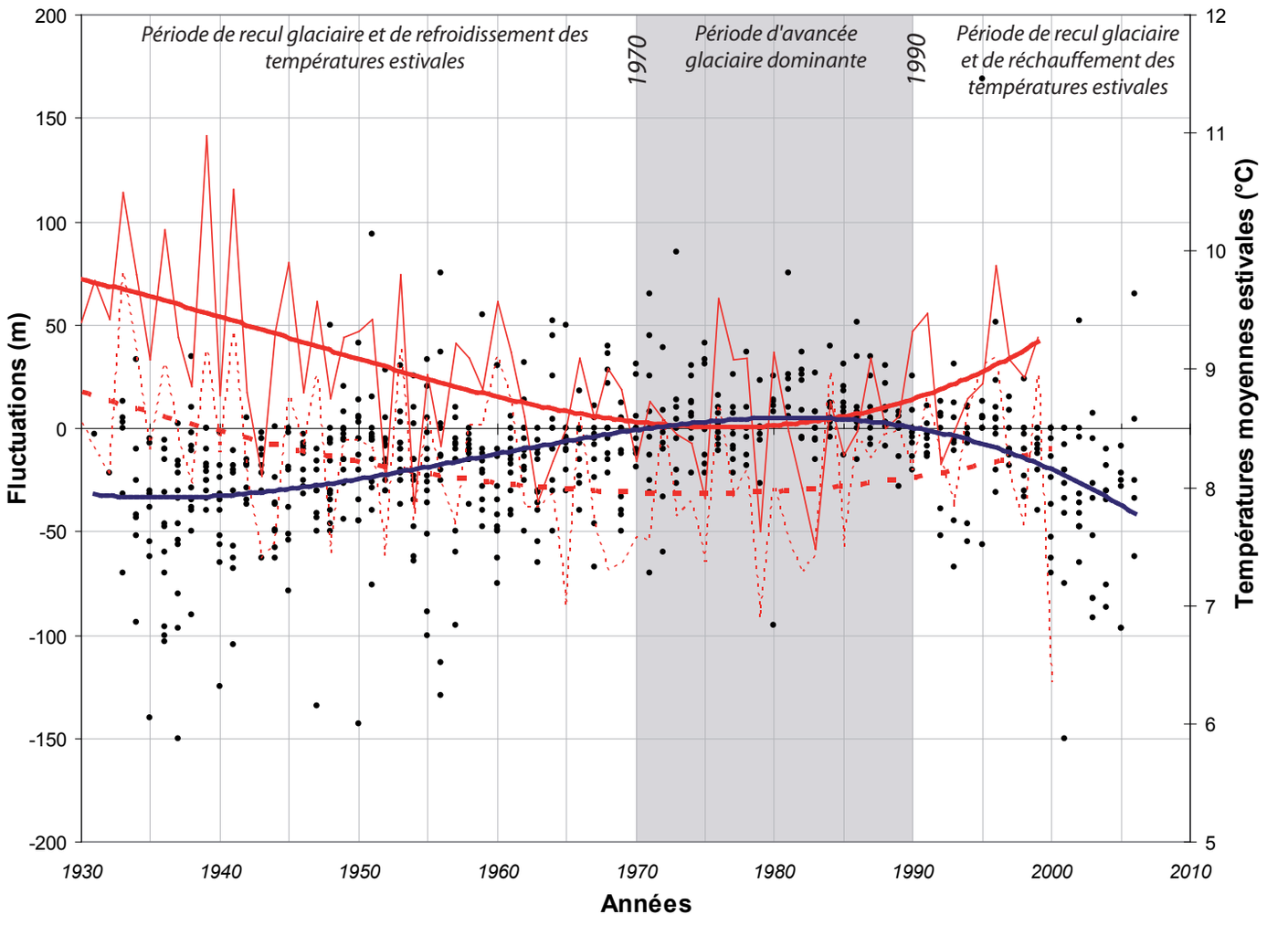



**Figure B7 - Fluctuations annuelles des glaciers étudiés et moyennes des températures estivales** ***(à Stykkisholmur et Teigarhorn)***

### 1.2.4. L'hétérogénéité de la réponse glaciaire : le jeu de la complexité

Bien qu'elles soient issues d'une seule et même calotte, les langues glaciaires ne répondent pas nécessairement selon le même mode et le même rythme à la commande climatique. D'autres facteurs que la commande climatique, internes ou externes au système glaciaire, contrôlent l'intensité d'ablation, la fourniture en glace et la vitesse d'écoulement glaciaire.

En raison de la logique complexe de mise en mouvement du système glaciaire (glissement basal, déformation de la masse de glace et échange de matière et d'énergie avec le système atmosphérique), le front du glacier répond en différé aux variations de bilan de masse (Haeberli et Hoelzle, 1995). En effet, la glace accumulée dans la zone amont s'écoule progressivement vers l'aval et met un certain temps pour atteindre le front du glacier (Bennett et Glasser, 1996). Par conséquent, la taille des appareils glaciaires et la vitesse d'écoulement (donc, grossièrement, la pente sous-glaciaire et le gradient de bilan de masse) sont deux paramètres fondamentaux pour évaluer la réactivité des fronts vis-à-vis des modifications du bilan de masse. D'ailleurs, en Islande comme ailleurs, les fronts des glaciers de petite taille et à pente forte ont tendance à réagir rapidement aux fluctuations climatiques (Kirkbride, 2009 ; Xu *et al.*, 2010). Cependant, l'efficacité du transport de la glace vers l'aval peut être localement perturbée par les irrégularités du lit glaciaire. Par exemple, la présence de zones d'écoulement compressif, liées à la diminution de la pente sous-glaciaire, entraîne une discontinuité dans le transit de glace vers l'aval et, *in fine*, un décalage dans la réponse du front (Sugden et John, 1976 ; Bennett et Glasser, 1996). Ainsi, la pente longitudinale et la topographie sous-glaciaire exercent un contrôle considérable sur le débit de glace et peuvent expliquer d'importants décalages dans la réponse des fronts glaciaires. Cependant, les données sur la topographie sous-glaciaire sont quasiment inexistantes et la collecte de ce type d'information est extrêmement onéreuse. Plus généralement, les différences observées dans l'orientation des zones d'accumulation et d'ablation ainsi que la largeur des goulets d'alimentation (l'interface entre la calotte et la langue glaciaire qui conditionne l'alimentation en glace de l'émissaire de vallée) sont susceptibles d'expliquer en partie la variabilité des réponses des fronts de glaciers voisins. D'autre part, l'oscillation de l'ALEG autour d'une position de chute de sérac et la présence de lacs de surcreusement marginaux sont en mesure d'accélérer ou de différer la réponse des fronts glaciaires (Kirkbride, 2009). Il faut noter aussi que le volcanisme sous-glaciaire et la géothermie active en Islande peuvent largement compliquer la réponse des glaciers au signal climatique.

De manière plus synthétique, deux indicateurs sont communément calculés et utilisés pour expliquer la variabilité des réponses glaciaires à une même perturbation du signal climatique : il s'agit de la sensibilité au changement climatique ($C$) et du temps de réponse des glaciers ($T_r$) (Klok et Oerlemans, 2003 ; Oerlemans, 2005 ; Xu *et al.*, 2010). Ces deux grandeurs rendent compte de deux processus différents. Le facteur $C$ relie la fluctuation du front d'un glacier à un changement de l'ALEG (quantification de la modification de la géométrie glaciaire à une perturbation climatique) tandis que $T_r$ quantifie le délai de répercussion d'une modification du bilan de masse sur la longueur du glacier. Ces deux paramètres sont évidemment dépendants de la dynamique glaciaire, évaluée notamment à travers le gradient de bilan de masse (β). Cependant, Oerlemans (2008) a démontré que la sensibilité et le temps de réponse des glaciers étaient également fortement influencés par la géométrie des appareils glaciaires (pente, largeur, épaisseur).

Ainsi, l'absence d'un synchronisme clair de l'extension maximum durant le PAG des glaciers sud-islandais n'est certainement pas due à des différences d'ordre climatique entre les

sites (Kirkbride, 2009). Il est plus vraisemblablement le fruit de l'hétérogénéité des temps de réponse et des sensibilités au changement climatique, même entre émissaires voisins (Oerlemans, 2008 ; Chenet *et al.*, 2010).

# CHAPITRE 2 - IMPLICATIONS POUR LE SYSTÈME FLUVIAL PROGLACIAIRE

Le recul post-PAG des langues glaciaires islandaises modifie les conditions du transfert hydrosédimentaire entre les glaciers et les plaines fluvioglaciaires. Après une présentation des spécificités du système fluvial en position proglaciaire, nous proposons dans ce chapitre une synthèse bibliographique sur les conséquences de la déglaciation sur les débits liquides et solides et sur l'ajustement géomorphologique des sandurs aux fluctuations des fronts glaciaires.

## 2.1. SPÉCIFICITÉS DU SYSTÈME FLUVIAL PROGLACIAIRE

Comme dans tout système fluvial, la morphologie des cours d'eau proglaciaires s'ajuste en permanence aux variations de débit liquide ($Q_l$) et solide ($Q_s$). Cependant, la proximité du glacier induit une alimentation hydrosédimentaire originale du système fluvial et favorise le déclenchement fréquent d'événements hydrologiques catastrophiques liés notamment à l'abondance des retenues lacustres et la rupture de barrages de glace. Ces spécificités privilégient la mise en place d'un style fluvial de tressage très dynamique. Dans cette partie, nous souhaitons tout d'abord rappeler ce qui fait l'originalité de ces apports hydrosédimentaires avant d'examiner la morphologie fluviale des sandurs.

### 2.1.1. CYCLES ANNUEL ET JOURNALIER DU DÉBIT LIQUIDE : LA LOGIQUE ÉNERGÉTIQUE

La présence d'un glacier dans la zone amont d'un bassin versant exerce une influence considérable sur l'hydrologie proglaciaire. Le glacier joue le rôle d'un réservoir d'eau dont les processus de stockage et de déstockage dépendent de la logique énergétique du bilan radiatif (Röthlisberger et Lang, 1987 ; Chen et Ohmura, 1990 ; Jansson *et al.*, 2003 ; Hock, 2005). Lorsque les conditions de radiation solaire sont suffisantes pour activer la fonte, le glacier contribue massivement à l'alimentation en eau de la rivière proglaciaire. Dans le cas contraire, le glacier stocke l'eau sous forme de glace. Étant donné la très bonne corrélation existant entre les radiations solaires et la température de l'air, cette dernière est souvent préférée lors de l'élaboration des modèles de fonte (Hock, 2003 ; Francou et Vincent, 2007).

Ainsi, le débit proglaciaire est indirectement relié à la température et varie de façon cyclique à l'échelle journalière et annuelle en raison des alternances jour/nuit et de la succession des saisons (fig. B8). Notons cependant que le passage d'épisodes pluvieux engendre des irrégularités dans l'aspect cyclique du débit proglaciaire diurne (Hannah *et al.*, 2000).

### *Le cycle annuel du débit de base*

Le débit de base proglaciaire présente une forte variation annuelle liée aux fluctuations saisonnières des radiations solaires, des températures et de l'intensité de l'ablation glaciaire. Concernant les glaciers de moyennes et hautes latitudes, les débits proglaciaires sont excessivement bas pendant la saison d'hiver lorsque la superficie de la zone d'ablation du glacier est au minimum (fig. B8). La première crue printanière (*spring event*), associée à la reconnexion du réseau de drainage intra-glaciaire et sous-glaciaire, annonce la saison de fonte (Röthlisberger et Lang, 1987). Les débits les plus forts apparaissent au cœur de l'été lorsque la fonte est maximale. À la fin de l'été, le débit proglaciaire décline avec l'épuisement des stocks d'eau intra-glaciaire et sous-glaciaire. Enfin, au début de l'automne, les écoulements baissent rapidement pour se stabiliser au niveau des faibles débits de la saison froide.

### *Le cycle journalier du débit*

En raison de sa dépendance vis-à-vis des fluctuations des températures, le schéma de l'évolution journalière du débit liquide proglaciaire comprend deux étapes (fig. B8) : *(1)* une première étape d'augmentation du débit durant la première partie de la journée lorsque les radiations et la température de l'air sont en phase ascendante ; *(2)* une seconde étape de décroissance lorsque les radiations solaires s'affaiblissent et que la température se refroidit (Jansson *et al.*, 2003). Ce cycle journalier se surimpose au débit de base dont la valeur varie peu d'un jour à l'autre. L'alimentation du débit de base provient de sources diverses comme l'eau de fonte sous-glaciaire, la nappe phréatique et les stocks d'eau piégée dans les cavités (Röthlisberger et Lang, 1987) dont la valeur des apports est indépendante (à l'échelle journalière) des conditions de température. En revanche, l'alimentation responsable des oscillations journalières provient de la fonte supraglaciaire et frontale de la zone d'ablation. L'eau de fonte produite par ce biais rejoint rapidement le système fluvial proglaciaire. Ainsi, le pic de débit journalier intervient généralement quelques heures après l'intensité maximale de fonte du jour (Benn et Evans, 2005).

Il faut noter que, en raison de la position relativement haute en latitude et la faible variation journalière des radiations solaires, les cycles diurnes des débits des rivières proglaciaires subarctiques connaissent une amplitude plus faible que leurs homologues alpins (Gurnell *et al.*, 1994).

### *L'effet saisonnier sur l'amplitude journalière des débits*

Il faut noter que l'intensification de la fonte au cours de l'été a une incidence progressive sur le cycle journalier des écoulements (Röthlisberger et Lang, 1987). En effet, l'augmentation globale du débit durant la saison de fonte s'accompagne généralement d'un accroissement de l'amplitude de la variation journalière du débit proglaciaire (courbes h1 et h2, fig. B8).

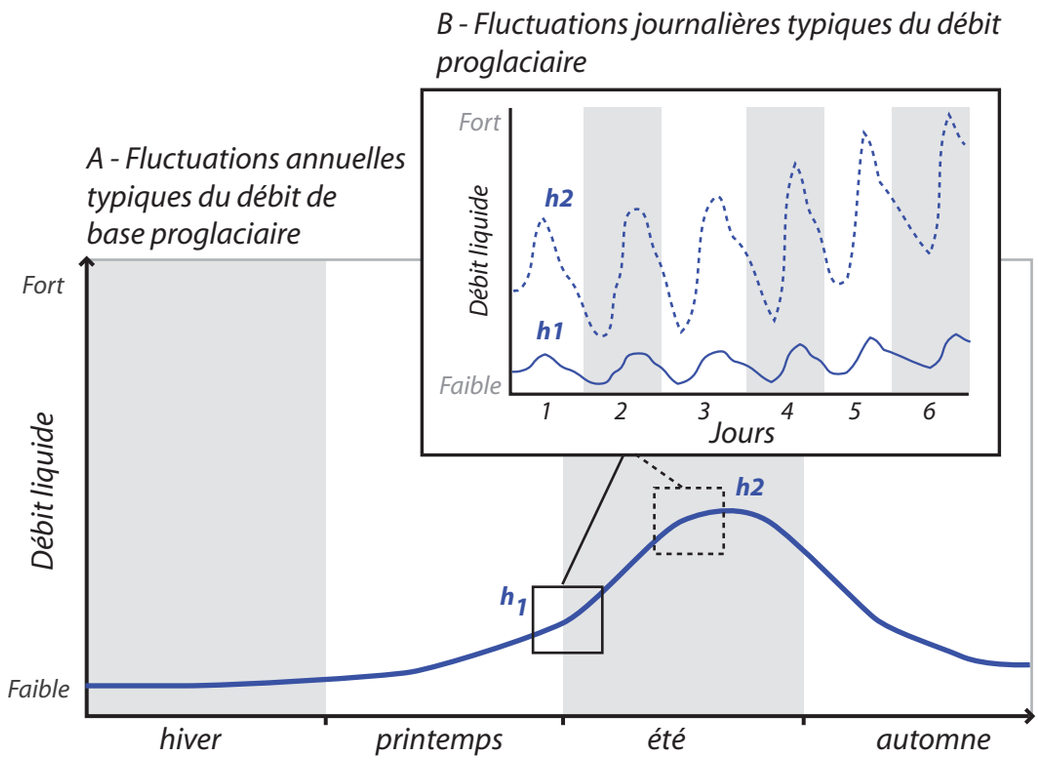



**Figure B8 - Cycles annuel et journalier du débit liquide proglaciaire**

## 2.1.2. La charge sédimentaire fluvioglaciaire

Les rivières proglaciaires transportent une quantité considérable de matériel sédimentaire en solution, en suspension et par charriage. Ainsi, elles contribuent largement à transformer le paysage proglaciaire (Benn et Evans, 2005). Cependant, la quantité de matériel charrié et l'efficacité du transport sédimentaire fluvioglaciaire demeurent fortement dépendantes de la production de débris par le système glaciaire et des éventuelles discontinuités (cônes alluviaux, endiguements…) segmentant le continuum fluvioglaciaire (Gurnell, 1995, 1996).

### *Abondance et dominance des apports sédimentaires glacigéniques*

Sur la base de l'analyse de données synthétiques sur le transport solide de cours d'eau en Alaska, Lawson (1993) conclut que la charge sédimentaire des rivières proglaciaires est en moyenne 10 à 20 fois plus importante que pour les rivières dont les bassins versants sont déglacés. De la même manière que pour les débits liquides, le système glaciaire joue un rôle déterminant dans l'abondance du stock sédimentaire marginal et les fortes valeurs de débits solides mesurées en contexte fluvioglaciaire. En adoptant une approche énergétique du travail géomorphologique et du bilan sédimentaire, Warburton (1990, 1993) a démontré la domination des apports glacigéniques dans la cascade sédimentaire proglaciaire. Il relève, par ailleurs, l'importance du remaniement du stock fluvioglaciaire au sein même du sandur actif et la faiblesse des apports de versant en termes de volume.

Néanmoins, la quantité de sédiments glacigéniques mobilisables par les cours d'eau proglaciaires est évidement tributaire de l'efficacité de l'érosion glaciaire. Cette dernière est elle-même dépendante de facteurs internes et externes au système glaciaire comme

le régime thermique du glacier (base chaude ou base froide), la dureté du substrat sous-glaciaire et supraglaciaire, et « l'agressivité » des ambiances climatique et tectonique.

En analysant les données de transport sédimentaire en suspension provenant de 90 bassins versants englacés, Gurnell *et al.* (1996) ont montré que les glaciers à base chaude fournissent davantage de matériaux que les glaciers à base froide dont l'activité érosive reste relativement limitée en raison de l'absence de réseaux de drainage sous-glaciaire et intra-glaciaire (Sugden, 1978 ; Bennett et Glasser, 1996). Dans cette même étude, les auteurs remarquent que les 8 bassins versants islandais de leur jeu de données ont les taux de transport sédimentaire en suspension les plus élevés du groupe des glaciers à base chaude, du fait de l'abondance de matériaux fins inhérent au contexte volcanique actif islandais.

D'ailleurs, dans leur travail de synthèse, Hallet *et al.* (1996) aboutissent à une classification des taux d'érosion associée à un contexte « environnemental », au sens large, du système glaciaire. Quatre classes sont distinguées : *(1)* glaciers polaires (à base froide) et glaciers de plateau sur roche cristalline : 0,01 $mm.a^{-1}$ ; *(2)* glaciers tempérés de vallée sur substrat cristallin (Norvège) : 0,1 $mm.a^{-1}$ ; *(3)* glaciers tempérés alpins sur substrat diversifié (Suisse) : 1 $mm.a^{-1}$ ; *(4)* glaciers tempérés de vallée à forte vélocité dans un contexte tectonique actif (Alaska du sud-est) : 10-100 $mm.a^{-1}$.

D'autre part, Hallet *et al.* (1996) montrent statistiquement une augmentation de la production actuelle de sédiments glacigéniques en fonction du degré d'englacement d'un bassin versant. Selon les auteurs, ce résultat suggère que les périodes climatiques propices aux avancées glaciaires, comme le PAG, ont tendance à renforcer l'intensité érosive des appareils glaciaires et la production de sédiments glacigéniques.

En ce qui concerne l'Islande, Björnsson (1996) calcule pour le Breiðamerkurjökull une fourchette de taux d'érosion glaciaire pour le PAG largement supérieure à celle proposée pour l'ensemble de l'Holocène (Geirsdóttir *et al.*, 2007) : entre 40 et 700 $mm.a^{-1}$ pour le PAG contre 0,06 $mm.a^{-1}$ pour les derniers 10 000 ans. À noter cependant que les valeurs de taux d'érosion proposées pour l'Islande dans la littérature sont extrêmement variables, notamment à cause de l'hétérogénéité des méthodes d'estimation des volumes et des flux sédimentaires (Geirsdóttir *et al.*, 2007). Ainsi, la comparaison des taux d'érosion en fonction des cycles d'avancée et de recul glaciaire reste très délicate. D'ailleurs, Church (1972) estime que chaque réavancée glaciaire ne fournit finalement qu'une très faible quantité de « nouveaux » débris glacigéniques mais modifie plutôt les conditions de la remobilisation fluvioglaciaire en remaniant le stock sédimentaire marginal hérité.

### *Processus de transport fluvial et migration aval des bancs de tressage*

La quantité de sédiments en suspension transportée par les cours d'eau proglaciaires varie globalement en conformité avec les fluctuations saisonnières du débit liquide (concentrations basses en hiver et hautes en été). Néanmoins, il est parfois observé une diminution de la concentration de sédiments en suspension vers la fin de l'été tandis que les débits liquides demeurent élevés. Dans la littérature, la diminution de la concentration est associée à un épuisement du stock de sédiments fins (Benn et Evan, 2005). Cette tendance est surtout vraie pour les contextes alpins. À l'inverse, concernant les domaines arctique et subarctique, Gurnell *et al.* (1994) ont enregistré une augmentation des concentrations de sédiments en suspension durant la saison d'ablation suggérant une abondance sédimentaire supérieure et/ou un déstockage moins efficace du matériel fin dans ces types de contexte. Fréquemment,

des pics brefs de concentration de sédiments en suspension interviennent lors de dynamiques d'avulsion (capture de chenal et déstockage) et lors des crues.

La mobilisation de la charge de fond est un processus de transport fluvial particulièrement actif dans les cours d'eau proglaciaires. Sur deux cours d'eau proglaciaires suisses, Gurnell (1995) a estimé que 30 à 55 % de la totalité de la charge sédimentaire étaient transportés sous forme de charge de fond. Ce processus de transport intervient durant les périodes de crues et de forts débits de fonte glaciaire parfois associés aux épisodes pluvieux (Ashworth et Ferguson, 1986 ; Busskamp et Hasholt, 1996). L'interaction entre les sédiments grossiers et les écoulements se matérialise par la formation de bancs qui constituent un stock sédimentaire dynamique fréquemment remanié lors de la phase ascendante des crues et réincisé lors de la décrue (Church, 1972 ; Ashmore, 1991). L'érosion de la partie amont du banc et l'aggradation de sa partie aval provoque la migration progressive du banc vers l'aval tout en modifiant sa géométrie (Ferguson, 1993 ; Bridge, 1993).

Cependant, et contrairement aux cours d'eau proglaciaires alpins, les rivières subarctiques semblent être caractérisées par un transport de fond relativement peu fréquent se traduisant par une certaine conservation de la géométrie des formes fluviales (Nicholas et Sambrook-Smith, 1998). La persistance des formes fluvioglaciaires est vraisemblablement due à l'importance des événements de faible fréquence et de forte magnitude dans la morphogénèse des sandurs arctiques et subarctiques (Maizels, 1993, 1997). Les écoulements « ordinaires » proglaciaires ne sont pas suffisamment compétents pour remobiliser le matériel sédimentaire déposé par les crues catastrophiques de type jökulhlaups (Nicholas et Sambrook-Smith, 1998).

### 2.1.3. Les jökulhlaups : les crues catastrophiques d'origine glaciaire

Le rôle de stockage du glacier et la complexité du réseau de drainage intra-glaciaire et sous-glaciaire favorisent la formation de poches de rétention d'eau emprisonnées par la glace. Les jökulhlaups (littéralement « les glaciers qui courent », en islandais) sont des crues catastrophiques déclenchées par la libération subite de ces poches d'eau. Ainsi, dans certains contextes glaciaires favorables, les oscillations journalière et saisonnière du débit liquide peuvent être perturbées par ces événements hydrologiques catastrophiques (Bennett et Glasser, 1996). Plus généralement, les jökulhlaups peuvent être provoqués par deux types d'événements : *(1)* la rupture d'un barrage de glace retenant des lacs sous-glaciaires ou proglaciaires ; *(2)* une éruption volcanique sous-glaciaire (Thórarinsson, 1953). Les jökulhlaups de rupture de barrage de glace peuvent se déclencher dans tous types de milieux englacés. Ainsi, ces crues catastrophiques ont été étudiées dans de nombreuses régions du globe : en Norvège (Aitkenhead, 1960), en Alaska (Post et Mayo, 1971), au nord de l'Inde (Hewitt, 1982) et dans les Alpes européennes (Haeberli, 1983 ; Vincent et *al.*, 2010). Mais le dynamisme volcanique et géothermique islandais en font un milieu particulièrement affecté par les jökulhlaups (Thórarinsson, 1950). À tel point que certains chercheurs (Maizels, 1991, 1993, 1997) les considèrent comme les principaux responsables de la morphogénèse des grands sandurs sud-islandais (notamment le Skeiðarársandur au sud du Vatnajökull).

Les jökulhlaups se différencient tout d'abord par la localisation des retenues lacustres dont ils sont issus. Ainsi, Björnsson (1992) distingue les jökulhlaups de lacs sous-glaciaires, les jökulhlaups de lacs marginaux (lac localisé à l'interface entre le glacier et les domaines proglaciaire ou juxtaglaciaire) et les jökulhlaups déclenchés par une éruption volcanique

sous-glaciaire. Ces différenciations sont d'ordre génétique, mais elles se manifestent aussi par l'allure des hydrogrammes de crues et des valeurs du pic de crue.

### *Jökulhlaups de lacs marginaux*

Les lacs marginaux se situent au contact des fronts et des flancs des glaciers (fig. B9). En Islande, on dénombre actuellement 15 lacs marginaux majeurs (Thórarinsson, 1939 ; Björnsson, 1976). La genèse de ce type de lac est souvent liée au recul des langues glaciaires. Il faut d'ailleurs noter que, en contexte de déglaciation, la fréquence des jökulhlaups de lacs marginaux a tendance à augmenter, mais que leur intensité a tendance à diminuer (Tómasson, 1973, 1990). En effet, dans le contexte de réchauffement, les barrages de glace se sont désagrégés, diminuant ainsi le volume potentiel de rétention d'eau des lacs (Björnsson, 1976, 1992). Il faut néanmoins nuancer ce constat. Lors de certains *surges* (avancée brutale d'un glacier), on a pu observer un épaississement et un renforcement du barrage de glace, ce qui a eu pour conséquence d'augmenter le volume de rétention du lac marginal et donc, potentiellement, la magnitude du jökulhlaup à venir.

De façon générale, ces types de jökulhlaup atteignent des pics de crue plus faibles (inférieurs à 3 000 $m^3.s^{-1}$) que ceux des lacs sous-glaciaires et ont, par conséquent, un impact morphologique moindre sur les marges proglaciaires.

### *Jökulhlaups de lacs sous-glaciaires*

Les lacs sous-glaciaires islandais se situent préférentiellement à l'intersection entre les calottes glaciaires et la zone néovolcanique correspondant au rift médio-atlantique traversant l'Islande du sud-ouest au nord-est (fig. B9). Notons que 60 % des glaciers islandais se situent dans la zone néovolcanique. L'activité géothermique réchauffe la base du glacier de façon continue (Thórarinsson, 1953 ; Björnsson, 1992). L'eau de fonte produite est piégée sous le glacier et s'accumule, créant un lac dans une cavité du lit glaciaire. Souvent, la fonte basale crée des dépressions sur la surface du glacier (les chaudrons), ce qui rend possible la localisation de ces lacs sous-glaciaires à partir d'une simple observation du dôme des calottes (Björnsson, 2002 ; Berthier, 2005 : Berthier *et al.*, 2006). L'eau de fonte s'accumule dans le lac, et la pression sur le barrage glaciaire (couche de glace entre le lac et la surface) augmente graduellement. Lorsque la pression dépasse le seuil de résistance du barrage de glace, ce dernier cède et provoque la vidange rapide du lac (Rist, 1967 ; Björnsson, 2002). Le jökulhlaup est alors déclenché. La plupart de ces types de jökulhlaup atteignent des pics de crue entre 600 et 10 000 $m^3.s^{-1}$.

Actuellement, on dénombre 6 lacs sous-glaciaires sous le Vatnajökull et 3 sous le Mýrdalsjökull. Les jökulhlaups issus de ce type de lac ont une période de retour relativement stable (4-5 ans), car le déclenchement est provoqué par un niveau critique de remplissage du lac (Björnsson, 2002). S'il n'y a pas de changement majeur de la géométrie du lac, de la vitesse de fonte de la glace et de la hauteur du barrage de glace, les jökulhlaups conservent une période de retour relativement fixe.

### *Jökulhlaups d'éruptions volcaniques sous-glaciaires*

Les jökulhlaups islandais connus comme étant les plus dévastateurs sont déclenchés lors d'une éruption du Grimsvötn sous le Vatnajökull, du Katla sous le Mýrdalsjökull et de l'Eyjafjöll sous L'Eyjafjallajökull (fig. B9). Actuellement, ce sont les volcans sous-glaciaires qui entrent le plus fréquemment en éruption. Entre le 20 mars et le 27 octobre 2010, l'Eyjafjöll a d'ailleurs connu

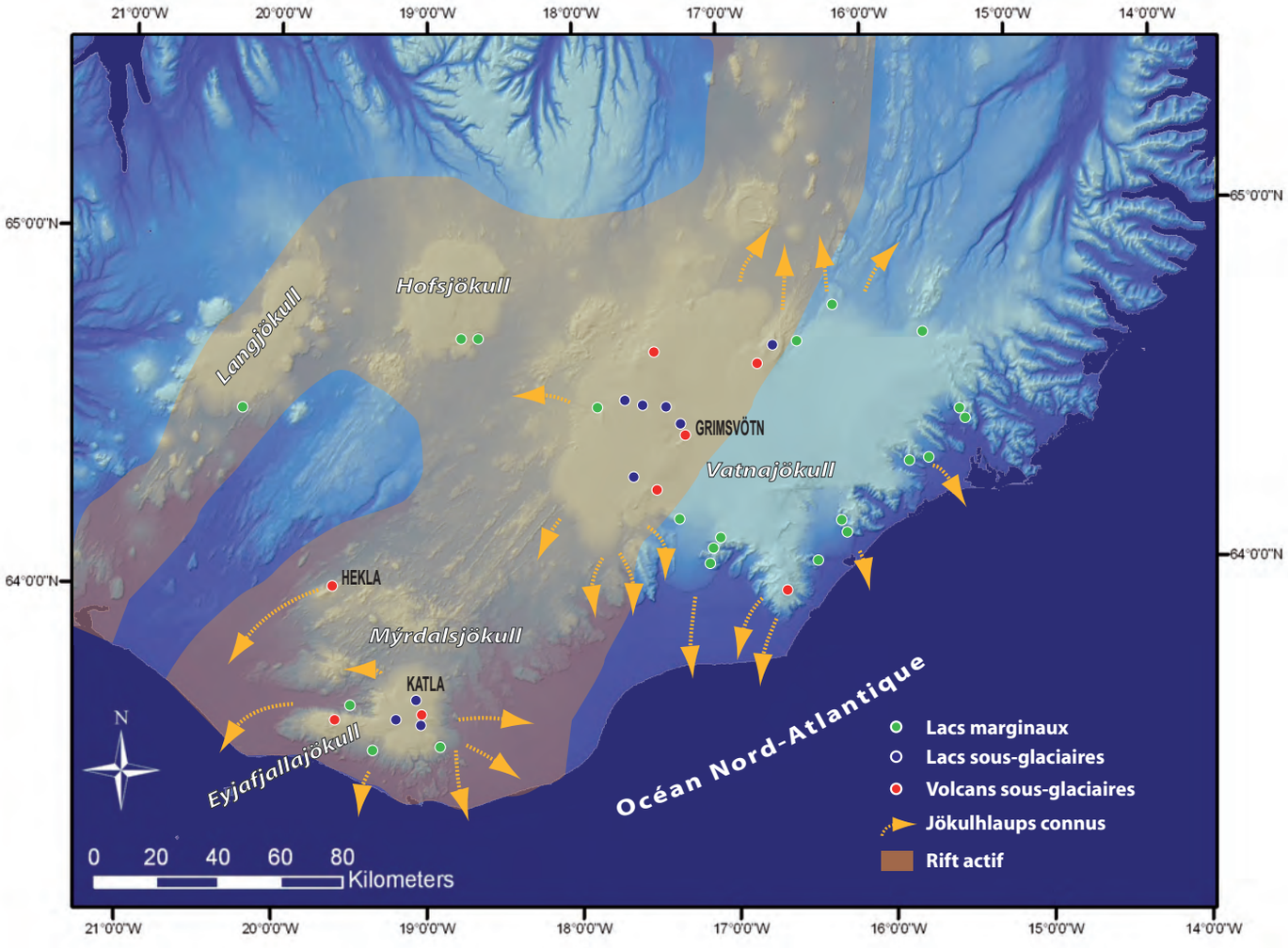



**Figure B9 - Secteurs proglaciaires sud-islandais affectés par les jökulhlaups**

une phase éruptive remarquée. Celle-ci a déclenché un jökulhlaup le 13 avril 2010 dont les pics de crue ont atteint 3 000 $m^3.s^{-1}$ en aval du Gígjökull (mesures de l'Office Météorologique Islandais, http://en.vedur.is/earthquakes-and-volcanism/articles/nr/1880). Cependant, pour ce type de jökulhlaup, le pic de crue peut atteindre 600 000 $m^3.s^{-1}$ (Tómasson, 1973, 1990 ; Bennett et Glasser, 1996). Lors d'une éruption volcanique, la fonte à la base du glacier est extrêmement rapide, le jökulhlaup se déclenche avant que le lac sous-glaciaire ou marginal n'ait atteint le niveau critique. Cela est très vraisemblablement dû à la fragilisation du barrage glaciaire liée à la température élevée de l'eau (Björnsson, 1992). Par définition, ces jökulhlaups n'ont pas une période de retour fixe, mais étant donné leur très grande intensité, ce sont ceux qui bouleversent le plus fortement les marges proglaciaires.

## 2.1.4. Morphologie des sandurs

Typiquement, les rivières proglaciaires sont des cours d'eau tressés (Krigström, 1962 ; Maizels, 1995 ; Marren 2005). Le contexte fluvioglaciaire marginal a d'ailleurs souvent été utilisé comme base de développement de modèles morphosédimentaires généralisés du tressage (Boothroyd et Ashley, 1975 ; Miall, 1977). Les processus, les caractéristiques morphosédimentaires et les conditions de mise en place du tressage sont relativement bien connus (*cf.* encadré 1).

Le sandur, aisément identifiable dans le paysage proglaciaire, reste néanmoins une entité complexe dont la délimitation, en particulier amont, reste relativement floue dans la littérature. Nous souhaitons avant tout discuter ce point.

### *Délimitation du sandur dans la mosaïque paysagère proglaciaire*

Le sandur occupe la place située à l'extrême aval du continuum glacio-fluvial (*cf.* fig. 1 en introduction). En Islande, sa délimitation aval n'est pas problématique puisqu'elle correspond soit au littoral, soit à l'interface avec un sandur tributaire. En revanche, la définition du contour amont de la plaine fluvioglaciaire reste assez floue dans la littérature. Certains chercheurs considèrent que le domaine du sandur débute dès le front du glacier (Marren, 2002 ; Maizels, 1979), d'autres évoquent un continuum fluvioglaciaire (Fenn et Gurnell, 1987 ; Gurnell *et al.*, 1999) et distinguent le cône fluvioglaciaire proximal, les plaines intra-morainiques et le sandur proprement dit. Benn et Evans (2005) inventorient trois configurations possibles de la position du sandur proximal : « *The proximal ends of sandar and valley trains may be located at: (a) former glacier terminus positions ; (b) the outlets of periodically draining ice-marginal lakes; or (c) some distance below former ice margins where stream velocities fall, such as where narrow confined gorges open out into broad valley floor* ».

Dans le contexte de recul glaciaire post-PAG et de l'émergence d'une marge proglaciaire spécifique et complexe en termes de morphologie et de processus, nous pensons qu'il est essentiel de distinguer clairement le sandur des autres formes fluvioglaciaires proximales. Ainsi, dans le cadre de ce travail et en accord avec les configurations (a) et (c) évoquées par Benn et Evans (2005), nous définissons la limite amont du sandur comme la zone de contact entre la plaine fluvioglaciaire et les cordons morainiques du maximum PAG.

### *Typologie classique et classification morphogénique de Maizels*

Dans la littérature, deux types de sandur sont classiquement distingués (Krigström, 1962 ; Church, 1972) : *(1)* Les sandurs de vallée (*valley train*), confinés par des versants qui contraignent la géométrie du plan d'accumulation fluvioglaciaire ; *(2)* les sandurs de plaine (*outwash plain*), situés à l'aval de glaciers de piémont, dont les cours d'eau sont libres de divaguer sur l'ensemble de l'espace proglaciaire (fig. B10). Bien que cette distinction évidente, fondée sur le contexte physiographique, reste pertinente, cette typologie de sandur ne rend pas compte des différences majeures en termes de morphogénèse pouvant exister entre les sandurs (Marren, 2005).

La classification développée par Maizels (1993) repose précisément sur l'association entre le type d'événement morphogène et son empreinte morphosédimentaire sur le sandur. Maizels (1993) distingue ainsi trois types de sandur (fig. B11) :

*Type I - Sandur « normal »* : il s'agit des sandurs non soumis aux jökulhlaups. L'alimentation hydrosédimentaire est contrôlée par l'oscillation journalière et saisonnière de l'ablation

Dans la classification des cours d'eau proposée par Rosgen et Silvey (1998), les cours d'eau tressés s'apparentant aux sandurs sont identifiés sous le type D4. Selon cette typologie, ce style fluvial se rencontre préférentiellement dans les vallées en auge et sur la partie proximale des plaines fluvioglaciaires. Rosgen et Silvey (1998) proposent l'inventaire synthétique des caractéristiques typiques des sandurs ci-dessous.

***Style fluvial et morphologie du lit :*** les processus de convergence et de divergence opérant dans les cours d'eau tressés ont une incidence évidente sur le style fluvial en favorisant la multiplicité et l'instabilité des chenaux. Ces processus imposent également au fond de chenal une morphologie typique : la succession de seuils et de mouilles spatialement très rapprochés.
***Érosion et dépôt :*** les sandurs sont à la fois caractérisés par une très forte érodabilité des berges et des formes d'accumulation fluviale excessivement mouvantes telles que les bancs longitudinaux et transversaux.
***Pente :*** les chenaux tressés conservent globalement la même pente que leur vallée (sinuosité et hauteur de seuils faibles). Selon Rosgen et Silvey (1998), les pentes des cours d'eau de type D4 sont généralement inférieures à 2 %. Cette valeur seuil est à nuancer puisque la morphologie de tressage peut être observée sur des valeurs de pente beaucoup plus fortes, notamment sur les cônes alluviaux (2 % - 4 %).
***Granulométrie :*** le fond du lit est composé de matériel essentiellement graveleux (de 2 à 64 mm) associé à des dépôts sableux (de 0,0625 à 2 mm) présentant généralement une distribution bimodale fortement marquée. Dans une moindre mesure, les galets (de 64 à 256 mm) et les blocs (> 256 mm) peuvent être présents dans la partie amont du système fluvial de type D4. Notons par ailleurs que, selon la classification de Rosgen (1998), il est fréquent d'observer un matériel plus fin sur les berges que dans le fond du lit.
***Géométrie de chenal :*** typiquement, les ratios largeur/profondeur sont exagérément élevés (> 40) avec des valeurs extrêmes supérieures à 400 qui sont parfois relevées.
***Conditions hydrosédimentaires :*** la mise en place d'une morphologie de tressage est essentiellement le fruit d'une fourniture sédimentaire abondante et d'une extrême variabilité du débit liquide (succession rapide et fréquente de crues éclairs alternant avec le débit de base). Par définition, la situation proglaciaire offre les conditions hydrosédimentaires typiquement associées au tressage.

En résumé, les sandurs sont des systèmes fluviaux extrêmement dynamiques dont l'instabilité morphologique est associée à la combinaison de plusieurs facteurs : *(1)* une charge sédimentaire de fond abondante ; *(2)* une variabilité prononcée des débits ; *(3)* une forte érodabilité des berges.

**Encadré 1 - Les sandurs : aperçu synthétique dans la classification de Rosgen (1998)**

**Figure B10 - Typologie classique des sandurs**

glaciaire. Les formes fluviales de ces sandurs sont le produit des processus d'érosion, de transport et de dépôt typiques des rivières tressées. Les bancs médians réincisés par des chenaux de second et troisième ordres (Williams et Rust, 1969) sont particulièrement représentés (Krigström, 1962). La régularité de l'épaisseur des unités sédimentaires composant le profil stratigraphique ainsi que la dominance des dépôts imbriqués et à stratification entrecroisée révèlent une progression régulière du stock sédimentaire vers l'aval (Miall, 2006).

*Type II - Sandur de jökulhlaup limno-glaciaire* : ce type de sandur se développe en aval de configurations glaciaires propices au déclenchement de jökulhlaups de lacs sous-glaciaires ou marginaux. Leur morphologie est marquée par l'apport massif de matériel sédimentaire lors du déclenchement de ces crues catastrophiques (fig. B11). En effet, en raison de leur écoulement plutôt laminaire et de leur charge sédimentaire très concentrée, les jökulhlaups limno-glaciaires privilégient la mise en place de dépôts relativement volumineux (Maizels, 1991). Leur profil stratigraphique se distingue d'ailleurs par d'épais dépôts de galets à support clastique et à granoclassement inverse. Cette unité est couverte par un dépôt sableux à granoclassement normal. Ces deux couches sédimentaires sont respectivement mises en place lors de la phase de crue et la phase de décrue du jökulhlaup (Benn et Evans, 2005). Elles interrompent la succession d'unités d'épaisseur régulière typiques du tressage classique (Maizels, 1993, 1997). Les formes caractéristiques des sandurs de type II sont des bancs proximaux décamétriques étirés et inclinés ainsi que des dunes et des rides de grandes dimensions (plusieurs mètres).

*Type III - Sandur de jökulhlaup volcano-glaciaire* : ces sandurs sont marqués par le déclenchement de jökulhlaups d'éruption volcanique sous-glaciaire. Ce type de crue catastrophique libère une quantité considérable d'eau de fonte dans un délai extrêmement court (fig. B11). L'eau de fonte est lourdement chargée de ponces noires, de cendres et de fines (Maizels, 1993, 1997). La signature sédimentaire des jökulhlaups volcano-glaciaires se compose de quatre unités successives aisément identifiables dans le profil stratigraphique. La plus significative est un épais dépôt homométrique de ponces granuleuses. La morphologie des sandurs de type III se singularise par la présence de modelés résultant d'écoulements hyperconcentrés (Jonsson, 1982 ; Maizels, 1989 ; Marren 2005). Les formes caractéristiques de ces types de sandur sont les chenaux d'incision du jökulhlaup, les dépôts terrassés de blocs et les buttes résiduelles à l'intérieur du chenal de jökulhlaup (fig. B11). D'autre part, la forte capacité d'incision de ces types de jökulhlaup dans la partie proximale (Maizels, 1997) favorise la mise en terrasse et la conservation de paléosandurs. L'emprise spatiale du remaniement proximal du sandur reste ainsi relativement restreinte et dépend fortement de la topographie de la marge proglaciaire (dimensions des cordons morainiques) et de la position des bouches de sortie de jökulhlaup liées au réseau hydrographique sous-glaciaire et intra-glaciaire (Roberts *et al.*, 2000).

### *Variation amont-aval des caractéristiques morphosédimentaires des sandurs*

Trois zones sont classiquement distinguées dans ce continuum fluvioglaciaire (Krigström, 1962 ; Benn et Evans, 2005) (fig. B12) : *(1) la zone proximale* où les écoulements sont contraints dans des chenaux profonds, étroits et peu nombreux ; *(2) la zone intermédiaire* est caractérisée par un tressage très dynamique où les processus d'avulsion sont très fréquents. Les chenaux, larges et peu profonds, individualisent des bancs longitudinaux, transversaux et médians qui sont ponctuellement submergés lors des périodes de haut débit. En période de faible débit, certains secteurs du sandur sont délaissés par les écoulements et exhibent

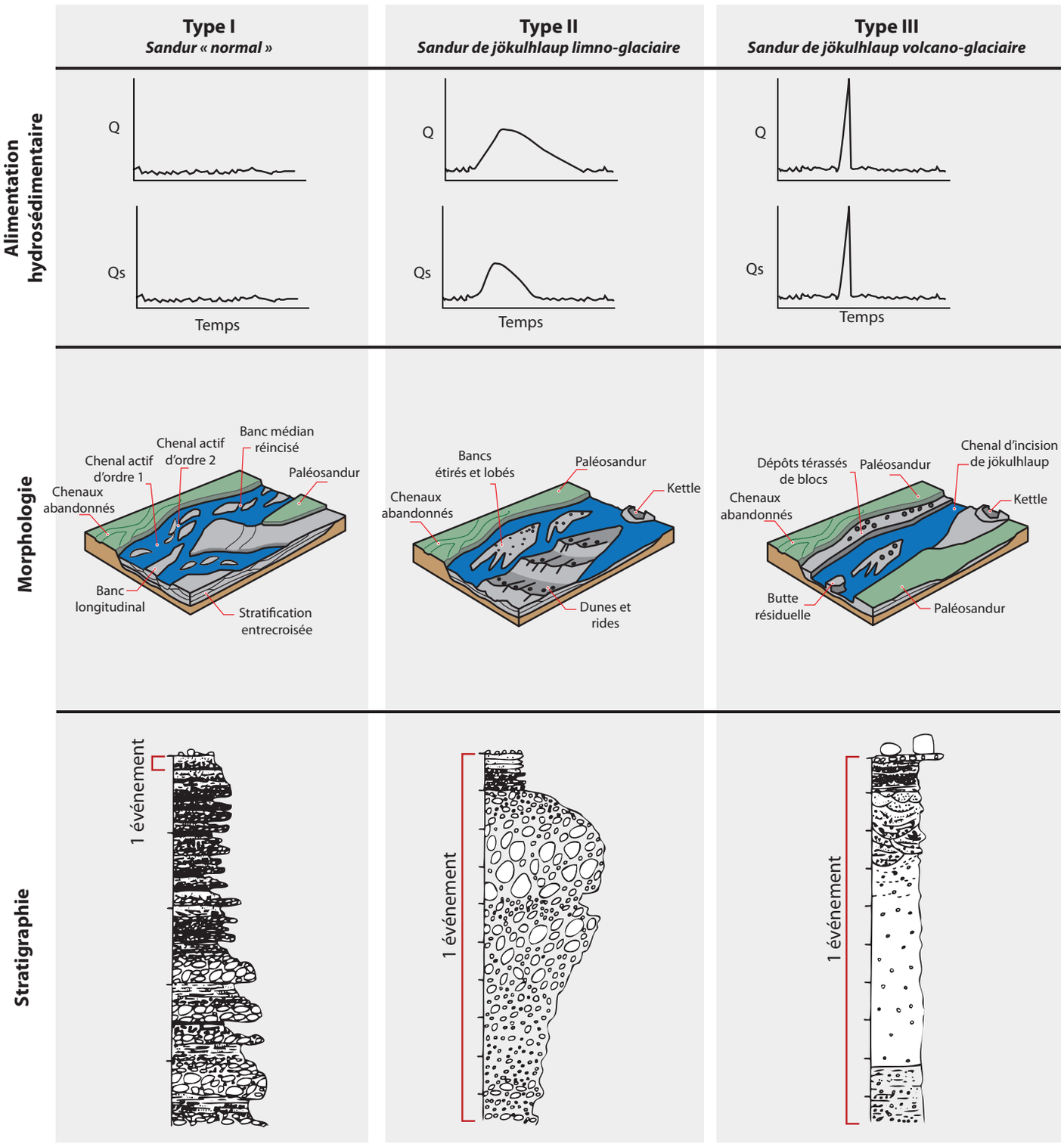



**Figure B11 - Typologie morphogénique des sandurs (d'après Maizels, 1993)**

des chenaux momentanément abandonnés par les eaux proglaciaires. Ces secteurs, très peu végétalisés, font partie intégrante de la bande active puisqu'ils sont régulièrement réinvestis par les écoulements (Bravard et Petit, 1997) ; *(3) la zone distale* se distingue par un ruissellement en nappe dominant où les chenaux, excessivement larges et peu profonds, restent mal définis.

Ce découpage du continuum fluvioglaciaire reflète les grandes tendances de variation amont-aval des paramètres morphosédimentaires (fig. B12) :

*Le profil en long et la pente* – Le profil longitudinal affiche une concavité marquée sur le sandur proximal et une décroissance de moins en moins prononcée de l'altitude et de la pente sur le sandur intermédiaire et distal. Dans la littérature, le profil en long est souvent modélisé par un polynôme de degré 2 ou par deux courbes exponentielles successives (Fahnestock, 1963 ; Church, 1972 ; Maizels, 1979). Cependant, d'autres auteurs préfèrent analyser les résidus d'une régression linéaire entre l'altitude et la distance depuis l'amont afin d'identifier les différentes concavités composant le profil (Chew et Ashmore, 2001). Notons que les valeurs de pente décroissent vers l'aval de façon moins régulière que l'altitude, soulignant ainsi la succession de seuils et de mouilles.

*La granulométrie et la forme des particules* – En concordance avec la diminution amont-aval de la pente et de la compétence de la rivière proglaciaire, les sandurs affichent une décroissance de la taille des particules (Church, 1972). En revanche, le degré d'émoussé a tendance à s'élever graduellement vers l'aval signalant l'augmentation de la durée de transport fluvial des particules vers le sandur distal (Wightman, 1986 ; Huddart, 1994). Signalons néanmoins que, selon une étude de Ballantyne (1978) sur un sandur canadien, la granulométrie du fond de chenal est systématiquement plus grossière que le matériel situé sur les bancs. D'autre part, le tri granulométrique amont-aval semble davantage perceptible dans les chenaux fréquemment actifs que sur les surfaces de bancs activées seulement en périodes de crue (Ballantyne, 1978)

*La géométrie de chenal* – De nombreux auteurs ont rapporté une tendance à l'élargissement et à la diminution de la profondeur des chenaux vers l'aval (Krigström, 1962 ; Fahnestock, 1969). La raison souvent évoquée est un affaiblissement relatif de la résistance des berges par rapport au fond du lit (Maizels, 1979). Notons cependant que, dans les plaines fluvioglaciaires tempérées comme les sandurs alpins, la tendance serait inversée du fait de la consolidation rapide des berges par la colonisation végétale (Gurnell *et al.*, 1999).

*L'intensité de tressage* – Typiquement, l'intensité de tressage (la multiplicité des chenaux) reste faible sur le sandur proximal et augmente progressivement dans la zone intermédiaire (Krigström, 1962). Corrélativement, la largeur de la bande active augmente vers l'aval en lien avec l'instabilité croissante des chenaux et les processus d'avulsion. Au niveau du sandur distal, lorsque le ruissellement en nappe devient dominant, l'intensité de tressage chute brutalement puisque les chenaux sont indissociables.

*Le faciès morphosédimentaire* – Dans la zone proximale, la séquence sédimentaire est dominée par des dépôts massifs à support clastique de galets grossiers et imbriqués (fig. B12). Ces dépôts sont associés au développement et à la migration aval de bancs longitudinaux et sont représentatifs des types morphosédimentaires *Trollheim* et *Scott* (Miall, 1978 ; Rust, 1978). Dans la zone intermédiaire, la présence de dépôts sableux fins avec un granoclassement normal drapés sur les dépôts de galets imbriqués signale la différenciation entre les chenaux actifs et les surfaces de bancs transversaux réincisés en chenaux d'ordre inférieur lors de la

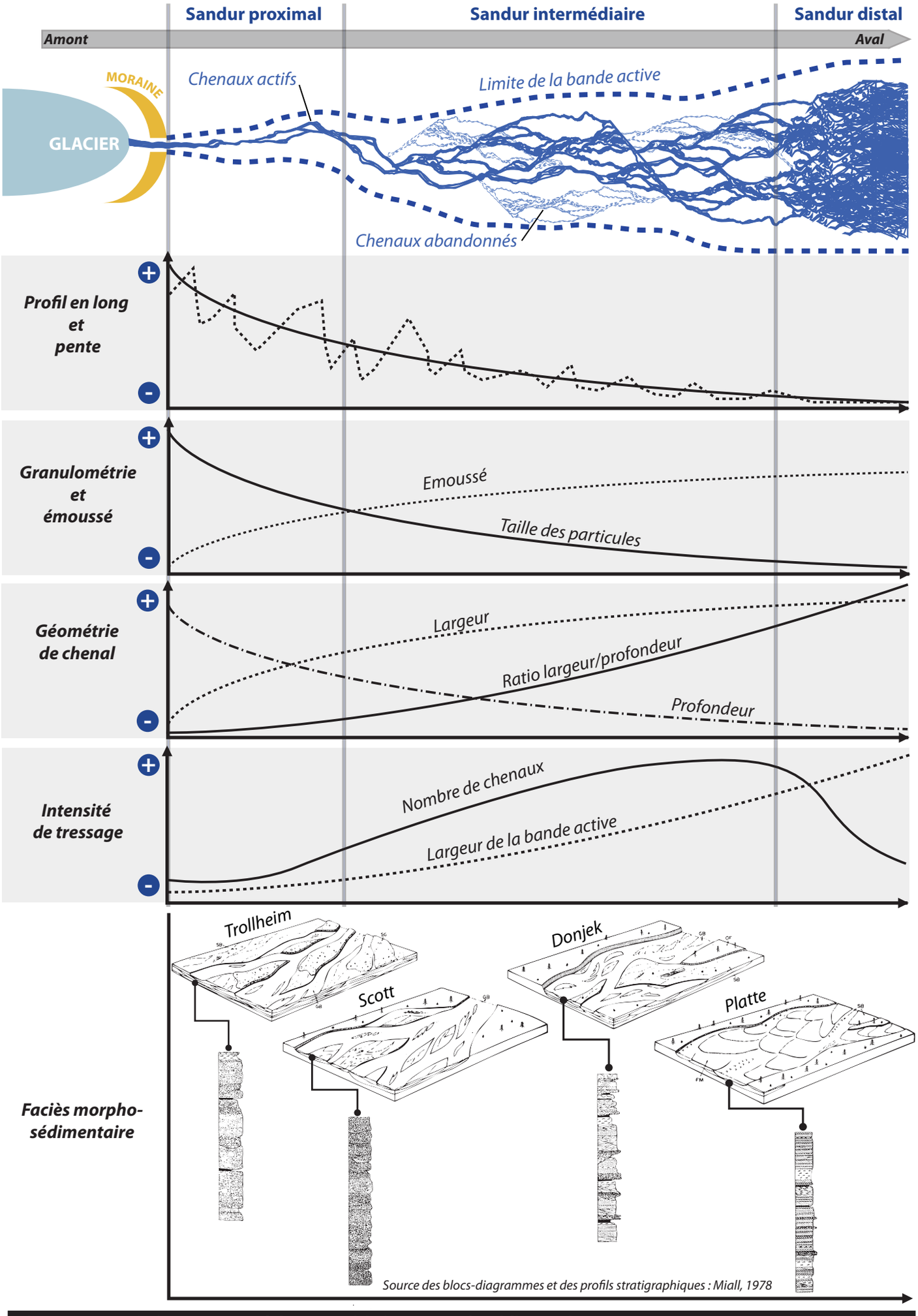



**Figure B12 - Variation amont-aval des caractéristiques morphosédimentaires**

décrue (Miall, 1978). Le type *Donjek* est le faciès morphosédimentaire typique du sandur intermédiaire (Benn et Evans, 2005). Enfin, dans la partie distale, la charge de fond sableuse et la faible profondeur des chenaux favorisent la mise en place du type morphosédimentaire *Platte* : des dépôts sableux inter-stratifiés signalant la progression vers l'aval de dunes et de bancs ridés (*linguoid bars*).

Les variations amont-aval des paramètres morphosédimentaires décrites ci-dessus sont évidemment des tendances générales. En réalité, ces tendances peuvent être localement très perturbées, en raison notamment de l'apport latéral de matériel sédimentaire par des cônes alluviaux (Dawson, 1988 ; Huddart, 1994) ou de la réintroduction dans le système d'un stock fluvioglaciaire resté intact en raison des processus d'avulsion (Benn et Evans, 2005).

## 2.2. Déglaciation et perturbation des flux hydrosédimentaires

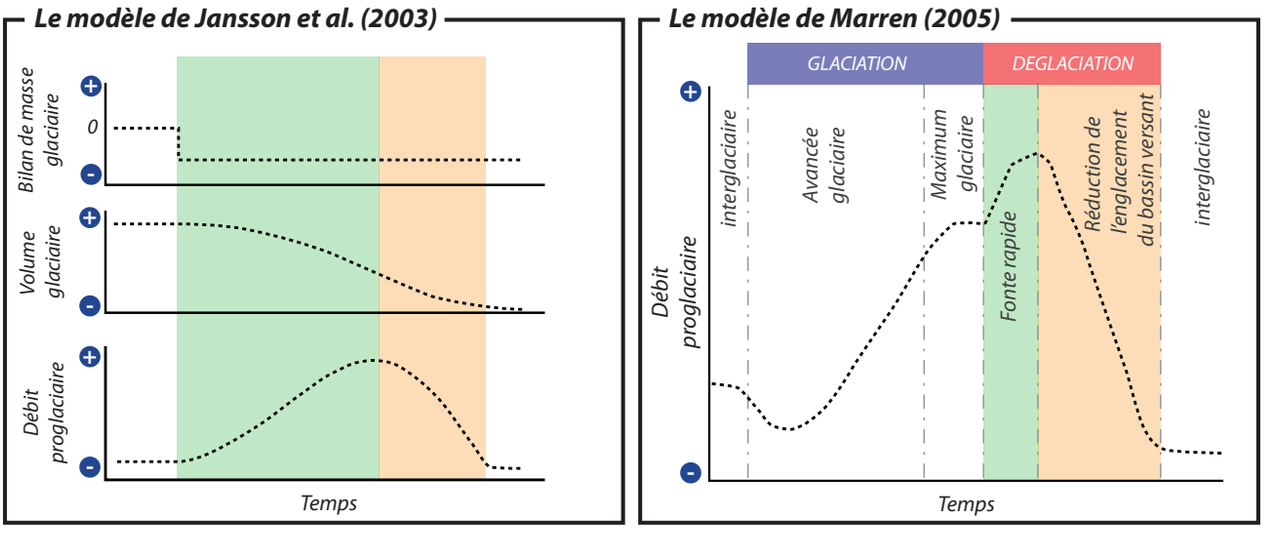
La nature et la vitesse de la déglaciation ont un impact sur la quantité d'eau et de sédiments livrés par le glacier au sandur (Maizels, 1997). Nous souhaitons détailler ici la manière dont la déglaciation modifie les transferts hydrosédimentaires entre le système glaciaire et le système fluvial proglaciaire.

### 2.2.1. Incidence sur le débit liquide

La fonte contemporaine des calottes islandaises provoque un amincissement et/ou un recul des émissaires. Dans tous les cas, le volume total des calottes et des langues glaciaires diminue en relâchant une quantité considérable d'eau de fonte (Gurnell, 1999). L'augmentation du débit liquide dans les cours d'eau marginaux semble être une conséquence évidente du recul des glaciers. Il ne s'agit cependant que de l'effet à court terme de la déglaciation sur les flux liquides proglaciaires (fig. B13).

En effet, sur le temps long, le volume d'eau de fonte proglaciaire est dépendant du volume total de glace stocké dans la calotte ou la langue glaciaire (Clague, 1975 ; Teller, 1990 ; Maizels et Aitken, 1991 ; Maizels, 1995). Ainsi, l'augmentation du volume de glace lors des avancées glaciaires provoque globalement un accroissement des apports d'eau de fonte au système fluvial proglaciaire. Inversement, la déglaciation réduit le volume de glace stocké et s'accompagne d'une diminution des apports d'eau de fonte aux cours d'eau marginaux (Marren, 2005). Néanmoins, durant la phase d'amorce de la déglaciation, lorsque le glacier est encore suffisamment volumineux, le débit proglaciaire a tendance à augmenter momentanément avant de diminuer lorsque le stock de glace s'épuise (Braun *et al.*, 2000 ; Jansson, 2003 ; Huss *et al.,* 2008).

Bien que le processus d'évolution des flux liquides en période de déglaciation soit relativement bien cerné et accepté par l'ensemble de la communauté scientifique, les rythmes et la durée des phases d'augmentation puis de diminution du débit proglaciaire restent des questions discutées. Trois stratégies de recherche sont communément adoptées pour explorer cette question : *(1)* une démarche géomorphologique de terrain faisant appel à des méthodes paléohydrauliques permettant de reconstituer l'évolution des paléodébits ou, à défaut, des paléovélocités (Maizels, 1983, 1986) ; *(2)* l'analyse de la variation à moyen terme (plusieurs




***Première phase de la déglaciation :*** *la fonte glaciaire provoque une élévation du débit proglaciaire.*

***Seconde phase de la déglaciation :*** *la fonte glaciaire se poursuit provoquant une diminution du stock glaciaire et du débit proglaciaire.*

**Figure B13 - Modèles généraux de l'incidence de la déglaciation sur le débit proglaciaire**

décades) des mesures *in situ* de débits proglaciaires (Zhang *et al.*, 2008) *; (3)* le recours à la modélisation numérique afin d'évaluer et de prévoir la réponse des calottes glaciaires et du débit proglaciaire à différents scénarios de changement climatique (Jóhannesson, 2006)

### *Les enseignements de l'approche paléohydraulique*

À partir de l'analyse morphosédimentaire et de la caractérisation hydraulique de terrasses proglaciaires groenlandaises, norvégiennes, néo-zélandaises et islandaises, Maizels (1983, 1986) a tenté de reconstituer l'évolution des paléodébits proglaciaires au cours de la déglaciation post-Würm et post-PAG (fig. B14). Ses résultats sur les terrasses post-würmiennes de Tepako (Nouvelle-Zélande) et de Søndre Strømfjord (Groenland) confirment le modèle général en deux phases de l'évolution des écoulements marginaux en période de déglaciation (une augmentation suivie d'une diminution des débits). Pour ces deux terrains, la première phase d'augmentation des débits se maintient pendant environ un millénaire avant de laisser place à la seconde phase de diminution des débits qui se poursuit jusqu'à la déglaciation totale du bassin versant.

En revanche, les résultats de Maizels (1983, 1986) à l'échelle de la déglaciation post-PAG ne montrent pas ces deux phases successives (fig. B14). L'évolution des paléodébits « fossilisés » par les terrasses post-PAG de Nigardsdalen (Norvège) n'affiche pas de tendance significative. Remarquons cependant que la première terrasse identifiée sur ce terrain date de 1791, soit 50 ans après le maximum PAG glaciaire (1748-1750). Les conditions hydrosédimentaires de la deuxième partie du XVIII$^{ème}$ siècle n'ont de toute évidence pas favorisé l'incision et la mise en terrasse du sandur, mais ont plus probablement induit une aggradation généralisée du plan d'accumulation fluvioglaciaire. Autrement dit, la phase d'augmentation des débits a très bien pu survenir durant cette période, mais l'aggradation généralisée en aura effacé les traces. Concernant l'Austerdalen (également en Norvège), la seconde phase de diminution des débits semblerait se distinguer. Elle interviendrait seulement 4 ans après le maximum PAG. Comme pour le Nigardsdalen, la première phase d'augmentation des débits ne serait pas enregistrée.

En définitive, face aux échelles de temps révélées par l'étude post-weichselienne, la distinction des deux phases à l'échelle post-PAG semble totalement impossible. Ainsi, Maizels (1986) considère que le modèle général d'augmentation puis de diminution des débits en période de déglaciation est acceptable pour les échelles de temps longues (post-weichselienne). En revanche, sur les échelles de temps courtes (post-PAG), les variables de contrôle locales et les événements hydrologiques extrêmes, comme les jökulhlaups, masquent les tendances à long terme.

### *Les variations enregistrées par les mesures de débit* in situ

En analysant les séries d'enregistrements des débits des six plus importants fleuves arctiques eurasiatiques (Ienisseï, Léna, Ob, Petchora, Kolyma, et Severnaya Dvina), Peterson *et al.* (2002) ont relevé une augmentation du débit moyen annuel de 7 % entre 1936 et 1999. Cette augmentation est corrélée avec l'élévation de la température moyenne globale et peut signaler la part croissante prise par les eaux de fonte (neige, pergélisol et glacier) dans l'alimentation des cours d'eau arctiques.

Comparativement à celles des imposants fleuves arctiques, les séries d'enregistrements du débit des rivières proglaciaires sont plus courtes. Par conséquent, les études analysant leur tendance récente sont rares et peu significatives. Quelques tentatives fructueuses, essentiellement asiatiques, peuvent néanmoins être signalées : Baisheng *et al.* (1999) ont

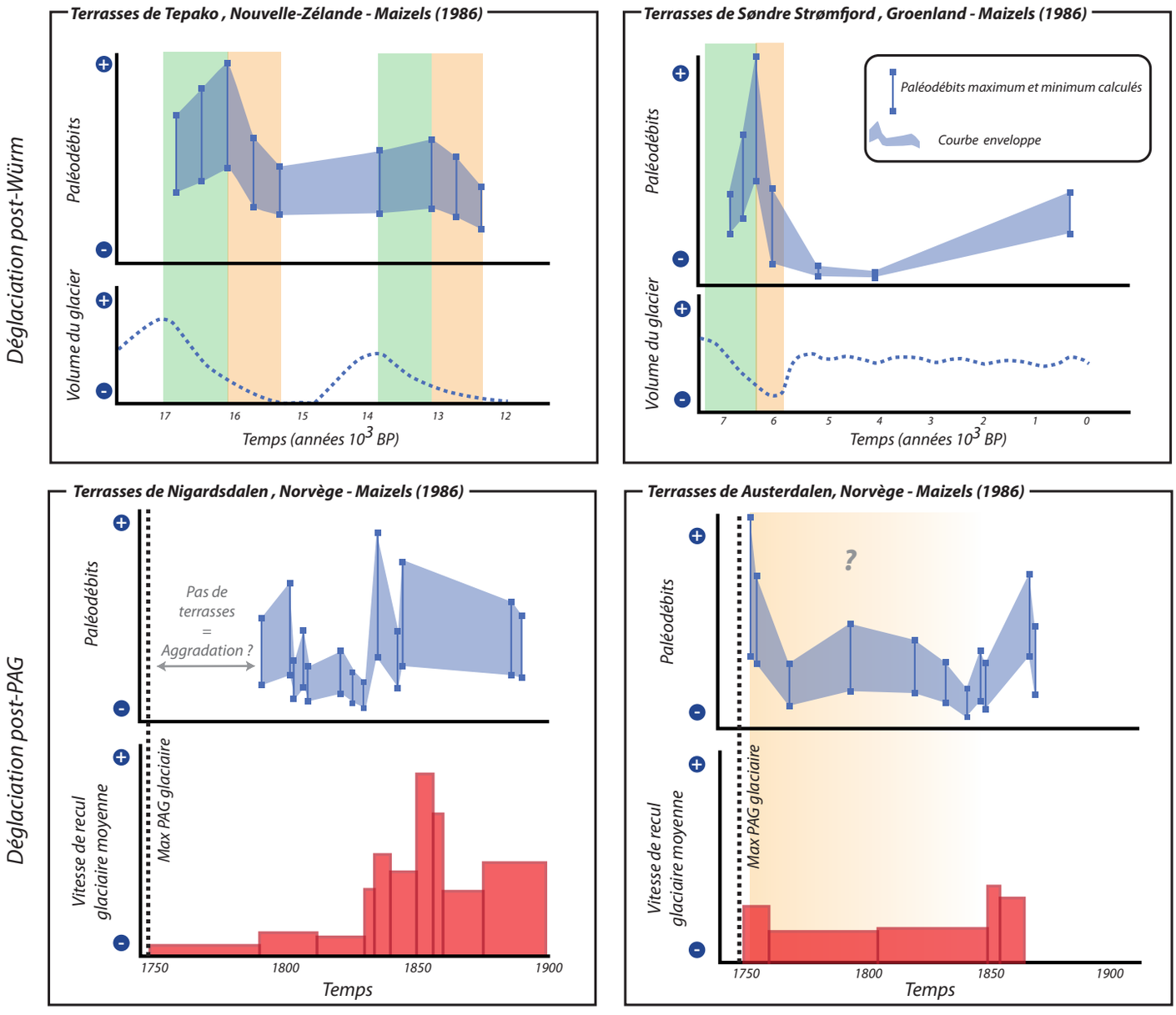



**Figure B14 - Les enseignements de l'approche paléohydraulique (d'après Maizels, 1986)**

analysé les enregistrements de débit de 33 stations de la région autonome du Xinjiang (Chine occidentale) sur la période 1950-1990. Dans les bassins versants englacés, ils observent une augmentation de 20 % des débits proglaciaires printaniers. Toujours en Chine occidentale, Zhang *et al.* (2008) ont identifié entre 1968 et 2002 une hausse des débits proglaciaires associée à une réduction de 3,2 % de l'englacement du bassin versant de la rivière Tuotuo. À l'opposé, une étude sur la rivière proglaciaire sud-islandaise Jökulsá á Sólheimasandi a révélé une légère diminution des débits (Lawler et Wright, 1996). Cependant, cette tendance n'est pas significative et la prise en compte des événements hydrologiques extrêmes brouille l'analyse.

Ainsi, les séries de mesures de débit proglaciaire *in situ* semblent globalement encore trop courtes pour avoir enregistré significativement la hausse survenant lors de la première phase de déglaciation.

### *L'approche modélisatrice et prospective*

Pour pallier le manque de mesures *in situ*, l'utilisation de modèles du type HBV-ETH (Braun et Aellen, 1990 ; Braun et Renner, 1992) ou OEZ (Kuhn et Batlogg, 1998 ; Hagg *et al.*, 2007) est une solution de plus en plus courante pour simuler la réponse des écoulements proglaciaires à différents scénarios de changement climatique et de déglaciation dans les bassins versants.

Braun *et al.* (2000) ont appliqué une version actualisée du modèle (HBV3-ETH9) à une sélection de bassins versants alpins dont l'englacement varie de 0 à 80 %. En retenant le scénario de doublement du taux de $CO_2$ atmosphérique, le modèle prévoit une hausse rapide et immédiate des débits proglaciaires suivie d'une diminution des écoulements lorsque la ressource glaciaire s'épuise. En utilisant le même modèle et le même scénario climatique (doublement du taux de $CO_2$), Hagg et Braun (2005) obtiennent des résultats similaires dans trois bassins versants englacés d'Asie centrale : une augmentation des apports d'eau de fonte puis une baisse des débits proglaciaires après une réduction de l'englacement de 50 %. Les auteurs observent néanmoins des différences dans le rythme et l'intensité de variations des débits proglaciaires vraisemblablement contrôlées par des variables locales (degré d'englacement, dynamique et bilan de masse glaciaire, ambiance climatique locale).

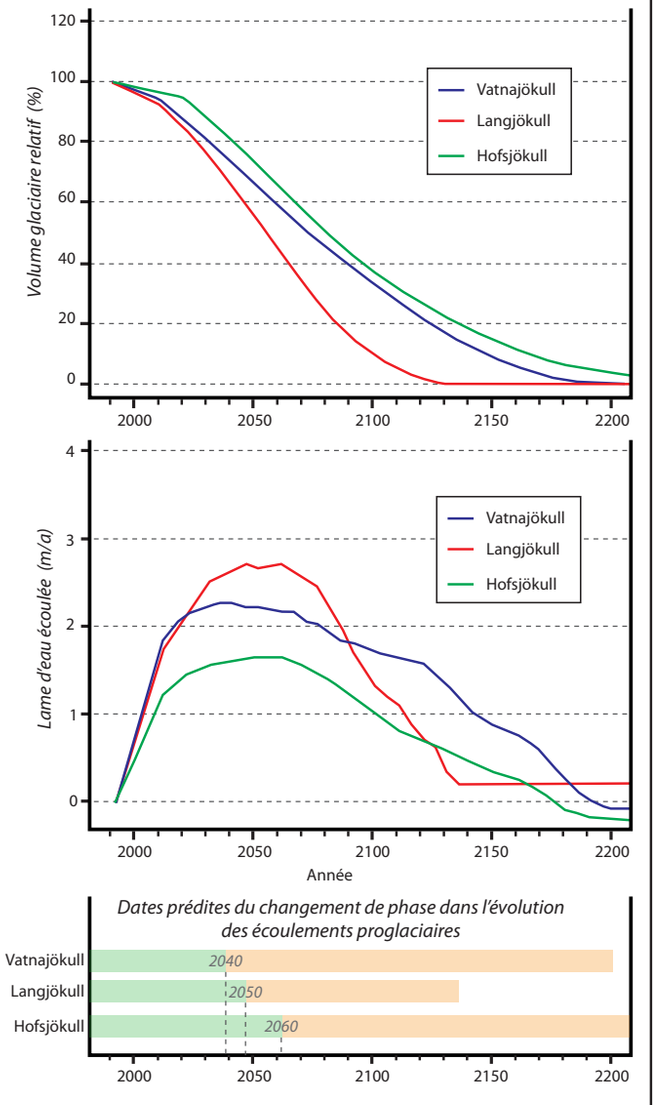
En modélisant les ajustements du bilan de masse et de la géométrie glaciaire aux changements climatiques, Jóhannesson *et al.* (2006) ont évalué la réaction des glaciers nordiques (Groenland, Scandinavie et Islande) et des écoulements proglaciaires au scénario de changement climatique baptisé *Climate & Energy* et validé par le *Nordic Energy Research project* (Fenger, 2007) : une augmentation de 3°C de la température moyenne annuelle et de 10 % des précipitations à l'horizon 2100. Leurs résultats montrent que la plupart des glaciers et calottes glaciaires étudiés disparaîtront dans les 100 à 200 ans. Les écoulements proglaciaires augmenteraient globalement de 25 à 50 % dans les 30 à 100 années à venir avant de décroître. Jóhannesson *et al.* (2006) notent que le réajustement de la géométrie des calottes glaciaires provoque de profonds changements dans la délimitation et l'organisation des bassins versants glaciaire et donc, *in fine*, dans la redistribution spatiale des eaux de fonte.

Concernant les calottes islandaises du Vatnajökull, du Langjökull et de l'Hofsjökull, la simulation réalisée par Jóhannesson *et al.* (2006) permet d'estimer grossièrement les dates de changement de phase dans l'évolution des écoulements proglaciaires (fig. B15). Cette inversion de la tendance interviendrait en 2040, 2050 et 2060 respectivement pour le Vatnajökull, le Langjökull et l'Hofsjökull. Selon ces résultats, les sandurs islandais sont actuellement en plein dans la phase d'augmentation des débits proglaciaires.

En utilisant un modèle spécialement calibré pour le Vatnajökull et couplant les dynamiques glaciaires et hydrologiques, Flowers *et al.* (2005) examinent le réajustement de la géométrie de la calotte et l'évolution du débit proglaciaire à 4 scénarios de changement climatique et 1 scénario d'équilibre (+0°C) (fig. B15). Les simulations montrent, à scénario comparable (+3°C), une réaction du Vatnajökull plus lente que ce que le modèle de Jóhannesson *et al.* (2006) prévoit. Cette différence peut être expliquée par les choix de calibration des modèles. En effet, Jóhannesson *et al.* (2006) ont calibré leur modèle pour la partie sud du Vatnajökull, très réactive au forçage climatique et à proximité de la côte, tandis que Flowers *et al.* (2005)

ont développé un modèle destiné à l'ensemble de la calotte, intégrant ainsi le nord moins sensible au changement climatique. Le test de plusieurs scénarios effectué par Flowers *et al.* (2005) montre que la date de changement de phase et la valeur du pic de débit sont des fonctions exponentielles inverses de la vitesse de réchauffement climatique. Ainsi, les pics de débit et les changements de phase interviennent en 2180, 2130, 2110 et 2100 respectivement pour les scénarios de réchauffement de 1°, 2°, 3° et 4°C par siècle (fig. B15). Pour ces mêmes scénarios de réchauffement, les pics de débit excèdent la valeur de référence (autour de 600 $m^3.s^{-1}$ au temps 0) de 6 %, 24 %, 39 % et 53 % respectivement. Autrement dit, plus le réchauffement climatique est intense, plus le pic de débit proglaciaire sera élevé et la durée de la première phase sera courte.

***Résultats de la modélisation de Jóhannesson et al. (2006)***

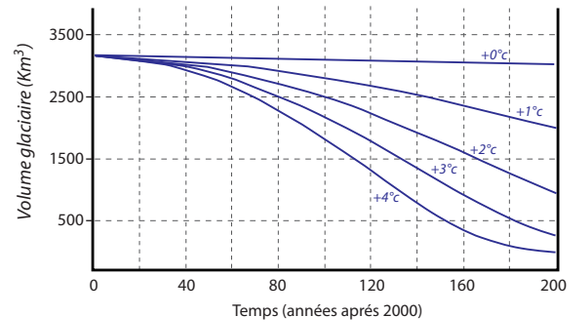


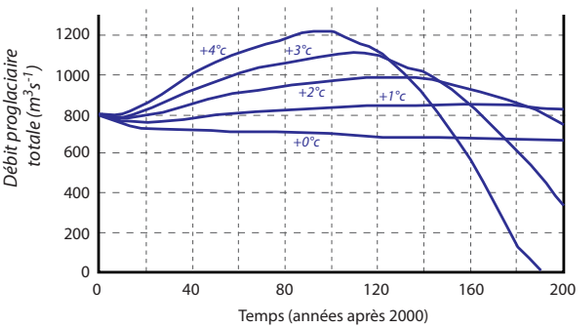

***Première phase de la déglaciation :*** *la fonte glaciaire provoque une élévation du débit proglaciaire.*

***Seconde phase de la déglaciation :*** *la fonte glaciaire se poursuit provoquant une diminution du stock glaciaire et du débit proglaciaire.*

***Résultats sur le Vatnajökull de la modélisation de Flowers et al. (2005)***

*L'étude prédictive de l'ajustement au changement climatique de la calotte glaciaire du Vatnajökull et des débits proglaciaires a été effectuée pour 4 scénarios de réchauffement (+4°C, +3°C, +2°C, +1°C et +0°C par siècle) et une augmentation des précipitation de 5 %.°C$^{-1}$ (Flowers et al. 2005).*




*Dates prédites, selon le scénario de réchauffement, du changement de phase dans l'évolution des écoulements proglaciaires du Vatnajökull*

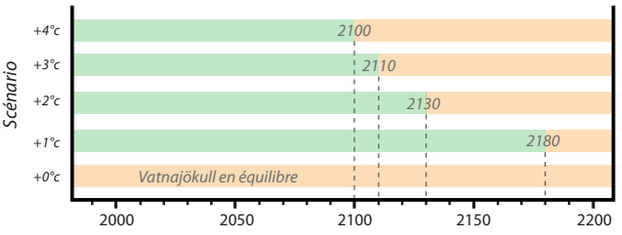



**Figure B15 - L'approche modélisatrice et prospective en Islande**

En définitive, les résultats de ces approches modélisatrices et prospectives sur la déglaciation des calottes islandaises confortent le modèle général d'évolution en deux phases des flux liquides marginaux et confirment la tendance post-PAG et actuelle à l'augmentation des débits proglaciaires.

## 2.2.2. Modification des apports sédimentaires

La réponse des glaciers au changement climatique post-PAG modifie les conditions du transfert sédimentaire entre le système glaciaire et le sandur : *(1)* la perte de volume des glaciers a tendance à limiter leur propre capacité de production de matériel glacigénique ; *(2)* l'efficacité du transfert sédimentaire entre le système glaciaire et le sandur est modifiée à travers la mise en place d'une entité paysagère nouvelle : la marge proglaciaire ; *(3)* le contexte de recul glaciaire s'accompagne d'une période paraglaciaire caractérisée par une remobilisation sédimentaire exacerbée.

### *Baisse de la production de sédiments glacigéniques*

En analysant un jeu de données sur la production sédimentaire de glaciers d'Alaska, de Scandinavie et des Alpes Suisses, Hallet *et al.* (1996) ont identifié une corrélation positive entre la superficie englacée et la quantité de sédiments évacuée par le glacier. Ce résultat suggère que les périodes d'avancée glaciaire (augmentation de la superficie englacée) s'accompagnent d'un accroissement de la production de sédiments glacigéniques (Guymon, 1974 ; Parks et Madison, 1985). Inversement, le recul des langues glaciaires modère la production de sédiments et, *in fine*, la charge solide susceptible d'être transportée par les cours d'eau proglaciaires.

### *Création de la marge proglaciaire et segmentation du continuum glacio-fluvial*

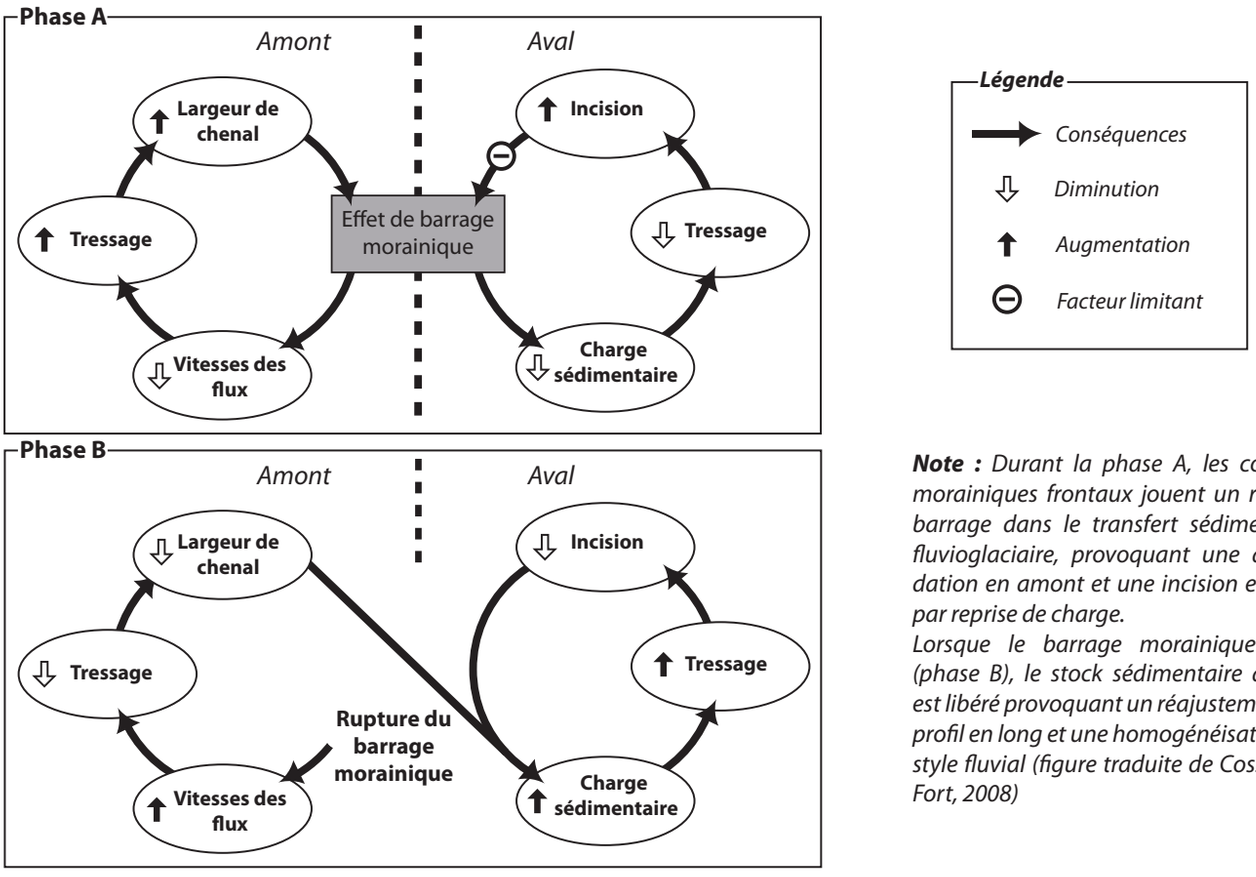
À l'affaiblissement de la production de sédiments glacigéniques s'ajoute la versatilité du relais fluvioglaciaire dont l'emprise spatiale, contrainte par la topographie marquée des édifices morainiques, limite parfois l'efficacité de la remobilisation. Car le transfert sédimentaire du système glaciaire vers le système fluvioglaciaire n'est pas immédiat, il s'établit le plus souvent selon un relais complexe de processus allant du stockage marginal de matériel morainique à la remobilisation paraglaciaire des héritages glacigéniques. Une des conclusions majeures du travail de Fahnestock (1963) sur la White River (État de Washington, USA) confirme que l'essentiel de la charge sédimentaire du cours d'eau proglaciaire provient non pas directement du glacier mais de la remobilisation des édifices morainiques marginaux : « *Although the stream had some load before it issued from the glacier terminus, most of its load was provided by erosion of morainic debris, mudflow, and valley-train deposits in the reach below the glacier* ». Church (1972) relève sur l'île de Baffin un délai de stockage des débris morainiques grossiers de plusieurs décades avant leur éventuelle remobilisation fluvioglaciaire.

En contexte de déglaciation, la mise en place d'une unité paysagère marginale complexe constitue une segmentation marquée du continuum glacio-fluvial. En effet, le caractère compartimenté de la mosaïque paysagère proglaciaire en général, et la présence de cordons morainiques successifs en particulier, sont propices aux effets de barrage et au stockage de matériel sédimentaire à plus ou moins long terme (Cossart et Fort, 2008). La charge sédimentaire parvenant au sandur est par conséquent soumise à d'importantes oscillations liées au stockage et déstockage de matériel dans la marge proglaciaire (fig. B16).

D'autre part, Benn *et al.* (2003) considèrent que la diminution des apports sédimentaires au système fluvial proglaciaire en contexte de déglaciation peut s'expliquer par trois raisons supplémentaires : *(1)* la création d'un lac proglaciaire pérenne qui piège la fraction grossière des sédiments glacigéniques (Embleton et king, 1968) *; (2)* l'épuisement des stocks sédimentaires de versant ; et/ou *(3)* la stabilisation des versants par la végétation.

### *Remobilisation et relais paraglaciaires*

Les travaux de géomorphologie paraglaciaire (Church et Ryder, 1972 ; Mercier, 2001 ; Ballantyne, 2003 ; Cossart, 2005, 2008 ; Chenet, 2008) ont cependant démontré que les espaces récemment déglacés sont, durant la période paraglaciaire, des sources sédimentaires privilégiées pouvant alimenter rapidement les cours d'eau en charge solide. L'érosion latérale des cordons morainiques par les cours d'eau proglaciaires est très vraisemblablement le processus le plus performant de remobilisation paraglaciaire du stock marginal (fig. B17). Cependant, les délais rapides de réajustement des versants déglacés depuis le maximum PAG font des processus de versant un vecteur efficace de la réintroduction du stock sédimentaire juxtaglaciaire dans le système fluvial (Cossart, 2005 ; Chenet, 2008). Les recherches de Chenet (2008) ont effectivement démontré que les versants islandais récemment déglacés sont des sources sédimentaires particulièrement généreuses durant la période de 60 à 70 ans suivant le retrait du glacier. Sur les versants récemment déglacés du Colletthøgda au Spitsberg, Mercier *et al.* (2009) ont observé une stabilisation des dépôts, et donc un tarissement de la remobilisation paraglaciaire, en seulement 20 ans. Ces échelles de temps pluri-décennales confirment ce qui est observé d'une manière plus générale à l'échelle post-PAG : la mise




***Note :*** *Durant la phase A, les cordons morainiques frontaux jouent un rôle de barrage dans le transfert sédimentaire fluvioglaciaire, provoquant une aggradation en amont et une incision en aval par reprise de charge.*
*Lorsque le barrage morainique cède (phase B), le stock sédimentaire amont est libéré provoquant un réajustement du profil en long et une homogénéisation du style fluvial (figure traduite de Cossart et Fort, 2008)*

**Figure B16 - Modèle conceptuel des effets de barrages morainiques dans la marge proglaciaire (Cossart et Fort, 2008)**

en place et la stabilisation des cônes alluviaux s'effectue en quelques décennies seulement (Ballantyne, 2003). Le sapement basal de ces cônes par les écoulements proglaciaires constitue un des modes privilégiés de réinjection de matériel dans le système fluvial (Chenet, 2008) (fig. B17).

Ainsi, les processus de remobilisation paraglaciaires sont susceptibles de pallier un temps le déficit d'apport sédimentaire glacigénique par le glacier en recul.

## 2.3. L'ajustement des sandurs aux fluctuations glaciaires

Comme nous venons de le voir, le changement climatique et le recul glaciaire post-PAG modifient l'alimentation hydrosédimentaire des cours d'eau marginaux à travers l'augmentation du débit liquide et l'altération des transferts solides entre le système glaciaire et le système fluvial proglaciaire. Cette perturbation des variables de contrôle impose un réajustement de la géométrie des sandurs (Schumm, 1977). Plus précisément, les plaines fluvioglaciaires répondent à ces nouvelles conditions en ajustant leur profil en long, leur profil en travers, leur style fluvial et leur tri granulométrique (Maizels, 1979).

### 2.3.1. Ajustements du sandur aux avancées glaciaires : une aggradation généralisée

Typiquement, les avancées glaciaires provoquent une aggradation proximale du sandur et une intensification du tressage en réponse à l'augmentation de la charge sédimentaire (Starkel, 1983 ; Marren, 2005 ; Wilkie et Clague, 2009). Ce type d'ajustement a notamment été observé et quantifié sur le sandur du glacier des Bossons en France (Maizels, 1979). Les expériences en modèle réduit menées par Germanoski et Schumm (1993) montrent que l'aggradation des cours d'eau tressés se traduit par une augmentation du nombre de bancs (donc de la multiplicité des chenaux) plutôt que par un accroissement des dimensions des bancs médians déjà existants (Maizels, 1979). L'exhaussement du plan d'accumulation intervient significativement lors des pics de débit de la saison d'ablation et reste relativement limité le reste de l'année (Marren, 2002). Spatialement, le taux d'aggradation est variable et dépendant de la distance au front glaciaire. Ainsi, il est généralement maximal sur la partie proximale du sandur, au contact du front glaciaire, et diminue progressivement vers l'aval (Germanoski et Schumm, 1993 ; Marren, 2002). Les dynamiques d'avulsion et la mobilité des chenaux en général sont renforcées dans les contextes d'aggradation du plan d'accumulation (Jones et Schumm, 1999).

La phase initiale d'aggradation mène à la réoccupation progressive des chenaux abandonnés et des paléosandurs. Cette phase est caractérisée par le dépôt d'unités sédimentaires à granoclassement inverse (*upward coarsening*) de remplissage des chenaux révélant la position de plus en plus proximale des unités de stockage (Costello et Walker, 1972 ; Marren, 2001). Ce granoclassement inverse se distingue également sur les profils stratigraphiques des bancs (Marren, 2005). Si l'abondance de la charge sédimentaire se maintient, le comblement des chenaux de premier ordre aboutit à une intensification du tressage et un renforcement des dynamiques d'avulsion et de la mobilité des cours d'eau (Leddy *et al.*, 1993).

*Erosion latérale des moraines du maximum PAG par les cours d'eau proglaciaires du Morsárjökull (Islande)*

*Sapement basal des cônes alluviaux en rive droite du sandur du Morsárjökull (Islande)*

**Figure B17 - Erosion latérale et sapement basal : processus efficaces de remobilisation des stocks glaciaires et paraglaciaires**

Sur le long terme, les avancées glaciaires et l'aggradation généralisée du plan d'accumulation se traduisent par un balayage et une occupation, même si elle reste périodique, de l'ensemble du fond de vallée par le système de tressage actif (Marren, 2005).

### 2.3.2. Ajustements du sandur aux reculs glaciaires : une incision proximale et une aggradation distale

Le recul glaciaire, associé à une certaine pénurie sédimentaire, provoque généralement une incision du plan d'accumulation fluvioglaciaire et la formation d'un chenal unique et profond sur la partie proximale du sandur (Fahnestock, 1969 ; Maizels, 1979, 1983 ; Germanoski et Schumm, 1993 ; Germanoski et Harvey, 1993 ; Marren, 2005). Cette réponse fluviale a notamment été observée sur les marges des glaciers islandais Skaftafellsjökull et Svínafellsjökull au sud du Vatnajökull (Thompson et Jones, 1986 ; Thompson, 1988 ; Marren, 2002). Lors de la phase d'incision, les bancs ont tendance à se regrouper pour former des unités sédimentaires de dimensions supérieures en déséquilibre par rapport aux conditions de débits liquide et solide (Germanoski et Schumm, 1993). L'incision du sandur proximal se traduit par la mise en place de terrasses (paléosandurs) dont les caractéristiques morphosédimentaires superficielles reflètent les conditions paléohydrologiques avant l'incision (Marren, 2005). Les travaux en modèles réduits montrent que le profil en long d'un plan d'accumulation de tressage incisant sa partie proximale est normalement caractérisé par un point d'inflexion, à l'aval duquel l'aggradation est dominante (Germanoski et Schumm, 1993 ; Germanoski et Harvey, 1993). En effet, le matériel remobilisé du sandur proximal est redéposé en aval et s'accompagne d'une intensification du tressage du sandur distal (Germanoski et Harvey, 1993). Lorsque le déficit sédimentaire se poursuit, les expériences en modèles réduits ont montré que le point d'inflexion, séparant la zone d'incision de la zone d'aggradation, a tendance à migrer vers l'aval (Germanoski et Harvey, 1993). Ajoutons que, parallèlement, le recul glaciaire favorise la formation de lacs proglaciaires qui piègent la fraction grossière du transfert sédimentaire glacio-fluvial et renforcent les tendances à l'incision du sandur proximal et à l'aggradation du

sandur intermédiaire puis distal (Embleton et King, 1968 ; Chew et Ashmore, 2001 ; Benn *et al.*, 2003 ; Gardarsson et Eliasson, 2006).

Deux processus sont évoqués dans la littérature pour expliquer l'ajustement du plan d'accumulation fluvioglaciaire à la déglaciation : la migration vers l'amont du profil en long du sandur (Thompson et Jones, 1986 ; Marren, 2002) et la variation de l'abondance du stock sédimentaire marginal (Church, 1972 ; Maizels, 1979), tous deux contrôlés par les fluctuations du front glaciaire. Plus exactement, la migration vers l'amont du profil en long est un processus qui a été proposé pour expliquer les ajustements du plan d'accumulation fluvioglaciaire sur le court terme (à l'échelle interannuelle). En effet, Thompson et Jones (1986) puis Marren (2002) considèrent qu'un déficit sédimentaire dans la marge proglaciaire ne peut provoquer l'incision proximale du sandur d'une année à l'autre. Par conséquent, ils invoquent l'érosion régressive, commandée par le recul du front du glacier, comme processus explicatif. Le choix de cette option révèle les incertitudes qui pèsent encore sur le rôle joué par la marge proglaciaire sur le bilan sédimentaire en contexte de déglaciation. Autrement dit, c'est l'efficacité et le calendrier de la remobilisation paraglaciaire susceptible de pallier le déficit de sédiments glacigéniques qui sont questionnés.

À l'échelle des bancs et de la géométrie de chenal, Marren (2005) admet que l'ajustement morphosédimentaire du sandur au recul glaciaire reste encore méconnu. Ils avancent néanmoins plusieurs propositions : *(1)* dans la zone proximale, l'intensité de tressage décroît rapidement jusqu'à la formation d'un profond chenal unique et stable. Les bancs, de grandes dimensions, sont caractérisés par des dépôts grossiers à granoclassement normal reflétant les pics de débit de la saison d'ablation ou les crues catastrophiques de type jökulhlaup pour les sandurs affectés *; (2)* la zone distale du sandur, est caractérisée par une dynamique d'exhaussement, une forte intensité de tressage et une multiplication des bancs de petite taille et de granulométrie évidemment plus fine que ceux de l'amont.

# Chapitre 3 - Objectifs, hypothèses de travail et présentation des terrains d'étude

L'analyse bibliographique effectuée dans les deux chapitres précédents a permis de cerner les tendances du changement climatique post-PAG en Islande et de dégager les modes d'ajustement dominants des systèmes glaciaire et fluvioglaciaire. Cet état des lieux a également permis de repérer les incertitudes qui pèsent encore sur le calendrier du maximum PAG glaciaire (*cf.* 1.2.2) et la variabilité observée au niveau des réponses post-PAG des langues glaciaires (*cf.* 1.2.4). D'autre part, les contrôles opérés par la marge proglaciaire sur les flux hydrosédimentaires et l'efficacité de la remobilisation paraglaciaire du stock marginal restent encore mal connus (*cf.* 2.2.2). En d'autres termes, les séquences d'ajustement post-PAG des plans d'accumulation fluvioglaciaires, dont la morphogenèse témoigne des variations temporelles des flux hydrosédimentaires, doivent être précisées.

Sur la base de la reconstitution des réponses post-PAG des systèmes glaciaires et fluvio-glaciaires sud-islandais, les objectifs de recherche de cette thèse visent à apporter des éléments de réponse à ces questionnements.

## 3.1. Objectifs de la thèse et hypothèses de travail

La reconstitution des ajustements post-PAG de l'ensemble du continuum glacio-fluvial passe nécessairement par la caractérisation successive et le calage chronologique des réponses glaciaires et fluvioglaciaires. Afin de cadrer notre recherche, nous détaillons ici nos objectifs et nos hypothèses de travail.

### 3.1.1. Expliquer les ajustements post-PAG du continuum glacio-fluvial

L'objectif général de cette thèse vise à préciser les modes et les rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial au changement climatique post-PAG. À travers le calage chronologique et la quantification des réponses des systèmes glaciaire et fluvioglaciaire étudiés, nous souhaitons : *(1)* explorer l'éventail des scénarios des ajustements observés *; (2)* tester

l'hétérogénéité et le caractère asynchrone des réponses glaciaires et fluvioglaciaires *; (3)* cerner les variables de contrôle susceptibles d'expliquer la diversité des réponses mesurées.

Dans un premier temps, la collecte de données caractérisant le calendrier et l'intensité des réponses glaciaires et fluvioglaciaires des différents émissaires sud-islandais permet d'inventorier les scénarios d'ajustement du continuum glacio-fluvial et d'évaluer le degré d'hétérogénéité et de synchronisme des réponses glaciaires et fluvioglaciaires observées. Ensuite, si l'hétérogénéité des réponses post-PAG du continuum glacio-fluvial est avérée, nous explorerons et identifierons les variables de contrôle non climatiques susceptibles d'expliquer cette diversité des réponses. Ce travail s'organise selon la logique amont-aval de succession des systèmes glaciaire et fluvioglaciaire :

Concernant les langues glaciaires, l'objectif est d'évaluer si les différences mesurées au niveau de la physionomie glaciaire (pente, exposition, dimensions…) et de l'ambiance climatique régionale contribuent à expliquer la variabilité et l'asynchronisme des réponses post-PAG des fronts glaciaires.

Concernant les sandurs, l'objectif est de déterminer les séquences et les rythmes d'ajustement post-PAG des plans d'accumulation fluvioglaciaires, puis de mesurer la dépendance de la réponse des sandurs à l'intensité de recul des fronts et à la configuration paysagère de la marge proglaciaire (contrôlant en partie le transfert hydrosédimentaire glacio-fluvial).

### 3.1.2. HYPOTHÈSES DE TRAVAIL

À partir du travail de synthèse bibliographique effectué dans les chapitres précédents, des hypothèses de travail peuvent être formulées sur les modalités d'ajustement post-PAG du continuum glacio-fluvial. Cette étape permet de cadrer ensuite la démarche méthodologique adoptée dans le but de valider ou de rejeter ces hypothèses.

#### *Hétérogénéité du maximum PAG, temps de réponse et sensibilité des langues glaciaires*

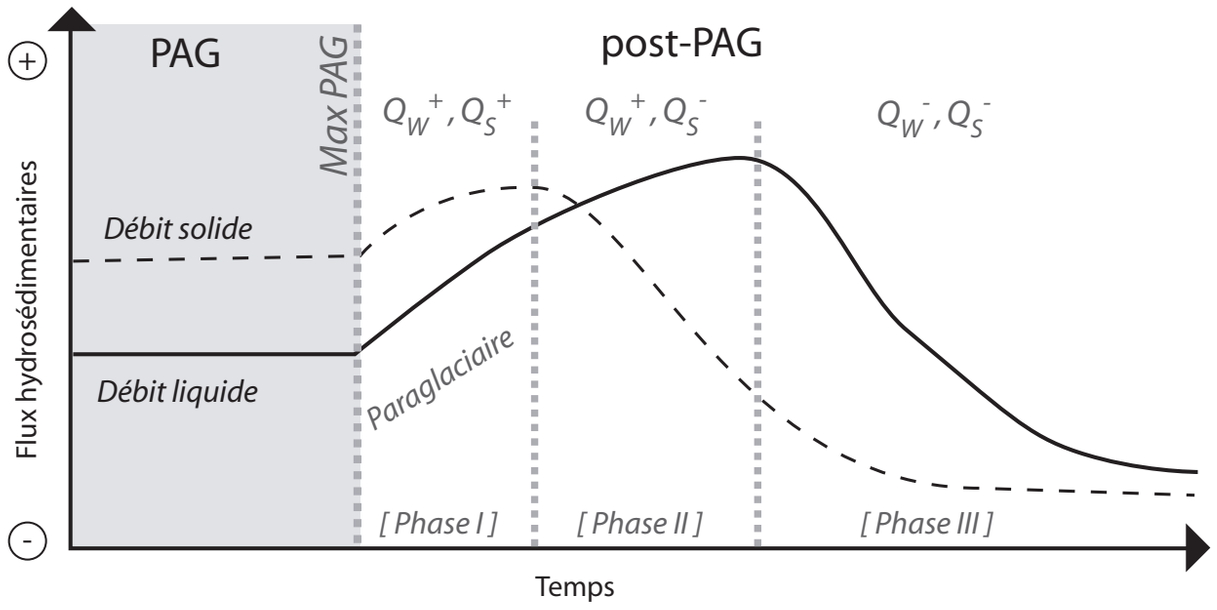
Comme les études récentes tendent à le démontrer, les maximums PAG d'extension des langues glaciaires sud-islandaises sont particulièrement asynchrones (*cf.* 1.2.2). Ce décalage de calendrier peut être le fruit de la variabilité des temps de réponse ($T_r$) et des sensibilités aux changements climatiques ($C$) des différents émissaires. Ces deux paramètres étant sensibles aux caractéristiques géométriques des appareils glaciaires, le caractère asynchrone des maximums PAG glaciaire peut être expliqué, au moins en partie, par la physionomie des langues glaciaires. En particulier, nous pensons que les valeurs de pente, l'altitude de la LEG et la dimension (longueur, largeur et superficie) des glaciers sont en mesure d'expliquer l'asynchronie des maximums PAG et les différences d'ajustement glaciaire post-PAG.

#### *Scénarios d'ajustement fluvioglaciaire*

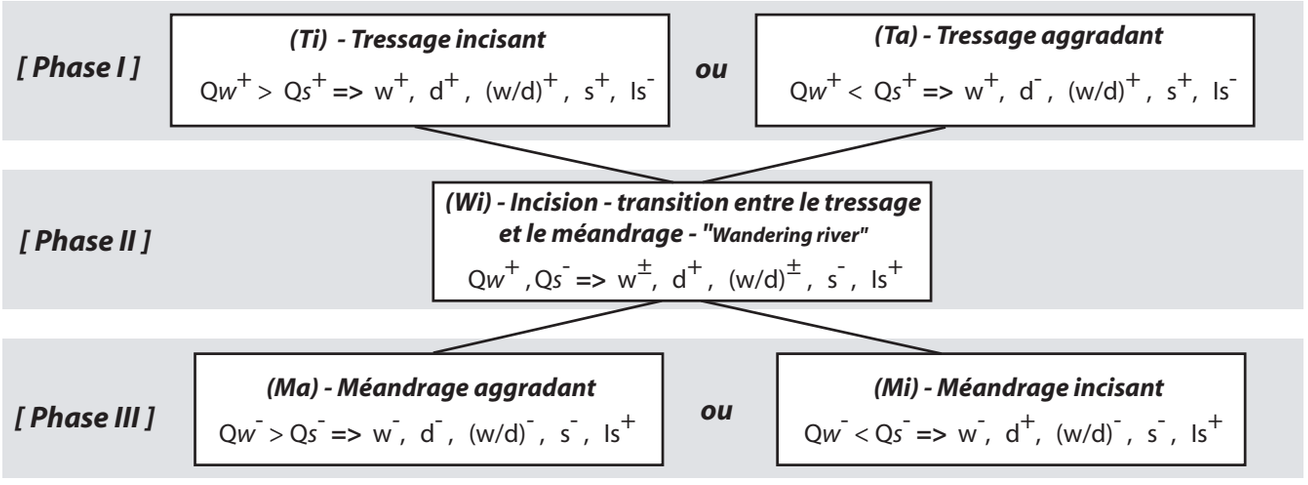
Le travail de synthèse bibliographique a permis de cerner *a priori* l'évolution post-PAG des flux hydrosédimentaires et de proposer un modèle théorique (fig. B18-A). La combinaison des variations des débits liquide et solide permet de distinguer trois phases :

- La phase I est caractérisée par une augmentation simultanée des flux hydrosédimentaires liée à la hausse des apports d'eau de fonte glaciaire d'une part et l'amorce de la crise paraglaciaire d'autre part.

**A** ***Evolution post-PAG en trois phases des variables hydrosédimentaires***




**B** ***Hypothèses d'ajustement fluvioglaciaire (selon les modèles de Schumm, 1977 et de Starkel, 1983)***




**C** ***Quatre scénarios possibles d'ajustement post-PAG des plaines fluvioglaciaires***

| Scénarios | Recul glaciaire post-PAG | Durée et efficacité de la remobilisation paraglaciaire | Rôle dominant de la marge proglaciaire |
|---|---|---|---|
| **[1]** ***Ti => Wi => Ma*** | Rapide | Longue mais peu efficace | Stockage |
| **[2]** ***Ti => Wi => Mi*** | Très rapide | Courte et peu efficace | Stockage |
| **[3]** ***Ta => Wi => Ma*** | Très lent | Longue et efficace | Déstockage |
| **[4]** ***Ta => Wi => Mi*** | Lent | Courte mais efficace | Déstockage |

***Légende :***

*$Q_W$ : débit liquide* — *(w/d) : ratio largeur profondeur* — *w : largeur de chenal* — *Is : indice de sinuosité*

*$Q_S$ : débit solide* — *s : pente* — *d : profondeur de chenal*

**Figure B18 - Hypothèses d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG basées sur le modèle d'évolution des variables hydrosédimentaires**

- La phase II est caractérisée par une évolution opposée des flux hydrosédimentaires. Le débit liquide continue à augmenter tandis que le débit solide chute en raison d'une diminution de l'efficacité de la remobilisation paraglaciaire et de la mise en place d'unités de stockage sédimentaire à long terme dans la marge proglaciaire (lacs proglaciaires pérennes, plaines intra-morainiques anciennes).
- La phase III est caractérisée par une chute du débit liquide liée à la réduction du volume des langues glaciaires et à la diminution des apports d'eau de fonte. Pour les mêmes raisons que celles indiquées pour la seconde phase, le débit solide continue à chuter. En théorie, les flux hydrosédimentaires se stabilisent lorsque la déglaciation du bassin versant est achevée.

En utilisant les modèles théoriques de métamorphose fluviale développés par Schumm (1977) et Starkel (1983), les hypothèses d'ajustement fluvioglaciaire pour chacune des phases peuvent être formulées (fig. B18-B). Les relations développées par Starkel (1983) font intervenir la notion de variable dominante dans l'évolution des flux hydrosédimentaires. Ainsi, lorsque les débits liquide et solide varient dans le même sens (cas des phases I et III), deux types d'ajustement fluvioglaciaires sont à envisager selon la domination de la tendance du débit liquide (noté Qw > Qs) ou du débit solide (noté Qw < Qs). Ainsi, deux types d'ajustement alternatifs sont possibles durant la phase I (fig. B18-B) : la mise en place ou la conservation d'un style fluvial de tressage soit incisant (*Ti*), dans le cas où l'augmentation du débit liquide est dominante, soit aggradant (*Ta*) si la tendance dominante est l'augmentation du débit solide. Au cours de la phase II, Les tendances opposées des flux hydrosédimentaires se traduisent par une dynamique d'incision et la mise en place d'un style fluvial divagant (*Wi*) transitoire entre le tressage et le méandrage (appelé *Wandering river* dans la littérature anglophone). D'après les modèles de Schumm (1977) et Starkel (1983), il n'existe pas d'hypothèse alternative de l'ajustement fluvioglaciaire durant la seconde phase. Lors de la phase III, la diminution des flux hydrosédimentaires conduit à la mise en place d'un style fluvial de méandrage aggradant (*Ma*), si la baisse du débit liquide est dominante, ou d'un méandrage incisant (*Mi*) si la tendance dominante est la diminution du débit solide.

Sur la base de ces hypothèses d'ajustement en trois phases du système fluvial proglaciaire, quatre scénarios de réponse post-PAG des sandurs sont potentiellement envisageables. Nous pensons que la mise en place de ces scénarios est dépendante du rythme de la déglaciation post-PAG, de la durée et de l'efficacité de la remobilisation paraglaciaire, et enfin, du rôle dominant joué par la marge proglaciaire sur le transfert sédimentaire glacio-fluvial et paraglaciaire (fig. B18-C) :

[1] Le premier scénario possible associe la métamorphose fluviale du tressage incisant vers le méandrage aggradant à :

- un recul glaciaire rapide (fort apport d'eau de fonte et diminution rapide de l'apport de sédiments glacigéniques qui limite l'augmentation des débits solides à la seule remobilisation paraglaciaire) ;
- et/ou une remobilisation paraglaciaire peu efficace mais qui s'inscrit dans la durée ;
- et/ou une configuration de la marge proglaciaire qui privilégie le stockage aux dépens du déstockage sédimentaire via l'émergence, la croissance et la multiplication rapide des unités paysagères marginales piégeant durablement les sédiments glacigéniques et paraglaciaires.

[2] Le second scénario associe la métamorphose fluviale du tressage incisant vers le méandrage incisant à :

- un recul glaciaire très rapide ;
- et/ou une remobilisation paraglaciaire peu efficace et courte ;
- et/ou une configuration de la marge proglaciaire qui privilégie le stockage sédimentaire.

[3] Le troisième scénario associe la métamorphose fluviale du tressage aggradant vers le méandrage aggradant à :

- un recul glaciaire très lent (la production de sédiments glacigéniques reste très élevée et renforce l'apport sédimentaire par remobilisation paraglaciaire) ;
- et/ou une remobilisation paraglaciaire longue et efficace ;
- et/ou une configuration de la marge proglaciaire ou les effets de barrage du transit sédimentaire glacio-fluvial sont limités et qui privilégie le déstockage paraglaciaire des stocks sédimentaires marginaux (absence de lacs proglaciaires pérennes, remobilisation des édifices morainiques par les processus thermokarstiques).

[4] Le quatrième scénario associe la métamorphose fluviale du tressage aggradant vers le méandrage incisant à :

- un recul glaciaire lent ;
- et/ou une remobilisation paraglaciaire courte mais efficace ;
- et/ou une configuration de la marge proglaciaire qui privilégie le déstockage sédimentaire.

Notons que les résultats issus de la modélisation prospective de l'évolution du volume glaciaire et de l'eau de fonte du Vatnajökull prévoient une inversion de la tendance du débit liquide proglaciaire intervenant au plus tôt en 2040 (*cf.* 2.2.1 et fig. B15). Il est donc vraisemblable que seules les deux premières phases des scénarios d'ajustement fluvioglaciaire, correspondant à l'augmentation du débit liquide proglaciaire, soient identifiables sur le terrain. Notons également que nos hypothèses de travail ont été élaborées en tenant compte de nos observations, lors de la première mission estivale de prospection de 2005, sur les marges du Morsárjökull visant à préparer le travail de thèse. De manière qualitative, cette première confrontation aux terrains fluvioglaciaires islandais a suggéré la domination de la dynamique d'incision post-PAG des sandurs proximaux et souligné l'importance des contrôles opérés par les unités paysagères marginales (lacs proglaciaires et moraines) sur le transfert hydrosédimentaire glacio-fluvial (fig. B19).

Notons également que cette discrétisation des scénarios hypothétiques d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG est schématique. Il existe plus vraisemblablement un continuum ou un discontinuum des réponses fluvioglaciaires à la déglaciation post-PAG lié à des comportements non linéaires des systèmes fluviaux proglaciaires soumis aux effets de seuils. La formulation de ces hypothèses fournit néanmoins un cadre théorique valide et nécessaire pour l'élaboration d'une méthodologie visant à vérifier sur le terrain la réalisation des différents scénarios identifiés.

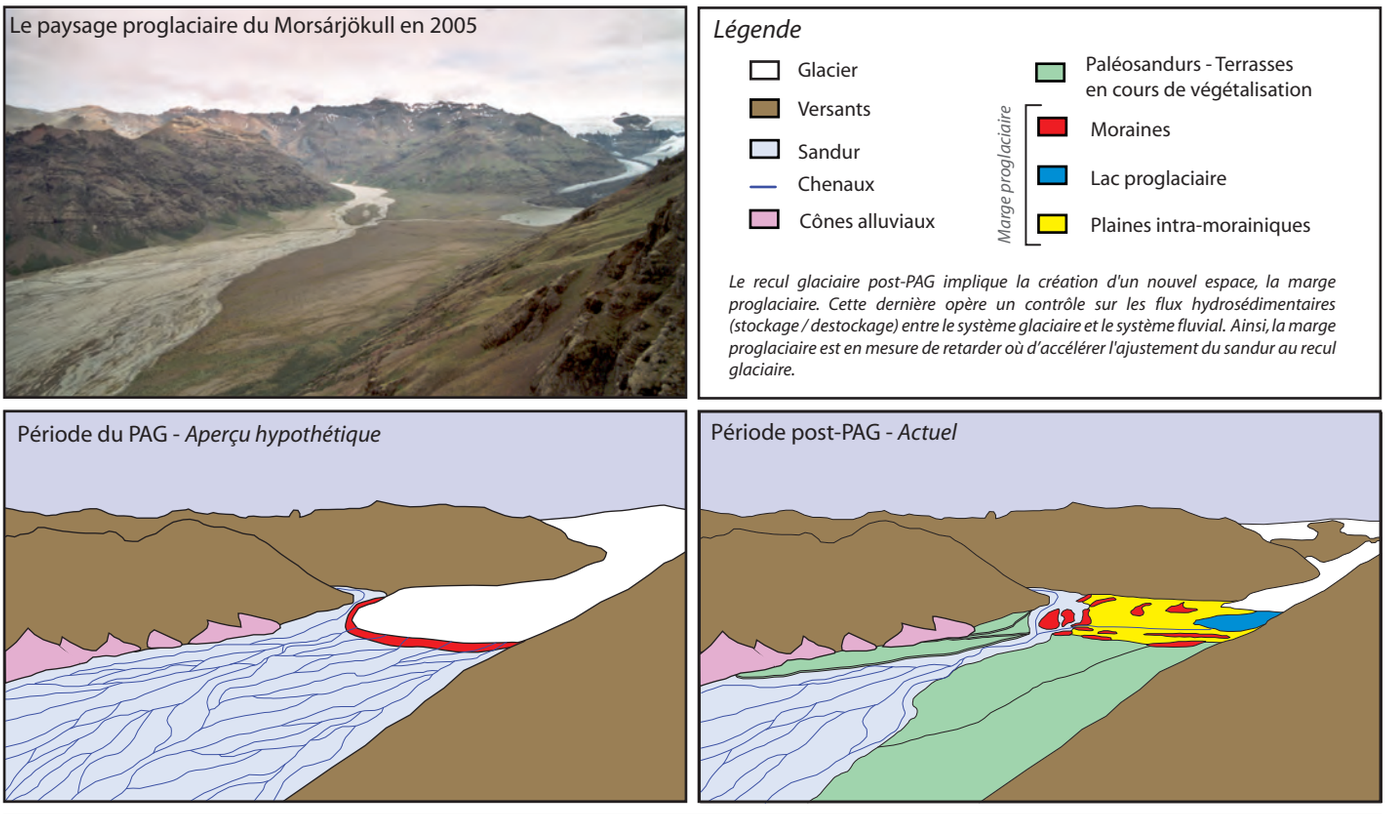



**Figure B19 - Aperçu de l'impact du recul glaciaire post-PAG sur le paysage fluvial : l'exemple du Morsárjökull**

## 3.2. Cadre géographique et présentation des terrains d'étude

Unique manifestation émergée du rift médio-atlantique, l'Islande est une jeune île volcanique subpolaire située entre 63° et 66° Nord. L'originalité de sa situation géographique se manifeste par une activité volcanique, tectonique, géothermique intense et la présence de vastes calottes glaciaires. Depuis près de deux siècles et la première expédition française improvisée de 1835 (initialement il s'agissait d'une expédition de sauvetage du navire français *La Lilloise*) des deux naturalistes Paul Gaimard et Eugène Robert (Drivenes, 2002), la singularité du cadre géographique Islandais a motivé de nombreuses recherches scientifiques françaises et internationales. Chaque année, plusieurs centaines d'articles scientifiques sur l'Islande sont publiés (Guðmundsson, 2007).

L'accessibilité de ses nombreuses langues glaciaires et la richesse de la bibliographie les concernant font de l'Islande un terrain idéal pour l'étude des ajustements post-PAG des systèmes glaciaires et fluvioglaciaires.

### 3.2.1. Le contexte géographique islandais

La combinaison des particularités volcaniques et climatiques de l'Islande a singularisé le paysage insulaire à l'échelle de l'espace nord-atlantique. Avant de présenter les langues glaciaires et sandurs retenus pour cette étude, nous rappelons brièvement les éléments de l'histoire géologique ayant conduit à cette spécificité du paysage islandais.

### *Rift médio-atlantique et panache mantellique*

Comparativement au continent européen et au Groenland « voisin », l'Islande est géologiquement jeune. Les premières coulées de lave lui donnant naissance datent du début du Miocène il y a 18 millions d'années (Einarsson, 2005). Plus précisément, c'est l'alignement du rift médio-atlantique et du panache mantellique islandais (« point chaud ») qui a produit les vastes épanchements volcaniques responsables de la mise en place de la plateforme basaltique de 200 000 km² , et dont les 103 000 km² émergés constituent l'île islandaise actuelle (Guðmundsson, 2007). Depuis, les deux plaques atlantiques ont continué à migrer vers le nord-est et le panache mantellique serait actuellement centré sur la calotte du Vatnajökull. Ce sont les remontées magmatiques au sein de ce panache mantellique qui seraient notamment responsables de l'activité éruptive contemporaine du volcan sous-glaciaire Grímsvötn (Alfaro *et al.*, 2007). L'origine volcanique de la plateforme émergée confère à l'Islande une certaine homogénéité pétrographique. Le substrat rocheux islandais est en effet composé à 80 % de basaltes, 10 % de roches extrusives acides (rhyolites, dacites) ou de hyaloclastites (brèches volcaniques vitrifiées), et les 10 % restants sont des formations sédimentaires essentiellement postglaciaires. Les roches métamorphiques sont inexistantes en Islande (Saemundsson et Gunnlaugsson, 2002).

### *L'empreinte glaciaire*

Les glaciations quaternaires successives ont profondément marqué le paysage islandais, en particulier les anciennes coulées volcaniques tertiaires du nord-ouest et de l'est de l'île. L'érosion glaciaire a ainsi sculpté les paysages de fjords encore visibles aujourd'hui sur la côte orientale et la péninsule du nord-ouest (Einarsson, 2005). Durant la glaciation würmienne, la quasi-totalité de l'île était recouverte par une seule et unique calotte glaciaire. Le volcanisme sous-glaciaire du Pléistocène a d'ailleurs produit des reliefs originaux dénommés *stapi* (montagnes tables hyaloclastiques) de 500 m de hauteur témoignant ainsi de l'épaisseur minimum de la calotte würmienne. Depuis 10 000 ans BP, la déglaciation holocène a transformé la calotte unique en fragments de calottes éparses, mais dont les dimensions restent exceptionnelles à l'échelle du continent européen.

Globalement, les ALEG actuelles varient de 1 100 m au sud de l'île à 1 700 m au nord de l'Islande en raison du fort gradient nord-sud du régime pluviométrique (Guðmundsson, 2007). Environ 50 % de la superficie du pays sont situés au-dessus de 400 m et 11 % du territoire sont encore englacés. Bien que le cumul des six plus vastes calottes glaciaires islandaises (Vatnajökull, Langjökull, Hofsjökull, Mýrdalsjökull, Eyjafjallajökull, Drangajökull) représente 98 % de l'espace englacé, le Vatnajökull domine les autres calottes par ses dimensions : autour de 8 000 km² de superficie et 1 000 mètres d'épaisseur maximale en 2000 (70 % de la surface englacée islandaise à lui tout seul). L'ensemble des calottes glaciaires islandaises et leurs nombreux émissaires sont classés dans les glaciers tempérés dits « à base chaude » (Björnsson, 1979).

### *Le climat islandais actuel*

Malgré sa localisation subpolaire, l'Islande est caractérisée par un climat plutôt océanique et tempéré en raison de l'influence d'une branche du *Gulf Stream*, le courant chaud d'Irminger, qui longe les côtes sud et ouest de l'île. Néanmoins, l'influence du courant froid du Groenland oriental et de ses branches dérivées (le courant islandais oriental) refroidit les eaux côtières du nord et de l'est de l'île et impose un fort gradient nord-sud des températures (Einarsson,

2005). De plus, la situation de l'Islande à l'interface fluctuante des masses d'air tempérées et arctiques renforce le contraste climatique marqué entre le nord et le sud de l'île (Hanna *et al.*, 2006). La carte des températures moyennes annuelles (fig. B20-A) montre ce fort contraste et l'influence du courant d'Irminger puisque seules les côtes sud et sud-ouest atteignent des températures moyennes annuelles entre 4 et 6°C. Les espaces côtiers nord et est, ainsi que le centre de l'île plus continentale, sont plus froids. La température moyenne du mois le plus chaud, juillet, est supérieure à 10°C dans les plaines du sud et l'ouest de l'Islande, mais est nettement plus fraîche dans le reste de l'île. Selon la définition de la ligne de Köppen, la plus grande partie de l'Islande appartient à la zone climatique arctique. D'autre part, les hivers islandais sont généralement très doux pour cette latitude. Les basses terres côtières ont une température moyenne de janvier proche de 0°C, et seules les régions montagneuses et englacées du centre de l'Islande ne connaissent des températures moyennes mensuelles inférieures à -10°C. Le régime des précipitations en Islande reflète la circulation cyclonique de l'océan Atlantique Nord en direction du sud-ouest, exposant la côte sud à de fortes précipitations annuelles (pouvant dépasser les 4 000 mm au niveau du sud du Vatnajökull) et privant la partie septentrionale de l'Islande d'averses plus fréquentes (fig. B20-B).

### 3.2.2. Les trois secteurs d'étude sud-islandais retenus

Sur la base de critères d'accessibilité et d'homogénéité de l'ambiance climatique régionale, quinze langues glaciaires et sandurs répartis sur trois secteurs sud-islandais ont été retenus pour notre étude de la réponse post-PAG des systèmes glaciaire et fluvioglaciaire (fig. B21). Aucun des glaciers retenus n'est soumis au phénomène de *surge* (Thórarinsson, 1969 ; Björnsson *et al.*, 2003). En revanche, trois des glaciers étudiés sont connus pour être des exutoires de jökulhlaups d'éruption volcanique sous-glaciaire où de jökulhlaups limno-glaciaires (Björnsson, 1992). Il s'agit du Sólheimajökull au sud de la calotte du Mýrdalsjökull, du Kotárjökull dans le secteur de l'Öræfajökull et de l'Heinabergsjökull à l'est du Vatnajökull.

#### *Le Sólheimajökull - Mýrdalsjökull*

Le Sólheimajökull est la langue glaciaire la plus longue des émissaires sud de la calotte du Mýrdalsjökull (une dizaine de kilomètres de long pour une superficie du bassin d'alimentation de 46 km² environ). Les fluctuations de son front glaciaire sont parfois atypiques et décalées par rapport aux glaciers voisins (Tweed, 2000). Dugmore et Sugden (1991) expliquent ce décalage par la migration de la ligne de partage des glaces lorsque le volume de la calotte du Mýrdalsjökull varie. Plus précisément, la superficie du bassin d'alimentation du Sólheimajökull a tendance à augmenter lorsque la calotte s'amincit. Ce mécanisme de migration de la ligne de partage des glaces est évoqué pour expliquer les avancées du front glaciaire dans les années 1980 (Tweed, 2000). La calotte du Mýrdalsjökull atteint une altitude maximale de 1 493 m et couvre le volcan actif Katla dont les éruptions sous-glaciaires peuvent déclencher des jökulhlaups parfois drainés par le Sólheimajökull.

La morphologie et la sédimentologie du sandur du Sólheimajökull (Sólheimasandur) sont affectées par la récurrence de jökulhlaups d'éruption volcanique durant l'Holocène (Maizels, 1991 ; Tweed, 2000). Ainsi, dans la classification de Maizels (1993), le Sólheimasandur est un sandur de type III (*cf.* 2.1.4). Cependant, depuis le maximum PAG, seulement deux jökulhlaups (en 1934 et en 1999) sont cités dans la littérature (Tweed, 2000 ; Björnsson, 2002). L'étude *in situ* du rôle de la récurrence des jökulhlaups volcano-glaciaires sur la morphogénèse du Sólheimasandur n'a pu être menée. Néanmoins, les impacts géomorphologiques du dernier

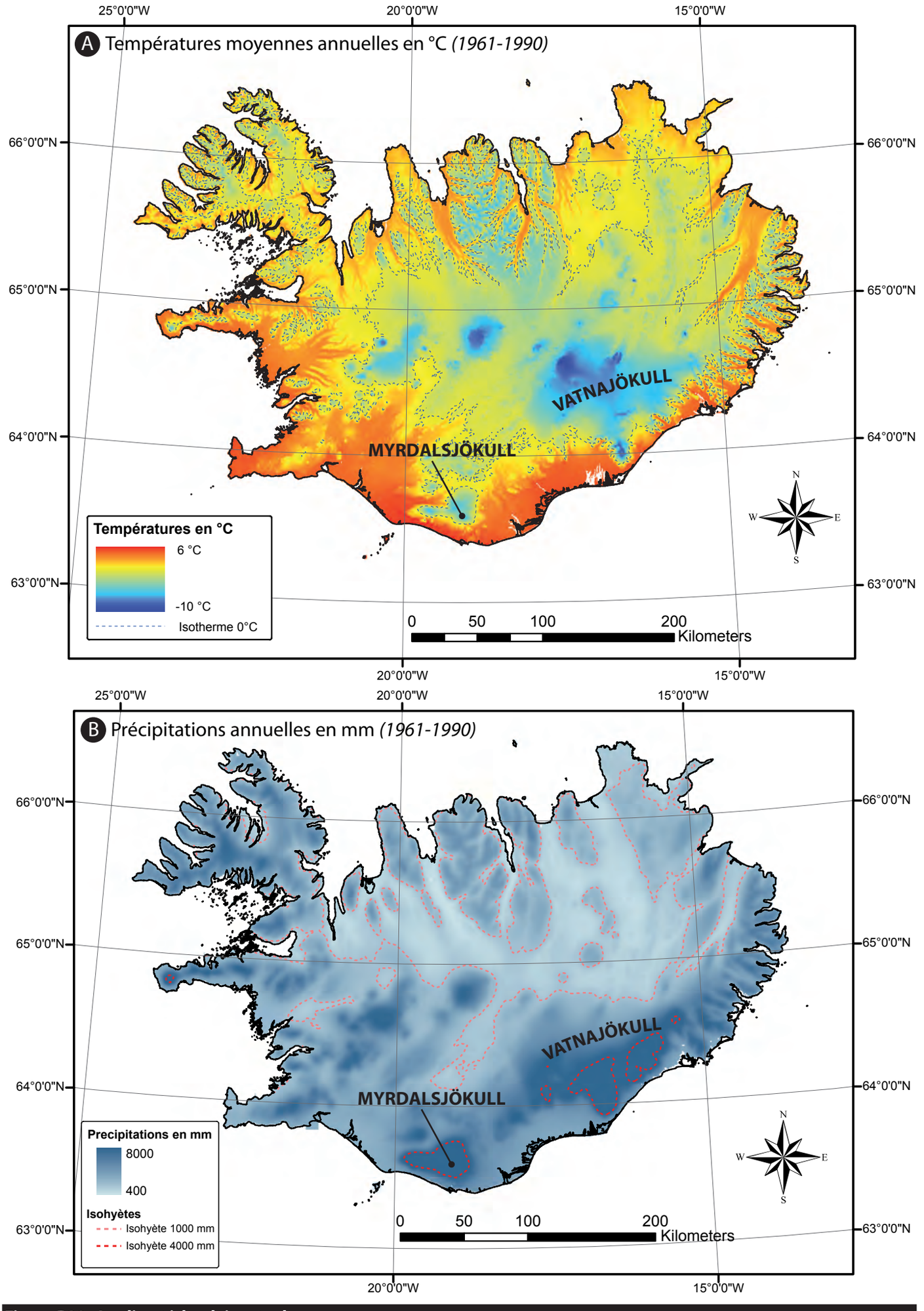



**Figure B20 - Le climat islandais actuel** *(normales des températures moyennes annuelles et des précipitations annuelles calculées sur la période 1961-1991)*

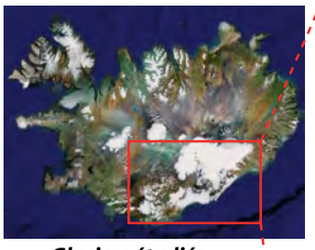
jökulhlaup de juillet 1999 ont été beaucoup étudiés et les processus morphogéniques associés aux jökulhlaups volcano-glaciaires sont mieux connus (Roberts *et al.*, 2000 ; Tweed, 2000 ; Roberts *et al.*, 2003 ; Russel *et al.*, 2003, 2010).

### *Le secteur de l'Oræfajökull*

L'Öræfajökull est un sous-bassin glaciaire du secteur sud de la calotte du Vatnajökull. Il recouvre la caldeira du stratovolcan sous-glaciaire du même nom (fig. B21). Le rebord nord de cette caldeira constitue le plus haut sommet d'Islande, le Hvannadalshnúkur (2 110 m). Comparés aux imposants lobes glaciaires soumis aux *surges* du nord du Vatnajökull, les émissaires de l'Öræfajökull sont des langues glaciaires très dynamiques en raison de l'importance du dénivelé entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation (pentes fortes) et des forts gradients altitudinaux des températures et des précipitations (Sigurðsson *et al.*, 2007 ; Hannesdóttir *et al.*, 2010).

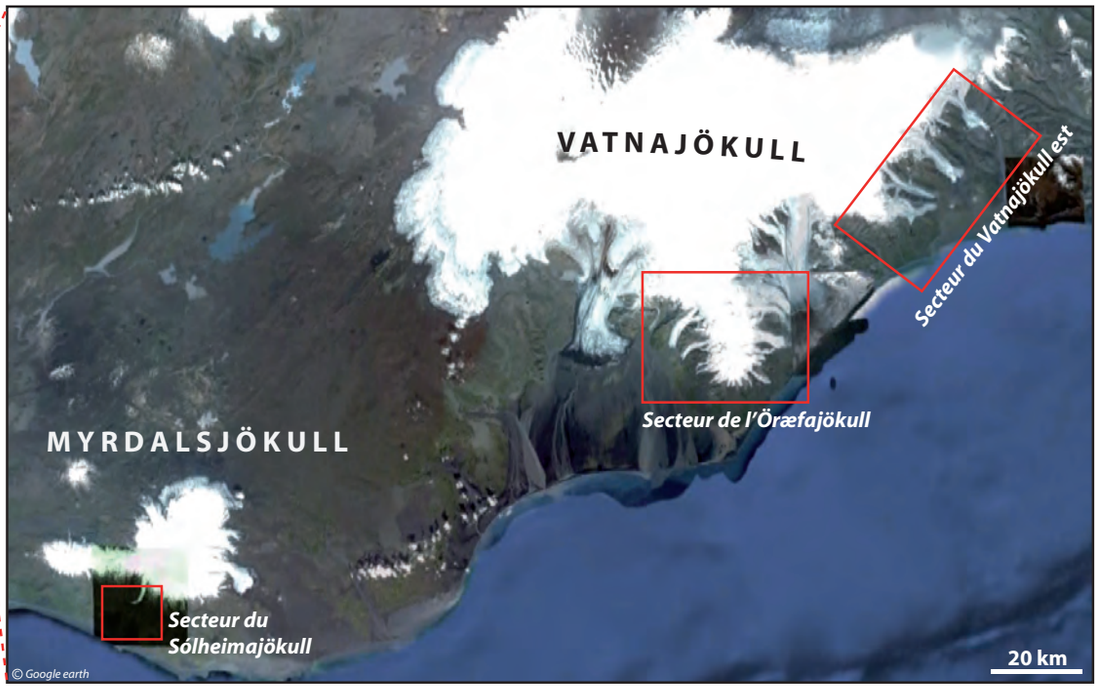
Le secteur d'étude de l'Öræfajökull regroupe neuf des quinze langues glaciaires étudiées (le Morsárjökull, le Skaftafellsjökull, le Svínafellsjökull, le Virkisjökull, le Kotárjökull, l'Hólárjökull, le Kvíárjökull, le Hrútárjökull et le Fjallsjökull). Les glaciers du Kotárjökull et de l'Hólárjökull sont des émissaires de petites dimensions (superficies inférieures à 7 km²) et excessivement pentus. Les Islandais dénomment ce type de glacier les *Falljökull* (« glaciers cascades » en français). À l'exception du Morsárjökull, les émissaires étudiés de l'Öræfajökull sont des langues glaciaires de piémont lobées dont les superficies dépassent en moyenne les 20 km². La physionomie glaciaire du Morsárjökull est en effet particulière. Cet émissaire est un glacier de vallée « presque régénéré » : la connexion entre sa zone d'accumulation et sa zone d'ablation est marquée par une falaise d'environ 400 m de commandement qui rompt la continuitité du flux glaciaire amont-aval sur la rive gauche. Ainsi, la langue glaciaire aval du Morsárjökull est en partie alimentée en glace par la chute de séracs provenant de la partie sommitale de la falaise. Cette discontinuité dans l'écoulement glaciaire peut *a priori* perturber la réponse du front à la commande climatique.

Depuis la colonisation viking de l'Islande (874 A.D.), l'Öræfajökull est entré en éruption deux fois seulement : en 1362 et en 1727, avec un indice d'explosivité volcanique respectif de 5 et 4 (Thordarson et Larsen, 2007). Les éruptions sous-glaciaires de l'Öræfajökull ont déclenché deux jökulhlaups majeurs (Björnsson, 2002). Cependant, un seul des sandurs à l'aval des émissaires de l'Öræfajökull porte les marques de l'occurrence du jökulhlaup de 1727. Il s'agit du sandur du Kotárjökull (Björnsson, 2002). Les autres langues glaciaires ne sont pas recensées comme des exutoires potentiels de jökulhlaups par la Société Glaciologique d'Islande (Sigurðsson, 1998 ; Thompson et Jones, 1986). Ainsi, les plaines fluvioglaciaires des autres langues glaciaires du secteur de l'Öræfajökull sont des sandurs de plaine de type I dans la classification de Maizels (1993) et la dynamique fluvioglaciaire peut être reliée aux fluctuations des fronts glaciaires. Notons néanmoins que le sandur du Morsárjökull se distingue de nouveau : la partie nord de ce sandur actif est alimentée par une vallée rhyolitique déglacée appelé Kjós. D'après la position des moraines proglaciaires les plus anciennes, cette vallée était partiellement barrée par le glacier au maximum PAG. Le réajustement post-PAG du plan d'accumulation fluviale de Kjós après la rupture du barrage a contribué à façonner le sandur actif du Morsárjökull. La dynamique fluvioglaciaire de ce sandur n'est donc pas uniquement dépendante des fluctuations glaciaires.

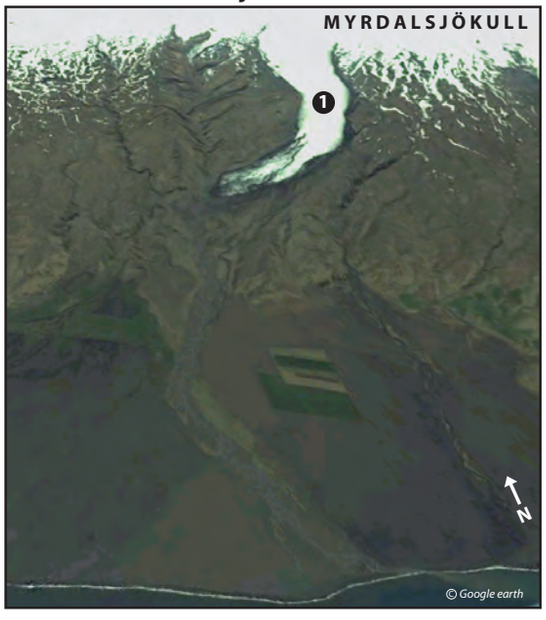


***Glaciers étudiés***

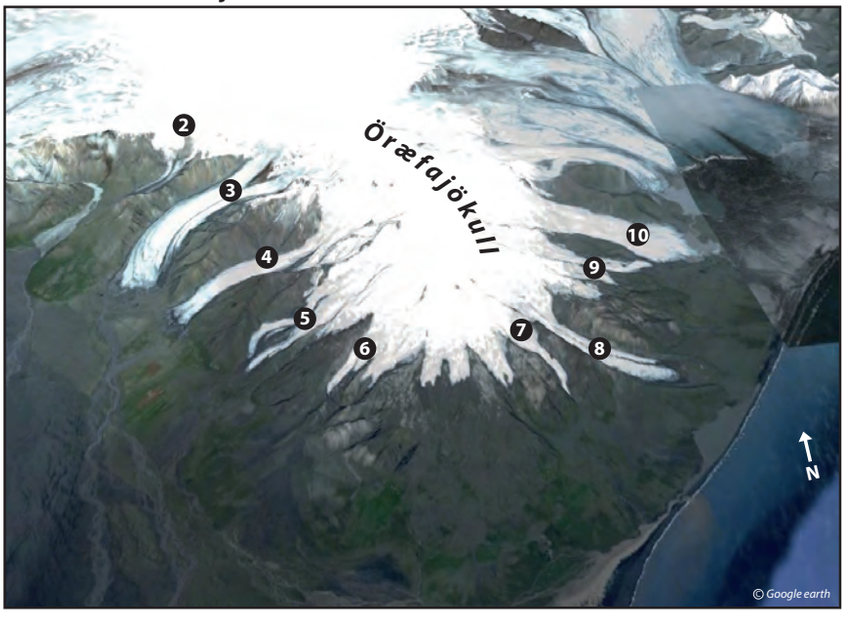
1 Sólheimajökull
2 Morsárjökull
3 Skaftafellsjökull
4 Svínafellsjökull
5 Virkisjökull
6 Kotárjökull
7 Hólárjökull
8 Kvíárjökull
9 Hrútárjökull
10 Fjallsjökull
11 Brókarjökull
12 Skálafellsjökull
13 Heinabergsjökull
14 Fláajökull
15 Hoffellsjökull



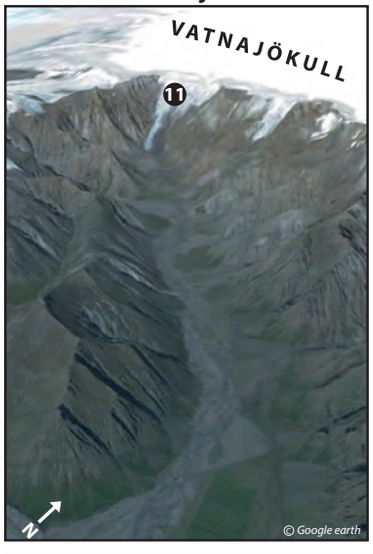

***Secteur du Sólheimajökull***




***Secteur de l'Öræfajökull***




***Secteur du Vatnajökull est***




***Secteur du Vatnajökull est***

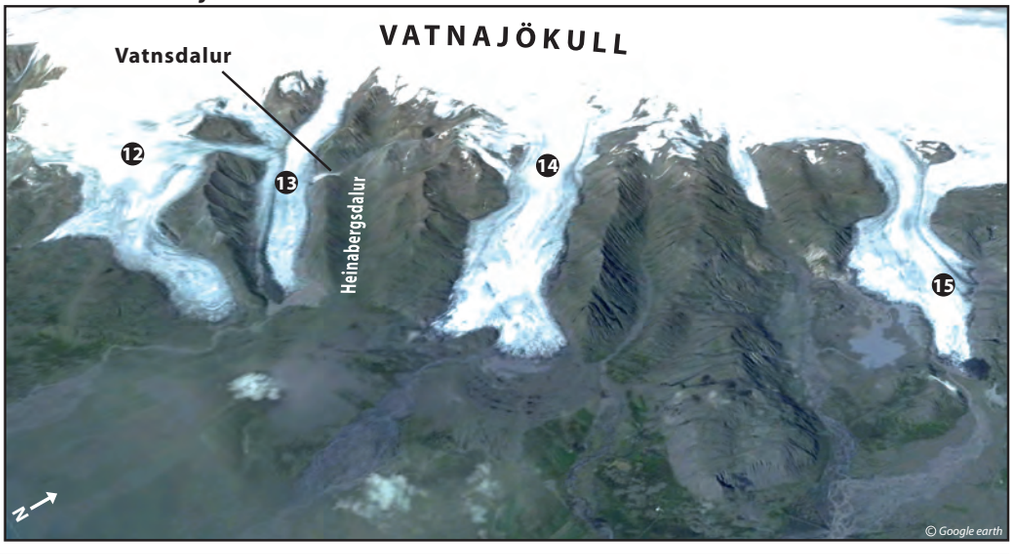



**Figure B21 - Aperçu en trois dimensions des secteurs d'étude retenus** *(images aériennes obliques obtenues à l'aide de Google earth)*

### *L'est du Vatnajökull*

Les cinq langues glaciaires restantes (fig. B21) sont des émissaires sud-est de la calotte du Vatnajökull : le Brókarjökull, le Skálafellsjökull, l'Heinabergsjökull, le Fláajökull et l'Hoffellsjökull. À l'exception du Brókarjökull, ces langues glaciaires sont des glaciers de piémont dont les superficies des zones d'alimentation dépassent 90 km². En revanche, le Brókarjökull est un glacier de vallée de petite dimension (superficie du bassin d'alimentation glaciaire inférieur à 10 km²). En comparaison des langues glaciaires du secteur de l'Öræfajökull, les émissaires de l'est du Vatnajökull ont des temps de réponse plus longs (entre 5 et 10 ans) et une sensibilité moins importante aux changements climatiques (Sigurðsson, 2005).

La plaine fluvioglaciaire du Brókarjökull est un sandur de vallée de type I (Maizels, 1993). Les chenaux de tressage interagissent en permanence avec les nombreux cônes alluviaux qui encadrent la plaine fluvioglaciaire de l'amont à l'aval de la vallée (fig. B21). Les sandurs du Skálafellsjökull, du Fláajökull et de l'Hoffellsjökull sont des sandurs de plaine également de type I. En revanche, le secteur nord-est du sandur de l'Heinabergsjökull est affecté par des jökulhlaups limno-glaciaires provenant des lacs de barrage de glace situés dans les vallées Vatnsdalur et Heinabergsdalur (Bennett *et al.*, 2000 ; *cf.* fig. B21). La partie nord-est de la plaine fluvioglaciaire de l'Heinabergsjökull est par conséquent un sandur de plaine de type II dont la morphologie est dépendante de la fréquence des jökulhlaups limno-glaciaires. Afin de simplifier nos analyses de terrain, nous concentrerons nos analyses sur la partie du sandur non affectée par les jökulhlaups.

En définitive, aucun des glaciers étudiés n'étant soumis au phénomène de *surge* (Björnsson *et al.*, 2003 ; Thórarinsson, 1969), la fluctuation des fronts de ces glaciers peut être reliée au forçage climatique (avec un fonctionnement plus complexe néanmoins pour le Sólheimajökull). L'ajustement des sandurs de vallée et de plaine de type I est, *a priori*, une conséquence de ces fluctuations. En revanche, les jökulhlaups qui affectent, ou ont affecté, les plaines fluvioglaciaires du Sólheimajökull, du Kotárjökull et de l'Heinabergsjökull perturbent nécessairement la réponse du sandur au recul glaciaire. Cet élément devra être pris en compte lors de l'analyse des scénarios observés de l'ajustement des glaciers et sandurs sud-islandais.

# Synthèse et conclusion de la partie I

Le travail de synthèse bibliographique mené dans la première partie a permis de cerner l'évolution du climat islandais depuis le PAG et d'identifier les réponses dominantes des langues glaciaires sud-islandaises. Les conséquences de la déglaciation sur l'évolution post-PAG des flux hydrosédimentaires proglaciaires ont été modélisées et les scénarios d'ajustement des plaines fluvioglaciaires ont été formulés.

***Changement climatique du PAG au post-PAG*** - Les études récentes de reconstitution paléoclimatique à l'échelle de l'hémisphère Nord ont révélé de façon cohérente l'existence de deux « coups de froids » majeurs survenus au cours du PAG (vers 1300 et autour de la décennie 1810-1820). L'existence de plusieurs minimums de température constitue une information capitale dans le cadre de l'étude de l'ajustement glaciaire au forçage climatique. Elle peut en effet expliquer d'importants décalages temporels constatés dans la fluctuation des fronts glaciaires. À l'échelle de l'Islande, les reconstitutions paléoclimatiques montrent une évolution qui diffère de celles proposées à l'échelle du globe ou de l'hémisphère Nord. Les nuances concernent : *(1)* la fin du PAG qui serait intervenue plus tardivement en Islande (début du XX$^{ème}$ siècle) *; (2)* la période la plus froide du PAG se situerait entre le XVII$^{ème}$ et le XIX$^{ème}$ siècle (plus tardivement que le « cœur du PAG » à l'échelle de l'hémisphère Nord) *; (3)* en Islande, cette période froide ne correspond pas à un froid continu, il est en effet possible de distinguer plusieurs « coups de froid » intervenus durant les décennies 1700, 1750, 1790, 1870 et 1890. Concernant le changement climatique post-PAG, les études récentes ont révélé une élévation significative de la température moyenne annuelle (entre 0,7 et 1,6°C) et une augmentation ténue des précipitations annuelles entre 1873 et 2003.

***Réponses post-PAG des langues glaciaires*** - Sur la base des datations obtenues dans le cadre des études récentes, le calendrier du maximum PAG glaciaire en Islande s'est considérablement compliqué. Les différences de datations obtenues sur les cordons morainiques proximaux de langues glaciaires voisines ont soulevé de nombreuses questions concernant le caractère asynchrone des réponses glaciaires. De manière générale, la question posée concerne l'ampleur de la variabilité des temps de réponse et des sensibilités au changement climatique au sein d'un échantillon d'émissaires issus d'une même calotte glaciaire. La succession de « pics de froid » durant le XVIII$^{ème}$ et le XIX$^{ème}$ siècle complique encore davantage la lecture et la compréhension du comportement des langues glaciaires sud-islandaises. Les mesures de la fluctuation des langues glaciaires islandaises collectées par la Société Glaciologique d'Islande depuis 1930 ont permis d'identifier trois périodes d'ajustement glaciaire post-PAG : *(1)* entre 1930 et 1970, les fronts des glaciers islandais sont en recul, mais l'intensité de ce recul diminue progressivement en raison du net refroidissement des températures estivales ; *(2)* entre 1970 et 1990, les températures estivales sont froides et les fronts glaciaires sud-islandais ont tendance à progresser vers l'aval (comme ailleurs dans le monde) ; *(3)* depuis 1990, les températures estivales se réchauffent, favorisant la fonte, et le recul des fronts glaciaires redevient l'ajustement dominant.

***Évolution post-PAG des flux hydrosédimentaires*** - Les résultats des approches modélisatrices et prospectives sur la déglaciation des calottes islandaises démontrent le modèle d'évolution en deux phases des flux liquides marginaux (augmentation puis

diminution) et confirment la tendance post-PAG et actuelle à l'augmentation des débits proglaciaires. D'autre part, la réponse des glaciers au changement climatique post-PAG modifie les conditions du transfert sédimentaire entre le système glaciaire et le sandur : *(1)* la perte de volume des glaciers a tendance à limiter la production de matériel glacigénique *; (2)* l'efficacité du transfert sédimentaire entre le système glaciaire et le sandur est modifiée à travers la mise en place d'unités paysagères marginales favorisant le stockage sédimentaire (lacs et cordons morainiques proglaciaires) *; (3)* le contexte de recul glaciaire s'accompagne d'une période paraglaciaire caractérisée par une remobilisation sédimentaire exacerbée.

***Hypothèses d'ajustement du continuum glacio-fluvial*** - Comme les études récentes tendent à le démontrer, les maximums PAG d'extension des langues glaciaires sud-islandaises sont asynchrones. Selon notre hypothèse de travail, l'asynchronie du maximum PAG glaciaire et l'hétérogénéité de l'ajustement glaciaire post-PAG peuvent être expliquées par la variabilité des temps de réponse et des sensibilités aux changements climatiques des différents émissaires (paramètres dépendant des caractéristiques géométriques des langues glaciaires). Plus particulièrement, nous pensons que les valeurs de pente, l'altitude de l'ALEG et la dimension des glaciers sont en mesure d'expliquer les différences de comportement post-PAG des langues glaciaires. Sur la base du modèle d'évolution post-PAG des flux hydrosédimentaires proglaciaires et l'utilisation des modèles théoriques de métamorphose fluviale, quatre scénarios d'ajustement plausibles des plaines fluvioglaciaires ont été identifiés. Selon notre hypothèse de travail, la réalisation de ces scénarios est dépendante du rythme de la déglaciation post-PAG, de la durée et de l'efficacité de la remobilisation paraglaciaire et, enfin, du rôle dominant joué par la marge proglaciaire sur le transfert sédimentaire glacio-fluvial et paraglaciaire.

De manière plus générale, notre objectif de recherche vise à préciser les modes et les rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial au changement climatique post-PAG. À travers le calage chronologique et la quantification des réponses des systèmes glaciaires et fluvioglaciaires des 15 émissaires et sandurs étudiés, nous souhaitons : *(1)* explorer l'éventail des scénarios des ajustements observés *; (2)* tester l'hétérogénéité et le caractère asynchrone des réponses glaciaires et fluvioglaciaires *; (3)* cerner les variables de contrôle susceptibles d'expliquer la diversité des réponses mesurées.

# PARTIE II - Méthodologie

Répondre à nos objectifs de recherche nécessite de croiser des données inédites issues du terrain et des informations préexistantes extraites de différentes bases de données en accès libre, selon un critère fondamentalement spatial. Le recours aux Systèmes d'Information Géographiques (SIG) s'explique par le rôle structurant de ces outils qui accompagnent la recherche au quotidien. Dans un premier temps, les SIG nous ont permis de construire une précieuse base de données cartographiques de référence (Chap. 4) sur laquelle sont venues se greffer les données collectées sur le terrain.

En nous basant sur la datation lichénométrique des cordons morainiques marquant l'extension glaciaire maximum au PAG et le croisement des données cartographiques et altimétriques, nous avons bâti une méthodologie permettant de quantifier la réponse glaciaire post-PAG (Chap. 5). Notre démarche vise également à explorer les raisons de l'hétérogénéité de l'intensité d'ablation et les décalages dans le calendrier du recul des fronts des différents émissaires étudiés.

Enfin, la méthode retenue pour examiner la question de l'ajustement post-PAG des plaines fluvioglaciaires combine : *(1)* la datation lichénométrique des paléosandurs identifiés et cartographiés *(2)* la quantification systématique du style fluvial, des profils longitudinaux et transversaux, de la géométrie de chenal, de la granulométrie et de la sédimentologie des dépôts (Chap. 6).

# Chapitre 4 - Du terrain à la géomatique : le SIG comme outil structurant la recherche

Notre approche allie la collecte de données de terrain inédites et l'utilisation de bases de données préexistantes. Afin de simplifier la représentation, la manipulation et le croisement des couches d'information, l'ensemble est structuré à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG). La première étape consiste à bâtir un référentiel cartographique des espaces glaciaires et proglaciaires étudiés à partir de données images (photographies aériennes), altimétriques (modèle numérique de terrain) et de la confrontation au terrain (reconnaissance *in situ* des formes et des unités paysagères). Cette base de données de référence constitue véritablement le socle cartographique des analyses développées ensuite.

Dans ce chapitre, nous souhaitons présenter les étapes de construction de cette base de données SIG de référence dans laquelle s'intégreront les données collectées sur le terrain.

## 4.1. La reconnaissance du terrain, prélude à la cartographie des formes

Cette étape de prospection sur le terrain a permis d'identifier, inventorier et géolocaliser les éléments composant les paysages glaciaires, proglaciaires et fluvioglaciaires sur chacun des terrains étudiés. Cette phase de reconnaissance est fondamentale pour garantir la robustesse du travail cartographique par photo-interprétation des clichés récents (concordance de la photo-interprétation avec la réalité du terrain).

### 4.1.1. Moraine, paléosandur, sandur : un triptyque proglaciaire classique à identifier

Notre démarche de terrain est centrée sur la reconnaissance de trois types de dépôts typiques des espaces proglaciaires : moraine, paléosandur et sandur actif. Une attention toute particulière est apportée à l'identification de la moraine signalant la position du glacier au maximum PAG.

### *Critères d'identification de la moraine frontale du maximum PAG*

L'identification de la moraine frontale marquant le maximum de l'extension glaciaire au PAG peut paraître une tâche facile. Il est vrai que, dans la majorité des langues glaciaires islandaises non soumises aux *surges*, le maximum glaciaire holocène a été atteint lors du PAG (Björnsson, 1979). Dans ce cas, la moraine du maximum PAG correspond au cordon morainique situé le plus en aval de la position actuelle du glacier. Cependant, certains glaciers ont atteint leur extension maximale holocène au cours de pulsations néoglaciaires antérieures au PAG. C'est le cas notamment du Kötlujökull, un émissaire situé au sud-est du Mýrdalsjökull, dont le maximum glaciaire fut atteint il y a 1475 ± 65 cal. BP durant une période relativement froide dont on retrouve également la trace dans les carottes glaciaires du Groenland (Dahl-Jensen *et al.*, 1998 ; Schomacker *et al.*, 2003). Un autre exemple de ce type se trouve sur la marge proglaciaire du Svínafellsjökull. Le cordon morainique du maximum PAG bute en aval sur une moraine plus ancienne dénommée Stóralda qui, d'après l'analyse stratigraphique des téphras présents dans les horizons du sol, est antérieure à l'éruption de l'Öræfajökull de 1362 (Thórarinsson, 1956). En règle générale, ces moraines antérieures au maximum PAG sont bien connues en Islande. Elles ont été étudiées et cartographiées (Thórarinsson, 1956 ; Evans *et al.*, 1999 ; Bradwell, 2004). Sur les 15 langues glaciaires retenues pour ce travail, le Sólheimajökull, le Kviárjökull et le Svínafellsjökull présentent une moraine néoglaciaire antérieure au PAG (Thórarinsson, 1956 ; Maizels et Dugmore, 1985 ; Evans *et al.*, 1999). La position de ces moraines a été relevée au GPS mais elles n'ont pas fait l'objet d'une prospection lichénométrique.

L'identification des moraines frontales du maximum PAG sur les marges des autres émissaires étudiés fut relativement aisée. Il s'agissait de la moraine située le plus en aval de la position actuelle du glacier. La localisation de cette moraine du maximum PAG a été systématiquement relevée à l'aide d'un GPS Garmin *eTrexVista* d'une précision de ± 6 m. Notons qu'en raison de l'inaccessibilité de la marge proglaciaire du Brókarjökull lors de la campagne de terrain sa moraine du maximum PAG n'a pu être prospectée.

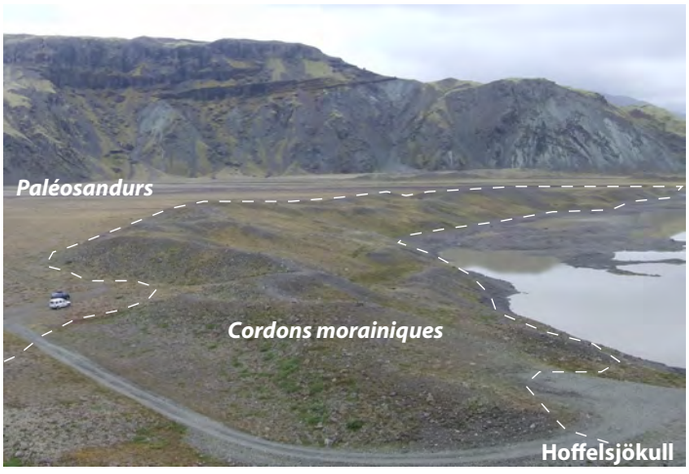
### *Identification des paléosandurs et du sandur actif*

Le sandur actif est le dépôt le plus facilement identifiable dans le paysage. C'est sans aucun doute dû au dynamisme latéral des chenaux et à la fraîcheur des formes qu'ils entretiennent. Il est ainsi relativement aisé de délimiter les contours de sa bande d'activité fluviale. En revanche, les paléosandurs sont plus difficiles à distinguer les uns des autres en raison notamment du fort taux de recouvrement végétal qui masque les ruptures de pente. Les talus marquant le contact entre les différents paléosandurs ont été repérés sur le terrain en parcourant les vallées selon des profils transversaux. Leurs positions ont été relevées au GPS.

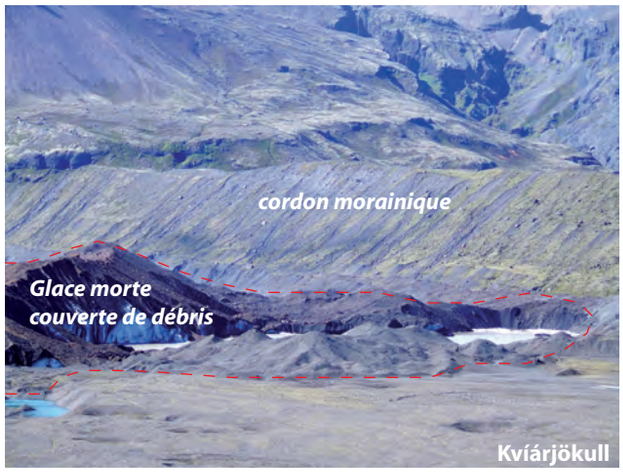
## 4.1.2. Identification des unités paysagères de la marge proglaciaire

La marge proglaciaire post-PAG, c'est-à-dire l'espace déglacé depuis le maximum PAG, est un espace complexe où interagissent les dynamiques glaciaires, paraglaciaires, fluvioglaciaires, limno-glaciaires et thermokarstiques. La variété des formes et des unités paysagères y est particulièrement riche. Afin de ne pas s'égarer dans une classification paysagère trop complexe pour être applicable à l'ensemble de nos terrains, nous avons fait le choix de baser notre reconnaissance des marges proglaciaires sur une typologie simplifiée composée de 8 types (fig. M1). La distinction de ces 8 unités paysagères et l'analyse de leur abondance

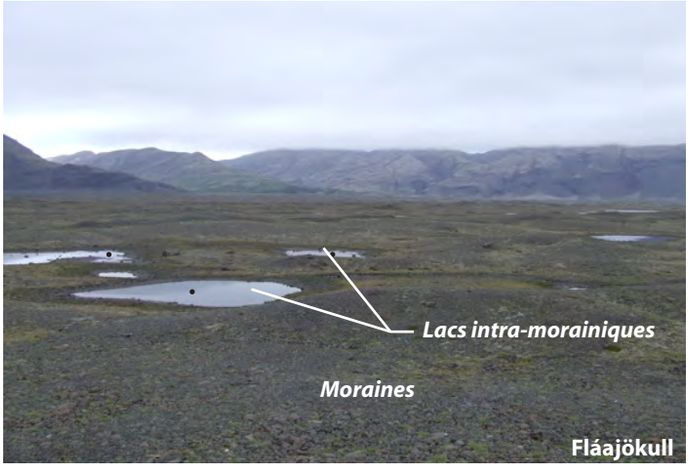
**Moraines frontales - MF**



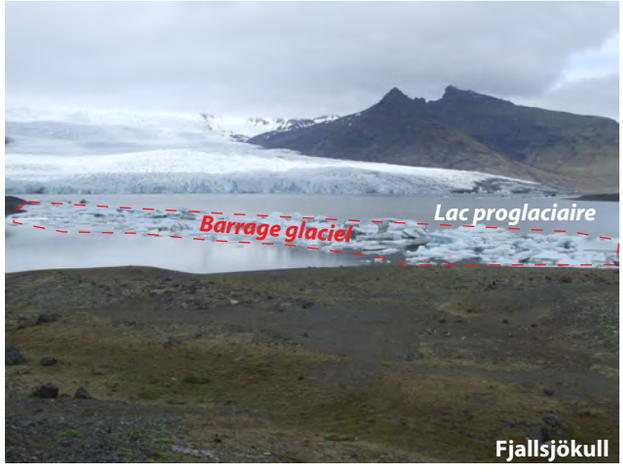

**Glace morte couverte de débris - GM**



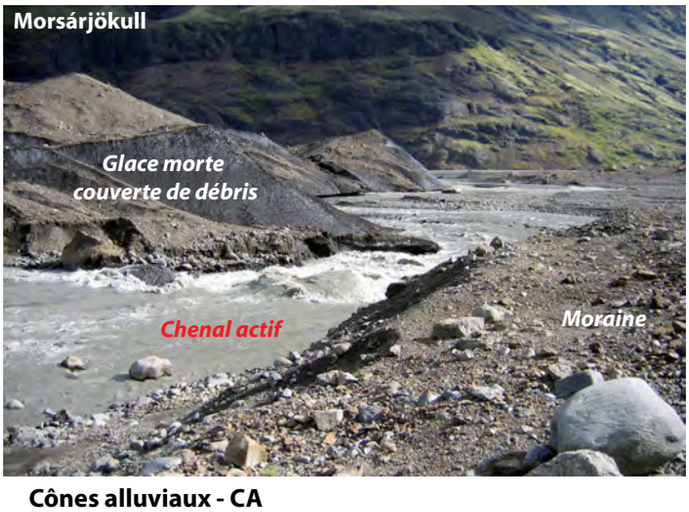

**Lacs intra-morainiques - LIM**




**Lacs proglaciaires - LP**




**Plaines intra-morainiques actives - PIMA**




**Plaines intra-morainiques inactives - PIMO**

**Cônes alluviaux - CA**

**Affleurement rocheux - AR**

**Figure M1 - Typologie des unités paysagères identifiées dans la marge proglaciaire**

relative au sein de la marge proglaciaire, permet d'éclairer les modalités et l'efficacité du transfert hydrosédimentaire depuis le glacier vers le sandur.

### *Les moraines frontales (classe MF)*

Il s'agit, bien entendu, des dépôts morainiques marquant la position successive du front glaciaire lors des avancées saisonnières ou les réavancées pluriannuelles, notamment lors des décennies de 1970 et 1980 (*cf.* fig. B7). L'abondance de ce type de forme dans la marge proglaciaire nous renseigne sur deux éléments : *(1)* la quantité de matériel potentiellement disponible pour la remobilisation paraglaciaire et fluvioglaciaire ; *(2)* l'ampleur potentielle des effets de barrage et du contrôle des moraines sur le transit sédimentaire.

### *La glace morte couverte de débris (classe GM)*

Nous avons regroupé sous cette appellation la véritable glace morte (déconnectée du front glaciaire) et celle en passe de le devenir : le contact avec le front est toujours existant mais la contre-pente due à l'ablation différentielle est fortement marquée, la déconnexion est imminente. Cette glace morte est couverte d'une épaisse couche de till (responsable de l'ablation différentielle) dont la remobilisation par des processus thermokarstiques et paraglaciaires est extrêmement fréquente et soumise à des effets de seuil. En effet, lorsque la glace morte a totalement disparu, la remobilisation paraglaciaire des débris est inefficace (Mercier *et al.*, 2009). La quantité de glace morte présente dans la marge proglaciaire nous renseigne sur : *(1)* la potentialité d'apports sédimentaires ponctuels au système fluvial ; *(2)* l'ampleur des effets de barrage associés à la déstabilisation d'un stock sédimentaire à noyau de glace morte décalé spatialement vers l'aval par rapport à l'interface glacio-fluvial.

### *Les lacs intra-morainiques (classe LIM)*

Les lacs intra-morainiques sont des dépressions lacustres situées soit entre deux cordons morainiques successifs, soit au sein d'un seul et même arc morainique. Le plus souvent, ils sont formés à la suite de la fonte d'un culot de glace morte ou à la faveur de captures de chenaux qui les déconnectent du réseau hydrographique marginal. En tant qu'héritage d'une dynamique thermokarstique, la présence de lacs intra-morainiques dans la marge proglaciaire nous renseigne sur l'intensité et la zonalité des processus thermokarstiques au cours de la déglaciation post-PAG.

### *Les lacs proglaciaires (classe LP)*

Les lacs proglaciaires sont des retenues lacustres connectées au réseau hydrographique marginal et en contact avec le front glaciaire. Ils ont un effet majeur sur le transit sédimentaire en captant la fraction grossière de la charge fluvioglaciaire. L'interface glacio-limnique est marquée par une dynamique de vêlage et un transport glaciel des débris morainiques qui reste, somme toute, relativement faible en terme de volume. Cependant, l'accumulation de blocs glaciels à l'exutoire des lacs proglaciaires peut ponctuellement limiter le transit hydrosédimentaire jusqu'à la rupture du barrage glaciel et le déclenchement d'une crue dont la magnitude reste néanmoins inférieure aux véritables jökulhlaups limno-glaciaires (*cf.* 2.1.3). La présence de lacs proglaciaires au sein de la marge déglacée depuis le maximum PAG nous renseigne sur : *(1)* l'ampleur du filtrage de la charge sédimentaire fluvioglaciaire au sein de la marge proglaciaire ; *(2)* l'occurrence de crues limno-glacielles qui sont en mesure

de remobiliser ponctuellement des stocks sédimentaires situés immédiatement en aval de l'exutoire du lac.

### *Les plaines intra-morainiques actives (classe PIMA)*

Les plaines intra-morainiques actives constituent véritablement les unités de transport fonctionnelles de la charge sédimentaire fluvioglaciaire au sein de la marge proglaciaire. Il s'agit de cours d'eau tressés dont la bande active, très faiblement végétalisée, est contrainte par les cordons morainiques. L'abondance de ce type d'espace dans la marge proglaciaire nous renseigne sur l'efficacité du transit sédimentaire fluvioglaciaire.

### *Les plaines intra-morainiques inactives (classe PIMO)*

Les plaines intra-morainiques inactives, comme leur nom l'indique, sont des chenaux tressés abandonnés par les écoulements et dont la bande active et les fonds de chenaux ont été fortement colonisés par la végétation. La présence de plaines intra-morainiques inactives dans la marge proglaciaire est un bon indicateur de la mobilité et de l'emprise spatiale de la remobilisation fluvioglaciaire au cours de la déglaciation post-PAG.

### *Les cônes alluviaux (classe CA)*

Les cônes alluviaux sont des dépôts de versants, anciennement juxtaglaciaires, de profil plutôt concave. Le ruissellement, jouant un rôle majeur dans l'édification de ces formes, provoque un « étirement » de la base du cône vers l'aval. Par conséquent, ces dépôts sont fréquemment en contact avec les unités paysagères précédemment citées et notamment avec les plaines intra-morainiques actives. Ainsi, les cônes alluviaux peuvent opérer un contrôle sur le transit sédimentaire marginal en limitant le transport de la charge fluvioglaciaire et/ou en alimentant les plaines intra-morainiques actives en débris en provenance des versants.

### *Les affleurements rocheux (classe AR)*

Les affleurements rocheux, portions de substrat à l'air libre, sont des unités paysagères directement liées à l'érosion basale des glaciers. À l'échelle de la marge proglaciaire post-PAG, les affleurements rocheux contraignent l'emprise spatiale de l'activité fluvioglaciaire et peuvent opérer un contrôle durable du transit sédimentaire marginal.

Ces 8 classes d'unités paysagères reconnues sur le terrain serviront de base typologique du travail de photo-interprétation et de cartographie de la marge proglaciaire.

## 4.2. Cartographie des éléments glaciaires et proglaciaires

Bien que l'étape de reconnaissance des éléments paysagers sur le terrain soit essentielle, le travail de cartographie des glaciers, des marges proglaciaires et des sandurs étudiés s'effectue avant tout à partir de la photo-interprétation de clichés aériens géoréférencés et l'utilisation d'un logiciel SIG adapté. En raison de sa grande interopérabilité et du large éventail d'outils dont il dispose, nous avons choisi le logiciel *ArcGIS* (version 9.3).

### 4.2.1. Les données images utilisées pour la photo-interprétation

En 2006, la société islandaise *Loftmyndir* proposait momentanément en téléchargement libre un très large échantillon de photographies aériennes orthorectifiées correspondant au plan de vol de la région sud de l'Islande en 2003. Cette banque de données est maintenant payante, mais nous avons pu obtenir à temps ces clichés pour l'ensemble des langues glaciaires étudiées. La résolution de ces photographies aériennes est de l'ordre du mètre et permet la production de fonds de carte de très bonne qualité.

### 4.2.2. Délimitation des bassins d'alimentation glaciaire

Afin de délimiter les contours des bassins d'alimentation glaciaires de chacun des émissaires étudiés, l'utilisation de données altimétriques est indispensable. Nous avons fait le choix d'utiliser les données topographiques en accès libre issues de la mission *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Cette mission a équipé la navette orbitale *Space Shuttle Endeavour* d'un matériel radar afin de collecter des données altimétriques sur l'ensemble de la surface du globe lors du vol de février 2000. La qualité des données SRTM permettent de produire des modèles numériques de terrain (MNT) d'une résolution planimétrique de 90 m. La qualité des données altitudinales est évaluée à ± 5 m dans les secteurs de plateau, de fond de vallée et les zones en pente faible (Liu, 2008). Ces MNT sont téléchargeables pour différentes régions du monde depuis la page web *http://www.viewfinderpanoramas.org/dem3.html*. Notons que les données issues du projet alternatif de stéréorestitution *ASTER GDEM (http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/),* dont les résolutions planimétrique et altimétrique sont censées surpasser celles du SRTM, sont malheureusement de très mauvaise qualité concernant le Vatnajökull. Certains secteurs comme l'Öræfajökull (sud du Vatnajökull) sont d'ailleurs vides de données altimétriques. Compte tenu de nos objectifs, ces données *ASTER GDEM* sont inexploitables.

Grâce au MNT SRTM de l'Islande, les bassins d'alimentation des différents glaciers étudiés ont été délimités grâce aux outils *Flow direction* et *Basin* du module *Spatial analyst tools* disponibles sous le logiciel *ArcGIS* 9.3. Comme leur nom l'indique, ces deux modules dérivent respectivement du MNT un raster de direction des écoulements et un raster de différenciation des bassins versants. Notons néanmoins que cette méthode d'identification des aires contributives est approximative puisqu'elle se base sur la topographie supraglaciaire. Les données concernant la topographie sous-glaciaire à l'échelle des calottes du Vatnajökull et du Mýrdalsjökull étant inexistantes, cette méthode de discrétisation des bassins d'alimentation reste la seule alternative.

### 4.2.3. Digitalisation du sandur actif, des paléosandurs et de la marge proglaciaire

Grâce à l'outil d'édition de couches vectorielles disponible sous *ArcGIS,* nous avons digitalisé les contours des différentes unités paysagères pour les 15 glaciers étudiés à partir de la photo-interprétation des clichés aériens de *Loftmyndir* de 2003.

### *Classification paysagère utilisée*

Aux huit types d'unité paysagère de la marge proglaciaire précédemment évoquées s'ajoutent les catégories du sandur actif (A), des paléosandurs (P) et du glacier (G). Un dernier type a été créé pour répertorier les ouvrages d'endiguement (D) présents sur certains des terrains étudiés. En définitive, douze unités paysagères sont distinguées : glacier [G], glace morte [GM], moraines frontales [MF], lacs intra-morainiques [LIM], lacs proglaciaires [LP], plaines intra-morainiques actives [PIMA], plaines intra-morainiques inactives [PIMO], cônes alluviaux [CA], affleurement rocheux [AR], sandur actif [A], paléosandurs [P], digues [D].

### *Échelle de cartographie*

En écologie du paysage, fixer l'échelle de digitalisation est un pré-requis essentiel lorsqu'une étude morphométrique diachronique ou comparative est envisagée (Turner *et al.*, 2001). Le niveau de détail de cartographie a effectivement une incidence sur la valeur des indicateurs numériques quantifiant la morphologie des éléments paysagers. Concernant cette étape de digitalisation des différentes générations de sandur et de la marge proglaciaire, nous avons retenu une échelle de digitalisation au 1 : 2000. Avec *ArcGis*, ce paramètre peut être aisément fixé à l'aide de la barre d'outils *standard.*

### *Compte rendu de la digitalisation*

La digitalisation des contours du sandur actif est relativement aisée grâce au fort contraste de texture et de couleur (quasi-absence de végétation) avec les éléments environnants. En revanche, les données GPS collectées lors de la phase de reconnaissance du terrain ont été d'un grand secours lorsqu'il a fallu digitaliser les talus séparant les différents niveaux de paléosandurs. La photo-interprétation seule est parfois insuffisante pour distinguer les terrasses emboitées. Cette remarque est aussi valable pour la marge proglaciaire où l'expérience du terrain limite l'erreur de photo-interprétation. Notons que ce travail de digitalisation a également été effectué sur le terrain du Brókarjökull. Or, l'investigation de ce terrain est restée incomplète en raison de l'inaccessibilité de la marge proglaciaire lors de la mission de 2007. Par conséquent, la cartographie de la marge proglaciaire du Brókarjökull reste moins fiable que celle des autres terrains étudiés.

Il est extrêmement délicat d'évaluer et de rendre compte de la qualité et de l'erreur associée à un travail de photo-interprétation. À titre d'exemple, nous avons souhaité montrer le résultat de ce travail de photo-interprétation et de digitalisation sur deux secteurs des terrains étudiés (fig. M2). La juxtaposition des images aériennes brutes permet au lecteur d'apprécier la qualité de digitalisation.

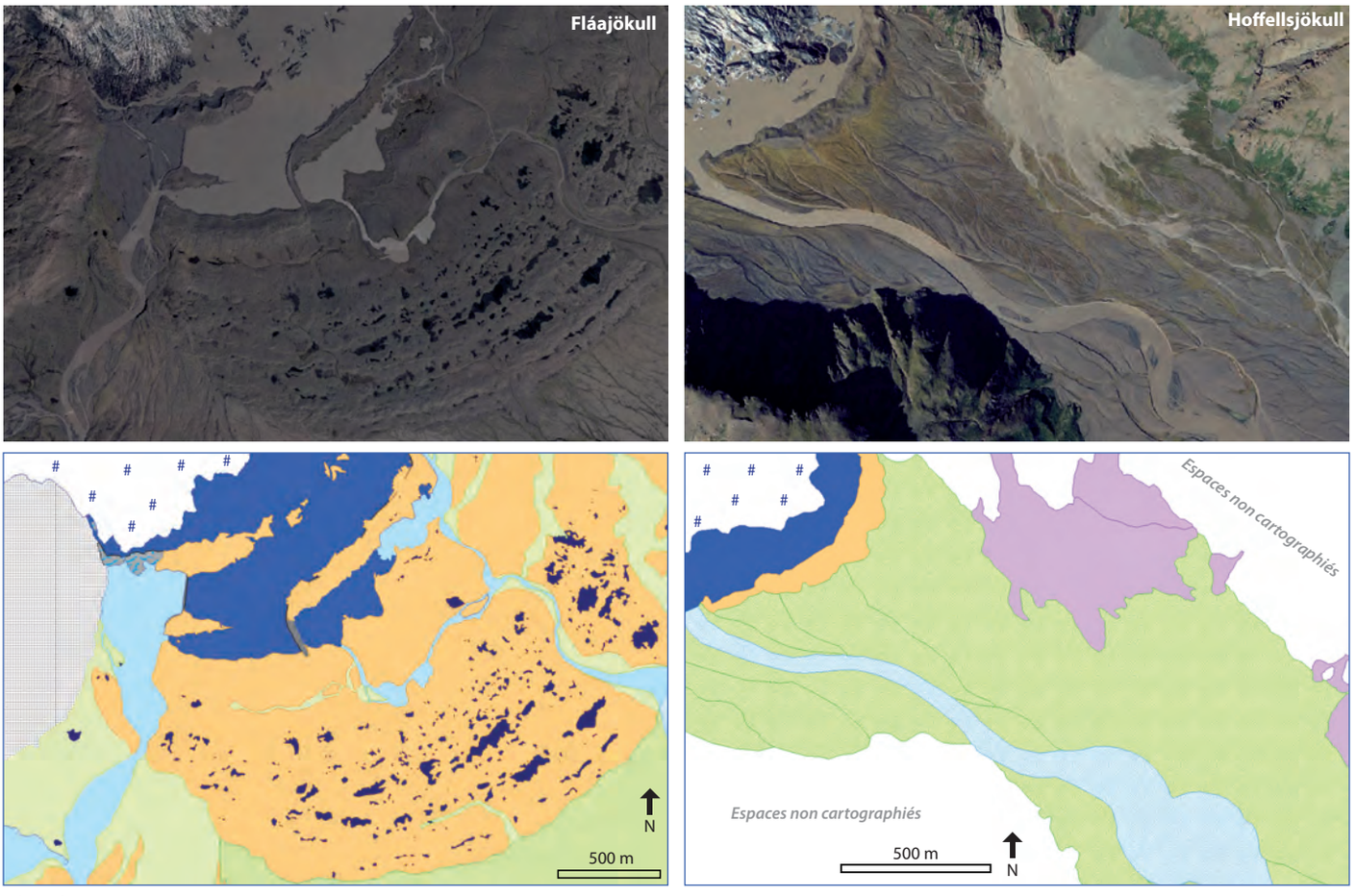



**Figure M2 - Aperçu du travail de photo-interprétation et de digitalisation des espaces proglaciaires**

# Chapitre 5 - Quantifier la réponse glaciaire au forçage climatique post-PAG

Notre premier objectif est de caractériser et de quantifier la réponse des glaciers étudiés au forçage climatique post-PAG. L'étape initiale consiste à dater pour chaque glacier le maximum d'extension des langues glaciaires grâce à une approche nouvelle de la lichénométrie (5.1). L'intensité de la réponse glaciaire post-PAG est ensuite appréhendée à travers différents indicateurs issus des données cartographiées et des données accessibles sur la fluctuation des glaciers islandais (5.2). L'explication de la variabilité de la réponse glaciaire post-PAG nécessite enfin la collecte de données sur l'hétérogénéité des configurations glaciaires et des ambiances climatiques régionales. À partir du croisement de notre base de données cartographique et du MNT *SRTM* d'une part (5.3) et des données *WorldClim* d'autre part (5.4), nous sommes en mesure d'obtenir une « carte d'identité » morpho-climatique de chaque glacier étudié.

## 5.1. Dater le maximum PAG d'extension glaciaire

À l'échelle pluriséculaire, la méthode de datation des édifices morainiques la plus répandue est vraisemblablement la lichénométrie. Cette méthode de datation a récemment bénéficié d'améliorations majeures en termes de traitement des données (Cooley *et al.*, 2006). Malgré un débat scientifique houleux concernant cette méthode (Bradwell, 2009 ; Jomelli *et al.*, 2010 ; Chenet *et al.*, 2011), nous avons souhaité l'adopter pour sa rigueur scientifique et statistique indéniable.

### 5.1.1. Le choix d'une nouvelle approche de la datation lichénométrique

Les moraines du maximum PAG étant identifiées et cartographiées pour chaque glacier (*cf.* 4.1.1), l'étape suivante consiste à dater leur mise en place. La datation a été effectuée par lichénométrie, en utilisant la mesure de l'axe long des thalles de l'espèce du genre *Rhizocarpon*. Cette méthode de datation a été beaucoup utilisée en Islande (Jacksch, 1970 ; Maizels et Dugmore, 1985 ; Thompson, 1988 ; Caseldine, 1991 ; Guðmundsson, 1998 ; Evans *et al.*, 1999 ; Bradwell, 2001, 2004 ; McKinzey *et al.*, 2004). Les techniques privilégiées de

traitement des données sont la sélection du lichen le plus gros, la moyenne des cinq plus gros, la moyenne des dix plus gros ou l'analyse fréquentielle de la taille des lichens (*size-frequency approach*). Nous utilisons une méthode de collecte et de traitement des données lichénométriques inédite en Islande, mais qui a déjà fait ses preuves sur d'autres terrains (Cooley *et al.*, 2006 ; Naveau *et al.*, 2007 ; Jomelli *et al.*, 2007, 2008). Cette méthode est statistiquement plus robuste pour estimer l'âge des dépôts car elle tient compte du biais induit par la stratégie de collecte de données : la sélection des thalles les plus gros dont la distribution s'apparente au modèle généralisé des valeurs extrêmes (GEV). De plus, cette méthode fournit des intervalles de confiance robustes permettant d'apprécier la qualité de l'âge estimé (Jomelli *et al.*, 2007 ; Chenet, 2008).

Sur le terrain, la mesure du diamètre des lichens a été effectuée selon le protocole préconisé par Jomelli *et al.* (2007) : *(1)* sélection aléatoire de 50 blocs répartis sur l'ensemble de la surface du dépôt ; *(2)* sur chaque bloc, l'axe long des plus gros lichens du genre *Rhizocarpon* est mesuré au réglet avec une précision de 0,5 mm et la valeur la plus forte est retenue. Les lichens coalescents ou de formes irrégulières sont systématiquement rejetés.

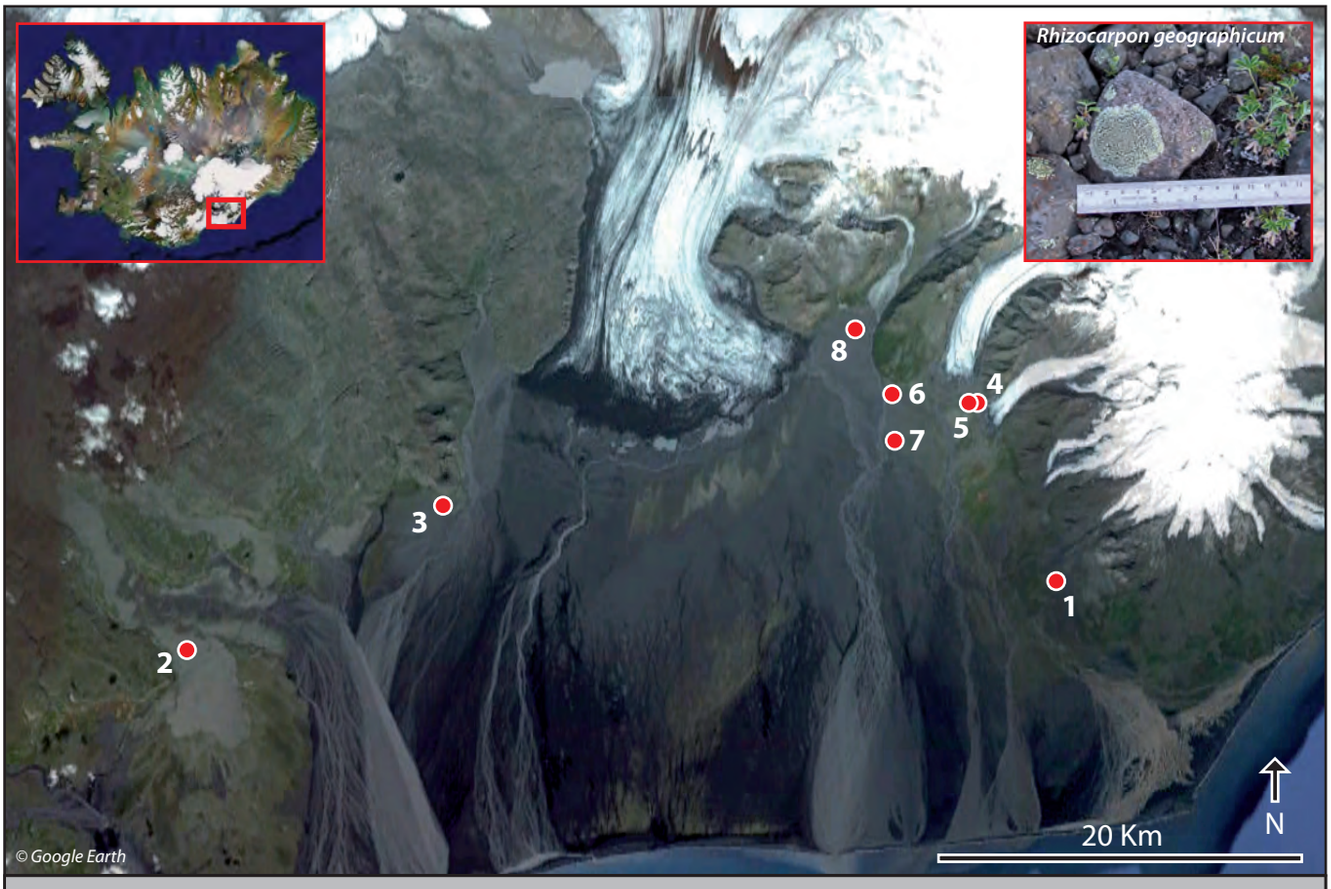
Comme pour toutes les méthodes lichénométriques, la collecte de deux jeux de données a été nécessaire : *(1)* le diamètre des thalles sur des surfaces datées connues et ; *(2)* le diamètre des thalles sur les surfaces à dater. Huit dépôts ou surfaces dont la date de mise en place est connue ont été sélectionnés dans une zone de 45 km de long (afin de limiter l'effet de la variation des paramètres climatiques sur la croissance des lichens). Ces surfaces (fig. M3-A) ont fait l'objet de mesures lichénométriques, selon le protocole décrit précédemment, afin de calibrer le modèle de croissance des lichens du genre *Rhizocarpon.* Ainsi 400 lichens ont été mesurés pour construire ce modèle (50 lichens par surface). À titre indicatif, la variation de la distribution de la taille des lichens en fonction de l'âge des surfaces datées est présentée dans la figure M3-B. Le même protocole de mesure est appliqué aux moraines du maximum PAG de chaque glacier étudié. Notons que nous avons fait le choix de restreindre la prospection lichénométrique au versant distal des cordons morainiques afin de garantir l'homogénéité de la base de données en limitant les effets liés à la micro-topographie sur la croissance des lichens (exposition, effets d'abris, vents catabatiques). Lorsque les moraines du maximum PAG étaient fragmentées (éventrées par les cours d'eau proglaciaires), nous avons répété la collecte de données lichénométrique sur les différentes sections du cordon morainique. Notons qu'en raison de son inaccessibilité lors de la campagne de mesure, la moraine du maximum PAG du Brókarjökull n'a pu être prospectée. Ainsi, en aval des 14 glaciers étudiés restants, 1 500 lichens ont été mesurés sur 30 fragments de moraines du maximum PAG identifiés.

### *Le traitement statistique bayésien des données lichénométriques*

Le traitement statistique appliqué aux données lichénométriques est fondé sur la théorie des valeurs extrêmes et une approche bayésienne (Cooley *et al.*, 2006 ; Naveau *et al.*, 2007). Pour appliquer cette méthode, l'étape de mesure des lichens doit impérativement respecter la condition de sélection des plus gros thalles afin de modéliser la distribution des tailles de lichens par une loi statistique appliquée aux valeurs extrêmes (la loi de distribution GEV – *Generalized Extreme Value*). Cette distribution GEV dépend de trois paramètres et peut être formalisée ainsi :

$$G(x,\mu,\sigma,\xi) = \begin{cases} \exp\left\{-\left[1+\xi\frac{x-\mu}{\sigma}\right]_{+}^{-1/\xi}\right\}, & \text{Quand } \xi \neq 0 \text{ et } a_{+} = \max(0,a), \\ \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right\}, & \text{Quand } \xi = 0, \end{cases}$$

## A *Localisation des surfaces datées*




| Surface | Localisation | | Date (A.D.) | Sources |
|---|---|---|---|---|
| 1- Dépôt de jökulhlaup | Kotá | 63°55'N, 16°44'W | 1727 | Thorarinsson, 1956 |
| 2- Coulée de lave | Laki Eldhraun | 63°53'N, 17°46'W | 1783 | Ahlmann, 1938 |
| 3- Ecroulement rocheux | Lómagnüpur | 63°57'N, 17°31'W | 1789 | Henderson, 1819 |
| 4- Cordon morainique | Skaftafellsjökull | 64°00'N, 16°53'W | 1904 | Thorarinsson, 1956 |
| 5- Cordon morainique | Skaftafellsjökull | 64°00'N, 16°54'W | 1945 | Photographies aériennes |
| 6- Digue | Skeiðará | 64°00'N, 16°58'W | 1968 | Parc National de Skaftafell |
| 7- Digue | Skeiðará | 63°59'N, 16°59'W | 1973 | Parc National de Skaftafell |
| 8- Dépôt de jökulhlaup | Skeiðará | 64°02'N, 17°01'W | 1996 | Björnsson *et al.*, 2001 |

## B *Variation de la distribution de la taille des lichens (mm) en fonction de l'âge des surfaces datées*

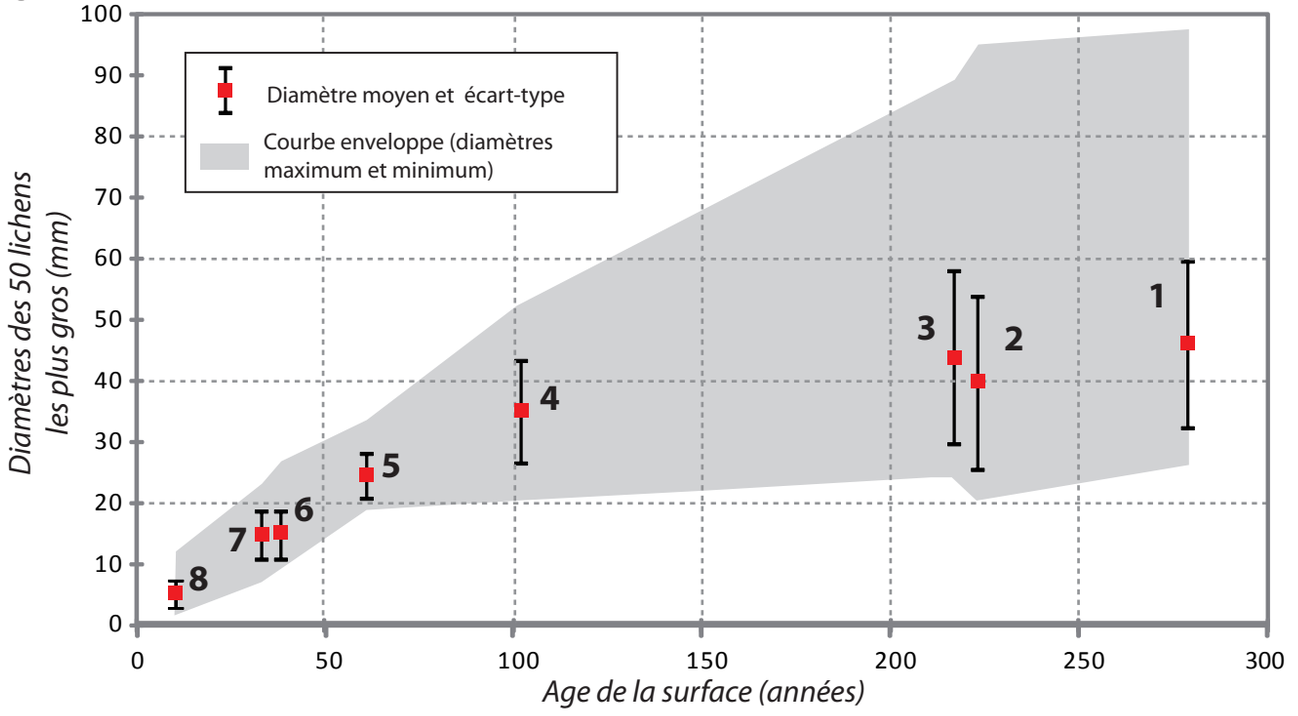



**Figure M3 - Surfaces datées utilisées pour la calibration du modèle de croissance des lichens**

Les trois paramètres μ, σ, ξ décrivent mathématiquement la distribution GEV. Le paramètre μ correspond à la position, σ est un paramètre de dispersion et ξ contrôle la forme de la distribution. Ainsi, la distribution de la taille des plus gros lichens peut être modélisée en faisant varier les paramètres de la distribution GEV. Une des originalités de cette méthode statistique est de modéliser l'ensemble des données lichénométriques échantillonnées en regroupant les surfaces datées et non datées afin de limiter la propagation de l'erreur liée au premier traitement (construction du modèle de croissance des lichens) vers le second traitement (datation des dépôts non datés). Généralement, le paramètre de forme ξ est considéré comme constant (Naveau *et al.*, 2007). Les deux autres paramètres (μ et σ) varient en fonction de l'âge de la moraine. Ainsi, chacune des surfaces échantillonnées est caractérisée dans le temps, en laissant les paramètres de position et de dispersion de la distribution GEV varier en fonction de l'âge du dépôt, et dans l'espace, en fixant le paramètre d'échelle. Un modèle bayésien fondé sur cette procédure est ensuite construit. Les paramètres de la distribution GEV et de la courbe de croissance sont traités comme des variables aléatoires avec une distribution *a priori* (au sens bayésien). Ces distributions *a priori* sont établies à partir des données des surfaces datées et des contraintes biologiques (par exemple, la pente de la courbe de croissance est positive et l'ordonnée à l'origine est nulle).

Une procédure de Monte-Carlo par chaîne de Markov (MCMC) est ensuite appliquée. La propriété de convergence de la méthode MCMC permet une bonne approximation des distributions *a posteriori* (Cooley *et al.*, 2006) des différents paramètres après un grand nombre d'itérations (Robert, 2006). À chaque itération, tous les paramètres sont mis à jour un par un jusqu'à ce que la combinaison optimale des valeurs des paramètres soit trouvée. Il est ensuite possible de calculer la distribution empirique de chaque paramètre et, tout particulièrement, la distribution de l'âge des dépôts non datés. À partir de la moyenne et de la variance de cette distribution, un intervalle de confiance de l'âge de chaque dépôt non daté est calculé.

Cette méthode de traitement statistique respecte la nature des données lichénométriques collectées et fournit des datations robustes associées à des intervalles de confiance.

## 5.2. Quantifier le recul glaciaire post-PAG

Le travail de quantification du réajustement des langues glaciaires étudiées au forçage climatique post-PAG s'effectue à travers deux types d'information : *(1)* la collecte d'indicateurs du recul glaciaire à partir du travail de cartographie des marges proglaciaire ; *(2)* les rapports de la Société Glaciologique d'Islande sur le suivi de la fluctuation annuelle des fronts glaciaires.

### 5.2.1. Le recul net post-PAG

Afin d'être pleinement cernée, l'intensité du recul des langues glaciaires doit être quantifiée dans les trois dimensions spatiales : la superficie de l'espace déglacée (en km²) dont on peut extraire le recul linéaire moyen du front (en m), mais aussi la remontée altitudinale du front entre sa position au maximum PAG et sa position actuelle (fig. M4). Les indicateurs développés ci-dessous quantifient véritablement le recul net post-PAG des langues glaciaires étant donné qu'ils ne tiennent pas compte des possibles réavancées ponctuelles des fronts.

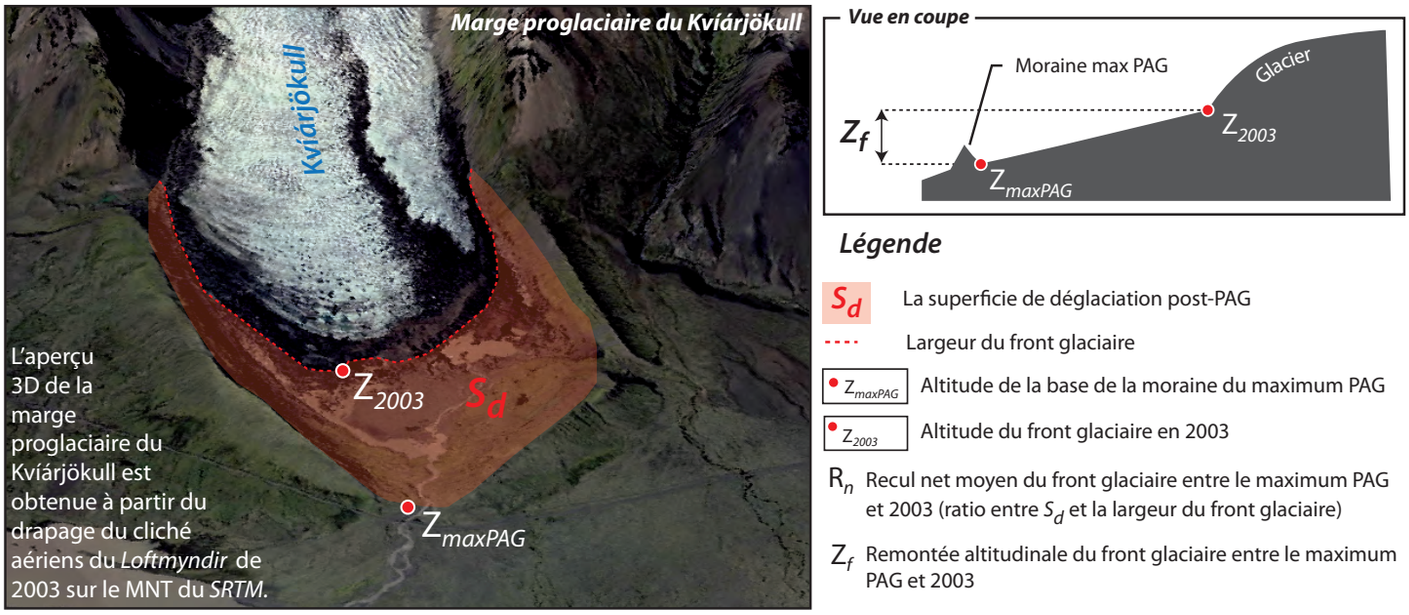



**Figure M4 - Quantifier le recul glaciaire net post-PAG : les indicateurs mesurés $S_d$, $R_n$ et $Z_f$**

### *La superficie de la déglaciation post-PAG ($Surf_d$)*

Le travail de cartographie des marges proglaciaires permet de quantifier la surface totale déglacée depuis le maximum PAG en additionnant la superficie des unités paysagères identifiées dans la marge proglaciaire. Notons que certains secteurs proximaux des sandurs et paléosandurs peuvent être intégrés à cette somme lorsqu'ils sont inclus dans la zone délimitée par le front glaciaire de 2003 et les cordons morainiques du maximum PAG. Concernant le Brókarjökull, dont la marge proglaciaire nous est restée inaccessible, nous avons considéré que le cordon morainique du maximum PAG était celui déposé le plus en aval de la position du front actuel (identifié par photo-interprétation).

La superficie de la déglaciation post-PAG est vraisemblablement dépendante de la taille de la langue glaciaire (et notamment de la largeur du front glaciaire). Pour un même recul linéaire du front, un glacier à large lobe cumulera une surface déglacée depuis le maximum PAG plus importante qu'un glacier dont la langue est étroite. Afin de s'affranchir de cet effet d'échelle, nous devons calculer un indicateur du recul glaciaire indépendant de la taille du front glaciaire.

### *Le recul net moyen du front entre le maximum PAG et 2003 ($R_n$)*

Cet indicateur est calculé en divisant la superficie de la déglaciation post-PAG par la largeur du front glaciaire. Par conséquent, il est exprimé en mètres et correspond à la distance moyenne entre les moraines du maximum PAG et le front glaciaire en 2003. Ce dernier a été digitalisé dans l'étape de cartographie et se définit comme l'interface entre le glacier en 2003 et la marge proglaciaire. L'extension latérale du front glaciaire est arbitrairement limitée aux points de contact avec les versants juxtaglaciaires (fig. M4). Le ratio $R_n$ entre la superficie de l'espace déglacé post-PAG et la largeur du front glaciaire est calculé pour chaque glacier étudié.

***La remontée altitudinale du front entre le maximum PAG et 2003 ($Z_f$)***

Les altitudes de la base de la moraine du maximum PAG ($Z_{maxPAG}$) et du front du glacier en 2003 ($Z_{2003}$) ont été déterminées avec le modèle numérique de terrain *SRTM* et notre base de données cartographique de référence. La différence entre ces deux altitudes quantifie la remontée altitudinale post-PAG du front glaciaire (fig. M4).

### 5.2.2. Les fluctuations annuelles

Les fluctuations annuelles du front de nombreuses langues glaciaires islandaises sont rapportées annuellement dans la revue *Jökull* de la Société Glaciologique d'Islande. En 1998, un article synthétisant 65 ans de mesures a été publié (Sigurðsson, 1998). Ce travail a permis de prendre la mesure de la variabilité de la réponse glaciaire au forçage climatique et de souligner l'importance du fonctionnement spécifique de certains glaciers, notamment ceux soumis aux phénomènes de *surge* (Russell *et al.*, 2001 ; Björnsson *et al.*, 2003).

Certaines langues bénéficient d'un suivi annuel continu depuis 1930. Cette qualité de donnée reste cependant assez rare et il est fréquent d'observer des lacunes de plusieurs années dans la série de données de certains émissaires. Dans le meilleur des cas, le repère servant de base pour la mesure de la position du glacier a été conservé et il est possible de calculer les fluctuations annuelles moyennes. Le fil de la fluctuation cumulée du front glaciaire n'est ainsi pas perdu. En revanche, lorsque le repère a été détruit ou « égaré », la nouvelle mesure de la position du front ne peut être reliée aux précédentes. Dans notre cas, le Morsárjökull et le Sólheimajökull sont les seuls glaciers à disposer d'un suivi de la fluctuation ininterrompu depuis le début des années 1930.

## 5.3. Évaluer la variabilité des physionomies glaciaires

La physionomie des langues glaciaires est quantifiée à travers plusieurs indicateurs morphologiques mesurés sur la base de la cartographie des bassins d'alimentation glaciaire (*cf.* 4.2.2) et du modèle numérique de terrain *SRTM*. Au préalable, il est indispensable d'identifier les contours des zones d'accumulation et d'ablation de chaque glacier étudié à travers le calcul de l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (ALEG).

### 5.3.1. Calcul de l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (ALEG) : la méthode THAR

Il existe de nombreuses méthodes de reconstitution de l'ALEG proposées dans la littérature (Meierding, 1982 ; Lie *et al.*, 2003 ; Leonard et Fountain, 2003). La méthode *Toe to headwall accumulation ration* (THAR) est une des méthodes les plus utilisées en raison de sa simplicité et de l'accessibilité des données nécessaires à sa mise en œuvre. Selon la méthode THAR, l'ALEG se calcule de la manière suivante :

ALEG = $r$ (*ALTmax* - *ALTmin*) + *ALTmin*

Dans cette équation, ALEG est l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (en mètres), $r$ est le ratio sans dimension, *ALTmax* et *ALTmin* sont respectivement les altitudes sommitale et

frontale du glacier. Meierding (1982) a observé une variation du ratio *r* entre 0,4 et 0,45. Dans cette étude, nous avons fixé la valeur du ratio à 0,4 (Chenet *et al.*, 2010). Les altitudes frontale et sommitale des glaciers ont été relevées à partir du croisement de la couche cartographique des bassins d'alimentation glaciaire en 2003 et le MNT *SRTM* de 2000. L'erreur de mesure induite par le décalage de 3 ans entre les deux couches d'information nous semble acceptable compte tenu de la résolution planimétrique du MNT *SRTM* (90 m). Dans tous les cas, il n'existe malheureusement pas d'alternative accessible concernant les données topographiques. Le calcul de l'ALEG permet de distinguer la zone d'accumulation de la zone d'ablation pour chacun des bassins d'alimentation des glaciers étudiés (fig. M5).

### 5.3.2. Calcul des rasters dérivés du MNT

Grâce aux outils du module *Spatial analyst* d'*ArcGIS,* un certain nombre de données images (rasters) ont pu être dérivées du modèle numérique de terrain *SRTM.* Ces données sont ensuite extraites selon une logique spatiale permettant de caractériser les zones d'ablation et d'accumulation de chacun des glaciers étudiés.

#### *Raster des pentes*

En termes mathématiques, le raster des pentes est la dérivée première du MNT calculée avec l'outil *Spatial analyst/Surface/Slope* d'*ArcGIS.* Cette procédure affecte à chaque pixel une valeur de pente exprimée en degrés correspondant au changement d'altitude maximum entre le pixel considéré et ses 8 voisins. Ce raster renseigne globalement sur la célérité des flux de glace. Rappelons néanmoins qu'en utilisant le MNT *SRTM* nous n'avons accès qu'à la topographie supraglaciaire. Or la vitesse d'écoulement de la glace dépend essentiellement de la topographie du lit glaciaire. Par conséquent, le raster des pentes calculé ici reste un indicateur approximatif de la vitesse d'écoulement glaciaire.

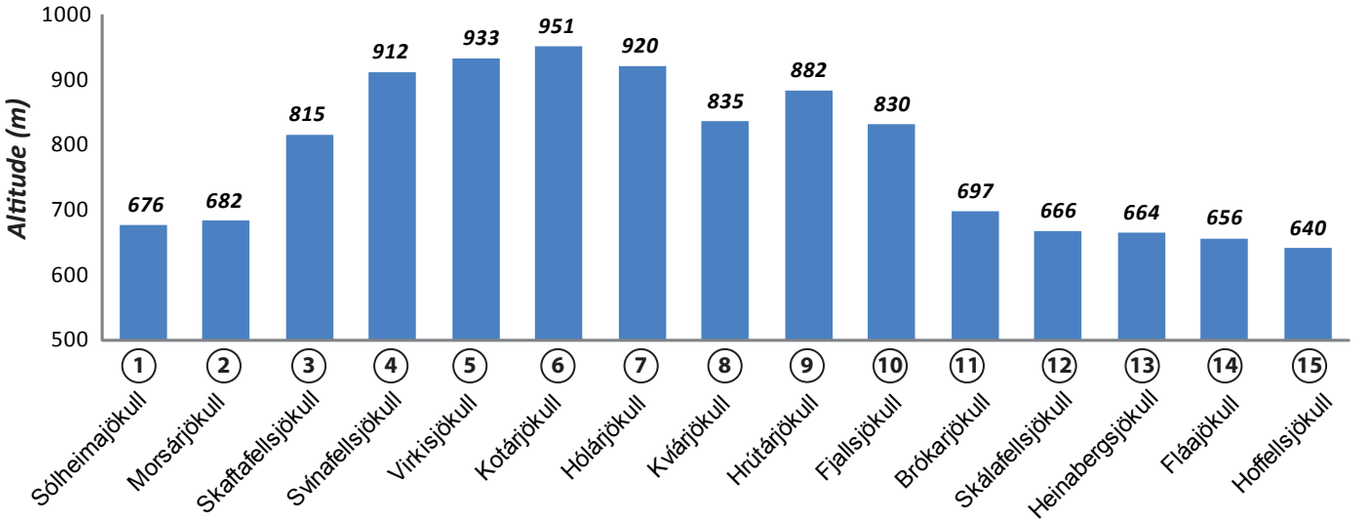
#### *Raster des expositions*

Le raster des expositions est calculé à partir du MNT avec l'outil *Spatial analyst/Surface/Aspect* d'*ArcGIS.* Cette procédure affecte à chaque pixel une valeur d'azimut (le nord étant fixé à 0°) correspondant à la direction de la normale au plan créé par le pixel considéré et ses 8 voisins. Le raster des expositions nous renseigne sur la configuration générale des bassins d'alimentation glaciaire. Il fournit une indication précieuse pour évaluer à la fois la situation des zones d'accumulation face aux flux atmosphériques dominants (effets d'abris ou de surexposition aux précipitations neigeuses notamment) et les conditions d'insolation affectant les zones d'ablation glaciaire.

#### *Rasters des courbures*

En termes mathématiques, le raster des courbures est la dérivée seconde du MNT calculée avec l'outil *Spatial analyst/Surface/Curvature* d'*ArcGIS.* Cette procédure permet de produire trois rasters de courbure en assignant à chaque pixel un indice de convexité/concavité exprimé en mètres pour 100 mètres (les valeurs positives signalent une convexité et les valeurs négatives une concavité) : *(1)* le premier est un raster quantifiant la courbure longitudinale (parallèle à l'axe de la pente) et permet de spatialiser les zones d'accélération (convexités) et de ralentissement (concavités) des flux de glace (Bennett et Glasser, 1996) ; *(2)* le second est un raster quantifiant la courbure transversale (perpendiculairement à l'axe de la pente) et permet de spatialiser

**A** *ALEG calculée pour chaque glacier en 2003 (méthode THAR)*




**B** *Cartographie des zones d'ablation et d'accumulation glaciaires*

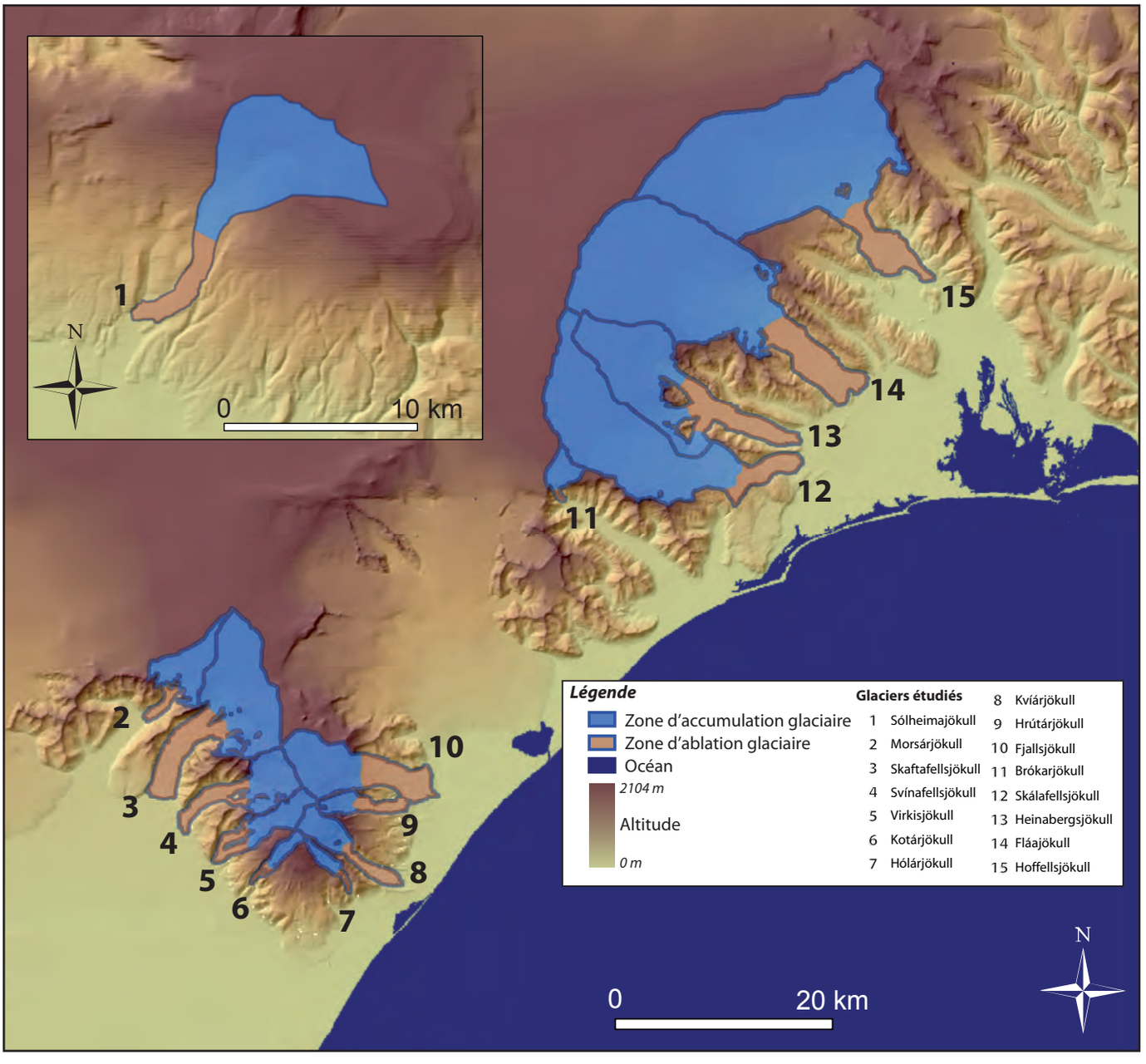



**Figure M5 - ALEG calculées et délimitation des zones d'ablation et d'accumulation glaciaires**

l'intensité de la compression (convexités latérales) des flux de glace ; *(3)* le troisième raster est une combinaison des deux premiers et quantifie la courbure totale.

### *Raster d'insolation*

À partir du MNT, l'outil *Spatial analyst/Solar radiation/Area solar radiation* d'*ArcGIS* permet de calculer un raster quantifiant l'insolation par unité de surface. Cette procédure affecte à chaque pixel une valeur de radiation solaire reçue (en WH/m²) à partir de l'analyse de l'exposition, de la pente et des effets de masque dérivés du MNT. L'algorithme de calcul prend en compte les radiations directes et diffuses et élude le calcul des radiations réfléchies considérées comme négligeables. L'outil *Area solar radiation* permet d'ajuster le calendrier sur lequel sera basé le calcul des puissances spécifiques. Notre objectif étant de comparer l'énergie solaire reçue par chacun des glaciers, nous avons fait le choix de calculer le raster d'insolation selon l'option de calendrier *special days* (cumul des solstices et des équinoxes). L'intensité d'ablation étant prioritairement dépendante des radiations solaires (Hock, 2005), ce raster d'insolation peut apporter des informations précieuses concernant la variabilité inter-glacier du recul des fronts glaciaires.

### *Méthode d'extraction des données*

Afin d'analyser de façon multivariée la physionomie des bassins d'alimentation des différents glaciers étudiés, nous devons extraire de chaque raster calculé une information synthétique directement exploitable. Notre logique spatiale d'extraction des données est directement dépendante du découpage des bassins d'alimentation glaciaire en zone d'ablation et zone d'accumulation. Ainsi, grâce à l'outil *Spatial analyst/Zonal/Zonal statistics as table* d'*ArcGIS,* nous sommes en mesure d'obtenir pour chaque glacier un résumé statistique (moyenne, médiane, écart-type, somme, mode…) des valeurs de pixels pour chacun des rasters dérivés du MNT. Cette extraction des données statistiques s'effectue selon trois zonages : *(1)* le bassin d'alimentation glaciaire en entier ; *(2)* la zone d'ablation ; *(3)* la zone d'accumulation. Le format d'exportation de ces synthèses statistiques (.dbf) permet d'alimenter aisément une base de données directement exploitable sous Excel.

## 5.3.3. Les autres indicateurs mesurés

La physionomie et la configuration glaciaires ont été quantifiées à travers des indicateurs morphométriques supplémentaires faisant parfois appel à la photo-interprétation et à d'autres sources de données que le MNT *SRTM*.

### *La longueur ($L_g$) et la pente générale ($S_{gg}$) des glaciers*

La longueur totale des glaciers (*Lg*) correspond à la distance entre le point sommital du bassin d'accumulation et la base du front glaciaire (point d'altitude la plus basse) selon la ligne de plus forte pente. Elle est calculée à l'aide des outils de digitalisation d'*ArcGIS* et des courbes de niveau issues du MNT *SRTM* afin de repérer les lignes de plus fortes pentes. Les modules de détection automatique des lignes de plus fortes pentes disponibles sous *ArcGIS* sont inefficaces sur les surfaces englacées en raison de la forte convexité transversale des émissaires. Par conséquent, ces algorithmes n'ont pu être utilisés ici. Le rapport entre l'étendue altitudinale des glaciers (différence entre l'altitude du sommet et l'altitude du front obtenue à l'aide du MNT SRTM) et leur longueur totale permet de calculer la pente générale ($S_{gg}$).

La longueur totale et la pente générale des glaciers nous renseignent sur l'efficacité de l'alimentation en glace de la partie frontale des glaciers : les flux de glace atteignent a *priori* plus rapidement le front lorsque la pente est forte et la distance de parcours amont/aval est faible. Une alimentation rapide en glace des fronts glaciaires peut contribuer à limiter l'intensité du réajustement post-PAG de la langue glaciaire (superficie déglacée, recul et élévation du front).

### *Superficie, périmètre et indicateurs de forme des bassins d'alimentation glaciaires*

La détermination des contours des bassins d'alimentation glaciaire nous permet de calculer leur superficie (*Surf.*) et leur périmètre (*Péri.*) respectifs. À partir de ces données, nous pouvons calculer des indices de forme comme le coefficient de compacité (*Kc*) et le facteur de forme (*Rf*). Ces indicateurs, initialement développés pour les bassins versants hydrologiques, renseignent sur la géométrie générale des bassins d'alimentation et sur l'efficacité du transfert amont-aval des masses de glace. Plus précisément, *Kc* mesure le caractère « ramassé » du bassin d'alimentation glaciaire en comparant son périmètre au périmètre du cercle de superficie équivalent (plus *Kc* se rapproche de 1, plus le bassin d'alimentation glaciaire s'apparente à un cercle). La validité du coefficient de compacité est parfois contestée en raison de l'incertitude fractale de la mesure du périmètre (Bendjoudi et Hubert, 2002). Cependant, nous pensons que le caractère automatisé sous *ArcGIS* de la mesure des superficies et des périmètres garantit une certaine fiabilité aux valeurs de ces indices de forme, en particulier dans le cadre d'une logique comparative des bassins d'alimentation glaciaires. En comparant la superficie mesurée des bassins d'alimentation au carré de la longueur amont-aval des glaciers, le facteur de forme *Rf* permet de quantifier le caractère filiforme des bassins glaciaires (plus *Rf* tend vers 0, plus le bassin d'alimentation glaciaire est étendu d'amont en aval). Ces indices se calculent selon les formules suivantes (Llamas, 1992) :

$Kc = 0{,}28\ P\text{érimètre} / \sqrt{(Superficie)}$

$Rf = Superficie / Lg^2$

Avec *Lg* : la longueur totale de chaque glacier du sommet au front.

### *La longueur des fronts glaciaires ($L_{gf}$)*

Afin de calculer le recul net du front entre le maximum PAG et 2003, nous devions diviser la superficie de l'espace déglacé par la longueur du front glaciaire en 2003 (*cf.* 5.2.1). Ce dernier a été digitalisé dans l'étape de cartographie et se définit comme l'interface entre le glacier en 2003 et la marge proglaciaire. L'extension latérale du front glaciaire est arbitrairement limitée aux points de contact avec les versants juxtaglaciaires.

### *La distance à la mer ($Dist_m$)*

La distance des fronts glaciaires à la mer a été calculée à partir d'un raster de distance euclidienne généré à partir d'une couche vectorielle du littoral islandais et l'outil *Spatial analyst/Zonal/Zonal statistics as table* d'*ArcGIS.* Les valeurs de distance à la mer (distance moyenne, minimum et maximum) ont été extraites pour chaque glacier selon la méthode décrite dans le paragraphe 5.3.2. Nous pensons que cette variable peut jouer un rôle en termes de contrôle de l'ablation glaciaire notamment à travers l'augmentation de la salinité via les embruns marins et l'abaissement du point de fusion de la glace. D'ailleurs, sur un panel de 42 glaciers arctiques, De Woul et Hock (2005) ont démontré que les bilans de masse

glaciaire des émissaires situés en contexte maritime étaient plus sensibles aux variations climatiques que les glaciers continentaux.

#### *La largeur des goulets d'alimentation glaciaire ($G_w$)*

L'interface entre la calotte et les langues glaciaires émissaires est marquée par un ou plusieurs goulets d'étranglement délimités par des nunataks et les versants juxtaglaciaires. La dimension de ces goulets conditionne vraisemblablement l'efficacité de l'alimentation en glace de la zone d'ablation. Pour chaque glacier, nous avons mesuré la largeur des goulets d'alimentation glaciaire, perpendiculairement à l'axe d'écoulement des flux de glace, au niveau de l'étranglement maximal à proximité de la zone de la LEG.

## 5.4. Évaluer la variabilité régionale de l'ambiance climatique

La variabilité des modes et de l'intensité du réajustement post-PAG des langues glaciaires peut être le fruit d'une hétérogénéité régionale du forçage climatique. Les données permettant d'étudier la variabilité régionale du forçage climatique n'étant pas disponible en Islande (stations météorologiques trop peu nombreuses), nous avons fait le choix de tester l'hétérogénéité des ambiances climatiques actuelles (normales sur la période 1950-2000) à partir de l'analyse spatiale de la base de données *WorldClim*.

### 5.4.1. Utilisation de la base de données *WorldClim*

La base de données libre *WorldClim* est un jeu de rasters climatiques (précipitations et températures) à l'échelle du globe d'une résolution de 1 km (Hijmans *et al.*, 2005). Les données climatiques de calibration des mailles rasters proviennent d'un réseau mondial de stations météorologiques dont les enregistrements s'étendent de 1950 à 2000. L'algorithme d'interpolation des données utilisé par Hijmans *et al.* (2005) est une fonction *spline* particulière (*thin-plate smoothing splines*) implémentée dans le logiciel ANUSPLIN (Hutchinson, 1995). D'après une étude comparative des méthodes d'interpolation spatiale de données de températures minimales et maximales en Angleterre et au Pays de Galles, Jarvis et Stuart (2001) ont démontré que la méthode *thin-plate spline* était plus robuste pour interpoler les données climatiques que les algorithmes de krigeage ordinaire (*Ordinary Kriging*), d'IDW (*Inverse Distance Weighting*) et d'analyse des tendances surfaciques (*Trend Surface analysis*). Ainsi, en utilisant la latitude, la longitude et l'altitude comme variables indépendantes, les rasters de précipitations annuelles et de températures moyennes annuelles ont été produits à l'aide du logiciel ANUSPLIN. L'analyse des incertitudes par validation croisée montre que les biais sont importants au niveau des zones montagneuses et des espaces peu pourvus en stations météorologiques : malheureusement, notre zone d'étude islandaise fait partie de ces deux catégories d'espace. Selon Hijmans *et al.* (2005), les incertitudes associées aux valeurs de températures moyennes annuelles et de précipitations annuelles sur notre zone d'étude sont respectivement de ± 0,2°C et ± 3 mm.

Notons que la base de données *WorldClim* est en développement continu et en libre téléchargement au format *ArcGIS* à l'adresse suivante : http://www.worldclim.org. À titre indicatif, nous avons utilisé la version *WorldClim 1.3*.

### 5.4.2. Calcul et extraction des données climatiques par glacier

Les rasters de températures moyennes annuelles et de précipitations annuelles ont été intégrés à notre base de données SIG de référence. De la même manière que pour les rasters dérivés du MNT *SRTM,* grâce à l'outil *Spatial analyst/Zonal/Zonal statistics as table* d'*ArcGIS,* nous avons extrait les résumés statistiques des variables climatiques pour chacune des zones d'ablation et d'accumulation des glaciers étudiés (*cf.* 5.3.2).

# Chapitre 6 - Quantifier les ajustements fluviaux post-PAG

Notre second objectif est de quantifier l'ajustement des sandurs sud-islandais aux fluctuations glaciaires post-PAG. La démarche retenue associe une étape de datation lichénométrique des paléosandurs identifiés et cartographiés (6.1) à une quantification systématique du style fluvial (6.2), des profils longitudinaux (6.3), de la géométrie de chenal (6.4) et des paramètres granulométriques et sédimentologiques.

## 6.1. Spécificité de la datation lichénométrique des dépôts fluvioglaciaires

Nous avons utilisé la même méthode de datation lichénométrique que celle adoptée pour les arcs morainiques du maximum PAG (*cf.* 5.1). Néanmoins, la spécificité des dépôts fluvioglaciaires a nécessité un ajustement de la stratégie de collecte des données de dimension de thalles sur le terrain. En effet, l'inévitable tri granulométrique amont-aval sur les paléosandurs se traduit par une organisation spatiale de la taille des particules à l'échelle du sandur complet et des bancs de tressage. La taille de la surface de colonisation lichénique est un facteur limitant la croissance et perturbant la régularité de la forme des thalles (en raison de la coalescence fréquente). Par conséquent, nous avons fait le choix de restreindre la zone de prospection lichénométrique aux têtes de bancs des sandurs proximaux (granulométrie la plus grossière) afin de limiter l'effet contraignant de la taille des particules sur la croissance des lichens.

## 6.2. Les ajustements du style fluvial

Le travail de suivi du style fluvial, et plus exactement de l'intensité de tressage, des sandurs actifs a été effectué à partir de photographies aériennes diachroniques disponibles sur trois des terrains étudiés : le Sólheimajökull, le Morsárjökull et le Brókarjökull. Les clichés proviennent de l'organisme *Landmælingar Íslands* (équivalent islandais de l'IGN) dont la banque de données photographiques remonte jusqu'aux années 1940 sur certains secteurs.

Avant d'être intégrées à notre base de données SIG et utilisées comme base de suivi de l'activité fluviale proglaciaire, les photographies aériennes ont été préalablement scannées puis rectifiées et géoréférencées à l'aide du logiciel *Er Mapper.*

### 6.2.1. Intégration des photographies aériennes diachroniques à la base de données SIG

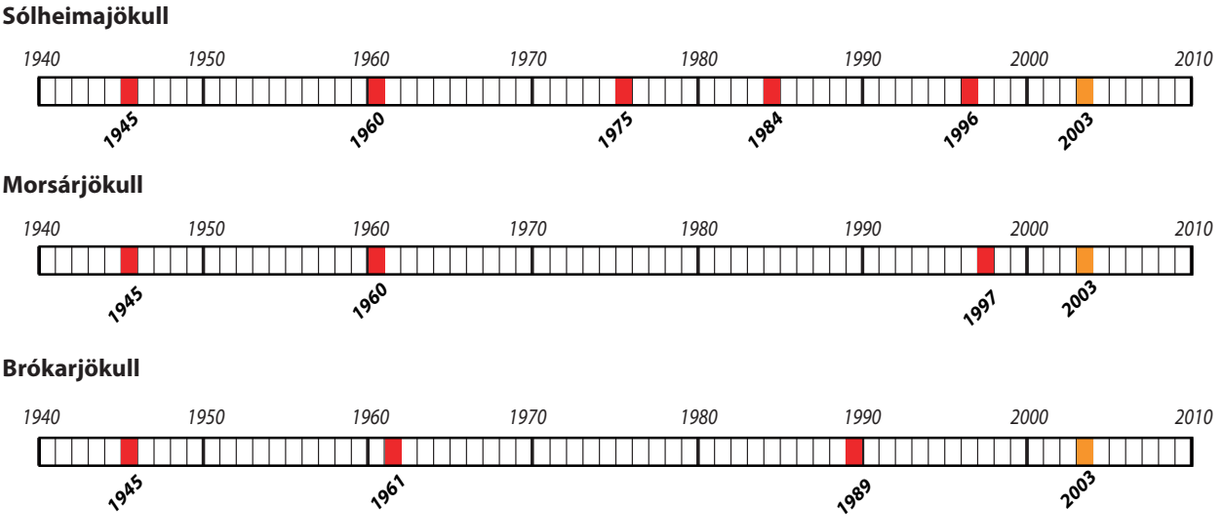
En complément de la base de données photographique sur l'année 2003 obtenue auprès de la société *Loftmyndir*, nous avons commandé au *Landmælingar Íslands* des clichés aériens issus de campagnes de vols antérieurs sur les sandurs du Sólheimajökull, du Morsárjökull et du Brókarjökull. La fréquence et l'emprise spatiale de ces campagnes étant à la fois faibles et très irrégulières, en particulier en ce qui concerne le secteur du Vatnajökull, il existe de nombreuses lacunes dans le suivi photographique des 3 zones proglaciaires retenues (fig. M6-A) : la période des années 1970 et 1980 est particulièrement pauvre en campagnes de vols et les sandurs du Morsárjökull et du Brókarjökull n'ont pas été survolés. Durant cette même période, seule la partie amont du sandur du Sólheimajökull a été photographiée. Ainsi, les clichés de 1975 et 1984 du Sólheimajökull restent des sources d'information incomplètes en termes d'emprise spatiale. En définitive, nous disposons pour chacun des trois sandurs étudiés d'un suivi photographique de 1945 à 2003 composés de quatre clichés spatialement exhaustifs (fig. M6-A).

Chacune de ces photographies aériennes a été numérisée à l'aide d'un scanner A3 à une résolution de 800 dpi (*digit per inch* - 1 *inch* = 2,54 cm). Cette procédure nous a permis d'obtenir des images brutes dont la dimension du pixel reste inférieure à 2 mètres. Ces images ont ensuite été rectifiées et géoréférencées sous le logiciel *Er Mapper* en suivant la procédure polynomiale linéaire (*Geocoding wizard – Polynomial linear*). En raison de la faiblesse des pentes des plans d'accumulation des sandurs, cette méthode est une alternative à l'orthorectification suffisamment robuste pour corriger les déformations des images. Les points de calage (*ground control points*) nécessaires au géoréférencement des rasters sont issus de la base de données photographique orthorectifiée de 2003 du *Loftmyndir.* Comme pour l'ensemble de la base de données SIG, la projection cartographique utilisée est une projection Lambert paramétrée pour l'Islande (ISN93 – code EPSG : 3057). Les comptes rendus de géoréférencement indiquent des valeurs moyennes de *RMSE* (*Root Mean Square Error*) inférieur à 3 pixels pour chaque raster. La dimension du pixel ne dépassant pas 2 mètres, la marge d'erreur planimétrique maximale est de ± 6 mètres.

### 6.2.2. Choix d'un indicateur synthétique : la largeur de la bande active

Il s'agit de rendre compte de l'ajustement de la morphologie en plan du sandur à l'aide d'un indicateur synthétique. À la suite des études effectuées par Maizels (1979), Robertson-Rintoul et Richards (1993) et Chew et Ashmore (2001), notre choix s'est porté sur la largeur de la bande active comme indicateur de l'intensité de tressage. En effet, lors d'une étude préliminaire sur le Morsárjökull, nous avons vérifié la qualité de la relation linéaire entre la largeur de la bande active et le nombre de chenaux. Les résultats montrent une très bonne corrélation entre ces deux paramètres ($R^2 = 0.93$ ; $p < 0.0001$) révélant la robustesse de l'analyse de la largeur de la bande active comme indicateur de l'intensité de tressage (fig. M6-B).

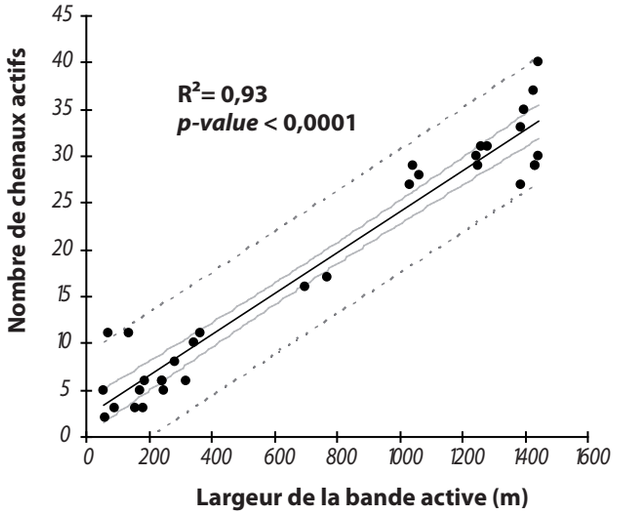
## A Photographies aériennes diachroniques acquises pour le suivi du style fluvial




Clichés aériens obtenus auprés du *Landmælingar Íslands*

Clichés aériens obtenus auprés du *Loftmyndir*

## B La largeur de la bande active : un indicateur robuste de l'intensité de tressage




***Régression linéaire entre le nombre de chenaux actifs et la largeur de la bande active (sandur du Morsárjökull)***

## C Méthode de quantification de l'évolution de l'intensité de tressage (exemple du Morsárjökull)

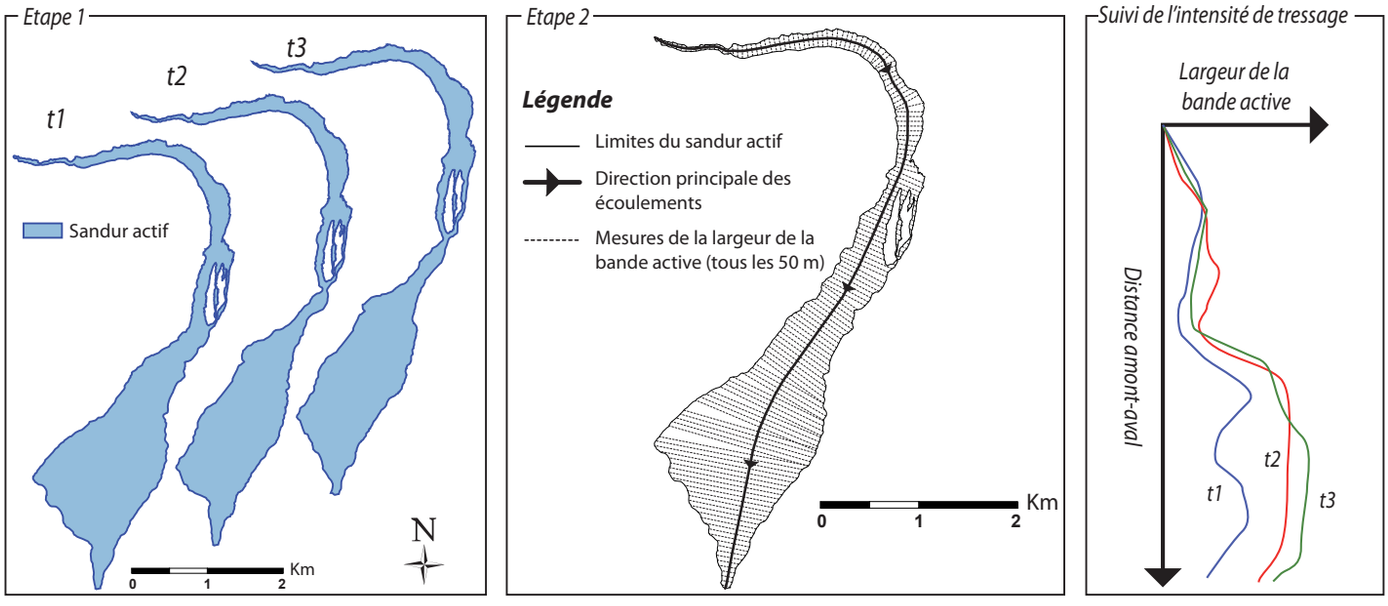



**Figure M6 - Méthode de quantification de l'ajustement post-PAG du style fluvial proglaciaire**

### 6.2.3. Méthode de quantification diachronique de l'intensité de tressage

Notre méthode de quantification de l'évolution de l'intensité de tressage se déroule en deux étapes (fig. M7-C). La première étape consiste à délimiter le sandur actif sur chacune des photographies aériennes à l'aide du module d'édition d'*ArcGIS*. En suivant la méthode proposée par Zah *et al.* (2001), nous avons défini la limite du sandur actif comme la ligne de contact entre, d'une part, les bancs nus et, d'autre part, les zones de végétation persistantes (terrasses et paléosandurs), la base des cônes alluviaux, les moraines frontales du maximum PAG et les affleurements rocheux. Ensuite, nous avons effectué une mesure de la largeur de la bande active tous les 50 mètres de l'amont vers l'aval, perpendiculairement à la direction principale des écoulements. Cette étape peut être automatisée à l'aide d'un outil en libre accès développé pour le logiciel *Mapinfo* (outil *Hatch.mbx* en téléchargement libre sur la page web http://georezo.net/jparis/decharge_liste_mbx_objets.htm). Les « stations » de mesures ainsi définies et localisées sont réutilisées pour chacune des photographies. On obtient ainsi un suivi relativement fin de la variation de l'intensité de tressage révélatrice du bilan sédimentaire local.

## 6.3. Les ajustements du profil longitudinal

Afin d'appréhender l'ajustement post-PAG de la pente des plans d'accumulation fluvioglaciaires, les profils longitudinaux des sandurs actifs et des paléosandurs datés par lichénométrie ont été levés sur le terrain. En aval de chaque glacier étudié, des profils transversaux des vallées permettant de saisir l'emboîtement des plans d'accumulation ont également été levés.

### 6.3.1. Acquisition des profils longitudinaux et transversaux sur le terrain

Les profils longitudinaux des sandurs actifs et des paléosandurs ont été levés de l'amont vers l'aval, depuis le contact avec la moraine du maximum PAG jusqu'à la limite aval des plans d'accumulation (littoral, confluence avec un tributaire…). En suivant la direction principale des écoulements, ces profils ont été levés à l'aide d'un télémètre laser (modèle *Impulse 200 LR* de *Laser Technology*) de précision centimétrique et d'une cible sur trépied (fig. M7). Le pas moyen entre deux mesures est de 30 mètres. L'objectif étant de relever la topographie des plans d'accumulation, nous avons volontairement effectué nos mesures entre des stations situées sur les têtes de banc (fig. M7). La position des stations de mesure a été relevée au GPS Garmin *eTrexVista.*

L'acquisition des profils en travers des sandurs actifs et paléosandurs adossés aux moraines du maximum PAG permettent de connaître l'altitude relative de chaque terrasse par rapport à la plaine fluvioglaciaire active. De plus, ces profils transversaux sont indispensables pour caler les profils longitudinaux entre eux et saisir pleinement l'ajustement de la pente des sandurs. Nous avons utilisé la même méthode de relevé que pour les profils longitudinaux. L'objectif étant ici de mesurer l'emboîtement des différents plans d'accumulation, nous avons également effectué nos levés topographiques entre des stations situées sur les têtes de banc. Par conséquent, la topographie fine à l'échelle des chenaux et des paléochenaux n'apparaît

pas. De la même manière, la position des profils transversaux a été systématiquement relevée en mesurant au GPS la localisation des stations de mesure.

Cette méthode de levé topographique par cheminement mesure la position d'une station en relatif par rapport à la station précédente en relevant la distance horizontale et verticale séparant deux stations successives (fig. M7). Un traitement est donc nécessaire pour reconstituer de proche en proche les profils topographiques complets.

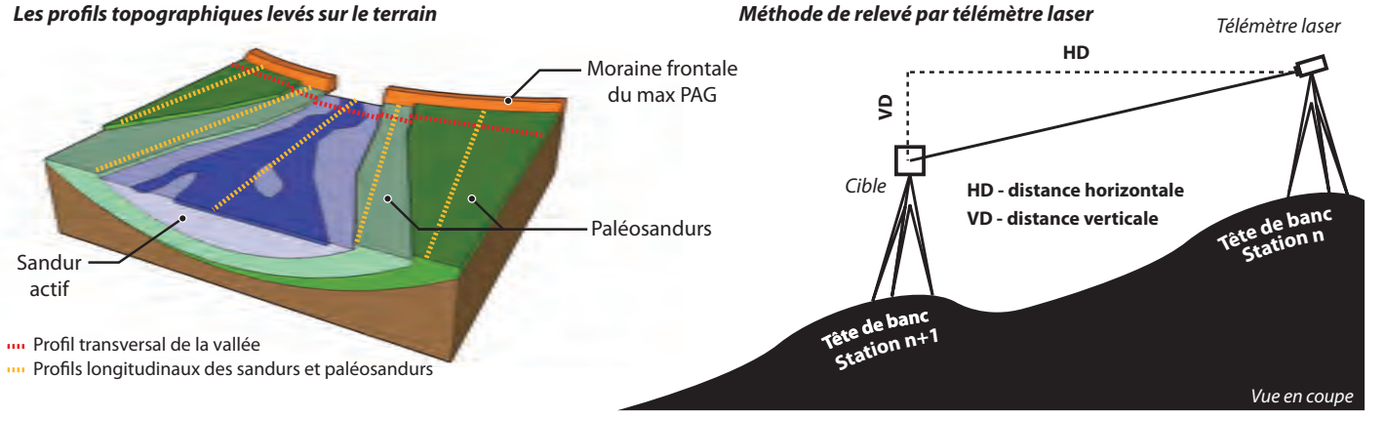



**Figure M7 - Méthode de levés des profils longitudinaux et transversaux des paléosandurs et du sandur actif**

## 6.3.2. Reconstruction des profils et de la géométrie des plans d'accumulation

Afin de les rendre pleinement exploitables, les données topographiques collectées sur le terrain doivent être assemblées et corrigées (fig. M8). Ce travail de traitement des mesures s'organise en trois étapes.

### *Calage en relatif des profils longitudinaux*

En cumulant successivement les mesures de distance horizontale et verticale, les profils bruts sont reconstitués en relatif par rapport à la station de mesure initiale, c'est-à-dire la station amont dont les coordonnées horizontale et verticale sont arbitrairement nulles pour chacun des profils (fig. M8-A). Les relevés GPS permettent de géolocaliser ces profils dans le SIG et d'identifier l'intersection entre les profils longitudinaux et les profils transversaux. C'est à partir de cette analyse SIG que les corrections verticales sont apportées à chaque profil longitudinal de paléosandur en définissant comme l'altitude de référence (l'altitude relative nulle) le niveau du sandur actif (fig. M8-A). Cette procédure permet de caler les profils longitudinaux entre eux. Il ne s'agit cependant que d'un calage en relatif dont l'origine verticale est le point d'intersection entre le profil transversal et le profil longitudinal du sandur actif.

### *Calage en absolu des profils longitudinaux*

Afin de comparer l'ajustement post-PAG des sandurs entre les différents glaciers étudiés, nous avons corrigé les valeurs altitudinales des profils longitudinaux à l'aide du MNT *SRTM*. Plus précisément, un vecteur de correction verticale a été appliqué à chacun des profils (fig. M8-B). Ce vecteur correcteur est calculé pour chaque glacier étudié et correspond à la valeur altitudinale du MNT *SRTM* au point d'intersection entre le profil transversal et le profil longitudinal du sandur actif.

### *Reconstruction de la géométrie des plans d'accumulation*

La dernière étape fut de modéliser la géométrie des plans d'accumulation en extrapolant les profils longitudinaux sur l'ensemble des espaces de sandurs et paléosandurs délimités précédemment dans notre base de données cartographique de référence (*cf.* 4.2.3). Précisons qu'aucune nouvelle donnée n'est produite. Il ne s'agit la que d'une modification de la représentation de nos mesures topographiques permettant notamment de faciliter la production de blocs-diagrammes (fig. M8-C). Nous pensons que ce type de représentation graphique facilite la lecture de l'évolution du paysage fluvioglaciaire.

## 6.4. Les ajustements de la géométrie de chenal

Afin d'explorer la question de l'ajustement post-PAG de la géométrie de chenal, des stations de mesure de profils en travers ont été régulièrement positionnées depuis l'amont vers l'aval des paléosandurs datés et du sandur actif (fig. M9-A).

### 6.4.1. Protocole de mesure

Afin de faciliter la collecte de données sur le terrain, nous avons opté pour une méthodologie de mesure indirecte de la géométrie des chenaux proglaciaires. Celle-ci est basée sur l'analyse de photographies prises au sol et préalablement rectifiées et référencées dans un système métrique local (fig. M9).

### *La collecte des photographies de chenal sur le terrain*

De part et d'autre d'un pied cible installé au centre du chenal, un cordage de couleur blanche est disposé perpendiculairement à l'axe des écoulements afin de souligner le contour du périmètre mouillé. Des points de calage permettant de référencer et de corriger les clichés sont arbitrairement positionnés à la base et au sommet du pied ainsi que sur les extrémités supérieures des berges (fig. M9-B). Les photographies du chenal sont prises dans l'axe des écoulements en calant le pied cible au centre du viseur. La distance de prise de vue est ajustée pour saisir l'ensemble du chenal et les points de calage en un seul cliché. Enfin, les distances horizontales et verticales séparant les points de calage sont mesurées à l'aide du télémètre laser centimétrique (modèle *Impulse 200 LR* de *Laser Technology*).

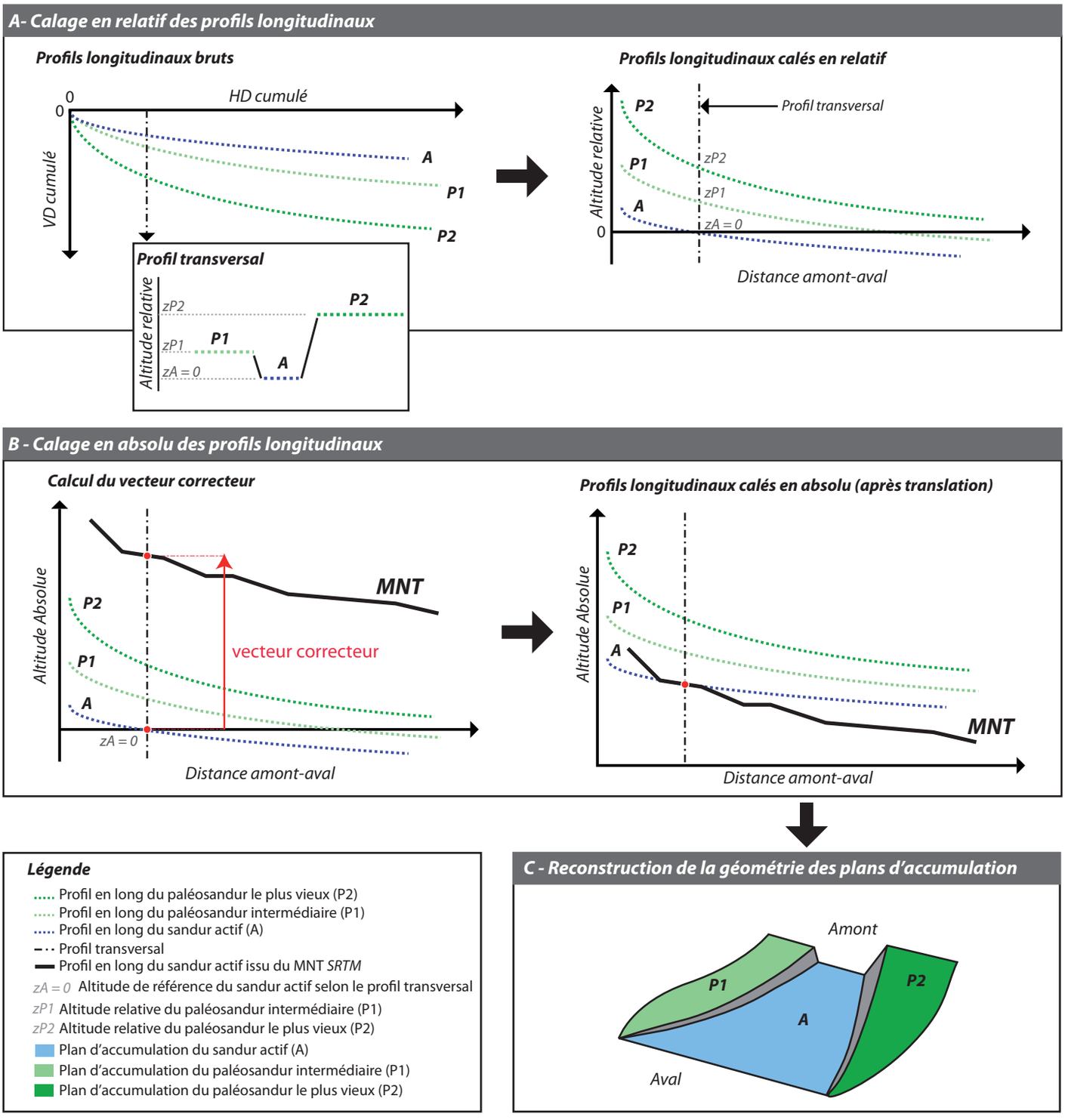



**Figure M8 - Reconstruction des profils et de la géométrie des plans d'accumulation**

### *La correction et le référencement des clichés dans un système métrique*

À l'aide du logiciel *ER Mapper* et des distances mesurées entre les points de calage, les photographies sont corrigées et référencées dans un système métrique local en suivant la procédure de triangulation (*Geocoding wizard – triangulation*). Le point de calage situé à la base du pied cible est arbitrairement considéré comme l'origine (point PC1). Les coordonnées sur le plan de la section mouillée des points de calage PC2, PC3 et PC4 sont recalculées à partir des distances mesurées. Cette procédure fournit des clichés dont les déformations liées à l'objectif sont corrigées et dont les coordonnées des pixels sont exprimées dans un système métrique. Ces images raster sont ensuite exploitées sous le logiciel SIG *Mapinfo* (fig. M9-C).

### *Précisions sur les formes échantillonnées*

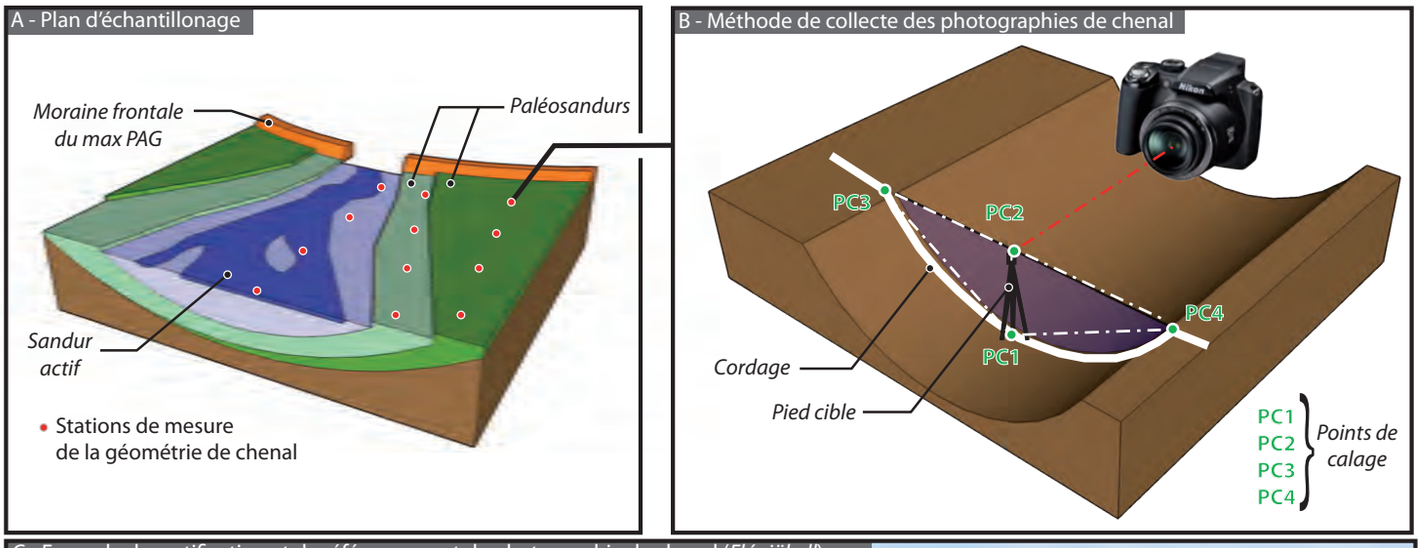
Afin de garantir une certaine homogénéité dans le type de formes mesurées de l'amont vers l'aval (multiplicité et diversité latérale de la géométrie des chenaux de tressage), le choix a été fait de ne mesurer que les drains de premier ordre selon le classement de Williams et Rust (1969) (fig. M9-D). Notons également que ces mesures ont été effectuées dans les secteurs hors-eaux du sandur actif en raison de la dangerosité de ce type d'opération dans les chenaux actifs pour un opérateur seul.

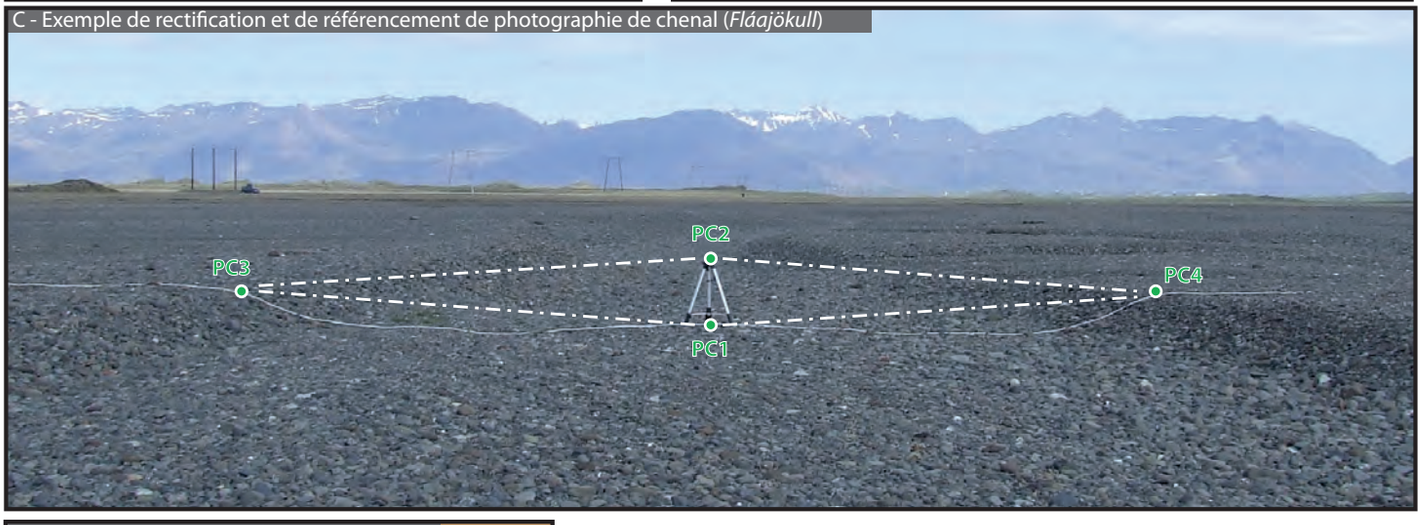
## 6.4.2. Les paramètres mesurés et calculés

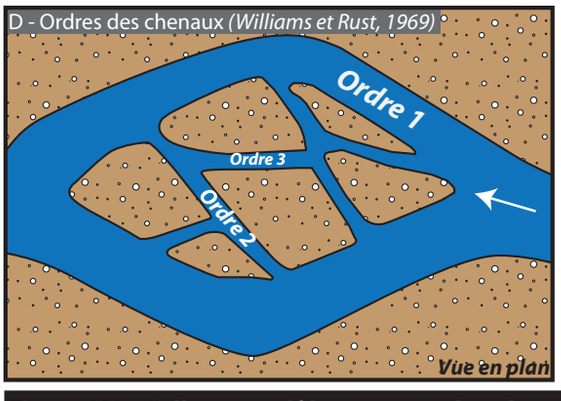
Sous le logiciel *Mapinfo*, la section mouillée du chenal est digitalisée sur chacune des photos collectées sur le terrain. Les mesures de largeur (*w*), de profondeur maximale (*dmax*), de section (*Sm*) et de périmètre (*Pm*) mouillés sont extraites de ces données vectorisées (fig. M10).

De ces mesures sont dérivés des indicateurs couramment utilisés pour décrire la géométrie des chenaux :

- La profondeur moyenne (*d**) est calculée en divisant la section mouillée par la largeur du chenal (*Sm/w*).
- Le ratio largeur/profondeur (*w/d*) qui, comme son nom l'indique, est calculé en divisant la largeur du chenal par sa profondeur renseigne sur la forme du chenal : plus *w/d* est fort, plus le chenal est large et peu profond. Inversement, plus *w/d* est faible, plus le chenal est étroit et profond.
- Le rayon hydraulique (*Rh*) est défini comme étant le rapport entre la section et le périmètre mouillé (*Sm/Pm*). Concernant les cours d'eau tressés, *Rh* est quasiment équivalent à la profondeur moyenne *d** (Church, 1972).
- L'indice topographique *T* (Williams et Rust, 1969) est un indicateur de forme adimensionnel au même titre que le ratio largeur/profondeur. Il se définit comme étant le rapport entre la section mouillée et le produit de la profondeur maximale et de la largeur du chenal. Plus *T* tend vers 1, plus le chenal est incisé et les berges sont marquées. Inversement, lorsque *T* tend vers 0, la géométrie du chenal est plus douce, indiquant vraisemblablement une dynamique progressive de comblement (Williams et Rust, 1969).




***Légende***

- *Bancs de galets et berges*
- *Chenaux*
- *Direction des écoulements*

***Note :*** Williams et Rust (1969) distinguent 3 ordres de chenaux en fonction de la réincision des bancs médians. De façon à homogénéiser le plus possible le type de forme mesurée, nous avons volontairement restreint notre prospection aux chenaux d'ordre 1.

**Figure M9 - Collecte et référencement des photographies de chenal**

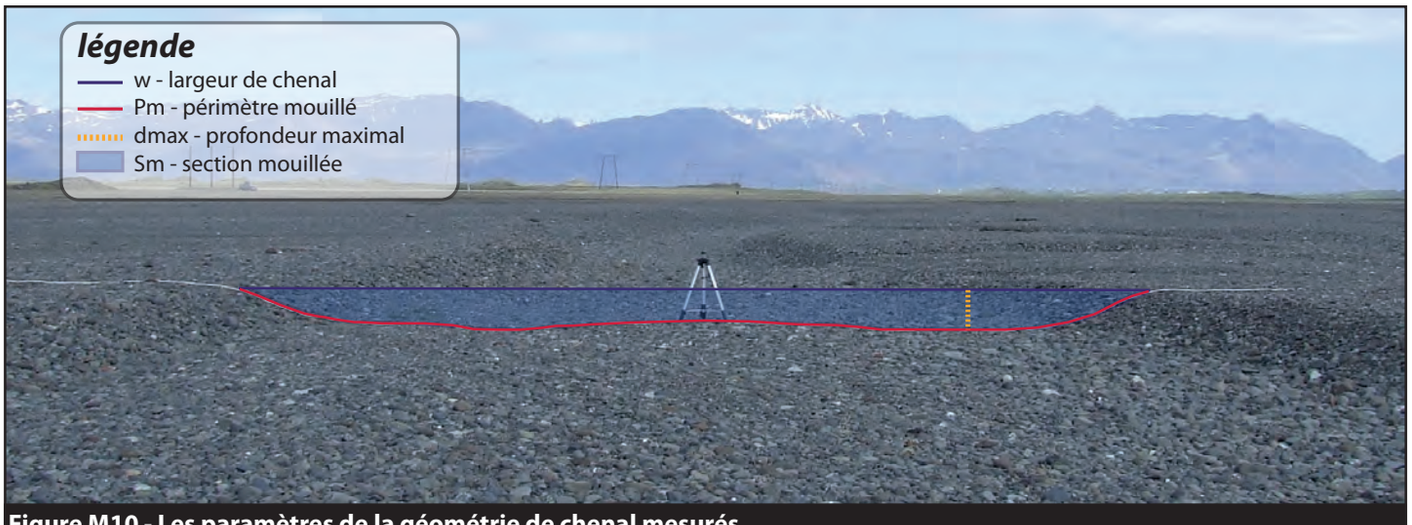



**Figure M10 - Les paramètres de la géométrie de chenal mesurés**

## 6.5. Les ajustements granulométriques et sédimentologiques

Les stations définies par le plan d'échantillonnage de mesures de la géométrie de chenal ont été réutilisées pour collecter des données granulométriques et sédimentologiques sur les paléosandurs datés et le sandur actif. Concernant la collecte des données granulométriques et sédimentologiques, nous avons également opté pour une méthode indirecte ajustée à nos terrains d'étude. Dans un premier temps, nous souhaitons justifier notre choix méthodologique en évoquant nos tests sur la rivière Allier.

### 6.5.1. Méthodes de mesure directes, indirectes et automatisées : un choix intermédiaire

Selon Graham *et al.* (2010), la précision des méthodes granulométriques basées sur l'analyse automatisée de clichés au sol est comparable aux méthodes de mesure directes traditionnelles. Elles offrent de surcroît un gain de temps précieux sur le terrain en limitant l'acquisition de données à la collecte de photographies au sol et géoréférencées.

Afin de s'assurer de la qualité des résultats obtenus par ces méthodes automatisées, nous avons souhaité tester préalablement le logiciel de granulométrie *Digital Gravelometer* sur 18 stations de tête de banc de l'Allier (Puy-de-Dôme) entre Brioude et la confluence avec la Dore. Ce travail a été mené avec Pierre Lepiceck, doctorant au laboratoire GEOLAB. Il s'est déroulé comme suit : *(1)* mesure de l'axe b de 100 particules selon un échantillonnage systématique défini par un quadrat (méthode *Wolmann*) *; (2)* photographie verticale du quadrat en utilisant un escabeau *; (3)* analyse avec *Digital Gravelometer* de la distribution granulométrique pour chacune des 18 stations *; (4)* comparaison des percentiles $D_{16}$, $D_{50}$, $D_{84}$ et $D_{95}$ déterminés par la méthode de terrain et l'analyse automatisée des clichés.

Les résultats (fig. M11) montrent un décalage important, notamment sur la fraction grossière, entre les percentiles déterminés par les deux méthodes. Face à cette imprécision, nous avons fait le choix d'évacuer la solution d'automatisation de la mesure granulométrique. De plus, la présence de végétation sur les paléosandurs islandais rend toute procédure automatique inopérante.

En définitive, nous avons fait le choix de conserver une méthode de collecte indirecte de la taille des particules en se basant sur des photographies géoréférencées mais nous avons préféré effectuer manuellement l'acquisition de la donnée granulométrique grâce à l'outil libre *Image J*.

### 6.5.2. Méthode de collecte et de référencement des clichés de quadrat

Avec l'aide d'Olivier Voldoire, assistant-ingénieur au laboratoire GEOLAB, nous avons équipé un quadrat (*1x1 m*) de montants permettant de fixer un appareil photographique et d'homogénéiser le mode d'acquisition des clichés (fig. M12).

Sur chacune des stations définies par le plan d'échantillonnage de mesure de la géométrie de chenal, nous avons collecté deux couples d'images : deux quadrats sur les têtes de bancs et deux quadrats dans le fond de chenal.

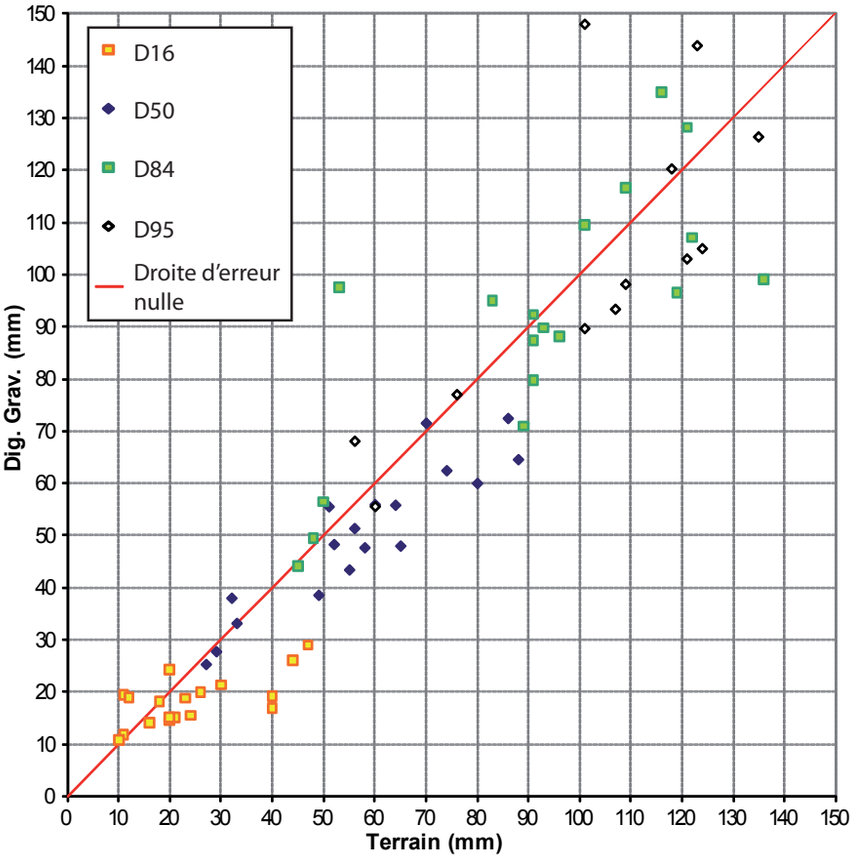



**Figure M11 - Test d'une méthode de mesure automatisée de la granulométrie sur la rivière Allier**

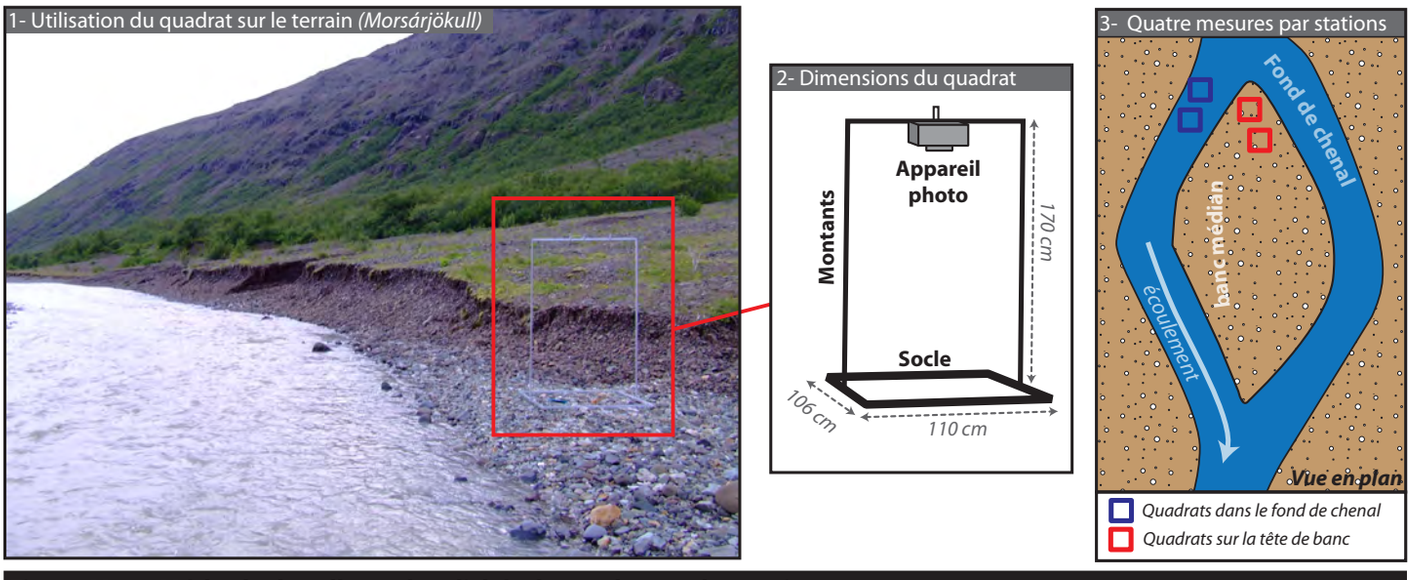



**Figure M12 - Méthode de collecte des clichés de quadrat sur le terrain**

Chaque image est ensuite redressée à l'aide du logiciel *Er Mapper* en suivant la procédure de triangulation (*Geocoding wizard – triangulation*) et en utilisant les quatre angles du quadrat comme points de calage. Les images sont ensuite rognées afin de supprimer les bordures du quadrat et d'obtenir des rasters carrées d'un mètre de côté. Ces derniers sont alors prêts à être importés dans *Image J* pour la phase d'analyse.

### 6.5.3. Les mesures granulométriques

La mesure des tailles des particules a été effectuée manuellement par digitalisation sous le logiciel *Image J.* Avant tout, nous souhaitons préciser la manière dont nous avons levé les ambiguïtés concernant la détermination de l'axe intermédiaire des blocs mesurés.

#### *Détermination de l'axe b*

En règle générale, la taille des particules constituant un dépôt sédimentaire est décrite dans les 3 dimensions à travers la mesure des 3 axes perpendiculaires : l'axe long (axe *a*), l'axe intermédiaire (axe *b*) et le petit axe (axe *c*). En pratique, l'analyse granulométrique d'un dépôt s'effectue principalement à partir de la distribution de la mesure de l'axe intermédiaire (Bunte et Abt, 2001). Si la détermination et la mesure de l'axe *b* sont relativement simples sur les particules ellipsoïdales, elles deviennent plus confuses pour les particules rhombiformes dont les contours sont plus complexes (fig. M13). Le point crucial est de savoir si l'analyse débute par la définition de l'axe *a* comme l'axe le plus long, et se poursuit par l'identification de l'axe *b* définit comme le plus long axe intermédiaire perpendiculaire à *a* (Yuzyk et Winkler 1991 ; Bunte et Abt, 2001), ou si l'analyse commence par l'identification de l'axe *b* définit comme l'axe le plus court du plan de projection maximum (le plan affichant la plus grande superficie) perpendiculaire à l'axe *c* (Gordon *et al.* 1992 ; Bunte et Abt, 2001). À la suite de Yuzyk et Winkler (1991), lorsque l'identification de l'axe intermédiaire est ambiguë, nous avons défini l'axe *b* comme étant le plus long axe perpendiculaire à l'axe *a*. L'application de cette méthode de mesure à l'ensemble des échantillons granulométriques permet de garantir l'homogénéité du mode d'acquisition de la donnée ainsi que la fiabilité des comparaisons inter-échantillons.

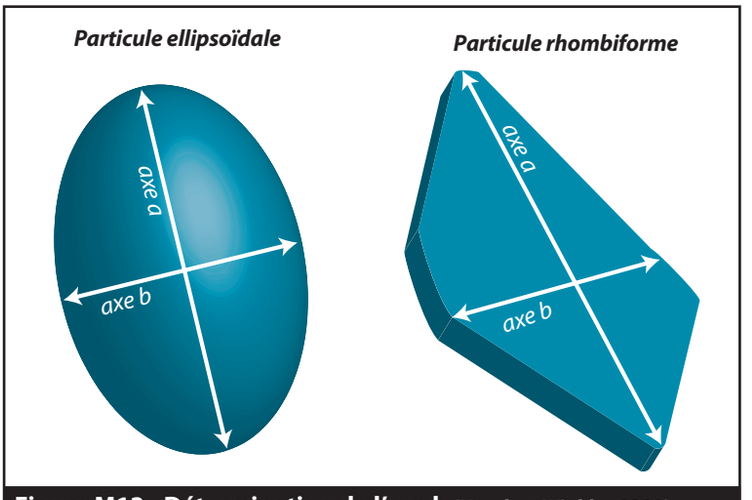



**Figure M13 - Détermination de l'axe b** (Yuzyk et Winkler,1991)

### *Mesure des particules les plus grossières*

L'intérêt est clairement d'identifier des changements post-PAG du transit sédimentaire proglaciaire perceptibles à travers la modification du tri granulométrique amont-aval. Les particules les plus grossières sont généralement considérées comme les éléments du lit fluvial reflétant le mieux les conditions locales de rugosité du lit et donc le seuil limite d'entraînement des particules (Limerinos, 1970 ; Church et Gilbert, 1975 ; Maizels, 1983). Ainsi, nous pensons que concentrer les mesures granulométriques sur la fraction grossière du lit et des têtes de banc facilitera l'identification d'ajustements granulométriques post-PAG.

Par conséquent, nous avons fait le choix de mesurer les 10 particules les plus grossières sur chaque image de quadrat préalablement corrigée. Étant donné que nous avons doublé les quadrats sur chaque tête de banc et fond de chenal, les 40 particules les plus grossières sont mesurées pour chacune des stations (20 sur la tête de banc et 20 sur le fond de chenal).

## 6.5.4. Évaluation visuelle du degré d'émoussé

Nous pensons que la modification post-PAG du fonctionnement fluvio-lacustre de la marge proglaciaire comme la création et l'augmentation de la superficie des lacs proglaciaires peut se répercuter sur la forme de particules et en particulier sur l'émoussé (en raison de l'allongement du temps de transit fluvial).

Grâce à la table de Krumbein (1941) qui associe un indice d'émoussé (variant de 0,1 à 0,9) à l'aperçu graphique correspondant (fig. M14), nous avons pu évaluer visuellement le degré d'émoussé des 40 particules mesurées sur chaque station. Une valeur moyenne et un écart-type sont ensuite calculés pour chaque tête de banc et fond de chenal prospecté.

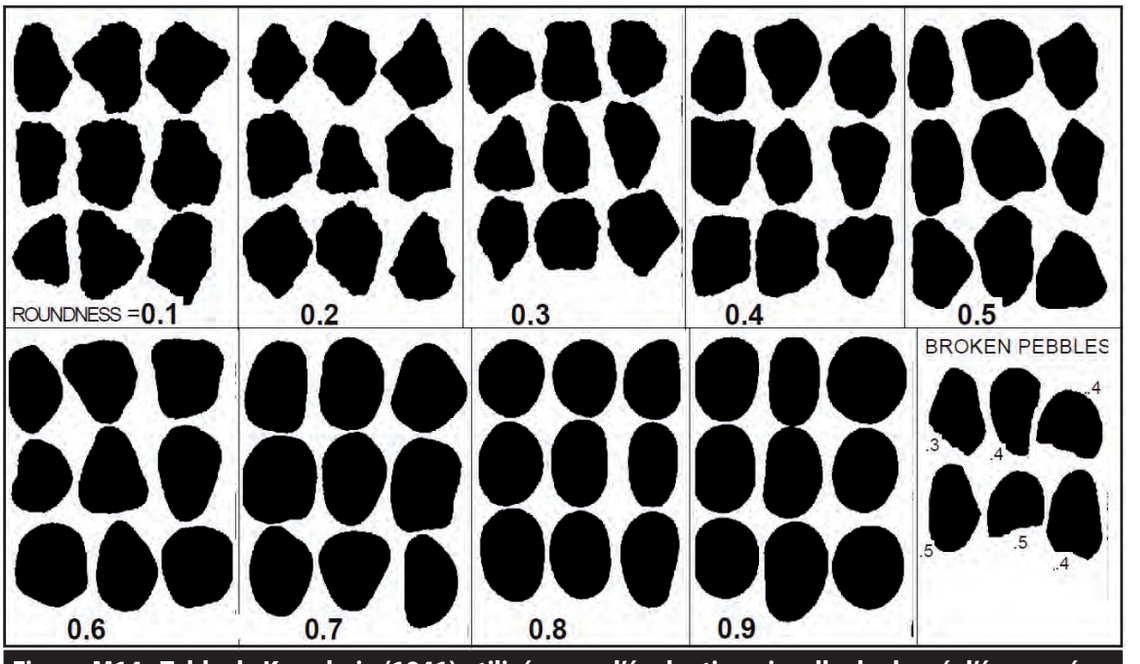



**Figure M14 - Table de Krumbein (1941) utilisée pour l'évaluation visuelle du degré d'émoussé**

# Synthèse et conclusion de la partie II

La reconstitution des ajustements post-PAG du continuum glacio-fluvial s'établit à travers la collecte et le traitement de données lichénométriques permettant le calage chronologique des réponses glaciaires et fluvioglaciaires. Sur chaque terrain étudié, la réponse post-PAG du continuum glacio-fluvial est caractérisée sur la base de quatre variables relatives à la dynamique des fronts (datation du maximum PAG d'extension glaciaire, recul surfacique, recul linéaire et remontée altitudinale du front), la cartographie de la marge proglaciaire et enfin quatre types de variables fluvioglaciaires (style fluvial, profils en long, géométrie de chenal et paramètres granulométriques).

***Base de données cartographique de référence*** - Notre approche allie la collecte de données de terrain inédites et l'utilisation de bases de données préexistantes. L'ensemble des données est structuré à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG). La première étape a consisté à bâtir un référentiel cartographique des espaces glaciaires et proglaciaires étudiés à partir de données images (photographies aériennes), altimétriques (modèle numérique de terrain) et d'investigations de terrain (reconnaissance *in situ* des formes et des unités paysagères). Cette base de données de référence constitue le socle cartographique des analyses développées ensuite.

***Quantifier les réponses glaciaires post-PAG*** - L'étape initiale consiste à dater pour chaque glacier le maximum d'extension des langues glaciaires grâce à l'approche GEV de la lichénométrie. L'intensité de la réponse glaciaire post-PAG est ensuite appréhendée à travers la quantification des différents indicateurs issus des données cartographiées et des données accessibles sur la fluctuation des glaciers islandais. L'explication de la variabilité de la réponse glaciaire post-PAG nécessite enfin la collecte de données sur l'hétérogénéité des configurations glaciaires et des ambiances climatiques régionales. A partir du croisement de notre base de données cartographique et du MNT *SRTM* d'une part et des données *WorldClim* d'autre part, nous obtenons une « carte d'identité » morpho-climatique de chaque glacier étudié.

***Quantifier les réponses fluvioglaciaires post-PAG*** - Notre second objectif est de quantifier l'ajustement des sandurs sud-islandais aux fluctuations glaciaires post-PAG. La démarche retenue associe une étape de datation lichénométrique (méthode GEV) des paléosandurs cartographiés à la mesure de quatre types de variables fluvioglaciaires : *(1)* un suivi diachronique du style fluvial fondé sur la photo-interprétation de clichés aériens sur trois des terrains étudiés (sandurs du Sólheimajökull, du Morsárjökull et du Brókarjökull) ; *(2)* des profils longitudinaux des paléosandurs datés et du sandur actif ; *(3)* la quantification de la géométrie de chenal des paléosandurs datés et du sandur actif ; *(4)* la mesure de la variation amont-aval de la granulométrie de surface des paléosandurs datés et du sandur actif.

***Expliquer les ajustements du continuum glacio-fluvial*** **-** Le recours à des méthodes de fouilles de données (statistique exploratoire multivariée) et de tests de dépendances linéaires entre les variables d'ajustement glaciaires (intensité de recul post-PAG) et fluvioglaciaires (vitesse d'incision proximale, diminution de la pente…) et les variables de contrôle (physionomie glaciaire, ambiance climatique locale…) permettront de distinguer les différents modes d'ajustement du continuum glacio-fluvial et d'identifier les configurations paysagères susceptibles de modifier le scénario d'ajustement dominant.

# PARTIE III - Résultats

Lors des missions estivales de 2006 et 2007, la confrontation à la réalité des terrains d'étude a révélé l'inaccessibilité de certains secteurs sélectionnés depuis le laboratoire. Par conséquent, la totalité des tâches de collecte de données sur le terrain initialement prévues n'a pu être réalisé : 63 % des étapes de mesures de terrain prévues ont été finalement réalisées (tab. R1). Malgré l'existence de lacunes dans la base de données issues du terrain, cette dernière reste néanmoins suffisamment riche pour dégager des résultats inédits concernant l'évolution post-PAG du continuum glacio-fluvial.

Ainsi, dans cette troisième partie, nous exposons les résultats obtenus révélant le caractère asynchrone et l'hétérogénéité de la réponse post-PAG de glaciers voisins sud-islandais (chapitre 7). Nous identifions ensuite les modes d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG à travers l'analyse des résultats concernant la chronologie de la mise en terrasse des sandurs et les ajustements des profils longitudinaux, du style fluvial, du tri granulométrique et de la géométrie de chenal (chapitre 8).

| Identifiant | Glacier | Sortie de Jökulhlaups | Surges | Datation maximum PAG | Datation des paléosandurs | Cartographie | Changement de style fluviale | Géométrie de chenal actif | Géométrie de paléochenaux | Granulométrie sandur actif | Granulométrie paléosandur | Profil en long du sandur actif | Profil en long de paléosandurs |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Sólheimajökull | oui | non | √ | √ | √ | √ | x | x | x | x | √ | √ |
| 2 | Morsárjökull | non | non | √ | √ | √ | √ | √ | √ | √ | √ | √ | √ |
| 3 | Skaftafellsjökull | non | non | √ | √ | √ | x | √ | √ | √ | √ | √ | √ |
| 4 | Svínafellsjökull | non | non | √ | √ | √ | x | x | x | x | x | √ | √ |
| 5 | Virkisjökull | non | non | √ | √ | √ | x | √ | x | √ | x | √ | √ |
| 6 | Kotárjökull | oui | non | √ | √ | √ | x | √ | x | √ | x | √ | √ |
| 7 | Holárjökull | non | non | √ | √ | √ | x | √ | x | √ | x | √ | x |
| 8 | Kvíárjökull | non | non | √ | √ | √ | x | x | x | x | x | √ | √ |
| 9 | Hrutárjökull | non | non | √ | x | √ | x | x | x | x | x | x | x |
| 10 | Fjallsjökull | non | non | √ | √ | √ | x | √ | √ | √ | √ | √ | √ |
| 11 | Brókarjökull | non | non | x | x | √ | √ | x | x | x | x | x | x |
| 12 | Skálafellsjökull | non | non | √ | √ | √ | x | x | x | x | x | √ | √ |
| 13 | Heinabergsjökull | oui | non | √ | √ | √ | x | x | x | x | x | x | x |
| 14 | Fláajökull | non | non | √ | √ | √ | x | √ | √ | √ | √ | √ | √ |
| 15 | Hoffelsjökull | non | non | √ | √ | √ | x | √ | √ | √ | √ | √ | √ |

**Légende** x Tâches prévues non réalisées (37 %) √ Tâches réalisées (63 %)

**Tableau R1 - Présentation synthétique des données collectées et des tâches réalisées sur le terrain**

# Chapitre 7 - Variabilité de la dynamique glaciaire post-PAG

Dans ce chapitre, nous souhaitons présenter nos résultats révélant à la fois le caractère asynchrone du calendrier du maximum PAG et l'hétérogénéité des ajustements post-PAG des émissaires sud-islandais étudiés (7.1). En faisant appel à notre base de données quantifiant la physionomie glaciaire et l'ambiance climatique régionale, nous explorerons ensuite les associations existantes entre les modes d'ajustement glaciaire post-PAG et les configurations morphologiques et les contraintes climatiques locales (7.2). Enfin, nous analyserons les résultats concernant la composition paysagère des marges proglaciaires, interfaces clés en matière de transit hydrosédimentaire entre le système glaciaire et le sandur (7.3).

## 7.1. Maximum PAG asynchrone et variabilité du réajustement glaciaire

Les datations lichénométriques des cordons morainiques marquant le maximum d'extension PAG des émissaires étudiés permettent de prendre la mesure du caractère asynchrone des fluctuations glaciaires sud-islandaises. La quantification de l'ajustement post-PAG des langues glaciaires, à travers la mesure de la superficie déglacée, du recul et de l'élévation du front, révèle l'hétérogénéité des réponses des glaciers sud-islandais au forçage climatique.

### 7.1.1. Datations lichénométriques des moraines du maximum PAG

Les résultats des datations du maximum PAG par la méthode lichénométrique GEV sont synthétisés dans le tableau R2 et la figure R1. Afin de simplifier la lecture des résultats, la figure R2 rappelle la localisation des glaciers étudiés. Dans les paragraphes qui suivent, nous indiquerons entre parenthèses les intervalles de confiance qui accompagnent chacune des datations. Les moraines correspondant au maximum PAG d'extension glaciaire des 14 glaciers étudiés sont datées entre 1740 A.D. (1731-1755) et 1888 A.D. (1773-1903). Ces résultats montrent une très grande variabilité du calendrier du maximum PAG des glaciers sud-islandais. Néanmoins, quatre groupes peuvent être distingués (Chenet *et al.*, 2010) :

*(1)* Les maximums d'extension du PAG des glaciers Virkisjökull et Svínafellsjökull sont atteints précocement dans le milieu du XVIII$^{ème}$ siècle. En effet, la mise en place des moraines du maximum PAG de ces deux glaciers date respectivement de 1740 A.D. (1731-1755) et 1765 A.D. (1749-1776). Notons que le Virkisjökull et le Svínafellsjökull sont deux émissaires voisins de la partie occidentale de la calotte de l'Öræfajökull (subdivision du Vatnajökull).

*(2)* Le second groupe est composé de cin glaciers dont les moraines du maximum PAG sont datées du début du XIX$^{ème}$ siècle. L'extension maximale des glaciers Kviárjökull, Hrútárjökull, et Fjallsjökull est clairement synchrone puisque leur moraines distales sont respectivement datées de 1810 A.D. (1798-1824), 1812 A.D. (1805-1820) et 1812 A.D. (1798-1833). Ces trois glaciers voisins s'écoulent sur le flan est de l'Öræfajökull. Quelques années plus tard, le Kotárjökull et le Fláajökull atteignent leur maximum PAG d'extension, respectivement en 1819 A.D. (1809-1828) et 1821 A.D. (1811-1834). Néanmoins, ces deux glaciers peuvent être rattachés au second groupe en raison de l'amplitude des intervalles de confiance accompagnant les datations lichénométriques. Ainsi, le maximum PAG du couple Kotárjökull et Fláajökull n'est pas significativement plus tardif que pour les glaciers voisins Kviárjökull, Hrútárjökull, et Fjallsjökull.

*(3)* Les maximums PAG d'extension des glaciers Sólheimajökull, Hólárjökull et Heinabergsjökull sont atteints au milieu du XIX$^{ème}$ siècle, respectivement en 1851 A.D. (1839-1863), 1844 A.D. (1838-1857) et 1851 A.D. (1835-1862). Notons que ces trois glaciers sont passablement éloignés les uns des autres et appartiennent à deux calottes glaciaires bien distinctes. Rappelons que la langue glaciaire du Sólheimajökull est un émissaire de la calotte Mýrdalsjökull (sud-ouest de l'Islande) tandis que l'Hólárjökull et l'Heinabergsjökull sont rattachés au Vatnajökull (sud-est de l'Islande). Concernant le glacier Skálafellsjökull, son maximum d'extension PAG intervient environ une décennie plus tard, en 1865 A.D. (1856-1876). En raison de l'amplitude de l'intervalle de confiance de sa datation du maximum PAG, le Skálafellsjökull est dans une position intermédiaire entre le troisième et le quatrième groupe.

| *Identifiant* | *Glacier* | *Datation du max PAG* | *Interval de confiance* |
|---|---|---|---|
| *1* | Sólheimajökull | 1851 | 1839-1863 |
| *2* | Morsárjökull | 1888 | 1873-1903 |
| *3* | Skaftafellsjökull | 1878 | 1864-1892 |
| *4* | Svínafellsjökull | 1765 | 1749-1776 |
| *5* | Virkisjökull | 1740 | 1731-1755 |
| *6* | Kotárjökull | 1819 | 1809-1828 |
| *7* | Hólárjökull | 1844 | 1838-1857 |
| *8* | Kviárjökull | 1810 | 1798-1824 |
| *9* | Hrútarjökull | 1812 | 1805-1820 |
| *10* | Fjallsjökull | 1812 | 1798-1833 |
| *12* | Skálafellsjökull | 1865 | 1856-1876 |
| *13* | Heinabergsjökull | 1851 | 1835-1865 |
| *14* | Fláajökull | 1821 | 1811-1834 |
| *15* | Hoffellsjökull | 1888 | 1874-1898 |

***Note :*** *le glacier Brókarjökull (identifiant 11) est resté inaccessible lors de notre campagne de terrain de 2007. Par conséquent, le travail de datation lichénométrique des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires n'a pu y être effectué.*

**Tableau R2 - Résultats des datations du maximum PAG**

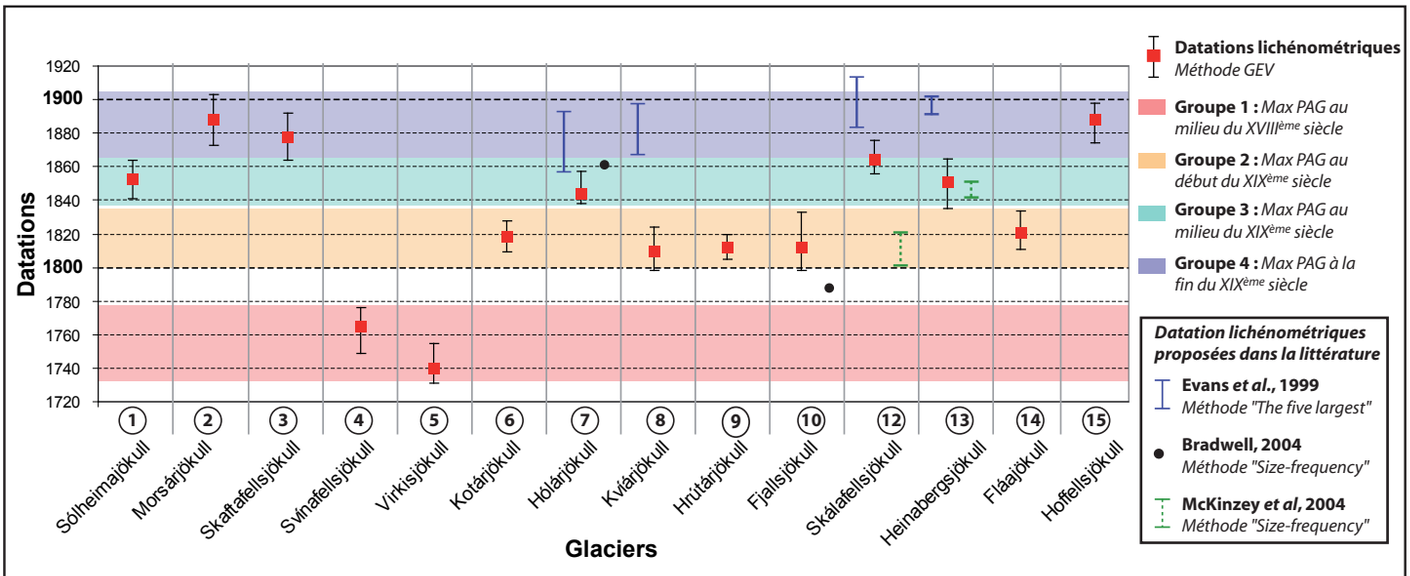



**Figure R1 - Maximum PAG asynchrone des langues glaciaires sud-islandaises**

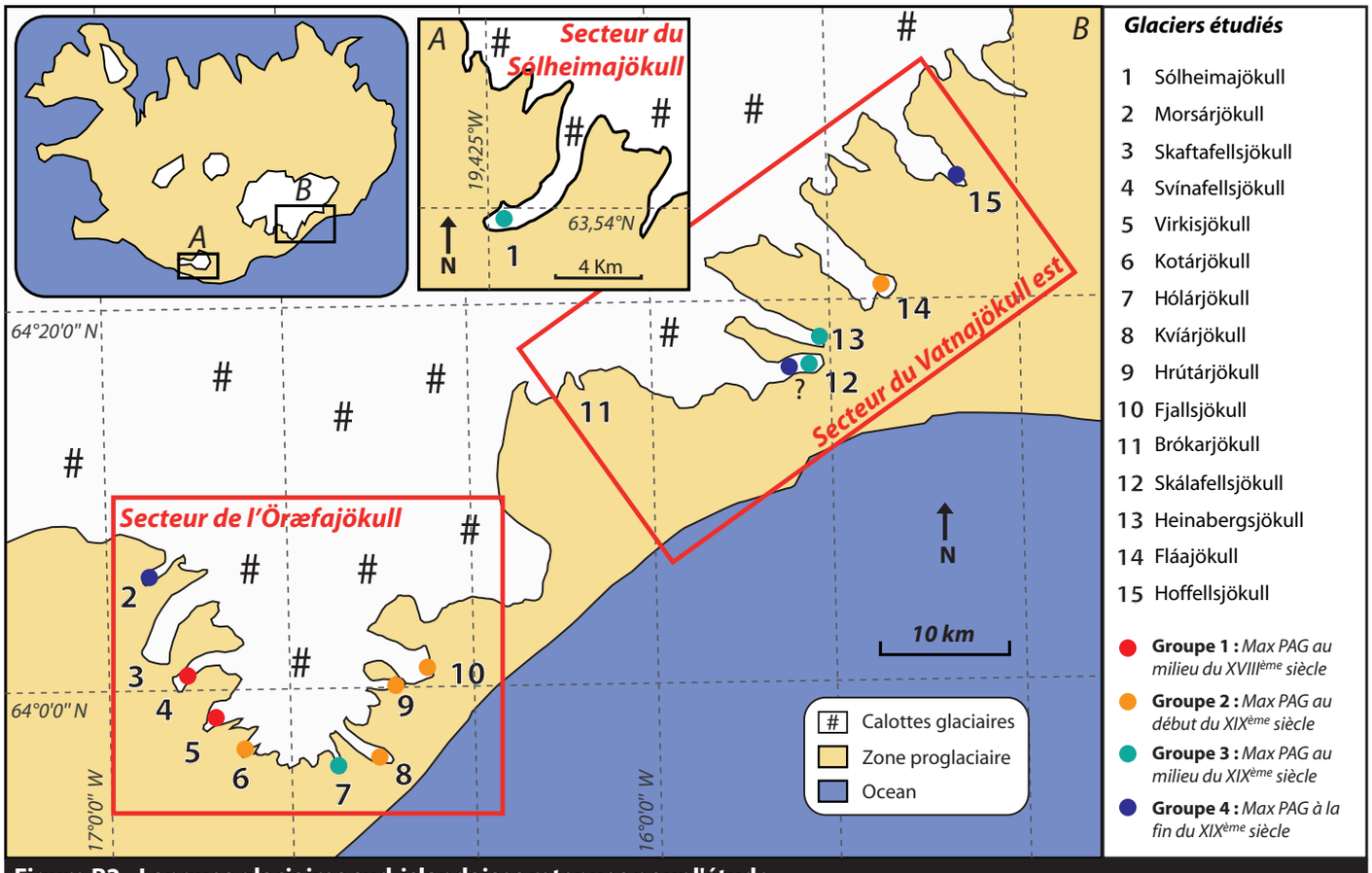



**Figure R2 - Langues glaciaires sud-islandaises retenues pour l'étude**

*(4)* Les langues glaciaires du quatrième et dernier groupe ont atteint leur maximum PAG d'extension à la fin du XIX$^{ème}$ siècle. À une décennie près, les glaciers voisins du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull ont un maximum PAG globalement synchrone, avec des moraines distales respectivement datées de 1888 A.D. (1873-1903) et 1878 A.D. (1864-1892). Curieusement, le maximum PAG de l'Hoffelsjökull, situé à l'extrémité est de la région étudiée du Vatnajökull, est totalement synchrone avec celui du Morsárjökull : son extension maximale est datée de 1888 A.D. (1874-1898).

Fondées sur des méthodes alternatives de traitement des données lichénométriques, des datations du maximum PAG de certaines des langues glaciaires étudiées ici sont proposées dans la littérature. Les datations du maximum PAG d'Evans *et al.* (1999) sont obtenues à partir de la moyenne des cinq plus gros lichens mesurés sur chaque dépôt morainique. Selon ces résultats, les émissaires sud-est du vatnajökull (Hólárjökull, Kviárjökull, Skálafellsjökull et Heinabergsjökull) atteignent leur maximum PAG d'extension entre 1858 A.D. et 1912 A.D. A l'exception de l'Hólárjökull, l'approche lichénométrique d'Evans *et al.* (1999) a tendance à post-dater le maximum PAG comparativement aux datations obtenues par la méthode GEV. Inversement, les datations lichénométriques concernant le Fjallsjökull et le Skálafellsjökull fondées sur la méthode « *size-frequency* » développée par Bradwell (2004) et McKinzey *et al.* (2004) pré-datent le maximum PAG. En revanche, les datations issues des méthodes GEV et « *size-frequency* » sont concordantes pour les langues glaciaires Hólárjökull et Heinabergsjökull.

En définitive, l'application d'une méthode robuste de datation lichénométrique sur un large échantillon de langues glaciaires révèle le caractère asynchrone du maximum PAG sud-islandais. Certains glaciers voisins, comme le Skaftafellsjökull et le Svínafellsjökull, où la différence d'ambiance climatique entre les bassins glaciaires demeure *a priori* faible, ont néanmoins un calendrier du maximum PAG particulièrement asynchrone. Comme le suggèrent Kirkbride et Dugmore (2001), ce résultat souligne l'importance des variables internes au système glaciaire (pente, exposition, altitudes de la zone d'accumulation…) dans le contrôle de la dynamique d'écoulement glaciaire et la fluctuation des fronts.

## 7.1.2. Variabilité de l'ajustement glaciaire post-PAG

Nos résultats concernant le réajustement post-PAG des langues glaciaires sud-islandaises montrent une grande variabilité de l'intensité du recul et de l'élévation des fronts des émissaires étudiés.

### *Hétérogénéité du recul glaciaire*

Le recul glaciaire net postérieur au PAG a été quantifié à l'aide de deux indicateurs : *(1)* le premier est surfacique (exprimé en km²) et correspond à la superficie des espaces déglacés depuis le maximum PAG jusqu'aux dernières photographies aériennes dont nous disposons (2003) ; *(2)* le second est linéaire (exprimé en mètres) et correspond au recul moyen du front entre le maximum PAG et 2003 (ratio entre la superficie des espaces déglacées depuis le maximum PAG jusqu'à 2003 et la longueur du front glaciaire en 2003).

Les résultats de cette quantification du recul post-PAG des glaciers étudiés sont synthétisés dans la figure R3 et le tableau R3. Les surfaces déglacées ($Surf_d$) depuis le maximum PAG s'échelonnent entre 0,49 km² (Kotárjökull) et 15,3 km² (Fláajökull). Concernant les reculs moyens des fronts glaciaires (*Rn*), les valeurs calculées varient entre 160 mètres (Hoffelsjökull)

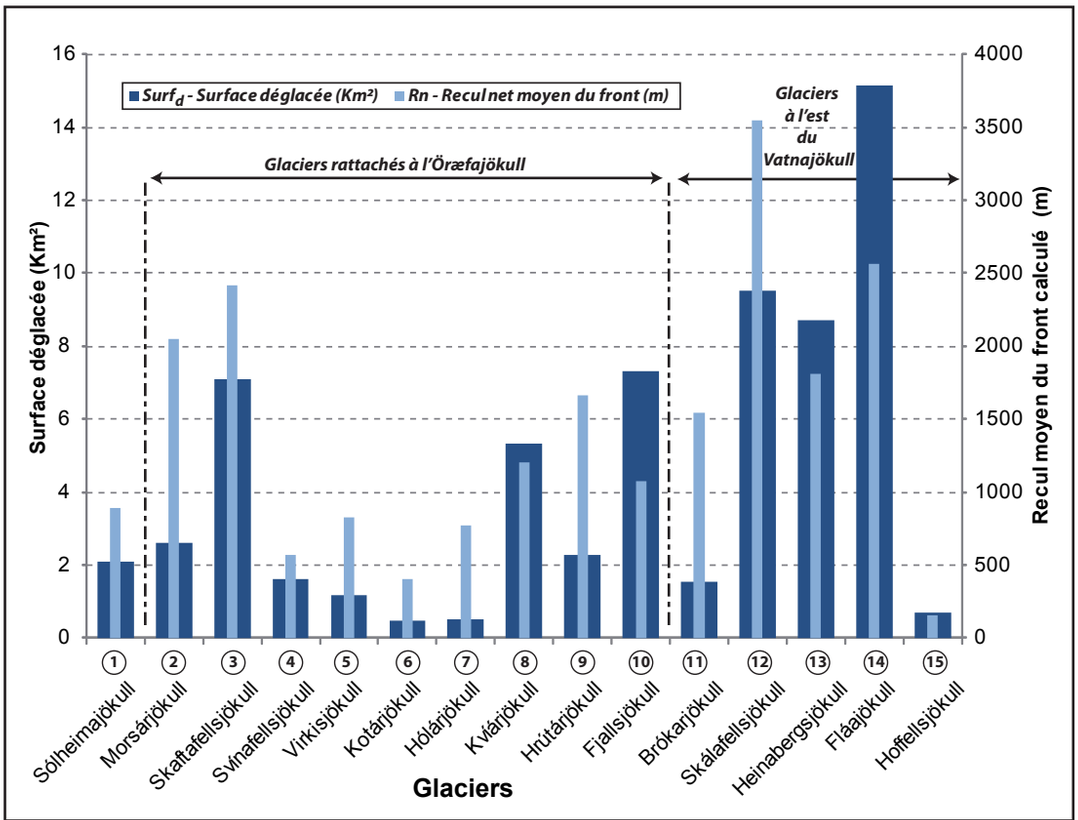



**Figure R3 - Recul glaciaire post-PAG** ***(recul net depuis le max PAG à 2003)***

| *Identifiant* | *Glacier* | *Surface déglacée (Km²)* | *Recul moyen du front calculé (m)* |
|---|---|---|---|
| *1* | Sólheimajökull | 2.07 | 888 |
| *2* | Morsárjökull | 2.62 | 2047 |
| *3* | Skaftafellsjökull | 7.09 | 2420 |
| *4* | Svínafellsjökull | 1.62 | 566 |
| *5* | Virkisjökull | 1.18 | 827 |
| *6* | Kotárjökull | 0.49 | 404 |
| *7* | Hólárjökull | 0.51 | 774 |
| *8* | Kvíárjökull | 5.31 | 1199 |
| *9* | Hrútarjökull | 2.26 | 1665 |
| *10* | Fjallsjökull | 7.29 | 1071 |
| *11* | Brókarjökull | 1.54 | 1543 |
| *12* | Skálafellsjökull | 9.50 | 3544 |
| *13* | Heinabergsjökull | 8.70 | 1810 |
| *14* | Fláajökull | 15.13 | 2562 |
| *15* | Hoffellsjökull | 0.69 | 160 |

**Tableau R3 - Résultats sur le recul glaciaire post-PAG**

et 3 544 mètres (Skálafellsjökull). Il existe donc une extrême variabilité de l'intensité du recul post-PAG entre les différents glaciers sud-islandais.

Dans l'ensemble, les glaciers rattachés à l'Öræfajökull ont connu un recul moins prononcé que ceux situés à l'est du Vatnajökull. On remarque néanmoins des exceptions à cette classification sommaire : *(1)* certains émissaires de l'Öræfajökull affichent des surfaces déglacées depuis le maximum PAG relativement vastes : c'est le cas pour le Skaftafellsjökull (7,09 km²), le Kvíárjökull (5,31 km²) et le Fjallsjökull (7,29 km²) *; (2)* les glaciers orientaux Brókarjökull et Hoffellsjökull ont enregistré un recul glaciaire faible, respectivement 1,54 km² et 0,69 km², comparé à leurs voisins Fláajökull (15,13 km ²), Heinabergsjökull (8,70 km²) et Skálafellsjökull (9,50 km²). La surface déglacée depuis le maximum PAG par le Sólheimajökull (2,07 km²) s'apparente à celles des glaciers de l'Öræfajökull (mis à part les exceptions mentionnées plus haut). Cependant, le Sólheimajökull appartenant à la calotte du Mýrdalsjökull, une logique régionale de l'intensité de déglaciation ne peut être invoqué ici.

Les résultats concernant le recul moyen du front, qui permettent de s'affranchir du poids de la dimension du lobe glaciaire dans la quantification de l'intensité de recul, fournissent globalement les mêmes informations. Ils sont d'ailleurs significativement et positivement corrélés avec les superficies déglacées malgré un coefficient de détermination relativement faible ($R^2=0,566$ ; $p= 0,002$). Autrement dit, malgré une certaine dépendance de l'intensité de recul vis-à-vis de la dimension des lobes glaciaires, la variabilité inter-glacier observée dans l'ampleur de la déglaciation post-PAG (révélée par la faiblesse du coefficient de détermination) n'est pas uniquement le fruit de la taille des langues glaciaires.

### *Hétérogénéité et indépendance de l'élévation post-PAG des fronts glaciaires*

La mesure planimétrique de l'intensité du recul glaciaire est un indicateur biaisé lorsque la pente du lobe glaciaire est forte. En effet dans cette configuration, les reculs surfacique et linéaire mesurés par photo-interprétation peuvent être faibles bien que l'intensité du réajustement soit particulièrement intense mais cantonnée à la dimension verticale. La mesure de l'élévation post-PAG des fronts glaciaires ($Z_f$) permet de déceler ce mode d'ajustement.

Les résultats sur l'élévation post-PAG des fronts glaciaires sud-islandais sont synthétisés dans la figure R4. Les valeurs d'élévation des fronts entre le maximum PAG et 2003 des glaciers étudiés varient entre deux extrêmes : 0 mètre pour l'Hoffellsjökull et 230 mètres pour l'Hólárjökull. Comme pour les valeurs de recul surfacique et linéaire, les élévations du front enregistrées sont excessivement variables d'un émissaire à l'autre. Notons cependant que le glacier Hólárjökull se distingue particulièrement avec une remontée altitudinale du front extrêmement forte par rapport aux glaciers voisins.

Concernant cet ajustement glaciaire vertical, aucune logique régionale ne semble se dessiner ici. De plus, l'élévation du front est un ajustement totalement indépendant de la superficie déglacée et du recul glaciaire linéaire : les coefficients de corrélation de Pearson sont respectivement de -0,309 et -0,135. Autrement dit, d'après nos mesures, il n'existe pas de relation de proportionnalité, positive ou négative, entre l'intensité de recul et l'élévation du front. Les ajustements planimétriques et verticaux semblent s'opérer indépendamment.

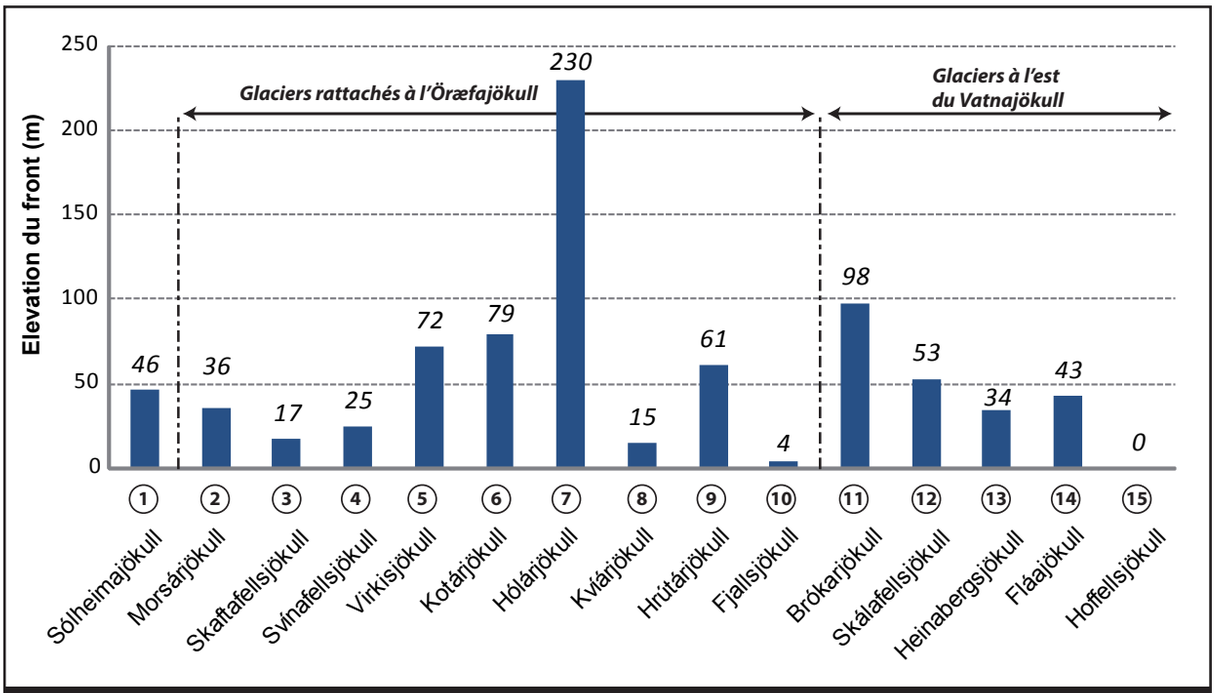



**Figure R4 - Remontée altitudinale post-PAG des fronts glaciaires ($Z_f$)**

### 7.1.3. Les vitesses du réajustement glaciaire post-PAG

La variabilité de l'intensité du réajustement glaciaire post-PAG observée peut être le fruit du caractère asynchrone du maximum PAG (en lien avec la plus où moins grande précocité de l'initiation du réajustement glaciaire). Afin de comparer rigoureusement les émissaires entre eux, il est donc fondamental de calculer les vitesses du réajustement glaciaire post-PAG.

En couplant les données sur les datations du maximum PAG, les superficies déglacées, les reculs moyens et l'élévation des fronts, nous sommes en mesure de calculer les vitesses moyennes de réajustements planimétriques et verticales entre le maximum PAG et 2003 pour chacun des glaciers étudiés (à l'exception du Brókarjökull, dont le maximum PAG n'a pu être daté). Les résultats sont synthétisés dans les figures R5 et R6.

En définitive, les différentes vitesses d'ajustement des langues glaciaires sont très fortement corrélées avec les indicateurs bruts de la déglaciation dont elles sont issues. Autrement dit, elles confirment l'existence d'une intensité de réajustement glaciaire très variable d'un émissaire à l'autre en conservant le même schéma d'ensemble identifié à partir des mesures brutes : les glaciers rattachés à l'Öræfajökull connaissent globalement des vitesses moyennes de déglaciation ($V.Surf_d$) et de recul du front ($V.Rn$) moins prononcées que ceux situés à l'est du Vatnajökull (avec les exceptions notables du Skaftafellsjökull, rattaché à l'Öræfajökull, qui connaît une vitesse de déglaciation rapide, et de l'Hoffellsjökull, situé à l'est du Vatnajökull, qui affiche une vitesse de recul très faible) (fig. R5). Les vitesses d'élévation des fronts ($V.Z_f$) sont excessivement variables et sans répartition régionale logique. L'ajustement vertical s'exprime *a priori* indépendamment des ajustements planimétriques (fig. R6).

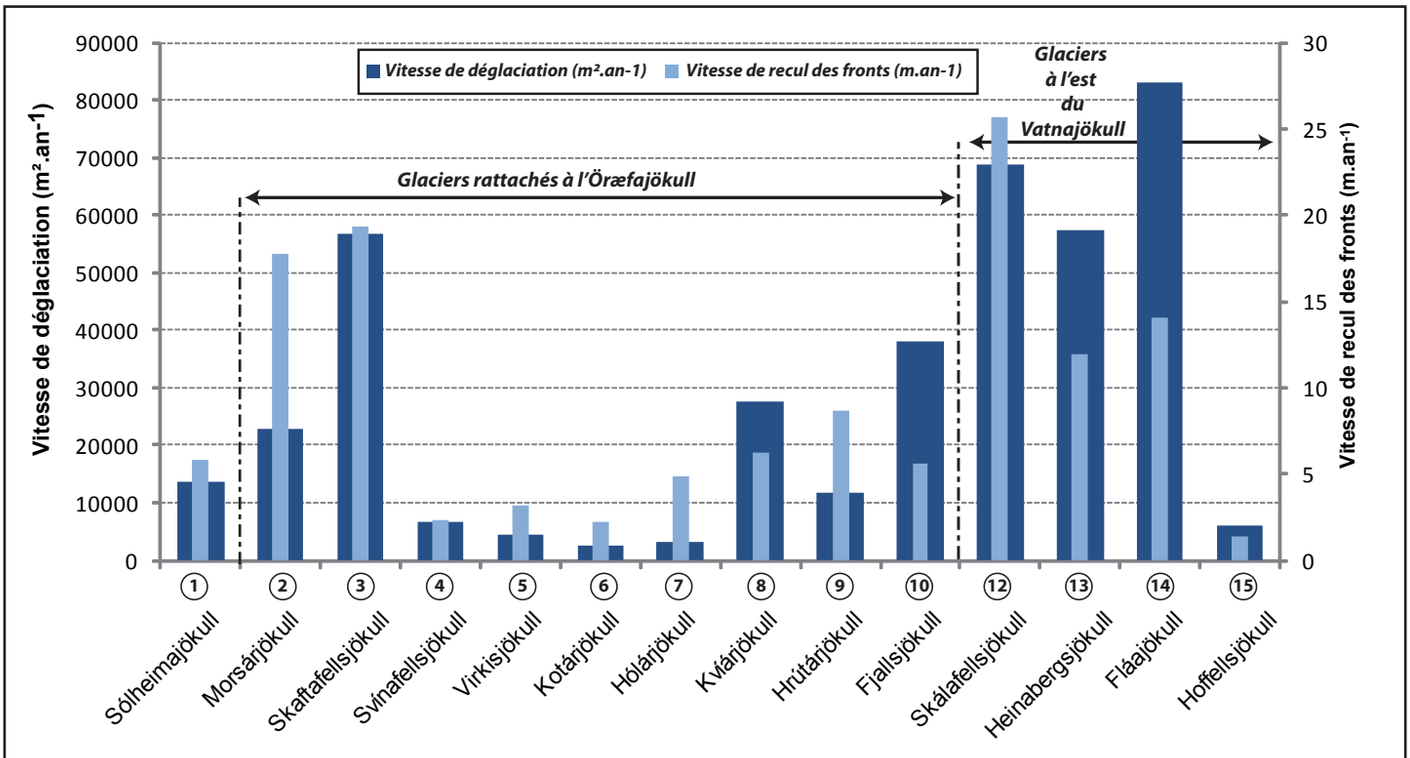



**Figure R5 - Les vitesses moyennes de déglaciation (*V. Surf*$_d$) et de recul (*V.* $R_n$) post-PAG des émissaires étudiés**

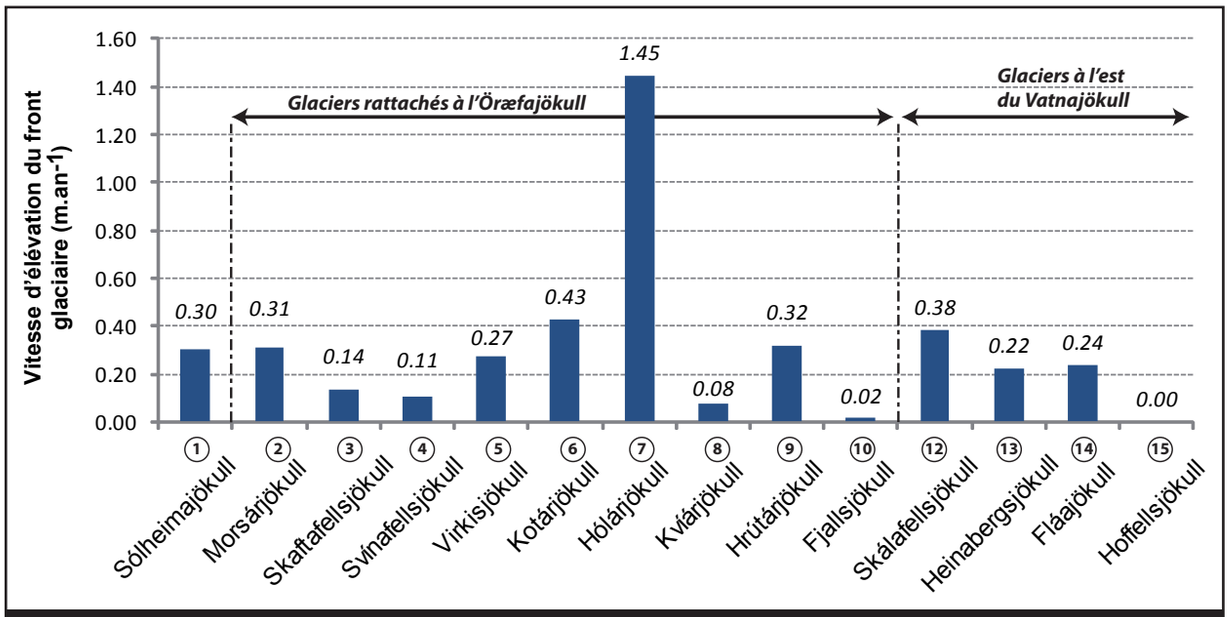



**Figure R6 - Les vitesses moyennes d'élévation du front (*V.* $Z_f$) des langues glaciaires sud-islandaises**

## 7.2. Associations entre le contexte morpho-climatique et l'ajustement glaciaire post-PAG

A partir de notre base de données quantifiant la physionomie glaciaire et l'ambiance climatique régionale, nous avons cherché à savoir si les modes d'ajustement post-PAG des langues glaciaires étaient associés à des configurations morpho-climatiques particulières (signalons que, dans le cadre de ce travail, les termes de « configurations morpho-climatiques » sont utilisés pour désigner l'ensemble des valeurs morphométriques et d'ambiances climatiques mesurées permettant de caractériser chaque glacier étudié). La méthode statistique multivariée retenue pour répondre à ce questionnement est la classification ascendante hiérarchique (CAH). Cette méthode permet de constituer des groupes homogènes d'objets (des classes) sur la base de leur description par un ensemble de variables quantitatives (Lebart *et al.*, 2006). Autrement dit, nous souhaitons vérifier si les émissaires étudiés peuvent être regroupés en reliant leur dynamique glaciaire post-PAG à leurs caractéristiques morpho-climatiques.

Dans un premier temps, nous explorerons de façon univariée l'ensemble des huit familles de variables morpho-climatiques (dimension et forme, altitude, pente, exposition, courbure, insolation, distance à la mer et ambiance climatique régionale) afin de vérifier la qualité des mesures effectuées et leur pertinence dans le cadre d'une approche multivariée.

### 7.2.1. Résultats univariés sur les configurations morpho-climatiques des émissaires étudiés

En privilégiant la comparaison entre les secteurs du Sólheimajökull, de l'Öræfajökull et de l'est du Vatnajökull, nous allons explorer les configurations morpho-climatiques de chaque glacier. Par ailleurs, la dépendance de l'ajustement glaciaire post-PAG aux conditions morpho-climatiques est évaluée à travers l'étude des corrélations linéaires simples. Par commodité, les valeurs des coefficients de corrélation (r de Pearson) et les *p-values* associées sont rassemblées en annexe I.

#### *La dimension et la forme des glaciers*

Les mesures de superficie des bassins d'alimentation des glaciers étudiés sont synthétisées dans la figure R7. En termes de dimension, il existe un contraste marqué entre les glaciers rattachés à l'Öræfajökull et ceux localisés à l'est du Vatnajökull. Les premiers (auxquelles on peut ajouter le Sólheimajökull) ont des superficies faibles, inférieures à 50 km² pour la plupart. La superficie des glaciers du Kotárjökull et de l'Hólárjökull, situés à la pointe sud de l'Öræfajökull, sont particulièrement faibles avec seulement 6,2 et 5,3 km² respectivement. Le Skaftafellsjökull fait figure d'exception dans ce groupe de glaciers de petites tailles avec un bassin d'alimentation couvrant 88,1 km². Ce dernier s'apparente plutôt aux glaciers situés à l'est du Vatnajökull dont les superficies excèdent 100 km² (à l'exception de l'Heinabergsjökull avec 94,2 km² et surtout du Brókarjökull avec seulement 9 km²). Les bassins d'alimentation du Fláajökull et de l'Hoffellsjökull sont particulièrement imposants avec des superficies respectives de 213,5 et 246,37 km².

Les variables quantifiant la dimension des bassins d'alimentation glaciaire (superficie, longueur du glacier, largeur du front) sont positivement et significativement corrélées avec

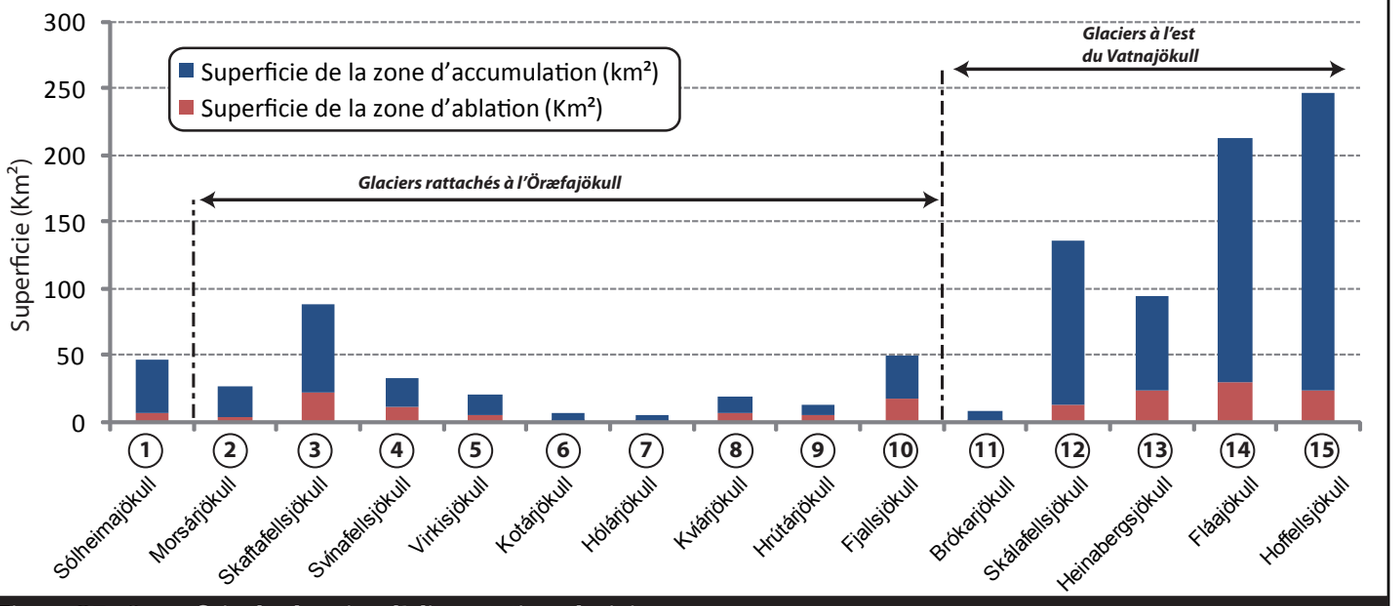



**Figure R7 - Superficie des bassins d'alimentation glaciaire**

les vitesses de déglaciation surfacique (*V.Surfd*) signalant ainsi l'évidente dépendance de l'emprise spatiale du retrait des glaciers vis-à-vis de la taille des lobes glaciaires. En revanche, la dimension des langues glaciaires n'est absolument pas corrélée avec la vitesse de recul des fronts (*V.Rn*). Autrement dit, l'intensité de recul post-PAG des fronts glaciaires sud-islandais semble indépendante de la taille des émissaires.

Aux variables quantifiant la forme des bassins d'alimentation (coefficient de compacité *Kc* et rapport de forme *Rf*), nous avons ajouté *l'Alimentation Area Ratio* (*AAR*) mesurant l'importance relative de la zone d'accumulation par rapport à l'ensemble du bassin d'alimentation. Les résultats sont synthétisés dans la figure R8. Les valeurs de *Kc* et de *Rf* signalent des bassins d'alimentation plutôt compacts pour l'ensemble des glaciers étudiés. On remarque néanmoins que les glaciers rattachés à la partie sud de l'Öræfajökull possèdent des formes de bassins plus allongées que les autres : les valeurs de *Rf* sont inférieures à 0,15 pour les glaciers Kotárjökull, Hólárjökull et Kvíárjökull dont les bassins d'accumulation sont connectés au sommet de la calotte du Vatnajökull. La mesure de l'indicateur *AAR* montre que les zones d'accumulation représentent une part très importante des bassins d'alimentation glaciaire : entre 53 % (Hrútárjökull) et 92 % (Brókarjökull), avec une moyenne pour l'ensemble des glaciers s'établissant à 77 %. Notons que cette dernière valeur est particulièrement élevée comparée aux *AAR* des glaciers alpins variant généralement entre 60 % et 70 % (Meierding, 1992 ; Cossart, 2005). La situation d'émissaires reliés en amont à une vaste calotte glaciaire semble renforcer la part des zones d'accumulation dans la surface totale des bassins d'alimentation. Nous devons cependant nuancer : ce résultat peut aussi être le révélateur d'une surestimation de la superficie des zones d'accumulation en lien avec notre méthode de délimitation des bassins d'alimentation glaciaire. Rappelons que cette dernière est biaisée car basée sur la topographie supraglaciaire (*cf.* 4.2.2).

L'*Alimentation Area Ratio* est significativement et positivement corrélée avec les datations du maximum PAG (*r-Pearson=0,60 ; p=0,022*). Ainsi, les langues glaciaires dont la zone d'accumulation représente une part importante du bassin d'alimentation ont tendance à avoir connu un maximum PAG tardif.

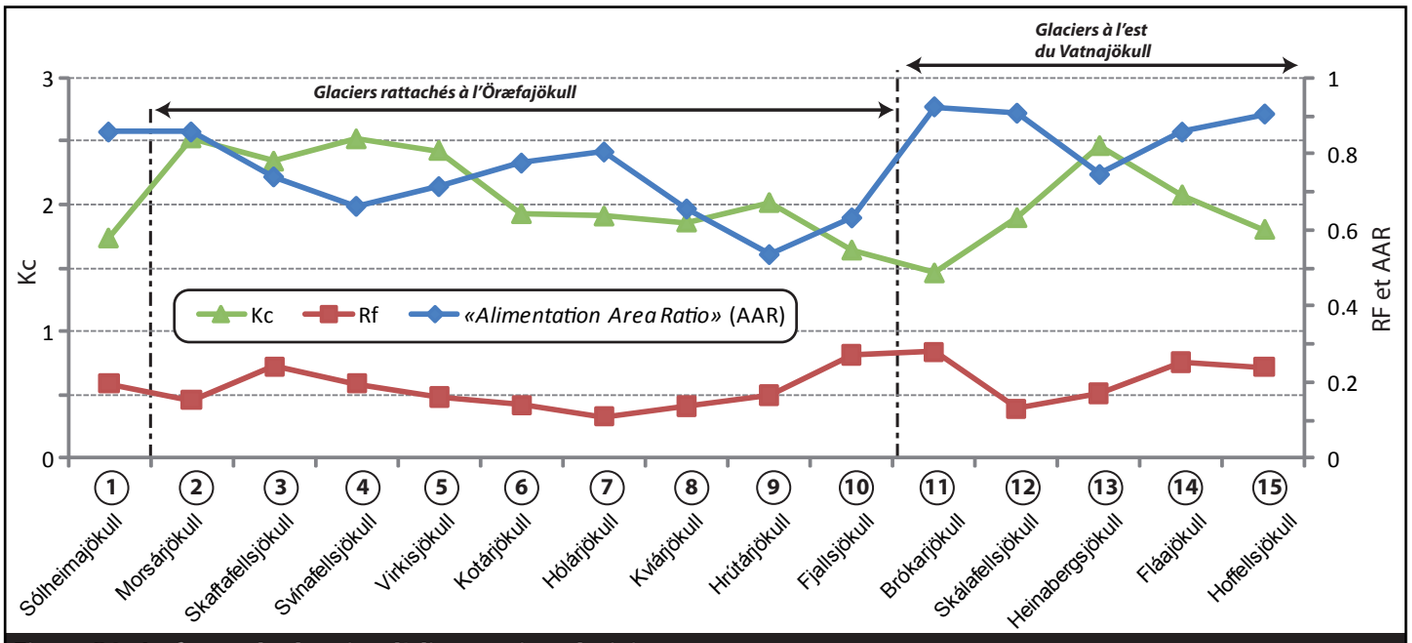



**Figure R8 - La forme des bassins d'alimentation glaciaire**

### *L'altitude des glaciers*

Dans l'ensemble, les altitudes moyennes des bassins d'alimentation des glaciers rattachés à l'Öræfajökull sont sensiblement plus élevées que celles des glaciers situés à l'est du Vatnajökull et du Sólheimajökull (fig. R9). Cette différence est particulièrement visible concernant les altitudes moyennes des zones d'accumulation : celles des glaciers du sud de l'Öræfajökull dépassent fréquemment 1500 m contrairement à celles des glaciers de l'est du Vatnajökull qui restent plafonnées aux alentours de 1250 m. En revanche, les différences d'altitude sont nettement moins marquées au niveau des zones d'ablation excepté pour les deux glaciers situés à l'extrême sud de l'Öræfajökull, le Kotárjökull et l'Hólárjökull, dont les altitudes moyennes des zones d'ablation sont singulièrement élevées (respectivement 746 et 685 m).

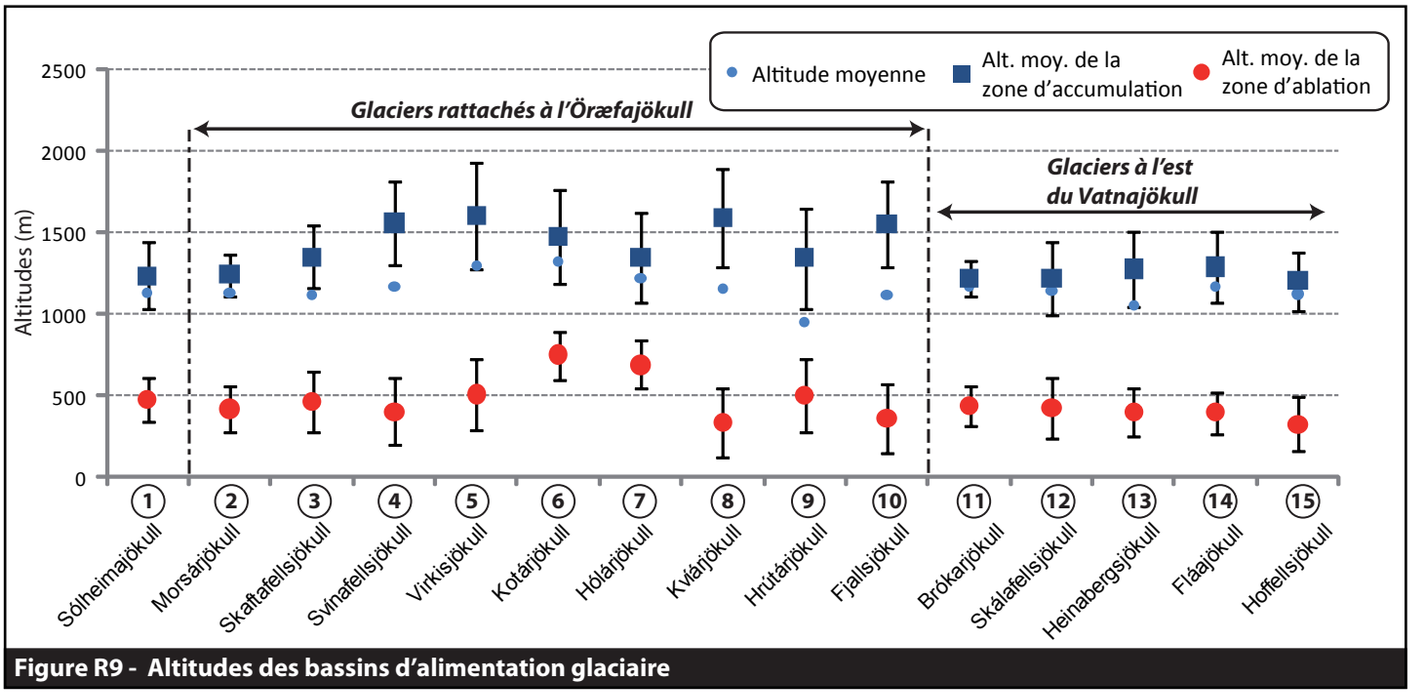



**Figure R9 - Altitudes des bassins d'alimentation glaciaire**

D'une manière générale, les variables renseignant sur l'altitude des bassins d'alimentation sont significativement et négativement corrélées avec la datation du maximum PAG d'extension glaciaire. Plus précisément, l'altitude moyenne de la zone d'accumulation est plus fortement corrélée que les autres variables altitudinales avec le calendrier du maximum PAG (*r-Pearson=0,82 ; p=0,0002*). Ainsi, les glaciers dont l'altitude de la zone d'accumulation est élevée ont connu un maximum PAG d'extension glaciaire plutôt précoce.

### *La pente des glaciers*

Les valeurs de pente des langues glaciaires rattachées à l'Öræfajökull sont globalement plus fortes que celles des glaciers de l'est du Vatnajökull et du Sólheimajökull (fig. R10). La connexion des zones d'accumulation des émissaires de l'Öræfajökull avec la zone culminante du Vatnajökull (le volcan sous-glaciaire Hvannadalshnúkur avec 2 110 m) semble favoriser des valeurs de pente plutôt élevées (supérieures à 10 degrés en moyenne pour les langues glaciaires Svínafellsjökull, Virkisjökull, Kotárjökull, Hólárjökull, Kviárjökull et Hrútárjökull). En revanche, les pentes du Sólheimajökull et des glaciers situés à l'est du Vatnajökull sont nettement plus faibles et s'établissent en moyenne autour de 5 degrés. Notons la situation atypique du Brókarjökull dont la pente moyenne de la zone d'ablation atteint 18,8 degrés.

La pente moyenne des langues glaciaires est négativement corrélée avec la datation du maximum PAG d'extension glaciaire, les vitesses de déglaciation surfacique (*V.Surfd*) et les vitesses de recul des fronts (*V.Rn*) : respectivement *r-Pearson=-0,606 ; p=0,022 ; r-Pearson=-0,645 ; p=0,013 ; r-Pearson=-0,538 ; p=0,047.* Autrement dit, les glaciers en pente forte ont connu un maximum PAG d'extension glaciaire plutôt précoce. D'autre part, leurs vitesses de déglaciation surfacique et de recul linéaire du front seraient plus faibles. Ces résultats signalent l'importance de la vélocité des flux de glace, dépendante de la pente, sur la réactivité du glacier au forçage climatique (maximum PAG précoce) et la résistance à l'ablation (recharge rapide en glace modérant la déglaciation).

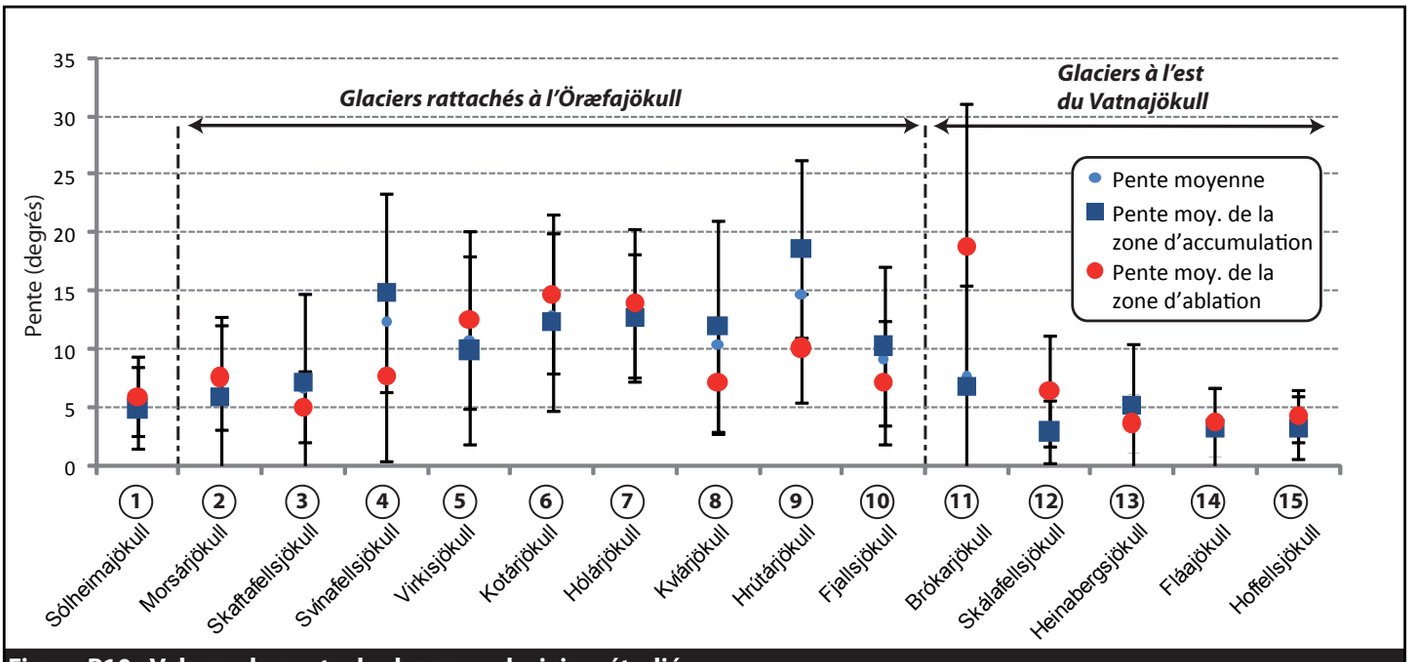



**Figure R10 - Valeurs de pente des langues glaciaires étudiées**

### *L'exposition des glaciers*

Étant toutes situées sur les marges sud des calottes glaciaires du Mýrdalsjökull et du Vatnajökull, les langues glaciaires étudiées sont globalement exposées vers le sud (fig. R11). Néanmoins, des différences peuvent être relevées au niveau de l'éventail et du mode des expositions. À l'exception des glaciers voisins Skaftafellsjökull, Svínafellsjökull et Virkisjökull, les émissaires de l'Öræfajökull possèdent un éventail d'expositions plutôt réduit comparé au Sólheimajökull et aux langues glaciaires de l'est du Vatnajökull. L'exposition dominante des émissaires de l'Öræfajökull oscille entre l'ouest (Svínafellsjökull) et l'est (Fjallsjökull) tandis que les expositions des glaciers de l'est du Vatnajökull et du Sólheimajökull se limitent respectivement au quart sud-est et sud-ouest.

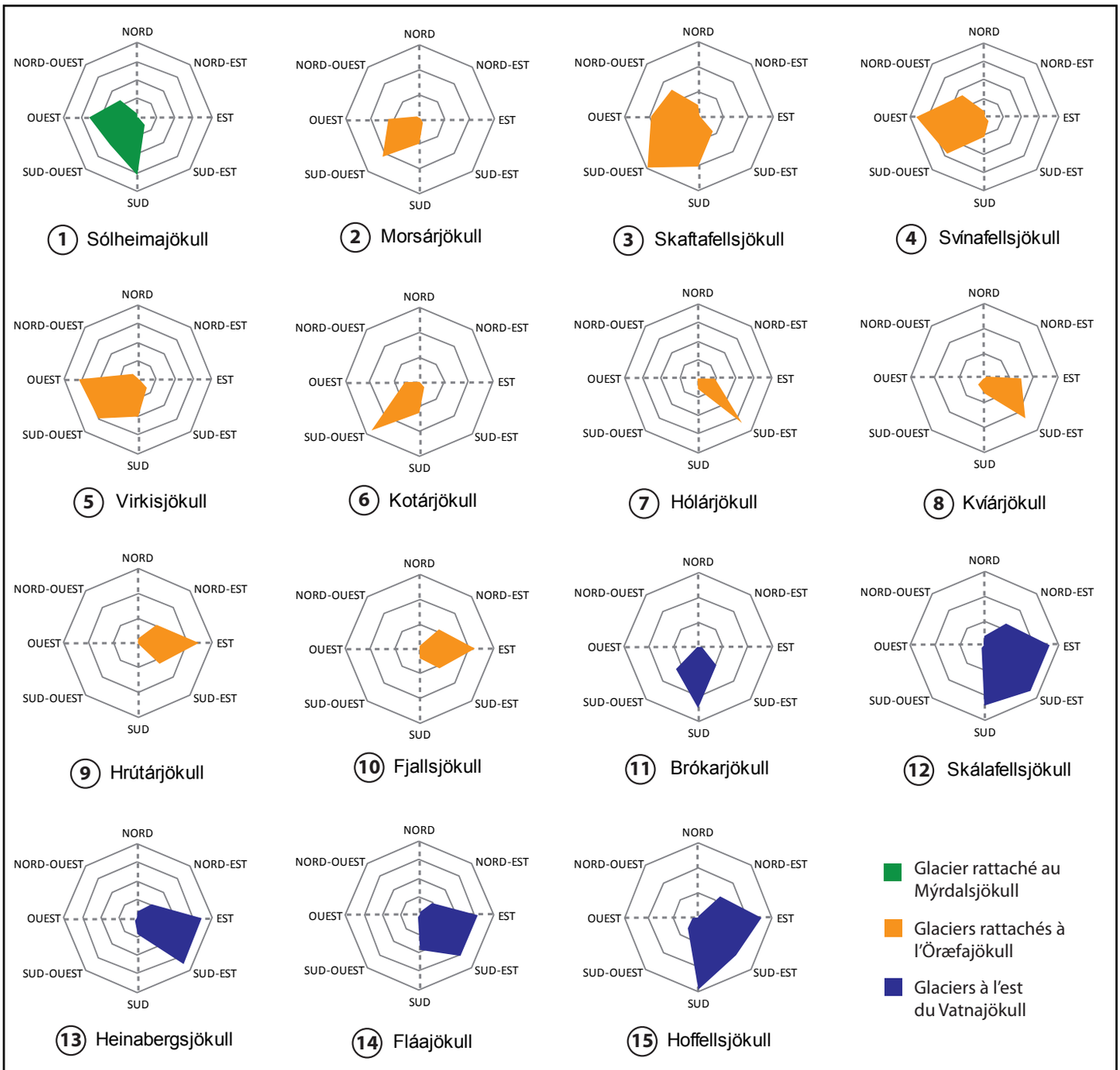



**Figure R11 - Expositions des langues glaciaires étudiées**

Aucune corrélation linéaire véritablement significative n'est observée entre l'exposition et les variables quantifiant l'ajustement glaciaire post-PAG. Ceci est très vraisemblablement dû à la relative homogénéité des expositions des langues glaciaires étudiées. L'absence d'émissaires exposés vers le nord ne nous permet pas d'identifier l'effet de l'exposition sur le calendrier du maximum PAG et l'intensité du réajustement glaciaire post-PAG.

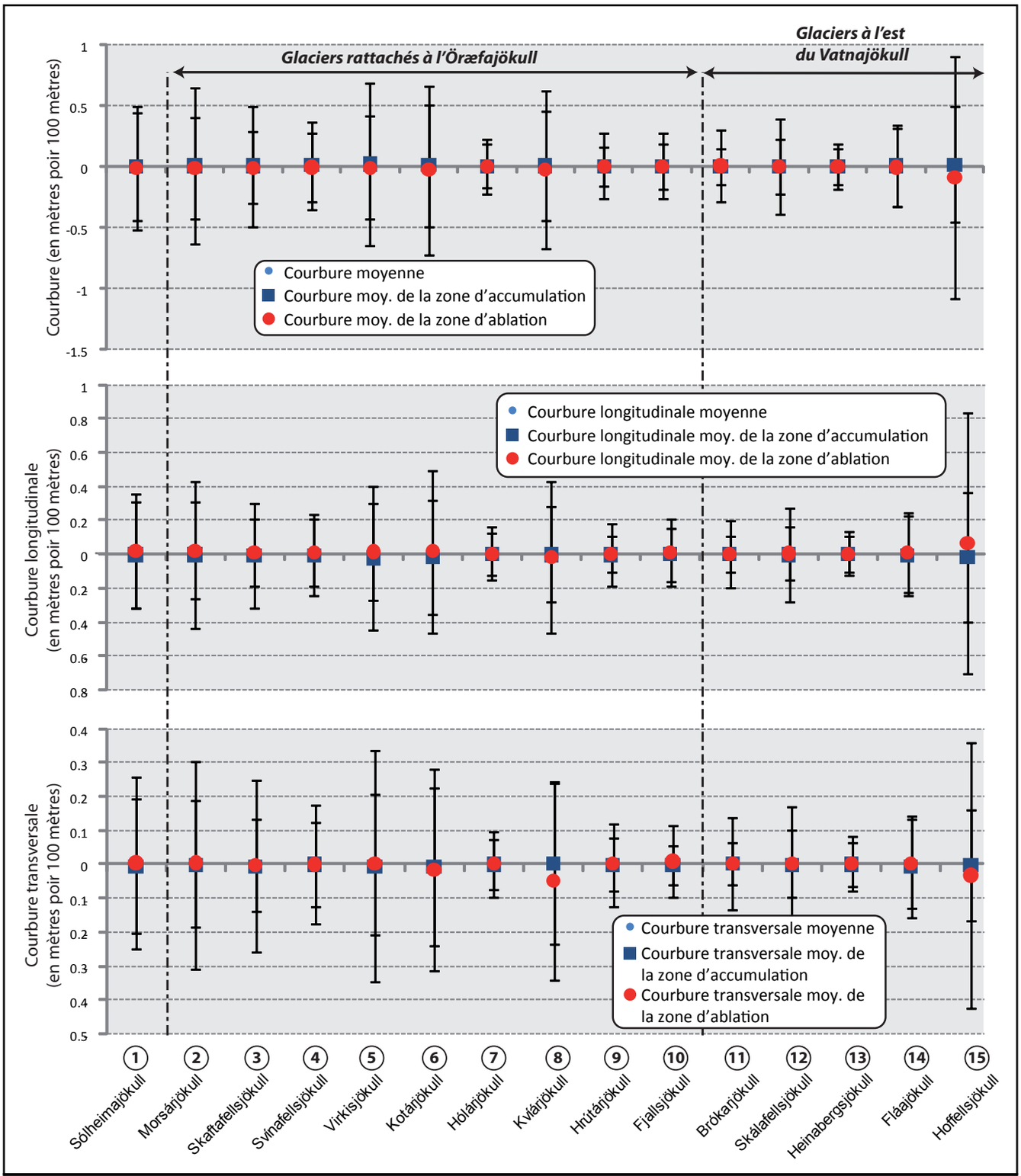



**Figure R12 - Courbures des langues glaciaires étudiées**

### *La courbure des glaciers*

Les résultats concernant les courbures transversales, longitudinales et globales sont inutilisables (fig. R12). En effet, l'ampleur de la variabilité des valeurs de courbure au sein d'un seul et même glacier (comme l'indiquent les valeurs d'écart-type sur la figure R12) rend toute différenciation inter-glacier totalement illusoire. Par conséquent, cette famille de mesures morphométriques sera écartée lors de l'analyse multivariée (*cf.* 7.2.2). L'échec de cette quantification de la courbure est vraisemblablement lié à l'échelle d'analyse des données altimétriques (elles-mêmes dépendantes de la résolution du MNT *SRTM*).

### *L'insolation des glaciers*

Les résultats concernant la quantification de l'insolation des langues glaciaires étudiées sont synthétisés dans la figure R13. Il existe une certaine homogénéité des conditions d'insolation des émissaires étudiés puisque l'ensemble des zones d'accumulation et des zones d'ablation reçoivent en moyenne environ 5500 et 4830 wh.m$^{-2}$ respectivement. Notons néanmoins que l'insolation de la zone d'ablation du Sólheimajökull est particulièrement élevée avec une valeur de 5059 wh.m$^{-2}$. Cette singularité est vraisemblablement due à la situation méridionale du Sólheimajökull par rapport aux autres langues glaciaires étudiées.

Il n'existe pas de corrélation linéaire significative entre l'insolation et les variables quantifiant l'ajustement glaciaire post-PAG. Les faibles variations des conditions d'insolation d'un glacier à l'autre ne semblent pas être en mesure d'expliquer les différences observées dans le calendrier du maximum PAG et l'intensité de la déglaciation post-PAG.

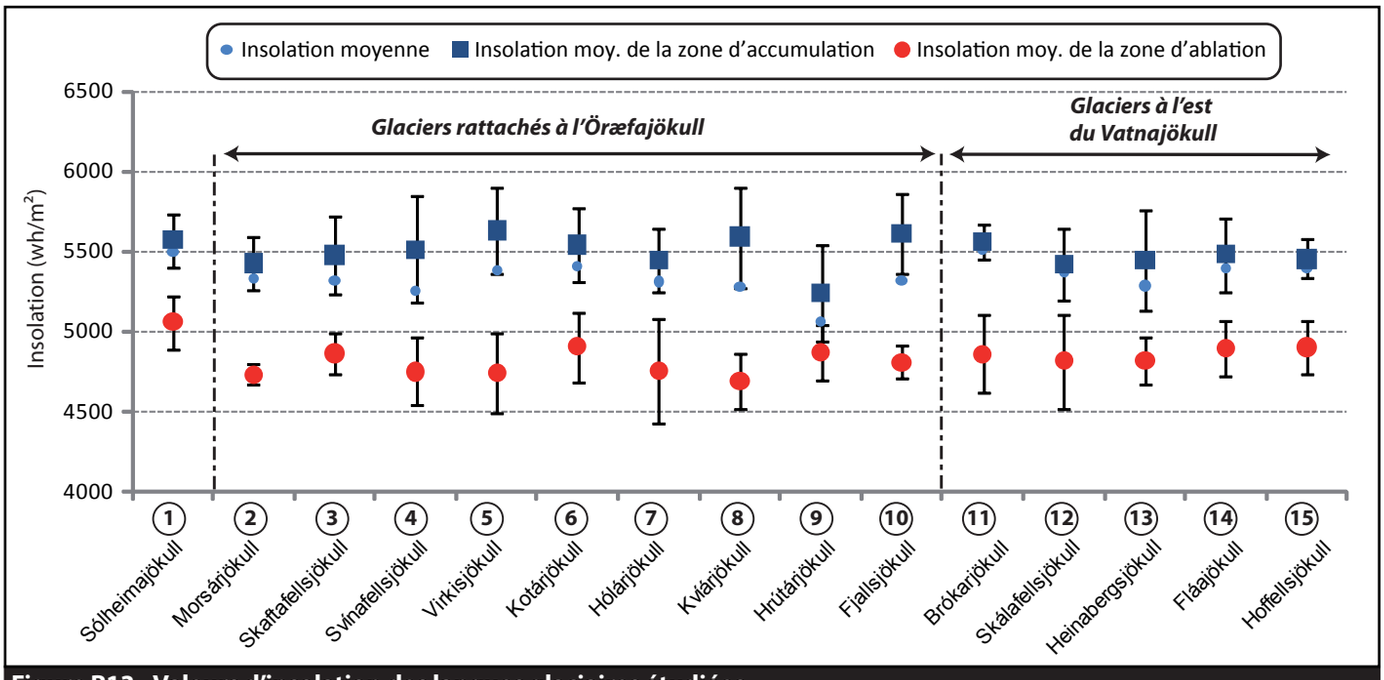



**Figure R13 - Valeurs d'insolation des langues glaciaires étudiées**

### *La distance à la mer des glaciers*

La distance moyenne séparant les bassins d'alimentation glaciaire du littoral varie entre 7,9 km pour l'Hólárjökull et 27,5 pour l'Hoffellsjökull (fig. R14). Les langues glaciaires du sud de l'Öræfajökull (Hólárjökull, Kvíárjökull, Hrútárjökull et Fjallsjökull) sont en moyenne plus proches du littoral que celles du Vatnajökull est, de l'Öræfajökull ouest et du Sólheimajökull. Par conséquent, ils sont vraisemblablement davantage soumis à l'influence maritime et notamment aux embruns marins susceptibles d'altérer la salinité des fronts glaciaires et d'abaisser la température du point de fusion. Ce processus semble inexistant puisque aucune corrélation négative significative n'est observée entre la distance à la mer et les variables quantifiant l'ajustement glaciaire post-PAG.

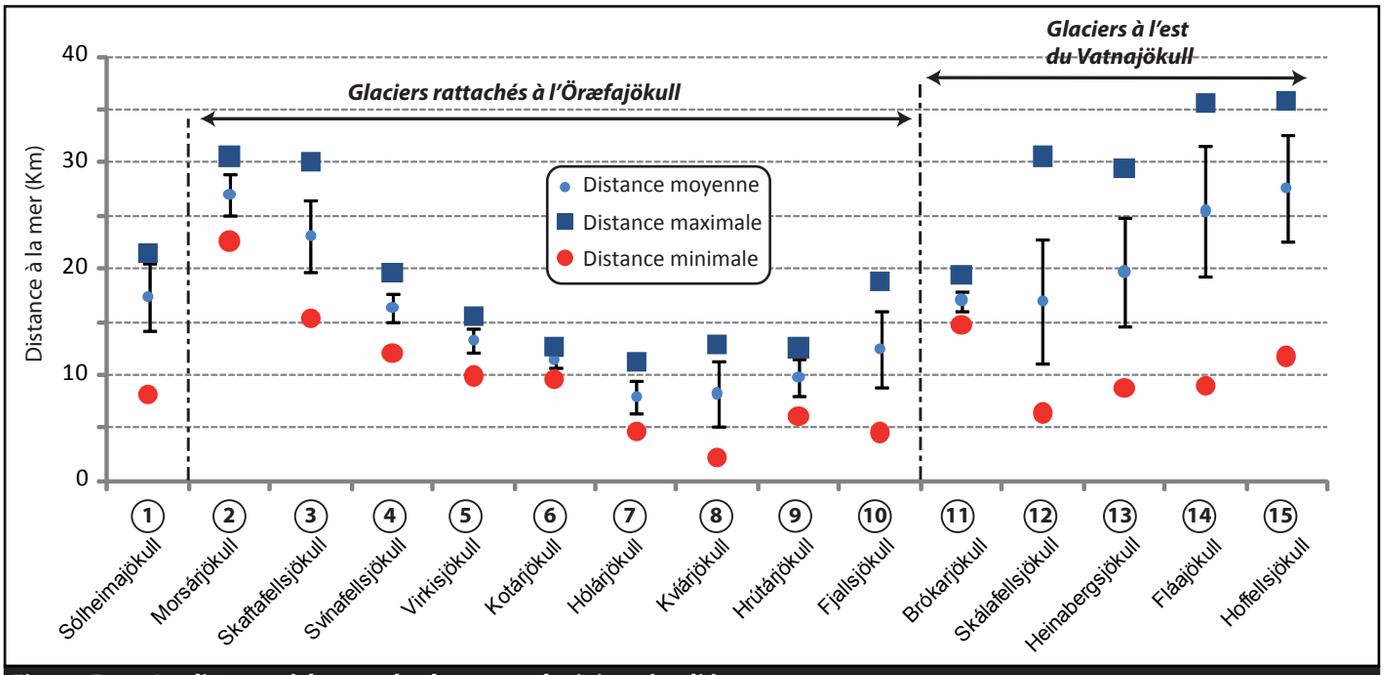



**Figure R14 - La distance à la mer des langues glaciaires étudiées**

### *Le climat régional des glaciers*

A partir de la base de données *WorldClim*, nous avons calculé les températures et les précipitations annuelles moyennes pour chacune des zones d'accumulation et d'ablation des langues glaciaires étudiées. Les résultats sont synthétisés dans la figure R15. Globalement, les températures moyennes des zones d'accumulation sont négatives et oscillent autour de -2°C à l'exception de deux émissaires occidentaux de l'Öræfajökull, le Svínafellsjökull et le Virkisjökull, dont les températures moyennes annuelles sont inférieures à -4°C (respectivement -4,2 et -4,1°C). A l'inverse, les températures moyennes annuelles des zones d'ablation sont positives et varient légèrement autour de 2°C. Deux exceptions doivent être relevées : les températures moyennes annuelles des zones d'ablation des glaciers Kotárjökull et l'Hólárjökull sont très légèrement négatives (respectivement -0,3 et -0,1°C). Rappelons que les zones d'ablation de ces deux glaciers, situés à l'extrémité sud de l'Öræfajökull, sont en moyenne plus élevées en altitude que les zones d'ablation des autres émissaires étudiés. Étant donné la forte corrélation négative existant entre la température et l'altitude, il n'est pas étonnant que ces deux zones d'ablation soient globalement plus froides que leurs voisines.

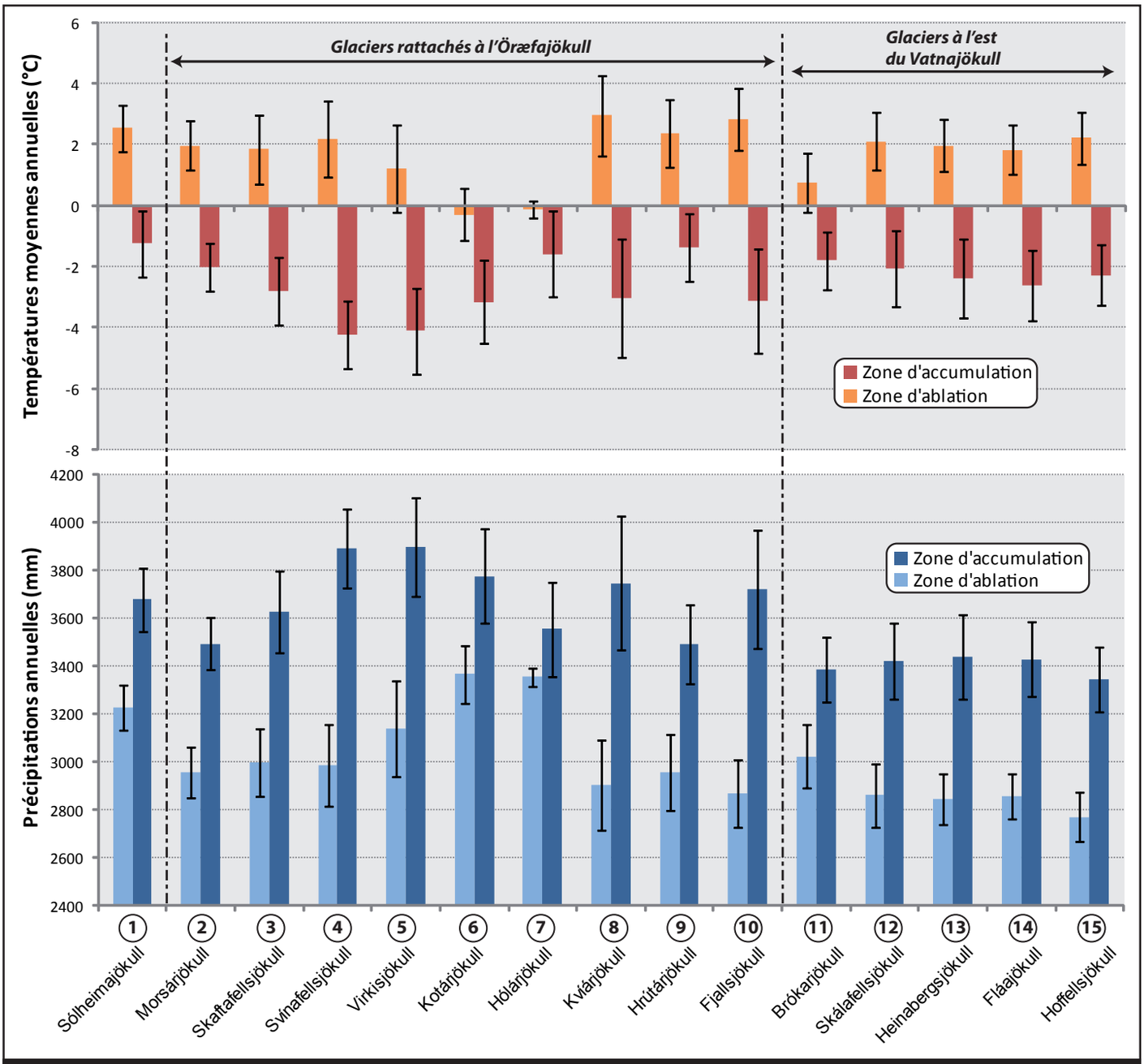



**Figure R15 - Ambiances climatiques régionales des langues glaciaires étudiées**

Il n'existe cependant pas de corrélations véritablement significatives entre la température moyenne annuelle de la zone d'ablation et l'ajustement post-PAG des langues glaciaires. Autrement dit, selon nos résultats, les langues glaciaires dont les zones d'ablation sont les plus chaudes ne sont pas nécessairement celles qui ont connu la déglaciation la plus intense. En revanche, les températures moyennes des zones d'accumulation sont positivement corrélées avec les datations du maximum PAG d'extension glaciaire (*r-Pearson= 0,67* ; p=0,008). Les glaciers dont les zones d'accumulation sont les plus froides auraient donc connu un maximum PAG plutôt précoce. Il s'agit d'une conséquence de la forte colinéarité existant entre les variables de température et d'altitude : comme nous l'avons vu précédemment, les glaciers dont l'altitude des zones d'accumulation est élevée ont atteint précocement leur maximum

PAG d'extension glaciaire. Les altitudes élevées étant les zones les plus froides, la corrélation entre la température des zones d'accumulation et le calendrier du maximum PAG est par conséquent statistiquement significative.

Concernant les précipitations annuelles, il existe une différenciation commune à tous les glaciers étudiés des apports pluviométriques entre les zones d'accumulation et les zones d'ablation. En effet, toutes les zones d'accumulation reçoivent en moyenne une quantité d'eau (liquide et/ou solide) plus importante que les zones d'ablation, ce qui traduit le rôle de « réservoir » glaciaire des zones d'accumulation (fig. R15). Par ailleurs, un contraste régional des apports pluviométriques peut être observé : selon le modèle *WorldClim*, les zones d'accumulation du Sólheimajökull et des émissaires de l'Öræfajökull reçoivent en moyenne entre 3500 mm (Hrútárjökull) et 3900 mm (Virkisjökull), alors que les apports pluviométriques des zones d'accumulation des glaciers de l'est du Vatnajökull oscillent légèrement autour de 3400 mm. De la même manière, les zones d'ablation des langues glaciaires situées à l'est du Vatnajökull sont en moyenne moins arrosées que celles des émissaires de l'Öræfajökull ou le Sólheimajökull. Cette différenciation régionale des apports pluviométriques est vraisemblablement liée à l'effet orographique provoqué par le relief du volcan sous-glaciaire Hvannadalshnúkur et renforce les précipitations sur la région de l'Öræfajökull.

Les précipitations annuelles de la zone d'accumulation sont significativement et négativement corrélées avec les datations du maximum PAG d'extension glaciaire (*r-Pearson=-0,75 ; p=0,002*). Les langues glaciaires dont les zones d'accumulation sont caractérisées par un fort apport pluviométrique ont donc atteint leur maximum PAG plus précocement que les autres. L'abondance du stock glaciaire de la zone d'accumulation semble jouer un rôle prédominant dans la réactivité des glaciers aux commandes climatiques. Cependant, cette réactivité est aussi dépendante de variables supplémentaires contrôlant notamment la vitesse des flux de glace comme la pente générale des appareils glaciaire (Oerlemans, 2008).

L'analyse multivariée permettra d'identifier les associations entre le mode et l'intensité de l'ajustement glaciaire post-PAG d'une part et les combinaisons de variables décrivant la configuration morpho-climatique des glaciers étudiés.

### 7.2.2. Dépendance de l'ajustement glaciaire post-PAG vis-à-vis des configurations morpho-climatiques : résultats des analyses multivariées

La classification hiérarchique ascendante (CAH) est une méthode statistique exploratoire (fouille de données) permettant d'agréger progressivement les individus selon leur ressemblance, mesurée à l'aide d'un indice de similarité ou de dissimilarité. L'algorithme rassemble les individus les plus ressemblants, selon le critère d'agrégation choisi, dans le but de former des regroupements successifs. La CAH produit un arbre de classification hiérarchique (le dendrogramme) représentant graphiquement la ressemblance entre les individus et les regroupements possibles. Les classes ou groupes d'individus sont obtenus par une troncature du dendrogramme à un certain niveau de ressemblance ou niveau de dissimilarité.

### *Compte rendu du paramétrage de la CAH*

Nous avons effectué la classification ascendante hiérarchique sur les variables quantifiant l'ajustement glaciaire post-PAG et les configurations morpho-climatiques (en écartant les variables de courbure considérées comme non pertinentes dans la partie précédente). Ces données ont été préalablement standardisées (centrées et réduites) afin d'éviter les effets d'échelle liés à la diversité des unités de mesure des variables morpho-climatiques. L'indice de dissimilarité choisi est la distance euclidienne, et la méthode d'agrégation utilisée est la méthode de Ward qui agrège les groupes d'individus en limitant l'augmentation de l'inertie intraclasse (afin de garantir une homogénéité maximale des glaciers à l'intérieur d'un groupe). Les classes de glaciers ont été constituées par la troncature automatique optimale qui privilégie l'inertie maximale interclasse.

### *Trois classes de glaciers identifiés*

Au niveau de dissimilarité correspondant à la troncature optimale, la CAH distingue trois classes de glaciers considérés comme homogènes. La manière dont la CAH a regroupé successivement les glaciers et constitué les classes est synthétisée sur le dendrogramme (fig. R16). Remarquons que la classe 3 rassemblant les glaciers Kotárjökull et Hólárjökull est plus homogène que les classes 1 et 2 puisque les regroupements s'effectuent respectivement à des niveaux de dissimilarité de 34, 94 et 92. Notons aussi que les classes 2 et 3 se rassemblent au niveau de dissimilarité de 170 tandis que la classe 1 reste plutôt isolée. Le regroupement successif des langues glaciaires et la constitution des classes traduisent

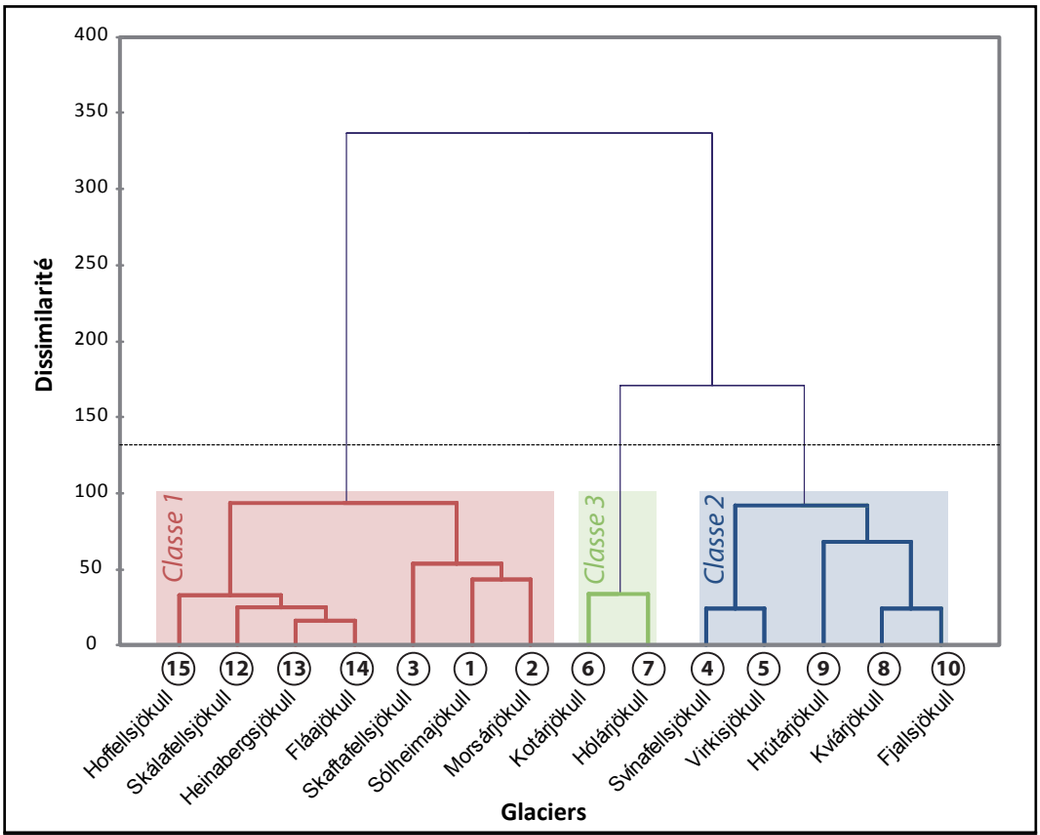


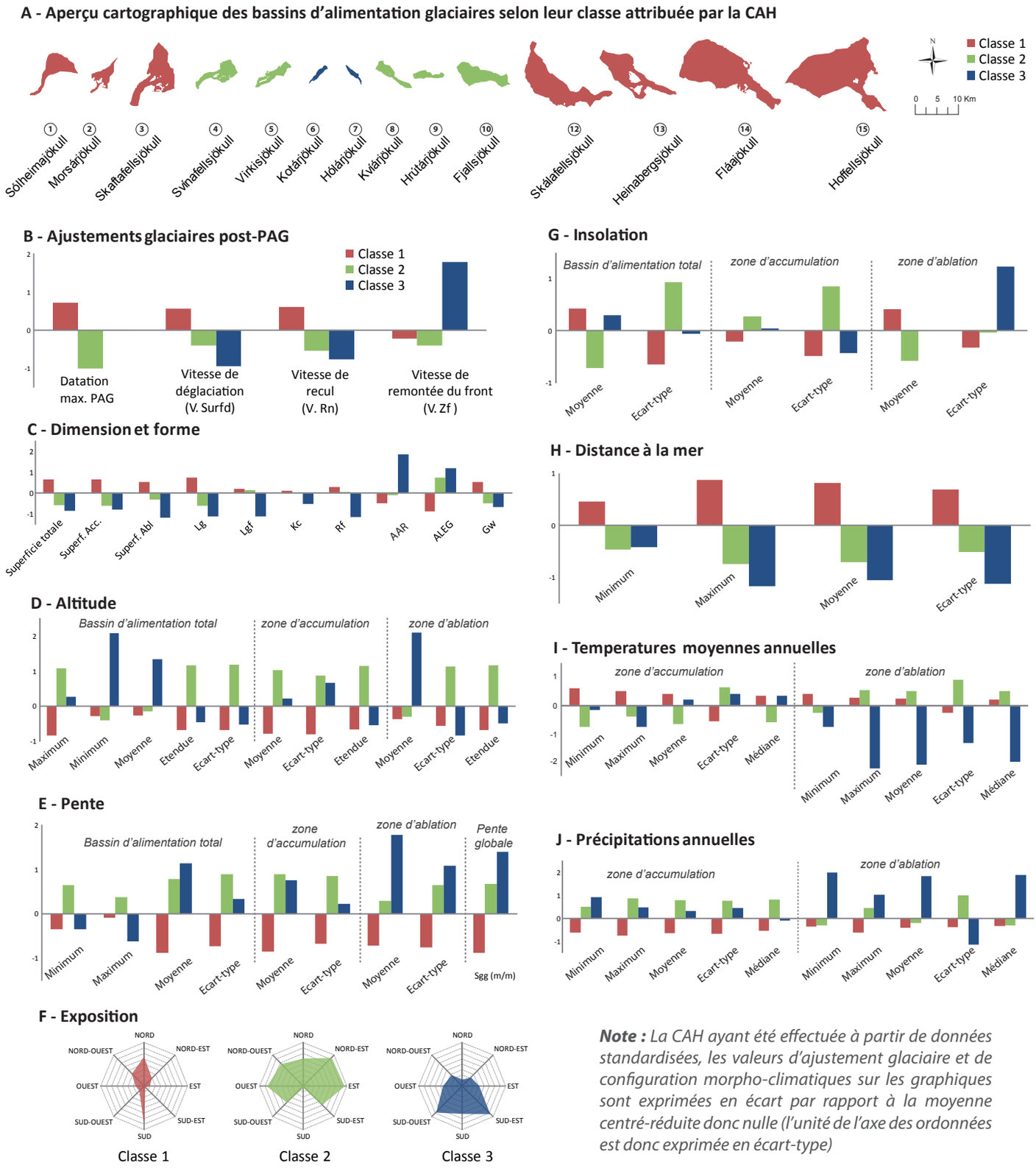

**Figure R16 - Dendrogramme issu de la classification ascendante hiérarchique**

une certaine logique régionale de la ressemblance des émissaires étudiés (fig. R16). La classe 1 regroupe prioritairement les glaciers situés à l'est du Vatnajökull (l'Hoffellsjökull, le Skálafellsjökull, l'Heinabergsjökull et le Fláajökull) auxquels se rattachent dans un second temps le Sólheimajökull et les émissaires occidentaux de l'Öræfajökull (le Skaftafellsjökull et le Morsárjökull). La classe 2 regroupe les langues glaciaires orientales et occidentales de l'Öræfajökull à pentes fortes et dimensions intermédiaires (le Svínafellsjökull, le Virkisjökull, le Hrútárjökull, le Kvíárjökull et le Fjallsjökull). Enfin, la classe 3 regroupe les deux glaciers de faible dimension situés à l'extrémité sud de l'Öræfajökull (le Kotárjökull et l'Hólárjökull). La figure R17 permet d'apprécier graphiquement la logique régionale du regroupement en classes des glaciers. Par ailleurs, cette figure synthétise les modes d'ajustement glaciaire et les caractéristiques morpho-climatiques associées à chacune des 3 classes identifiées. Précisons que, l'analyse multivariée ayant été effectuée à partir de données standardisées, les valeurs d'ajustement glaciaire et de configuration morpho-climatique sur les graphiques de la figure R17 sont exprimées en écart par rapport à la moyenne centré-réduite donc nulle (l'unité de l'axe des ordonnées est donc exprimée en écart-type). À partir des classes identifiées par la CAH, nous pouvons discerner trois profils de glacier correspondant à un type d'ajustement glaciaire post-PAG associé à une configuration morpho-climatique particulière (fig. R17) :

- ***Les glaciers de piémont « débonnaires » (classe 1)*** - Selon la CAH, les glaciers de la classe 1 sont caractérisés par un maximum PAG plutôt tardif et une déglaciation planimétrique post-PAG supérieure à la moyenne (fig. R17-B). Cet ajustement glaciaire est associé à des émissaires de grandes dimensions (fig. R17-C) dont les altitudes, à la fois des zones d'accumulation et d'ablation, sont inférieures à la moyenne (fig. R17-D). Ces glaciers ont d'une manière générale une pente faible qui reste plutôt homogène sur l'ensemble du bassin d'alimentation (faiblesse des écart-types des pentes sur la figure R17-E). Les bassins d'alimentation de ces glaciers sont marqués par une exposition sud dominante (fig. R17-F) et une insolation supérieure à la moyenne (en particulier pour les zones d'ablation) (fig. R17-G). Sur l'ensemble des glaciers étudiés, ceux regroupés dans la classe 1 sont en moyenne les plus éloignés du littoral (fig. R17-H). Enfin, concernant l'ambiance climatique, cette classe de glaciers est marquée par des températures moyennes annuelles supérieures (fig. R17-I) et des précipitations annuelles inférieures à celles des langues glaciaires des autres classes (fig. R17-J).

  De manière plus synthétique, nous avons qualifié de « débonnaires » ces glaciers de piémont en raison de la faiblesse des pentes qui les caractérisent (reprenant ainsi un terme fréquemment utilisé en alpinisme pour désigner les glaciers peu crevassés et peu pentus où la progression d'une cordée est relativement aisée). La conséquence de cette faiblesse des pentes est une vélocité réduite des flux de glace qui peut expliquer à la fois le maximum PAG tardif et le recul post-PAG plus prononcé en comparaison des autres glaciers étudiés. Malgré des zones d'accumulation plutôt massives et une « réserve » de glace importante, le transfert amont-aval est trop lent pour modérer plus amplement le recul des fronts. D'autre part, la déglaciation accélérée peut également être expliquée par la forte insolation et les températures chaudes de la zone d'ablation qui intensifient considérablement la fonte saisonnière. Notons aussi que les faibles précipitations sur la zone d'accumulation limitent le renouvellement du stock de glace. Avec son large lobe glaciaire, le Skaftafellsjökull est un exemple typique de cette classe de glaciers de piémont « débonnaires » (fig. R18).

- ***Les glaciers véloces et réactifs (classe 2)*** - Les glaciers ayant connu un maximum PAG précoce et une déglaciation post-PAG plutôt faible (fig. R17-B) se singularisent par des altitudes élevées de la zone d'accumulation et un fort dénivelé entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation (étendue des altitudes supérieure à la moyenne




***Note :*** *La CAH ayant été effectuée à partir de données standardisées, les valeurs d'ajustement glaciaire et de configuration morpho-climatiques sur les graphiques sont exprimées en écart par rapport à la moyenne centré-réduite donc nulle (l'unité de l'axe des ordonnées est donc exprimée en écart-type)*

**Figure R17 - Caractéristiques morphologiques et climatiques des 3 classes d'ajustement post-PAG Identifiées par la CAH**

sur la figure R17-D). Les valeurs de pente de ce groupe de glacier sont supérieures à la moyenne, en particulier celles de la zone d'ablation (fig. R17-E). La classe 2 est marquée par l'absence de glaciers exposé au sud (fig. R17-F), ce qui se traduit par une intensité d'insolation inférieure à la moyenne de l'ensemble des glaciers étudiés (fig. R17-G). Le fort dénivelé associé à cette catégorie de glaciers induit une différenciation marquée des ambiances climatiques des zones d'accumulation et d'ablation. En effet, concernant la classe 2, les zones d'accumulation sont caractérisées par des températures plus froides (fig. R17-I) et des apports pluviométriques plus importants (fig. R17-J) que la moyenne des glaciers étudiés. Inversement, les zones d'ablation de ce groupe de glaciers sont singulièrement plus chaudes et légèrement moins arrosées par rapport à la moyenne.

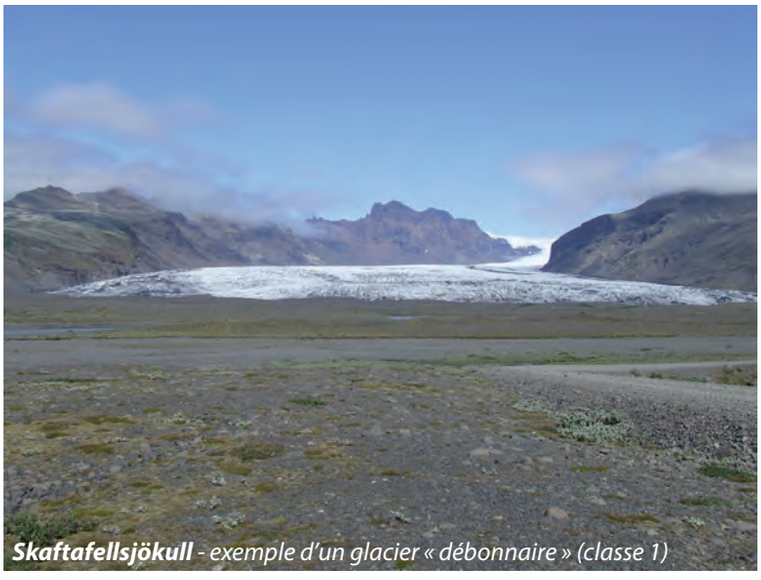
En définitive, cette classe de glaciers est caractérisée par une vitesse d'écoulement glaciaire rapide, associée à la raideur des pentes, qui peut expliquer la précocité du maximum PAG. En ce sens, ce type de glacier est plus réactif que les autres au signal climatique. D'autre part, l'altitude élevée des zones d'accumulation implique un renouvellement fréquent et une abondance du stock de glace. La concomitance de cette abondance du stock glaciaire et de la vélocité des flux de glace permet d'expliquer la résistance de ces glaciers à la déglaciation. Le Kvíárjökull, dont la zone d'accumulation est particulièrement élevée et pentue, est un des représentants de cette classe de glaciers véloces et réactifs (fig. R18).

- ***Les petits glaciers « cascades » (classe 3)*** - Les deux glaciers regroupés dans la dernière classe se singularisent par le mode d'ajustement post-PAG résolument vertical (fig. R17-B). La forte remontée altitudinale des fronts glaciaires de cette classe de glaciers de petite taille (fig. R17-c) semble dépendante d'un contexte topographique excessivement pentu, notamment au niveau des zones d'ablation (fig. R17-E). L'exposition dominante vers le sud (fig. R17-F) de cette classe de glacier ne semble pas se répercuter sur les valeurs d'insolation qui restent plutôt dans la moyenne de l'ensemble des glaciers étudiés (fig. R17-G). Cela est vraisemblablement dû aux effets d'ombre associés aux versants juxtaglaciaires et supraglaciaires présents dans la zone d'ablation qui entraînent une forte variabilité des conditions d'insolation (fort écart-type de l'insolation dans la zone d'ablation sur la figure (fig. R17-G). Notons d'autre part que l'altitude élevée des zones d'ablation fait percevoir de façon artificielle ces espaces comme plus froids (fig. R17-I) et plus arrosés (fig. R17-J) que leurs congénères.

  De manière plus générale, le comportement de ces glaciers « cascades » (Einarsson, 2005) est clairement dépendant de la raideur du contexte topographique dans la zone d'ablation. En raison de cette configuration particulière, l'ajustement post-PAG de ces glaciers s'effectue prioritairement dans la dimension altitudinale. Cependant, malgré des valeurs de pente nettement supérieures à la moyenne, ces glaciers n'ont pas connu un maximum PAG précoce. La faible superficie des zones d'accumulation induit vraisemblablement une alimentation en glace insuffisante pour provoquer une avancée rapide du front lors du PAG et limiter la remontée altitudinale post-PAG du front. L'Hólárjökull, dont la zone d'ablation est excessivement pentue, est un des deux glaciers appartenant à cette classe de glaciers « cascades » (fig. R18).

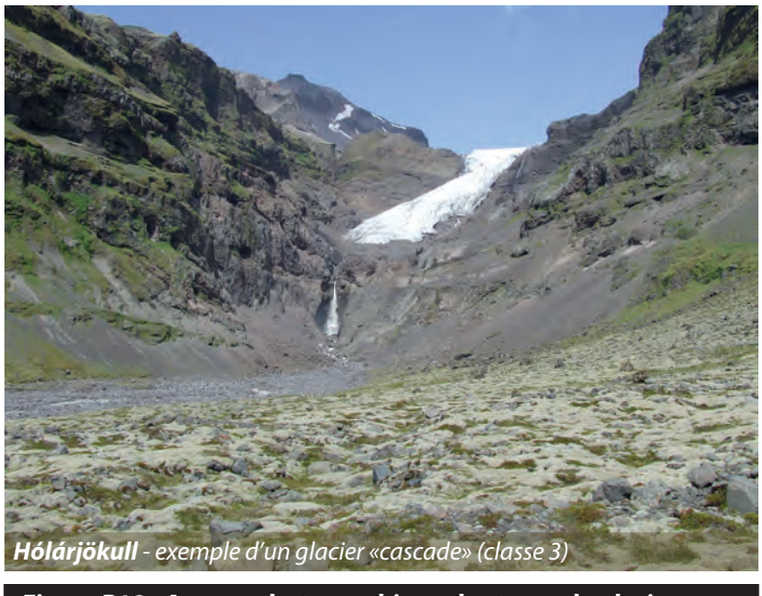
### *Validation visuelle des classes de glaciers identifiées*

La classification ascendante hiérarchique a ainsi distingué trois classes de glaciers sur la base de l'ajustement post-PAG observé et des configurations morpho-climatiques. Cependant, cette classification peut être critiquée puisque la variance inter-classes ne représente que 54 % de la variance totale. Autrement dit, il existe une certaine hétérogénéité des glaciers au sein même des classes identifiées, en particulier concernant la classe 2.



***Skaftafellsjökull** - exemple d'un glacier « débonnaire » (classe 1)*

***Kviárjökull** - exemple d'un glacier véloce et réactif (classe 2)*



***Hólárjökull** - exemple d'un glacier «cascade» (classe 3)*

**Figure R18 - Aperçu photographique des types de glacier**

Dans ces conditions, Lebart *et al.* (2006) conseillent de compléter la CAH par une analyse en composantes principales (ACP) afin de représenter l'inertie du nuage de points-individus (les glaciers sur le plan factoriel retenu), d'identifier les glaciers isolés et singuliers dans le but de contrôler la validité des classes.

Les résultats de cette ACP sont synthétisés dans la figure R19 qui représente la projection des variables d'ajustements et morpho-climatiques sur le plan factoriel F1/F2 (fig. R19-A) et la projection des individus glaciers sur ce même plan factoriel (fig. R19-B). Notons que ce plan factoriel exprime 60,33 % de la variance totale.

D'une manière générale, la stratégie de regroupement des glaciers en trois classes distinctes semble pertinente : la proximité des points glaciers d'une même classe sur le plan factoriel l'atteste. Cependant, une nuance importante doit être apportée concernant la classe 2. En effet, le glacier Hrútárjökull montre une forte proximité avec les glaciers « cascades » de la classe 3. Cette ressemblance apparaît comme étant principalement due à la raideur de la pente de la zone d'ablation, mais aussi vraisemblablement à une plus faible superficie (*cf.* fig. R7). En termes d'ajustement post-PAG, le comportement du Hrútárjökull se rapproche du Kotárjökull et de l'Hólárjökull en affichant une forte remontée altitudinale du front glaciaire. En définitive, le Hrútárjökull occupe une position intermédiaire entre la seconde et la troisième classe de glaciers identifiées par la CAH. Cette singularité ne remet cependant pas en cause le schéma explicatif général des comportements glaciaires post-PAG identifiés par la classification ascendante hiérarchique.

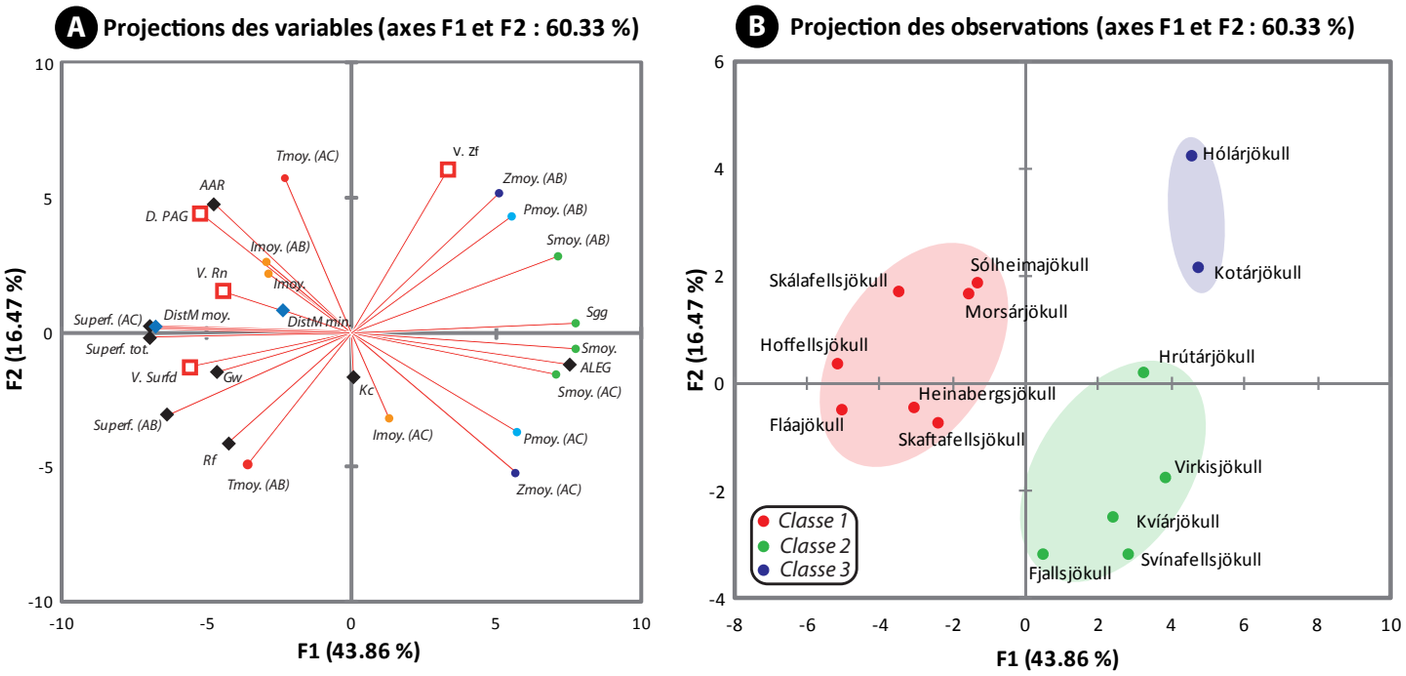
## 7.3. Discontinuités glacio-fluviales : les mosaïques paysagères de la marge proglaciaire

Les marges proglaciaires constituent une interface entre le système glaciaire et le système fluvial proglaciaire. Elles jouent un rôle essentiel dans le transit sédimentaire amont-aval notamment à travers des effets de barrages liés au positionnement et à la multiplicité des cordons morainiques. En ce sens, les marges proglaciaires constituent véritablement une discontinuité dans le continuum glacio-fluvial. Dans le cadre de l'étude ultérieure des ajustements fluvioglaciaires, caractériser la composition paysagère des marges proglaciaires est capital.

D'autre part, sur la base du croisement de nos données cartographiques sur les marges proglaciaires (*cf.* 4.2.3) et de la typologie des comportements glaciaires post-PAG issue de la CAH, nous avons souhaité tester la dépendance de la composition de la mosaïque paysagère marginale vis-à-vis du mode d'ajustement des langues glaciaires sud-islandaises.

### 7.3.1. La composition paysagère des marges proglaciaires sud-islandaises

La cartographie par photo-interprétation des marges proglaciaires permet de fournir un état des lieux de la composition des paysages marginaux en 2003. Il est ainsi possible de quantifier la part que représente chaque unité paysagère au sein de la marge proglaciaire déglacée depuis le maximum PAG. L'aperçu cartographique des différentes marges proglaciaires étudiées est présenté dans la figure R20. La figure R21 synthétise les résultats de la composition des




**Légende des variables projetées sur le plan factoriel F1 / F2**

***Variables d'ajustements glaciaires***
*D. PAG - Datation du maximum PAG*
*V. Surfd - Vitesse de déglaciation*
V. Zf - Vitesse de remontée du front

***Variables de dimensions et de formes***
*Superf. tot. - Superficie du bassin d'alimentation*
*Superf. (AC) - Superficie de la zone d'accumulation*
*Superf. (AB) - Superficie de la zone d'ablation*
*ALEG - Altitude de la ligne d'équilibre glaciaire*
*AAR - «Alimentation Area Ratio»*
*Kc - Coefficient de compacité*
*Rf - Rapport de forme*
*Gw - Largeur du goulet d'alimentation*

***Variables d'altitudes***
*Zmoy. (AC) - Altitude de la zone d'accumulation*
*Zmoy. (AB) - Altitude de la zone d'ablation*

***Variables de pentes***
*Smoy. - Pente moyenne du bassin d'alimentation*
*Smoy. (AC) - Pente moyenne de la zone d'accumulation*
*Smoy. (AB) - Pente moyenne de la zone d'ablation*
*Sgg - Pente globale*

***Variables d'insolation***
*Imoy. - Insolation moyenne du bassin d'alimentation*
*Imoy. (AC) - Insolation moyenne de la zone d'accumulation*
*Imoy. (AB) - Insolation moyenne de la zone d'ablation*

***Distance à la mer***
*DistM moy. - Distance moyenne à la mer*
*DistM min. - Distance minimum à la mer*

***Variables de températures***
*Tmoy. (AC) - Température moyenne de la zone d'accumulation*
*Tmoy. (AB) - Température moyenne de la zone d'ablation*

***Variables de précipitations***
*Pmoy. (AC) - Précipitations moyennes de la zone d'accumulation*
*Pmoy. (AB) - Précipitations moyennes de la zone d'ablation*

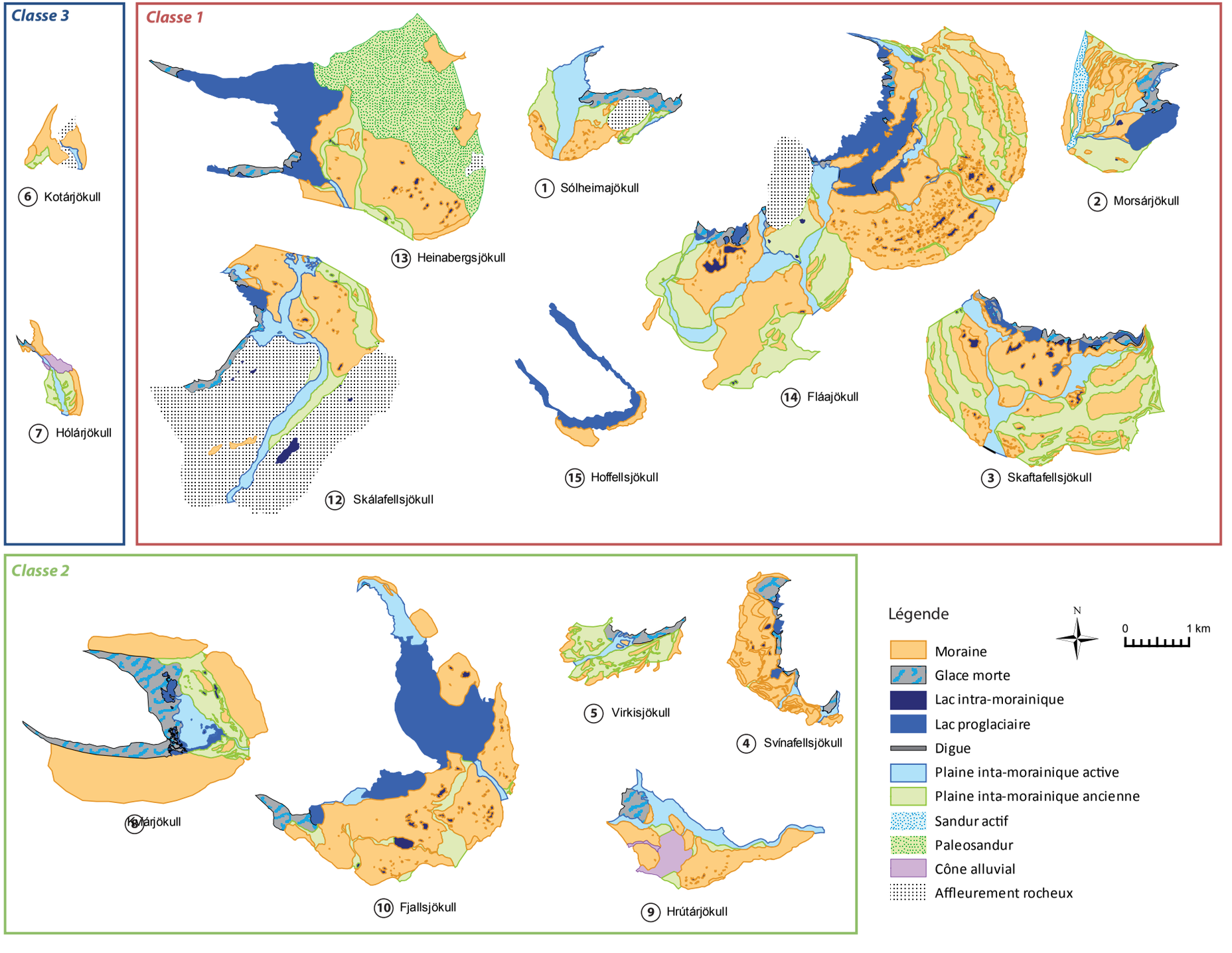
**Figure R19 - Analyse en composantes principales - Projections des variables et des observations sur le plan factoriel F1/F2**

paysages marginaux en fonction de la classe de glaciers préalablement identifiée par la CAH. Une première observation s'impose : certaines unités paysagères sont présentes dans toutes les marges proglaciaires étudiées (glace morte, moraines, plaines intra-morainiques actives et anciennes), tandis que la mise en place des unités restantes semble dépendante de la typologie glaciaire identifiée.

### *Les unités paysagères ubiquistes*

Les cordons et complexes morainiques constituent l'unité paysagère la plus représentée dans les marges proglaciaires puisqu'elles occupent entre 33 % pour la classe 1 et plus de 50 % pour les classes 2 et 3 (fig. R21). Le paysage marginal est évidemment marqué par les dépôts glaciaires associés aux fluctuations saisonnières des fronts et aux réavancées continues des années 1970 et 1980. Notons que les marges proglaciaires des émissaires les plus pentus et véloces (classe 2 et 3) montrent une proportion de dépôts morainiques sensiblement supérieure à celles des glaciers de piémont « débonnaires » (classe 1). La raideur du contexte

Figure R20 - Cartographie des marges proglaciaires classées selon les résultats de la CAH



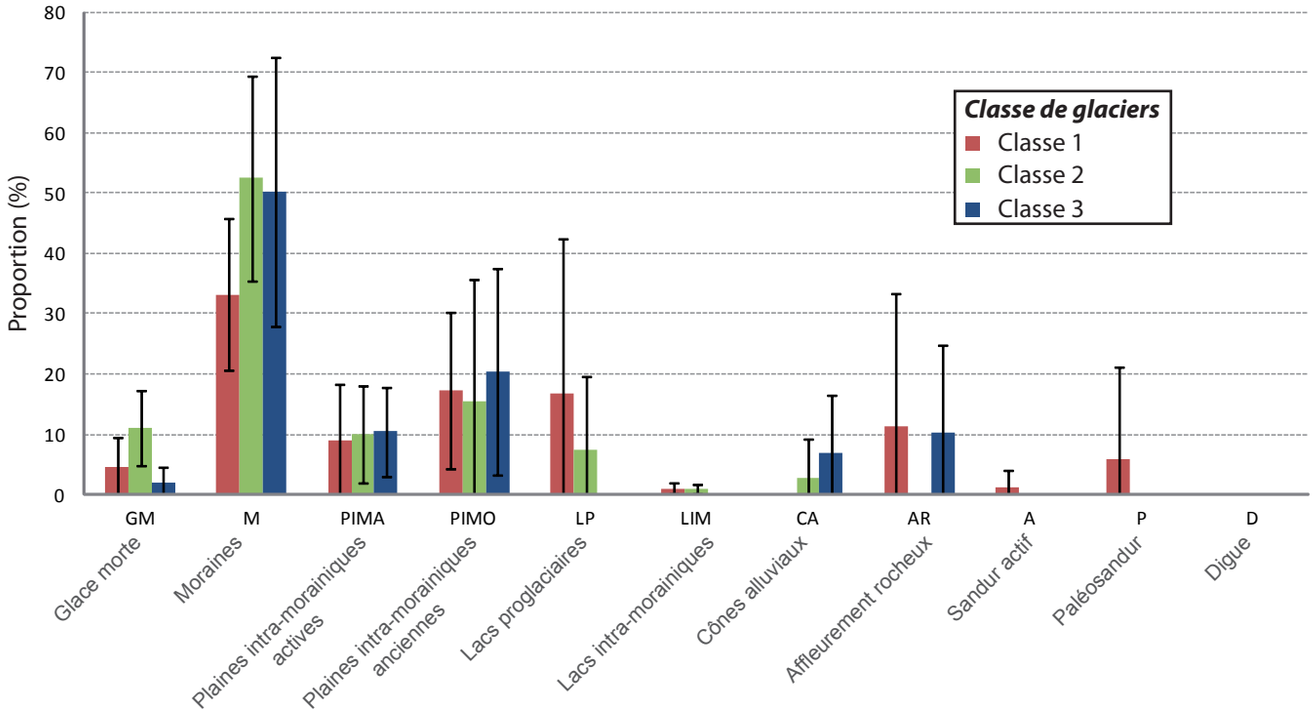



**Figure R21- Compositions paysagères des marges proglaciaires en fonction de la typologie glaciaire**

topographique proximal peut vraisemblablement jouer un rôle sur l'abondance de la fourniture de sédiments glacigéniques, l'ampleur des avancées saisonnières du front glaciaire et la contraction de la bande d'activité fluviale marginale et donc le sapement et la remobilisation potentielle des édifices morainiques. Autrement dit, la forte représentation des moraines dans les contextes marginaux pentus peut être le fruit d'une dynamique glaciaire plus vive, mais aussi la conséquence d'une remobilisation fluviale latéralement limitée.

En termes de proportions, les plaines intra-morainiques anciennes viennent en seconde position (autour de 16 % pour toutes les classes), juste devant les plaines intra-morainiques actives (autour de 9 %). L'abondance de ces deux types d'unités paysagères révèle à la fois la mobilité et l'ampleur de l'emprise spatiale de l'activité fluviale au sein de la marge proglaciaire.

Malgré une différence de l'abondance selon la classe de glacier qui semble réelle (au regard des écart-types sur la figure R21), les espaces affectés par la glace morte sont la dernière unité paysagère ubiquiste (4,5 % pour la classe 1, 11% pour la classe 2 et 1,9% pour la classe 3). Ainsi, les processus thermo-karstiques s'avèrent être des processus communs et azonaux, du moins dans la partie amont (à proximité du front du glacier) des marges proglaciaires étudiées (fig. R20).

### *Les unités paysagères spécifiques*

L'ensemble des unités paysagères restantes (lacs proglaciaires et intra-morainiques, cônes alluviaux, affleurements rocheux, sandurs, paléosandurs et digues) apparaissent seulement dans une ou deux classes de glaciers. Par définition, leur présence semble être davantage dépendante du type d'ajustement glaciaire post-PAG que chez les unités paysagères ubiquistes. En ce sens, elles constituent une signature spécifique du mode d'ajustement glaciaire et/ou du contexte topographique marginal.

Ainsi, les lacs proglaciaires et intra-morainiques sont totalement absents des marges proglaciaires associées aux glaciers « cascades » (classe 3), très vraisemblablement en raison de l'extrême raideur de la zone d'ablation et du contexte topographique marginal. En revanche, les lacs proglaciaires sont fortement présents sur la marge des glaciers de piémont « débonnaires » (classe 1) dont les larges lobes frontaux ont probablement favorisé le surcreusement du lit glaciaire proximal lors de l'avancée du PAG. Signalons aussi la présence des cônes alluviaux exclusivement dans les contextes marginaux pentus des glaciers véloces et « cascades » (classe 2 et 3). Ces associations semblent logiques puisque la mise en place de ce type de forme est fortement dépendante de la présence de versants juxtaglaciaires. Les affleurements rocheux sont absents des marges des glaciers véloces signalant peut-être une position intermédiaire au niveau de la dynamique glaciaire et du transit sédimentaire marginal entre : *(1)* les glaciers de piémont « débonnaires » (classe 1) dont la tendance au surcreusement aurait tendance à dégager des îlots plus résistants du lit glaciaire *; (2)* les glaciers « cascades » (classe 3) où l'énergie du relief proximal tend à nettoyer rapidement le lit glaciaire de sa couche de till via des processus de remobilisation gravitaire et de ruissellement. Les sandurs actifs et paléosandurs apparaissent comme composante paysagère de la marge proglaciaire uniquement dans le cas des glaciers de classe 1 en raison de la proximité d'un émissaire voisin dont le sandur actif occupe ou a occupé une position amont et a en partie détruit les formes marginales typiques. C'est le cas notamment de l'Heinabergsjökull dont le lobe entrait en coalescence avec celui du Skálafellsjökull au maximum PAG. Les ouvrages d'endiguement sont exclusivement présents sur les marges des glaciers de piémont « débonnaires ». De par leur nature linéaire, ils représentent évidemment une très faible proportion de l'espace marginal (0,018 %). C'est pour cette raison que leur abondance relative est illisible sur la figure R21. Leur présence est associée soit à des circuits touristiques parcourant la partie interne de la marge proglaciaire (cas du Fláajökull), soit à des ouvrages de la route numéro 1 (tour de l'Islande) adossée à la moraine du maximum PAG (cas du Skaftafellsjökull). A titre indicatif, ce dernier cas est fréquent en Islande et révèle le caractère relativement stable des édifices morainiques anciens face à l'extrême mobilité des sandurs situés immédiatement en aval (et sur lesquels les entrepreneurs évitent de construire).

Ces résultats et interprétations doivent être considérés avec une grande prudence en raison de la faiblesse de l'échantillon mesuré et observé sur le terrain (14 marges proglaciaires). Nous avons néanmoins souhaité tester statistiquement cette dépendance, suggérée par l'analyse qualitative de nos résultats, de la composition paysagère marginale vis-à-vis de notre classification glaciaire.

### 7.3.2. Indépendance de la composition paysagère marginale vis-à-vis du mode de déglaciation post-PAG

La dépendance de la composition de la mosaïque paysagère des marges proglaciaires vis-à-vis du mode d'ajustement glaciaire post-PAG (classes de glaciers) a été testée par une analyse factorielle discriminante (AFD). Cette méthode, à la fois explicative et prédictive, permet de vérifier si les groupes auxquels appartiennent les glaciers (et les marges associées) sont effectivement bien distincts en termes de composition paysagère marginale. Plus exactement, c'est le test du Lambda de Wilks (associé à l'AFD) qui permet de vérifier si les groupes de glaciers sont significativement différents. Dans notre cas, le lambda de Wilks est relativement faible (0,031), mais sa *p-value* (0,604) est très supérieure au seuil alpha de 0,05. En d'autres termes, selon ce test statistique, la composition paysagère des marges proglaciaires n'est pas

significativement différente d'une classe de glacier à l'autre. Le mode d'ajustement post-PAG des émissaires ne semble pas influencer la proportion des unités paysagères au sein de la marge proglaciaire.

Ce résultat remet en cause notre analyse qualitative précédente où nous proposions un découpage entre unités paysagères ubiquistes et spécifiques. De toute évidence, notre base de données n'est pas suffisamment étoffée en observations pour tester rigoureusement la dépendance du paysage marginal vis-à-vis de la dynamique glaciaire post-PAG. Pour cette même raison, l'analyse initialement envisagée de la structure du paysage de la marge proglaciaire (en utilisant les outils de l'écologie du paysage) a été abandonnée.

# Chapitre 8 - Les ajustements fluvioglaciaires post-PAG

Dans ce chapitre, nous souhaitons présenter nos résultats concernant les ajustements post-PAG des sandurs sud-islandais. A partir des datations lichénométriques des paléosandurs et des profils transversaux proximaux, nous reconstituons la chronologie de la mise en terrasse des plaines fluvioglaciaires étudiées (8.1). L'analyse des profils longitudinaux permet ensuite de préciser le mode d'ajustement dominant des sandurs et d'évaluer les rythmes de migration aval des vagues sédimentaires (8.2). Le suivi de la morphologie en plan des sandurs actifs nuance le schéma général de l'ajustement fluvioglaciaire post-PAG en soulignant le jeu des contrôles locaux sur le transit sédimentaire (8.3). Les mesures de la taille des particules effectuées sur les paléosandurs datés et les sandurs actifs révèlent deux modes d'ajustement granulométrique des plans d'accumulation relevant des dynamiques post-PAG de *fining* et de *coarsening* proximale selon la dénomination anglo-saxonnes (8.4). Enfin, les données collectées sur la géométrie de chenal signalent l'absence où l'imperceptibilité de l'ajustement post-PAG à l'échelle de la morphologie des chenaux de premier ordre (8.5).

## 8.1. Chronologie de la mise en terrasse des sandurs

A partir de la reconnaissance sur le terrain des différentes générations de paléosandurs et la collecte de données lichénométriques, nous sommes en mesure de saisir la chronologie post-PAG de la mise en terrasse des plans d'accumulation fluvioglaciaires. En effet, la cartographie par photo-interprétation des paléosandurs et du sandur actif en 2003 permet de comprendre la logique horizontale de la mise en terrasse et la tendance à la contraction proximale de la bande d'activité fluviale (8.1.1). Les profils topographiques transversaux levés sur la partie proximale des plaines fluvioglaciaires rendent compte, quant à eux, de l'ajustement vertical et des rythmes d'incision des sandurs proximaux (8.2.2).

### 8.1.1. Datation lichénométrique des paléosandurs

Les résultats concernant la datation lichénométrique des paléosandurs sont synthétisés dans la figure R22. En couplant nos données cartographiques sur les paléosandurs et les datations des terrasses, nous identifions deux types d'ajustement planimétrique post-PAG des plaines fluvioglaciaires : *(1)* une contraction progressive de la bande d'activité fluviale ; *(2)* un déplacement du secteur d'activité du sandur lié aux captures s'opérant au sein de la marge proglaciaire. Par ailleurs, les datations de certains paléosandurs suggèrent que la contraction et/ou la migration du sandur actif peut être légèrement antérieure au maximum PAG.

Signalons également que les paléosandurs du Kotárjökull et de l'Hólárjökull n'ont pu être datés en raison de l'absence de lichens : la terrasse la plus ancienne du Kotárjökull (P1) correspond au dépôt du jökulhlaup historique de 1727 et la surface végétalisée des paléosandurs postérieurs est composée exclusivement de matériaux fins dépourvue de lichens. Concernant l'Hólárjökull, le paléosandur P1 légèrement végétalisé paraît extrêmement récent et son abandon par les écoulements proglaciaires semble artificiel et totalement dépendant de l'ouvrage d'endiguement situé en amont (fig. R22). Nous pensons que la jeunesse de ce paléosandur explique l'absence de lichens sur les surfaces proximales prospectées.

#### *Contraction post-PAG de la bande d'activité fluviale*

D'une manière générale, les résultats révèlent une contraction progressive de la bande d'activité fluviale proximale depuis le maximum PAG. Cette tendance est perceptible à travers l'abandon successif, par les écoulements proglaciaires, des différentes générations de paléosandurs. Ce type d'évolution du paysage fluvioglaciaire semble être l'ajustement dominant et concerne les sandurs situés en aval du Sólheimajökull, du Morsárjökull, du Svínafellsjökull, du Kvíárjökull, du Fjallsjökull et de l'Hoffellsjökull (fig. R22). Sur ces sandurs, la bande d'activité fluviale proximale s'est progressivement concentrée en aval d'une brèche unique au sein du cordon morainique du maximum PAG. Actuellement, le plan d'accumulation fluvioglaciaire actif est donc encadré par les différentes générations de terrasses dont la préservation est vraisemblablement dépendante de la mobilité latérale et/ou de la vitesse d'incision des chenaux fluvioglaciaires proximaux (Charlton, 2008).

#### *Capture et déplacement du secteur d'activité fluviale*

La cartographie et la chronologie de l'abandon des plaines fluvioglaciaires mettent en évidence un second mode d'ajustement par capture et déplacement du secteur d'activité du sandur. Nous observons ce type d'ajustement exclusivement sur les sandurs où deux lobes glaciaires étaient coalescents au maximum PAG (fig. R22). Il s'agit des plaines fluvioglaciaires situées en aval des glaciers Skaftafellsjökull, Virkisjökull, Heinabergsjökull et Fláajökull dont les lobes étaient, au maximum PAG, respectivement coalescents avec ceux du Svínafellsjökull, du Falljökull, du Skálafellsjökull et d'un lobe divergent du Fláajökull. Le contact entre les deux lobes étant un exutoire privilégié pour les flux hydrosédimentaires (Thompson et Jones, 1986), le sandur actif se situait, au maximum PAG, prioritairement en aval du point de jonction des lobes. Lorsque les fronts des émissaires se déconnectent suite au recul glaciaire post-PAG, le sandur commun aux deux lobes est abandonné au profit des plaines intra-morainiques de chacune des marges proglaciaires puis des deux sandurs individualisés.

Notons que cette capture et ce déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire peut s'opérer tardivement et succéder à une dynamique de contraction de la bande active : sur les plaines fluvioglaciaires de l'Heinabergsjökull et du Skálafellsjökull (fig. R22), nous distinguons

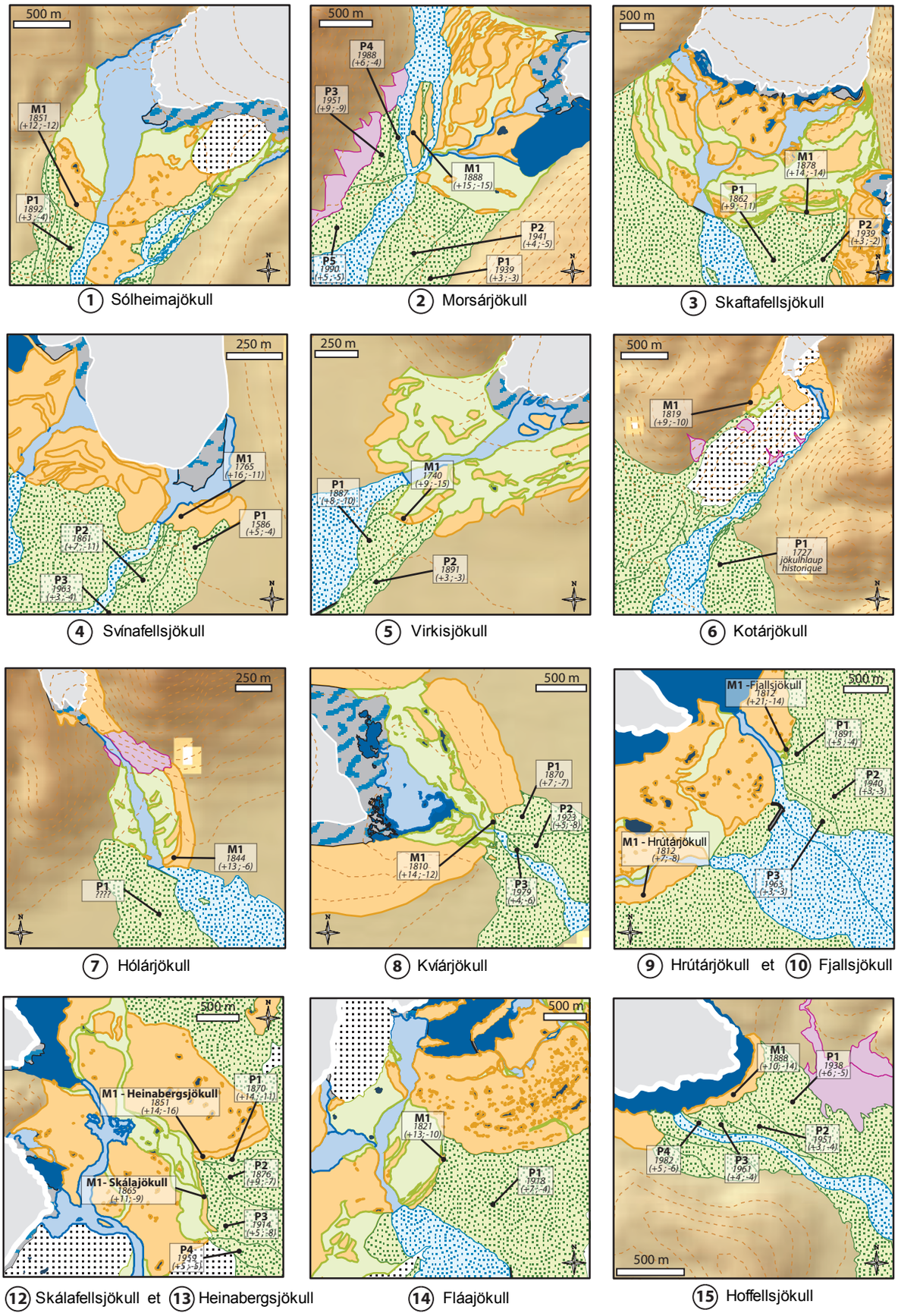



**Figure R22 - Datations lichénométriques des paléosandurs**

effectivement trois premiers paléosandurs (P1, P2 et P3) dont la mise en place est liée à la contraction de la bande active du plan d'accumulation fluvioglaciaire commun aux deux glaciers. C'est seulement en 1914, environ 50 ans après le maximum PAG, qu'une capture s'opère au sein de la marge proglaciaire du Skálafellsjökull provoquant l'abandon par les écoulements du paléosandur P3 et la mise en place du plan d'accumulation P4. Après 45 ans d'activité (où P4 s'est incisé et a vraisemblablement sapé le paléosandurs P3), une nouvelle capture s'opère dans la marge proglaciaire du Skálafellsjökull et provoque l'abandon de P4 en 1959 au profit de la plaine intra-morainique et du sandur encore actif actuellement.

En définitive, les deux types d'ajustement identifiés ne s'excluent pas l'un l'autre. Ils peuvent se succéder au cours de l'histoire de l'ajustement post-PAG du paysage fluvioglaciaire.

### Quid *des paléosandurs antérieurs au maximum PAG ?*

Les datations lichénométriques des paléosandurs de première génération (P1) des glaciers voisins Skaftafellsjökull et Svínafellsjökull sont antérieures au maximum PAG. Selon les datations, l'abandon de P1 en aval du Skaftafellsjökull intervient 16 années avant le maximum PAG. Concernant le Svínafellsjökull, le résultat est beaucoup plus surprenant puisque l'abandon du paléosandur le plus vieux intervient presque deux siècles (179 ans) avant le maximum PAG (fig. R22). Au-delà de la critique de la méthode de datation, ces résultats suggèrent deux interprétations alternatives :

[1] Une contraction latérale et/ou une capture et un déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire peuvent se produire en période d'avancée ou de stagnation glaciaire. En période d'avancée glaciaire dominante, ces ajustements sont vraisemblablement liés aux effets de barrages des moraines proglaciaires qui canalisent et contraignent spatialement l'évacuation des flux hydrosédimentaires.

[2] Une contraction latérale et/ou une capture et un déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire peuvent être provoqués par un recul momentané du front glaciaire au cours du PAG. La réavancée postérieure du glacier jusqu'au maximum d'extension du PAG ne provoque pas une aggradation et un élargissement de la bande d'activité fluvioglaciaire du sandur suffisante pour détruire et/ou recouvrir le plan d'accumulation antérieur au recul momentané du PAG. Ce scénario peut expliquer la longévité de certains plans d'accumulation fluvioglaciaire antérieurs au maximum PAG.

## 8.1.2. Analyse des profils transversaux : rythmes d'incision des paléosandurs proximaux

L'analyse des profils transversaux permet de préciser dans la dimension verticale les deux types d'ajustement planimétrique identifiés et de quantifier l'incision proximale des plaines fluvioglaciaires. Pour des raisons d'accessibilité sur le terrain, seulement six glaciers ont pu faire l'objet d'un levé complet du profil en travers des sandurs et paléosandurs proximaux. Il s'agit des plaines fluvioglaciaires du Sólheimajökull, du Morsárjökull, du Kviárjökull, du Fjallsjökull, du Fláajökull et de l'Hoffellsjökull (les profils en travers levés sur les autres sandurs étudiés sont situés plus en aval et ne peuvent être intégrés dans cette étude ciblée sur le secteur proximal).

### *Apports des profils transversaux à la typologie des ajustements planimétriques*

La cartographie et les profils en travers des paléosandurs permettent d'interpréter les processus d'incision qui affectent les plaines fluvioglaciaires sud-islandaises depuis la fin du PAG (fig. R23). Notons que cinq des six terrains conservés pour l'étude des profils transversaux présentent une marge proglaciaire dans laquelle plusieurs terrasses sont emboîtées, la plus ancienne étant toujours adossée à la moraine frontale du maximum historique. En revanche, les terrasses plus récentes sont parfois déconnectées de cette moraine. C'est le cas notamment à l'aval des glaciers Kviárjökull, Fjallsjökull et Hoffellsjökull. Cette observation traduit soit une migration vers l'aval de la dynamique de contraction de la bande active, soit une destruction de la partie amont des paléosandurs récents liée aux dynamiques d'avulsion du chenal actif et au sapement latéral.

Sur les six terrains étudiés, seul le sandur du Fláajökull présente un profil transversal totalement différent, révélateur d'un ajustement particulier où interviennent des processus de capture et de déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire. Comme nous l'avons vu précédemment, la cartographie des moraines montre qu'au maximum PAG, le Fláajökull se composait de deux lobes glaciaires coalescents (voir fig. R23, à l'amont du point B du profil en travers). La jonction entre les deux lobes étant un exutoire privilégié pour l'évacuation de l'eau de fonte et des sédiments d'origine glaciaire, la topographie du paléosandur P1 du Fláajökull mime celle d'un cône alluvial (traduisant ainsi l'abondance des apports sédimentaires glacigéniques lors de la mise en place de P1). Le profil en travers effectué sur P1 révèle d'ailleurs une convexité transversale similaire à celle d'un cône. À la suite du recul glaciaire et de l'éloignement des deux lobes, cet exutoire des flux hydrosédimentaires a été abandonné au profit d'une autre brèche traversant les moraines du maximum historique. En définitive, l'analyse du profil transversal du paléosandur du Fláajökull confirme l'ajustement par capture et le déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire suggéré par l'analyse planimétrique.

### *Quantification de l'incision proximale*

Afin d'appréhender les processus et les rythmes d'incision des sandurs proximaux, les altitudes relatives des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires datés ont été reportés sur la figure R24-A. La détermination de l'âge de la moraine marquant l'extension glaciaire maximale au PAG et de la date d'abandon du paléosandur le plus ancien adossé à cette moraine permet d'estimer le temps de réaction du sandur au recul glaciaire. D'après les datations lichénométriques, il existe en effet un délai entre le maximum PAG et l'incision du sandur proximal. Ce temps de réaction varie entre 41 ± 16 ans pour le Sólheimajökull et 97 ± 17 ans pour le Fláajökull (fig. R24-B). Après cette période de latence, l'incision ou la capture débute en délaissant le paléosandur le plus ancien et se poursuit en abandonnant parfois des terrasses plus jeunes, ce qui révèle le caractère non linéaire de l'incision et le franchissement successif de seuils géomorphologiques. C'est le cas notamment du Morsárjökull et de l'Hoffellsjökull à l'aval desquels se distinguent respectivement six et quatre générations de paléosandurs. Les vitesses moyennes d'incision du sandur proximal, calculées au cours de la période s'étalant depuis l'abandon du plus vieux sandur jusqu'à 2007, varient de 0,045 ± 0,006 $m.an^{-1}$ pour le Morsárjökull à 0,152 ± 0,013 $m.an^{-1}$ pour le Fláajökull (fig. R24-C). Dans ce dernier cas, il s'agit d'une migration du secteur d'activité fluviale vers un espace dont on ne peut affirmer qu'il était inactif avant l'abandon du paléosandur le plus ancien. L'hypothétique abaissement du niveau topographique du sandur proximal du Fláajökull est à considérer avec beaucoup de prudence.

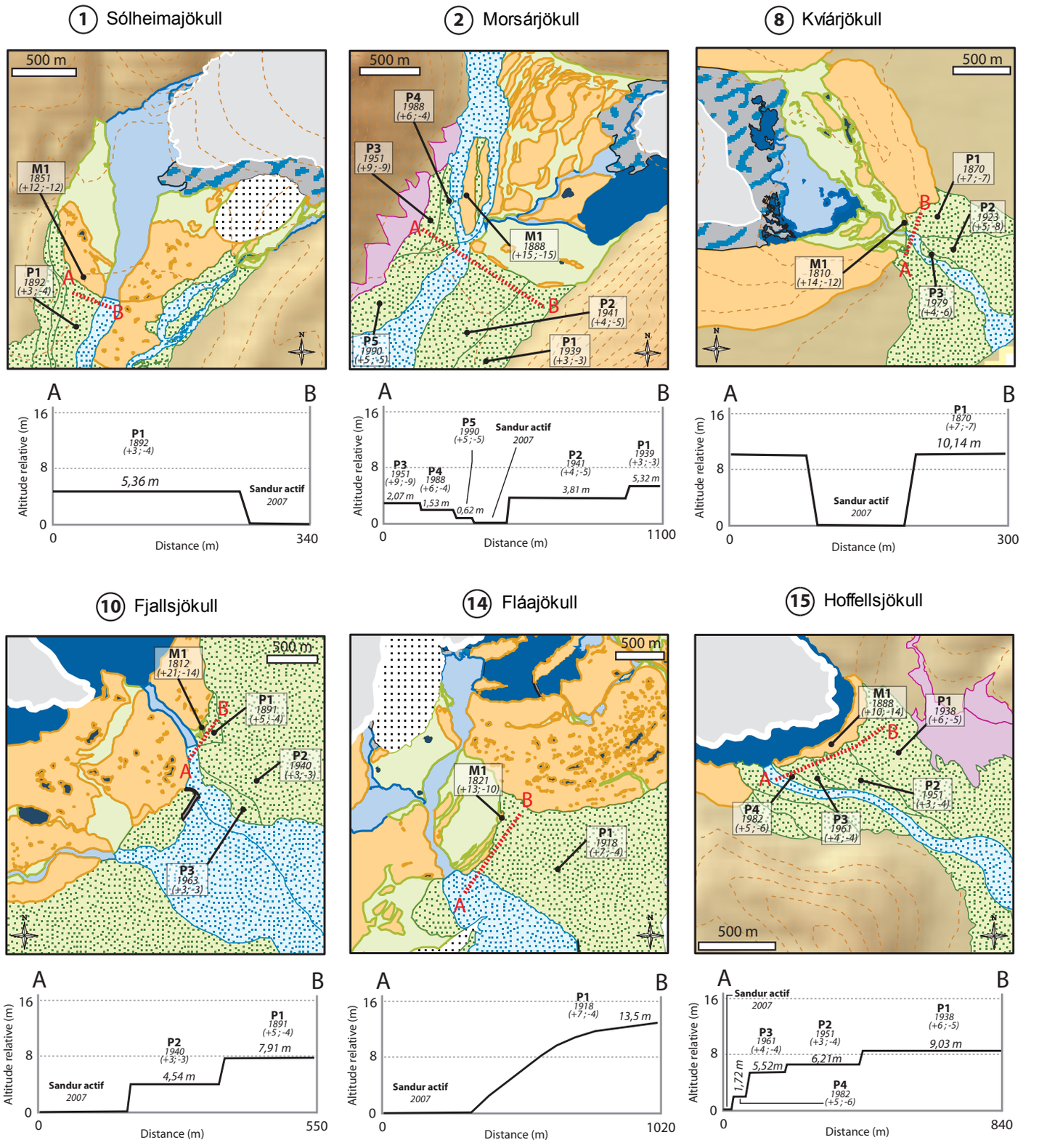



**Figure R23 - Profils en travers des sandurs et paléosandurs proximaux**

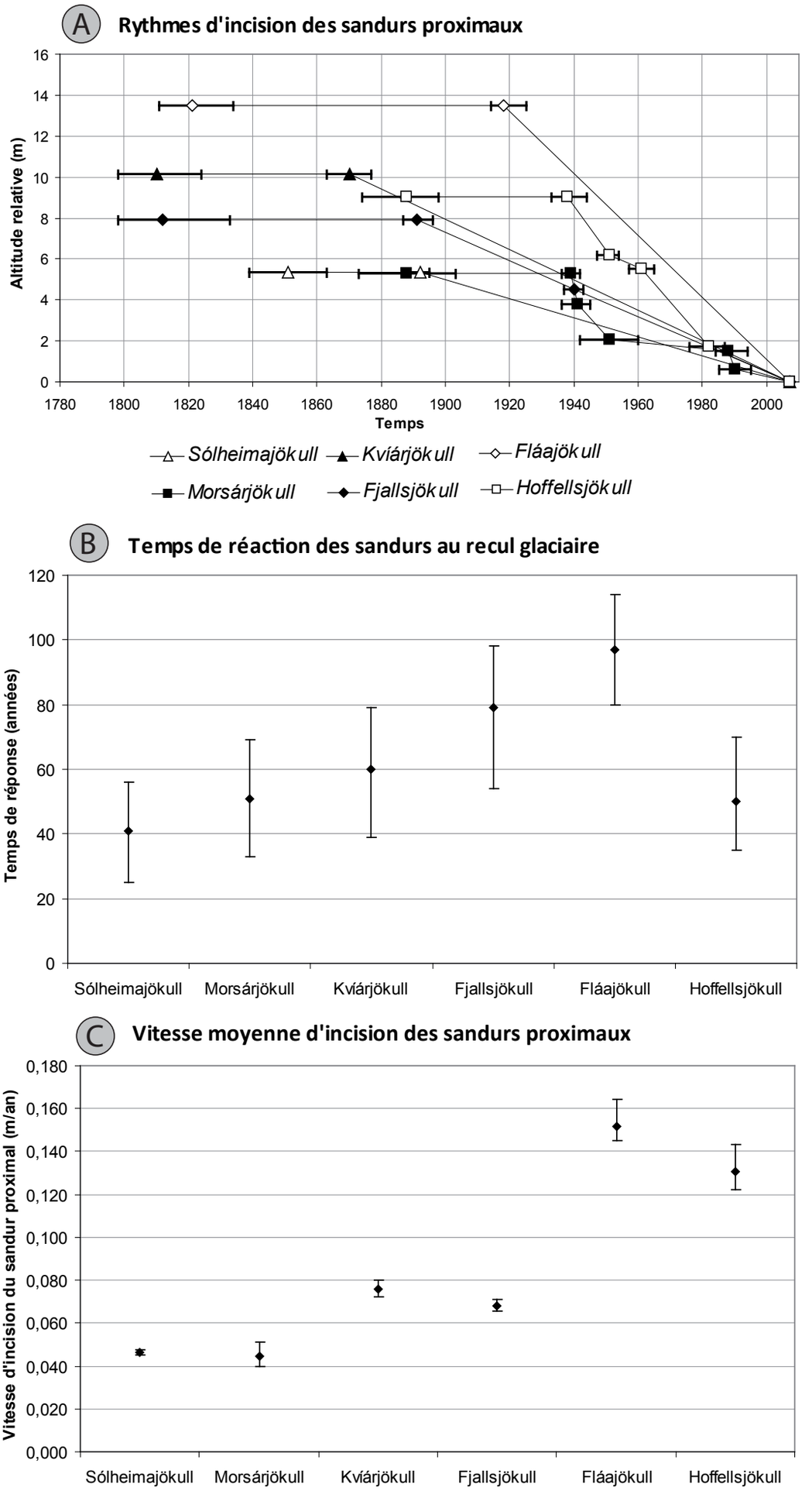



**Figure R24 - L'incision des sandurs proximaux**

En examinant plus précisément les courbes des sandurs proximaux du Morsárjökull et de l'Hoffellsjökull sur la figure R24-A, il semble que la vitesse d'incision ait tendance à diminuer au cours du temps en raison notamment de l'éloignement du front du glacier. À partir des données disponibles sur la fluctuation des fronts glaciaires des langues sud-islandaises (*cf.* 5.2.2), nous avons cherché à identifier l'impact des réavancées glaciaires sur la vitesse d'incision du sandur proximal. Au préalable, nous avons dû sélectionner les deux glaciers qui présentaient à la fois un nombre important de terrasses datées et une série de mesures fiables concernant la fluctuation de leur front. Malgré la présence de nombreuses lacunes dans l'enregistrement de la fluctuation du front de l'Hoffellsjökull, ce dernier et le Morsárjökull sont les seuls glaciers à répondre à ces critères. En raison de l'absence d'enregistrement de la fluctuation du front de l'Hoffellsjökull en 1959, la courbe de la variation cumulée de son front ne peut être reconstituée qu'au cours de la période 1930-1958 (fig. R25-B). Néanmoins, en examinant les données relatives aux deux émissaires du Vatnajökull retenus, il semble qu'une période de réavancée du front glaciaire soit susceptible de provoquer un ralentissement de la vitesse d'incision du sandur proximal. Ce phénomène est perceptible sur le sandur à l'aval de l'Hoffellsjökull (fig. R25-B). En effet, les avancées du front du glacier survenues durant les années 1950 et le ralentissement notable de la vitesse d'incision du sandur proximal sont synchrones. Entre 1951 et 1961, la vitesse d'incision diminue de 70 % environ par rapport à la période précédente (1938-1951). Pourtant, l'Hoffellsjökull n'effectue que des réavancées mineures (entre 15 et 30 mètres) entrecoupées de courtes périodes de recul. Cependant, il s'agit là d'un résultat qualitatif qu'il faut considérer avec une extrême prudence. Le lien de cause à effet entre le rythme de la fluctuation du front glaciaire et la vitesse d'incision du sandur proximal ne semble pas systématique. Les réavancées de l'Hoffellsjökull du milieu des années 1970 ne semblent pas avoir ralenti l'incision du sandur (fig. R25-B). L'exemple du Morsárjökull est plus complexe à interpréter puisque le ralentissement de la vitesse d'incision du sandur proximal semble s'opérer avant la période de réavancée glaciaire des années 1970-1980 (fig. R25-A). Il reste cependant plausible que l'incision ait perduré pendant la période de recul de 1951 à 1972 et que la période de réavancée ininterrompue entre 1972 et 1986 ait provoqué une aggradation du sandur proximal, détruisant ainsi les éventuelles terrasses témoignant de l'incision antérieure (fig. R25-A).

## 8.2. Ajustements du profil en long du sandur : incision proximale et aggradation distale

L'analyse des profils en longs levés sur les paléosandurs datés et les sandurs actifs permettent de comprendre la logique longitudinale de l'ajustement post-PAG des plans d'accumulation fluvioglaciaire. Les résultats concernant ces profils longitudinaux sont synthétisés dans la figure R26. Précisons que les positions des moraines du maximum PAG, des tributaires, des cônes alluviaux, des affleurements rocheux, des digues et des ponts ont été reportées sur les profils afin de prendre en compte leur influence éventuelle sur les valeurs de pente locales (fig. R26).

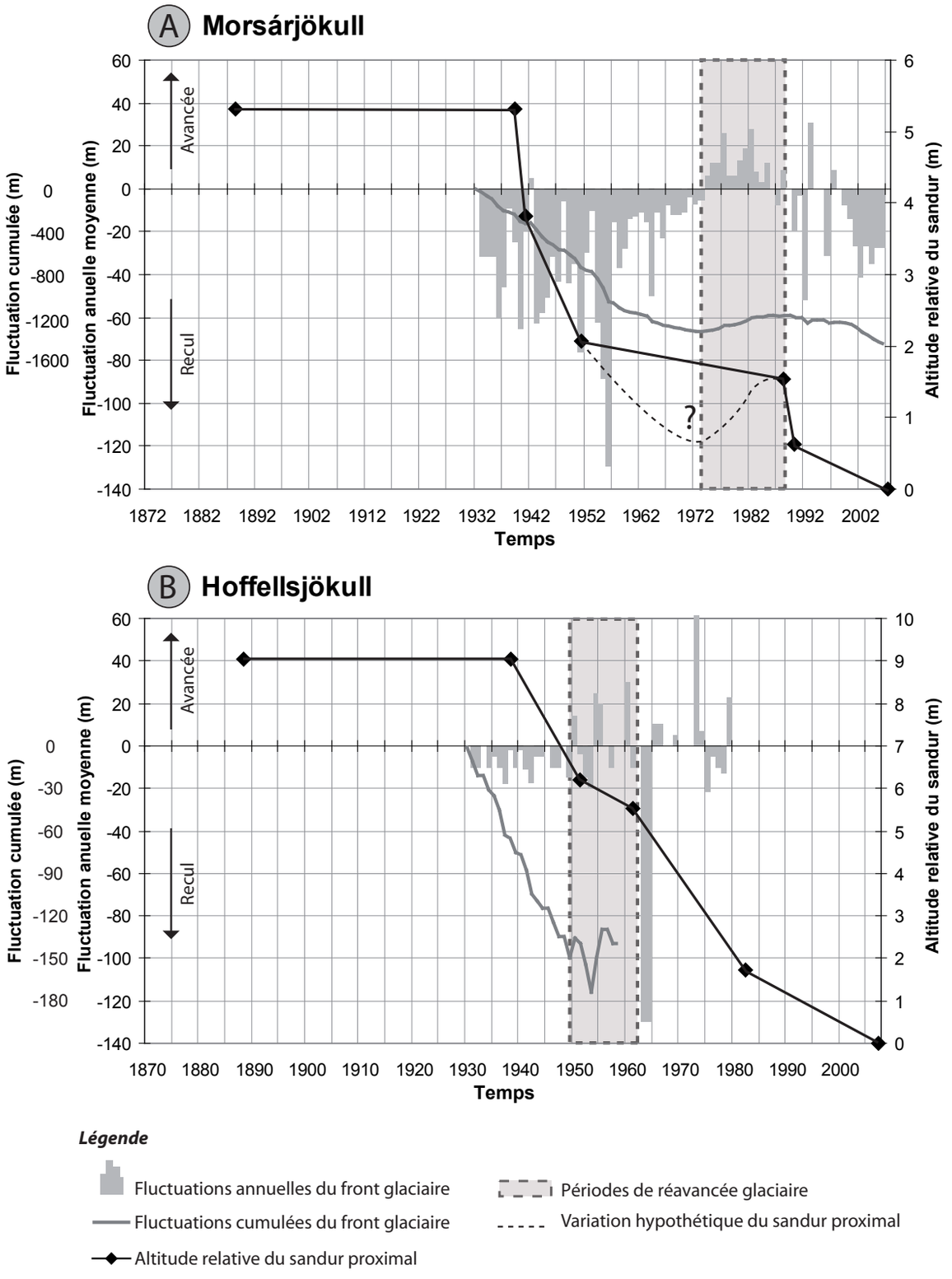
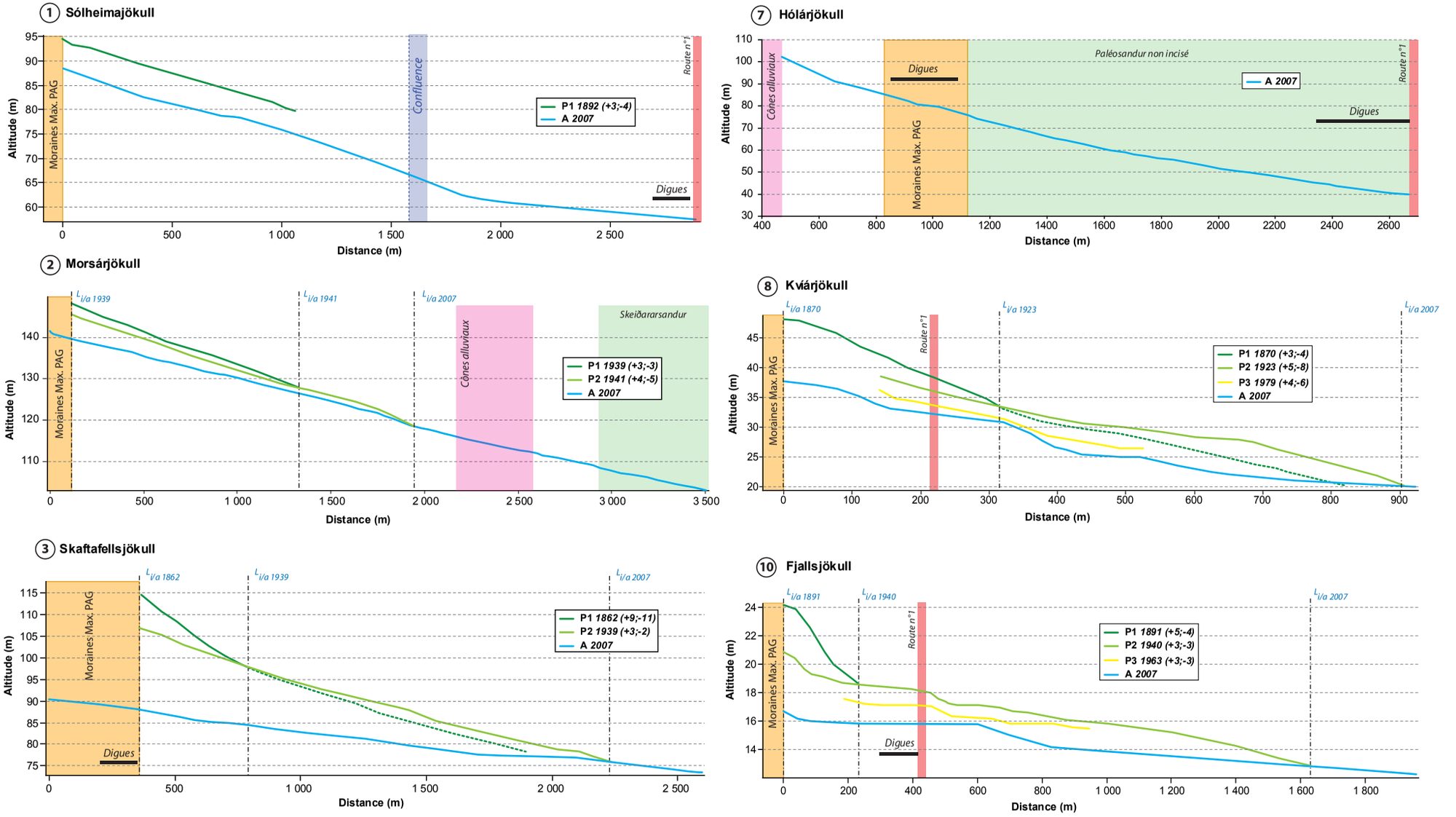
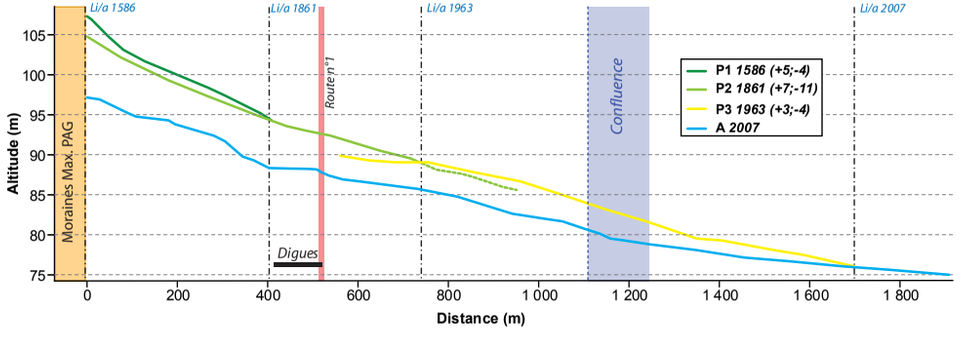



**Figure R25 - Réponse de la vitesse d'incision des sandurs proximaux aux fluctuations glaciaires**

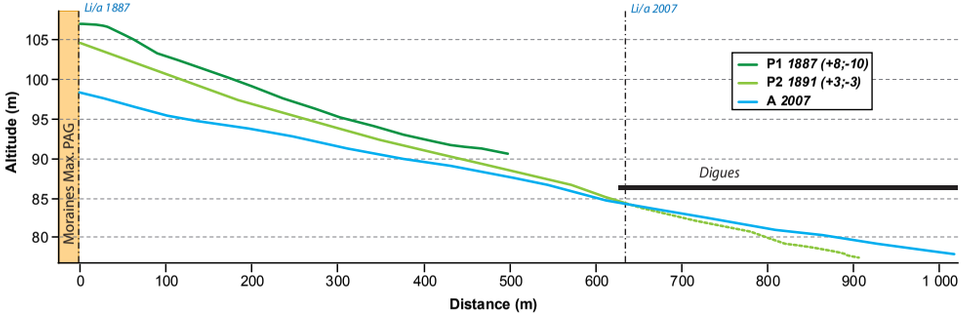
**Figure R26 - Profils longitudinaux des sandurs et paléosandurs**



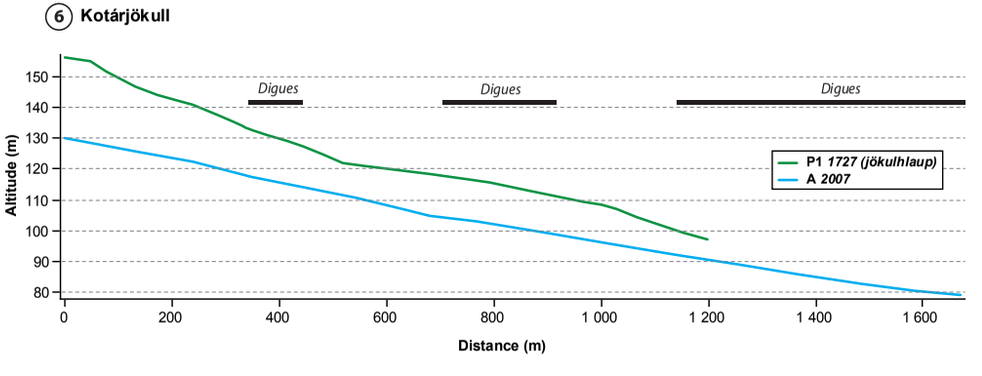
## 4 Svínafellsjökull



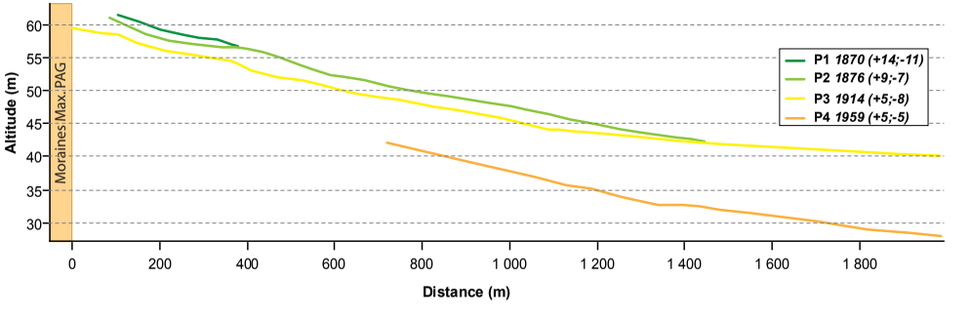

## 5 Virkisjökull



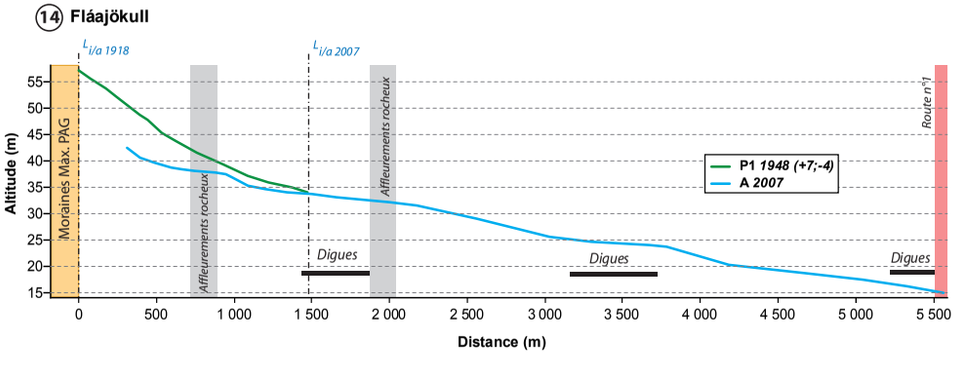

## 6 Kotárjökull



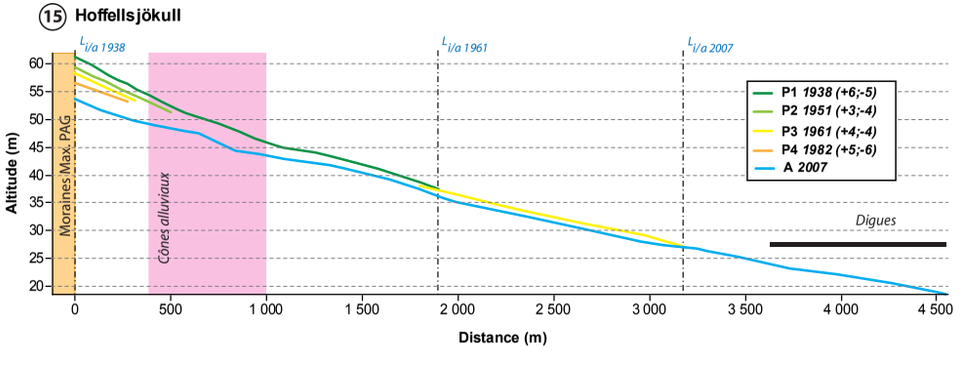

## 12 Skálafellsjökull et 13 Heinabergsjökull




## 14 Fláajökull




## 15 Hoffellsjökull



### 8.2.1. UN MODE D'AJUSTEMENT DOMINANT DU PROFIL EN LONG

D'une manière générale, l'examen des profils en long révèle un mode d'ajustement des plans d'accumulation dominant où l'incision proximale (déjà identifiée lors de l'analyse des profils transversaux dans la partie précédente) s'accompagne le plus souvent d'une aggradation distale.

#### *Incision et diminution de la pente proximale*

De manière quasi-systématique, la pente des plans d'accumulation fluvioglaciaire s'est affaiblie depuis le maximum PAG. La diminution de la pente est d'ailleurs perceptible qualitativement en comparant visuellement (fig. R26) les profils des paléosandurs post-PAG de première génération (généralement notés P1 à l'exception du Skaftafellsjökull et du Svínafellsjökull dont les sandurs de première génération sont antérieurs au maximum PAG) et les sandurs actifs en 2007 (notés A). De manière plus quantitative, la pente moyenne des sandurs proximaux (les 500 premiers mètres depuis les moraines du maximum PAG) a été calculée à l'aide d'une régression linéaire simple : les résultats indiquent, pour tous les sandurs confondus, une diminution moyenne de la pente proximale de 0,011 $m.m^{-1}$ entre les paléosandurs post-PAG de première génération et les sandurs actifs en 2007 (fig. R27). D'un sandur à l'autre, il existe néanmoins une forte variabilité de l'affaiblissement post-PAG de la pente proximale. Notons par exemple que les valeurs de pente du sandur et du paléosandur de l'Hólárjökull sont identiques, signalant ainsi l'absence d'incision proximale (fig. R27). A l'inverse, la pente proximale du sandur du Fjallsjökull a chuté de 0,0311 $m.m^{-1}$, passant de 0,0339 $m.m^{-1}$ en 1891 (79 ans après le maximum PAG) à 0,0028 $m.m^{-1}$ en 2007 (195 ans après le maximum PAG). Signalons que, pour le Fjallsjökull, la comparaison des pentes proximales anciennes (paléosandur P1) et actuelles (sandur actif en 2007) ne s'appuie que sur les 200 premiers mètres depuis les moraines du maximum PAG en raison de l'étroitesse du fragment conservé du paléosandur P1. Par conséquent, les mesures de pentes effectuées sur ce terrain reflètent davantage les concavités proximales et sont difficilement comparables avec les autres sandurs étudiés. En revanche, l'ampleur de l'ajustement post-PAG observé de la pente proximale du sandur du Fjallsjökull reste valide.

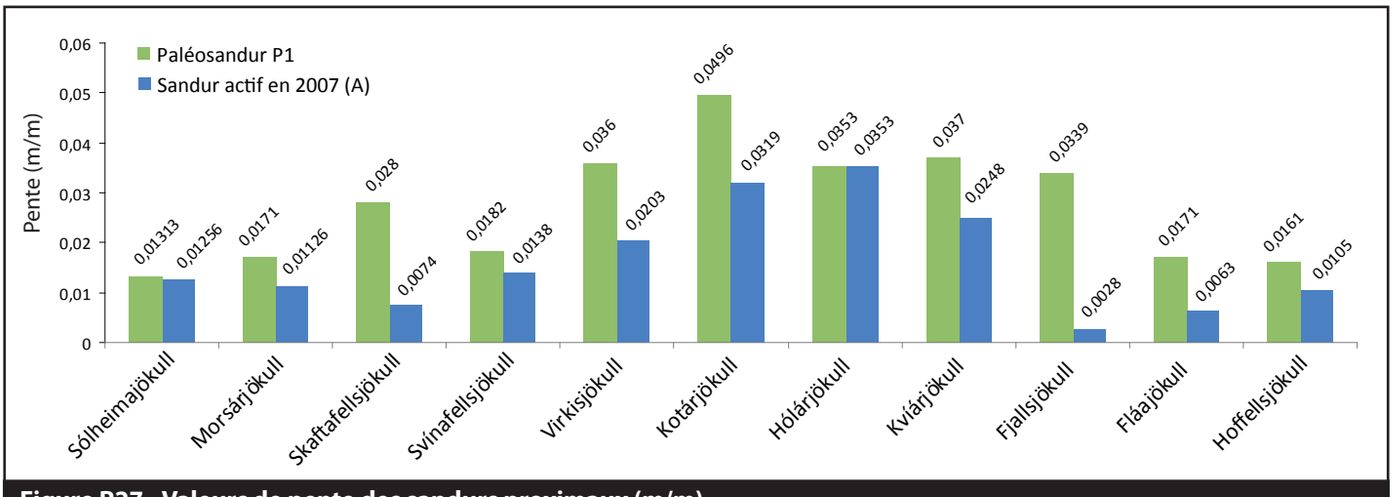



**Figure R27 - Valeurs de pente des sandurs proximaux (m/m)**

### *De l'incision proximale à l'aggradation distale : vagues sédimentaires progradantes*

La diminution de la pente des sandurs est principalement le fruit de l'incision proximale des plaines fluvioglaciaires. Cependant, l'incision proximale s'accompagne le plus souvent d'une aggradation distale des sandurs qui contribue à affaiblir la pente globale des plans d'accumulation. En effet, sur les douze sandurs étudiés, neuf plaines fluvioglaciaires présentent ce type d'ajustement post-PAG du profil longitudinal : il s'agit du Morsárjökull, du Skaftafellsjökull, Svínafellsjökull, du Virkisjökull, du Kvíárjökull, du Fjallsjökull, du sandur commun au Skálafellsjökull et de l'Heinabergsjökull, du Fláajökull, et de l'Hoffellsjökull (fig. R26). Sur ces terrains, à l'exception du sandur commun au Skálafellsjökull et à l'Heinabergsjökull dont le profil longitudinal du sandur actif n'a pu être levé sur le terrain, nous sommes en mesure de différencier les secteurs d'incision proximale et d'aggradation distale en identifiant la limite séparant les deux zones ($L_{I/A}$). Cette limite, reportée sur les profils longitudinaux (fig. R26), migre progressivement vers l'aval au cours du temps, indiquant un accroissement de la zone affectée par la dynamique d'incision (fig. R26). Cette évolution signale un déficit sédimentaire pérenne provoquant une progression vers l'aval de l'incision proximale. Selon les résultats, la recharge sédimentaire du sandur actif s'effectue prioritairement par la remobilisation du matériel du fond du lit (incision proximale) plutôt que par une érosion latérale des stocks fluvioglaciaires proximaux. L'ampleur du déficit sédimentaire marginal et la contrainte exercée par les moraines proglaciaires sur la dynamique latérale du sandur proximal en sont vraisemblablement la cause. L'érosion verticale du stock sédimentaire proximal produit une ou plusieurs vagues sédimentaires qui migrent vers l'aval et provoque une aggradation distale (Germanoski et Harvey, 1993 ; Gurnell *et al*., 1999). Notons que cette aggradation distale n'est finalement que momentanée : la dynamique d'incision proximale a tendance à s'étendre en aval et affecte les secteurs préalablement exhaussés.

### *Ajustements atypiques*

En revanche, les plaines fluvioglaciaires du Sólheimajökull, du Kotárjökull et de l'Hólárjökull ne présentent pas le même mode d'ajustement post-PAG du profil longitudinal (fig. R26). Le sandur du Sólheimajökull a connu une incision de sa partie proximale depuis le maximum PAG. Cependant, aucun signe d'aggradation distale n'a été relevé sur le terrain. De plus, la diminution post-PAG de la pente proximale reste extrêmement faible (0,013 $m.m^{-1}$ pour P1 contre 0,012 $m.m^{-1}$ pour le sandur actif). Nous pensons que le fort pouvoir d'incision des jökulhlaups volcaniques qui affectent la marge proglaciaire du Sólheimajökull est responsable de cette dégradation uniforme du sandur et de l'absence de zone d'aggradation distale. Le sandur du Kotárjökull est lui aussi affecté par les jökulhlaups volcaniques. D'ailleurs, le paléosandur dont le profil longitudinal a été levé constitue le dépôt majeur du jökulhlaup historique de 1727. Nous pensons que l'incision successive de ce dépôt est indépendante des fluctuations du glacier Kotárjökull et correspond plutôt à un retour progressif du sandur aux conditions pré-jökulhlaup (Thompson et Jones, 1986). En revanche, le cas de l'Hólárjökull est plus surprenant : aucune incision du « paléosandur » n'a été constatée sur le terrain. Comme nous l'avons précédemment évoqué (*cf.* 8.1.1), le « paléosandur » de l'Hólárjökull paraît extrêmement récent (absence de lichens) et son abandon par les écoulements proglaciaires semble artificiel et dépendant de l'ouvrage d'endiguement situé immédiatement à l'amont. Par conséquent, le « paléosandur » de l'Hólárjökull ne correspond pas à une diminution de l'emprise spatiale de l'activité fluvioglaciaire en réponse au recul glaciaire. D'autre part, la présence de larges cônes alluviaux au sein de la marge proglaciaire de ce glacier « cascade »

(selon la typologie proposée dans le chapitre précédent) fournit vraisemblablement un stock de matériel abondant qui pallie le déficit sédimentaire marginal et inhibe l'incision proximale.

### *Les contrôles locaux du profil en long des sandurs actifs en 2007*

Les profils longitudinaux des sandurs actifs du Svínafellsjökull, du Kvíárjökull, du Fjallsjökull et du Fláajökull révèlent les contraintes locales exercées par les ouvrages d'endiguement ou les affleurements rocheux sur le transit hydrosédimentaire amont-aval. En effet, sur ces terrains, nous pouvons remarquer une diminution significative de la pente locale en amont des ponts de la route numéro 1 ou des affleurements rocheux. Ces zones de dépôt forcé, liées aux effets de barrage et à la contrainte latérale exercée par l'endiguement et les affleurements, peuvent limiter la progradation des vagues sédimentaires successives et modifier le schéma-type d'ajustement post-PAG du profil longitudinal en modérant l'incision proximale.

D'autre part, le large cône alluvial présent en rive gauche du sandur de l'Hoffellsjökull semble avoir un effet sur le profil longitudinal de la plaine fluvioglaciaire active. Nous constatons en effet une augmentation locale de la pente vraisemblablement liée à l'apport latéral de matériel issu du cône (Knighton, 1998). A contrario, le cône alluvial en rive gauche du sandur distale du Morsárjökull ne semble avoir aucun effet sur les valeurs de pente du plan d'accumulation fluvioglaciaire actif en 2007. Néanmoins, il semblerait que la présence de larges cônes alluviaux très actifs puisse également modifier le schéma-type d'ajustement post-PAG du profil longitudinal en exerçant un contrôle local sur les valeurs de pente.

## 8.2.2. Rythmes de migration aval de l'incision proximale

A partir des datations lichénométriques des paléosandurs post-PAG de première génération, il est possible de calculer les vitesses moyennes de progression longitudinale et d'abaissement altitudinal de la limite distale de la zone d'incision. Autrement dit, il s'agit de quantifier la rapidité de migration aval de la $L_{I/A}$ dans les dimensions longitudinales et verticales. Ces données, synthétisées sur la figure R28, nous renseignent sur les rythmes de progradation des vagues sédimentaires et plus généralement sur l'ampleur du déficit sédimentaire proximal.

L'examen de la figure R28 permet d'identifier un premier groupe relativement homogène de sandurs dans lesquels la migration aval de la zone d'incision proximale est plutôt lente. Il s'agit des sandurs des glaciers Virkisjökull, Svínafellsjökull, Fláajökull, Kvíárjökull et Fjallsjökull dont les vitesses moyennes de migration post-PAG de la $L_{I/A}$ sont inférieures à 10 m.an$^{-1}$ dans la dimension longitudinale et à 0,4 m.an$^{-1}$ dans la dimension verticale. En revanche, concernant les sandurs du Skaftafellsjökull, du Morsárjökull et de l'Hoffellsjökull, les vitesses de progradation longitudinale des vagues sédimentaires sont plus élevées et dépassent 15 m.an$^{-1}$ avec un maximum de 26,9 m.an$^{-1}$ pour l'Hoffellsjökull. Sur l'aspect vertical de la migration aval de la $L_{I/A}$, deux de ces trois derniers sandurs se distinguent franchement : l'Hoffellsjökull connaît une vitesse d'abaissement altitudinale de la $L_{I/A}$ comparable à celles du premier groupe de sandurs identifié (0,22 m.an$^{-1}$) tandis que celle du sandur du Morsárjökull est très élevée par rapport à l'ensemble des plaines fluvioglaciaires étudiées (1 m.an$^{-1}$). Enfin, le Skaftafellsjökull occupe une place intermédiaire avec une vitesse d'abaissement altitudinale de la $L_{I/A}$ s'élevant à 0,52 m.an$^{-1}$.

Ces résultats indiquent que le déficit sédimentaire proximal des sandurs des glaciers Virkisjökull, Svínafellsjökull, Fláajökull, Kvíárjökull et Fjallsjökull est probablement moins prononcé que celui des sandurs du Skaftafellsjökull, du Morsárjökull et de l'Hoffellsjökull dont la zone

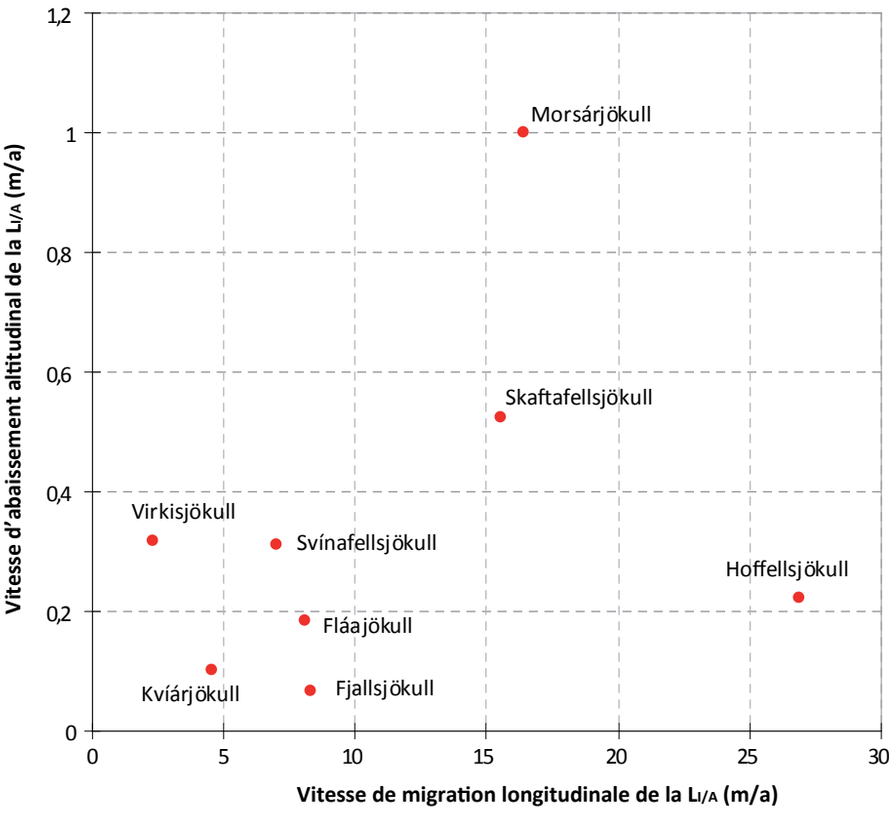
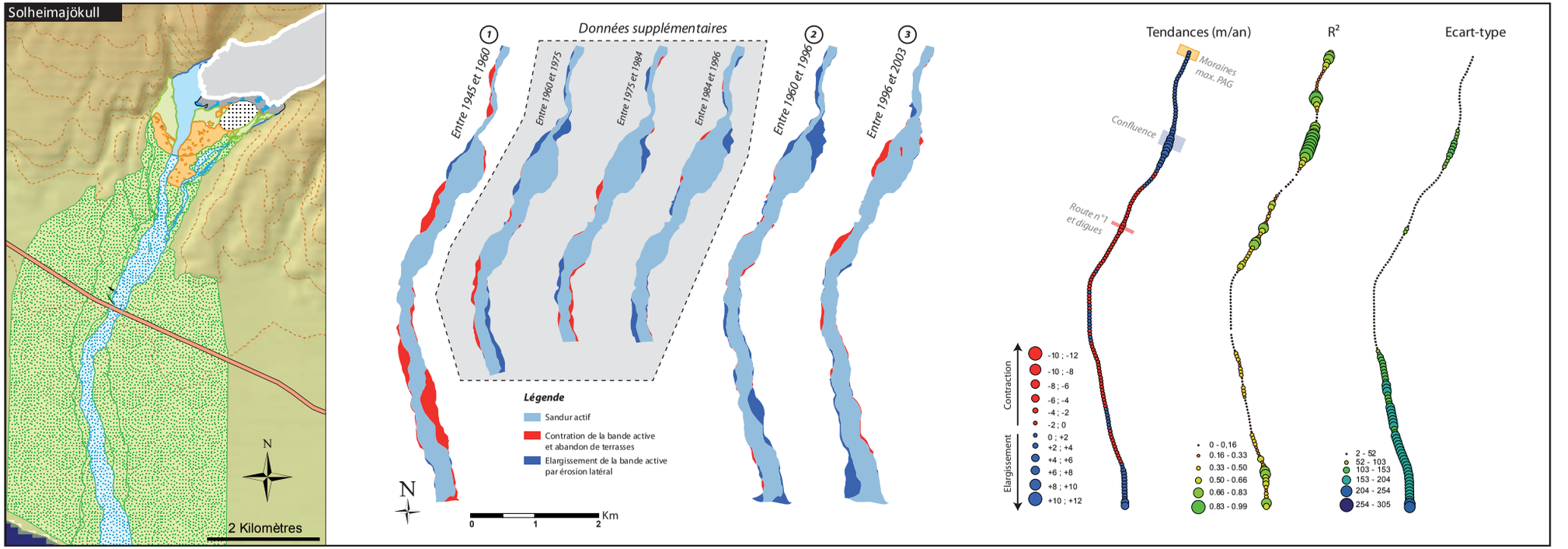
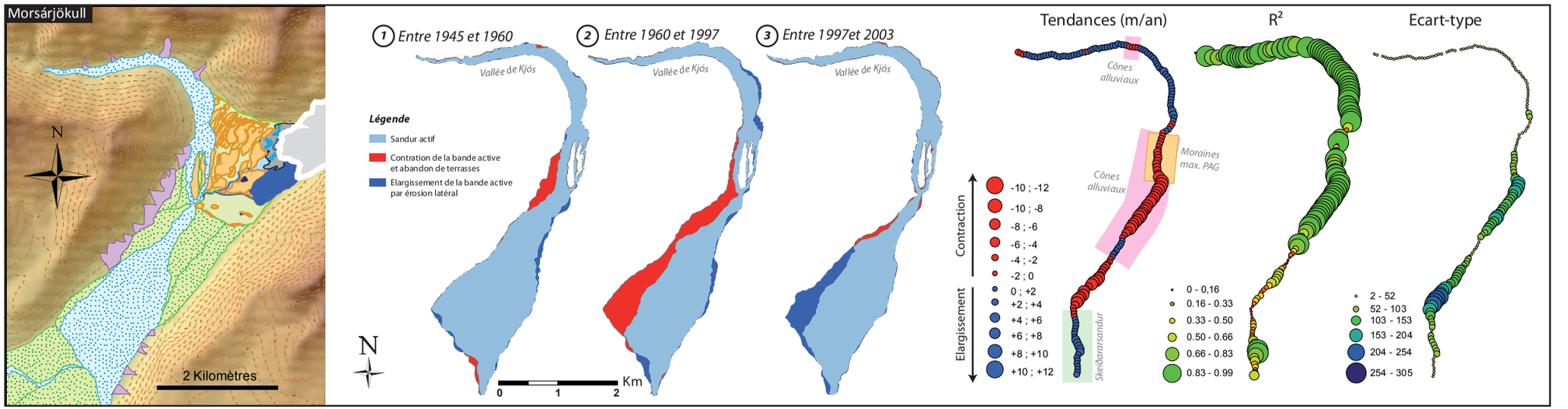


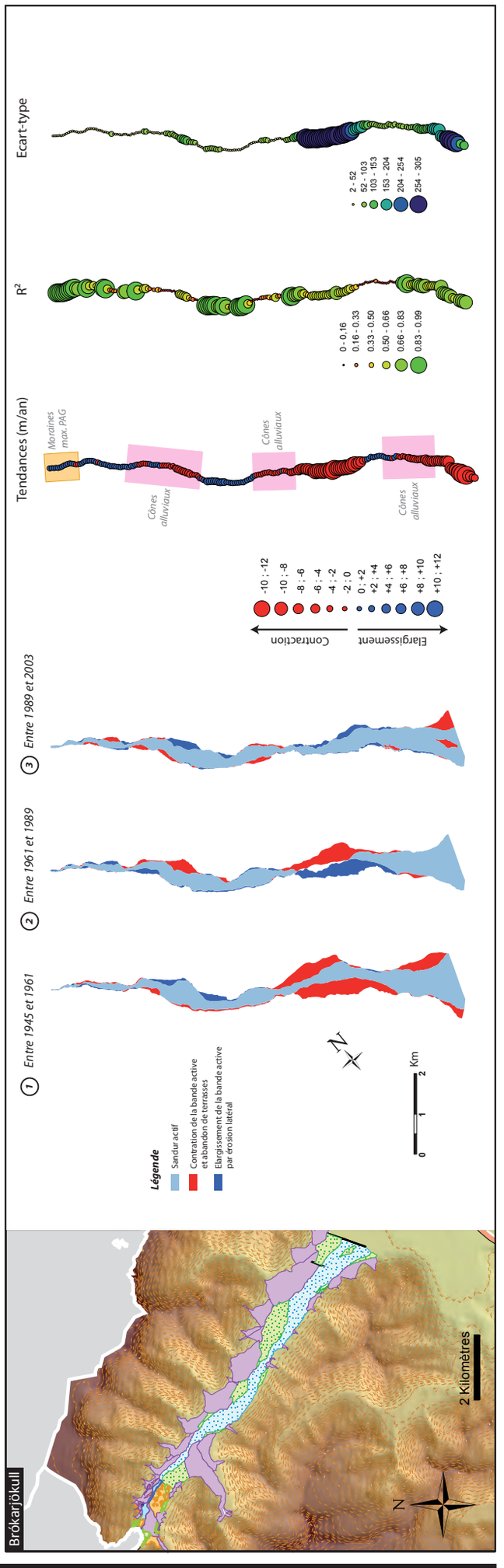

**Figure R28 - Vitesses de migration aval de la $L_{I/A}$**

d'incision proximal a rapidement migré vers l'aval. Notons que les vitesses de migration longitudinale de la de la $L_{I/A}$ sont significativement et positivement corrélées avec les datations du maximum PAG glaciaire ($R^2$=0,74 ; p=0,006), la pente globale des glaciers ($R^2$=0,57 ; p=0,030) et l'abondance de lacs proglaciaires dans l'espace marginal ($R^2$=0,623 ; P=0,020). Autrement dit, la progression aval de la zone d'incision est curieusement plus rapide pour les glaciers en pente forte. Ce résultat est surprenant puisqu'il contredit l'idée que les glaciers véloces puissent, malgré le recul post-PAG, alimenter abondamment la marge proglaciaire en sédiments glacigéniques et modérer le déficit sédimentaire et l'incision proximale. En revanche, la corrélation positive avec la superficie occupée par les lacs proglaciaires dans l'espace marginal confirme le rôle aggravant que jouent ces unités paysagères dans le déficit sédimentaire proximal en piégeant notamment la fraction grossière du transit sédimentaire glacio-fluvial. Néanmoins, il faut rester prudent sur l'interprétation de ces résultats statistiques compte tenu du faible nombre de sandurs que nous avons pu conserver pour cette étude des rythmes de migration aval de la $L_{I/A}$.

**Figure R29 - Ajustement post-PAG de la bande d'activité fluviale des sandurs**






## 8.3. Ajustements de la morphologie en plan : le jeu des contrôles locaux et l'incidence des jökulhlaups

A partir de la cartographie diachronique des sandurs actifs du Sólheimajökull, du Morsárjökull et du Brókarjökull, nous avons quantifié et spatialisé les tendances à la contraction ou à l'élargissement de la bande active de 1945 à 2003. Les résultats sont synthétisés sur la figure R29. Précisons que l'analyse des tendances à la diminution ou à l'augmentation de la largeur de la bande active a été effectuée grâce à une régression linéaire simple (variation de la largeur de la bande active au cours du temps pour chaque station de mesure). La cartographie des valeurs du coefficient de détermination ($R^2$) permet d'apprécier globalement la qualité et la significativité des tendances observées. D'autre part, la spatialisation de l'écart-type des largeurs de bande active mesurées au cours du temps permet de différencier les zones fluvioglaciaires stables des zones à forte dynamique latérale. Ajoutons que les positions des moraines du maximum PAG, des tributaires, des cônes alluviaux et des ponts (route n°1) ont été reportées sur la cartographie des tendances afin de relever leur influence sur les ajustements de la largeur de la bande d'activité fluviale (fig. R29).

Les résultats sur le suivi de la largeur de la bande active depuis 1945 nuancent le schéma de contraction et d'incision post-PAG du sandur proximal identifié précédemment (*cf.* 8.1.1 et 8.1.2). Plus qu'un ajustement du sandur répondant directement au recul glaciaire, nos résultats soulignent les contrôles opérés par les moraines, les cônes alluviaux et les tributaires sur le transit sédimentaire.

### *Sandur du Sólheimajökull : stabilité de la bande active et jökulhlaups*

Le sandur du Sólheimajökull est caractérisé par un élargissement proximal et une contraction distale (fig. R29). Malgré des valeurs d'élargissement et de contraction maximales pouvant atteindre

+6,5 m.an$^{-1}$ et -2,5 m.an$^{-1}$, les tendances d'évolution de la bande active du Sólheimasandur restent néanmoins assez faibles (écart-type des tendances de 1,8 m.an$^{-1}$). Les tendances à l'élargissement de la bande active sont les plus significatives en aval immédiat des moraines du maximum PAG et surtout au niveau de la zone de confluence où l'élargissement peut dépasser les +6 m.an$^{-1}$. Notons aussi que l'espace deltaïque à l'extrémité aval du sandur est également affecté par une tendance à l'élargissement significative pouvant atteindre +5 m.an$^{-1}$. Les secteurs de contraction significative de la bande d'activité fluviale sont exclusivement situés au niveau du pont de la route numéro 1 où des ouvrages d'endiguement, contraignant latéralement le sandur, ont été construits durant la période d'étude (plus exactement entre 1945 et 1960).

D'une manière générale, le sandur du Sólheimajökull montre une stabilité latérale inhabituelle pour les plaines fluvioglaciaires. Seule la partie distale semble véritablement mobile comme en témoignent les fortes valeurs des écart-types calculés (fig. R29). Rappelons que ce sandur est marqué par un profond chenal d'incision calibré par les jökulhlaups. Nous pensons que les écoulements proglaciaires dits « normaux », selon la typologie de Maizels (1993), ne sont pas suffisamment compétents pour modifier plus profondément la morphologie en plan du sandur actuel.

### *Sandur du Morsárjökull : effet de barrage des moraines et incidence des jökulhlaups*

Le sandur du Morsárjökull est affecté par des tendances significatives à la contraction de la bande active au niveau des moraines du maximum PAG et en aval de ces dernières (fig. R29). Sur ces secteurs, la contraction peut atteindre -8 m.an$^{-1}$. À l'inverse, la largeur de la bande active en amont des moraines, dans la vallée de kjós, a tendance à augmenter légèrement (+3 m.an$^{-1}$ au maximum). Notons que cette dynamique amont d'élargissement de la bande active est surtout visible pour la période de 1960 à 1997. Ces résultats soulignent les contrôles opérés par les moraines sur le transit sédimentaire. Ces dernières contraignent l'efficacité du transfert sédimentaire de l'amont vers l'aval. Cet effet de barrage provoque un déficit sédimentaire en aval des moraines et un stockage forcé en amont comme cela a été démontré dans les Alpes (Cossart et Fort, 2008).

Le secteur distal du sandur du Morsárjökull a connu une forte contraction de la largeur de la bande active. Cependant, la faiblesse des coefficients de détermination indique qu'il ne s'agit pas d'une tendance représentative sur l'ensemble de la période d'étude. En effet, la partie aval du sandur a connu une diminution très forte de la largeur de la bande active sur la période de 1960 à 1997 exclusivement (fig. R29). Cette évolution est vraisemblablement provoquée par le jökulhlaup d'éruption sous-glaciaire survenu sur le Skeiðarársandur en novembre 1996. Cette crue catastrophique, venant du sud-ouest, a inondé en partie le sandur aval du Morsárjökull déposant un important volume de matériel fin (cendres) qui a certainement provoqué une aggradation brutale. Notons cependant que cette perturbation du sandur aval reste très éphémère puisque la largeur de la bande active de cette zone retrouve son état pré-jökulhlaup dès 2003.

D'autre part, signalons une contraction faible (-0,55 m.an$^{-1}$) mais significative ($R^2$=0,87) de la bande d'activité fluviale au niveau d'un cône alluvial dans la vallée de kjós (fig. R29). Ces unités paysagères semblent également être en mesure d'exercer un contrôle local sur le transit sédimentaire.

### *Sandur du Brókarjökull : les contrôles des cônes alluviaux*

Le sandur proximal du Brókarjökull est caractérisé par une dynamique d'élargissement de la bande active (fig. R29). L'augmentation de la largeur du sandur amont reste néanmoins extrêmement faible puisqu'elle demeure inférieure à +1 m.an$^{-1}$. En revanche, la partie aval de la plaine fluvioglaciaire connaît un ajustement de la morphologie en plan nettement plus complexe et vraisemblablement dépendant des contrôles locaux exercés par les cônes alluviaux particulièrement présents au sein de cette vallée. Pour faciliter la lecture, seules les positions des cônes alluviaux les plus imposants ont été reportés sur la cartographie des tendances. Concernant le sandur distal, nous observons de fortes dynamiques de contraction de la bande d'activité fluviale en aval des zones de contact entre le sandur et les cônes alluviaux les plus massifs (-11 m.an$^{-1}$ au maximum).

De toute évidence, l'ajustement observé de la largeur de la bande d'activité fluviale du sandur du Brókarjökull souligne l'importance des contrôles exercés par les dynamiques latérales de versant sur les plans d'accumulation fluvioglaciaire. En effet, les larges cônes alluviaux, vraisemblablement via l'apport latéral d'une charge sédimentaire excédant la compétence ou la capacité de transport du sandur actif, peuvent localement provoquer une diminution de la largeur de la bande active.

## 8.4. Ajustements du tri granulométrique amont-aval : *coarsening* ou *fining* proximal

L'analyse des données granulométriques collectées sur les paléosandurs post-PAG de première génération et les sandurs actifs du Morsárjökull, du Skaftafellsjökull, du Fjallsjökull, du Fláajökull et de l'Hoffellsjökull permet de distinguer deux modes d'ajustement du tri granulométrique amont-aval : *(1)* une diminution post-PAG du calibre granulométrique proximal ou *fining ; (2)* à l'inverse, une augmentation post-PAG du calibre granulométrique proximal ou *coarsening*. Pour simplifier le commentaire, nous utiliserons la terminologie anglo-saxone, les termes de *fining* et de *coarsening* ayant été particulièrement utilisés dans le cadre d'études des ajustements fluviaux après la construction d'un barrage (Williams et Wolman, 1984 ; Jiongxin 1996, Brandt, 2000 ; Ortiz et Meyer 2002 ; Petts et Gurnell, 2005).

Les résultats de ces analyses granulométriques sont synthétisés sur la figure R30. Afin d'authentifier le plus robustement possible les dynamique de *coarsening* et de *fining* proximal, les ajustements post-PAG du tri granulométrique amont-aval sont explorés à travers quatre paramètres : *(1)* la granulométrie globale en calculant la moyenne et l'écart type de l'axe b des 40 particules mesurées (têtes de banc et fonds de chenal confondus) *; (2)* le calibre maximum des 40 particules mesurées (têtes de banc et fonds de chenal confondus) *; (3)* la granulométrie des têtes de banc en calculant la moyenne et l'écart-type de l'axe b des 20 particules mesurées *; (4)* la granulométrie des fonds de chenal en calculant la moyenne et l'écart-type de l'axe b des 20 particules mesurées sur chaque station. Précisons que dans ce dernier cas, les mesures sont souvent lacunaires en raison de la très forte végétalisation des fonds de chenal des paléosandurs et/ou de l'inaccessibilité des chenaux proximaux actifs en 2007 (fig. R30). Notons également que l'analyse des données d'émoussé a été abandonné en raison de la trop forte dispersion des valeurs et l'impossibilité de comparer des moyennes. De toute évidence, la méthode visuelle d'estimation en utilisant la table de Krumbein (1941) n'est pas

suffisamment robuste pour envisager tester des différences du degré d'émoussé entre les sites fluvioglaciaires proximaux.

### Fining *post-PAG des sandurs proximaux*

Les résultats concernant la granulométrie proximale des sandurs du Morsárjökull, du Skaftafellsjökull et du Fláajökull montrent une diminution post-PAG du calibre granulométrique (fig. R30). En effet, en comparant la granulométrie des stations situées aux extrémités amont des sandurs actifs et des paléosandurs de première génération, nous pouvons relever une diminution post-PAG de la taille globale des particules (moyenne des 40 éléments les plus gros) de 150 mm pour le Morsárjökull, de 200 mm pour le Skaftafellsjökull et de 100 mm pour le Fláajökull. Signalons que la granulométrie globale des paléosandurs et des sandurs actifs devient similaire 1000 m en aval des moraines du maximum PAG pour le Morsárjökull (moyennes autour de 115 mm), après 1500 m pour le Skaftafellsjökull (moyennes autour de 100 mm) et après 1200 m pour le Fláajökull (moyennes autour de 100 mm). L'examen de la variation amont-aval des autres paramètres granulométriques retenus (calibres maximums,

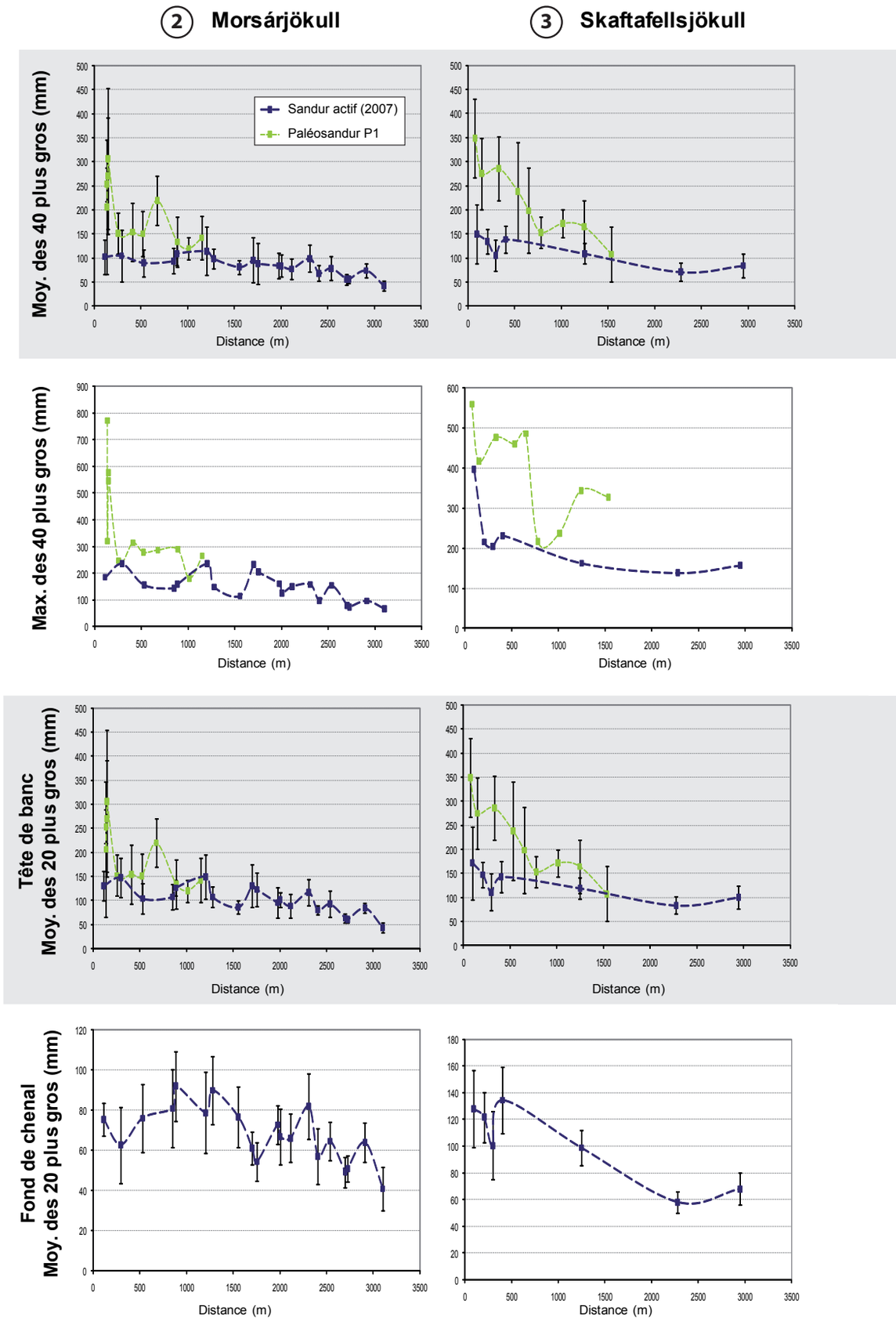
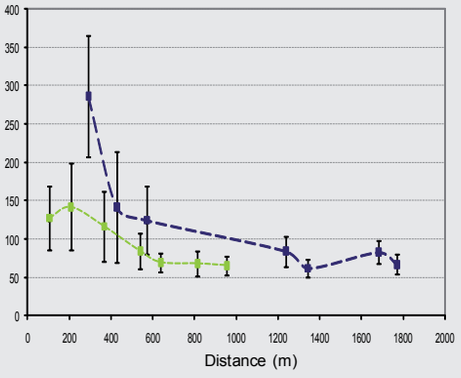
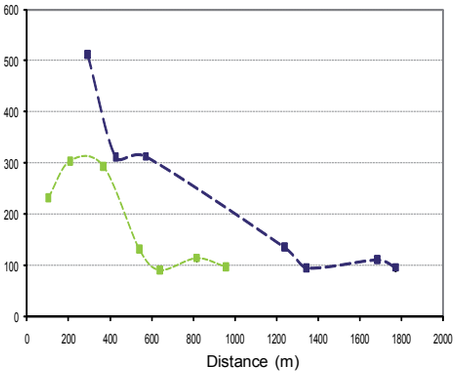
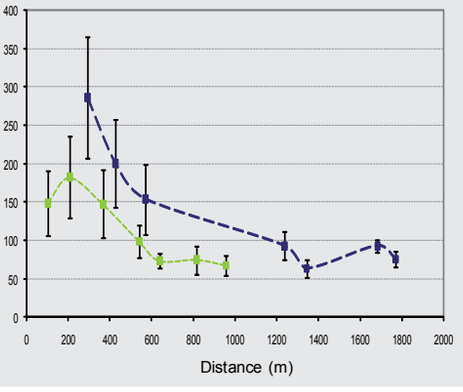


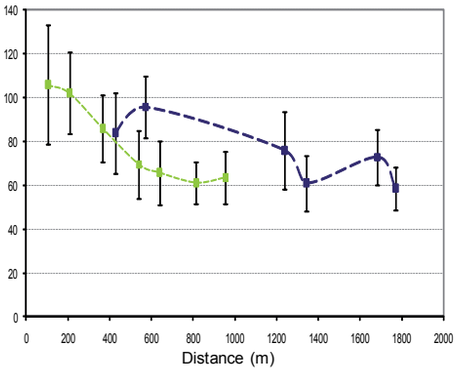

**Figure R30 - Ajustement post-PAG de la granulométrie des sandurs**

## ⑩ Fjallsjökull

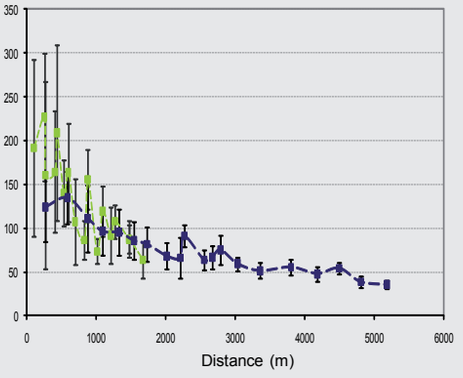


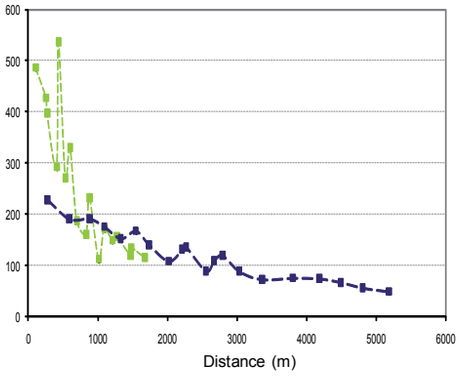



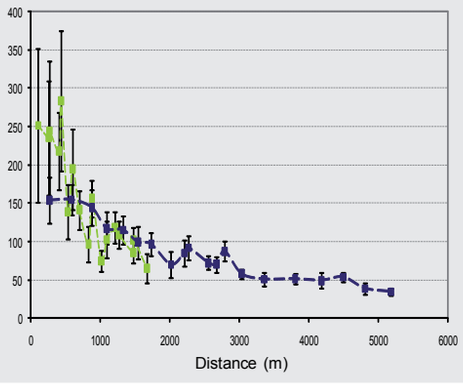



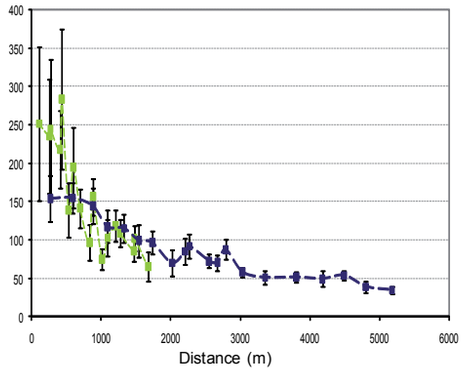




## ⑭ Fláajökull

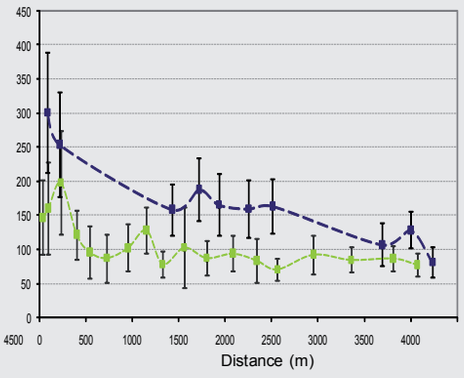


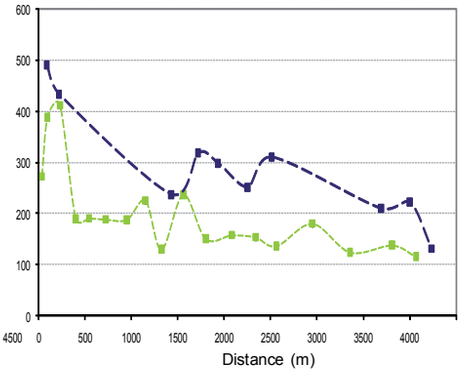



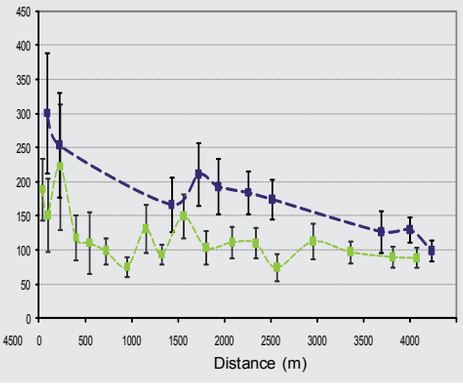



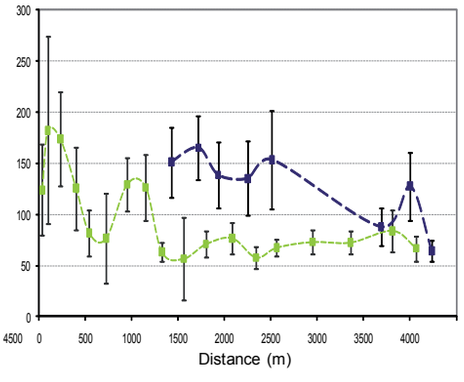




## ⑮ Hoffellsjökull



moyennes des têtes de banc et moyennes des fonds de chenal) confirme cet ajustement granulométrique post-PAG de *fining* proximal (à l'exception des moyennes des fonds de chenal des paléosandurs du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull dont le fort degré de végétalisation des dépôts empêche toute collecte de mesures granulométriques).

Dans le cas du Morsárjökull, dont le sandur post-PAG de première génération a été progressivement incisé (*cf.* 8.1.2), la fraction grossière héritée est absente de la surface du sandur actif en 2007. Par conséquent, cette fraction grossière a été :

*(1)* soit évacuée vers l'aval, ce qui sous-entend l'existence d'événements hydrologiques suffisamment compétents pour mobiliser ces blocs alors même que le recul glaciaire se poursuit et que le lac proglaciaire tend probablement à atténuer les extrêmes hydrologiques

*(2)* soit, après la dégradation préalable du sandur, recouverte par un dépôt ultérieur, plus fin, provenant vraisemblablement de la vallée déglacée de kjós, partiellement obstruée par le lobe glaciaire du Morsárjökull au maximum PAG.

Dans le cas des sandurs du Skaftafellsjökull et du Fláajökull, l'ajustement post-PAG de l'activité fluvioglaciaire est caractérisé par l'existence de phénomènes de capture (*cf.* 8.1.1). Par conséquent, nous ne pouvons affirmer que la granulométrie proximale du sandur actif en 2007 a été similaire à celle de paléosandurs respectifs avant la capture. L'hypothèse de l'existence d'événements hydrologiques suffisamment compétents pour mobiliser cette fraction grossière ne peut être émise.

### Coarsening *post-PAG des sandurs*

L'ajustement post-PAG de la granulométrie des sandurs du Fjallsjökull et de l'Hoffellsjökull est marqué par une augmentation globale de la taille des particules (fig. R30). La comparaison granulométrique des stations situées aux extrémités amont des sandurs actifs et des paléosandurs de première génération révèle une augmentation post-PAG de la taille globale des particules (moyenne des 40 éléments les plus gros) d'environ 150 mm pour le Fjallsjökull et l'Hoffellsjökull. Notons que cette différenciation granulométrique entre les paléosandurs et les sandurs actifs en 2007 est valable sur l'ensemble des transects longitudinaux prospectés : à distance comparable des moraines du maximum PAG, la granulométrie des sandurs actifs reste légèrement plus grossière que celle du paléosandur associé (fig. R30). L'examen de la variation amont-aval des autres paramètres granulométriques retenus (calibres maximums, moyennes des têtes de banc et moyennes des fonds de chenal) confirme cet ajustement granulométrique post-PAG de type *coarsening.*

La dynamique de *coarsening* post-PAG des sandurs du Fjallsjökull et de l'Hoffellsjökull présente une forte analogie avec les évolutions de la rugosité du lit observées lors d'études des impacts de la construction de barrages hydrauliques (Williams et Wolman, 1984 ; Jiongxin 1996, Brandt, 2000 ; Ortiz et Meyer 2002 ; Petts et Gurnell, 2005). Le processus de *coarsening* des plans d'accumulation fluvioglaciaires résulte de la remobilisation sélective de la fraction fine et intermédiaire du matériel sédimentaire. Les particules les plus grossières ne sont pas remobilisées et deviennent progressivement dominantes, ce qui provoque une élévation globale des valeurs granulométriques. Ainsi, l'observation d'une dynamique de *coarsening* suppose que les événements hydrologiques responsables de la mise en place des paléosandurs ne sont plus opérants à l'heure actuelle. Notons que la dynamique de *coarsening,* peut potentiellement développer un phénomène de pavage de plus grande ampleur qui modifie

durablement les conditions de résistance du fond du lit à l'érosion et peut provoquer des réajustements locaux de la pente des sandurs (Knighton, 1998).

## 8.5. Ajustements de la géométrie de chenal : une autre échelle spatio-temporelle

Les résultats concernant l'ajustement post-PAG de la géométrie des chenaux de premier ordre (*cf.* 6.4) sont synthétisés sur la figure R31. Les variations longitudinales de quatre paramètres morphologiques sont explorées pour les paléosandurs post-PAG de première génération et les sandurs actifs en 2007. Il s'agit de : *(1)* la section mouillée ; *(2)* le ratio largeur/profondeur maximale ; *(3)* le rayon hydraulique ; *(4)* l'indice topographique T. Les sandurs prospectés pour cette analyse sont ceux du Morsárjökull, du Skaftafellsjökull, du Fjallsjökull, du Fláajökull et de l'Hoffellsjökull.

### *Absence de différences entre les sandurs actifs et les paléosandurs*

D'une manière générale, et pour l'ensemble des paramètres morphométriques et hydrauliques calculés, les résultats montrent une variabilité extrême des valeurs d'une station à l'autre. Aucune tendance longitudinale ne semble clairement se dessiner et il n'existe pas de différences significatives en terme de géométrie de chenal entre les paléosandurs post-PAG de première génération et les sandurs actifs en 2007 : les tests de Mann-Whitney effectués valident l'absence de différences entre les paléosandurs et le sandur actif pour l'ensemble des variables morphologiques testées. En revanche, les paramètres quantifiant la géométrie de chenal sont positivement et significativement corrélés avec les variables granulométriques. Plus particulièrement, il existe une dépendance linéaire significative entre le rayon hydraulique (*Rh*) et la granulométrie moyenne (têtes de banc et fonds de chenal confondus). Cette relation est valable pour les chenaux actifs en 2007 ($R^2$=0,30 ; p<0.0001), les paléosandurs ($R^2$=0,67 ; p<0.0001) et l'ensemble des chenaux confondus ($R^2$=0,48 ; p<0.0001). Autrement dit, la géométrie des chenaux de premier ordre des sandurs actifs et des paléosandurs prospectés semblent être davantage le reflet des conditions locales de rugosité qu'un indicateur fiable des conditions d'écoulement passées et présentes.

### *Dépendance de la géométrie de chenal vis-à-vis des conditions granulométriques locales*

Afin de tester plus finement la dépendance de la géométrie de chenal de premier ordre vis-à-vis des conditions locales et l'absence de différences significatives entre les chenaux anciens et actifs en 2007, nous avons effectué une série d'analyses de covariance (ANCOVA) mesurant les effets de la granulométrie moyenne (têtes de banc et fonds de chenal confondus), de la pente locale, de la distance depuis les moraines du maximum PAG et de la génération du sandur (actif en 2007 ou paléosandur de première génération) sur l'ensemble des paramètres quantifiant la géométrie de chenal (largeur, profondeur, ratio largeur/profondeur, section mouillée, périmètre mouillé, rayon hydraulique et indice T). Ces analyses ont été faites à partir de l'ensemble des stations des sandurs et paléosandurs où la collecte des données granulométriques, de pente locale et de géométrie de chenal est complète (114 chenaux dont 61 actifs en 2007 et 53 sur les paléosandurs de première génération). Précisons que les données

granulométriques, de pente et de géométrie de chenal ont été préalablement standardisées afin d'éviter les effets d'échelle entre les différents sandurs.

L'analyse des coefficients de régression normalisés permet d'identifier les variables de contrôle qui ont un effet significatif sur la géométrie de chenal (fig. R32). Malgré la faible qualité explicative des modèles de régression calculés (les coefficients de détermination ne dépassent pas 0,50), ces derniers sont quasiment tous significatifs, à l'exception du modèle testant la dépendance linéaire entre l'indice T et les variables de contrôle (la probabilité associé au test F de Fisher est supérieure à 0,05). Notons que l'hypothèse d'homoscédasticité des résidus a été validée pour chaque modèle par des tests de Shapiro-Wilk au seuil alpha de 5%.

Selon les résultats des ANCOVA, la granulométrie moyenne est l'unique variable de contrôle ayant un effet significatif sur la géométrie de chenal (fig. 32) : les chenaux à forte section mouillée, plutôt larges et profonds sont significativement associés à une granulométrie grossière du matériel du fond du lit et des têtes de banc. En revanche, les effets de la pente locale et de la distance aux moraines du maximum PAG sur la géométrie de chenal ne sont pas significatifs, signalant ainsi l'absence de tendances

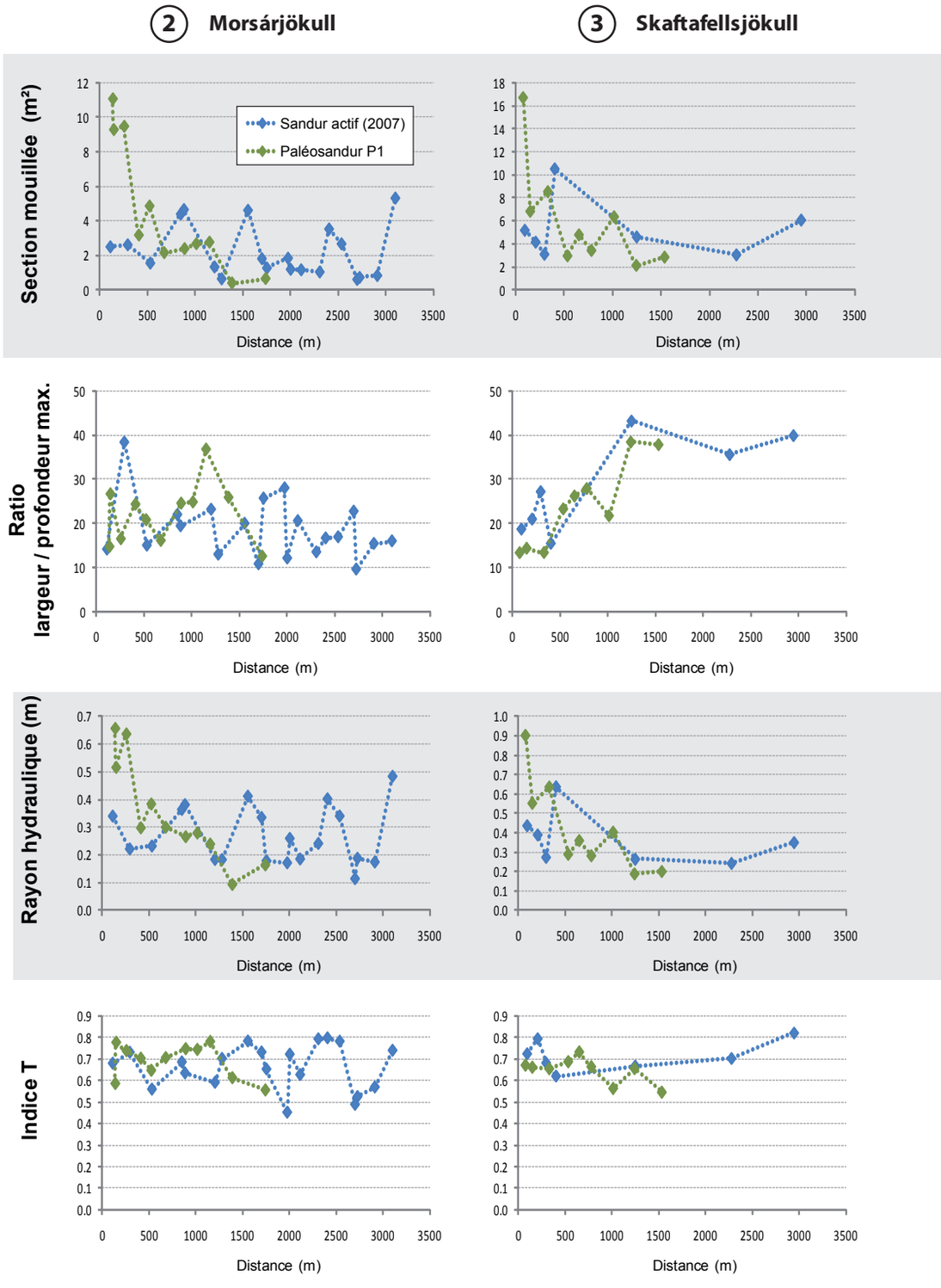



**Figure R31 - Ajustement post-PAG de l'évolution amont-aval de la géométrie de chenal**

⑩ Fjallsjökull
⑭ Fláajökull
⑮ Hoffellsjökull
Distance (m)

longitudinales claires. De même, l'effet non significatif de la variable qualitative codant l'appartenance des chenaux aux sandurs actifs ou aux paléosandurs de première génération confirme l'absence de différences entre les chenaux anciens et actuels. Les tests *post hoc* de Tukey, associés à l'ANCOVA, signalent d'ailleurs l'absence de différences significatives entre les sandurs actifs et les paléosandurs post-PAG de première génération pour toutes les variables de géométrie de chenal.

Ainsi, malgré l'adoption d'une stratégie d'échantillonnage ciblée sur les chenaux de premier ordre afin de limiter l'hétérogénéité des formes mesurées, nos résultats soulignent l'extrême variabilité longitudinale de la géométrie de chenal à la fois sur les sandurs actifs et les paléosandurs post-PAG. D'après nos modèles de régressions multivariées, la géométrie des chenaux d'ordre 1 s'ajuste prioritairement aux conditions granulométriques locales et le contrôle de la pente locale est faible et non significative. Ce résultat est similaire aux tests de la *rational regime theory* effectués par Chew et Ashmore (2001) sur le cours d'eau proglaciaire *Sunwapta River* (Alberta, Canada). Signalons néanmoins que la granulométrie n'explique qu'une faible part de la variabilité de la géométrie de chenal et que d'autres variables de contrôle sont à prendre en compte.

En définitive, nous pensons que dans le cadre des plaines fluvioglaciaires, la forte sensibilité de la géométrie de chenal aux conditions locales contribue à amplifier la variabilité longitudinale inhérente aux cours d'eau tressés. Par conséquent, cette échelle d'analyse semble être inappropriée pour mesurer les ajustements post-PAG du système fluvial proglaciaire.

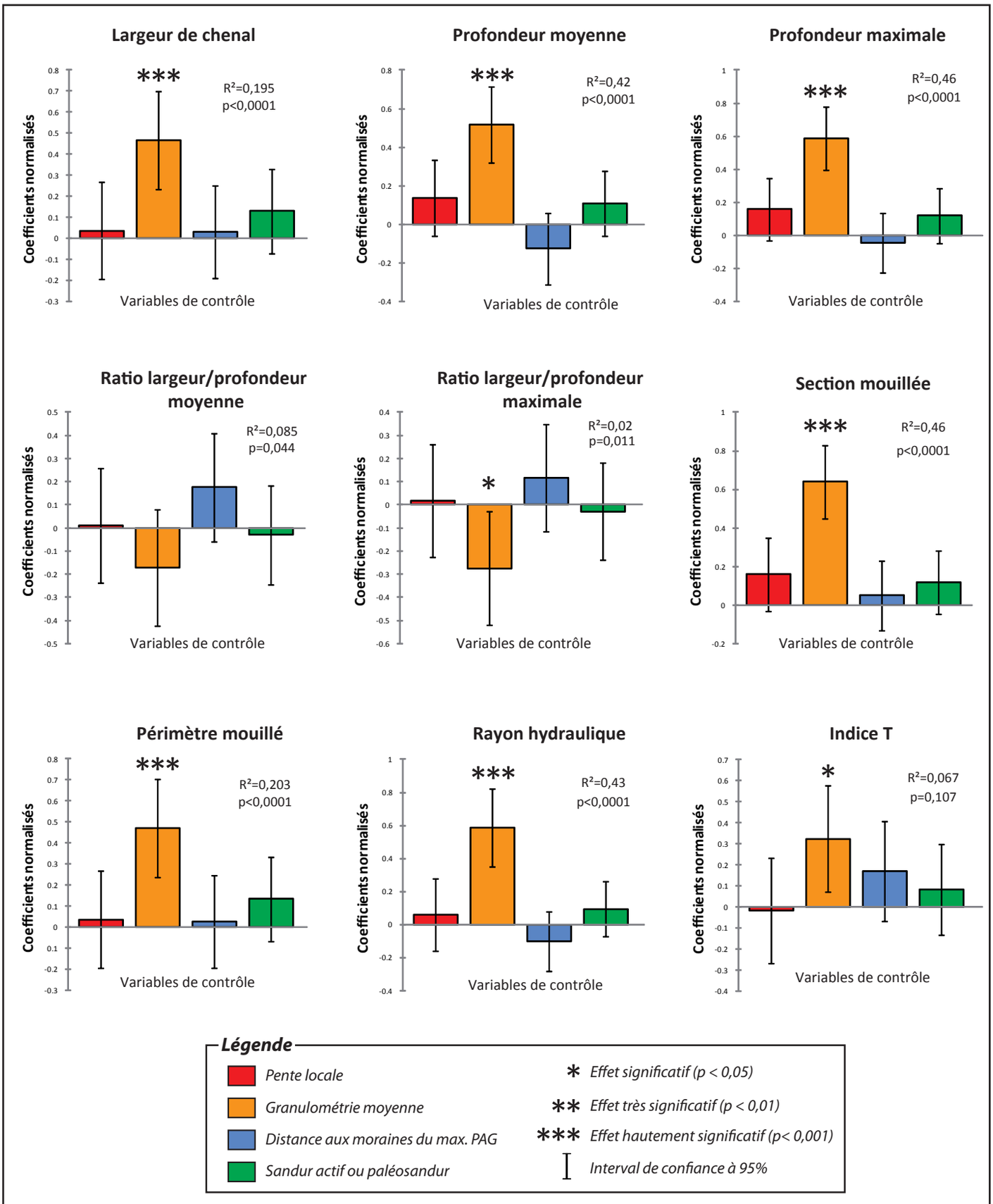



**Figure R32 - Coefficients de régression normalisés issus des analyses de covariance**

# Synthèse et conclusion de la partie III

Nos résultats montrent une grande diversité de l'intensité des réponses glaciaires au forçage climatique post-PAG. La variété des comportements glaciaires est sensiblement liée aux caractéristiques morpho-climatiques qui contrôlent le temps de réponse et la sensibilité au changement climatique de chaque émissaire. En revanche, nos résultats ne permettent pas de mettre en évidence des dépendances statistiquement significatives de la configuration paysagère marginale vis-à-vis de la dynamique des fronts des émissaires sud-islandais étudiés. Concernant les ajustements fluvioglaciaires, un mode d'ajustement dominant par incision proximale et aggradation distale (migration aval de vagues sédimentaires) est observé sur les sandurs non affectés par les jökulhlaups. Le rythme de migration des vagues sédimentaires semble dépendant de l'ampleur du déficit sédimentaire marginal et des effets de piégeage lacustre du transit sédimentaire glacio-fluvial.

***Maximum PAG asynchrone et réponses post-PAG hétérogènes*** - L'application d'une méthode robuste de datation lichénométrique sur un échantillon de 14 langues glaciaires révèle le caractère asynchrone du maximum PAG sud-islandais (datations variant entre 1740 et 1888). La quantification du recul glaciaire post-PAG net montre également une forte hétérogénéité de l'intensité de la réponse des glaciers sud-islandais (recul linéaire des fronts glaciaires variant entre 160 et 3 544 mètres). Certains émissaires voisins, comme le Skaftafellsjökull et le Svínafellsjökull, où la différence d'ambiance climatique entre les bassins glaciaires demeure *a priori* faible, présentent néanmoins un calendrier du maximum PAG particulièrement asynchrone (respectivement 1878 ± 14 ans et 1765 ± 16 ans) et des intensités du recul post-PAG du front glaciaire très éloignées (respectivement 2 420 et 566 mètres). Comme le suggèrent Kirkbride et Dugmore (2001), ce résultat souligne l'importance des variables internes au système glaciaire (pente, exposition, altitudes de la zone d'accumulation…) dans le contrôle de la dynamique d'écoulement glaciaire et la fluctuation des fronts. D'une manière plus synthétique, les variables quantifiant la géométrie des bassins d'alimentation glaciaire rendent compte du temps de réponse et de la sensibilité au changement climatique propre à chaque émissaire.

***Associations entre les configurations morpho-climatiques et la dynamique glaciaire*** - La classification ascendante hiérarchique (CAH), validée ensuite par une analyse en composantes principales (ACP), a permis d'identifier trois classes d'ajustement glaciaire post-PAG, chacune étant associée à un contexte morpho-climatique particulier :

- ***Les glaciers de piémont « débonnaires » (classe 1)*** sont caractérisés par un maximum PAG plutôt tardif et une déglaciation planimétrique post-PAG supérieure à la moyenne. Cet ajustement glaciaire est associé à des émissaires de grandes dimensions dont les altitudes, à la fois des zones d'accumulation et d'ablation, sont inférieures à la moyenne. Ces glaciers ont d'une manière générale une pente faible qui reste plutôt homogène sur l'ensemble du bassin d'alimentation. La conséquence de cette faiblesse des pentes est une vélocité réduite des flux de glace qui peut expliquer à la fois le maximum PAG tardif et le recul post-PAG plus prononcé en comparaison des autres glaciers étudiés. Malgré des zones d'accumulation plutôt massives et une « réserve » de glace importante, le transfert amont-aval est trop lent pour modérer plus amplement le recul des fronts.

- ***Les glaciers véloces et réactifs (classe 2)*** ont connu un maximum PAG précoce et une déglaciation post-PAG plutôt faible. Ils se singularisent par des altitudes élevées de la zone d'accumulation et un fort dénivelé entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. Les valeurs de pente de ces glaciers sont supérieures à la moyenne, en particulier celles de la zone d'ablation. Cette classe de glaciers est caractérisée par une vitesse d'écoulement glaciaire rapide, associée à la raideur des pentes, qui peut expliquer la précocité du maximum PAG. En ce sens, ce type de glacier est plus réactif que les autres au signal climatique. D'autre part, l'altitude élevée des zones d'accumulation implique un renouvellement fréquent et une abondance du stock de glace. La concomitance de cette abondance du stock glaciaire et de la vélocité des flux de glace permet d'expliquer la résistance de ces glaciers à la déglaciation.
- ***Les petits glaciers « cascades » (classe 3)*** ont connu un maximum PAG intermédiaire et se singularisent par un mode d'ajustement post-PAG résolument vertical. Le comportement de ces glaciers « cascades » (Einarsson, 2005) est clairement dépendant de la raideur du contexte topographique dans la zone d'ablation. En raison de cette configuration particulière, l'ajustement post-PAG de ces glaciers s'effectue prioritairement dans la dimension altitudinale. Cependant, malgré des valeurs de pente nettement supérieures à la moyenne, ces glaciers n'ont pas connu un maximum PAG précoce. La faible superficie des zones d'accumulation induit vraisemblablement une alimentation en glace insuffisante pour provoquer une avancée rapide du front lors du PAG et limiter la remontée altitudinale post-PAG du front.

***Composition paysagère des marges proglaciaires*** - L'analyse cartographique des marges proglaciaires a permis de distinguer qualitativement deux types d'unités paysagères marginales : *(1)* Les unités paysagères ubiquistes regroupant les moraines, les plaines intra-morainiques anciennes et actives et les zones affectées par la glace morte ; *(2)* les unités paysagères spécifiques regroupant les lacs proglaciaires et intra-morainiques (associées aux glaciers des classes 1 et 2), les cônes alluviaux (associées aux glaciers des classes 2 et 3), les affleurements rocheux (associées aux glaciers des classes 1 et 3), les sandurs et paléosandurs (associées aux glaciers de la classe 1). La dépendance de la composition de la mosaïque paysagère des marges proglaciaires vis-à-vis du mode d'ajustement glaciaire post-PAG (classes de glaciers) a été testée par une analyse factorielle discriminante (AFD) et s'est révélée non significative. D'après nos données, le mode d'ajustement post-PAG des émissaires ne semble pas influencer la proportion des unités paysagères au sein de la marge proglaciaire.

***Les ajustements fluvioglaciaires post-PAG*** - La cartographie, la datation et les profils transversaux des paléosandurs ont permis de démontrer la dynamique post-PAG de contraction et d'incision proximale de la bande d'activité fluvioglaciaire qui intervient généralement après un délai correspondant au temps de réaction du sandur (variant entre 41 ± 16 ans et 97 ± 17 ans). Cette tendance généralisée à l'ensemble des terrains étudiés peut devancer ou être précédée par des phénomènes de capture et de déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire, en particulier dans les contextes marginaux où deux lobes glaciaires étaient coalescents au maximum PAG. L'analyse des profils en long des paléosandurs datés et des sandurs actifs a démontré que la dynamique de contraction et d'incision proximale des plans d'accumulation fluvioglaciaires s'accompagne d'une aggradation et d'un élargissement distal. La limite entre la zone d'incision proximale et la zone d'aggradation distale migre progressivement vers l'aval (entre 2 et 27 $m.an^{-1}$) révélant le caractère pérenne du déficit sédimentaire marginal. Le suivi diachronique de la largeur de la bande d'activité fluvioglaciaire a permis de nuancer le schéma général de la contraction/incision proximale et l'élargissement/aggradation distal en révélant le jeu des contrôles locaux des moraines et des

cônes alluviaux sur le transit sédimentaire et la dynamique latérale des sandurs actifs. D'autre part, l'analyse diachronique de la morphologie en plan du sandur du Sólheimajökull montre une relative stabilité de la bande active, signalant l'incapacité des écoulements proglaciaires « normaux », au sens de Maizels (1993), à remanier les formes héritées du dernier jökulhlaup. L'analyse des données granulométriques collectées sur les paléosandurs et sandurs actifs a mis en évidence deux évolutions post-PAG opposées de la granulométrie proximale : *(1)* une diminution post-PAG du calibre granulométrique proximal, ou *fining,* interprétée comme le recouvrement du paléosandur grossier préalablement dégradé par un dépôt plus fin ; *(2)* à l'inverse, une augmentation post-PAG du calibre granulométrique proximal, ou *coarsening,* interprétée comme une élévation globale des valeurs granulométriques proximales en raison de la remobilisation sélective de la fraction fine et intermédiaire. Enfin, les mesures de la variation longitudinale de la géométrie des chenaux de premier ordre sur les paléosandurs et les sandurs actifs ont révélé une variabilité extrême des paramètres hydrauliques (section mouillée, ratio largeur/profondeur, rayon hydraulique) d'une station à l'autre. Aucune tendance longitudinale ne se dessine clairement et il n'existe pas de différences significatives en termes de géométrie de chenal entre les paléosandurs post-PAG et les sandurs actifs. Des analyses de covariance (ANCOVA) ont montré que la géométrie des chenaux d'ordre 1 s'ajuste prioritairement aux conditions granulométriques locales et que le contrôle de la pente locale est faible et non significative.

# Partie IV – Discussion

Cette dernière partie propose une discussion critique des résultats obtenus sur les ajustements post-PAG du continuum glacio-fluvial. Les pistes explicatives du caractère asynchrone du maximum PAG et de la forte hétérogénéité de l'intensité des réponses post-PAG des glaciers sud-islandais sont explorées. Le comportement singulier des marges proglaciaires vis-à-vis des flux hydrosédimentaires est analysé qualitativement à travers le prisme conceptuel des systèmes critiques auto-organisés. Concernant les sandurs sud-islandais, nos résultats indiquent une certaine homogénéité du mode d'ajustement des plaines fluvioglaciaires de type I. Nous proposons dans un premier temps un modèle qualitatif global du mode de réponse post-PAG des sandurs que nous nuancerons. La dépendance du rythme des réponses fluvioglaciaires post-PAG vis-à-vis des ajustements glaciaires et de la configuration paysagère marginale est également analysée.

# Chapitre 9 - Du continuum au discontinuum glacio-fluvial : synthèse des ajustements post-PAG des glaciers et sandurs sud-islandais.

Dans le sud de l'Islande comme ailleurs, la transformation post-PAG des paysages glaciaires et proglaciaires est avant tout marquée par l'émergence systématique d'une interface glacio-fluviale complexe : la marge proglaciaire. Plus exactement, lors de la phase d'avancée des fronts glaciaires au cours du PAG, la configuration proximale est caractérisée par une succession longitudinale relativement « simple » des domaines glaciaire et fluvioglaciaire. La zone de contact glacio-fluvial n'étant alors constituée que d'un cordon morainique proglaciaire, l'efficacité du transfert hydrosédimentaire glacio-fluvial peut être considérée comme optimale. En revanche, la déglaciation et les réavancées saisonnières (ou pluri-annuelles des décennies 1970 et 1980) post-PAG des fronts glaciaires transforment l'interface glacio-fluvial en une marge proglaciaire complexe dont la structure est marquée par la mise en place d'unités paysagères pouvant alternativement stocker et fournir du matériel sédimentaire. Dans ces conditions, l'efficacité du transfert sédimentaire glacio-fluvial est fortement perturbée par le compartimentage des réservoirs sédimentaires marginaux. Ainsi, au cours du recul glaciaire post-PAG, la complexité croissante de l'interface glacio-fluviale introduit de fortes discontinuités spatio-temporelles dans le transfert sédimentaire amont-aval. Autrement dit, dans le contexte post-PAG, la succession longitudinale du système glaciaire, de la marge proglaciaire et du sandur s'apparente plutôt à un discontinuum tant les ruptures paysagères et géomorphologiques amont-aval sont brutales (Bravard, 1998 ; Poole, 2002).

La complexité et l'hétérogénéité des discontinuums glacio-fluviaux sud-islandais sont *a priori* liées à la diversité des réponses glaciaires post-PAG et à la variété des configurations paysagères marginales observées. Néanmoins, la succession longitudinale des systèmes glaciaires et des marges proglaciaires, dont les fonctionnements vis-à-vis des flux hydrosédimentaires sont complexes (9.1 et 9.2), débouche sur un système fluvioglaciaire dont le mode d'ajustement post-PAG est quasiment identique sur l'ensemble des plaines fluvioglaciaires étudiées (9.3), exception faite des sandurs affectés par les jökulhlaups.

# 9.1. Les raisons de l'hétérogénéité observée des réponses PAG et post-PAG des glaciers sud-islandais

La variabilité des comportements glaciaires observés dans le sud de l'Islande n'est pas une exception géographique. Le caractère asynchrone des maximums PAG d'extension des émissaires sud-islandais est la manifestation de la combinaison entre d'importantes fluctuations climatiques à la fin du PAG et la nature fondamentalement complexe des réponses glaciaires.

## 9.1.1. L'asynchronie du maximum PAG glaciaire en question

Les résultats concernant les datations lichénométriques des maximums PAG d'extension glaciaire des langues sud-islandaises ont fait l'objet d'une publication en collaboration avec M. Chenet, D. Grancher et V. Jomelli (Chenet *et al.*, 2010). Cette publication, témoignant du caractère asynchrone du maximum PAG glaciaire sud-islandais, a récemment fait l'objet de critiques de la part de Dabski (2010), utilisateur de méthodes lichénométriques alternatives à l'approche GEV. Au-delà de la critique de la méthode lichénométrique GEV, Dabski (2010) remet en cause l'existence possible de plusieurs maximums PAG d'extensions glaciaires dans le sud de l'Islande. Nous souhaitons discuter cette critique en exposant les arguments climatiques suggérant la multiplicité des phases d'expansion glaciaire au cours du PAG pouvant expliquer le caractère asynchrone du maximum PAG en Islande comme ailleurs dans l'hémisphère Nord.

### *« Coups de froid » multiples et phases d'expansion répétées des langues glaciaires sud-islandaises au cours du PAG*

La distribution des datations du maximum PAG d'extension glaciaire obtenues à l'aide de la méthode lichénométrique GEV suggèrent plusieurs phases d'avancées glaciaires au cours du XVIII$^{ème}$ et du XIX$^{ème}$ siècle dans le sud de l'Islande. Selon nos résultats, ces dernières sont intervenues autour des périodes de 1740 à 1770, de 1800 à 1820 et de 1840 à 1880. Nos résultats sont en accord avec les analyses téphrochronologiques et lichénométriques menées par Kirkbride et Dugmore (2008) sur les cordons morainiques proglaciaires du Steinsholtsjökull et du Gígjökull, deux émissaires de la calotte de l'Eyjafjallajökull. En effet, Kirkbride et Dugmore (2008) identifient plusieurs phases d'avancées glaciaires significatives dans le sud de l'Islande et notamment autour des périodes 1700-1720, 1740-1760, 1780-1790, 1800-1840 et 1860-1900. En se fondant sur l'analyse de documents historiques, Thórarinsson (1943) rapporte également des positions très avancées des fronts glaciaires sud-islandais au cours des décennies de 1750 et 1840, et des avancées considérées comme mineures dans les années 1710, 1810 et autour de 1890. D'autre part, les reconstructions paléoclimatiques issues des indices de glace de mer, des fluctuations des rendements de l'industrie de la pêche à la morue et des cahiers de doléance (Jonsson, 1965 ; Bergthórsson, 1969 ; Eythórsson et Sigtryggsson, 1971 ; Lamb, 1979 ; Ogilvie, 1984, 1992 ; Grove, 2004 ; Guðmundsson, 2007) signalent l'existence de plusieurs « coups de froids » favorables à l'avancée des fronts glaciaire sud-islandais autour de 1700, 1760, 1790 et 1870. La faible corrélation temporelle entre les datations lichénométriques GEV du maximum PAG d'extension glaciaire et le calendrier des « coups de froid » (fig. D1) est vraisemblablement due à la variabilité des temps de réponse et de sensibilité climatique des langues glaciaires étudiées. En comparant les datations

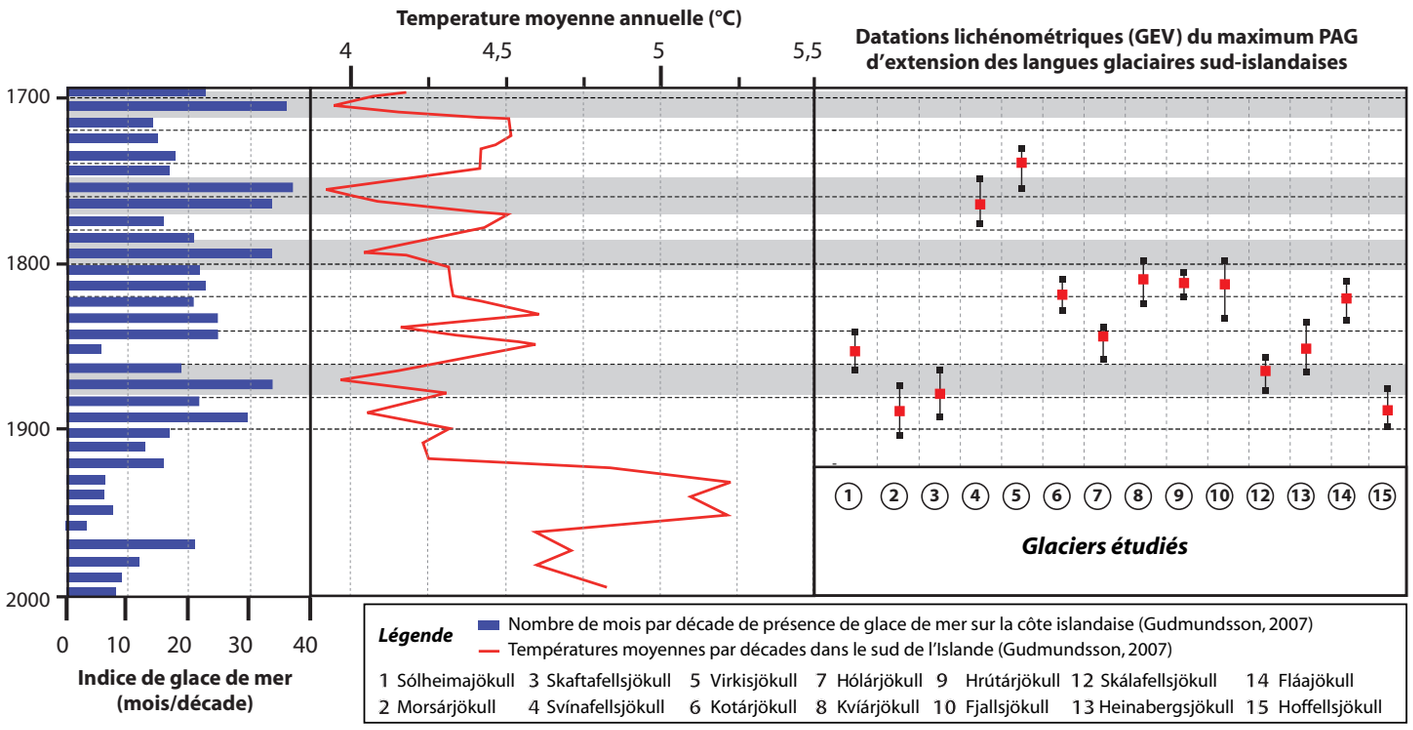



**Figure D1 - «Coups de froid» multiples au cours du PAG et phases répétées d'avancées glaciaires**

téphrochronologiques de moraines proglaciaires dans différentes régions islandaises, Kirkbride et Dugmore (2008) mettent également en évidence une forte variabilité du calendrier du maximum PAG glaciaire qu'ils expliquent également par la dynamique propre à chaque langue glaciaire. D'une manière plus générale, le couplage entre une large gamme de temps de réponse des émissaires sud-islandais et l'occurrence de plusieurs pics de froid (à durée variable) lors du XVIII$^{ème}$ et du XIX$^{ème}$ siècle (auxquels vont répondre les glaciers les plus réactifs) favorise le caractère asynchrone du calendrier du maximum PAG glaciaire en Islande.

### *Maximums PAG glaciaires asynchrones dans les Rocheuses canadiennes, les Alpes et la Scandinavie*

Le caractère asynchrone du maximum PAG glaciaire sud-islandais n'est pas une exception géographique. Dans les Rocheuses canadiennes, Luckman (2000) a reconstitué les fluctuations des fronts de 63 glaciers au cours du PAG à partir de l'analyse de varves. Les datations du maximum PAG glaciaire varient fortement d'un glacier à l'autre : sur les 63 sites étudiés, 15 glaciers ont un maximum PAG antérieur à 1700, 27 au cours du XVIII$^{ème}$ siècle, 21 au cours du XIX$^{ème}$ siècle et un au XX$^{ème}$ siècle. D'après ses données, Luckman (2000) identifie deux périodes majeures d'avancées glaciaires (1700-1725 et 1825-1850) et relève le déphasage des réponses glaciaires post-PAG en évoquant les interactions complexes qui contrôlent les ajustements glaciaires et la composante multi-échelle du signal climatique : "*the glacier fluctuation record does not contain a simple climate signal: it is a complex response to several interacting factors that operate at different timescales. Evaluation of climate proxies over the last millennium indicates continuous variability at several superimposed timescales, dominated by decade–century patterns*".

Dans les Alpes européennes, la position des glaciers au cours du PAG est mieux connue que partout ailleurs dans le monde en raison de la profusion de documents iconographiques anciens (Francou et Vincent, 2007). Les maximums PAG d'extension glaciaire y sont également très variables (Ivy-Ochs *et al.*, 2009). Dans le Valais Suisse, le glacier d'Aletsch et le glacier du Gorner ont connu trois maximums d'extension au cours du PAG : un premier entre 1370 et 1380, le second entre 1670 et 1680 et le dernier entre 1859 et 1860 (Holzhauser *et al.*, 2005). Toujours dans les Alpes valaisannes, le maximum PAG du glacier Grindelwald est daté entre 1600 et 1640 (Zumbühl, 1980 ; Zumbühl et Holzhauser, 1988 ; Holzhauser et Zumbühl, 1999) et intervient de façon quasi-synchrone avec celui de la Mer de Glace (vallée de Chamonix) qui survient en 1644 et dont le bassin d'alimentation est également exposé au nord (Nussbaumer *et al.*, 2007). Notons que pour les glaciers d'Argentière et des Bossons, voisins de la Mer de Glace, le maximum PAG glaciaire est beaucoup plus tardif et intervient autour de 1820 (Vincent *et al.,* 2004 ; Vincent 2010). Dans les Alpes autrichiennes, les glaciers Pasterze et Gepatshferner ont connu deux périodes d'avancée au milieu du XV$^{ème}$ et au début du XVII$^{ème}$ siècle avant d'atteindre leur maximum d'extension PAG entre 1852 et 1856 (Nicolussi et Patzelt, 2000). En Italie, la plupart des glaciers ont atteint leur maximum d'extension PAG autour de 1820 (Orombelli et Mason, 1997). Ainsi, les glaciers alpins sont caractérisés par plusieurs phases d'avancées glaciaires durant le PAG pouvant provoquer un déphasage sur le calendrier régional du maximum PAG glaciaire.

Les glaciers norvégiens montrent un calendrier du maximum PAG similaire à celui des glaciers sud-islandais : les extensions glaciaires maximales sont datées entre le début du XVIII$^{ème}$ et la fin du XIX$^{ème}$ siècle (Nesje *et al.*, 2008). Les datations lichénométriques des cordons morainiques de 16 glaciers situés dans le massif norvégien de Jotunheimen ont montré des comportements glaciaires contrastés au cours du PAG à l'échelle régionale (Matthews, 2005).

En définitive, le caractère asynchrone des maximums PAG glaciaires concerne l'ensemble des régions englacées nord-atlantiques. Les différences de calendrier du maximum PAG observées entre des langues glaciaires voisines ne sont pas liées à une variabilité régionale du signal climatique mais sont le produit de la variabilité des temps de réponse et des sensibilités au changement climatique propres à chaque glacier. Notons également que les datations du maximum PAG d'extension glaciaire sont des indicateurs sommaires de la dynamique des langues glaciaires. L'estimation de la diversité régionale des ajustements glaciaires peut être fortement surévaluée si elle est uniquement basée sur ce critère. En règle générale, les périodes d'avancée et de recul des fronts glaciaires sont relativement synchrones (Kirkbride et Dugmore, 2008), mais l'intensité des fluctuations et le calendrier des positions d'extension maximale (ou minimale) des fronts est fortement dépendante du couplage entre la durée et l'amplitude des oscillations climatiques d'une part, et le temps de réponse et la sensibilité des appareils glaciaires d'autre part. La variabilité incessante du forçage climatique et l'ajustement en différé des fronts glaciaires superposent continuellement de nouvelles perturbations aux réponses des glaciers au signal climatique antérieur (Pelto et Hedlund, 2001 ; Xu *et al.*, 2010).

### 9.1.2. Limites de l'approche explicative linéaire de l'hétérogénéité des ajustements glaciaires post-PAG

De la même manière que pour le calendrier du maximum PAG, la variabilité inter-glaciers des temps de réponse et des sensibilités au changement climatique se traduit par une forte hétérogénéité de l'intensité de recul post-PAG des fronts des émissaires étudiés : nos résultats indiquent des reculs linéaires nets des fronts glaciaire post-PAG excessivement

variables (entre 160 mètres pour l'Hoffellsjökull et 3540 mètres pour le Skálafellsjökull). L'utilisation d'une méthode statistique descriptive multivariée a permis d'identifier trois classes de glaciers qui associent une intensité d'ajustement glaciaire à une configuration morpho-climatique particulière rendant compte des temps de réponse et des sensibilités climatiques contrastés des différents émissaires étudiés. Malgré leurs qualités descriptives, ces analyses ne constituent pas un modèle explicatif *stricto sensu* de la variabilité observée du comportement des langues glaciaires. L'approche explicative a été abordée mais elle s'est révélée peu satisfaisante.

### *Qualité insatisfaisante des modèles explicatifs linéaires*

La qualité des modèles explicatifs linéaires de l'hétérogénéité de la réponse PAG et post-PAG des langues glaciaires a été explorée à l'aide de régressions linéaires multiples mettant en relation les variables d'ajustement glaciaire (datation du maximum PAG, vitesse de recul planimétrique et linéaire du front, vitesse de remontée altitudinale du front) et les variables explicatives morpho-climatiques (pentes, dimensions, altitudes des glaciers…). La méthode statistique utilisée est une régression linéaire multiple progressive (ou pas-à-pas) qui permet de sélectionner de manière automatisée les variables explicatives les plus pertinentes en fonction de leur contribution à la qualité générale du modèle linéaire. Plus précisément, le processus de sélection des variables débute par l'ajout de la variable ayant la plus forte contribution au modèle (le critère utilisé est la statistique t de Student). Si une seconde variable est telle que la probabilité associée à sa valeur t de Student est inférieure à la probabilité définie pour l'entrée (ici 0,1), elle est ajoutée au modèle. À partir de la troisième variable ajoutée au modèle, l'impact du retrait des variables explicatives sur la qualité du modèle est évalué à l'aide de la statistique t de Student. Si la probabilité est supérieure à la probabilité pour le retrait (0,1), la variable est retirée. La procédure se poursuit jusqu'à ce que plus aucune variable ne puisse être ajoutée ni retirée et que le modèle linéaire optimal soit déterminé. Cette méthode permet d'identifier et de quantifier les effets significatifs des variables de contrôle sur l'ajustement glaciaire notamment à travers le calcul des coefficients normalisés associés à chaque variable indépendante sélectionnée dans le modèle.

A l'exception de la régression linéaire expliquant l'asynchronie du maximum PAG, l'ensemble des modèles linéaires explicatifs de la variabilité de la réponse glaciaire post-PAG sont de qualité médiocre (tab. D1) : les coefficients de détermination ajusté ($R^2$ ajusté), tenant compte du nombre de variables dans l'estimation de la robustesse du modèle linéaire, sont tous inférieurs à 0,50 excepté pour les datations du maximum PAG glaciaire ($R^2$ ajusté = 0,658). Notons néanmoins que, malgré la faiblesse explicative des modèles produits, toutes les régressions linéaires sont significatives (au seuil alpha de 5%). En d'autres termes, les variables explicatives sélectionnées dans les modèles exercent un contrôle effectif sur les

| | *Variables explicatives retenues* | *Coefficients normalisés* | *Ecart-type* | *$R^2$* | *$R^2$ ajusté* | *p-value* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| ***D.PAG*** | [1] Altitude moyenne du bassin d'accumulation | -0,827 | 0,162 | 0,684 | 0,658 | 0,0002 |
| ***$V.Surf_d$*** | [1] Pente globale du glacier | -0,651 | 0,219 | 0,423 | 0,375 | 0,012 |
| ***V.Rn*** | [1] Pente globale du glacier | -0,538 | 0,243 | 0,29 | 0,231 | 0,047 |
| ***$V.Z_f$*** | [1] Altitude moyenne du bassin d'accumulation | -0,706 | 0,280 | 0,479 | 0,389 | 0,028 |
| | [2] Pente globale du glacier | 0,867 | 0,280 | | | |
| ***Vect.R*** | [1] Pente globale du glacier | -0,651 | 0,219 | 0,423 | 0,375 | 0,012 |

***D.PAG*** - Datation lichénométrique du maximum PAG glaciaire
***$V.Surf_d$*** - Vitesse de déglaciation surfacique post-PAG
***V.Rn*** - Vitesse de déglaciation linéaire post-PAG
***$V.Z_f$*** - Vitesse de remontée altitudinale post-PAG
***Vect.R*** - Vecteur réponse synthétique dont la valeur correspond à la norme du vecteur défini par les coordonnées [$V.Surf_d$ ; $V.Rn$ ; $V.Z_f$]

**Tableau D1 - Compte rendu des modèles linéaires explicatifs de la variabilité des ajustements glaciaires PAG et post-PAG**

rythmes d'ajustement glaciaires. Seulement deux variables sont retenues en considérant la totalité des modèles : *(1)* l'altitude moyenne du bassin d'accumulation qui a un effet négatif sur les datations du maximum PAG (maximums PAG précoces pour les glaciers dont les bassins d'alimentation sont élevés) et les vitesses de remontée altitudinale des fronts glaciaires (coefficients normalisés de -0,827 et -0,706 pour les modèles associés aux variables d'ajustement *D.PAG et* $V.Z_f$*) ; (2)* la pente globale des glaciers qui a un effet modérateur sur les vitesses de déglaciation surfaciques et linéaires (coefficients normalisés de -0,651 et -0,538 pour les modèles associés aux variables d'ajustement $V.Surf_d$ *et V.Rn*) et un effet aggravant sur les vitesses de remontée altitudinale des fronts (coefficients normalisés de 0,867 pour le modèle associé à la variable d'ajustement $V.Z_f$). L'ajustement glaciaire post-PAG a été synthétisé en calculant la norme du vecteur réponse (*Vect.R* défini par les valeurs des vitesses de déglaciation surfacique, linéaire et de remontée altitudinale). Le modèle linéaire expliquant la variabilité de la norme du vecteur réponse n'identifie que la pente globale des glaciers comme variable indépendante ayant un effet modérateur sur l'intensité de « recul » des fronts glaciaires (coefficients normalisés de -0,651). Autrement dit, 37,5 % de la variabilité inter-glaciers des temps de réponse et des sensibilités climatiques peuvent être estimés en tenant compte uniquement de la pente des glaciers. Rappelons également que notre quantification des valeurs de pente se base sur l'unique donnée accessible : la topographie supraglaciaire. Il s'agit *a priori* d'une approximation fortement biaisée de la topographie sous-glaciaire qui contribue certainement à affaiblir la qualité explicative des modèles de régressions linéaires.

### *Pente et hypsométrie : variables de contrôle essentielles de la sensibilité climatique et du temps de réponse des glaciers*

L'estimation relativement réaliste de la sensibilité climatique et du temps de réponse d'un glacier à partir de l'unique valeur de sa pente moyenne est une particularité remarquée par Oerlemans (2005, 2008). En effet, cette variable synthétise en partie des caractéristiques morphologiques dont dépendent la sensibilité climatique et le temps de réponse d'un glacier:

La pente globale d'un glacier est en partie dépendante de l'hypsométrie du bassin d'alimentation glaciaire. Une forte amplitude altitudinale peut se traduire par de fortes valeurs de pente et une sensibilité du glacier au changement climatique modérée. Dans ces conditions, une hausse de l'ALEG en réponse à un réchauffement climatique n'affecterait qu'une partie restreinte de superficie englacée.

La pente globale d'un glacier rend également compte, bien que très partiellement, de la vélocité de l'écoulement glaciaire et donc du délai de répercussions sur la position du front d'un changement du bilan de masse glaciaire. La pente est donc un indicateur du temps de réponse d'un glacier.

A l'échelle de l'Holocène, Björnsson (1979) et Kirkbride et Dugmore (2006, 2008) ont relevé des ajustements contrastés entre les langues glaciaires pentues et les larges lobes de piémont islandais. En Norvège, Nesje *et al.* (2008) expliquent également les différences observées dans les rythmes des fluctuations de glaciers voisins au cours du PAG par les contrôles hypsométriques, et notamment de la pente, sur la dynamique glaciaire. Dans les Alpes, l'étude d'un échantillon de glaciers suisses a montré que la longueur et la pente sont les principaux facteurs contrôlant la dynamique des langues glaciaires (Hoelzle *et al.,* 2003). A partir de l'observation de la fluctuation des fronts de 38 glaciers aux Etats-Unis (*North Cascades National Park*, dans l'état de Washington) depuis 1890, Pelto et Hedlund (2001)

ont distingué trois types d'ajustement glaciaire qu'ils discrétisent en fonction des temps de réaction fortement corrélés avec la pente.

En définitive, les variables hypsométriques et les valeurs globales de la pente sont les indicateurs les plus pertinents pour estimer le temps de réponse et la sensibilité au changement climatique d'un glacier lorsqu'aucune donnée n'est disponible sur le suivi des bilans de masse. Néanmoins, malgré la prise en compte de ce type de données, la qualité de nos modèles explicatifs de la variabilité des réponses glaciaires post-PAG reste très médiocre. L'approximation linéaire du contrôle des variables morphologiques sur la dynamique des fronts glaciaires, conseillée par Oerlemans (2008) pour les petites échelles spatio-temporelles (homogénéité régionale du signal climatique), semble être inadaptée à l'étude des ajustements glaciaires postérieurs au PAG. Le fonctionnement interne profondément non linéaire des systèmes glaciaires et la complexité des interactions avec des contrôles externes (volcanisme, lacs proglaciaires…) sont des éléments à prendre en compte pour saisir pleinement l'étendue de la variabilité observée de l'intensité des réponses glaciaires à un même forçage climatique post-PAG (Lopez-Moreno, 2006).

### 9.1.3. Le glacier : un système dynamique fortement non linéaire ?

Un système dynamique non linéaire est un système qui ne satisfait pas le principe de superposition : la réponse du système n'est pas proportionnelle au degré de perturbation. Ce type de fonctionnement et de réponse aux paramètres de contrôle est à l'origine de l'instabilité dynamique, voire de la transition vers un régime chaotique déterministe, du comportement de nombreux systèmes naturels et géomorphologiques (Malanson *et al.*, 1990, 1992 ; Gleick, 1991 ; Phillips, 2003, 2006). Ainsi, la non linéarité a des implications fondamentales sur la notion de prédictibilité, et donc « d'explicabilité » statistique, des ajustements d'un système. La rupture de la proportionnalité des causes et des conséquences, souvent issue de la dépendance des systèmes à des valeurs critiques des paramètres de contrôle et/ou l'existence de boucles de rétroaction, engendre des réponses complexes des systèmes. La complexité peut se traduire par des bifurcations, des changements brutaux dans le fonctionnement du système, qui peuvent expliquer la divergence des réponses à une même perturbation de systèmes dont les configurations sont quasiment identiques.

Afin d'explorer cette hypothèse explicative de l'hétérogénéité de la réponse post-PAG des glaciers sud-islandais (et de la faiblesse des modèles explicatifs linéaires), nous proposons un inventaire sélectif des sources de non linéarité du fonctionnement des systèmes glaciaires.

#### *Non-linéarité de l'écoulement glaciaire*

Bien que sur le long terme, la mise en mouvement d'un glacier dépende principalement du gradient du bilan de masse (déséquilibre entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation dépendant des conditions climatiques), sur de plus courtes échelles de temps, la réalité complexe de l'écoulement d'un glacier se traduit par des comportements erratiques des fronts glaciaires vis-à-vis du forçage climatique. La double composante de la dynamique d'écoulement d'un glacier tempéré sur son lit rocheux (déformation et glissement) est à l'origine de fortes discontinuités longitudinales de la vélocité et du comportement des flux de glace. En effet, la glace est d'abord un matériau rhéologique : elle est considérée et modélisée comme un corps quasi-visqueux, à la frontière entre le solide et le liquide (Rémy et Testut,

2006 ; Jouvet, 2010). Elle possède à la fois les propriétés mécaniques des fluides visqueux (déformation) et des solides (glissement basal).

La capacité à se déformer sous une contrainte est décrite par la loi de fluage non linéaire de Glen, plus simplement appelée « la loi de Glen » (Glen, 1958). Cette loi est, aujourd'hui encore, l'équation la plus utilisée pour modéliser la composante de déformation du mouvement des glaciers (Le Meur *et al.*, 2004 ; Aðalgeirsdóttir *et al.*, 2005 ; Flowers *et al.*, 2005, 2007, 2008 ; Jouvet, 2010). Or, comme son nom complet l'indique, la loi de Glen relie de manière non linéaire la déformation de la glace aux contraintes de cisaillement. Plus précisément, la loi de Glen prend la forme d'une fonction puissance à exposant 3, ce qui traduit la très forte sensibilité de la déformation visqueuse à de faibles variations de la contrainte de cisaillement (Bennett et Glasser, 1996). En ce sens, la glace peut être considérée comme un fluide dit non newtonien, les contraintes et les déformations ne sont pas reliées par une fonction linéaire (Jouvet, 2010). Autrement dit, la vitesse de déplacement par déformation des glaciers est indirectement liée à la pente (via la contrainte de cisaillement) par une fonction non linéaire. Par conséquent, l'estimation de la variabilité de la vitesse d'écoulement des glaciers, pouvant expliquer les différences d'ajustement post-PAG des glaciers, par une approche linéaire de la pente est très approximative. Il faut ajouter que dans certaines conditions de modification de la contrainte de cisaillement (augmentation brutale de la pente notamment), la déformation visqueuse des polycristaux de glace n'est pas suffisamment rapide ce qui conduit à la formation de crevasses et de fortes discontinuités longitudinales dans la physique de « l'écoulement » de la glace (Harper *et al.,* 1998). De plus, il a été prouvé numériquement que la variabilité du degré d'anisotropie de la glace (orientation et fabrique des cristaux) pouvait modifier les conditions d'écoulement des glaciers en facilitant ou en limitant les déformations par cisaillement et compression (Lliboutry et Duval, 1985 ; Gillet-Chaullet, 2006 ; Rémy et Testut, 2006).

Pour les glaciers tempérés, la mise en mouvement de la glace par déformation s'accompagne d'une composante de glissement basal. les modalités de glissement du glacier sur le lit rocheux sont dépendantes de la température de la base du glacier. Pour que le glacier glisse, sa température basale doit être au point de fusion de la glace. Or, même pour un glacier à base chaude, il existe de fortes discontinuités longitudinales de la température du lit glaciaire en raison notamment de la variabilité de la rugosité sous-glaciaire. Cette dernière peut modifier localement les conditions de pression sur la glace (augmentation à l'amont d'un obstacle et diminution à l'aval), ce qui déplace la valeur de température du point de fusion et provoque une fonte à l'amont et un regel en aval de l'obstacle (Lliboutry, 1964 ; Benn et Evans, 2005 ; Fowler, 2010). Ainsi, la composante de glissement basal du mouvement des glaciers intervient spatialement de manière très discontinue et est dépendante de valeurs critiques de pression qui modifient localement la température de fusion de la glace. D'une manière plus générale, la connectivité du réseau hydrographique sous-glaciaire joue un rôle déterminant sur la composante de glissement du mouvement glaciaire (Bell, 2008).

Une dernière composante du mouvement de la glace peut compliquer encore davantage la logique globale de l'écoulement glaciaire. Il s'agit de la déformation de la couverture basale de till en réponse à la contrainte de cisaillement exercée par le glissement du glacier (Hart et Rose, 2001 ; Benn et Evans, 2005). Afin de la différencier du matériel morainique simplement déposé, Van der Meer *et al.* (2003) puis Menzies *et al.* (2006) dénomment cette couche de till sous-glaciaire déformée la « tectomict ». Cette composante du mouvement glaciaire constitue un mécanisme excessivement complexe car sa mise en œuvre et son efficacité sont dépendantes de variables sur lesquelles l'écoulement glaciaire a lui-même un effet :

l'épaisseur et la cohésion de la couche de tectomict ainsi que le volume d'eau de fonte sous-glaciaire (Boulton et Hindmarsh, 1987, Boulton *et al.*, 2001).

En définitive, la multiplicité des processus de mise en mouvement de la glace et la dépendance indirecte et non linéaire de l'écoulement des glaciers vis-à-vis de la pente globale du bassin d'alimentation glaciaire expliquent la faible qualité des modèles linéaires développés pour rendre compte de la variabilité observée de l'intensité de l'ajustement des glaciers sud-islandais à l'échelle post-PAG. Le manque de données concernant la topographie sous-glaciaire et l'épaisseur des glaciers ainsi que le faible échantillon d'émissaires étudiés ne nous ont pas permis d'explorer ces dépendances non linéaires du mouvement glaciaire.

### *Rétroaction positive du bilan de masse sur l'altitude*

Le mécanisme de rétroaction positive entre le bilan de masse et l'altitude globale du glacier est lié à la diminution des températures avec l'altitude et au forçage orographique des précipitations : un bilan de masse positif élève l'altitude globale du glacier et, toutes choses restant égales par ailleurs, l'élévation des précipitations et la baisse des températures avec l'altitude entretiennent l'augmentation du bilan de masse et l'accroissement du volume glaciaire (Weertman, 1961 ; Letréguilly et Oerlemans, 1990 ; Oerlemans, 2008 ; Björnsson, 2010). Notons qu'il existe des conditions limites au niveau du forçage orographique des précipitations qui contraignent l'efficacité de la rétroaction positive du bilan de masse sur l'altitude : une fois la masse d'air asséchée, la poursuite du forçage orographique n'alimentera pas davantage le bassin d'accumulation en précipitations neigeuses. A l'aide de modèles numériques, Letréguilly et Oerlemans (1990) ont testé la dépendance vis-à-vis de l'hypsométrie sous-glaciaire de l'efficacité du mécanisme de rétroaction du bilan de masse sur l'altitude de calottes théoriques. Leurs résultats démontrent l'existence de plusieurs états d'équilibre des calottes pour les mêmes conditions climatiques. Plus précisément, le nombre d'états d'équilibre potentiels croît avec la complexité de la géométrie sous-glaciaire : « *On an island, for instance, it is possible to have two different stable steady states under the same climatic environment : no ice sheet, or a large one over the whole island. When the geometry of the island becomes more complex, for instance with two hills of unequal heights, four different equilibria can be found for the same climatic conditions: no ice sheet, one small one, two small ones or a very large one. Which will develop depends entirely on the history of the mass-balance fluctuations*".

Weertman (1961) a également démontré qu'une calotte glaciaire de petite dimension reposant sur une topographie sous-glaciaire plate peut théoriquement devenir excessivement instable en fonction du franchissement ou non d'une valeur critique du volume glaciaire. En résolvant l'équation de continuité (conservation de la masse) et en introduisant un paramètre prenant en compte la rétroaction du bilan de masse sur l'altitude, le modèle développé par Oerlemans (1981) a identifié le rôle critique joué par cette boucle de rétroaction sur le caractère non linéaire des réponses des calottes glaciaires. De la même manière que Weertman (1961), Oerlemans (1981) détermine deux trajectoires divergentes d'ajustement (disparition ou expansion exponentielle de la calotte) en fonction de valeurs critiques de l'ALEG. Concernant le Vatnajökull, Aðalgeirsdóttir *et al.* (2005) évalue les réponses théoriques de la géométrie de la calotte à des modifications de l'ALEG. Leurs résultats définissent une valeur critique d'élévation de l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (+ 55 m) autour de laquelle le Vatnajökull perd ou gagne en volume de glace avant d'atteindre un état stationnaire (tous les autres paramètres restent constants).

Ces résultats, essentiellement théoriques ou issus de modélisations numériques, démontrent l'extrême sensibilité de la position des fronts glaciaires vis-à-vis des configurations hypsométriques. Ils confirment l'existence de bifurcations, de ruptures brutales entre les états stationnaires des glaciers, dans les réponses des systèmes glaciaires au forçage climatique. Autrement dit, via le processus de rétroaction du bilan de masse sur l'altitude, de très faibles variations (quasiment non mesurables) des paramètres de contrôle topographiques entre deux glaciers semblables peuvent impliquer une forte hétérogénéité de l'intensité des réponses glaciaires à un même signal climatique. Il est incontestable que ce processus peut provoquer des divergences évidentes sur le temps long. En revanche, sa capacité à différencier les réponses de glaciers voisins à l'échelle post-PAG reste à prouver.

### *Lacs proglaciaires et vêlage*

En Islande, la présence de lacs proglaciaires de surcreusement au niveau de l'interface entre le glacier et la marge proglaciaire introduit une dynamique d'ablation frontale supplémentaire : le vêlage. En termes de sensibilité au changement climatique, cette particularité a tendance à rapprocher ce type d'émissaires des glaciers à front marin (Mottram, 2008). Certaines études suggèrent que la création d'un lac proglaciaire amplifie le recul glaciaire à travers la lubrification du lit rocheux et l'augmentation de l'efficacité du glissement basal qui provoque un amincissement de langue glaciaire et une dynamique de vêlage renforcée (Funk et Röthlisberger, 1989 ; Naruse et Skvarca, 2000 ; Tsutaki *et al.*, 2011). Il s'agit d'une boucle de rétroaction positive qui entretient et accélère la fonte glaciaire (Van der Veen, 2002). Par ailleurs, les études menées sur la réponse des glaciers à front marin au changement climatique contemporain ont révélé des comportements extrêmement non linéaires (Van der Veen, 1996, Oerlemans et Nick, 2006). L'intensité de vêlage du front est définie comme la différence entre la vélocité de la glace au niveau du front et le taux de changement de la longueur du glacier par unité de temps (Benn *et al.*, 2007). Par définition, la production d'icebergs lacustres est dépendante de la vitesse d'écoulement frontale du glacier, de l'épaisseur de glace immergée et de la profondeur du lac proglaciaire. Par commodité, l'intensité de vêlage est souvent modélisée par une relation linéaire dépendante de la profondeur du lac proglaciaire (Benn *et al.*, 2007). Il s'agit d'une approximation qui peut se révéler excessive : lorsque la profondeur du lac atteint la valeur critique de flottabilité de la semelle glaciaire frontale, des ruptures brutales de pans entiers du front glaciaire peuvent être déclenchées (Van der Veen, 2002 ; Walder *et al.*, 2006). Le seuil critique de flottabilité introduit une profonde discontinuité dans l'intensité de vêlage et peut potentiellement bouleverser profondément la géométrie glaciaire après une modification brutale de la position du front.

Sur les marges sud du Vatnajökull, Schomacker (2010) relève la transition récente de la configuration marginale de nombreux émissaires sud-islandais et note l'accélération de l'ablation du Breiðamerkurjökull par l'intensification du vêlage : « *The switch from land-based glacier termini to lake-terminating glaciers is an eye-catching environmental change. The heat capacity of the ice-marginal lakes and the change into calving glacier fronts accelerates ice loss from Vatnajökull ».* Sur les terrains que nous avons étudiés, les vitesses de déglaciation post-PAG de glaciers ayant une interface lacustre ne sont pas significativement supérieures aux autres (test de Kruskal-Wallis, *p-value* = 0,162). Signalons néanmoins que seuls les glaciers dont les marges sont occupées par des lacs proglaciaires ont connu des vitesses nettes de recul linéaire du front supérieures à 10 $m.an^{-1}$ (fig. D2).

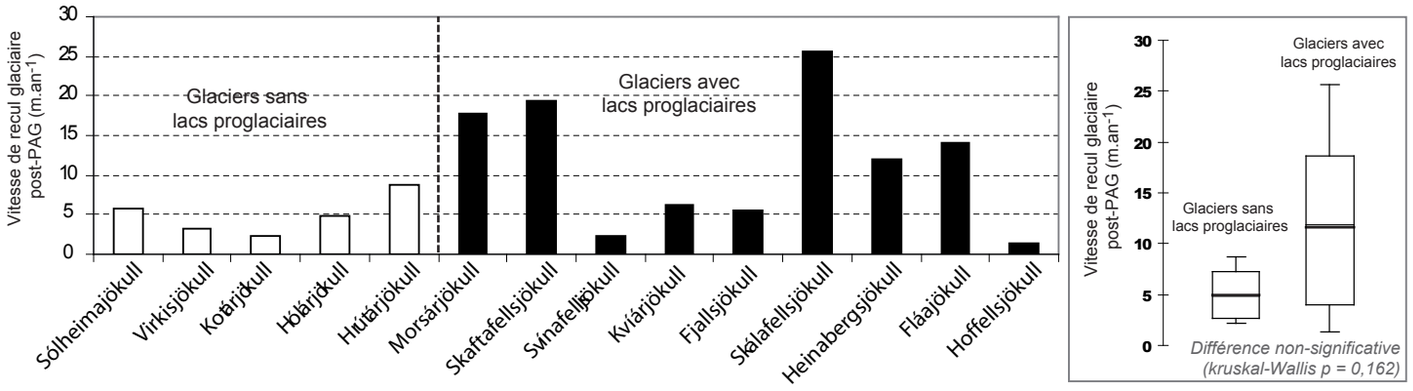



**Figure D2 - Vitesses de recul glaciaire post-PAG en fonction de la présence ou non de lacs proglaciaires marginaux**

### *Impacts du volcanisme et de la géothermie sous-glaciaire sur les vélocités et l'ablation glaciaire*

En raison de leur position à proximité du rift médio-atlantique et d'un panache mantellique, les calottes islandaises sont potentiellement exposées à une fonte basale renforcée par l'activité géothermique et les éruptions sous-glaciaires. A partir des indicateurs géomorphologiques de l'écoulement glaciaire (dimensions des linéations essentiellement) de la calotte islandaise weichselienne, Bourgeois *et al.* (2000) ont mis en évidence une corrélation spatiale entre les courants de glace à forte vélocité et les zones géothermiques actives : la lubrification du lit rocheux par les processus géothermiques renforce la composante de glissement basal du mouvement glaciaire. Les discontinuités spatiales de l'activité géothermique peuvent contribuer à expliquer les différences d'ajustement de langues glaciaires dont les configurations hypsométriques sont similaires.

Notons également que l'activité volcanique islandaise est en mesure de modifier le bilan de masse des langues glaciaires et de provoquer des avancées significatives lors des éruptions accompagnées d'une production massive de téphras : *(1)* les particules de cendres en suspension dans l'atmosphère limitent l'insolation et perturbent le bilan radiatif à la surface des glaciers *; (2)* les dépôts de téphras protègent momentanément les langues glaciaires de l'ablation saisonnière (Kirkbride et Dugmore, 2003, 2008). La dépendance de la distribution géographique des dépôts de téphras vis-à-vis des vents dominants lors de l'événement éruptif induit une forte hétérogénéité spatiale de l'effet protecteur des retombées de cendres. À la suite de l'éruption de l'Hekla de 1947, Kirkbride et Dugmore (2003) reconstituent deux impacts opposés de l'événement éruptif sur l'ablation des langues glaciaires de la calotte de l'Eyjafjallajökull : « *Relative ice ablation increased by only 4% in the east but decreased by >75% at the western margin, only 15km distant. The effect on mass balance therefore depends on tephra distribution as well as on the nature of the glacier surface* ». Concernant le Vatnajökull, les éruptions répétées du Grímsvötn et le dépôt répété de téphras sur les zones d'ablation des émissaires ont vraisemblablement perturbé la réponse des langues glaciaires au forçage climatique. Il reste néanmoins à préciser dans quelle mesure.

L'inventaire des sources de non linéarité du fonctionnement glaciaire développé ci-dessus n'est pas exhaustif. Nous nous sommes concentrés sur les processus dont les effets sur la dynamique des glaciers sont considérés comme décisifs dans la littérature. Il existe d'autres processus fortement non linéaires qui participent, peut-être dans une moindre mesure, à la complexité de la dynamique glaciaire (la rétroaction positive de l'albédo sur le bilan de

masse, les effets opposés de la couverture sédimentaire supraglaciaire autour d'une épaisseur critique, la qualité et la connectivité du réseau hydrographique sous-glaciaire…). Parmi ces derniers, les migrations des lignes de partage de glace liées aux modifications de la géométrie des calottes peuvent *a priori* avoir des implications profondes sur la délimitation des zones d'alimentation des émissaires (Dugmore et Sugden, 1991). Cependant, à notre connaissance, aucune étude n'a été effectuée sur le sujet pour le Vatnajökull.

En définitive, la dynamique frontale du système glaciaire est certes dépendante du bilan de masse, mais la complexité des mécanismes de transfert aval des flux de glace et l'existence de boucles de rétroaction (bilan de masse sur l'altitude et lac proglaciaire sur la vélocité et l'ablation frontale) peuvent induire une réponse excessivement non linéaire (comportant des bifurcations) au forçage climatique.

### 9.1.4. Révéler la complexité de la réponse des fronts glaciaires au signal climatique post-PAG

L'exemple du glacier à front marin Hansbreen (Svalbard) développé ci-dessous illustre le caractère fortement non linéaire de la réponse du front d'un glacier au changement climatique post-PAG. Ce type d'étude nécessite de recourir à des outils permettant de modéliser efficacement les processus non linéaires afin de révéler de manière pertinente la complexité des réponses glaciaires. Après avoir schématiquement reconstitué les trajectoires d'ajustement post-PAG des langues glaciaires sud-islandaises, nous suggérerons rapidement les pistes à suivre en matière d'outils de modélisation des processus complexes.

#### *L'exemple du glacier Hansbreen, Svalbard (Oerlemans* et al.*, 2011)*

En se fondant sur la topographie sous-glaciaire actuelle et en tenant compte des effets des rétroactions du bilan de masse sur l'altitude et de la géométrie du fjord sur l'ablation par vêlage, Oerlemans *et al.* (2011) reconstituent l'ensemble des états stationnaires possibles de la longueur de l'Hansbreen (donc la position du front) pour une large gamme d'ALEG à l'aide d'un modèle minimal (Oerlemans, 2008). Les résultats montrent l'existence d'états d'équilibres stables multiples pour un intervalle d'ALEG donné et la présence de bifurcations (fig. D3). En utilisant le vocabulaire de la théorie des systèmes dynamiques et de la théorie des catastrophes (Thom, 1972, 1993), la surface de réponse de la position du front de l'Hansbreen aux modifications de l'ALEG est affectées par deux plis successifs. Plus exactement, lorsque la surface de réponse est projetée en trois dimensions (en intégrant le paramètre de l'intensité de vêlage), les deux processus de rétroaction donnent naissance à un pli et une fronce. Dans le sens de l'abaissement de l'ALEG (fig. D3) :

- le premier pli est dû à la boucle de rétroaction positive entre le bilan de masse et l'altitude.
- le second pli (qui est en fait une fronce lorsque la surface de réponse est projetée en trois dimensions) est provoqué par la boucle de rétroaction positive entre la géométrie du fjord et l'intensité de l'ablation par vêlage.

L'existence de ce pli et de cette fronce témoigne des phénomènes imbriqués d'hystérésis et d'irréversibilité (au sens de Prigogine, 1996, 2001) qui affectent la réponse des systèmes glaciaires au changement climatique. Mathématiquement, l'hystérésis est définie comme étant la non superposition des réponses du système dynamique lors de la croissance puis de la décroissance de la variable de contrôle (ici l'ALEG). L'irréversibilité, ou la dissymétrie

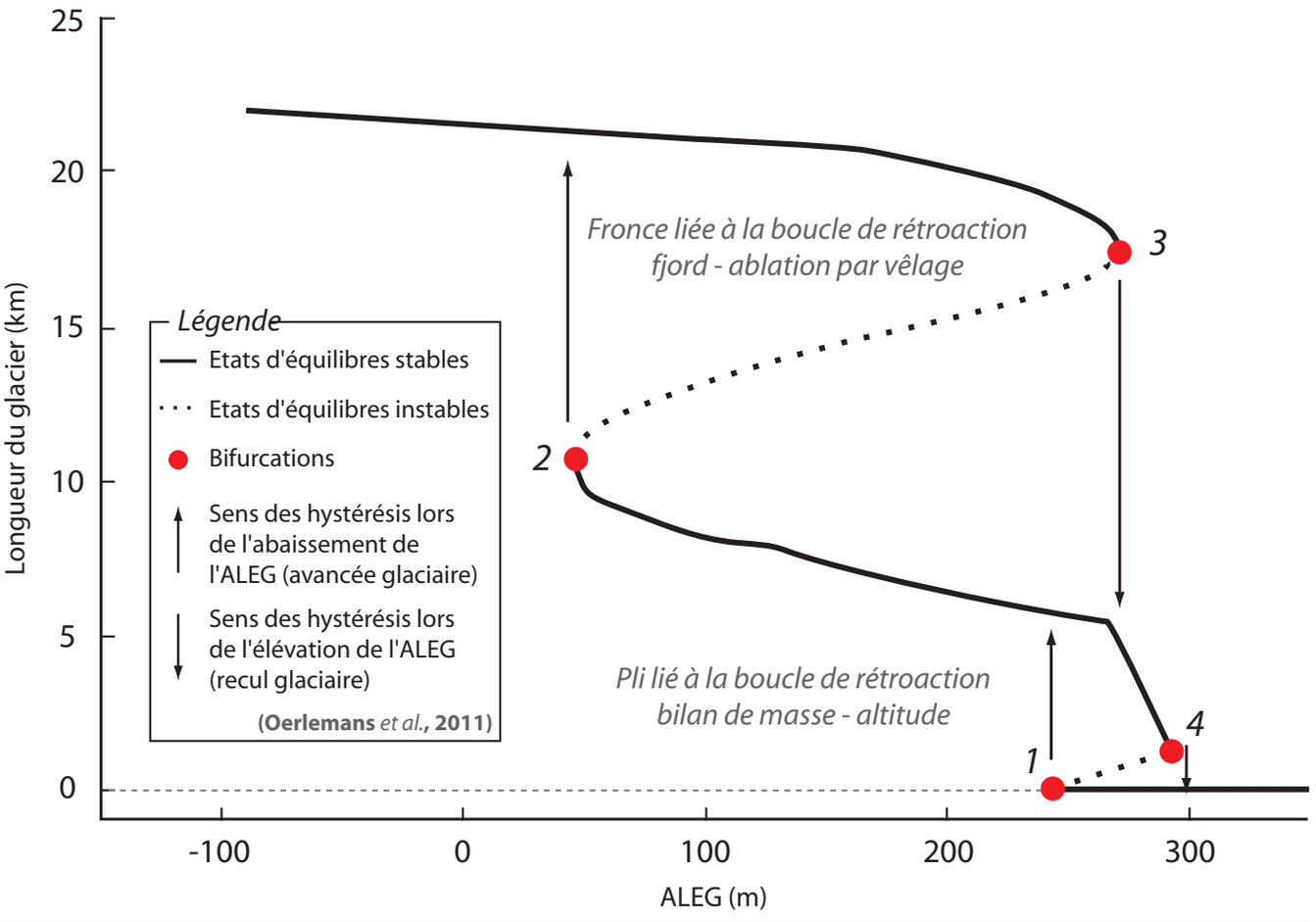



**Figure D3 - Reconstitution des états d'équilibre de la longueur de l'Hansbreen en fonction de l'ALEG**

de la flèche du temps, découle de cette notion d'hystérésis : après le franchissement d'un seuil critique, d'une bifurcation, le système dynamique ne peut retrouver son état antérieur immédiat qu'après un cycle d'hystérésis.

Plus concrètement, les points de bifurcation 1 et 2 de la longueur de l'Hansbreen sont franchis lorsque l'ALEG s'abaisse à la faveur d'une péjoration climatique (fig. D3). Le retour à ces états d'équilibre stables, lorsque l'ALEG s'élève de nouveau, ne peut s'effectuer que par le franchissement des bifurcations 3 et 4. Par exemple, dans le cas de l'Hansbreen, le modèle d'Oerlemans *et al.* (2011) prévoit l'initiation d'une phase de glaciation lorsque l'ALEG atteint l'altitude maximale de la topographie sous-glaciaire actuelle (245 m). Du fait de la rétroaction entre le bilan de masse et l'altitude, l'Hansbreen franchit la bifurcation 1 et atteint rapidement sa longueur d'équilibre autour de 5 kilomètres pour cette valeur d'ALEG. Si l'ALEG s'élève à nouveau au-dessus du point le plus haut du lit glaciaire, mais reste en dessous du seuil altitudinal de la bifurcation 4 (290 m), il existe des états d'équilibre de la longueur de l'Hansbreen en raison de l'épaisseur du glacier. En revanche, lorsque l'ALEG dépasse 290 m, la bifurcation 4 est franchie et l'Hansbreen disparaît.

Une fois que la phase de glaciation est amorcée (bifurcation 1 franchie), la poursuite de l'abaissement de l'ALEG se traduit par une avancée lente et quasiment linéaire du front de l'Hansbreen jusqu'à la bifurcation 2. Le passage de l'ALEG au-dessous de 46 m provoque le franchissement de la bifurcation 2 et la progression du front de l'Hansbreen vers un état

d'équilibre autour de 21 km. La lenteur de la progression aval du front glaciaire et la présence de la bifurcation 2 sont liées au franchissement de la portion surcreusée du lit rocheux de l'Hansbreen. L'absence d'états d'équilibre stables entre les valeurs de longueur glaciaire de 10,8 à 17,5 kilomètres est la conséquence directe de l'intensification de l'ablation par la dynamique de vêlage. Notons que la branche supérieure des états d'équilibre de l'Hansbreen montre une très faible sensibilité de la longueur du glacier à une poursuite de l'abaissement de l'ALEG. A ce niveau, le front se trouve dans une position à la limite entre les hauts-fonds et le large : une faible poussée aval du front suffit à provoquer une forte intensification du vêlage.

En définitive, l'exemple de l'ajustement post-PAG de l'Hansbreen fournit un schéma conceptuel explicatif de l'asynchronie du max PAG et de l'hétérogénéité de l'intensité de la réponse post-PAG des émissaires sud-islandais : de très faibles variations dans les valeurs de l'ALEG au voisinage des points de bifurcation se traduisent par de profondes différences au niveau des positions des fronts glaciaires tant en période d'avancée des fronts qu'en période de recul. De même, l'exemple de l'Hansbreen démontre également que l'approche explicative linéaire est totalement inadaptée.

### *Application schématique aux langues glaciaires sud-islandaises*

Selon Oerlemans *et al.* (2011), la double fronce mise en évidence pour la réponse post-PAG du front de l'Hansbreen constitue le diagramme fondamental illustrant l'ajustement des systèmes glaciaires au forçage climatique. De manière schématique, nous pouvons utiliser ce graphique pour expliquer qualitativement la divergence des trajectoires de réponse post-PAG des fronts glaciaires sud-islandais. Nous ne distinguons ici que deux types de glaciers correspondant aux deux trajectoires schématisées (fig. D4) : les glaciers avec une interface glacio-lacustre (affectés par le vêlage) et les glaciers dont les marges proglaciaires ne comportent pas de lacs proglaciaires. En considérant deux émissaires aux configurations hypsométriques similaires, une même diminution de l'ALEG depuis le maximum PAG se répercutera très intensément sur la longueur du glacier affecté par le vêlage (après la bifurcation) tandis que l'effet sera plus modéré sur le glacier sans lac proglaciaire. Selon ce schéma conceptuel, le maximum d'hétérogénéité inter glaciers de la position des fronts peut être observé pour les valeurs d'ALEG au voisinage du point de bifurcation. Deux états d'équilibre dynamique excessivement divergents en terme de position du front peuvent alors se différencier au niveau des glaciers à front lacustre : avant et après le franchissement de la bifurcation.

Ce schéma explicatif constitue un cadre théorique qui permet de conceptualiser la complexité des réponses glaciaires en tenant compte des processus non linéaires régissant la dynamique des glaciers. Au-delà d'une simple approche qualitative, la reconstruction des surfaces de réponse catastrophique (au sens de Thom, 1972, 1993) des fronts glaciaires doit nécessairement faire appel à des outils d'analyse de données et de modélisation qui traitent efficacement les systèmes dynamiques non linéaires.

### *Modéliser les systèmes dynamiques non linéaires : avec quels outils ?*

Afin d'améliorer la qualité des modèles prédictifs et explicatifs de la réponse des glacier aux scénarios climatiques, Zumbühl *et al.* (2008) suggèrent l'adoption d'approches modélisatrices qui respectent les composantes non linéaires de la dynamique glaciaire : "*Because glacier length is a complex function dependent on climate, time, glacier geometry and other factors, it may be well-suited to nonlinear model approaches ".* Seulement, les équations aux

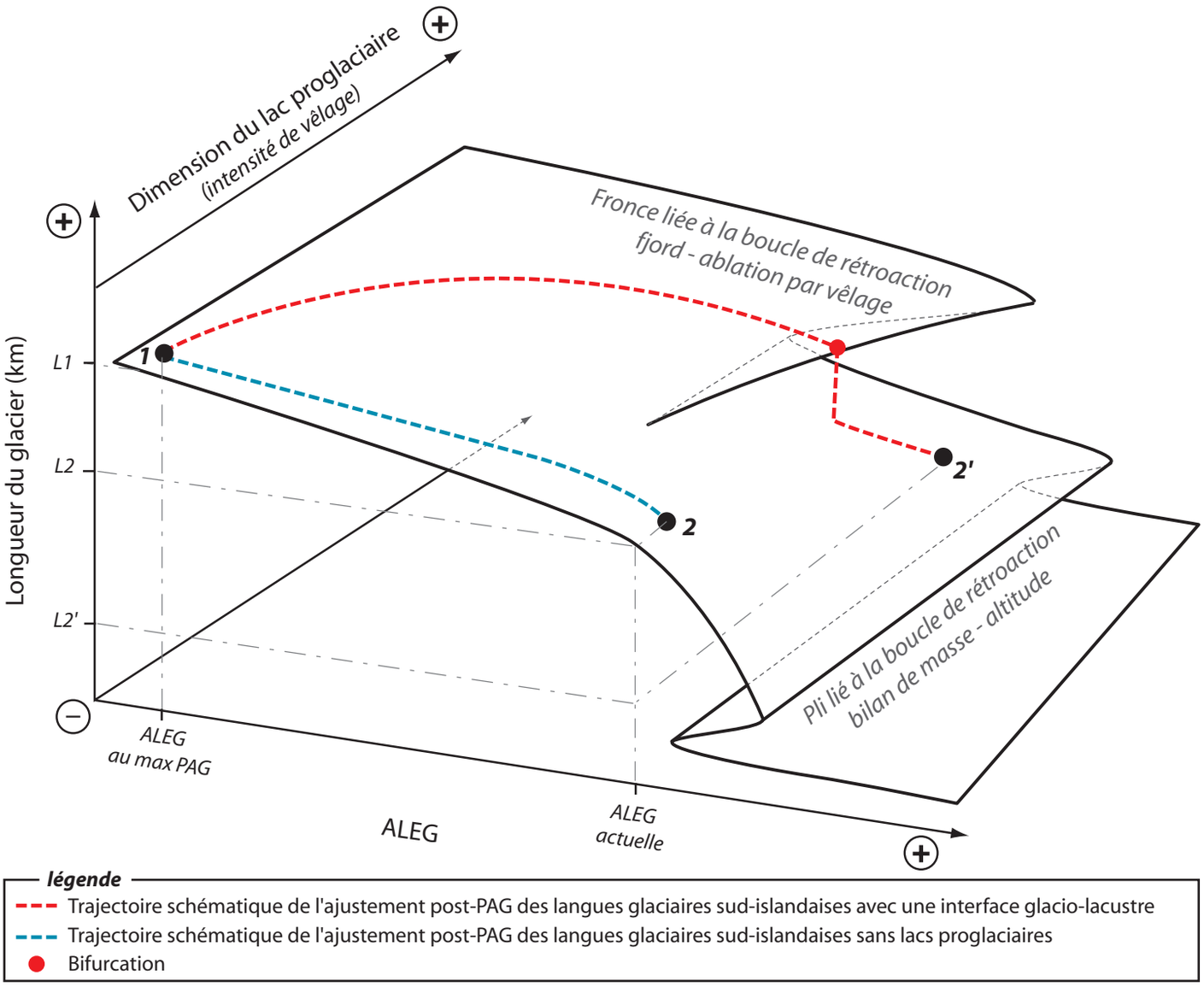



**Figure D4 - Reconstitution schématique des trajectoires d'ajustement post-PAG des émissaires sud-islandais**

dérivées partielles qui décrivent le comportement des systèmes dynamiques linéaires et non linéaires ne sont pas toujours facilement manipulables (l'ensemble des solutions de grande dimension peut se traduire par une forte imprédictibilité). Pour éluder les complications du calcul différentiel, des outils alternatifs de modélisation des systèmes complexes ont été progressivement développés comme les réseaux de neurones et les automates cellulaires (Toffoli, 1984 ; Wolfram, 1984). Les méthodes de réseaux de neurones artificiels permettent de modéliser, plus simplement que les équations aux dérivés partielles, les systèmes dynamiques non linéaires caractérisés par des seuils critiques (Lebart *et al.*, 2006). Les capacités adaptatives et d'apprentissage des réseaux de neurones permettent également de modéliser les effets des boucles de rétroaction et ouvrent un champ alternatif à la simulation de la complexité. Ce type de modélisation a notamment été utilisé avec succès pour reconstituer puis simuler les fluctuations de la Mer de Glace, du glacier d'Aletsch et du Grindelwald en réponse à différents scénarios de forçage climatique (Steiner *et al.*, 2005, 2008 ; Zumbühl *et al.*, 2008).

## 9.2. La marge proglaciaire post-PAG : un système critique auto-organisé ?

La structure paysagère fragmentée des marges proglaciaires est propice aux effets de barrage du transit hydrosédimentaire. Nous présentons ci-dessous deux processus marginaux qui présentent des caractéristiques proches du concept de criticalité auto-organisée et qui ont des effets *a priori* majeurs sur la temporalité du transfert hydrosédimentaire entre la marge proglaciaire et le sandur.

### 9.2.1. Définition des systèmes critiques auto-organisés

Conceptuellement, le fonctionnement de la marge proglaciaire vis-à-vis des flux hydrosédimentaires se rapproche des systèmes critiques auto-organisés (ou SOC, pour *self-organized critically*) définis par Bak *et al.* (1987, 1988) et généralisés par Bak (1996). Les systèmes critiques auto-organisés modélisent une situation dans laquelle un système dynamique se place « spontanément » dans une situation critique (criticalité auto-organisée) : des contraintes sont accumulées localement jusqu'à un point de rupture qui correspond au seuil critique de résistance du système à cette contrainte. La relaxation de la contrainte induit alors un phénomène de réaction en chaîne, appelé avalanche, qui se propage sur une échelle spatio-temporelle plus ou moins grande. Une des propriétés remarquables des SOC réside dans la relation puissance entre la magnitude et la fréquence des évènements de relaxation de la contrainte (Dahr, 2006). Les systèmes dynamiques présentant une tendance à la criticalité auto-organisée sont nombreux dans la nature : tremblements de terre, mouvements de masse, épidémies (Bak, 1996). En géomorphologie, des approches modélisatrices fondées sur les concepts des systèmes critiques auto-organisés ont notamment été appliquées aux thématiques de l'évolution paysagère sur le long terme (Rigon, 1994 ; Phillips, 1995) et du transport sédimentaire en contexte fluvial (Coulthard et Van de Wiel, 2007 ; Van de Wiel et Coulhard, 2010).

### 9.2.2. Effets de barrage et contrôle des moraines frontales sur le transit sédimentaire

Comme Cossart et Fort (2008) l'ont démontré sur les terrains alpins des Ecrins, les moraines frontales contraignent le transit sédimentaire amont-aval jusqu'à un seuil de rupture du barrage morainique (*cf.* fig. B16). Dans une configuration un peu différente (*cf.* 8.3), le contrôle exercé par les moraines frontales sur le transit sédimentaire amont-aval a également pu être observé sur les sandurs sud-islandais. Plus précisément, le suivi diachronique de la largeur de la bande active du sandur du Morsárjökull a permis d'identifier la dissymétrie amont-aval des bilans sédimentaires locaux imposée par les cordons morainiques. Les moraines contraignent l'efficacité de la circulation de la charge sédimentaire de l'amont vers l'aval. Cette contrainte implique d'une part, une diminution de la largeur de la bande active au niveau des moraines, et d'autre part, un accroissement de la largeur du sandur en amont, dans la vallée de kjós, qui s'opère par érosion latérale au détriment des anciennes plaines intra-morainiques (fig. D5). Notons que cette dynamique amont d'élargissement de la bande active est surtout visible pour la période de 1960 à 1997. La diminution de la largeur du sandur qui a lieu immédiatement à l'aval des moraines est liée à l'effet de barrage engendré par ces dernières.

Ainsi, après la rupture du barrage morainique qui entravait totalement le transit sédimentaire, les moraines frontales continuent à exercer un contrôle sur l'efficacité de la mobilisation des sédiments vers le sandur aval. Les accumulations sédimentaires à l'amont des édifices morainiques se poursuivront *a priori* jusqu'au seuil de résistance du barrage. Une fois ce seuil dépassé, un réajustement rapide du plan d'accumulation fluvioglaciaire s'effectue. Tant que les moraines frontales conservent les dimensions suffisantes pour exercer un contrôle sur le transit sédimentaire, un nouveau cycle de criticalité auto-organisé peut à nouveau s'initier (fig. D6). Ce modèle conceptuel est à confirmer car la résolution temporelle des données photographiques utilisées pour le suivi diachronique des plans d'accumulation fluvioglaciaires ne nous a pas permis d'observer toutes les étapes d'un cycle. Néanmoins, la présence de nombreuses terrasses fluvioglaciaires non colonisées par les lichens en amont et au niveau des moraines, marquant respectivement le niveau topographique de la phase d'accumulation des contraintes et de relaxation (fig. D7), suggère un fonctionnement cyclique dont la période est inférieure à 30 ans (décalage temporel maximum entre le dépôt et la colonisation par les lichens selon Bradwell, 2001).

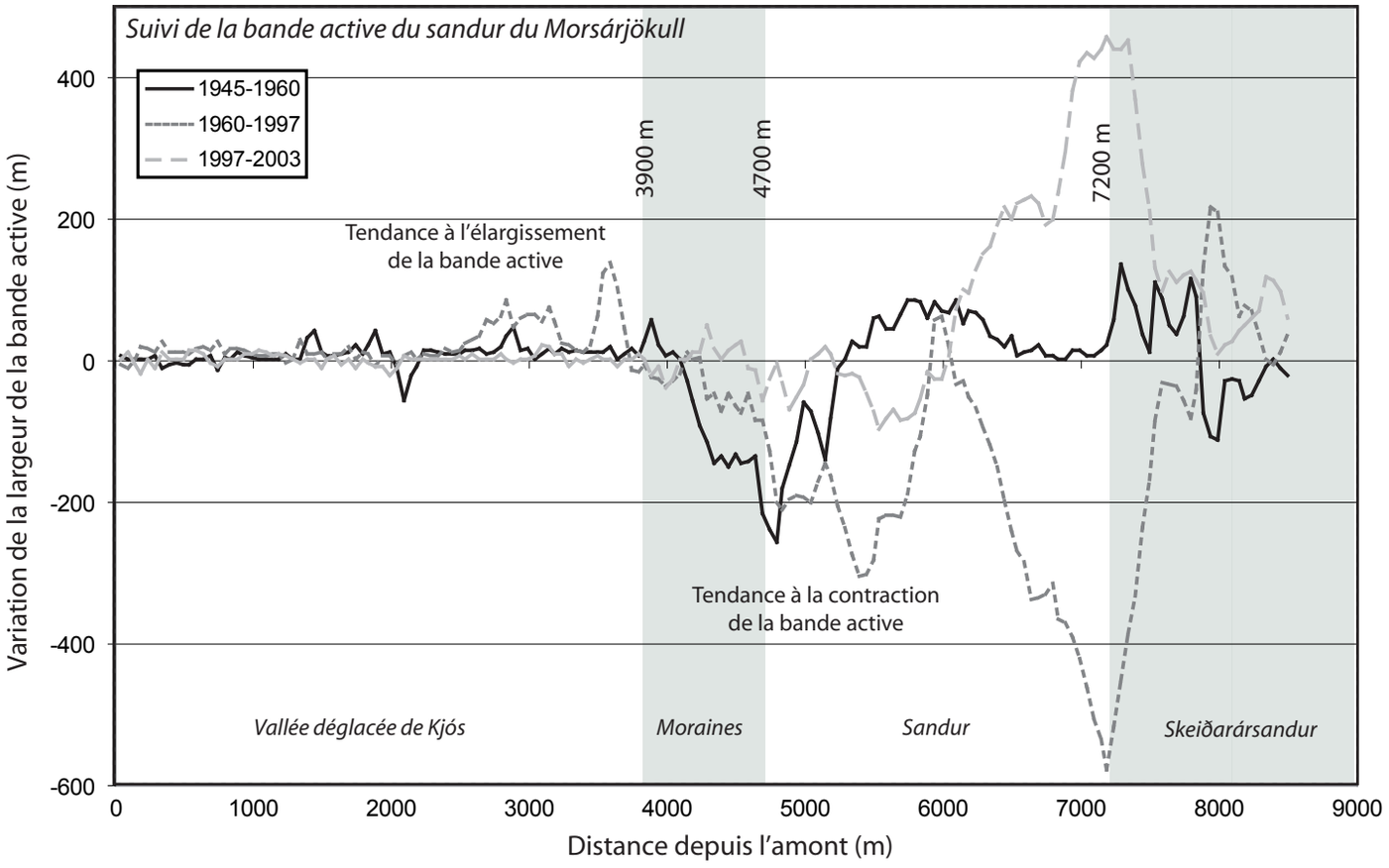



**Figure D5 - Variation de la largeur de la bande active révélant le contrôle des moraines sur le transit sédimentaire**

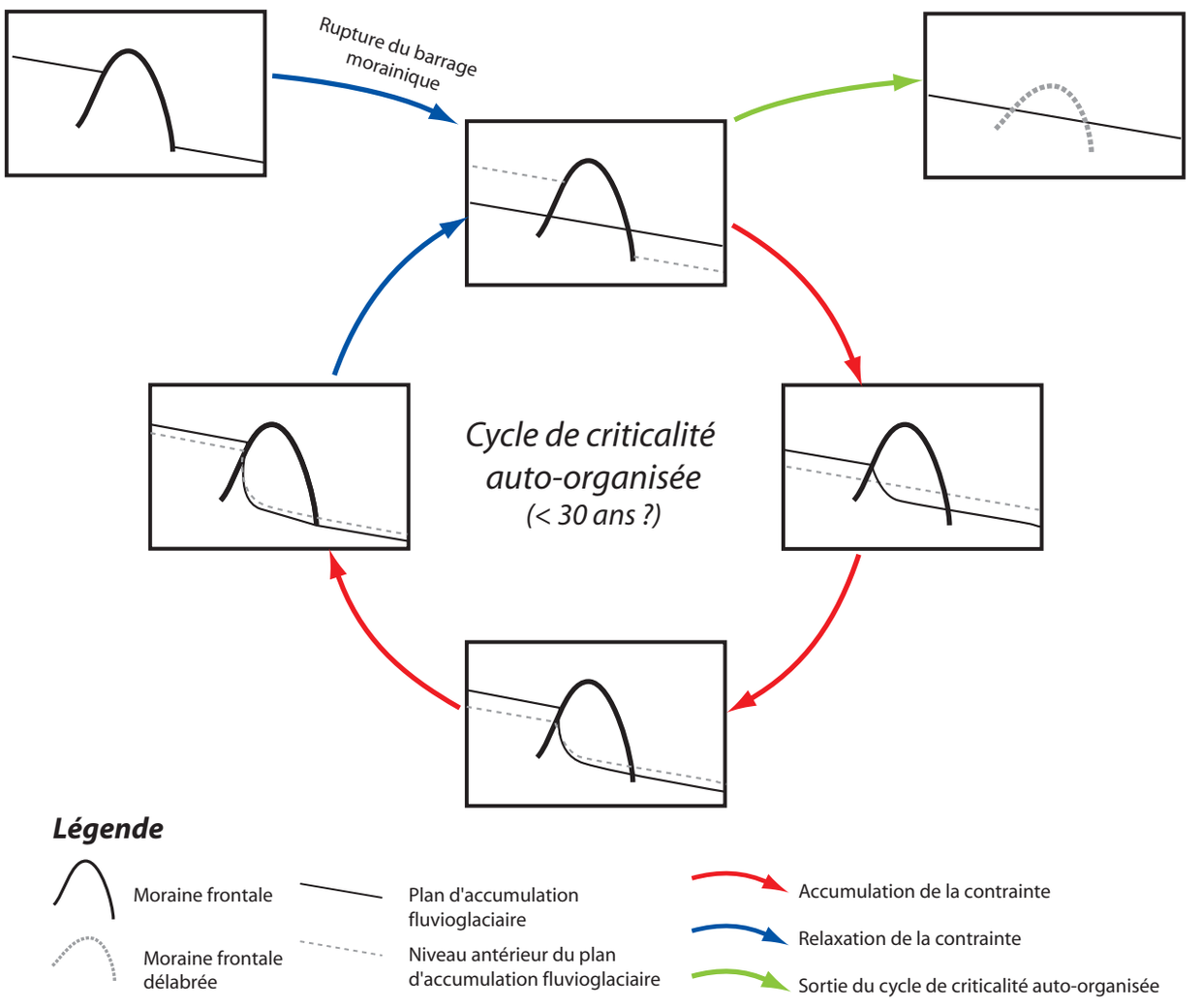



**Figure D6 - Modèle conceptuel du cycle de criticalité auto-organisée associé aux barrages morainiques**

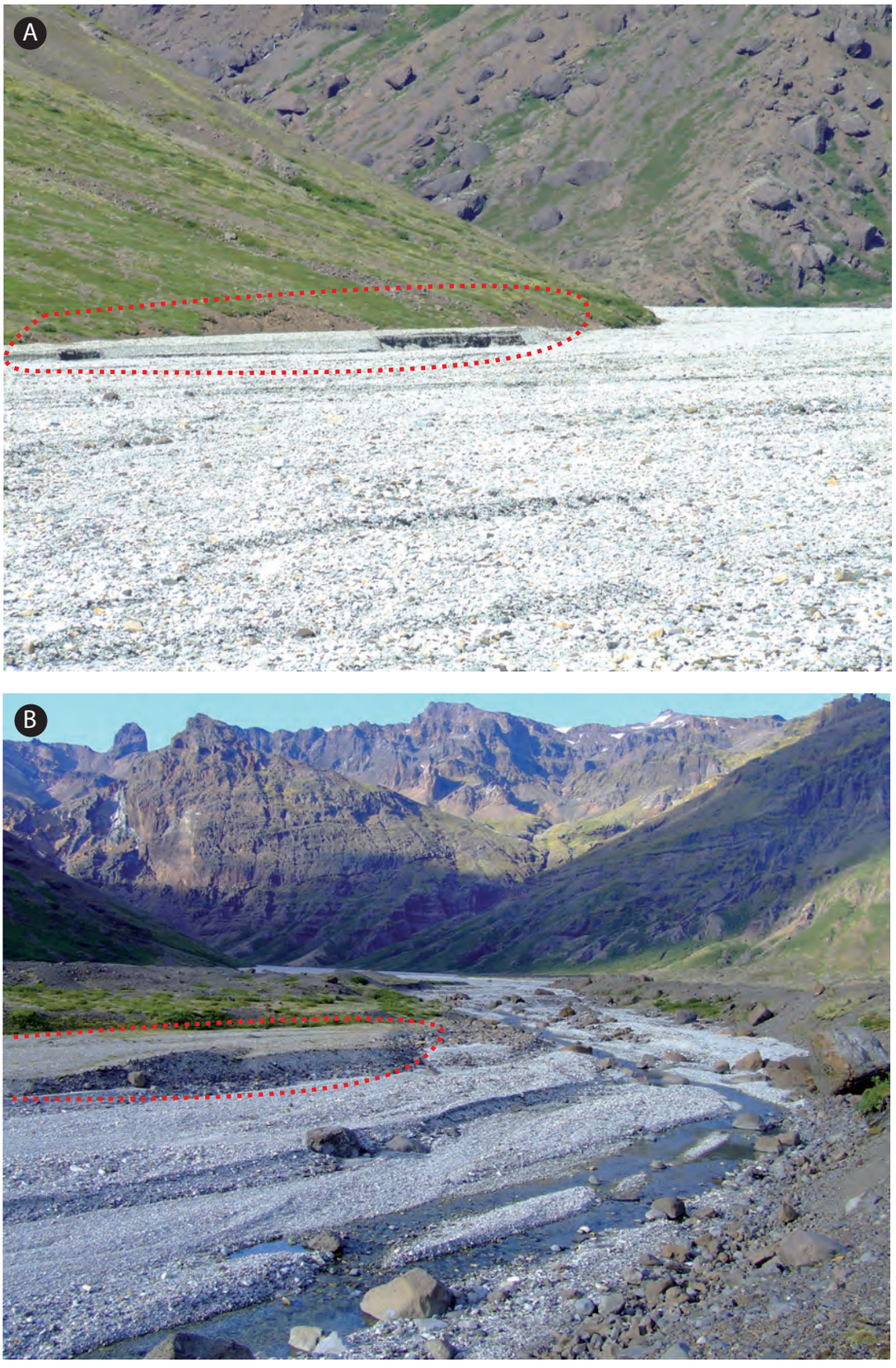



**Figure D7 - Terrasses fluvioglaciaires sans lichens en amont (A) et au niveau des moraines (B)**

### 9.2.3. Processus de déclenchement et récurrence des crues limno-glacielles

En aval des glaciers ayant une interface proglaciaire lacustre, un processus récurrent de construction de barrages glaciels au niveau de l'exutoire du lac proglaciaire a été observé. Le lac proglaciaire du Morsárjökull semble plus particulièrement affecté par ce type de processus : la connexion entre le lac proglaciaire et le chenal de drainage présente une discontinuité bathymétrique qui inhibe l'évacuation aval des plus gros icebergs lacustres. Ces derniers ont tendance à s'accumuler au niveau de l'exutoire du lac proglaciaire et à former un barrage glaciel en piégeant également les icebergs de plus petites dimensions (fig. D8, A et B). Le pont situé immédiatement en aval du lac proglaciaire, que nous empruntions lors de la mission de reconnaissance de 2005, a été brisé lors d'une crue limno-glacielle déclenchée par la rupture d'un barrage glaciel au printemps 2006 (communication personnelle de R.F. Kristjansson, directeur du Parc national de Skaftafell). Lors de la mission estivale de 2006, nous avons constaté la destruction du pont marginal et retrouvé un fragment des montants déposé à plus de 2 kilomètres en aval sur le sandur du Morsárjökull (fig. D8-C, D et E). Ces deux éléments témoignent de l'intensité que peuvent atteindre ces types de crue. Nous avons constaté sur différents terrains (Morsárjökull, Fjallsjökull, Fláajökull et Hoffellsjökull) la

**Figure D8 - Constitution de barrages glaciels et impact d'une crue limno-glacielle en aval du Morsárjökull**

récurrence de la formation de barrages glaciels sans pour autant avoir pu observer *in situ* le déclenchement des crues.

De toute évidence, la récurrence des crues limno-glacielles s'apparente à un cycle de criticalité auto-organisée dans lequel la marge proglaciaire pénètre dès lors que le recul glaciaire donne naissance à une interface glacio-lacustre (fig. D9). Le cycle de criticalité auto-organisée débute alors avec l'accumulation progressive de la contrainte à travers la constitution du barrage glaciel. Ce dernier entraîne une discontinuité de la cote de la ligne d'eau entre le lac proglaciaire et le chenal de drainage qui a tendance à s'aggraver avec l'accroissement de la dimension du barrage glaciel. Lorsque la contrainte exercée par le niveau d'eau amont (lac proglaciaire) dépasse le seuil de résistance du barrage glaciel, la crue limno-glacielle est

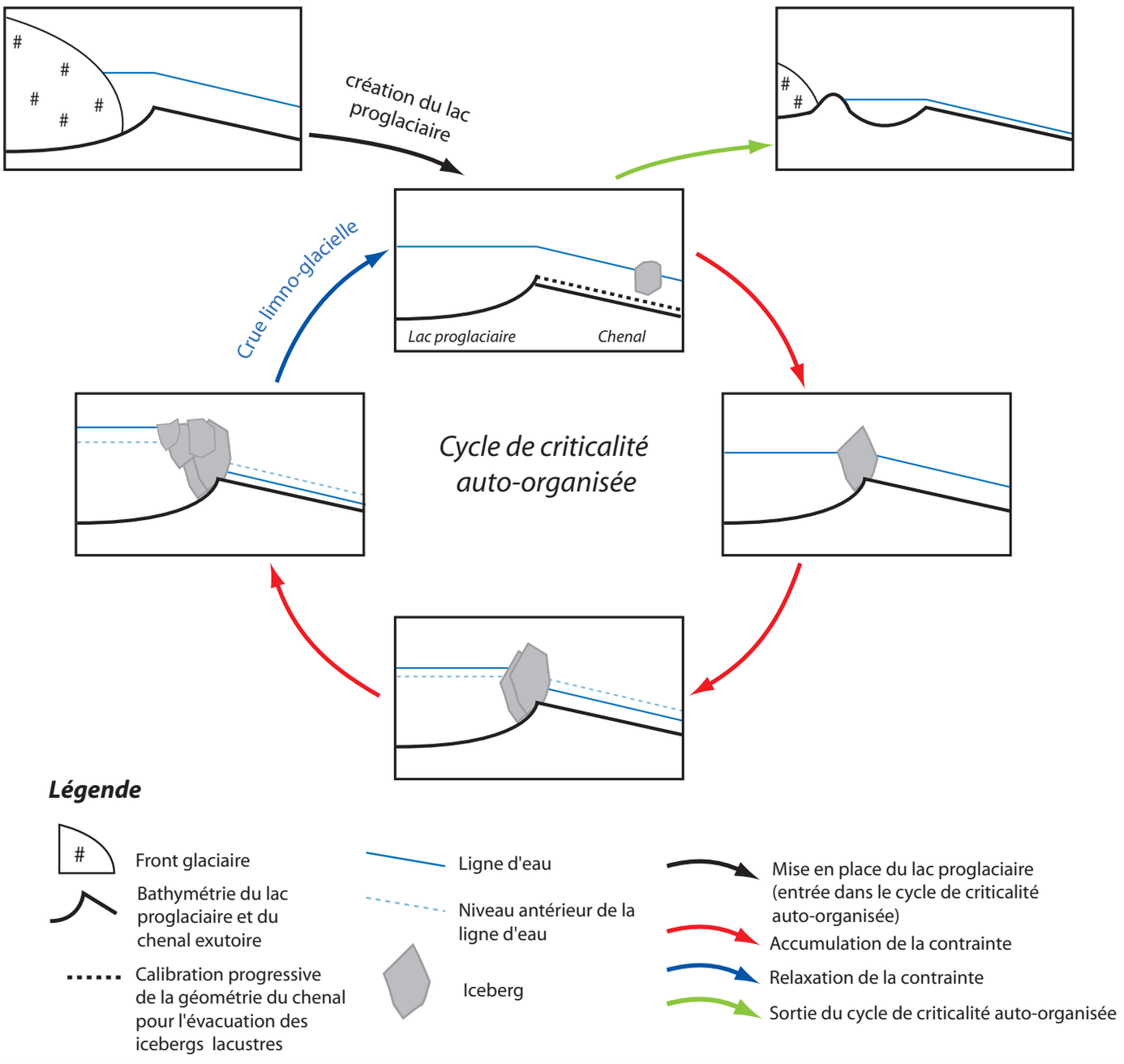



**Figure D9 - Modèle conceptuel du cycle de criticalité auto-organisée associé aux barrages glaciels**

déclenchée (relaxation de la contrainte). Le seuil critique de rupture du barrage glaciel est très vraisemblablement lié à la profondeur limite de flottabilité de la glace. *A priori*, la géométrie du chenal de drainage du lac proglaciaire est progressivement calibrée par la succession des crues limno-glacielles (nous n'avons malheureusement pas pu relever la bathymétrie de ce type de chenal en raison de la dangerosité de l'opération) : son efficacité à évacuer les icebergs s'améliore et peut éventuellement conduire à la sortie du cycle de criticalité auto-organisée (à condition que la dynamique de vêlage ne puisse produire d'icebergs suffisamment imposants pour initier le barrage glaciel). De manière plus radicale, la sortie du cycle de criticalité auto-organisée peut s'amorcer dès lors que l'interface glacio-lacustre est rompue. La déconnexion entre le front du glacier et le lac proglaciaire peut notamment s'opérer lors des réavancées glaciaires et le dépôt d'une moraine frontale qui isole le lac proglaciaire (fig. D9). A terme, ce dernier deviendra un lac intra-morainique déconnecté du réseau hydrographique marginal.

### 9.2.4. Implications sur la temporalité du transfert hydrosédimentaire vers le sandur

En termes de transit hydrosédimentaire, les deux processus décrits ci-dessus montrent des caractéristiques assimilées aux systèmes critiques auto-organisés. Autrement dit, du transfert sédimentaire totalement entravé aux pics des crues limno-glacielles, l'évolution post-PAG du débit solide proglaciaire est marquée par des variations extrêmes imposées par le fonctionnement non linéaire de la marge proglaciaire et la criticalité auto-organisée. Par conséquent, l'évolution post-PAG des apports sédimentaires aux sandurs proximaux n'est pas une fonction simple (linéaire) des variables de contrôle climatique et glaciaire (Phillips, 2003 ; Coulthard *et al.*, 2005 ; Van de Wiel et Coulthard, 2010). Plus précisément, c'est la réorganisation paysagère du discontinuum glacio-fluvial, imposée par la contrainte climatique post-PAG et le recul glaciaire, qui donne naissance à des modes complexes de transfert sédimentaire amont-aval.

En définitive, la complexité et l'hétérogénéité de la réponse post-PAG des langues glaciaires et les contrôles opérés par les unités paysagères marginales sur le transit sédimentaire glacio-fluvial imposent aux sandurs des variations temporelles des débits liquide et solide dont les tendances à l'échelle post-PAG sont difficilement modélisables. Le schéma en trois phases de l'évolution post-PAG des flux hydrosédimentaires que nous avons proposé comme hypothèse de travail (*cf.* B18) apparaît comme excessivement simpliste. Afin de mieux saisir la nature des variations post-PAG des conditions hydrosédimentaires offertes aux sandurs, il nous semble essentiel d'adopter à l'avenir des approches explicatives tenant compte des phénomènes de criticalité auto-organisée qui semblent être très répandus dans les espaces compartimentés des marges proglaciaires.

## 9.3. Processus et rythmes d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais

Depuis les travaux de Schumm (1977), le caractère éminemment non linéaire du fonctionnement des systèmes fluviaux est bien connu. Le développement des concepts centraux de seuils géomorphologiques (intrinsèques et extrinsèques) et de réponses complexes a considérablement amélioré notre compréhension de l'ajustement fluvial à la perturbation momentanée, ou au changement irréversible, des variables de contrôle fondamentales (débits liquide et solide). Dans le contexte fluvioglaciaire post-PAG, le caractère complexe et hétérogène de l'ajustement des sandurs au recul glaciaire devrait *a priori* être renforcé par la nature des comportements des émissaires et des marges proglaciaires vis-à-vis des flux hydrosédimentaires. Pourtant, nos résultats indiquent une certaine homogénéité du mode d'ajustement des plaines fluvioglaciaires. Nous proposons dans un premier temps un modèle qualitatif global du mode de réponse post-PAG des sandurs qu'il convient ensuite de nuancer. Dans un second temps nous évaluerons la qualité des modèles explicatifs linéaires des rythmes d'ajustement post-PAG des plaines fluvioglaciaires sud-islandaises.

### 9.3.1. Scénario dominant de l'ajustement fluvioglaciaire post-PAG : un modèle descriptif en deux phases

Par rapport aux différents scénarios d'ajustement post-PAG des sandurs que nous avions identifiés dans nos hypothèses de travail (*cf.* fig. B18), nous n'avons finalement observé sur les terrains sud-islandais qu'un seul scénario véritablement valide : le tressage aggradant, ou stable, suivi d'une dynamique d'incision et d'une métamorphose fluviale vers les cours d'eau divagants (*wandering river*) révélée par la contraction proximale de la bande d'activité fluviale, la diminution de l'intensité de tressage et l'émergence d'un chenal proximal sinueux et quasiment unique. De même, comme nous le suggérions, la dernière phase de méandrage identifiée dans les différents scénarios n'a pas été observée. Selon les modèles de Schumm (1977) et Starkel (1983), la métamorphose fluviale vers le méandrage s'initie lors de l'inversion de la tendance des débits liquides (passage de l'augmentation à la diminution). Or, rappelons que les résultats issus de la modélisation prospective de l'évolution du volume glaciaire et de l'eau de fonte du Vatnajökull prévoient une inversion de la tendance du débit liquide proglaciaire intervenant au plus tôt en 2040 (*cf.* 2.2.1 et fig. B15). En tout état de cause, cette dernière phase de transition vers le méandrage n'est pas encore d'actualité (en considérant les scénarios prospectifs sur le volume du Vatnajökull valides).

Ainsi, d'après nos résultats, le mode d'ajustement au recul glaciaire post-PAG des sandurs de type I peut se décomposer en deux phases : une première phase correspondant aux temps de réaction des sandurs et une seconde phase d'incision proximale et d'aggradation distale des plaines fluvioglaciaires (fig. D10 et D11).

#### *Phase I : le temps de réaction du sandur*

Lors de la première période, que l'on peut considérer comme le temps de réaction du sandur, la plaine fluvioglaciaire n'enregistre pas d'incision malgré l'initiation du recul glaciaire (fig. D10 et D11). Ce dernier est en effet amorcé puisque la moraine du maximum PAG est colonisée par les lichens. Deux interprétations de l'existence de ce temps de réaction sont possibles.

- Le front glaciaire peut avoir enregistré un léger recul durant la phase I et connaître une période stationnaire avec des fluctuations saisonnières mineures qui maintiennent un stock sédimentaire important au sein de la marge proglaciaire. Cet apport renouvelé de sédiments glacigéniques maintient le sandur dans l'état antérieur au maximum PAG.
- En revanche, si le front glaciaire enregistre après le maximum PAG un recul glaciaire prononcé et continu, l'absence d'incision du sandur durant la phase I ne peut être expliquée que par une recharge du stock sédimentaire marginal par les processus paraglaciaires. En particulier, dans les premiers temps de la déglaciation, les processus thermokarstiques, dus au démantèlement de moraines à culots de glace morte, sont *a priori* en mesure de pallier un temps le déficit sédimentaire marginal (Mercier *et al.*, 2009 ; Irvine-Fynn *et al*., 2011).

Nous devons néanmoins nuancer : cette première phase que nous interprétons comme le temps de réaction du sandur peut tout aussi bien être une période d'aggradation de la plaine fluvioglaciaire proximale (fig. D10). Nous n'avons cependant aucun moyen de vérifier cette hypothèse sur le terrain étant donné que l'éventuel plan d'accumulation fluvioglaciaire pré-aggradation est par définition recouvert par l'actuel paléosandur identifié comme étant de première génération post-PAG.

Lorsque les édifices morainiques sont stabilisés, la recharge paraglaciaire du système fluvial proglaciaire s'essouffle et la phase I s'achève (fig. D10 et D11). Nos résultats concernant les datations lichénomètriques des paléosandurs post-PAG de première génération suggèrent des temps de réaction des sandurs sud-islandais allant de 40 à 100 ans. Ainsi, les moraines et les plaines intra-morainiques abandonnées sont stabilisées et cessent de constituer une source sédimentaire paraglaciaire efficace au bout de 40 à 100 ans (*cf*. fig. R24-B). Signalons néanmoins que ces évaluations des temps de réactions se fondent sur les six sandurs qui ont fait l'objet d'une attention particulière concernant les levés topographique transversaux (*Cf.* 8.1.2). Rappelons que pour les sandurs du Skaftafellsjökull et du Svìnafellsjökull, il existe une phase d'incision antérieure au maximum PAG (*cf.* 8.1.1). Cependant, la fourchette calculée des temps de réaction post-PAG des plaines fluvioglaciaire sud-islandaise trouve un écho dans la littérature. Sur la marge proglaciaire du *Small River Glacier* au Canada, il a été démontré que les dépôts, essentiellement des plaines intra-morainiques abandonnées, cessent de servir de sources sédimentaires après plusieurs dizaines d'années (Orwin et Smart, 2004). Nos résultats confortent cette hypothèse d'une stabilisation des édifices morainiques et des dépôts intra-morainiques en l'espace d'un demi-siècle, voire un siècle. Ce laps de temps est *a priori* trop court pour englober l'ensemble de ce qui est communément appelé la période paraglaciaire (Ballantyne, 2003 ; Mercier, 2010 ; Cossart, 2005). Plus vraisemblablement, la durée de la phase I constitue uniquement le laps de temps durant lequel l'efficacité de la remobilisation paraglaciaire est suffisante pour, au minimum, maintenir le sandur en équilibre.

Cette période de stabilisation des édifices morainiques peut être très variable et, par conséquent, le temps de réaction du sandur proximal également. Nos résultats indiquent un écart-type de 20 ans autour d'une moyenne de 69 ans pour la durée de la phase I. Cette variabilité est liée à l'abondance du stock morainique dans la marge proglaciaire et à sa sensibilité aux processus de remobilisation potentiels. En particulier, la présence de glace morte dans les cordons morainiques joue un rôle prédominant dans le déclenchement de coulées de débris permettant le déstockage et la recharge du système fluvial proglaciaire en sédiments paraglaciaires (Church et Ryder, 1972 ; Church et Slaymaker, 1989 ; Mercier, 1997, 2001, 2009).

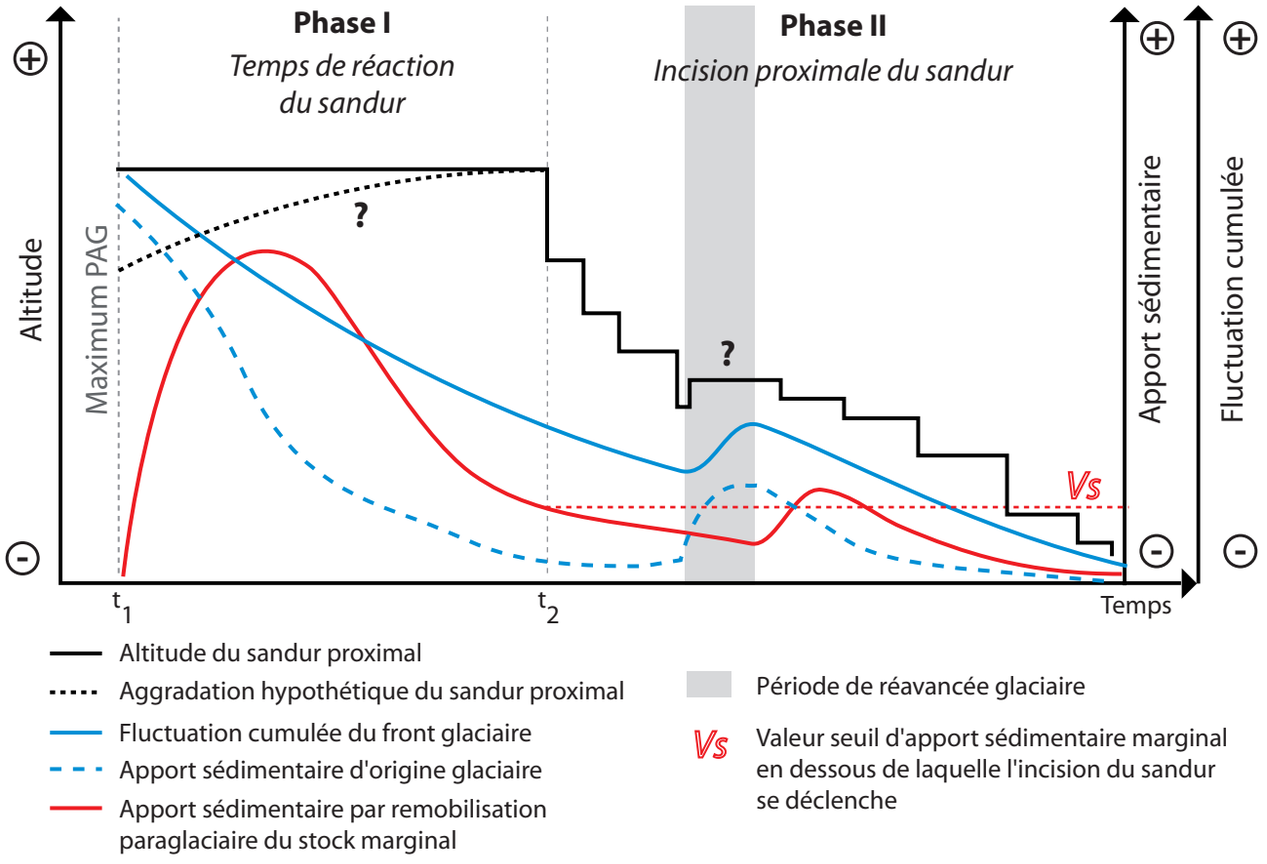



**Figure D10 - Modèle conceptuel de la réponse des sandurs proximaux de type I au recul glaciaire post-PAG**

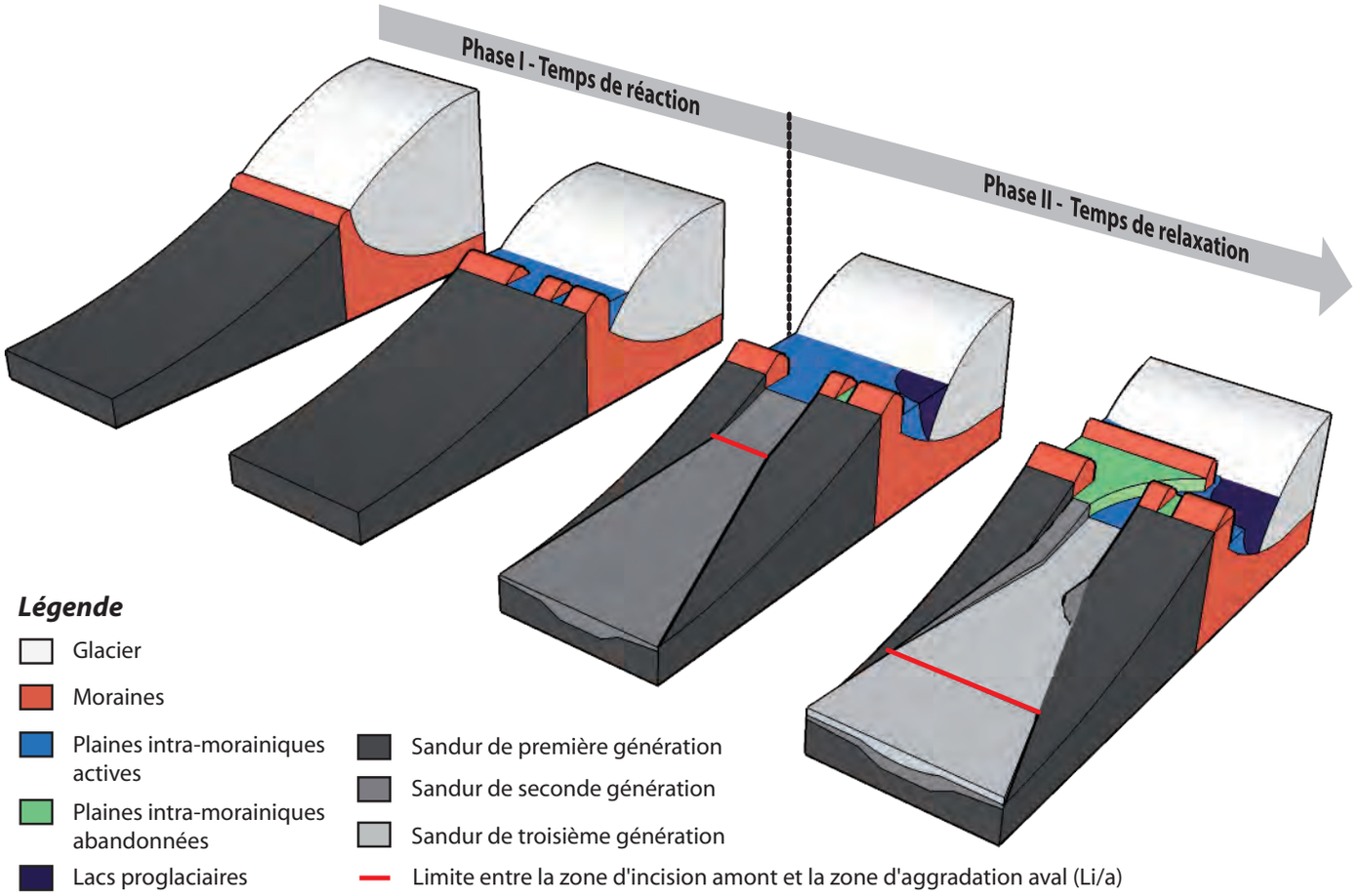



**Figure D11 - Modèle graphique de la réponse des sandurs proximaux de type I au recul glaciaire post-PAG**

### *Phase II : Incision/contraction proximale et aggradation/élargissement distal du sandur : migration aval de vagues sédimentaires*

La phase d'incision du sandur proximal s'amorce dès lors 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 (fig. D10). L'incision proximale du sandur de première génération correspond à une remobilisation du matériel fluvioglaciaire qui est transporté et redéposé en aval provoquant ainsi une aggradation du sandur distal qui recouvre en partie le plan d'accumulation fluvioglaciaire de première génération (fig. D11). Le tarissement du stock marginal et la poursuite du recul glaciaire se traduit par un abaissement du niveau de base local qui favorise les phénomènes de capture au sein de la marge proglaciaire. Ces captures provoquent l'abandon par les écoulements proglaciaire d'anciennes plaines intra-morainiques souvent au profit d'une seule et unique brèche qui constitue l'exutoire privilégié des flux hydrosédimentaires. Cette simplification post-PAG du réseau hydrographique marginal a également été observée au Spitsberg sur les marges des glaciers Lovén (Griselin 1982, Mercier, 2001 ; Mercier et Laffly, 2005). Fréquemment, le recul glaciaire s'accompagne de la création de lacs proglaciaires qui aggravent le déficit sédimentaire marginal en piégeant la fraction grossière de la production sédimentaire glacigénique. Lors des réavancées glaciaires, notamment des années 1970 et 1980 (*cf.* fig. B7), le dépôt de nouvelles moraines frontales rehausse le stock sédimentaire marginal mais contribue également à amplifier le caractère compartimenté des unités de stockage et leur déconnexion avec les cours d'eau marginaux (fig. D11). Le déficit sédimentaire se poursuivant, le sandur proximal de seconde génération est à son tour incisé.

D'une manière générale, la réponse des sandurs sud-islandais au recul glaciaire post-PAG est la conséquence du déficit sédimentaire marginal et de la concentration des flux hydrosédimentaires au niveau d'une unique brèche morainique. La recharge sédimentaire du système fluvial proglaciaire s'effectue prioritairement par une remobilisation du stock fluvioglaciaire proximal entraînant la mise en terrasse des plans d'accumulation antérieures et une contraction de la bande d'activité fluviale proximale. Le matériel fluvioglaciaire remobilisé constitue une vague sédimentaire qui migre progressivement vers l'aval et provoque une aggradation du sandur distal. Notons que, plutôt qu'une dégradation uniforme du plan d'accumulation fluvioglaciaire, la dynamique de mise en terrasse successive des différentes générations de sandur traduit le franchissement de seuils géomorphologiques et la non linéarité de la réponse fluvioglaciaire aux fluctuations des variables de contrôle (fig. D10). Vraisemblablement, le franchissement de ces seuils géomorphologiques est lié aux variations brutales de l'efficacité du transit hydrosédimentaire marginal. Ces instabilités des apports liquide et solide étant probablement provoquées par les mécanismes de criticalité auto-organisé régnant au sein de la marge proglaciaire. Nos données ne nous ont cependant pas permis de vérifier cette hypothèse.

### *Ralentissement des vitesses d'incision du sandur proximal*

D'après nos résultats, l'ampleur de l'incision des sandurs proximaux tend à diminuer au cours de la phase II (*cf.* fig. R25). Ce ralentissement peut être expliqué par le processus de migration vers l'amont du profil en long évoqué par Thompson et Jones (1986) et Marren (2002). En appliquant le modèle d'évolution des sandurs lors du recul glaciaire, qu'ont développé Thompson et Jones (1986), le ralentissement de la vitesse d'incision du sandur proximal est effectivement prévisible (fig. D12). Ce modèle propose que le profil en long de la plaine

fluvioglaciaire, représenté par une courbe exponentielle négative (Maizels, 1979), migre vers l'amont sans subir de modifications majeures. En acceptant cette hypothèse, il est possible de démontrer mathématiquement, et graphiquement la diminution de la vitesse d'incision du sandur proximal (fig. D12). Il s'agit cependant d'une hypothèse difficile à soutenir étant donné le contraste sédimentaire et topographique existant entre le sandur et la marge proglaciaire qui aurait plutôt tendance à segmenter le profil en long. D'autre part, ce modèle ne rend pas compte de l'aggradation distale et de la migration aval des vagues sédimentaires. Nos données ne permettent pas de confirmer la justesse de ce modèle. La migration vers l'amont du profil en long apparaît néanmoins comme le processus le plus pertinent pour expliquer le ralentissement de l'incision du sandur proximal lors du recul glaciaire.

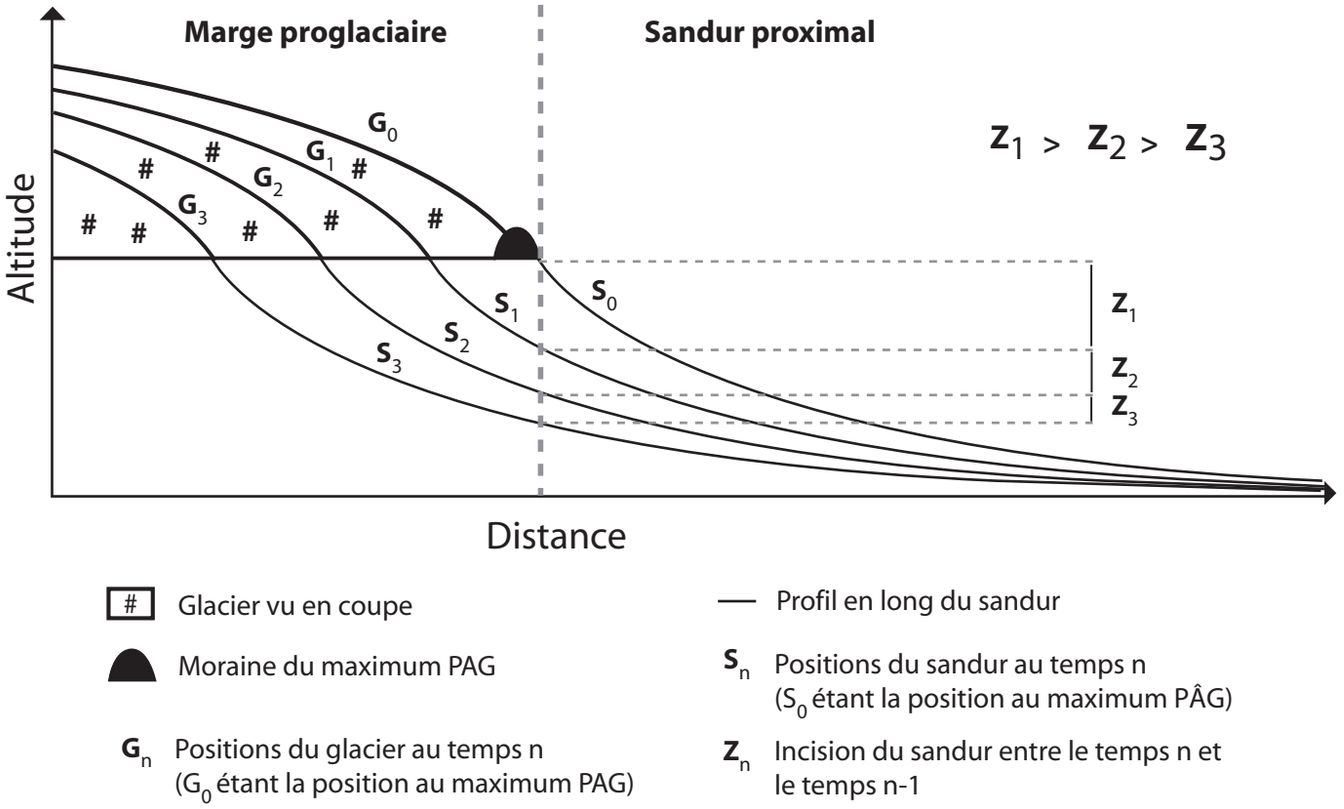



**Figure D12 - Ralentissement de l'incision du sandur proximal** (*modèle de A. Thompson et A. Jone,1986*)

### *Impacts immédiats des réavancées glaciaires post-PAG : l'hypothèse d'un seuil critique d'apport sédimentaire marginal*

Nous avons cherché à évaluer l'impact des réavancées glaciaires postérieures au PAG sur le processus d'incision du sandur proximal. Cette démarche a été limitée par la qualité médiocre des mesures des oscillations des fronts glaciaires. Il semble cependant qu'une réavancée glaciaire soit en mesure de ralentir, sans délai, la vitesse d'incision (*cf*. fig. R25). En effet, l'avancée du glacier réalimente la marge proglaciaire en sédiments glacigéniques, qui, à terme, modifie le bilan sédimentaire local du sandur proximal (fig. D10). Une question s'impose : pourquoi la réactivité du sandur proximal aux réavancées glaciaires semble instantanée alors que nos résultats mettent en évidence un temps de réaction pluridécennal des plaines fuvioglaciaires lors de la phase I ? Un élément de réponse réside dans la notion de

valeur seuil d'apport sédimentaire (fig. D10). Rappelons que la phase d'incision se déclenche lorsque les apports sédimentaires paraglaciaires ne suffisent plus à maintenir le sandur dans un état stable. Avec le franchissement de cette valeur seuil d'apport sédimentaire, l'incision du sandur proximal en réponse au recul glaciaire s'amorce. À l'inverse, lors des avancées glaciaires, l'apport de sédiments d'origine glaciaire s'ajoute à la contribution de débris d'origine paraglaciaire. Cette combinaison a pour effet de faciliter le dépassement de la valeur seuil d'apport sédimentaire et, par conséquent, de raccourcir considérablement le délai de réponse du sandur proximal. Notons que la réavancée glaciaire provoque finalement un allongement de la période paraglaciaire en augmentant le stock sédimentaire marginal potentiellement remobilisable par les processus paraglaciaires (fig. D10). Nous proposons l'hypothèse suivante : si à l'issue de ces réavancées glaciaires les apports sédimentaires paraglaciaires dépassent une valeur seuil, le ralentissement de la vitesse d'incision peut se maintenir un temps alors même que le recul glaciaire a repris. Nos résultats ne permettant pas de démontrer la validité de cette explication, cette interprétation de la relation entre la réavancée glaciaire et le ralentissement de la vitesse d'incision du sandur proximal doit être considérée comme une hypothèse à confirmer.

### 9.3.2. Inventaire des nuances observées au modèle d'ajustement fluvioglaciaire dominant

Le modèle descriptif de l'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I développé ci-dessus doit être nuancé sur la base des observations effectuées sur le terrain. Les nuances apportées ici ne constituent pas des divergences majeures par rapport à la logique de l'ajustement fluvioglaciaire identifiée. En revanche, ces nuances traduisent des singularités dans le mode d'ajustement des sandurs et la configuration paysagère des plaines fluvioglaciaires.

#### *Coalescence des lobes glaciaires au maximum PAG, capture et déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire*

L'étude de l'ajustement post-PAG des sandurs des glaciers Skaftafellsjökull, Virkisjökull, Heinabergsjökull et Fláajökull a révélé l'existence de mécanismes de capture et de déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire associés à une configuration glaciaire particulière : deux lobes coalescents lors du maximum PAG qui conditionnent fortement la localisation de l'exutoire prioritaire des flux hydrosédimentaires (fig. D13). Selon Thompson et Jones (1986), la zone de contact entre les deux lobes est un exutoire privilégié pour les flux hydrosédimentaires qui détermine la position du sandur actif au maximum PAG. Lorsque les fronts des émissaires se déconnectent suite au recul glaciaire post-PAG, des phénomènes de capture s'opèrent au sein de la marge proglaciaire (Griselin, 1982 ; Mercier, 2001 ; Mercier et Laffly, 2005) et le sandur commun aux deux lobes est abandonné au profit de deux sandurs individualisés (fig. D13). Signalons que l'ajustement post-PAG des plaines fluvioglaciaires de l'Heinabergsjökull et du Skálafellsjökull indique que ces captures et déplacements du secteur d'activité fluvioglaciaire peuvent s'opérer tardivement et succéder à une dynamique de contraction et d'incision du sandur proximal (*cf.* R22). En définitive, les phénomènes de capture et la dynamique d'incision proximale et d'aggradation distale se succèdent au cours de l'histoire de l'ajustement post-PAG du paysage fluvioglaciaire.

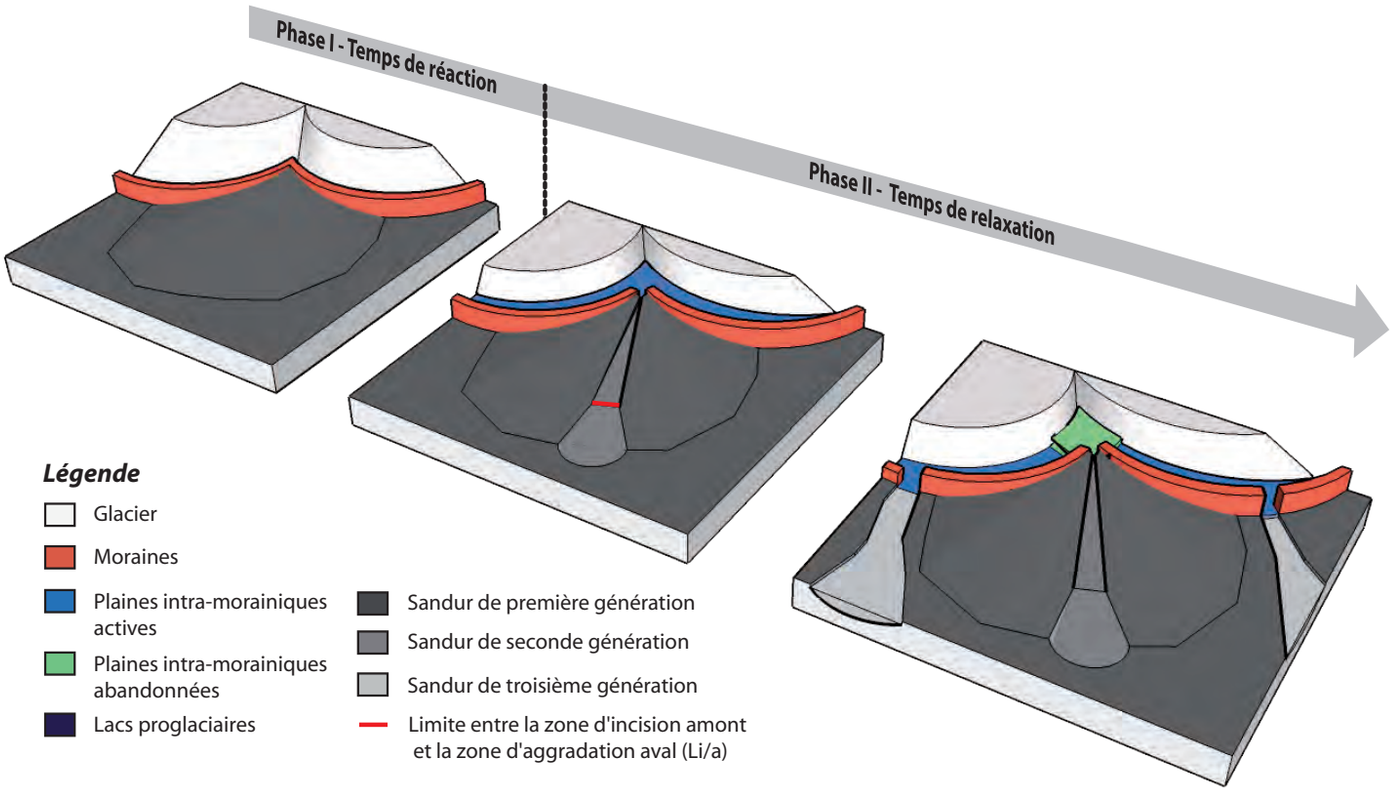



**Figure D13 - Modèle graphique de la réponse des sandurs en contexte de coalescence des lobes glaciaires au maximum PAG**

### *Contrôle morainique des apports hydrosédimentaires d'une vallée tributaire*

Le suivi diachronique de la largeur de la bande active du sandur du Morsárjökull a souligné l'importance des contrôles opérés par les moraines terminales sur le transit sédimentaire amont-aval entre la vallée déglacée de kjós et la plaine fluvioglaciaire du Morsárjökull (*cf.* fig. R29). D'après nos mesures, les moraines contraignent fortement l'efficacité du transfert sédimentaire de l'amont vers l'aval et provoque un déficit sédimentaire en aval des moraines et un stockage forcé en amont comme cela a été démontré dans les Alpes (Cossart et Fort, 2008). Cependant, la présence de terrasses fluvioglaciaires non colonisées par les lichens en amont et au niveau des moraines suggère un fonctionnement cyclique de criticalité auto-organisée (*cf.* 9.2.2 et fig. D6). Autrement dit, nos observations suggèrent une contribution des vallées tributaires (barrées ou partiellement barrées par le glacier au maximum PAG) au budget sédimentaire des sandurs excessivement irrégulière du fait du contrôle morainique. Hypothétiquement, la conséquence de cette forte irrégularité des apports des vallées tributaires se traduit par une fluctuation extrême du bilan sédimentaire du sandur proximal qui oscille entre une forte dynamique d'incision (lorsque le transit sédimentaire est totalement entravé) et des périodes d'aggradation brutale (lors des pics d'apport sédimentaire correspondant au franchissement du seuil de résistance des moraines à l'aggradation en amont).

### *Contrôle des cônes alluviaux sur la dynamique latérale fluvioglaciaire*

Les mesures de l'évolution de la bande d'activité fluviale du sandur du Brókarjökull ont montré l'influence locale des apports de versant sur la dynamique latérale des plans d'accumulation fluvioglaciaire. Dans les contextes de vallées encaissées comme kjós (Morsárjökull) ou Kalfafellsdalur (Brókarjökull), les larges cônes alluviaux sont en mesure de provoquer une diminution locale de la largeur de la bande active des sandurs au niveau du contact entre le cône et le plan d'accumulation fluvioglaciaire (*cf.* fig. R29). D'autre part, il semblerait que les larges cônes alluviaux très actifs puissent également avoir un effet local sur les valeurs de pente des plaines fluvioglaciaires actives. Sur le sandur de l'Hoffellsjökull, nous avons constaté une augmentation locale de la pente vraisemblablement liée à l'apport latéral de matériel issu du cône.

Néanmoins, d'après nos résultats, les apports sédimentaires de versant ne se manifestent pas sur le paysage fluvioglaciaire au-delà d'un effet local. Même les plus larges cônes alluviaux rencontrés sur les terrains étudiés ne modifient pas le schéma global de la réponse post-PAG des sandurs sud-islandais.

### *Impacts des jökulhlaups d'éruptions volcaniques sous-glaciaires allochtones*

Le secteur distal du sandur du Morsárjökull a connu une forte contraction de la largeur de la bande active entre 1960 et 1997 (fig. D14). Cette évolution est très vraisemblablement provoquée par le jökulhlaup d'éruption sous-glaciaire survenu sur le Skeiðarársandur en novembre 1996. Cette crue catastrophique, venant du sud-ouest, a inondé en partie le sandur aval du Morsárjökull déposant un important volume de matériel fin (cendres) qui a certainement provoqué une aggradation brutale et une déconnexion d'une partie du sandur distal par rapport aux écoulements provenant du Morsárjökull et de la vallée déglacée de kjós. Notons cependant que cette perturbation du sandur aval reste très éphémère puisque la largeur de la bande active de cette zone retrouve son état pré-jökulhlaup dès 2003. Ce résultat, montrant un temps de résilience d'environ 6 ans, est en accord avec une précédente étude menée sur le Skeiðarársandur qui évalue à une dizaine d'années le retour à des conditions géomorphologiques pré-jökulhlaup (Smith *et al*, 2006). Signalons que ces chercheurs remettent en cause la prépondérance qu'accordait Maizels (1991, 1997) au rôle joué par ces crues catastrophiques dans la morphogenèse des sandurs sud-islandais. En tout état de cause, l'exemple du Morsárjökull a montré que l'impact morphogénique de jökulhlaup sd'éruption sous-glaciaire allochtone est quasiment insignifiant.

## 9.3.3. Exception au modèle d'ajustement fluvioglaciaire dominant : les sandurs de type III

Les langues glaciaires du Sólheimajökull et du Kotárjökull sont connues pour être des bouches de sortie de jökulhlaups d'éruption sous-glaciaire (Sigurðsson, 1998). Nous avons identifié un mode alternatif de l'ajustement post-PAG du profil longitudinal des sandurs Sólheimajökull et du Kotárjökull (*cf.* fig. R26) : le sandur du Sólheimajökull a connu une incision de sa partie proximale depuis le maximum PAG. Cependant, aucun signe d'aggradation distale n'a été relevé sur le terrain. De plus, la diminution post-PAG de la pente proximale reste extrêmement faible (0,013 $m.m^{-1}$ pour P1 contre 0,012 $m.m^{-1}$ pour le sandur actif). Nous suggérons que le fort pouvoir d'incision des jökulhlaups volcaniques qui affectent la marge proglaciaire du Sólheimajökull est responsable de cette dégradation uniforme du sandur et

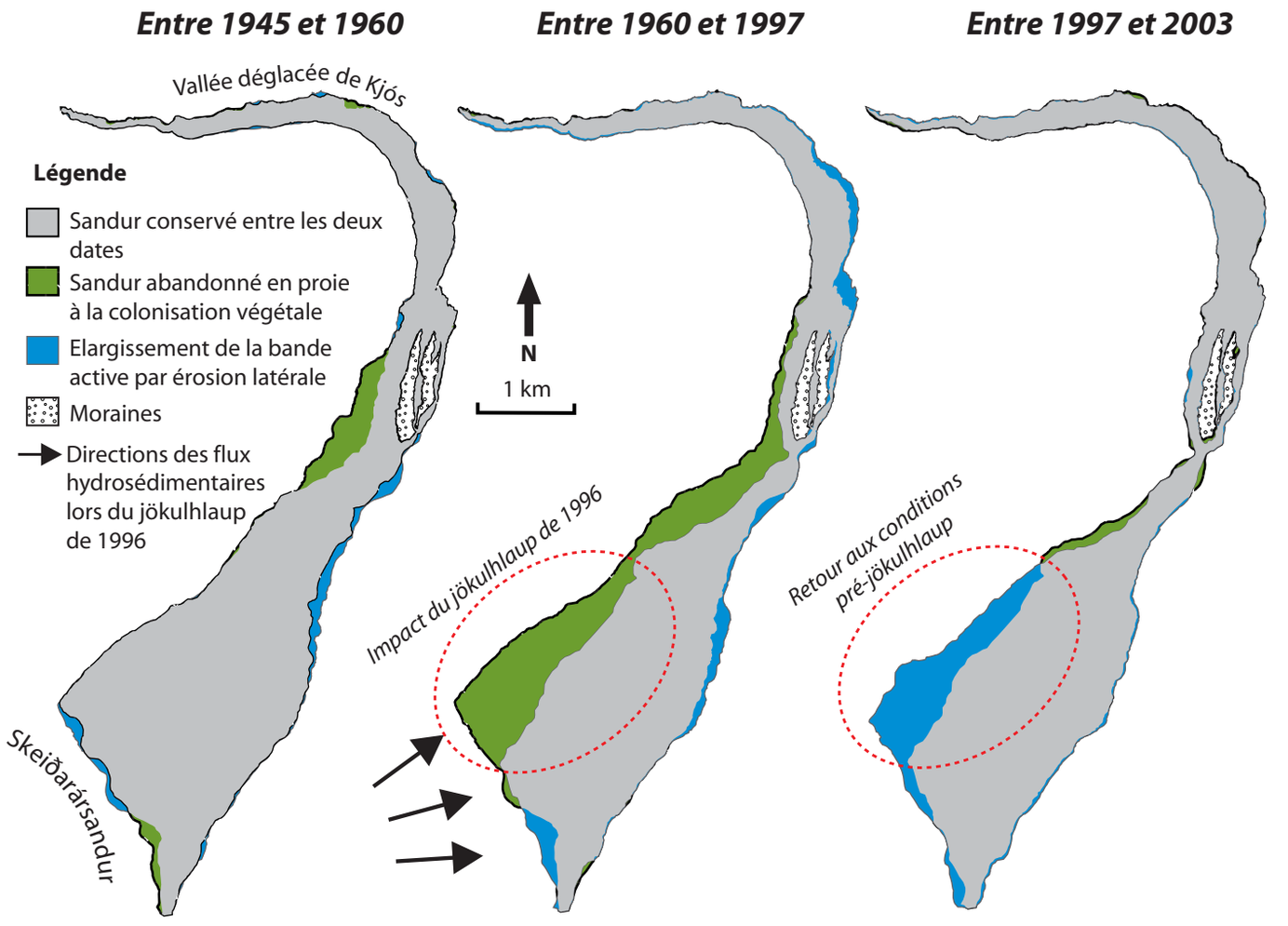



**Figure D14 - Evolution de la bande active du sandur du Morsárjökull**

de l'absence de zone d'aggradation distale. Le sandur du Kotárjökull est lui aussi affecté par les jökulhlaups volcaniques. D'ailleurs, le paléosandur dont le profil longitudinal a été levé constitue le dépôt majeur du jökulhlaup historique de 1727. À la suite de Thompson et Jones (1986), nous pensons que les incisions successives de ce dépôt hérité sont indépendantes des fluctuations du glacier Kotárjökull et correspondent plutôt à un retour progressif du sandur aux conditions pré-jökulhlaup.

D'une manière plus générale et comme Nicholas et Sambrook-Smith (1998) le suggèrent, en termes de morphogenèse et de remobilisation du stock sédimentaire fluvioglaciaire, les sandurs impactés par les jökulhlaups sont « immunisés » face aux gammes de débit associées à l'ablation glaciaire « normale ». Le calibre granulométrique du matériel déposé lors des crues catastrophiques est hors de portée de la compétence des écoulements proglaciaires saisonniers. Par conséquent, le remaniement des formes fluvioglaciaires des sandurs de jökulhlaups d'éruption sous-glaciaire est totalement indépendant des fluctuations glaciaires. La morphogenèse de ce type de sandur semble exclusivement dépendante de la fréquence et de la magnitude des jökulhlaups.

### 9.3.4. Modèles linéaires explicatifs du rythme d'ajustement post-PAG des sandurs de type I

Comme nous l'avons vu précédemment, le mode d'ajustement post-PAG des sandurs de type I s'effectue par une remobilisation du stock sédimentaire proximal et une migration aval progressive d'une vague sédimentaire provoquant une aggradation distale. Les rythmes d'ajustement post-PAG des plans d'accumulation fluvioglacaires sud-islandais de type I peuvent être synthétisés par les vitesses moyennes de migration horizontale (*Vit.X.L*$_{i/a}$) et d'abaissement (*Vit.Z.L*$_{i/a}$) de la limite entre la zone d'incision proximale et la zone d'aggradation distale ($L_{i/a}$). La combinaison des valeurs de ces deux vitesses permet de définir un vecteur réponse dont la norme fournit un indicateur synthétique du rythme d'ajustement fluvioglaciaire (*Vect.R.L*$_{i/a}$). Concrètement, il s'agit de la vitesse de progradation aval de la vague sédimentaire tenant compte à la fois de l'abaissement altitudinal et de la migration horizontale de la $L_{i/a}$. Afin d'identifier les variables pouvant expliquer les différences de rythme d'ajustement post-PAG des plans d'accumulation fluvioglaciaires, nous avons exploré la qualité explicative des modèles de régression linéaire multiple mettant en relation les variables synthétiques d'ajustement fluvioglaciaires (*Vit.X.L*$_{i/a}$, *Vit.Z.L*$_{i/a}$ et *Vect.R.L*$_{i/a}$) et les variables de contrôle (datation du maximum PAG, vitesses de recul glaciaire post-PAG et abondance relative des unités paysagères marginales au sein de la marge proglaciaire). La méthode statistique utilisée est une régression linéaire multiple progressive (ou pas-à-pas) qui permet de sélectionner de manière automatisée les variables explicatives les plus pertinentes en fonction de leur contribution à la qualité générale du modèle linéaire. Cette méthode permet également d'identifier et de quantifier les effets significatifs des variables de contrôle sur l'ajustement glaciaire à travers le calcul des coefficients normalisés associés à chaque variable indépendante sélectionnée dans le modèle. Signalons que seules les plaines fluvioglaciaires dont le mode d'ajustement dépend des fluctuations glaciaires (sandurs de type I) et dont la migration aval post-PAG de la $L_{i/a}$ a pu être reconstituée, ont été utilisées dans cette analyse. Il s'agit des sandurs des glaciers Morsárjökull, Skaftafellsjökull, Svínafellsjökull, Virkisjökull, Kviárjökull, Fjallsjökull, Fláajökull et Hoffellsjökull.

D'une manière surprenante, les résultats indiquent une bonne qualité explicative des modèles linéaires (tab. D2). Autrement dit, malgré la nature intrinsèquement complexe des ajustements fluviaux soumis aux effets de seuils (mises en terrasse brutales), l'approximation linéaire des rythmes d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG reste pertinente : à l'exception du modèle explicatif des vitesses d'abaissement altitudinale de la $L_{i/a}$ (*Vit.Z.L*$_{i/a}$ ; $R^2$ ajusté = 0,6), les coefficients de détermination ajustés, tenant compte du nombre de variables dans l'estimation de la robustesse du modèle linéaire, sont supérieurs à 0,80 (tab. D2). Notons également que tous les modèles de régression linéaire sont statistiquement significatifs (au seuil alpha de 5%).

| | *Variables explicatives retenues* | *Coefficients normalisés* | *Ecart-type* | *$R^2$* | *$R^2$ ajusté* | *p-value* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| ***Vit.X.L i/a*** | [1] Datation du maximum PAG | 0,617 | 0,157 | 0,908 | 0,872 | 0,003 |
| | [2] Abondance marginale des lacs proglaciaires | 0,48 | 0,157 | | | |
| ***Vit.Z.L i/a*** | [1] Datation du maximum PAG | 0,549 | 0,241 | 0,714 | 0,6 | 0,044 |
| | [2] Vitesse de remontée altitudinale du front (*V.Zf)* | 0,709 | 0,241 | | | |
| ***Vect.R.L i/a*** | [1] Datation du maximum PAG | 0,618 | 0,157 | 0,908 | 0,871 | 0,003 |
| | [2] Abondance marginale des lacs proglaciaires | 0,479 | 0,157 | | | |

***Vit.X.L i/a*** - vitesse de migration horizontale de la Li/a
***Vit.Z.L i/a*** - vitesse d'abaissement vertical de la Li/a
***Vect.R.L i/a*** - Vecteur réponse synthétique dont la valeur correspond à la norme du vecteur défini par les coordonnées [ *Vit.X.L*$_{i/a}$ ; *Vit.Z.L*$_{i/a}$ ]

**Tableau D2 - Compte rendu des modèles linéaires explicatifs des vitesses de migration aval de la $L_{i/a}$**

En considérant l'ensemble des modèles explorés, deux variables de contrôle semblent effectivement jouer un rôle prépondérant sur l'intensité de l'ajustement fluvioglaciaire post-PAG. Il s'agit de la datation du maximum PAG glaciaire (valeurs des coefficients normalisés entre +0,549 et +0,618) et de l'abondance marginale des lacs proglaciaires (valeurs des coefficients normalisés entre +0,549 et +0,618) qui ont des effets positifs sur la vitesse de migration aval post-PAG de la $L_{i/a}$. Autrement dit, à l'échelle post-PAG, la migration aval des vagues sédimentaires est plus rapide pour les sandurs dont les glaciers ont connu un maximum PAG tardif et dont la configuration paysagère marginale est caractérisée par une forte abondance relative des lacs proglaciaires. Selon notre interprétation, cette relation traduit deux types de contrôle : *(1)* le piégeage par les lacs proglaciaires de la production de sédiments glacigéniques qui aggrave le déficit sédimentaire du sandur proximal. L'efficacité du piégeage semble augmenter avec la dimension du lac proglaciaire (ou du moins son abondance relative au sein de la marge proglaciaire) *; (2*) l'augmentation post-PAG plus importante du débit liquide proglaciaire pour les glaciers de grandes dimensions ayant connu un maximum PAG tardif. Rappelons que selon la classification ascendante hiérarchique effectuée dans le chapitre 7, les glaciers ayant connu un maximum PAG tardif sont caractérisés par des superficies des bassins d'ablation supérieures à la moyenne (classe 1 ; *cf.* fig. R17). Nous pensons que l'effet positif de la datation du maximum PAG d'extension glaciaire sur les vitesses de migration aval de la $L_{i/a}$ traduit indirectement la forte contribution des émissaires de classe 1 au niveau des apports d'eau de fonte à l'hydrosystème proglaciaire. Il s'agit néanmoins d'une interprétation à confirmer. En bref, l'effet combiné du piégeage sédimentaire lacustre et de forts apports en eaux de fonte intensifie l'incision du sandur proximal et les vitesses de migration aval des vagues sédimentaires.

Une manière de vérifier graphiquement la qualité des modèles explicatifs linéaires consiste à représenter les valeurs observées de la migration aval de la $L_{i/a}$ en fonction de leurs valeurs prédites par le modèle. Cette opération a été effectuée pour le modèle prédictif du vecteur réponse synthétique (fig. D15). Globalement, ce graphique confirme la bonne qualité du modèle explicatif. Il permet néanmoins de relever des écarts au modèle (résidus) plus importants pour les sandurs du Svínafellsjökull, du Kviárjökull et du Fjallsjökull. Les faibles vitesses observées de migration aval post-PAG de la $L_{i/a}$ des sandurs du Kviárjökull et Fjallsjökull sont vraisemblablement liées à la proximité du littoral qui exerce un contrôle aval sur les valeurs de pente et limite rapidement l'incision du sandur proximal. Concernant les fortes vitesses observées sur le sandur du Svínafellsjökull, nous émettons l'hypothèse d'un transit sédimentaire quasiment inexistant entre la marge proglaciaire et le sandur en raison de l'ampleur des effets de barrage opérés par les nombreuses moraines terminales accumulées immédiatement en aval du front glaciaire. Le grave déficit sédimentaire du sandur proximal qui en résulte accentue l'incision et la remobilisation du stock fluvioglaciaire.

En définitive, à l'échelle post-PAG, le rythme d'ajustement des plans d'accumulation fluvioglaciaires de type I, synthétisé par la vitesse de migration aval des vagues sédimentaires, est positivement corrélé avec l'ampleur du piégeage lacustre du transit sédimentaire glacio-fluvial et la quantité des apports d'eau de fonte au système fluvial proglaciaire. Cependant, il faut rester prudent sur l'interprétation de ces résultats statistiques compte tenu du faible nombre de sandurs que nous avons pu conserver pour cette étude des rythmes de migration aval de la $L_{I/A}$. La qualité explicative des modèles linéaires constitue néanmoins un résultat remarquable. Signalons que cette approximation linéaire du rythme des ajustements fluvioglaciaires s'est révélée appropriée pour les vitesses moyennes de migration de la $L_{i/a}$ calculées sur l'ensemble de la période d'étude (du maximum PAG à 2003). Il s'agit d'une

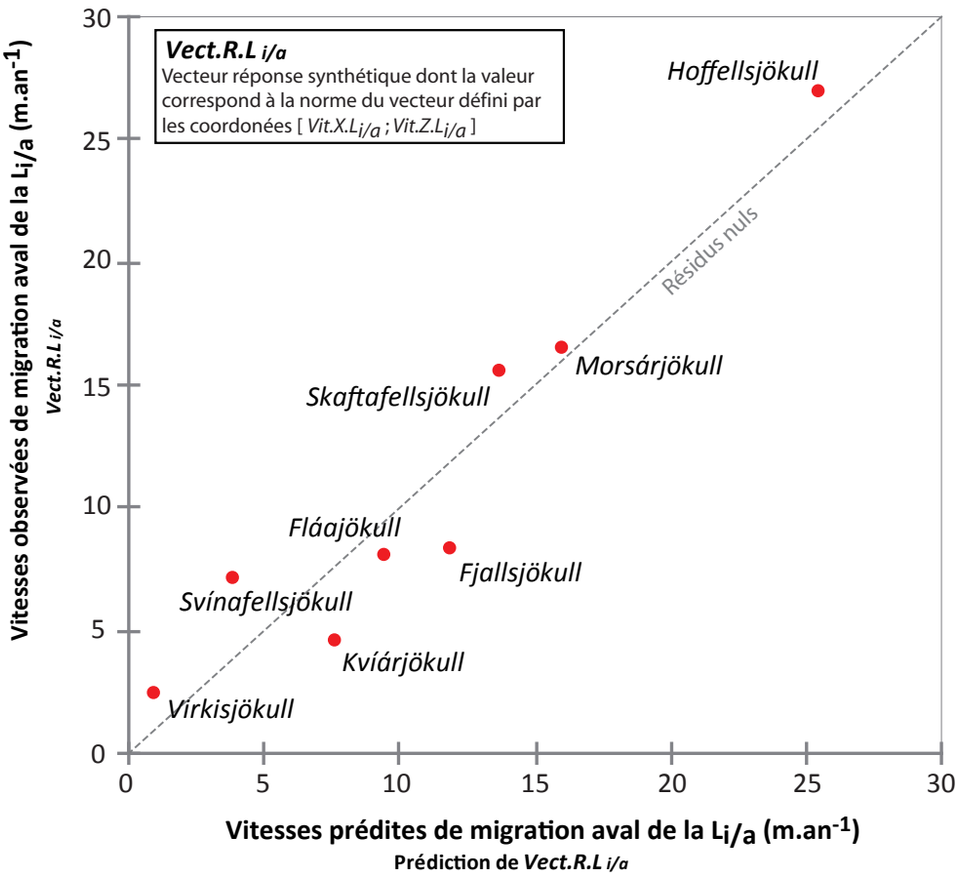



**Figure D15 - Valeurs observées de migration aval de la $L_{i/a}$ en fonction des valeurs prédites par le modèle**

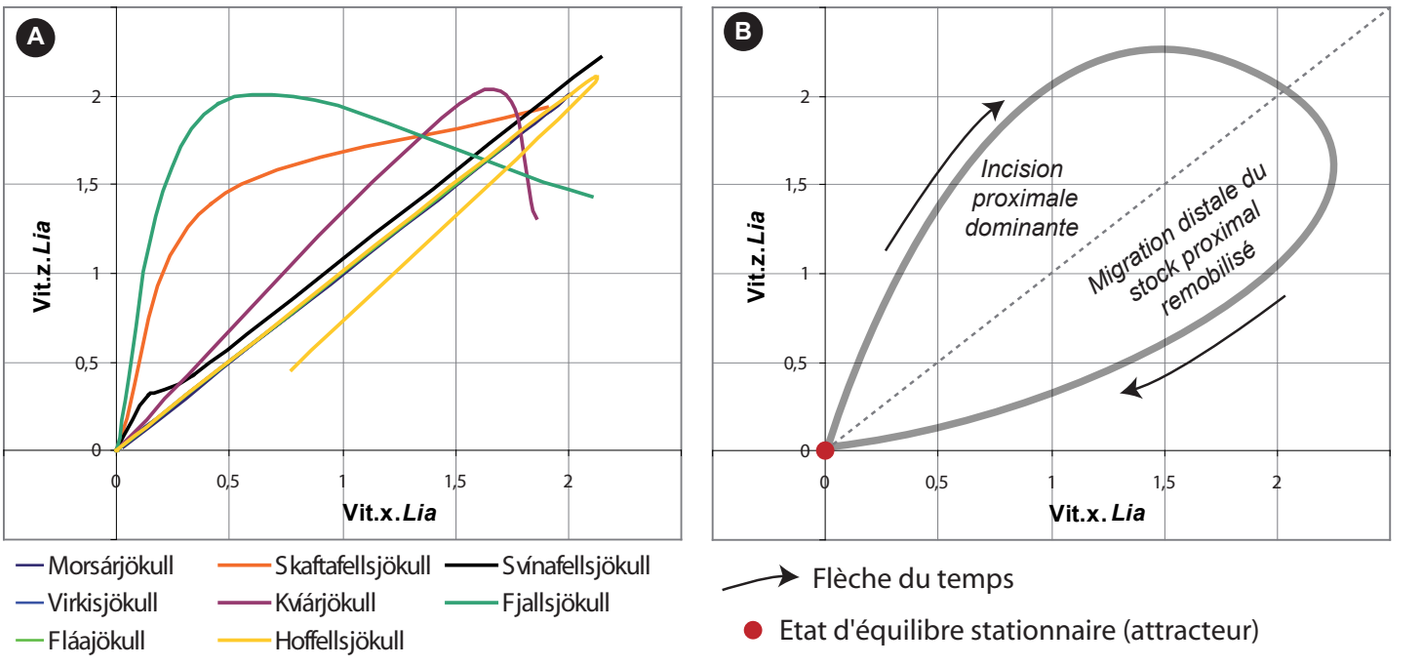



**Figure D16 - Trajectoires d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I dans l'espace des phases**

analyse des rythmes à l'échelle globale qu'il faut préciser en reconstituant plus finement les étapes de progression vers l'aval de la $L_{i/a}$. Une des méthodes permettant d'analyser et de vérifier la similarité de l'évolution des rythmes d'ajustement des plans d'accumulation fluvioglaciaires consiste à reconstituer la trajectoire post-PAG des états des sandurs dans l'espace des phases.

### 9.3.5. Convergence dans l'espace des phases de l'ajustement post-PAG des plans d'accumulation fluvioglaciaires de type I

Dans l'espace des phases, l'évolution temporelle d'un système dynamique est retracée graphiquement à partir de ses états successifs définis par les valeurs des variables dynamiques décrivant le système à chaque instant. Le portrait de phase permet de reconstituer la trajectoire d'un système dynamique au cours du temps et d'identifier les éventuelles bifurcations (trajectoire qui se recoupe) et convergences vers un état d'équilibre stationnaire appelé attracteur (Culling, 1984 ; Gleick, 1991 ; Phillips, 1992).

Afin de vérifier la similarité des trajectoires d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I et d'examiner graphiquement l'existence d'une convergence et l'absence de bifurcations majeures (suggérée par la qualité explicative des modèles linéaires développés précédemment), nous avons reconstitué graphiquement les trajectoires des sandurs en utilisant les vitesses de migration horizontale ($Vit.X.L_{i/a}$) et d'abaissement vertical ($Vit.Z.L_{i/a}$) de la $L_{i/a}$ comme variables dynamiques décrivant l'état du système au cours du temps (fig. D16-A). Signalons que les vitesses ont été réduites (divisées par l'écart-type) afin de s'affranchir des effets d'échelle et permettre la comparaison des trajectoires des sandurs entre eux. Bien entendu, nous ne connaissons les vitesses $Vit.X.L_{i/a}$ *et* $Vit.Z.L_{i/a}$ que de manière discrète puisqu'elles sont calculées à partir du recoupement des paléosandurs datés (*cf.* fig. R26). La trajectoire d'ajustement post-PAG des sandurs est interpolée entre les points dont les vitesses sont connues. Ainsi, le graphique de la figure D16-A n'est pas un portrait de phase *stricto sensu,* mais il permet de reconstituer globalement l'évolution post-PAG de la dynamique d'incision proximale et de migration distale des sandurs sud-islandais.

Les trajectoires de l'ajustement post-PAG des plans d'accumulation fluvioglaciaires sud-islandais montrent *a priori* un comportement similaire cyclique constitué de deux phases (fig. D16-B) : une première phase caractérisée par une augmentation prioritaire des vitesses d'incision de la $L_{i/a}$ suivie d'une seconde phase correspondant plutôt à la migration aval du stock fluvioglaciaire remobilisé. Le cycle s'achève lorsque les vitesses de migration horizontale ($Vit.X.L_{i/a}$) et d'abaissement vertical ($Vit.Z.L_{i/a}$) de la $L_{i/a}$ sont nulles. Cet état constitue l'attracteur du système et correspond à l'état d'équilibre stationnaire lorsque les sandurs sont ajustés aux nouvelles conditions. Dans notre cas, il s'agit d'un état théorique vers lequel semble converger les sandurs étudiés.

L'absence de recoupement dans les trajectoires reconstituées suggère un ajustement post-PAG simple (sans bifurcation) des sandurs sud-islandais. Cependant, l'analyse graphique fondée sur la figure D16 ne permet pas de représenter le temps de réaction des sandurs : par définition, pendant le temps de réactions $Vit.X.L_{i/a}$ et $Vit.Z.L_{i/a}$ sont nulles et le système est stable (sa trajectoire se confond avec l'attracteur). En intégrant la variable supplémentaire du recul glaciaire, nous proposons un modèle qualitatif de la trajectoire d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I qui tient compte du temps de réaction des sandurs

et du cycle de croissance et décroissance déphasé des vitesses de migration horizontale et d'abaissement vertical de la $L_{i/a}$ (fig. D17).

D'une manière générale, bien qu'incomplète, cette analyse de l'évolution des rythmes d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais suggère une forte similarité et une convergence des trajectoires des réponses fluvioglaciaires à l'échelle des plans d'accumulation de type I. Ces deux propriétés, similarité et convergence, signalent une faible sensibilité des ajustements fluvioglaciaires aux fortes variations des conditions hydrosédimentaires imposées par les fonctionnements complexes des systèmes glaciaires et des marges proglaciaires.

### 9.3.6. L'hypothèse de simplexité de l'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I

La simplexité est un concept émanant indirectement de la théorie générale des systèmes (Bertalanffy, 1968) qui a été réinvesti récemment par le physiologiste Berthoz (2009). Ce dernier théorise l'existence de processus naturels efficaces (essentiellement biologiques) qui élaborent des solutions rapides répondant à des situations complexes : « La simplexité est cette complexité déchiffrable, car fondée sur une riche combinaison de règles simples […] En complément des théories de la complexité, il faut jeter les bases d'une théorie de la simplexité qui, d'une certaine façon, *contienne de la complexité* ». Dans le sens de Berthoz (2009), la théorie de la simplexité concerne essentiellement la faculté des organismes vivants à synthétiser la complexité environnante en développant des solutions d'interaction simples et efficaces. Pourtant, le concept de simplexité a également été utilisé en géomorphologie traitant uniquement de la matière « inerte ». Une proposition de définition de la simplexité dans le cadre des systèmes géomorphologiques a été élaborée par Phillips (1997). Ce dernier définit la simplexité comme l'émergence, à une petite échelle spatiale, de régularités et de règles simples malgré l'existence de processus complexes, voire chaotiques déterministes, à grande échelle : « *However, chaotic systems exhibit a broader-scale order, and their complex patterns occur within well-defined limits. This broad-scale order arising from smaller-scale chaos produces simplexity, where simple rules and regularities emerge from underlying complexity, when the broad-scale structures are independent of the fine-scale details* ».

Nos résultats montrant l'homogénéité du mode et la similarité des rythmes d'ajustement des plans d'accumulation fluvioglaciaires de type I suggèrent une réponse que l'on peut qualifier de simplexe des sandurs sud-islandais au recul glaciaire post-PAG et ceci pour deux raisons essentielles : *(1)* la complexité intrinsèque des ajustement fluviaux à l'échelle du chenal *; (2)* la dépendance du système fluvial proglaciaire vis-à-vis des apports hydrosédimentaires excessivement fluctuants en provenance du glacier et de la marge proglaciaire situés en amont. Pourtant, aucune de ces deux sources de complexité n'empêche l'émergence d'une réponse simple des sandurs de type I.

Nos analyses à l'échelle de la géométrie de chenal ont en effet révélé une très forte sensibilité des paramètres hydrauliques vis-à-vis des conditions locales et notamment granulométriques (*cf.* fig. R31 et R32). A l'échelle du chenal, même de premier ordre (Williams et Rust, 1969), la complexité et la sensibilité aux conditions locales des ajustements du système fluvial induit une très forte variabilité longitudinale des paramètres hydrauliques (Phillips, 1991). Cette variabilité est telle qu'aucun ajustement post-PAG n'est perceptible, voire mesurable, à cette échelle d'analyse. De ce fonctionnement excessivement complexe à l'échelle du

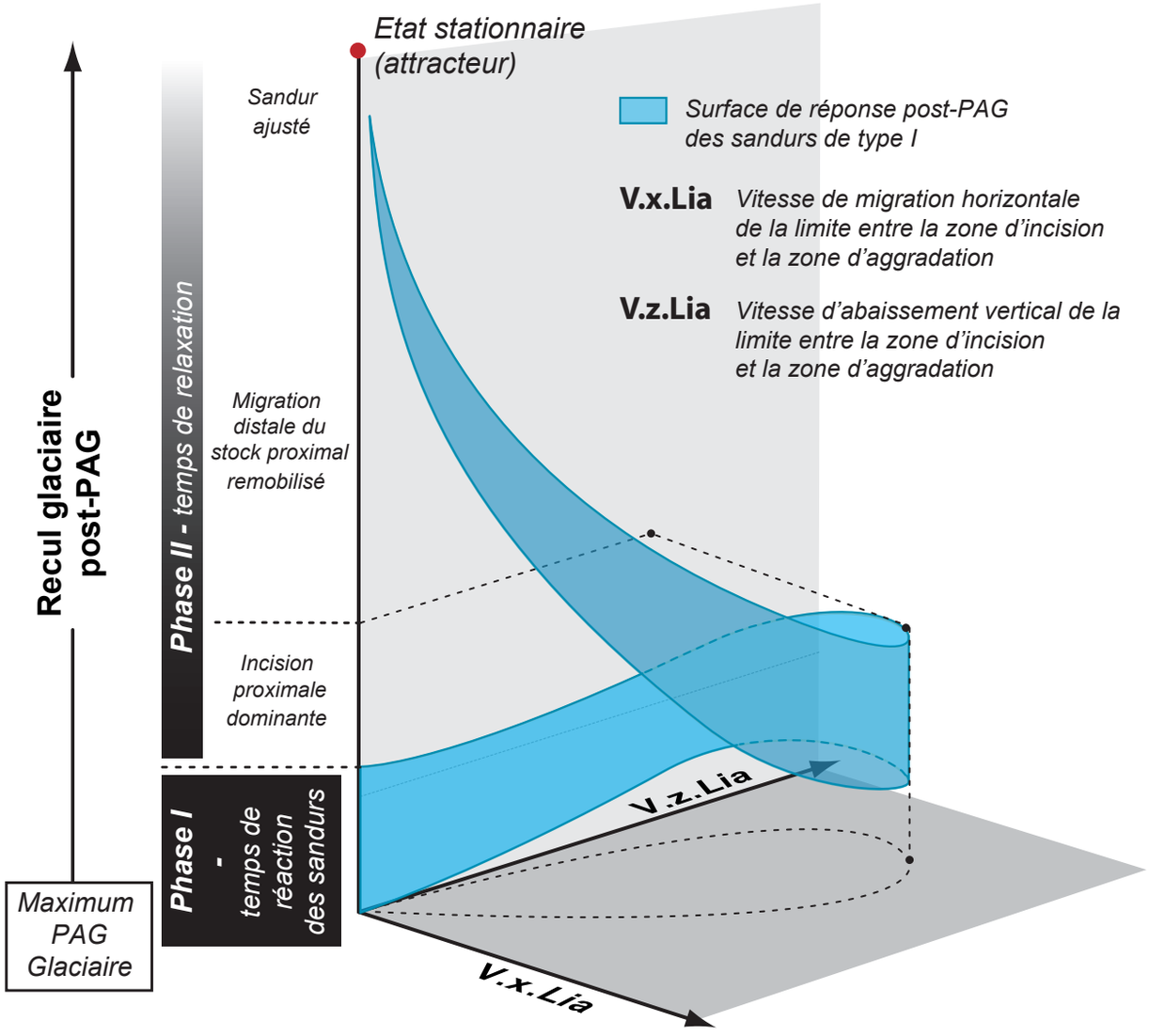



**Figure D17 - Modèle qualitatif de la trajectoire d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I**

chenal émerge pourtant un mode d'ajustement simple à l'échelle des plans d'accumulation fluvioglaciaires qui se généralise à l'ensemble des sandurs de type I étudiés.

Concernant les flux hydrosédimentaires, les plaines fluvioglaciaires sont tributaires de la production de sédiments glacigéniques et de l'efficacité du transit sédimentaire marginal. Or, nos résultats montrent une forte variabilité de l'intensité de recul post-PAG d'un glacier à l'autre et suggèrent l'existence de processus de contrôle du transit hydrosédimentaire marginal caractérisés par une criticalité auto-organisée (*cf.* fig. D6 et D.9). L'hétérogénéité des conditions de déglaciation post-PAG d'un glacier à l'autre et l'irrégularité extrême des apports hydrosédimentaires depuis la marge proglaciaire ne se traduit pourtant pas outre mesure dans la logique et les rythmes d'ajustement des sandurs de type I : nous avons montré que les vitesses d'incision du sandur proximale et de migration aval des vagues sédimentaires sont simplement et linéairement dépendantes de l'intensité du piégeage sédimentaire lacustre et des apports en eaux de fonte.

Ainsi, si l'on définit la simplexité comme l'émergence de règles simples dans le fonctionnement global d'un système dynamique malgré la complexité sous-jacente, alors nous proposons que la réponse des sandurs sud-islandais de type I au recul glaciaire post-PAG soit qualifiée de simplexe.

# Conclusion générale

En adoptant une approche systémique, notre objectif de recherche visait à préciser les modes et les rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial au changement climatique post-PAG. À travers le calage chronologique et la quantification des réponses des systèmes glaciaire et fluvioglaciaire de 15 émissaires et sandurs sud-islandais, nous souhaitions : explorer l'éventail des scénarios d'ajustements observés, tester l'hétérogénéité et le caractère asynchrone des réponses glaciaires et fluvioglaciaires, et cerner les variables de contrôle susceptibles d'expliquer la diversité des réponses mesurées.

Cette approche holistique du continuum glacio-fluvial a nécessité l'usage de méthodes de calage chronologiques et de quantification des ajustements glaciaires et fluvioglaciaires. L'utilisation d'une méthode lichénométrique robuste et inédite en Islande (méthode GEV) a permis de dater les moraines terminales marquant le maximum PAG d'extension glaciaire et les différentes générations de paléosandurs associées à l'ajustement fluvioglaciaire post-PAG. En croisant, à l'aide de l'outil géomatique, les données issues de nos mesures sur le terrain et les bases de données préexistantes, nous avons été en mesure de quantifier les réponses glaciaires (recul glaciaire défini dans les trois dimensions) et fluvioglaciaires (style fluvial, profils longitudinaux et transversaux, géométrie de chenal et granulométrie des dépôts). À partir de la reconnaissance sur le terrain des unités paysagères constitutives de la marge proglaciaire et d'un travail de cartographie par photo-interprétation, la configuration paysagère de l'interface glacio-fluvial des émissaires sud-islandais étudiés a également été quantifiée.

À partir des données collectées, traitées et analysées, nous avons pu : *(1)* mettre en évidence une asynchronie du maximum PAG glaciaire et une forte hétérogénéité de l'intensité de recul post-PAG des émissaires sud-islandais reflétant la nature fondamentalement complexe des ajustements glaciaires ; *(2)* suggérer l'existence de processus marginaux de contrôle des flux hydrosédimentaires s'apparentant à la criticalité auto-organisée ; *(3)* identifier un mode dominant d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG pour les sandurs de type I et l'indépendance relative des sandurs de jökulhlaup vis-à-vis des fluctuations glaciaires.

***(1) Contribution à la connaissance du calendrier du maximum PAG et des ajustements post-PAG des glaciers sud-islandais***

Nos résultats concernant le calage chronologique du maximum PAG et la quantification des réponses post-PAG ont confirmé nos hypothèses de travail : l'application d'une méthode robuste de datation lichénométrique sur un échantillon de 14 langues glaciaires a révélé le

caractère asynchrone du maximum PAG sud-islandais (datations variant entre 1740 et 1888). La quantification du recul glaciaire net post-PAG montre également une forte hétérogénéité de l'intensité de la réponse des glaciers sud-islandais (recul linéaire des fronts glaciaires variant entre 160 et 3 544 mètres). Certains émissaires voisins, comme le Skaftafellsjökull et le Svínafellsjökull, où la différence d'ambiance climatique entre les bassins glaciaires demeure *a priori* faible, présentent un calendrier du maximum PAG particulièrement asynchrone (respectivement 1878 ± 14 ans et 1765 ± 16 ans) et des intensités du recul post-PAG du front glaciaire très éloignées (respectivement 2 420 et 566 mètres). Les approches statistiques multivariées descriptives et exploratoires (classification ascendante hiérarchique et analyse en composantes principales) ont permis d'identifier trois classes d'ajustement glaciaire post-PAG, chacune étant associée à un contexte morpho-climatique particulier : *(1)* les glaciers de piémont « débonnaires » (classe 1) caractérisés par un maximum PAG tardif et un recul glaciaire post-PAG supérieur à la moyenne. Cette classe de glacier est associée à des émissaires de grandes dimensions et à pente faible. La conséquence de cette faiblesse des pentes est une vélocité réduite des flux de glace qui peut contribuer à expliquer à la fois le maximum PAG tardif et le recul post-PAG plus prononcé en comparaison des autres glaciers étudiés. Malgré des zones d'accumulation plutôt massives et une « réserve » de glace importante, le transfert amont-aval est trop lent pour modérer plus amplement le recul des fronts ; *(2)* les glaciers véloces et réactifs (classe 2) ont connu un maximum PAG précoce et un faible recul glaciaire post-PAG. Ils se singularisent par des altitudes élevées de la zone d'accumulation, un fort dénivelé entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation et des valeurs de pentes élevées. La concomitance de l'abondance du stock glaciaire (altitude de la zone d'accumulation élevée) et de la vélocité des flux de glace (pentes fortes) contribue à expliquer la résistance de ces glaciers à la déglaciation et le maximum PAG précoce ; *(3)* les petits glaciers « cascades » (classe 3) dont le comportement est clairement dépendant de la raideur du contexte topographique dans la zone d'ablation. En raison de cette configuration particulière, l'ajustement post-PAG de ces glaciers s'effectue prioritairement dans la dimension altitudinale. Cependant, malgré des valeurs de pente nettement supérieures à la moyenne, ces glaciers n'ont pas connu un maximum PAG précoce. La faible superficie des zones d'accumulation induit vraisemblablement une alimentation en glace insuffisante pour provoquer une avancée rapide du front lors du PAG et limiter la remontée altitudinale post-PAG du front.

Cette analyse statistique descriptive a permis de rendre compte globalement de la variabilité des temps de réponse et des sensibilités climatiques contrastées des différents émissaires étudiés. Cependant, elle ne constitue pas un modèle explicatif *stricto sensu* de la variabilité observée du comportement des langues glaciaires. Une approche explicative fondée sur l'analyse de régressions linéaires multiples a été expérimentée mais s'est révélée peu satisfaisante. Le fonctionnement interne fondamentalment non linéaire des systèmes glaciaires (composantes multiples de l'écoulement) et la complexité des interactions avec les contrôles externes (volcanisme, lacs proglaciaires…) sont des éléments à prendre en compte pour rendre compte pleinement de l'étendue de la variabilité observée de l'intensité des réponses glaciaires à un même forçage climatique post-PAG. L'inventaire sélectif des sources de non-linéarité dans la dynamique glaciaire et l'étude du modèle d'Oerlemans (2011) ont permis d'élaborer un schéma conceptuel explicatif de la complexité des réponses glaciaires et de l'hétérogénéité des réponses observées des émissaires sud-islandais. Ce modèle qualitatif souligne le recours indispensable aux méthodes d'analyse de données traitant efficacement des systèmes dynamiques non linéaires (réseaux de neurones, automates cellulaires…).

D'autre part, nous avons souhaité recentrer le débat « houleux » concernant le caractère asynchrone du maximum PAG sud-islandais d'extension glaciaire. La multiplicité des « coups de froid » lors de la fin du PAG et la diversité des temps de réponse et des sensibilités climatiques des appareils glaciaires suggèrent incontestablement l'asynchronie du maximum PAG. Ce débat n'est finalement que peu pertinent scientifiquement : les maximums PAG d'extension glaciaire sont par définition des indicateurs très sommaires de la dynamique des émissaires.

***(2) Le discontinuum glacio-fluvial post-PAG : émergence d'une interface marginale complexe***

À l'échelle du continuum glacio-fluvial, la transformation post-PAG des paysages glaciaires et proglaciaires est avant tout marquée par l'émergence systématique d'une interface glacio-fluviale complexe : la marge proglaciaire. Au cours du recul glaciaire post-PAG, la complexité croissante de l'interface glacio-fluviale introduit de fortes discontinuités spatio-temporelles dans le transfert sédimentaire amont-aval. Dans le contexte actuel, la succession longitudinale des systèmes glaciaires, de la marge proglaciaire et du sandur constitue plutôt un *discontinuum* tant les interfaces entre les trois systèmes sont brutales. La caractérisation de la configuration paysagère marginale, et en particulier la quantification de l'abondance des lacs proglaciaires et des cordons morainiques, est une étape indispensable pour comprendre pleinement le fonctionnement et l'évolution post-PAG du discontinuum glacio-fluvial.

L'analyse cartographique des marges proglaciaires a permis de distinguer qualitativement deux types d'unités paysagères marginales : *(1)* les unités paysagères ubiquistes regroupant les moraines, les plaines intra-morainiques anciennes et actives et les zones affectées par la glace morte ; *(2)* les unités paysagères spécifiques regroupant les lacs proglaciaires et intra-morainiques (associées aux glaciers des classes 1 et 2), les cônes alluviaux (associées aux glaciers des classes 2 et 3), les affleurements rocheux (associées aux glaciers des classes 1 et 3), les sandurs et paléosandurs (associées aux glaciers de la classe 1). La dépendance de la composition de la mosaïque paysagère des marges proglaciaires vis-à-vis du mode d'ajustement glaciaire post-PAG (classes de glaciers) a été testée par une analyse factorielle discriminante (AFD) et s'est révélée non significative. D'après nos données, le mode d'ajustement post-PAG des émissaires ne semble pas influencer la proportion des unités paysagères au sein de la marge proglaciaire. En revanche, la présence de lacs proglaciaires marginaux peut potentiellement accélérer sévèrement l'ablation glaciaire frontale à travers la mise en place d'une dynamique de vêlage. Nos données ne nous ont cependant pas permis de mettre en évidence cette rétroaction positive des lacs proglaciaires sur l'ablation et les vitesses de recul des glaciers sud-islandais.

Par ailleurs, les lacs proglaciaires marginaux et les moraines terminales sont à l'origine de profondes ruptures dans l'efficacité du transit hydrosédimentaire glacio-fluvial. Nos résultats suggèrent l'existence de deux processus marginaux (contrôle des moraines sur le transit sédimentaire et crues limno-glacielles) qui présentent des caractéristiques proches du concept de criticalité auto-organisée. Ces processus ont *a priori* des effets majeurs sur la temporalité du transfert hydrosédimentaire entre la marge proglaciaire et le sandur. En effet, du transfert sédimentaire totalement entravé aux pics des crues limno-glacielles, l'évolution post-PAG du débit solide proglaciaire est marquée par des variations extrêmes imposées par le fonctionnement non linéaire de la marge proglaciaire et la criticalité auto-organisée.

La complexité et l'hétérogénéité de la réponse post-PAG des langues glaciaires et les contrôles opérés par les unités paysagères marginales sur le transit sédimentaire glacio-fluvial imposent aux sandurs des variations temporelles des débits liquide et solide dont les tendances à

l'échelle post-PAG sont difficilement modélisables. Le schéma en trois phases de l'évolution post-PAG des flux hydrosédimentaires proposé comme hypothèse de travail apparaît comme excessivement simpliste et devra être révisé.

***(3) L'ajustement post-PAG des plaines fluvioglaciaires sud-islandaises***

La cartographie, la datation lichénométrique et les profils transversaux des paléosandurs ont permis de démontrer la dynamique post-PAG de contraction et d'incision proximale de la bande d'activité fluvioglaciaire qui intervient généralement après un délai correspondant au temps de réaction du sandur (variant entre 41 ± 16 ans et 97 ± 17 ans). Cette tendance généralisée à l'ensemble des terrains étudiés peut devancer ou être précédée par des phénomènes de capture et de déplacement du secteur d'activité fluvioglaciaire, en particulier dans les contextes marginaux où deux lobes glaciaires ont été coalescents au maximum PAG. L'analyse des profils en long des paléosandurs datés et des sandurs actifs a démontré que la dynamique de contraction et d'incision proximale des plans d'accumulation fluvioglaciaires s'accompagne d'une aggradation et d'un élargissement distal. La limite entre la zone d'incision proximale et la zone d'aggradation distale migre progressivement vers l'aval (entre 2 et 27 $m.an^{-1}$) révélant le caractère pérenne du déficit sédimentaire marginal. Le suivi diachronique de la largeur de la bande d'activité fluvioglaciaire a nuancé le schéma général de la contraction/incision proximale et l'élargissement/aggradation distal(e) en révélant le jeu des contrôles locaux des moraines et des cônes alluviaux sur le transit sédimentaire et la dynamique latérale des sandurs actifs. D'autre part, l'analyse diachronique de la morphologie en plan du sandur du Sólheimajökull montre une relative stabilité de la bande active signalant l'incapacité des écoulements proglaciaires « normaux », au sens de Maizels (1993), à remanier les formes héritées du dernier jökulhlaup. L'analyse des données granulométriques collectées sur les paléosandurs et sandurs actifs a mis en évidence deux évolutions post-PAG opposées de la granulométrie proximale : *(1)* une diminution post-PAG du calibre granulométrique proximal, ou *fining*, interprétée comme le recouvrement du paléosandur grossier préalablement dégradé par un dépôt plus fin ; *(2)* à l'inverse, une augmentation post-PAG du calibre granulométrique proximal, ou *coarsening*, interprétée comme une élévation globale du calibre des particules en raison de la remobilisation sélective de la fraction fine et intermédiaire. Enfin, les mesures de la variation longitudinale de la géométrie des chenaux de premier ordre sur les paléosandurs et les sandurs actifs ont révélé une variabilité extrême des paramètres hydrauliques (section mouillée, ratio largeur/profondeur, rayon hydraulique) d'une station à l'autre. Aucune tendance longitudinale ne se dessine clairement et il n'existe pas de différences significatives en termes de géométrie de chenal entre les paléosandurs post-PAG et les sandurs actifs. Des analyses de covariance (ANCOVA) ont montré que la géométrie des chenaux d'ordre 1 s'ajuste prioritairement aux conditions granulométriques locales et que le contrôle de la pente locale est faible et non significative.

Malgré la complexité intrinsèque des ajustements fluviaux et les comportements non linéaires des émissaires et des marges proglaciaires vis-à-vis des flux hydrosédimentaires, nos résultats indiquent une certaine homogénéité du mode d'ajustement des plans d'accumulation fluvioglaciaires de type I. Nous avons proposé un modèle qualitatif du mode de réponse post-PAG des sandurs sud-islandais se décomposant en deux phases : une première phase correspondant aux temps de réaction des sandurs et une seconde phase d'incision proximale et d'aggradation distale des plaines fluvioglaciaires. D'une manière générale, la réponse des sandurs sud-islandais de type I au recul glaciaire post-PAG est la conséquence du déficit sédimentaire marginal et de la concentration des flux

hydrosédimentaires au niveau d'une unique brèche morainique. La recharge sédimentaire du système fluvial proglaciaire s'effectue prioritairement par une remobilisation du stock fluvioglaciaire proximal entraînant la mise en terrasse des plans d'accumulation antérieurs et une contraction de la bande d'activité fluviale proximale. Le matériel fluvioglaciaire remobilisé constitue une vague sédimentaire qui migre progressivement vers l'aval et provoque une aggradation du sandur distal. Notons que, plutôt qu'une dégradation uniforme du plan d'accumulation fluvioglaciaire, la dynamique de mise en terrasse successive des différentes générations de sandur traduit le franchissement de seuils géomorphologiques et la non-linéarité de la réponse fluvioglaciaire aux fluctuations des variables de contrôle. Vraisemblablement, le franchissement de ces seuils géomorphologiques est lié aux variations brutales de l'efficacité du transit hydrosédimentaire marginale. Ces instabilités des apports liquide et solide sont probablement provoquées par les mécanismes de criticalité auto-organisée régnant au sein de la marge proglaciaires. Nos données ne nous ont cependant pas permis de vérifier cette hypothèse.

Concernant les rythmes d'ajustement post-PAG des plans d'accumulation fluvioglaciaires de type I, notre approche explicative linéaire s'est révélée pertinente malgré la nature intrinsèquement complexe des ajustements fluviaux soumis aux effets de seuil (mise en terrasse brutale plutôt qu'une dégradation progressive). En d'autres termes, l'approximation linéaire des rythmes d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG reste correcte ($R^2 > 0,80$ et *p-value* < 1 %) et permet d'identifier les effets combinés du piégeage sédimentaire lacustre et de forts apports en eaux de fonte sur l'intensification de l'incision du sandur proximal et les vitesses de migration aval des vagues sédimentaires. Notre analyse de l'évolution des rythmes d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais suggère une forte similarité et une convergence des trajectoires des réponses fluvioglaciaires à l'échelle des plans d'accumulations de type I. Ces propriétés de similarité et de convergence signalent une faible sensibilité des ajustements fluvioglaciaires aux fortes variations des conditions hydrosédimentaires imposées par les fonctionnements complexes des systèmes glaciaires et des marges proglaciaires. En constatant l'émergence d'une réponse fluvioglaciaire simple malgré la complexité sous-jacente (fluctuations de l'efficacité du transit hydrosédimentaire marginal, complexité des ajustements à l'échelle de la géométrie de chenal), nous suggérons que la réponse des sandurs sud-islandais de type I au recul glaciaire post-PAG s'apparente à un ajustement simplexe selon la terminologie développée par Phillips (1997).

En revanche, les ajustements post-PAG des sandurs de type III (Sólheimajökull et Kotárjökull affectés par les jökulhlaups d'éruption sous-glaciaire) ont été identifiés comme des exceptions au modèle général de réponse fluvioglaciaire post-PAG. En termes de morphogenèse et de remobilisation du stock sédimentaire fluvioglaciaire, les sandurs impactés par les jökulhlaups sont « immunisés » face aux gammes de débit associées à l'ablation glaciaire « normale ». Le calibre granulométrique du matériel déposé lors des crues catastrophiques est hors de portée de la compétence des écoulements proglaciaires saisonniers. Par conséquent, le remaniement des formes fluvioglaciaires des sandurs de jökulhlaups d'éruption sous-glaciaire est totalement indépendant des fluctuations glaciaires. La morphogenèse de ce type de sandur semble exclusivement dépendante de la fréquence et de la magnitude des jökulhlaups.

***(4) Perspectives de recherche***

L'interprétation et la discussion des résultats entreprises dans la quatrième partie ont soulevé des questions concernant la prise en compte et l'analyse pertinente des réponses complexes à l'échelle du discontinuum glacio-fluvial post-PAG. Plusieurs interprétations et hypothèses doivent être précisées :

- La prise en compte des boucles de rétroaction (bilan de masse sur l'altitude et lacs proglaciaires sur l'ablation) et de la non-linéarité des ajustements des fronts glaciaires au forçage climatique est une nécessité absolue. Les approches modélisatrices utilisant les outils alternatifs de l'analyse des systèmes dynamiques non linéaires comme les réseaux de neurones et les automates cellulaires sont à développer.
- Les processus suggérés de criticalité auto-organisée (contrôles des moraines sur le transit sédimentaire et crues limno-glacielles) opérant dans la marge proglaciaire doivent être confirmés à la fois par des mesures de terrain (mesures continues de la mobilisation de la charge de fond à l'aide d'un hydrophone, par exemple) et l'analyse numérique basée sur un modèle physique (notamment CAESAR développé par Coulthard *et al.*, 2001).
- La convergence de l'ajustement des plans d'accumulation fluvioglaciaires de type I à l'origine de l'interprétation de la réponse simplexe de ce type de sandur, doit être confirmée. Une méthode numérique fondée sur l'analyse des trajectoires dans l'espace des phases et la mesure des taux de convergence/divergence *via* l'exposant de Lyapunov est à envisager.
- Notre interprétation de l'indépendance de la morphogénèse des sandurs de type III vis-à-vis des fluctuations glaciaires n'est fondée que sur deux terrains d'étude (Sólheimajökull et Kotárjökull). Cette interprétation, malgré sa conformité avec les résultats d'autres recherches rapportées dans la littérature, doit être confirmée en multipliant les sites d'étude. Une analyse importante devrait être effectuée au niveau de la caractérisation sédimentologique et granulométrique de la surface et de la subsurface afin d'identifier les phénomènes de pavage signalant le lessivage et l'incapacité des débits proglaciaires « normaux » à remobiliser efficacement le stock fluvioglaciaire.
- Le constat du stockage quasi pérenne des paléosandurs proximaux a des implications sur la durée de la période paraglaciaire (Ballantyne, 2002). Face à la perte d'efficacité du déstockage proximal par érosion latérale (contraction de la bande active), le vent constitue *a priori* le seul agent de transport alternatif susceptible de réinjecter dans le système fluvial la fraction fine des dépôts fluvioglaciaires hérités. Des recherches préliminaires engagées sur le Skeiðarársandur suggèrent l'incapacité des processus éoliens à déstocker efficacement les paléosandurs (annexe 2). La question de la durabilité du stock fluvioglaciaire proximal mérite toutefois de faire l'objet de plus amples investigations.

Pour finir, j'ose une réflexion sur la théorie naissante de la simplexité. Ce concept de simplexité, au sens défini par Berthoz (2009), peut s'appliquer à la posture du scientifique face à son objet de recherche : ce peut être une incitation à adopter une approche méthodologique scientifique qui réhabilite l'intuition du chercheur et les modèles qualitatifs globaux. En s'éloignant du formalisme descriptif quasi exhaustif des systèmes dynamiques par les équations aux dérivées partielles difficilement manipulables, peut-être le chercheur développe-t-il des modèles explicatifs plus justes et efficaces (Berthoz appelle cela les solutions « élégantes ») à décrire le réel en faisant confiance aux processus simplexes cérébraux de décodage de la

complexité. Ce positionnement rappelle la démarche préconisée par Thom (1972, 1993) lors du développement de sa théorie des catastrophes. Son approche résolument géométrique de la non-linéarité a permis d'identifier des modèles qualitatifs globaux expliquant les phénomènes discontinus (typologie des sept catastrophes). Cependant, plus que le simple cerveau comme filtre simplexe de décodage de la complexité ambiante, des outils d'analyse sont à développer pour se prémunir contre les écueils de la subjectivité. Il me semble que les méthodes associées aux réseaux de neurones artificiels et aux automates cellulaires sont des pistes à privilégier.

# BIBLIOGRAPHIE


**Aðalgeirsdóttir G., Gudmundsson G.H. et Björnsson H. (2005)** – Volume sensitivity of Vatnajökull Ice Cap, Iceland, to perturbations in equilibrium line altitude. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-9.

**Agassiz L. (1840)** – *Etudes sur les glaciers*. Neuchatel. 356 p.

**Aitkenhead N. (1960)** – Observations on the drainage of a glacier-dammed lake in Norway. *Journal of Glaciology*, 3, 607-609.

**Alfaro R., Brandsdóttir B., Rowlands D.P., White R.S. et Gudmundsson M.T. (2007)** – Structure of the Grímsvötn central volcano under the Vatnajökull icecap, Iceland. *Geophysical Journal International*, 168, 863-876.

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

**André M.-F. (2003)** – Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions ? *Geomorphology*, 52, 270-281.

**André M.-F. (2009)** – From climatic to global change geomorphology: contemporary shifts in periglacial geomorphology. In Knight, J. and Harrisson, S., editors, *Periglacial and Paraglacial processes and environments,* London: The Geological Society, 5-28.

**Ashmore P. (1991)** – Channel morphology and bedload pulses in braided, gravel-bed streams. *Geografiska Annaler*, 73A, 37-52.

**Ashworth P.J. et Ferguson R.I. (1986)** – Interrelationships of channel processes, changes and sediments in a proglacial braided river. *Geografiska Annaler*, 68, 361-371.

**Baisheng Y., Yongjian D., Kang E., Li G. et Han T. (1999)** – Response of the snowmelt and glacier runoff to the climate warming-up in the last 40 years in Xinjiang Autonomous Region, China. *Science in China Series D: Earth Sciences*, Volume 42, Supplement 1, 44-51.

**Bak P. (1996)** – *How Nature Works: The Science of Self-Organised Criticality*. New York: Copernicus (Springer). 226 p.

**Bak P., Tang C. et Wiesenfeld K. (1987)** – Self-organized criticality: An explanation of the 1/f noise. *Physical review letters*, 59, 381–384.

**Bak P., Tang C. et Wiesenfeld K. (1988)** – Self organised criticality. *Physical Review A*, 38, 364-374.

**Ballantyne C.K. (1978)** – Variations in the size of coarse clastic particles over the surface of a small sandur, Ellesmere Island, N.W.T., Canada. *Sedimentology*, 25, 141-147.

**Ballantyne C.K. (2002)** – Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.

**Ballantyne C.K. (2003)** – Paraglacial landsystems. In Evans, D.J.A., editor, *Glacial Landsystems,* Londres: Arnold, 432-461.

**Bard E., Raisbeck G., Yiou F. et Jouzel J. (2000)** – Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus Series B Chemical and physical meteorology*, 52, 985 - 992.

**Barry R.G. (2006)** – The status of research on glaciers and global glacier recession: a review. *Progress in Physical Geography*, 30, 285-306.

**Bekki S., Toumi R. et Pyle J.A. (1993)** – Role of sulphur photochemistry in tropical ozone changes after the eruption of Mount Pinatubo. *Nature*, 362, 331-333.

**Bell R.E. (2008)** – The role of subglacial water in ice-sheet mass balance. *Nature geoscience*, 1, 297-304.

**Bendjoudi H. et Hubert P. (2002)** – The gravelius compactness coefficient: critical

analysis of a shape index for drainage basins. *Hydrological Sciences Journal*, 47, 921-930.

**Benn D.I. et Evans D.J.A. (2005)** – *Glaciers and Glaciation*. London: Arnold. 734 p.

**Benn D.I., Hulton N.R.J. et Mottram R.H. (2007)** – 'Calving laws', 'sliding laws' and the stability of tidewater glaciers. *Annals of Glaciology*, 46, 123-130.

**Benn D.I., Kirkbride M.P., Owen L.O. et Brazier V. (2003)** – Glaciated Valley Landsystems. In Evans, D.J.A., editor, *Glacial Landsystems,* Londres: Arnold, 372-406.

**Bennett M.R. et Glasser N.F. (1996)** – *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. Toronto - New York: John Wiley & sons. 364 p.

**Bennett M.R., Huddart D. et McCormick T. (2000)** – The Glaciolacustrine Landform–Sediment Assemblage at Heinabergsjökull, Iceland. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 82, 1-16.

**Bergthórsson P. (1969)** – An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull*, 19, 94-101.

**Bernes C. (1996)** – *The Nordic Arctic Environment, unspoiled. Exploited, Polluted ?* Copenhagen: The Nordic Council of Ministers. 240 p.

**Bertalanffy L. (1968)** – *Théorie générale des systèmes*. Paris: Dunod. 328 p.

**Berthier E. (2005)** – Dynamique et bilan de masse de glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya) : contribution de l'imagerie satellitaire *Ph. D. Thesis,* Université Toulouse III - Paul Sabatier, 250 p.

**Berthier E., Björnsson H., Pálsson F., Feigl K.L., Llubes M. et Rémy F. (2006)** – The level of the Grímsvötn subglacial lake, Vatnajökull, Iceland, monitored with SPOT5 images. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 293-302.

**Berthoz A. (2009)** – *La simplexité*: Odile Jacob. 256 p.

**Björnsson H. (1976)** – Marginal and supraglacial lakes in Iceland. *Jökull*, 26, 40-51.

**Björnsson H. (1979)** – Glaciers in Iceland. *Jökull*, 29, 74-80.

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

**Björnsson H. (1996)** – Scales and rates of glacial sediment removal: a 20 km long and 300m deep trench created beneath Breidamerkurjökull during the Little Ice Age. *Annals of Glaciology*, 22, 141-146.

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

**Björnsson H. (2010)** – Interactive comment on "Application of a minimal glacier model to Hansbreen, Spitsbergen" by J. Oerlemans et al. *The Cryosphere Discussions*, 4, C638–C644.

**Björnsson H., Pálsson F., Sigurðsson O. et Flowers G.E. (2003)** – Surges of glaciers in Iceland. *Annals of Glaciology*, 36, 82-90.

**Boothroyd J.C. et Ashley G.M. (1975)** – Process, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. In Jopling, A.V. and McDonald, B.C., editors, *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*: SEPM Special Publication, 193-222.

**Boothroyd J.C. et Nummedal D. (1978)** – Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial fan deposits. In Miall, A.D., editor, *Fluvial sedimentology*: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoirs, 641-668.

**Boulton G.S., Dobbie K.E. et Zatsepin S. (2001)** – Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quaternary International*, 86, 3-28.

**Boulton G.S. et Hindmarsh R.C.A. (1987)** – Sediment deformation beneath glaciers :

rheology and geological consequences. *J. Geophys. Res.*, 92, 9059-9082.

**Bourgeois O., O.Dauteuil et Vliet-Lanoë B.V. (2000)** – Geothermal control on flow patterns in the Last Glacial Maximum ice sheet of Iceland. *Earth surface processes and landforms*, 25, 59-76.

**Box J.E. (2002)** – Interpretation of Greenland instrumental temperature records: 1873-2001. *International journal of Climatology*, 22, 1829-1847.

**Bradwell T. (2001)** – A new lichenometric dating curve for southeast Iceland. *Geografiska Annaler*, 83A, 91-101.

**Bradwell T. (2004)** – Lichenometric dating in southeast Iceland - the size-frequency approach. *Geografiska Annaler*, 86A, 91-101.

**Bradwell T. (2009)** – Lichenometric dating: a commentary in the light of some recent statistical studies. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 91, 61-69.

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

**Brandt A.S. (2000)** – Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena*, 40, 375-401.

**Braun L.N. et Aellen M. (1990)** – Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. In Lang, H. and Musy, A., editors, *Hydrology in mountainous regions I*: IAHS, 99-106.

**Braun L.N. et Renner C.B. (1992)** – Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. *Hydrological Sciences Journal*, 37, 217 - 231.

**Braun L.N., Weber M. et Shulz M. (2000)** – Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology*, 31, 19-25.

**Bravard J.P. (1998)** – Le temps et l'espace dans les systémes fluviaux, deux dimensions spécifiques de l'approche géomorphologique. *Annales de Géographie*, 3-15.

**Bravard J.P. et Petit F. (1997)** – *Les cours d'eau : dynamique du système fluvial*. Paris: Armand Colin. 213 p.

**Bridge J.S. (1993)** – The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. In Best, J.L. and Bristow, C.S., editors, *Braided rivers,* London: Special Publication Geological Society, 13-72.

**Bromwich D.H., Bai L. et Bjarnason G.G. (2005)** – High-Resolution Regional Climate Simulations over Iceland Using Polar MM5*. *Monthly Weather Review*, 133, 3527-3547.

**Bunte K. et Abt S.R. (2001)** – *Sampling surface and subsurface particle-size distributions in a wadable Gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics and streamed monitoring*. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 428.

**Busskamp R. et Hasholt B. (1996)** – Coarse bed load transport in a glacial valley, Sermilik, South East Greenland. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 40, 349-358.

**Cailleux A. (1939)** – Action du vent sur les formations volcaniques en Islande. *Bulletin Volcanologique*, 5.

**Caseldine C.J. (1991)** – Lichenometric dating, lichen population studies and Holocene glacial history in Tröllaskagi, Northern Iceland. In Maizels, J.K. and Caseldine, C.J., editors, *Environmental change in Iceland,* Dordrecht: Kluwer, 219-233.

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

**Charlton R. (2008)** – *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Oxon: Routledge. 234 p.

**Chen J. et Ohmura A. (1990)** – On the influence of Alpine glaciers on runoff In Lang, H. and Musy, A., editors, *Hydrology of mountainous regions I. Proceedings of two Lausanne Symposia.,* Lausanne: IAHS Publ, 117-126.

**Chenet A.L., Fluteau F. et Courtillot V. (2005)** – Modelling massive sulphate aerosol pollution, following the large 1783 Laki basaltic eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 721-731.

**Chenet M. (2008)** – *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, 293 p.

**Chenet M., Roussel E., Jomelli V. et Grancher D. (2010)** – Asynchronous Little Ice Age glacial maximum extent in southeast Iceland. *Geomorphology*, 114, 253-260.

**Chenet M., Roussel E., Jomelli V., Grancher D. et Cooley D. (2011)** – A response to the commentary of M. Dabski about the paper `Asynchronous Little Ice Age glacial maximum extent in southeast Iceland' (Geomorphology (2010), 114, 253-260). *Geomorphology*, 128, 103-104.

**Chew L.C. et Ashmore P.E. (2001)** – Channel adjustment and a test of rational regime theory in a proglacial braided stream. *Geomorphology*, 37, 43-63.

**Church M. et Gilbert R. (1975)** – Proglacial fluvial and lacustrine environments In Jopling, A.V. and McDonald, B.C., editors, *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation,* Tulsa, Oklahoma: Society of economic paleontologists and mineralogists, 22-100.

**Church M. et Ryder J.M. (1972)** – Paraglacial sedimentation : a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological society of America Bulletin*, 83, 3059-3071.

**Church M. et Slaymaker O. (1989)** – Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature*, 337, 452-454.

**Church M.A. (1972)** – The Baffin Island Sandurs: a study of Arctic fluvial processes. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 216, 208.

**Clague J.J. (1975)** – Sedimentology and paleohydrology of Late Wisconsinan outwash, Rocky Mountain Trench, southeastern British Columbia. In Jopling, A.V. and McDonald, B.C., editors, *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*: SEPM Special Publication, 223– 237.

**Cooley D., Naveau P., Jomelli V., Rabatel A. et Grancher D. (2006)** – A bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry. *Environmetrics*, 17, 555-574.

**Cossart E. (2005)** – *Evolution géomorphologique du haut bassin durancien depuis la dernière glaciation (Briançonnais, Alpes française du Sud)*. Thèse*,* Université Paris 7 - Denis Diderot, 382 p.

**Cossart E. et Fort M. (2008)** – 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 - Norwegian Journal of Geography*, 62, 115-131.

**Costello W.R. et Walker R.G. (1972)** – Pleistocene sedimentology, Credit River, southern Ontario; a new component of the braided river model. *Journal of Sedimentary Research*, 42, 389-400.

**Coulthard T.J. (2001)** – Landscape evolution models: a software review. *Hydrological processes*, 15, 165-173.

**Coulthard T.J., Lewin J. et Macklin M.G. (2005)** – Modelling differential catchment response to environmental change. *Geomophology*, 69, 222– 241.

**Coulthard T.J. et Van De Wiel M.J. (2007)** – Quantifying fluvial non linearity and finding self organized criticality? Insights

from simulations of river basin evolution. *Geomorphology*, 91, 216-235.

**Culling W.E.H. (1987)** – Equifinality: Modern Approaches to Dynamical Systems and Their Potential for Geographical Thought. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 12, 57-72

**Dabski M. (2002)** – Dating of the Flàajökull moraine ridges SE Iceland; comparison of the glaciological, cartographic and lichenometrical data. *Jökull*, 51, 17-24.

**Dabski M. (2010)** – A commentary to `Asynchronous Little Ice Age glacial maximum extent in southeast Iceland' by Chenet et al. (Geomorphology 114 (2010) 253-260); a case of Fláajökull. *Geomorphology*, 120, 365-367.

**Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W. et Balling N. (1998)** – Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, 282, 268–271.

**Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J. et Bond G. (1993)** – Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218 - 220.

**Dawson M. (1988)** – Sediment size variation in a braided reach of the Sunwapta River, Alberta, Canada. *Earth surface processes and landforms*, 13, 599-618.

**De Woul M. et Hock R. (2005)** – Static mass-balance sensitivity of Arctic glaciers and ice caps using a degree-day approach. *Annals of Glaciology*, 42, 217-224.

**Dhar D. (2006)** – Theoretical studies of self-organized criticality. *Physica A*, 369, 29–70.

**Drivenes E.A. (2002)** – Voyages de la Commission Scientifique du Nord en Scandinavie, en Laponie, au Spitzberg et aux Féroé pendant les années 1838, 1839 et 1840. *Inter-Nord*, 20.

**Dugmore A.J. et Sugden D.E. (1991)** – Do the anomalous fluctuations of Sólheimajökull reflect ice-divide migration? *Boreas*, 20, 105-113.

**Duyrgerov M.B. et Meier M.F. (1997)** – Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes. *Artic and Alpine Research*, 29, 392–402.

**Einarsson T. (2005)** – *Geology of Iceland - Rocks and landscape*. Reykjavik: Mal og menning. 309 p.

**Embleton C. et King C.A.M. (1968)** – *Glacial and Periglacial Geomorphology* London: Edward Arnold. 608 p.

**Etienne S. (2002)** – The role of biological weathering in periglacial areas : a study of weathering rinds in south Iceland. *Geomorphology*, 47, 75-86.

**Etienne S. (2004)** – *Islande : biogéomorphologie d'un milieu périglaciaire humide*. Clermont-Ferrand: Editions Mélanie Séteun. 257 p.

**Etienne S. et Dupont J. (2002)** – Fungal weathering of basaltic rocks in a cold oceanic environment (Iceland) : comparison between experimental and field observations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 737-748.

**Evans D.J.A., Archer S. et Wilson D.J.H. (1999)** – A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 18, 13-41.

**Evans D.J.A. et Twigg D.R. (2002)** – The active temperate glacial landsystem: a model based on Brei[eth]amerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2143-2177.

**Eythórsson J. et Sigtryggsson H. (1971)** – The climate and weather of Iceland. In Tuxen, S.L., editor, *The Zoology of Iceland,,* Copenhagen: Ejnar Munksgaard.

**Fahnestock R.K. (1963)** – Morphology and hydrology of a glacial stream - White River Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 422-A, 70.

**Fahnestock R.K. (1969)** – Morphology of the Slims River. In Bushnell, V.C. and Ragle, R.H., editors, *Icefield Ranges Research Project, Scientific Results*: American Geographical society and Arctic Institute of North America, 161-172.

**Fenger J. (2007)** – *Impacts of Climate Change on Renewable Energy Sources - Their role in the Nordic energy system* Copenhagen: Nordic Council of Ministers. 192 p.

**Fenn C.R. et Gurnell A.M. (1987)** – Proglacial channel processes. In Gurnell, A.M. and Clark, J.M., editors, *Glacio-fluvial sediment transfer: an alpine perspective*: Wiley, 423-472.

**Ferguson R.I. (1993)** – Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems. In Best, J.L. and Bristow, C.S., editors, *Braided Rivers,* Londin: Geological society of London Special Publication, 73-87.

**Flowers G.E., Björnsson H., Geirsdóttir A., Miller G.H., Black J.L. et Clarke G.K.C. (2008)** – Holocene climate conditions and glacier variation in central Iceland from physical modelling and empirical evidence. *Quaternary Science Reviews*, 27, 797-813.

**Flowers G.E., Bjornsson H., Geirsdottir A., Miller G.H. et Clarke G.K.C. (2007)** – Glacier fluctuation and inferred climatology of Langjokull ice cap through the Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2337-2353.

**Flowers G.E., Marshall S.J., Björnsson H. et Clarke G.K.C. (2005)** – Sensitivity of Vatnajökull ice cap hydrology and dynamics to climate warming over the next 2 centuries. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-19.

**Fowler A.C. (2010)** – Weertman, Lliboutry and the development of sliding theory. *Journal of Glaciology*, 56, 965-972.

**Francou B. et Vincent C. (2007)** – *Les glaciers à l'épreuves du climat*. Paris: Belin. 274 p.

**Free M. et Robock A. (1999)** – Global warming in the context of the Little Ice Age. *Journal of Geophysical Research*, 104, 19,057-019,070.

**French H. (2007)** – *The Periglacial Environment*: John Wiley & Sons Ltd. 458 p.

**Funk M. et Röthlisberger H. (1989)** – Forecasting the effects of a planned reservoir which will partially flood the tongue of Unteraargletscher in Switzerland. *Annals of Glaciology*, 13, 76–81.

**Gardarsson S.M. et Eliasson J. (2006)** – Influence of climate warming on Halslon Reservoir sediment filling. *Nordic Hydrology*, 37, 235-245.

**Geirsdóttir Á., Miller G.H. et Andrews J.T. (2007)** – Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland. *Journal of Geodynamics*, 43, 170-186.

**Germanoski D. et Harvey M.D. (1993)** – Asynchronous terrace development in degrading braided river channels. *Physical geography*, 14, 16-38.

**Germanoski D. et Schumm S.A. (1993)** – Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. *Journal of Geology*, 101, 451-466.

**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*. Genève: OMM -PNVD. 103 p.

**Gillet-Chaulet F. (2006)** – *Modélisation de l'écoulement se la glace polaire anisotrope et premières applications au forage de Dôme C*. Thèse, Université Joseph Fourier (Grenoble I), 221 p.

**Gleick J. (1991)** – *La théorie du Chaos - Vers une nouvelle science*: Flammarion. 431 p.

**Glen J.W. (1958)** – The flow law of ice - A discussion of the assumptions made

in the glacier theory, their experimental foundations and consequences. *IUGG/IAHS Symposium of Chamonix*: IAHS Publication, 171-183.

**Gordon J.E. et Sharp M. (1983)** – Lichenometry in dating recent landforms and deposits, southeast Iceland. *Boreas*, 12, 191-200.

**Gordon N.D., McMahon T.A. et Finlayson B.L. (1992)** – *Stream Hydrology - An Introduction for Ecologists*. Chichester: John Wiley and Sons. 526 p.

**Graham, J. D., Rollet, Anne-Julia, Piégay, Hervé, Rice et P. S. (2010)** – Maximizing the accuracy of image-based surface sediment sampling techniques. *Water Resources Research*, 46, W02508.

**Griselin M. (1982)** – *Les modalités de l'écoulement liquide et solide sur les marges polaires (exemple du bassin Loven Est, côte NW du Spitsberg).* Thèse, Université de Nancy II, 500 p.

**Grove J.M. (1988)** – *The Little Ice Age*. London: Methuen. 498 p.

**Grove J.M. (2001)** – The Initiation of the "Little Ice Age" in Regions Round the North Atlantic. *Climatic change*, 48, 53-82.

**Grove J.M. (2004)** – *Little Ice Ages: Ancient and Modern*. London: Routledge. 718 p.

**Guðmundsson A.T. (2007)** – *Living earth - Outlines of the Geology of Iceland*. Reykjavik: Mál og menning. 408 p.

**Guðmundsson H.J. (1997)** – A review of the holocene environmental history of Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 16, 81-92.

**Guðmundsson H.J. (1998)** – *Holocene Glacier Fluctuations and Tephrochronology of the Örafi District, Iceland.* Ph.D. Thesis, University of Edinburgh, 238 p.

**Guðmundsson H.J. (1998)** – Holocene glacier fluctuations of the Eiriksjökull ice cap, westcentral Iceland. *Jökull*, 46, 17-28.

**Guðmundsson S. (2010)** – *Volume and mass balance changes of ice caps in Iceland deduced from elevation data and in-situ mass balance observations*. Institute of Earth Sciences, University of Iceland (IES), 30 p.

**Gurnell A.M. (1995)** – Sediment yield from alpine glacier basins. In Foster, I.D.L., Gurnell, A.M. and Webb, B.W., editors, *Sediment and Water quality in River Catchments,* Chichester: Wiley, 407-435.

**Gurnell A.M., Edwards P.J., Petts G.E. et Ward J.V. (1999)** – A conceptual model for alpine proglacial channel evolution under changing climatic conditions. *Catena*, 38, 223-242.

**Gurnell A.M., Hannah D. et Lawler D. (1996)** – Suspended sediment yield from glacier basins. *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives (Proceedings of the Exeter Symposium)*, 97-104.

**Gurnell A.M., Hodson A., Clark M.J., Bogen J., Hagen J.O. et Tranter M. (1994)** – Water and sediment discharge from glacier basins: an arctic and alpine comparison. In IAHS, editor, *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport,* Canberra: IAHS, 325-334.

**Guymon G.L. (1974)** – Regional Sediment Yield Analysis of Alaska Streams. *Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 100, 41-51.

**Haeberli W. (1983)** – Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 4, 85-90.

**Haeberli W., Gärtner-Roer I., Hoelzle M., Paul F. et Zemp M. (2009)** – Glacier mass balance bulletin - Bulletin No. 10 (2006–2007). In WMO, I.W.I.I.U.U., editor: World Glacier Monitoring Service (WGMS).

**Haeberli W. et Hoelzle M. (1995)** – Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, 21, 206-212.

**Hagg W. et Braun L.N. (2005)** – The influence of glacier retreat on water yield from high mountain areas: comparison of Alps and Central Asia. In DeJong, C., Collins, D. and Ranzi, R., editors, *Climate and Hydrology in Mountain Areas,* Chichester: Wiley, 263-275.

**Hagg W., Braun L.N., Kuhn M. et Nesgaard T.I. (2007)** – Modelling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments. *Journal of Hydrology*, 332, 40–53.

**Hall K. (1995)** – Freeze-thaw weathering: the cold region "panacea". *Polar Geography and Geology*, 9, 79-87.

**Hall K., Thorn C.E., Matsuoka N. et Prick A. (2002)** – Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives *Progress in Physical Geography*, 26, 577-603.

**Hallet, B., Hunter, L., Bogen et J. (1996)** – Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12, 213-235.

**Hanna E. (1996)** – The role of Antarctic sea ice in global climate change. *Progress in Physical Geography*, 20, 371-401.

**Hanna E., Jonsson T. et Box J.E. (2004)** – An analysis of Icelandic climate since the ninetennth century. *International journal of Climatology*, 24, 1193-1210.

**Hanna E., Jonsson T. et Box J.E. (2006)** – Recent changes in Icelandic Climate. *Weather*, 61, 3-9.

**Hannah D.M., Smith B.P.G., Gurnell A.M. et McGregor G.R. (2000)** – An approach to hydrograph classification. *Hydrological processes*, 14, 317-338.

**Hannesdóttir H., Guðmundsson S., Björnsson H., Pálsson F. et Aðalgeirsdóttir G. (2010)** – Modelling the response of Vatnajökull´s southeastern outlet glaciers to climate change. *EGU General Assembly 2010*: Geophysical Research Abstracts.

**Harper J.T., Humphrey N.F. et Pfeffer W.T. (1998)** – Crevasse patterns and the strain rate tensor: a high-resolution comparison. *Journal of Glaciology*, 44, 68–76.

**Hart J. et Rose J. (2001)** – Approaches to the study of glacier bed deformation. *Quaternary International*, 86, 45-58.

**Hewitt K. (1982)** – Natural dams and outburst floods of the Karakoram Himalaya. *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, Juiy 1982). IAHS*, 259-269.

**Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L., Jones P.G. et Jarvis A. (2005)** – Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International journal of Climatology*, 25, 1965-1978.

**Hock R. (2003)** – Temperature index melt modelling in mountain regions. *Journal of Hydrology*, 282, 104-115.

**Hock R. (2005)** – Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 29, 362-391.

**Hoelzle M., Haeberli W., Dischl M. et Peschke W. (2003)** – Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes. *Global and Planetary Change*, 36, 295-306.

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

**Holzhauser H. et Zumbühl H.J. (1999)** – Glacier Fluctuations in the Western Swiss and French Alps in the 16th Century. *Climatic change*, 43, 223-237.

**Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., VanDerLinden P.J., Dai X., Maskell K. et Johnson C.A. (2001)** – *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press. 892 p.

**Huang S. (2004)** – Merging information from different resources for new insights

into climate change in the past and future. *Geophysical research letters*, 31, L13205.

**Huddart et D. (1994)** – Rock-type controls on downstream changes in clast parameters in sandur systems in Southeast Iceland. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 64, 215-225.

**Huss M., Farinotti D., Bauder A. et Funk M. (2008)** – Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrological processes*, 22, 3888–3902.

**Hutchinson M.F. (1995)** – Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines. *International Journal of Geographical Information Systems*, 9, 385-403.

**Irvine-Fynn T.D.L., Barrand N.E., Porter P.R., Hodson A.J. et Murray T. (2011)** – Recent High-Arctic glacial sediment redistribution: A process perspective using airborne lidar. *Geomorphology*, 125, 27-39.

**Issar A.S. (2003)** – *Climate changes during the holocene and their impact on hyrological systems*: Cambridge University Press. 127 p.

**Ives J. (1956)** – *Örafi, Southeast Iceland: An Essay in Regional Geomorphology.* Thèse, McGill University, 440 p.

**Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P.W. et Schlüchter C. (2009)** – Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2137-2149.

**Jacksch K. (1970)** – Beobachtungen in den Gletschervorfeldern des Solheima- und Sidujökull in sommer 1970. *Jökull*, 20, 45-49.

**Jacksch K. (1975)** – Das Gletschervorfeld des Solheimajökull. *Jökull*, 25, 34-38.

**Jansson P., Hock R. et Schneider T. (2003)** – The concept of glacier storage : a review. *Journal of Hydrology*, 282, 116-129.

**Jarvis C.H. et Stuart N. (2001)** – A comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part II: the interaction between the number of guiding variables and the type of interpolation method. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1075–1084.

**Jiang H., Eiriksson J., Schultz M., Knudsen K.L. et Seidenkrantz M.S. (2005)** – Evidence for solar forcing of sea surface temperature on the North Icelandic Shelf during the late Holocene. *Geology*, 33, 73-76.

**Jiongxin X. (1996)** – Channel pattern change downstream from a reservoir: An example of wandering braided rivers. *Geomorphology*, 15, 147-158.

**Jóhannesson T., Aðalgeirsdóttir G., Ahlstrøm A., Andreassen L.M., Björnsson H., Woul M.d., Elvehøy H., Flowers G.E., Guðmundsson S., Hock R., Holmlund P., Pálsson F., Radic V., Sigurðsson O. et Thorsteinsson T. (2006)** – The impact of climate change on glaciers and glacial runoff in the Nordic countries. *European Conference on Impacts of Climate Change on Renewable Energy Sources,* Reykjavik, Iceland.

**Jomelli V., Bertran P. et Kunesch S. (2002)** – Le cône de la Momie: un nouveau type de dépôt proglaciaire mis en place depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Quaternaire*, 13, 257-263.

**Jomelli V., Grancher D., Brunstein D. et Solomina O. (2008)** – Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology*, 93, 201-212.

**Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D. et Brunstein D. (2007)** – Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. *Geomorphology*, 86, 131-143.

**Jomelli V., Naveau P., Cooley D., Grancher D., Brunstein D. et Rabatel A. (2010)** – A Response to Bradwell's Commentary on Recent Statistical Studies in Lichenometry. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92, 485-487.

**Jones L.S. et Schumm S.A. (1999)** – Causes of avulsion: an overview. *Fluvial sedimentology VI*: Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 171-178.

**Jones P.D. et Mann M.E. (2004)** – Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42.

**Jonsson J. (1965)** – Temperature and Growth of Cod on Icelandic Waters. Canada, Dartmouth: ICNAF Special Publications, 537–539.

**Jonsson J. (1982)** – Notes on the Katla volcanological debris flows. *Jökull*, 32, 61-68.

**Jouvet G. (2010)** – *Modélisation, analyse mathématique et simulation numérique de la dynamique des glaciers.* Thèse, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 135 p.

**Käyhkö J. (1991)** – *Eoliset Prosessit Hietatievoilla Enontekiössä. (Aeolian Processes at Hietatievat, Enontekiössä, Finnish Lapland).* M. sc. Thesis, University of Helsinki, 166 p.

**Käyhkö J. (1997)** – *Aeolian Activity in Subarctic Fennoscandia – Distribution, History and Modern Processes.* Thèse, The University of Reading, UK, 314 p.

**Kelly P.M., Goodess C.M. et Cherry B.S.G. (1987)** – The interpretation of the icelandic Sea Ice Record. *Journal of Geophysical Research*, 92, 10,835-810,843.

**Kirkbride M.P. (2002)** – Icelandic climate and glacier fluctuations through the termination of the "Little Ice Age" *Polar Geography*, 26, 116-133.

**Kirkbride M.P. (2009)** – Datation des moraines holocènes d'Islande par tephrochronologie : un état de l'art. *Cahiers de Géographie, Collection EDYTEM*, 8, 65-78.

**Kirkbride M.P. et Dugmore A.J. (2001)** – Can lichenometry be used to date the "Little Ice Age" glacial maximum in Iceland ? *Climatic change*, 48, 151-167.

**Kirkbride M.P. et Dugmore A.J. (2006)** – Responses of mountain ice caps in central Iceland to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1692-1707.

**Kirkbride M.P. et Dugmore A.J. (2008)** – Two millennia of glacier advances from southern Iceland dated by tephrochronology. *Quaternary Research*, 70, 398-411.

**Kirkbride M.P. et Dugmore M.P. (2003)** – Glaciological response to distal tephra fallout from the 1947 eruption of Hekla, Iceland. *Journal of Glaciology*, 49, 420–428.

**Klok E.J. et Oerlemans J. (2003)** – Deriving historical equilibrium-line altitudes from a glacier length record by linear inverse modelling. *The Holocene*, 13, 343-351.

**Knighton D. (1998)** – *Fluvial Forms & Processes: a new perspective*. London: Arnold. 383 p.

**Koch L. (1945)** – The east Greenland ice. *Medd. Grønland*, 130, 1-374.

**Krigström A. (1962)** – Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geografiska Annaler*, 44, 328-346.

**Krumbein W.C. (1941)** – Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11, 64–72.

**Kuhn M. (1984)** – Mass Budget Imbalances as Criterion for a Climatic Classification of Glaciers. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 66, 229-238.

**Kuhn M. et Batlogg N. (1998)** – Glacier runoff in Alpine headwaters in a changing climate. In Kovar, K.U., Tappeiner, N. and Peters, E., editors, *Hydrology, water resources and ecology in headwaters*: IAHS Publ, 78–88.

**Lamb H.H. (1965)** – The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 3-37.

**Lamb H.H. (1979)** – Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation:

The Little Ice Age in the northeast Atlantic. *Quaternary Research*, 11, 1-20.

**Lawler D.M. et Wright L.J. (1996)** – Sediment yield decline and climate change in southern Iceland. Erosion and sediment yield : global and regional perspectives : Exeter, 15-19 July 1996. *IAHS AISH Publication*, 415-425.

**Lawson D.E. (1993)** – *Glaciohydrologic and glaciohydraulic effects on runoff and sediment yield in glacierized basins*. US Army, Cold Regions Research and Engineering Lab., 108.

**Lebart L., Piron M. et Morineau A. (2006)** – *Statistique exploratoire multidimensionnelle*. Paris: Dunod. 464 p.

**Leddy J.O., Ashworth P.J. et Best J.L. (1993)** – Mechanisms of anabranch avulsion within gravel-bed braided rivers: observations from a scaled physical model. In Best, J.L. and Bristow, C.S., editors, *Braided Rivers,* London: Geological Society, London, Special Publications, 119-127.

**LeMeur E., Gagliardini O., Zwinger T. et Ruokolainen J. (2004)** – Glacier flow modelling: a comparison of the Shallow Ice Approximation and the full-Stokes solution. *C. R. Physique*, 5, 709–722.

**Leonard K.C. et Fountain A.G. (2003)** – Map-based methods for estimating glacier equilibrium-line altitudes. *Journal of Glaciology*, 49, 329-336.

**Letréguilly A. et Oerlemans J. (1990)** – Climate sensitivity: the significance of the altitude-mass-balance feedback on glaciers and ice sheets. *Annals of Glaciology*, 14, 345-345.

**Lie Ø., Dahl S.O. et Nesje A. (2003)** – A theoretical approach to glacier equilibrium-line altitudes using meteorological data and glacier massbalance records from southern Norway. *The Holocene*, 13, 365-372.

**Limerinos J.T. (1970)** – Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels. *Water-Supply Paper,* Washington D.C.: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 47.

**Liu Y. (2008)** – An evaluation on the data quality of SRTM DEM at the alpine and plateau area, north-western of China. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences,* Beijing, 1123-1128.

**Llamas J. (1992)** – *Hydrologie générale : principes et applications*: Editions Gaëtan Morin. 527 p.

**Lliboutry L. (1964)** – *Traité de glaciologie, tome 1, Glace, neige, hydrologie nivale*. Paris: Masson. 428 p.

**Lliboutry L. et Duval P. (1985)** – Various isotropic and anisotropic ices found in glaciers and polar ice caps and their corresponding rheologies. *Annales geophysicae*, 3, 207-224.

**Logie M. (1982)** – Influence of roughness element and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. *Catena supplement*, 1, 161-173.

**Lopez-Moreno J.I., Nogues-Bravo D., Chueca-Cia J. et Julian-Andres A. (2006)** – Change of topographic control on the extent of cirque glaciers since the Little Ice Age. *Geophysical research letters*, 33, L24505.24501-L24505.24505.

**Luckman B.H. (2000)** – The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology*, 32, 357–384.

**Maarleveld G.C. (1960)** – Wind directions and cover sands in the Netherlands. *Biuletyn Periglacjalny*, 8, 49–58.

**Magilligan F.J., Gomez B., Mertes L.A.K., Smith L.C., Smith N.D., Finnegan D. et Garvin J.B. (2002)** – Geomorphic effectiveness, sandur development, and the pattern of landscape response during jokulhlaups: Skeiðarársandur, southeastern Iceland. *Geomorphology*, 44, 95-113.

**Maizels J.K. (1979)** – Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns

during period of glacier advance : an alpine example. *Geografiska Annaler*, 61, 87-101.

**Maizels J.K. (1983)** – Paleovelocity and paleodischarge determination for coarse gravel deposits. In Gregory, K.J., editor, *Background to Paleohydrology* New York: John Wiley, 103-139.

**Maizels J.K. (1986)** – Modelling of palaeohydrologic change during deglaciation. *Géographie Physique et Quaternaire*, 40, 263-277.

**Maizels J.K. (1989)** – Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jokulhlaup deposits : paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 204-223.

**Maizels J.K. (1991)** – The origin and evolution of Holocene sandur deposits in areas of jökulhlaup drainage, Iceland. In Maizels, J.K., Caseldine and C., editors, *Environmental Change in Iceland: Past and Present.,* Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishing, 267-302.

**Maizels J.K. (1993)** – Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. Current research in fluvial sedimentology. *Sedimentary Geology*, 85, 299-325.

**Maizels J.K. (1995)** – Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. In Menzies, J., editor, *Modern Glacial Environments,* Oxford: Butterworth-Heinemann, 365– 416.

**Maizels J.K. (1997)** – Jokulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews*, 16, 793-819.

**Maizels J.K. et Aitken J.F. (1991)** – Palaeohydraulic change during deglaciation in upland Britain: a case study from northeast Scotland. In Starkel, L., Gregory, K.J. and Thornes, J.B., editors, *Temperate Palaeohydrology,* Chichester: John Wiley & Sons, 105– 145.

**Maizels J.K. et Dugmore A.J. (1985)** – Lichenometric dating and tephrochronology of sandur deposits, Sólheimajökull area, southern Iceland. *Jökull*, 35, 69-77.

**Malanson G.P., Butler D.R. et Georgakakos K.P. (1992)** – Nonequilibrium geomorphic processes and deterministic chaos. *Geomorphology*, 5, 311-322.

**Malanson G.P., Butler D.R. et Walsh S.J. (1990)** – Chaos theory in physical geography. *Physical geography*, 11, 293-304.

**Mann M.E., Bradley R.S. et Hughes M.K. (1999)** – Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations. *Geophysical research letters*, 26.

**Marren P.M. (2001)** – Sedimentology of proglacial rivers in eastern Scotland during the Late Devensian. *Transactions: Earth Sciences*, 92, 149-171.

**Marren P.M. (2002)** – Glacier margin fluctuations, Skaftafellsjökull, Iceland: implications for sandur evolution. *Boreas*, 31, 75-81.

**Marren P.M. (2005)** – Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth Science Reviews*, 70, 203-251.

**Matthes F.E. (1939)** – Report of the Committee on Glaciers, April 1939. *Transactions of the American Geophysical Union*, 20.

**Matthews J.A. (2005)** – 'Little Ice Age' glacier variations in Jotunheimen, southern Norwvay: a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates. *The Holocene*, 15, 1-19.

**Matthews J.A. et Briffa K.R. (2005)** – The "Little Ice Age": Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 17-36.

**McKinzey K.M., Orwin J.F. et Bradwell T. (2004)** – Re-dating the moraines at

Skálafellsjökull and Heinabergsjökull using different lichenometric methods: implications for the timing of the icelandic Little Ice Age maximum. *Geografiska Annaler*, 86A, 319-335.

**Meierding T.C. (1982)** – Late pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. *Quaternary Research*, 18, 289-310.

**Menzies J., Meer J.J.M.V.D. et Rose J. (2006)** – Till as a glacial "tectomict", its internal architecture, and the development of a "typing" method for till differentiation. *Geomophology*, 75, 172-200.

**Mercier D. (1997)** – L'impact du ruissellement sur les moraines latérales du Glacier du Roi (Colletthøgda, Spitsberg, 79°N). *Norois*, 175, 549-566.

**Mercier D. (2001)** – *Le ruissellement au Spitsberg. Le monde polaire face aux changements climatiques*. Clermont-Ferrand: Presses Universitaires Blaise Pascal. 278 p.

**Mercier D. (2002)** – La dynamique paraglaciaire des versants du Svalbard. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46, 203-222.

**Mercier D. (2010)** – *La géomorphologie paraglaciaire : analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges.* H.D.R., vol. III Université Blaise Pascal, 262 p.

**Mercier D., Étienne S., Sellier D. et 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, 1772-1789.

**Mercier D. et Laffly D. (2005)** – Actual paraglacial progradation of the coastal zone in the Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard). In Harris, C. and Murton, J., editors, *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost,* London Geological Society, 111-117.

**Miall A.D. (1977)** – A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, 1-62.

**Miall A.D. (1978)** – Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D., editor, *Fluvial Sedimentology*: Canadian Society of Petroleum Geologists, 597-604.

**Miall A.D. (2006)** – *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*: Springer. 598 p.

**Milankovitch M. (1941)** – *Kanon der Erdbestrahlung und seine Andwendung auf das Eiszeiten-problem*. Belgrade: Royal Serbian Academy. 484 p.

**Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M. et Karlen W. (2005)** – Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433, 613-617.

**Mottram R. (2008)** – *Processes of crevasse Formation and the dynamics of calving glaciers: a study at Breiðamerjökull.* Thèse, University of St. Andrews, 330 p.

**Naruse R. et Skvarca P. (2000)** – Dynamic features of thinning and retreating Glaciar Upsala, a lacustrine calving glacier in southern Patagonia. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32, 485-491.

**Naveau P., Jomelli V., Cooley D., Grancher D. et Rabatel A. (2007)** – Modelling uncertainties in lichenometry studies with an application: The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 39, 277-288.

**Nesje A., Bakke J., Dahl S.O., Lie O., J.A. et Matthews (2008a)** – Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60, 10-27.

**Nesje A., Dahl S.O., Thun T. et Nordli Ø. (2008b)** – The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia : summer temperature or winter precipitation? *Climate Dynamics*, 30, 13.

**Nicholas A.P. et Sambrook-Smith G.H. (1998)** – Relationships between flow hydraulics, sediment supply, bedload transport and channel stability in the proglacial Virkisa River, Iceland. *Geografiska annaler Series A: Physical geography*, 80, 111-122.

**Nicolussi K. et Patzelt G. (2000)** – Discovery of early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. *The Holocene*, 10, 191-199.

**Nielsen N. (1933)** – *Contributions to the physiography of Iceland with particular reference to the highlands west of Vatnajökull*. Copenhagen: Det Kongelige danske Videnskabernes Selskabs Skrifter. Naturvidenskabelig og Mathematisk Afdeling. 105 p.

**Nussbaumer S.U., Zumbühl H. et Steiner D. (2007)** – Fluctuations of the Mer de Glace (Mont Blanc area, France) AD 1500–2050. An interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. *Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 40, 1-183.

**Oerlemans J. (1981)** – Some basic experiments with a vertically-integrated ice sheet model. *Tellus Series A Dynamic meteorology and oceanography*, 33, 1–11.

**Oerlemans J. (2005)** – Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308, 675-677.

**Oerlemans J. (2008)** – Minimal Glacier Models. Utrecht: Igitur, Utrecht Publishing & Archiving Services, Universiteitsbibliotheek Utrecht, 91.

**Oerlemans J., Jania J. et Kolondra L. (2011)** – Application of a minimal glacier model to Hansbreen, Spitsbergen. *The Cryosphere Discussions*, 5, 1-1.

**Oerlemans J. et Nick F.M. (2006)** – Modelling the advance-retreat cycle of a tidewater glacier with simple sediment dynamics. *Global and Planetary Change*, 50, 148-160.

**Ogilvie A.E.J. (1981)** – Climate and society in Iceland from the medieval period to the late eigthteenth century *Ph. D. Thesis,* University of East Anglia, p.

**Ogilvie A.E.J. (1984)** – The past climate and sea-ice record from Iceland, Part 1: Data to A.D. 1780. *Climatic change*, 6, 131-152.

**Ogilvie A.E.J. (1992)** – Documentary evidence for changes in the climate of Iceland, A.D. 1500 to 1800. In Bradley, R.S. and Jones, P.D., editors, *Climate since A.D. 1500,* London: Routledge, 92-117.

**Ogilvie A.E.J. et Jónsson T. (2001)** – "Little Ice Age" research: A perspective from Iceland. *Climatic change*, 48.

**Orombelli G. et Mason P. (1997)** – Holocene glacier fluctuations in the Italian Alpine region. *Palaoklimaforschung—Paleoclimate Research*, 24, 59–65.

**Ortiz R.M. et Meyer G.A. (2002)** – Downstream effects of Cochiti Dam on the middle Rio Grande, near Albuquerque, New Mexico. *Geological Society of America, 2002 annual meeting,* Denver: Abstracts with Programs Geological Society of America, 203.

**Orwin J.F. et Smart C.C. (2004)** – The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglacierizing basin of Small River Glacier, Canada. *Geomorphology*, 58, 175-202.

**Parks B. et Madison R.J. (1985)** – Estimation of selected flow and water-quality characteristics of Alaskan Streams. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report*, 69.

**Pelto M.S. et Hedlund C. (2001)** – Terminus behavior and response time of North Cascade glaciers, Washington, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 47, 497-506.

**Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W., Vörösmarty C.J., Lammers R.B., Shiklomanov A.I., Shiklomanov I.A. et Rahmstorf S. (2002)** – Increasing River Discharge to the Arctic Ocean. *Science*, 298, 2171 - 2173.

**Petts G.E. et Gurnell A.M. (2005)** – Dams and geomorphology : research progress and future directions. *Geomorphology*, 71, 27-47.

**Phillips J. (1997)** – Simplexity and the Reinvention of Equifinality. *Geographical Analysis*, 29, 1-15.

**Phillips J.D. (1991)** – Multiple modes of adjustment in unstable river channel cross-sections. *Journal of Hydrology*, 123, 39-49.

**Phillips J.D. (1992)** – Qualitative chaos in geomorphic systems, with an example from wetland response to sea level rise. *The journal of Geology*, 100, 365-374.

**Phillips J.D. (1995)** – Self-organization and landscape evolution. *Progress in Physical Geography*, 19, 309-321.

**Phillips J.D. (2003)** – Sources of nonlinearity and complexity in geomorphic systems. *Progress in Physical Geography*, 27, 1-23.

**Phillips J.D. (2006)** – Deterministic chaos and historical geomorphology: A review and look forward. *Geomorphology*, 76, 109-121.

**Piotrowski A. (1983)** – Results of investigations over a magnitude of Aeolian transport in the western part of Oscar II Land (NW Spitsbergen) during summer 1979. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XVIII*, 56, 62-67.

**Poole G.C. (2002)** – Fluvial landscape ecology: addressing uniqueness within the river discontinuum. *Freshwater Biology*, 47, 641-660.

**Porter S.C. et Denton G.H. (1967)** – Chronology of neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*, 265, 177-210.

**Post A. et Mayo L.R. (1971)** – *Glacier-dammed lakes and outburst floods in Alaska*. U.S. Geological Survey Atlas - HA-455, 10.

**Prigogine I. (1996)** – *La fin des certitudes*. Paris: Odiles Jacob. 228 p.

**Prigogine I. (2001)** – *L'homme devant l'incertain*. Paris: Odile Jacob. 377 p.

**Proctor C.J., Baker A., Barnes W.L. et Gilmour M.A. (2000)** – A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. *Climate Dynamics*, 16, 815-820.

**Reimnitz E. et Maurer D.K. (1979)** – Eolian sand deflation, a cause for gravel barrier islands in Arctic Alaska ? *Geology*, 7, 507-510.

**Rémy F. (2008)** – *Histoire de la Glaciologie*. Paris: Vuibert. 170 p.

**Rémy F. et Testut L. (2006)** – Mais comment s'écoule donc un glacier ? Aperçu historique. *Comptes Rendus Geosciences*, 338, 368-385.

**Rigon R., Rinaldo A. et Rodriguez-Iturbe I. (1994)** – On landscape self-organization. *Journal of Geophysical Research*, 99, 11971-11993.

**Rist S. (1967)** – Jökulhlaups from the ice cover of Myrdalsjökull on June 25, 1955 and January 20, 1956. *Jökull*, 17, 243-248.

**Robert C. (2006)** – *Le choix bayésien : principe et pratique*: Springer. 637 p.

**Roberts M.J., Russell A.J., Tweed F.S. et Knudsen Ó. (2000)** – Ice fracturing during jökulhlaups: implications for englacial floodwater routing and outlet development. *Earth surface processes and landforms*, 25, 1429-1446.

**Roberts M.J., Tweed F.S., Russell A.J., Knudsen Ó. et Harris T.D. (2003)** – Hydrologic and geomorphic effects of temporary ice-dammed lake formation during jökulhlaups. *Earth surface processes and landforms*, 28, 723-737.

**Robertson-Rintoul M.S.E. et Richards K.S. (1993)** – Braided-channel pattern and paleohydrology using an index of total sinuosity. In Best, J.L. and Bristow, C.R., editors, *Braided Rivers,* London: Geological Society, 113-118.

**Röthlisberger H. et Lang H. (1987)** – Glacial hydrology. In Gurnell, A.M. and Clark, M.J., editors, *Glacio-fluvial Sediment Transfer,* New York Wiley, 207–284.

**Russell A.J., Knight P.G. et Dijk T.A.G.P.V. (2001)** – Glacier surging as a control on the development of proglacial, fluvial landforms and deposits, Skeiðarársandur, Iceland. *Global and Planetary Change*, 28, 163-174.

**Russell A.J. et Knudsen O. (1999)** – An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeiðarárjokull, Iceland. *Sedimentary Geology*, 127, 1-10.

**Russell A.J., Tweed F.S., Roberts M.J., Harris T.D., Gudmundsson M.T., Knudsen Ó. et Marren P.M. (2010)** – An unusual jökulhlaup resulting from subglacial volcanism, Sólheimajökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1363-1381.

**Russell A.J., Tweed F.S., Roberts M.J., Knudsen Ó., Harris T.D., Gudmundsson M.T., Marren P.M. et Rice J.W. (2003)** – The causes, characteristics and impacts of a volcanically-induced jökulhlaup, Sólheimajökull, Iceland. *Geophysical Research Abstracts*, 5.

**Rust B. (1978)** – Depositional models for braided alluvium. In Miall, A.D., editor, *Fluvial Sedimentology*: Canadian Society of Petroleum Geologists, 605-625.

**Ryder J.M. (1971 a)** – The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvian fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 279-298.

**Ryder J.M. (1971 b)** – Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvian fans in south-central British Columbia. *Canadian journal of Earth science*, 8, 1252-1264.

**Saemundsson K. et Gunnlaugsson E. (2002)** – *Icelandic rocks and minerals*. Reykjavik: Mál og Manning. 233 p.

**Schomacker A. (2010)** – Expansion of ice-marginal lakes at the Vatnajökull ice cap, Iceland, from 1999 to 2009. *Geomorphology*, 119, 232-236.

**Schomacker A., Kruger J. et Larsen G. (2003)** – An extensive late Holocene glacier advance of Kötlujökull, central south Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1427-1434.

**Schumm S.A. (1977)** – *The Fluvial System*. New York: Wiley. 338 p.

**Seppälä M. (1984)** – Deflation measurements on Hietatievat, Finnish Lapland, 1974-1977. In Olson, R., Geddes, F. and Hastings, R., editors, *Northern Ecology and Resource Management,* Edmonton,: The University of Alberta Press, 39-49.

**Seppälä M. (2004)** – *Wind as a geomorphic agent in cold climates*. Cambridge: Cambridge University Press. 368 p.

**Sharp M. (1984)** – Annual moraine ridges at Skálafellsjökull, southeast Iceland. *Journal of Glaciology*, 30, 82 – 93.

**Sharp M. et Dugmore A.J. (1985)** – Holocene glacier fluctuations in eastern Iceland. *Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 341 – 349.

**Sigurðsson O. (1998)** – Glacier Variations in Iceland 1930-1995. From the database of the Iceland Glaciological Society. *Jökull*, N°45, 3-25.

**Sigurðsson O. (2005)** – Variations of termini of glaciers in Iceland in recent centuries and their connection with climate. In Caseldine, C., Russell, A., Hardardottir, J. and Knudsen, O., editors, *Iceland - Modern processes and past environments,* Amsterdam: Elsevier, 241-255.

**Sigurðsson O., Jonsson T. et Johannesson T. (2007)** – Relation between glacier-termini variations and summer temperature in Iceland since 1930. *Annals of Glaciology*, 46, 170-176.

**Smith L.C., Yongwei S., Magilligan F.J., Smith N.D., Gomez B., Mertes L.A.K., Krabill W.B. et Garvin J.B. (2006)** – Geomorphic impact and rapid subsequent recovery from the 1996 Skeidararsandur jokulhlaup, Iceland, measured with multi-year airborne lidar. *Geomorphology*, 75, 65-75.

**Starkel L. (1983)** – The reflection of hydrologic change in the fluvial environment of the temperate zone during the last, 15,000 years. In Gregory, K.J., editor, *Background to Palaeohydrology,* New York: Wiley, 213–235.

**Steiner D., Walter A. et Zumbühl H.J. (2005)** – The application of a non-linear back-propagation neural network to study the mass balance of Grosse Aletschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51, 313-323.

**Sugden D. et John B. (1976)** – *Glaciers and landscape*. Londres: Edward Arnold. 376 p.

**Sugden D.E. (1978)** – Glacial erosion by the Laurentide Ice Sheet, 20, 367-391.

**Teller J.T. (1990)** – Volume and routing of late-glacial runoff from the southern Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Research*, 34, 12-23.

**Thom R. (1972)** – *Stabilité structurelle et morphogénèse*. Paris: Interédition. 362 p.

**Thom R. (1993)** – *Prédire n'est pas expliquer*: Flammarion. 175 p.

**Thomas E.R., Marshall G.J. et McConnell J.R. (2008)** – A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. *Geophysical research letters*, 35.

**Thompson A. (1988)** – Historical development of the Proglacial Landforms of Svínafellsjökull and Skaftafellsjökull, Southeast Iceland. *Jökull*, 38, 17-30.

**Thompson A. et Jones A. (1986)** – Rates and causes of proglacial river terrace formation in southeast Iceland: an application of lichenometric dating techniques. *Boreas*, 15, 231-246.

**Thórarinsson S. (1939)** – The ice-dammed lakes of Iceland with particular reference to their value as indicators of glacial oscillations. *Geografiska Annaler*, 21, 216-242.

**Thórarinsson S. (1943)** – Vatnajökull - Scientific results of the Swedish-Icelandic investigations 1936–1937–1938. Chapter IX: Oscillations of the Icelandic glaciers in the last 250 years. *Geografiska Annaler*, 25, 1-54.

**Thórarinsson S. (1950)** – Glacier outbursts in the river Jökulsa a Fjöllum. *Náttúrufræðingurinn*, 20, 113-133.

**Thórarinsson S. (1953)** – Some new aspects of the Grímsvötn problem. *Journal of Glaciology*, 2, 267-275.

**Thórarinsson S. (1956)** – On the variations of Svínafellsjökull, Skaftafellsjökull and Kviárjökull in Öraefi. *Jökull*, 6, 1-15.

**Thórarinsson S. (1969)** – Glacier surges in Iceland, with special reference to the surge of Brúarjökull. *Canadian Journal of Earth Science*, 6, 875-882.

**Thordarson T. et Larsen G. (2007)** – Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics*, 43, 118-152.

**Thorn C.E. (1992)** – Periglacial geomorphology: what, where, when ? In Dixon, J.C. and Abrahams, A.D., editors, *Periglacial Geomorphology,* Chichester: Wilez, 1-30.

**Thoroddsen T. (1917)** – Árferði á Íslandi í þúsund ár. Copenhague: Hið íslenska fræðafélag. 432 p.

**Toffoli T. (1984)** – Cellular automata as an alternative to (rather than an approximation of) differential equations in modeling physics. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 10, 117-127.

**Tómasson H. (1973)** – Hamfarahlaup í Jökulsá á Fjöllum. *Náttúrufræðingurinn*, 43, 12-34.

**Tómasson H. (1990)** – Aurburður í íslenskum ám. In Sigbjarnarson, G., editor, *Vatnið og landið*, 169-174.

**Tsutaki S., Nishimura D., Yoshizawa T. et Su S. (2011)** – Changes in glacier dynamics under the influence of proglacial lake formation in Rhonegletscher, Switzerland. *Annals of Glaciology*, 52, 31-36.

**Turner M.G., Gardner R.H. et O'Neill R.V. (2001)** – *Landscape ecology in theory and practice*. New York: Springer-Verlag. 401 p.

**Tweed F.S. (2000)** – An ice-dammed lake in Jökulsárgil: Predictive modelling and geomorphological evidence. *Jökull*, 48.

**Van De Wiel M.J. et Coulthard T.J. (2010)** – Self-organized criticality in river basins: Challenging sedimentary records of environmental change. *Geology*, 38, 87-90.

**Van Der Meer J.J.M., Menzies J. et Rose J. (2003)** – Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1659-1685.

**Van der Veen C.J. (1996)** – Tidewater calving. *Journal of Glaciology*, 42, 375-385.

**Van der Veen C.J. (2002)** – Calving glaciers. *Progress in Physical Geography*, 26, 96-122.

**Vincent C. (2010)** – *L'impact des changements climatiques sur les glaciers alpins.* Thèse, Université Joseph Fourier, 211 p.

**Vincent C., Garambois S., Thibert E., Lefebvre E., Le Meur E. et Six D. (2010)** – Origin of the outburst flood from Glacier de Tête Rousse in 1892 (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology*, 56, 688-698.

**Vincent C., Kappenberger G., Valla F., Bauder A., Funk M. et Meur E.L. (2004)** – Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *Journal of Geophysical Research*, 109, D10104.

**Walder J.S., Trabant D.C., Cunico M., Fountain A.G., Anderson S.P., Anderson R.S. et Malm A. (2006)** – Local response of a glacier to annual filling and drainage of an ice-marginal lake. *Journal of Glaciology*, 52, 440-450.

**Wang C.C. et Rogers J.C. (2001)** – A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: cyclone structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 129, 1481-1499.

**Warburton J. (1990)** – An alpine proglacial fluvial sediment budget. *Geografiska annaler Series A: physical geography*, 72, 261-272.

**Warburton J. (1993)** – Energetics of alpine proglacial geomorphic processes. *Institute of British geographers transactions*, 18, 197-206.

**Weaver A.J., Saenko O.A., Clark P.U. et Mitrovica J.X. (2003)** – Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bølling-Allerød Warm Interval. *Science*, 299, 1709 - 1713.

**Weertman J. (1961)** – Equilibrium profile of ice caps. *Journal of Glaciology*, 3, 953-964.

**Wightman C.A. (1986)** – Variability of clast size and roundness in contemporary meltwater rivers at Okstindan, north Norway. In Bridgland, D.R., editor, *Clast Lithological Analysis,* Cambridge: Quaternary Research Association, 179-192.

**Wilkie K. et Clague J. (2009)** – Fluvial response to Holocene glacier fluctuations in the Nostetuko River valley, southern Coast Mountains, British Columbia. In Knight, J. and Harrisson, S., editors, *Periglacial and Paraglacial processes and environments,* London: The Geological Society, 199-218.

**Williams G.P. et Wolman M.G. (1984)** – *Downstream effects of dams on alluvial rivers*. 83 p.

**Williams P.F. et Rust B.R. (1969)** – The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 649-679.

**Wolfram S. (1984)** – Cellular automata as models of complexity. *Nature*, 311, 419-424.

**Xu X., Pan B., Hu E., Li Y. et Liang Y. (2010)** – Responses of two branches of Glacier No. 1 to climate change from 1993 to 2005, Tianshan, China. *Quaternary International*, In Press, Corrected Proof.

**Yuzyk T.R. et Winkler T. (1991)** – Procedures for Bed-Material Sampling. Lesson Package No. 28. Ottawa, Canada: Environment

Canada, Water Resources Branch, Sediment Survey Section, 100.

**Zah R., Niederost M., Rinderspacher H., Uehlinger U. et Ward J.V. (2001)** – Long-Term Dynamics of the Channel Network in a Glacial Floodplain, Val Roseg, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33, 440-446.

**Zhang Y., Liu S., Xu J. et Shangguan D. (2008)** – Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in western China. *Environmental Geology*, 56, 59-68.

**Zumbühl H.J. (1980)** – *Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts: Ein Beitrag zur Gletschergeschichte und Erforschung des Alpenraumes*: Birkhäuser Basel. 279 p.

**Zumbühl H.J. et Holzhauser H. (1988)** – Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. *Die Alpen*, 64, 129-322.

**Zumbühl H.J., Steiner D. et Nussbaumer S.U. (2008)** – 19th century glacier representations and fluctuations in the central and western European Alps: An interdisciplinary approach. *Global and Planetary Change*, 60, 42-57.

# ANNEXES

**ANNEXE 1** - Tableaux de corrélation linéaire simple (r de Pearson et p-value) entre les variables quantifiant la réponse post-PAG des langues glaciaires et les variables morphoclimatiques

**DIMENSION ET FORME**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Superficie totale(Km²) | 0.424 | 0.517 | 0.277 | -0.376 | 0.525 | 0.253 | -0.337 |
| Superf. Acc. (km²) | 0.436 | 0.474 | 0.260 | -0.346 | 0.484 | 0.242 | -0.306 |
| Superf. Abl (Km²) | 0.247 | 0.727 | 0.344 | -0.516 | 0.715 | 0.283 | -0.487 |
| Logarithme de superf. tot. | 0.384 | 0.634 | 0.433 | -0.620 | 0.669 | 0.420 | -0.565 |
| Logarithme de superf. Acc. | 0.431 | 0.615 | 0.432 | -0.571 | 0.658 | 0.433 | -0.510 |
| Logarithme de superf. Abl. | 0.133 | 0.663 | 0.376 | -0.733 | 0.660 | 0.312 | -0.711 |
| Longeur des glaciers (Lg) | 0.464 | 0.604 | 0.490 | -0.419 | 0.657 | 0.479 | -0.358 |
| Longeur des fronts glaciaires (Lgf) | 0.025 | 0.680 | 0.136 | -0.593 | 0.582 | 0.034 | -0.571 |
| Kc | -0.171 | 0.000 | 0.180 | -0.078 | 0.064 | 0.225 | -0.098 |
| Rf | 0.076 | 0.388 | -0.012 | -0.606 | 0.335 | -0.043 | -0.603 |
| AAR | 0.604 | 0.146 | 0.216 | 0.106 | 0.233 | 0.326 | 0.188 |
| ALEG (m) | -0.673 | -0.512 | -0.464 | 0.417 | -0.569 | -0.503 | 0.307 |
| Gw (m) | 0.284 | 0.605 | 0.377 | -0.276 | 0.669 | 0.378 | -0.235 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Superficie totale(Km²) | 0.131 | 0.058 | 0.339 | 0.185 | 0.054 | 0.383 | 0.239 |
| Superf. Acc. (km²) | 0.119 | 0.087 | 0.370 | 0.226 | 0.080 | 0.405 | 0.287 |
| Superf. Abl (Km²) | 0.394 | 0.003 | 0.229 | 0.059 | 0.004 | 0.327 | 0.077 |
| Log de superf. tot. | 0.176 | 0.015 | 0.122 | 0.018 | 0.009 | 0.134 | 0.035 |
| Log de superf. Acc. | 0.124 | 0.019 | 0.123 | 0.033 | 0.011 | 0.122 | 0.063 |
| Log de superf. Abl. | 0.650 | 0.010 | 0.185 | 0.003 | 0.010 | 0.277 | 0.004 |
| Longeur des glaciers (Lg) | 0.095 | 0.022 | 0.076 | 0.136 | 0.011 | 0.083 | 0.209 |
| Longeur des fronts glaciaires (Lgf) | 0.931 | 0.007 | 0.644 | 0.025 | 0.029 | 0.909 | 0.033 |
| Kc | 0.559 | 1.000 | 0.538 | 0.792 | 0.829 | 0.440 | 0.739 |
| Rf | 0.796 | 0.170 | 0.968 | 0.022 | 0.242 | 0.883 | 0.022 |
| AAR | 0.022 | 0.619 | 0.459 | 0.719 | 0.424 | 0.255 | 0.519 |
| ALEG (m) | 0.008 | 0.061 | 0.094 | 0.138 | 0.034 | 0.067 | 0.285 |
| Gw (m) | 0.326 | 0.022 | 0.184 | 0.340 | 0.009 | 0.183 | 0.419 |

**ALTITUDE**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Alt. minimum | -0.050 | -0.530 | -0.304 | 0.740 | -0.498 | -0.226 | 0.714 |
| Alt. maximum | -0.746 | -0.299 | -0.368 | 0.076 | -0.382 | -0.456 | -0.036 |
| Alt. Moyenne | -0.341 | -0.246 | -0.341 | 0.352 | -0.276 | -0.313 | 0.283 |
| Etendue des altitudes | -0.689 | -0.101 | -0.244 | -0.183 | -0.190 | -0.354 | -0.280 |
| Ecart-type des altitudes | -0.753 | -0.028 | -0.270 | -0.252 | -0.146 | -0.391 | -0.348 |
| Alt. Moyenne (zone Acc.) | -0.827 | -0.206 | -0.425 | -0.043 | -0.325 | -0.515 | -0.159 |
| Ecart-type des altitudes (zone Acc.) | -0.794 | -0.208 | -0.318 | 0.310 | -0.323 | -0.484 | 0.172 |
| Etendue des altitudes (zone Acc.) | -0.656 | -0.096 | -0.217 | -0.219 | -0.177 | -0.312 | -0.307 |
| Alt. Moyenne (zone Abl.) | -0.125 | -0.440 | -0.253 | 0.768 | -0.419 | -0.222 | 0.723 |
| Ecart-type des altitudes (zone Abl.) | -0.556 | -0.147 | -0.060 | -0.260 | -0.179 | -0.142 | -0.341 |
| Etendue des altitudes (zone Abl.) | -0.691 | -0.086 | -0.229 | -0.187 | -0.176 | -0.340 | -0.284 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Alt. minimum | 0.865 | 0.051 | 0.291 | 0.002 | 0.070 | 0.438 | 0.004 |
| Alt. maximum | 0.002 | 0.298 | 0.195 | 0.796 | 0.177 | 0.102 | 0.903 |
| Alt. Moyenne | 0.233 | 0.397 | 0.232 | 0.218 | 0.340 | 0.275 | 0.327 |
| Etendue des altitudes | 0.006 | 0.731 | 0.400 | 0.531 | 0.515 | 0.215 | 0.332 |
| Ecart-type des altitudes | 0.002 | 0.923 | 0.351 | 0.385 | 0.618 | 0.167 | 0.223 |
| Alt. Moyenne (zone Acc.) | 0.000 | 0.479 | 0.130 | 0.885 | 0.257 | 0.060 | 0.587 |
| Ecart-type des altitudes (zone Acc.) | 0.001 | 0.476 | 0.269 | 0.280 | 0.260 | 0.080 | 0.557 |
| Etendue des altitudes (zone Acc.) | 0.011 | 0.743 | 0.457 | 0.452 | 0.546 | 0.278 | 0.286 |
| Alt. Moyenne (zone Abl.) | 0.670 | 0.115 | 0.382 | 0.001 | 0.136 | 0.445 | 0.003 |
| Ecart-type des altitudes (zone Abl.) | 0.039 | 0.617 | 0.838 | 0.370 | 0.541 | 0.627 | 0.233 |
| Etendue des altitudes (zone Abl.) | 0.006 | 0.770 | 0.431 | 0.522 | 0.547 | 0.235 | 0.325 |

**PENTE**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Pente minimum** | -0.289 | -0.220 | -0.027 | -0.001 | -0.258 | -0.118 | -0.050 |
| **Pente maximum** | -0.128 | 0.187 | 0.282 | -0.193 | 0.208 | 0.294 | -0.181 |
| **Pente moyenne** | **-0.606** | **-0.573** | -0.483 | 0.435 | **-0.645** | -0.530 | 0.342 |
| **Ecart-type de la pente** | **-0.616** | -0.402 | -0.301 | 0.041 | -0.441 | -0.314 | -0.040 |
| **Pente moyenne (zone Acc.)** | **-0.587** | -0.494 | -0.415 | 0.297 | **-0.571** | -0.481 | 0.214 |
| **Ecart-type de la pente (zone Acc.)** | **-0.549** | -0.339 | -0.276 | -0.031 | -0.374 | -0.283 | -0.103 |
| **Pente moyenne (zone Abl.)** | -0.438 | **-0.629** | -0.423 | **0.694** | **-0.658** | -0.419 | **0.609** |
| **Ecart-type de la pente (zone Abl.)** | **-0.719** | -0.482 | -0.358 | 0.447 | **-0.537** | -0.388 | 0.347 |
| **Pente générale (Sgg)** | **-0.544** | **-0.576** | -0.496 | 0.511 | **-0.651** | **-0.538** | 0.423 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Pente minimum** | 0.317 | 0.449 | 0.926 | 0.996 | 0.374 | 0.688 | 0.866 |
| **Pente maximum** | 0.663 | 0.522 | 0.328 | 0.508 | 0.475 | 0.308 | 0.537 |
| **Pente moyenne** | **0.022** | **0.032** | 0.081 | 0.120 | **0.013** | 0.051 | 0.231 |
| **Ecart-type de la pente** | **0.019** | 0.155 | 0.295 | 0.888 | 0.114 | 0.273 | 0.891 |
| **Pente moyenne (zone Acc.)** | **0.027** | 0.073 | 0.140 | 0.302 | **0.033** | 0.082 | 0.464 |
| **Ecart-type de la pente (zone Acc.)** | **0.042** | 0.236 | 0.339 | 0.915 | 0.187 | 0.327 | 0.725 |
| **Pente moyenne (zone Abl.)** | 0.117 | **0.016** | 0.132 | **0.006** | **0.011** | 0.136 | **0.021** |
| **Ecart-type de la pente (zone Abl.)** | **0.004** | 0.081 | 0.209 | 0.109 | **0.047** | 0.171 | 0.224 |
| **Pente générale (Sgg)** | **0.044** | **0.031** | 0.071 | 0.062 | **0.012** | **0.047** | 0.132 |

**EXPOSITION**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Plane** | -0.033 | 0.516 | **0.540** | 0.089 | **0.537** | 0.470 | 0.063 |
| **Nord-ouest** | -0.107 | -0.175 | -0.083 | -0.216 | -0.109 | -0.006 | -0.215 |
| **Nord** | 0.173 | 0.430 | **0.575** | -0.337 | 0.528 | **0.559** | -0.291 |
| **Nord-est** | 0.086 | 0.353 | 0.225 | -0.300 | 0.303 | 0.119 | -0.289 |
| **Est** | 0.040 | 0.431 | 0.221 | -0.117 | 0.345 | 0.072 | -0.105 |
| **Sud-est** | 0.110 | 0.201 | 0.067 | **0.539** | 0.149 | -0.014 | **0.569** |
| **Sud** | 0.372 | -0.105 | -0.043 | -0.137 | -0.025 | 0.074 | -0.111 |
| **Sud-ouest** | -0.095 | -0.452 | -0.258 | -0.060 | -0.390 | -0.122 | -0.087 |
| **Ouest** | -0.330 | -0.430 | -0.256 | -0.122 | -0.393 | -0.166 | -0.167 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Plane** | 0.911 | 0.059 | **0.046** | 0.761 | **0.048** | 0.090 | 0.832 |
| **Nord-ouest** | 0.717 | 0.550 | 0.779 | 0.458 | 0.711 | 0.984 | 0.461 |
| **Nord** | 0.553 | 0.125 | **0.031** | 0.239 | 0.052 | **0.038** | 0.313 |
| **Nord-est** | 0.771 | 0.215 | 0.439 | 0.297 | 0.293 | 0.685 | 0.316 |
| **Est** | 0.892 | 0.123 | 0.447 | 0.691 | 0.227 | 0.807 | 0.721 |
| **Sud-est** | 0.709 | 0.490 | 0.821 | **0.047** | 0.611 | 0.961 | **0.034** |
| **Sud** | 0.190 | 0.721 | 0.884 | 0.639 | 0.932 | 0.800 | 0.706 |
| **Sud-ouest** | 0.747 | 0.105 | 0.373 | 0.838 | 0.168 | 0.678 | 0.767 |
| **Ouest** | 0.249 | 0.124 | 0.377 | 0.677 | 0.165 | 0.570 | 0.567 |

**COURBURE**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Courbure moyenne | 0.657 | 0.243 | 0.284 | -0.128 | 0.286 | 0.318 | -0.017 |
| Ecart-type de la courbure | -0.601 | -0.549 | -0.418 | 0.368 | -0.599 | -0.443 | 0.280 |
| Courbure moyenne (zone Acc.) | -0.091 | -0.267 | -0.124 | 0.197 | -0.310 | -0.170 | 0.179 |
| Ecart-type de la courbure (zone Acc.) | -0.595 | -0.476 | -0.359 | 0.212 | -0.528 | -0.399 | 0.129 |
| Courbure moyenne (zone Abl.) | 0.467 | 0.564 | 0.542 | -0.601 | 0.626 | 0.540 | -0.520 |
| Ecart-type de la courbure (zone Abl.) | -0.431 | -0.583 | -0.416 | 0.732 | -0.617 | -0.418 | 0.653 |
| Courbure transversale moyenne | -0.002 | 0.435 | 0.278 | -0.622 | 0.432 | 0.221 | -0.603 |
| Ecart-type de la courbure transversale | -0.593 | -0.517 | -0.398 | 0.384 | -0.573 | -0.436 | 0.297 |
| Courbure transversale moyenne (zone Acc.) | 0.261 | 0.306 | 0.132 | 0.199 | 0.312 | 0.126 | 0.266 |
| Ecart-type de la courbure transversale (zone Acc.) | -0.561 | -0.446 | -0.340 | 0.250 | -0.505 | -0.390 | 0.173 |
| Courbure transversale moyenne (zone Abl.) | -0.052 | 0.273 | 0.247 | -0.883 | 0.284 | 0.224 | -0.891 |
| Ecart-type de la courbure transversale (zone Abl.) | -0.503 | -0.578 | -0.403 | 0.719 | -0.616 | -0.422 | 0.626 |
| Courbure longitudinale moyenne | -0.335 | 0.256 | 0.100 | -0.476 | 0.231 | 0.032 | -0.516 |
| Ecart-type de la courbure longitudinale | -0.605 | -0.571 | -0.423 | 0.346 | -0.613 | -0.437 | 0.256 |
| Courbure longitudinale moyenne (zone Acc.) | 0.192 | 0.343 | 0.155 | -0.048 | 0.377 | 0.185 | -0.003 |
| Ecart-type de la courbure longitudinale (zone Acc.) | -0.613 | -0.494 | -0.364 | 0.176 | -0.540 | -0.395 | 0.089 |
| Courbure longitudinale moyenne (zone Abl.) | -0.545 | -0.199 | -0.214 | -0.592 | -0.247 | -0.243 | -0.685 |
| Ecart-type de la courbure longitudinale (zone Abl.) | -0.404 | -0.595 | -0.424 | 0.723 | -0.628 | -0.415 | 0.650 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Courbure moyenne | 0.011 | 0.402 | 0.326 | 0.662 | 0.322 | 0.268 | 0.954 |
| Ecart-type de la courbure | 0.023 | 0.042 | 0.137 | 0.195 | 0.024 | 0.113 | 0.333 |
| Courbure moyenne (zone Acc.) | 0.758 | 0.356 | 0.673 | 0.500 | 0.281 | 0.562 | 0.541 |
| Ecart-type de la courbure (zone Acc.) | 0.025 | 0.086 | 0.207 | 0.467 | 0.052 | 0.157 | 0.661 |
| Courbure moyenne (zone Abl.) | 0.092 | 0.036 | 0.045 | 0.023 | 0.017 | 0.046 | 0.056 |
| Ecart-type de la courbure (zone Abl.) | 0.124 | 0.029 | 0.139 | 0.003 | 0.019 | 0.137 | 0.011 |
| Courbure transversale moyenne | 0.994 | 0.120 | 0.336 | 0.017 | 0.123 | 0.448 | 0.023 |
| Ecart-type de la courbure transversale | 0.026 | 0.058 | 0.159 | 0.176 | 0.032 | 0.119 | 0.302 |
| Courbure transversale moyenne (zone Acc.) | 0.367 | 0.287 | 0.652 | 0.494 | 0.277 | 0.668 | 0.358 |
| Ecart-type de la courbure transversale (zone Acc.) | 0.037 | 0.110 | 0.234 | 0.389 | 0.066 | 0.168 | 0.554 |
| Courbure transversale moyenne (zone Abl.) | 0.861 | 0.346 | 0.395 | < 0.0001 | 0.324 | 0.441 | < 0.0001 |
| Ecart-type de la courbure transversale (zone Abl.) | 0.066 | 0.030 | 0.153 | 0.004 | 0.019 | 0.133 | 0.017 |
| Courbure longitudinale moyenne | 0.242 | 0.378 | 0.735 | 0.085 | 0.427 | 0.914 | 0.059 |
| Ecart-type de la courbure longitudinale | 0.022 | 0.033 | 0.132 | 0.225 | 0.020 | 0.118 | 0.377 |
| Courbure longitudinale moyenne (zone Acc.) | 0.512 | 0.230 | 0.596 | 0.869 | 0.184 | 0.526 | 0.991 |
| Ecart-type de la courbure longitudinale (zone Acc.) | 0.020 | 0.072 | 0.201 | 0.548 | 0.046 | 0.162 | 0.763 |
| Courbure longitudinale moyenne (zone Abl.) | 0.044 | 0.494 | 0.464 | 0.026 | 0.394 | 0.403 | 0.007 |
| Ecart-type de la courbure longitudinale (zone Abl.) | 0.152 | 0.025 | 0.131 | 0.003 | 0.016 | 0.140 | 0.012 |

**INSOLATION**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Insolation moyenne | 0.222 | 0.062 | -0.101 | -0.027 | 0.081 | -0.028 | -0.008 |
| Ecart-type des insolations | -0.742 | 0.000 | -0.187 | -0.023 | -0.087 | -0.279 | -0.109 |
| Insolation moyenne (zone Acc.) | -0.398 | -0.026 | -0.372 | -0.169 | -0.099 | -0.376 | -0.223 |
| Ecart-type des insolations (zone Acc.) | -0.658 | 0.195 | 0.088 | -0.126 | 0.127 | -0.058 | -0.202 |
| Insolation moyenne (zone Abl.) | 0.312 | 0.049 | -0.053 | -0.136 | 0.062 | -0.051 | -0.122 |
| Ecart-type des insolations (zone Abl.) | -0.315 | -0.181 | -0.057 | 0.705 | -0.185 | -0.123 | 0.645 |
| Somme des insolations (zone Acc.) | 0.434 | 0.475 | 0.258 | -0.345 | 0.483 | 0.239 | -0.306 |
| Somme des insolations (zone Abl.) | 0.257 | 0.724 | 0.342 | -0.511 | **0.713** | 0.282 | -0.482 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Insolation moyenne | 0.447 | 0.832 | 0.732 | 0.926 | 0.784 | 0.923 | 0.978 |
| Ecart-type des insolations | 0.002 | 0.999 | 0.523 | 0.937 | 0.766 | 0.333 | 0.711 |
| Insolation moyenne (zone Acc.) | 0.159 | 0.929 | 0.191 | 0.563 | 0.736 | 0.185 | 0.444 |
| Ecart-type des insolations (zone Acc.) | 0.011 | 0.504 | 0.764 | 0.668 | 0.666 | 0.845 | 0.489 |
| Insolation moyenne (zone Abl.) | 0.278 | 0.867 | 0.857 | 0.643 | 0.833 | 0.863 | 0.677 |
| Ecart-type des insolations (zone Abl.) | 0.273 | 0.535 | 0.847 | 0.005 | 0.526 | 0.676 | 0.013 |
| Somme des insolations (zone Acc.) | 0.121 | 0.086 | 0.374 | 0.227 | 0.080 | 0.410 | 0.288 |
| Somme des insolations (zone Abl.) | 0.374 | 0.003 | 0.232 | 0.062 | 0.004 | 0.329 | 0.081 |

**Distance mer**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Distance moyenne à la mer | 0.561 | 0.324 | 0.301 | -0.475 | 0.401 | 0.400 | -0.400 |
| Ecart- type des distances à la mer | 0.459 | 0.783 | 0.564 | -0.391 | 0.800 | 0.507 | -0.315 |
| Distance à la mer minimum | 0.360 | -0.142 | 0.116 | -0.247 | -0.028 | 0.288 | -0.196 |
| Distance à la mer maximum | 0.599 | 0.548 | 0.494 | -0.478 | 0.628 | 0.553 | -0.390 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Distance moyenne à la mer | 0.037 | 0.258 | 0.295 | 0.086 | 0.155 | 0.157 | 0.157 |
| Ecart- type des distances à la mer | 0.099 | 0.001 | 0.036 | 0.167 | 0.001 | 0.065 | 0.272 |
| Distance à la mer minimum | 0.206 | 0.628 | 0.694 | 0.394 | 0.924 | 0.317 | 0.501 |
| Distance à la mer maximum | 0.024 | 0.042 | 0.073 | 0.084 | 0.016 | 0.040 | 0.168 |

**Climat régional**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Température moyenne minimales (zone Acc.) | 0.623 | 0.026 | 0.249 | 0.079 | 0.088 | 0.305 | 0.167 |
| Température moyenne maximales (zone Acc.) | 0.595 | 0.382 | 0.332 | -0.189 | 0.392 | 0.337 | -0.081 |
| Température moyenne (zone Acc.) | 0.676 | 0.013 | 0.264 | 0.297 | 0.081 | 0.310 | 0.400 |
| Ecart-type des températures (zone Acc.) | -0.446 | 0.119 | -0.181 | 0.074 | 0.011 | -0.297 | 0.020 |
| Médiane des températures (zone Acc.) | 0.669 | -0.004 | 0.279 | 0.324 | 0.073 | 0.329 | 0.433 |
| Température moyenne minimales (zone Abl.) | 0.462 | 0.093 | 0.222 | -0.151 | 0.121 | 0.258 | -0.064 |
| Température moyenne maximales (zone Abl.) | -0.064 | 0.409 | 0.286 | -0.846 | 0.390 | 0.219 | -0.837 |
| Température moyenne (zone Abl.) | 0.065 | 0.332 | 0.240 | -0.758 | 0.309 | 0.196 | -0.716 |
| Ecart-type des températures (zone Abl.) | -0.576 | 0.008 | -0.007 | -0.610 | -0.022 | -0.081 | -0.705 |
| Médiane des températures (zone Abl.) | 0.076 | 0.315 | 0.216 | -0.709 | 0.291 | 0.174 | -0.663 |
| Précipitations minimales (zone Acc.) | -0.636 | -0.616 | -0.493 | 0.329 | -0.638 | -0.485 | 0.228 |
| Précipitations maximales (zone Acc.) | -0.693 | -0.336 | -0.445 | 0.094 | -0.402 | -0.481 | 0.000 |
| Précipitations moyennes (zone Acc.) | -0.758 | -0.387 | -0.477 | 0.003 | -0.456 | -0.502 | -0.102 |
| Ecart-type des précipitations (zone Acc.) | -0.506 | 0.048 | -0.231 | 0.055 | -0.056 | -0.336 | -0.011 |
| Précipitations médianes (zone Acc.) | -0.775 | -0.307 | -0.431 | -0.105 | -0.386 | -0.472 | -0.217 |
| Précipitations minimales (zone Abl.) | -0.085 | -0.587 | -0.440 | 0.784 | -0.580 | -0.372 | 0.761 |
| Précipitations maximales (zone Abl.) | -0.564 | -0.464 | -0.442 | 0.344 | -0.498 | -0.451 | 0.258 |
| Précipitations moyennes (zone Abl.) | -0.219 | -0.560 | -0.418 | 0.713 | -0.555 | -0.370 | 0.665 |
| Ecart-type des précipitations (zone Abl.) | -0.627 | -0.044 | -0.009 | -0.513 | -0.078 | -0.089 | -0.611 |
| Précipitations médianes (zone Abl.) | -0.151 | -0.511 | -0.403 | 0.677 | -0.504 | -0.351 | 0.638 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Température moyenne minimales (zone Acc.) | 0.017 | 0.931 | 0.390 | 0.789 | 0.766 | 0.289 | 0.567 |
| Température moyenne maximales (zone Acc.) | 0.025 | 0.178 | 0.247 | 0.518 | 0.166 | 0.238 | 0.784 |
| Température moyenne (zone Acc.) | 0.008 | 0.964 | 0.362 | 0.302 | 0.784 | 0.281 | 0.156 |
| Ecart-type des températures (zone Acc.) | 0.110 | 0.684 | 0.535 | 0.801 | 0.970 | 0.302 | 0.945 |
| Médiane des températures (zone Acc.) | 0.009 | 0.990 | 0.333 | 0.258 | 0.805 | 0.251 | 0.122 |
| Température moyenne minimales (zone Abl.) | 0.096 | 0.752 | 0.446 | 0.607 | 0.681 | 0.373 | 0.828 |
| Température moyenne maximales (zone Abl.) | 0.829 | 0.146 | 0.322 | 0.000 | 0.168 | 0.452 | 0.000 |
| Température moyenne (zone Abl.) | 0.824 | 0.246 | 0.408 | 0.002 | 0.282 | 0.503 | 0.004 |
| Ecart-type des températures (zone Abl.) | 0.031 | 0.978 | 0.981 | 0.020 | 0.940 | 0.783 | 0.005 |
| Médiane des températures (zone Abl.) | 0.797 | 0.273 | 0.459 | 0.004 | 0.313 | 0.552 | 0.010 |
| Précipitations minimales (zone Acc.) | 0.015 | 0.019 | 0.073 | 0.251 | 0.014 | 0.078 | 0.434 |
| Précipitations maximales (zone Acc.) | 0.006 | 0.241 | 0.111 | 0.748 | 0.154 | 0.082 | 1.000 |
| Précipitations moyennes (zone Acc.) | 0.002 | 0.172 | 0.085 | 0.993 | 0.101 | 0.068 | 0.729 |
| Ecart-type des précipitations (zone Acc.) | 0.065 | 0.872 | 0.426 | 0.852 | 0.849 | 0.239 | 0.971 |
| Précipitations médianes (zone Acc.) | 0.001 | 0.286 | 0.124 | 0.720 | 0.172 | 0.089 | 0.457 |
| Précipitations minimales (zone Abl.) | 0.771 | 0.027 | 0.116 | 0.001 | 0.030 | 0.190 | 0.002 |
| Précipitations maximales (zone Abl.) | 0.036 | 0.095 | 0.113 | 0.229 | 0.070 | 0.106 | 0.374 |
| Précipitations moyennes (zone Abl.) | 0.453 | 0.037 | 0.137 | 0.004 | 0.039 | 0.193 | 0.009 |
| Ecart-type des précipitations (zone Abl.) | 0.016 | 0.883 | 0.975 | 0.061 | 0.792 | 0.763 | 0.020 |
| Précipitations médianes (zone Abl.) | 0.607 | 0.062 | 0.153 | 0.008 | 0.066 | 0.219 | 0.014 |

**Mosaïque paysagère proglaciaire**

| *r - pearson* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A - Sandur actif | 0.370 | -0.130 | 0.187 | -0.076 | -0.063 | 0.330 | 0.007 |
| CA - Cône alluvial | -0.039 | -0.309 | -0.087 | 0.694 | -0.328 | -0.136 | 0.680 |
| AF - Affleurement rocheux | 0.207 | 0.252 | 0.517 | 0.047 | 0.340 | 0.520 | 0.091 |
| D - Digues | 0.047 | 0.720 | 0.438 | -0.104 | 0.657 | 0.325 | -0.105 |
| GM - Glace morte | -0.470 | -0.294 | -0.225 | -0.116 | -0.348 | -0.259 | -0.158 |
| LIM - Lacs intra-morainiques | -0.025 | 0.791 | 0.504 | -0.397 | 0.756 | 0.409 | -0.373 |
| LP - Lacs proglaciaires | 0.386 | -0.057 | -0.309 | -0.412 | -0.061 | -0.241 | -0.380 |
| MF - Moraines frontales | -0.458 | -0.021 | -0.282 | -0.167 | -0.123 | -0.342 | -0.217 |
| P - Paléosandurs | 0.135 | 0.266 | 0.120 | -0.088 | 0.299 | 0.111 | -0.066 |
| PIMA - Plaines intra-morainiques actives | -0.031 | -0.152 | 0.082 | 0.348 | -0.152 | 0.032 | 0.341 |
| PIMO - Plaines intra-morainiques anciennes | -0.139 | -0.092 | 0.096 | 0.404 | -0.069 | 0.121 | 0.366 |

| *p-values* | *D. PAG* | *Surf d (Km²)* | *Rn (m)* | *Zf (m)* | *V. Surf d (m²/an)* | *V. Rn (m/an)* | *V. Zf (m/an)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A - Sandur actif | 0.192 | 0.657 | 0.523 | 0.795 | 0.829 | 0.249 | 0.982 |
| CA - Cône alluvial | 0.896 | 0.283 | 0.768 | 0.006 | 0.252 | 0.643 | 0.007 |
| AF - Affleurement rocheux | 0.477 | 0.385 | 0.059 | 0.873 | 0.234 | 0.057 | 0.758 |
| D - Digues | 0.874 | 0.004 | 0.117 | 0.724 | 0.011 | 0.256 | 0.721 |
| GM - Glace morte | 0.090 | 0.308 | 0.440 | 0.693 | 0.222 | 0.371 | 0.590 |
| LIM - Lacs intra-morainiques | 0.933 | 0.001 | 0.066 | 0.160 | 0.002 | 0.146 | 0.189 |
| LP - Lacs proglaciaires | 0.172 | 0.847 | 0.282 | 0.143 | 0.835 | 0.407 | 0.181 |
| MF - Moraines frontales | 0.100 | 0.943 | 0.329 | 0.568 | 0.675 | 0.231 | 0.456 |
| P - Paléosandurs | 0.644 | 0.358 | 0.682 | 0.764 | 0.300 | 0.706 | 0.823 |
| PIMA - Plaines intra-morainiques actives | 0.917 | 0.603 | 0.781 | 0.223 | 0.603 | 0.914 | 0.232 |
| PIMO - Plaines intra-morainiques anciennes | 0.637 | 0.754 | 0.743 | 0.152 | 0.816 | 0.680 | 0.198 |

# Annexes

**ANNEXE 2** - Déstockage des paléosandurs proximaux : essai de quantification de la déflation éolienne

Par rapport aux objectifs initialement définis dans cette thèse, cette étude constitue un prolongement du domaine de recherche motivé par le constat du stockage quasi pérenne des paléosandurs proximaux. De manière générale, les processus fluvioglaciaires actifs sont considérés comme les seuls mécanismes de remobilisation efficace des stocks glacigéniques et fluvioglaciaires hérités (Hallet, 1996). Cependant, dans le contexte de recul glaciaire actuel, la dynamique de contraction et d'incision du sandur proximal actif (*cf.* chapitre 8 et 9) limite de plus en plus l'efficacité de l'érosion latérale des paléosandurs par le tressage actif et la réinjection dans le système fluvial du stock fluvioglaciaire hérité. Face à cette perte d'efficacité progressive de la remobilisation des paléosandurs par les processus fluviaux proglaciaires, le vent constitue *a priori* le seul agent de transport alternatif susceptible de réinjecter la fraction fine des dépôts fluvioglaciaires hérités dans le système fluvial actif. Etant donné la faible compétence des processus de transport éolien (Seppälä, 2004), l'efficacité du déstockage par déflation des paléosandurs proximaux est à la fois tributaire : *(1)* de la quantité de fines composant initialement la couche superficielle des paléosandurs *; (2)* des relais de processus de météorisation et de biométéorisation (Etienne et Dupont, 2002 ; Etienne, 2002, 2004) susceptibles de dégrader les blocs fluvioglaciaires en particules suffisamment fines pour être mobilisable par le transport éolien. En d'autres termes, la capacité de remobilisation des dépôts fluvioglaciaires par les processus éoliens semble *a priori* peu efficace. Nous avons souhaité vérifier cette hypothèse.

Le Skeiðarársandur, situé en aval du sandur du Morsárjökull, est marqué par des chenaux d'incision du jökulhlaup de 1996. Ces derniers constituent des piéges à loess naturels idéaux pour quantifier le travail de remobilisation par déflation de la fraction fine des paléosandurs basaltiques.

# 1. Essai de quantification du déstockage des paléosandurs par la déflation éolienne

Le vent est un agent d'érosion omniprésent en Islande. Certaines formes éoliennes originales et emblématiques (rofbarð, regs) témoignent de son efficacité géomorphologique. Cette efficacité peut s'expliquer par deux caractéristiques qui fondent la singularité de l'île : *(1)* la présence de calottes et de langues glaciaires implique une forte fréquence des vents catabatiques dont la compétence élevée permet une remobilisation massive de matériel fin *; (2)* la concomitance de l'activité érosive glaciaire et du volcanisme sur l'île implique le renouvellement fréquent d'un stock de granulométrie fine (farines glaciaires, cendres et tufs), en particulier à travers l'occurrence de jökulhlaups d'éruption volcanique sous-glaciaire.

## 1.1. Terrain d'application : le Skeiðarársandur est

Cette étude a été menée dans le sud de l'Islande (64°N). Elle vise à quantifier le travail érosif par déflation des vents catabatiques provenant de la langue glaciaire du Morsárjökull sur le Skeiðarársandur Est (fig. A1). Comme le Morsárjökull, le Skeiðarárjökull est un émissaire de la calotte glaciaire du Vatnajökull qui recouvre plusieurs volcans actifs, et notamment le Grímsvötn. Lorsque ce dernier entre en éruption, il provoque une fonte rapide de la glace environnante et déclenche le plus souvent un jökulhlaup qui transporte un matériel fin constitué de cendres et de farine glaciaire. C'est la récurrence de ces jökulhlaups qui est à l'origine de l'édification du Skeiðarársandur. Par définition, ce sandur est donc majoritairement composé d'une fraction fine régulièrement renouvelée à la faveur des éruptions sous-glaciaires. Le Skeiðarársandur constitue ainsi un espace extrêmement sensible à la déflation. Bernes (1996) a d'ailleurs cartographié les espaces islandais selon l'intensité de l'érosion éolienne en distinguant quatre classes. Selon lui, le Skeiðarársandur appartient à la classe d'érosion éolienne la plus intense, en compagnie notamment du Mýrdalssandur, une autre plaine fluvioglaciaire majeure située au sud-est de la calotte Mýrdalsjökull. La sensibilité des milieux de sandur à la déflation semble une idée généralement et anciennement admise (Nielsen, 1933 ; Cailleux, 1939).

## 1.2. Méthodes de quantification de la déflation

### *Calcul des vitesses d'accumulation de loess*

Le calcul de la vitesse d'accumulation de dépôt éolien fut possible grâce à la présence de pièges à loess naturels constitués par les chenaux d'incision du jökulhlaup de 1996. La figure A2 rassemble deux clichés d'une berge sous le vent de l'un de ces chenaux. Sur ces deux photographies, on peut distinguer :

- Le sandur vanné sur la partie haute, constitué principalement de blocs lustrés.
- Le dépôt éolien en position centrale.
- Le fond de chenal de jökulhlaup avec une granulométrie plus grossière.

Nous avons sélectionné trois sites de ce type dispersés sur le Skeiðarársandur Est (fig. A3). L'objectif était de multiplier les mesures de volumes accumulés de loess depuis 1996 afin d'assurer une certaine représentativité à la valeur de vitesse de déflation proposée. Sur chacun

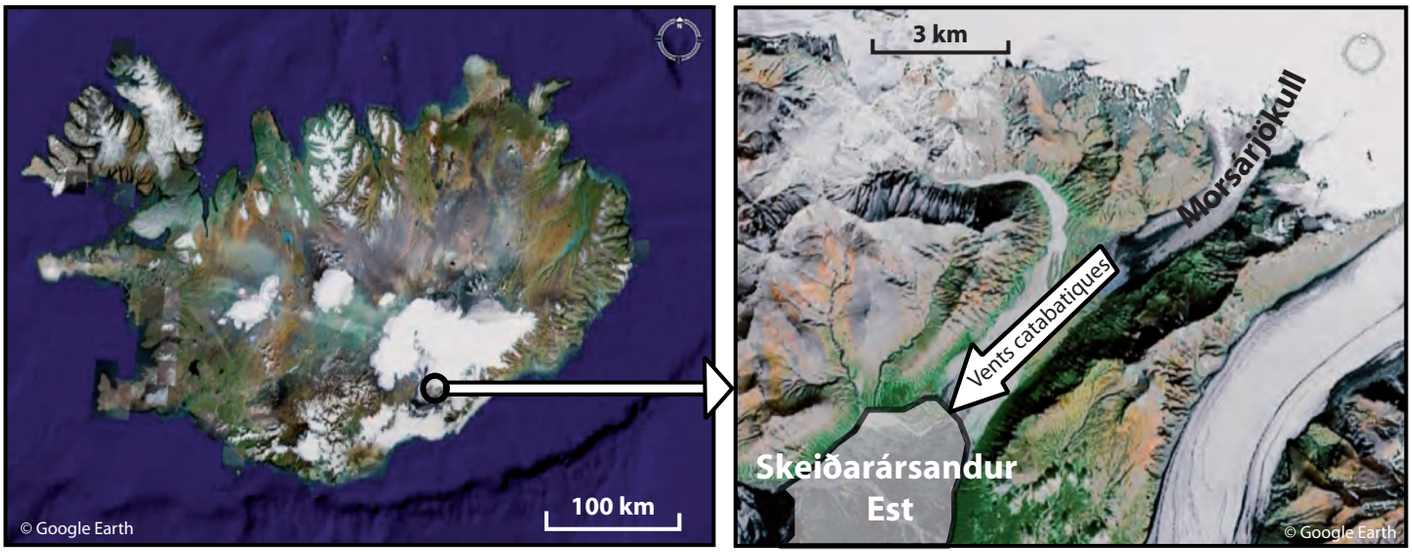



**Figure A1 - Localisation du Skeiðarársandur Est**

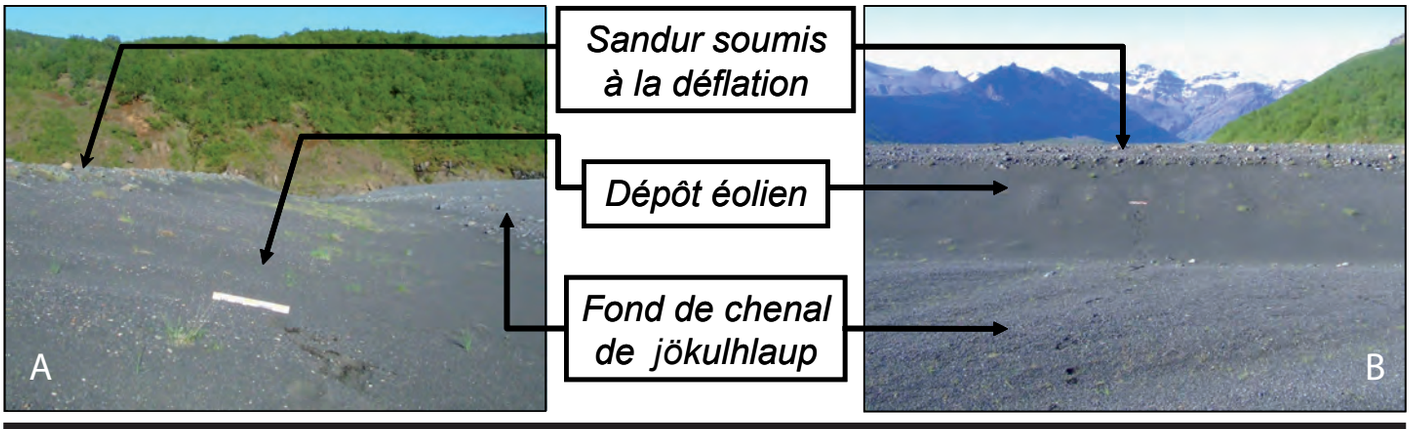



**Figure A2 - Berge sous le vent d'un chenal du jökulhlaup de 1996 (A - vue de profil ; B - vue de face)**

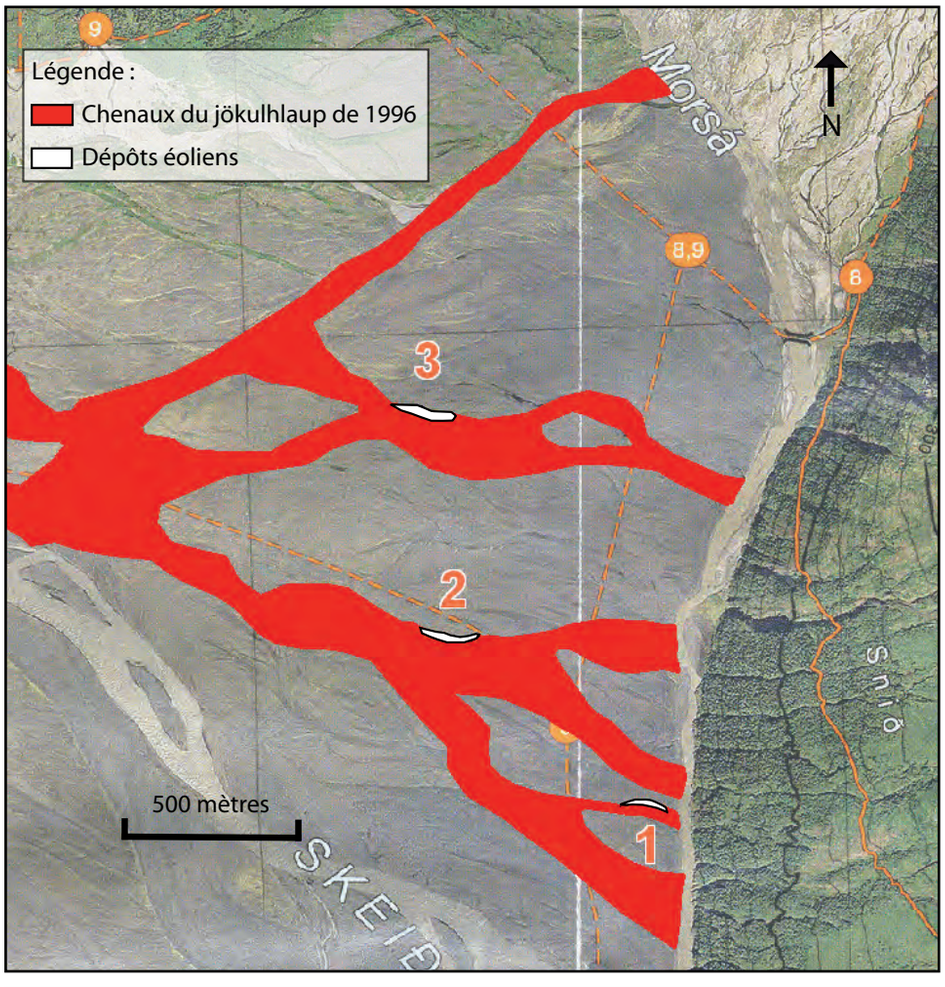



**Figure A3 - Carte de localisation des dépôts éoliens échantillonnés**

des sites, nous avons prélevé un échantillon afin de vérifier si la distribution granulométrique du matériel correspondait véritablement à un dépôt d'origine éolienne.

La mesure des volumes de loess accumulés s'est faite selon plusieurs étapes. La première fut de délimiter les contours des dépôts à l'aide d'un GPS. Nous avons ensuite mesuré l'épaisseur des dépôts le long de transects espacés de 2 mètres en effectuant une mesure tous les 2 mètres afin d'obtenir un maillage le plus régulier possible. La mesure de l'épaisseur des dépôts a été effectuée à l'aide d'une simple règle métallique de 50 cm. Nous pouvons néanmoins garantir une précision centimétrique. La régularité du maillage était une nécessité pour permettre ensuite la reconstitution en trois dimensions de l'épaisseur des dépôts par une procédure de krigeage. Il ne s'agit pas de reconstituer la topographie de la berge des chenaux, mais d'associer une valeur d'épaisseur de loess à une localisation. A l'aide de ces modèles en trois dimensions, nous avons calculé les volumes des dépôts et proposé des vitesses d'accumulation en $mm.an^{-1}$ selon la formule :

*Vitesse d'accumulation = (Volume du dépôt/ superficie du dépôt)/ Age du piège*

### *Calcul des vitesses de déflation*

Afin de calculer des vitesses de déflation, il est nécessaire de rapporter les volumes de loess accumulés aux superficies des aires contributives respectives. L'identification et la délimitation de ces aires contributives furent possibles grâce à deux spécificités du terrain. D'une part, l'anémomorphisme très répandu de *Betula pubescens* (fig. A4) révèle la direction et la domination des vents catabatiques provenant du glacier Morsárjökull. En relevant à la boussole la direction indiquée par le port des bouleaux rencontrés sur le terrain, nous avons pu cartographier l'orientation des flux dominants. D'autre part, la signature pétrographique spécifique des dépôts éoliens a permis de contraindre les aires contributives éoliennes selon ce critère lithologique. Les loess prélevés sur le terrain sont exclusivement constitués de grains de basalte (fig. A5). Cette caractéristique indique que les aires contributives se limitent au Skeiðarársandur, le sandur du Morsárjökull situé immédiatement en amont étant constitué très majoritairement de dépôts rhyolitiques.

La combinaison de ces deux spécificités a permis de cartographier et de quantifier la superficie des aires contributives correspondant à chaque dépôt (fig. A6). Les vitesses de déflation en $mm.an^{-1}$ ont été calculées selon la formule :

*Vitesse de déflation = (Volume du dépôt/ superficie de l'aire contributive)/ Age du piège*

**Figure A4 - Anémomorphisme de *betula pubescens* sur le Skeiðarársandur est**

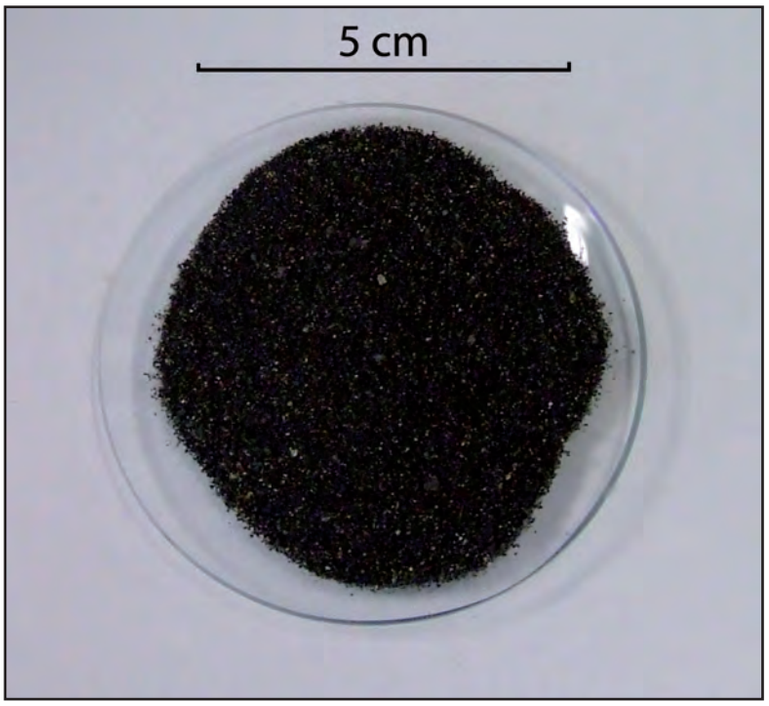



**Figure A5 - Grains de basalte constituant les dépôts éoliens**

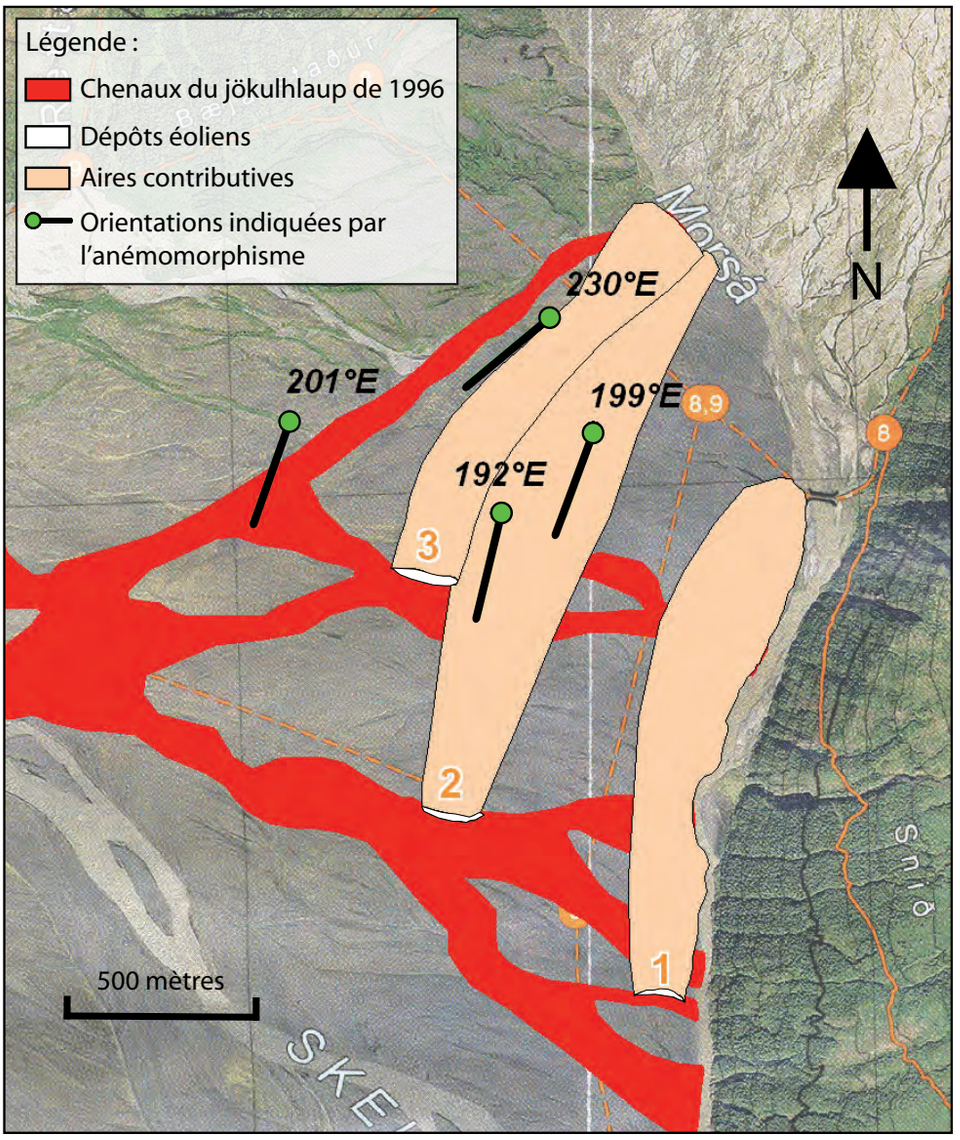



**Figure A6 - Cartographie des orientations indiquées par l'anémomorphisme et des limites des aires contributives**

## 1.3. Résultats

### *La granulométrie des dépôts éoliens échantillonnés*

La granulométrie de chaque dépôt éolien a été analysée à l'aide d'un granulomètre laser. La figure A7 indique les courbes de distribution granulométrique des dépôts éoliens échantillonnés (dépôts éoliens 1, 2 et 3) superposées aux courbes typiques des loess et des sables de couverture (French, 2007). Ce graphique montre une réelle similitude granulométrique entre les trois dépôts éoliens échantillonnés. Ces derniers s'apparentent plutôt à des sables de couverture qui, selon Maarleveld (1960), sont typiques des dépôts éoliens en contexte fluvioglaciaire. On remarque cependant un décalage vers les grossiers de nos courbes par rapport à la distribution typique des sables de couverture. L'explication de cet écart réside dans la nature du piège à sédiment. Il semblerait que les chenaux de jökulhlaup captent uniquement le transport éolien par saltation et donc la fraction la plus grossière. D'après Käyhkö (1991), les pièges éoliens horizontaux, auxquels s'apparentent les chenaux de jökulhlaup, ne captent au maximum que 20 % du matériel total transporté par le vent.

### *Les vitesses d'accumulation de loess et de déflation*

Les modèles en trois dimensions des dépôts de loess nous ont permis de quantifier leur volume (fig. A8). Les résultats indiquent des volumes accumulés entre 150 et 365 $m^3$, ce qui correspond à des vitesses d'accumulation s'échelonnant entre 7 et 17 $mm.an^{-1}$. La faiblesse de la valeur de vitesse d'accumulation du troisième dépôt éolien est liée à la dimension de son aire contributive. Il s'agit en effet du dépôt dont la superficie du « bassin versant » éolien est la plus petite avec seulement 200 000 m² contre 300 000 m² pour le premier dépôt et 450 000 m² pour le second. En revanche, ces effets d'échelle sont, par définition, absents des vitesses de déflation.

Signalons que nos résultats indiquent des valeurs de vitesses de déflation tenant compte uniquement du transport par saltation (puisque nos piègs ne quantifient que cette part du transport éolien) qui varient du simple au double selon le dépôt (0,05 $mm.an^{-1}$ pour le premier dépôt contre 0,11 $mm.an^{-1}$ pour le troisième). La disparité de ces valeurs révèle la variabilité spatiale de la déflation au sein du Skeiðarársandur. Malgré le peu de mesures effectuées, nos résultats suggèrent une diminution de l'efficacité de la déflation depuis le centre de la vallée vers les versants : la vitesse de déflation est maximale dans l'axe de la vallée où la contrainte de cisaillement se limite à la surface du sandur (dépôt n°3). En revanche, la vitesse de déflation est minimale dans la zone de contact entre le sandur et le versant (dépôt n°1) où le champ des vitesses des flux est probablement plus perturbé, ce qui peut provoquer une diminution de l'efficacité du transport éolien.

En utilisant les résultats de Käyhkö (1991) sur l'estimation à 20% de l'efficacité de piégeage du transport éolien par les pièges horizontaux, nous avons extrapolé les vitesses de déflation totales. Selon ces estimations, l'intensité de la déflation sur le Skeiðarársandur Est varie entre 0,25 $mm.an^{-1}$ et 0,55 $mm.an^{-1}$. Les vitesses de déflation extrapolées sont cohérentes avec les estimations faites par Reimnitz et al (1979) en Alaska et par Piotrowski (1983) au Spitsberg pour les contextes fluvioglaciaires (tab. A1). Ces vitesses de déflation demeurent nettement plus faibles que celles proposées par Seppälä (1984, 2004) et Käyhkö (1997) pour les milieux dunaires. Il apparaît évident que le principal facteur expliquant ces différences est la disponibilité en matériel mobilisable par les vents. Sur ce point, les milieux de type

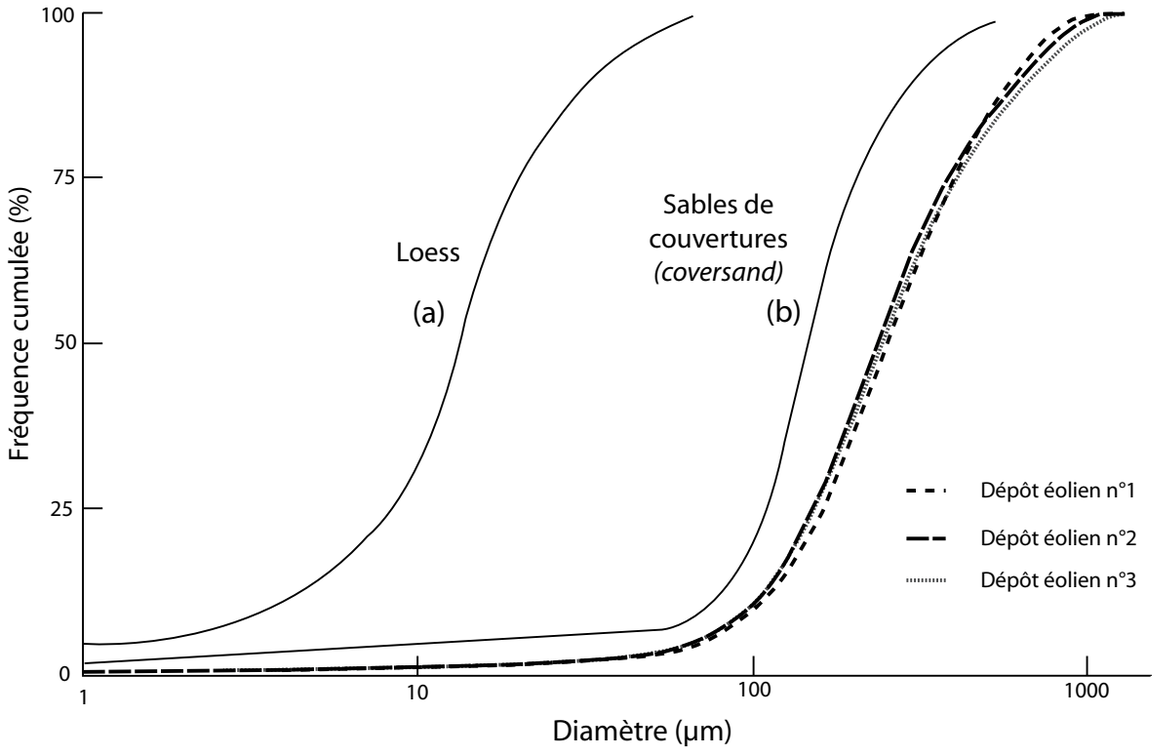



**Figure A7 - Courbes granulométriques des dépôts éoliens échantillonnés superposées aux courbes typiques des loess (a) et des sables de couvertures (b)**

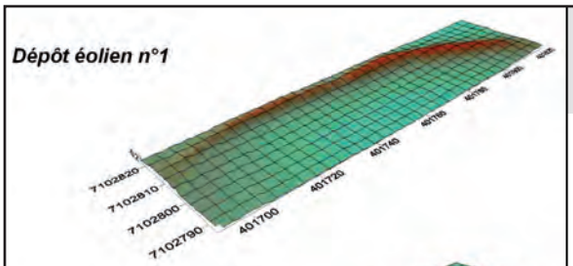
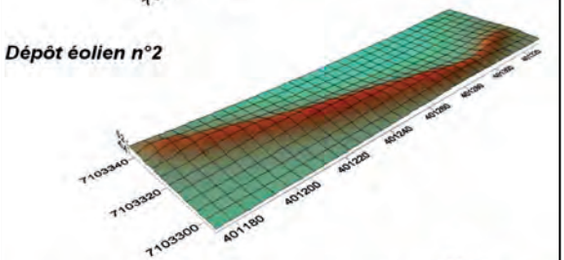
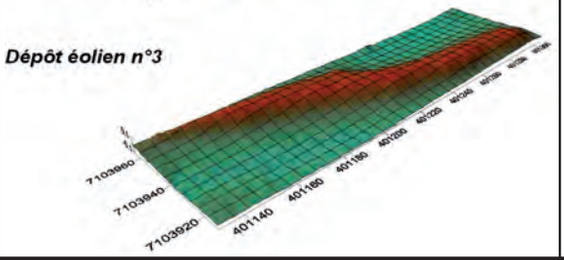
| | *Volume accumulé* | *Vitesse d'accumulation* | *Vitesse de déflation (saltation)* | *Vitesse de déflation extrapolée* |
|---|---|---|---|---|
|  *Dépôt éolien n°1* | **149,32 m³** | **16,13 mm.a⁻¹** | **0,05 mm.a⁻¹** | **0,25 mm.a⁻¹** |
|  *Dépôt éolien n°2* | **364,31 m³** | **16,88 mm.a⁻¹** | **0,08 mm.a⁻¹** | **0,4 mm.a⁻¹** |
|  *Dépôt éolien n°3* | **225,17 m³** | **6,93 mm.a⁻¹** | **0,11 mm.a⁻¹** | **0,55 mm.a⁻¹** |

**Figure A8 - Valeurs des volumes accumulés, des vitesses d'accumulation et des vitesses de déflation pour chaque dépôt éolien**

dunaire sont bien mieux lotis. Cependant, un autre facteur limitant, et complémentaire, peut être avancé. L'humidité des milieux de sandur joue certainement un rôle en limitant la remobilisation des grains (Logie, 1982). La présence d'eau dans les dépôts meubles renforce la cohésion entre les grains et limite le travail érosif des vents. Cette idée tend à nuancer la classification élaborée par Bernes (1996). Il n'en demeure cependant pas moins vrai qu'à l'échelle de l'Islande les sandurs, et *a fortiori* les sandurs de type III (affectés par les jökulhlaups d'éruption sous-glaciaire) sont les milieux les plus sensibles à la déflation.

| *Auteurs* | *Vitesses de déflation proposées (mm.an$^{-1}$)* | *Localisation* | *Type de milieu* |
|---|---|---|---|
| **Cette étude** | 0,25 - 0,55 | Islande du sud | sandur |
| **Reimnitz *et al* (1979)** | 2 | Alaska arctique | sandur |
| **Piotrowski (1983)** | 0,2 | Spitsberg | sandur |
| **Seppälä (1984)** | 16 - 25 | Laponie finlandaise | milieu dunaire |
| **Käyhkö (1997)** | 6 | Laponie finlandaise | milieu dunaire |

**Tableau A1 - Valeurs de vitesses de déflation en milieux arctiques et subarctiques proposées dans la littérature**

## 2. Pérennité du stockage fluvioglaciaire proximal

D'après nos résultats, le processus de remobilisation du stock fluvioglaciaire proximal par la déflation éolienne est excessivement lent. D'autant plus que son efficacité est dépendante de la dégradation préalable des blocs fluvioglaciaires en particules fines par les processus de biométéorisation (entre autres). Sur les blocs morainiques basaltiques du Sólheimajökull, Etienne (2002, 2004) identifie un cycle de 200 ans pour la production et le démantèlement des cortex d'altération de 1 à 3 mm d'épaisseur. La durée de ces cycles de désagrégation des blocs basaltiques aggrave encore davantage l'inefficacité de la déflation en tant que processus de déstockage des paléosandurs proximaux. À titre d'exemple, si les vitesses de déflation calculées restent similaires dans le futur, il faudrait théoriquement entre 10 000 et 20 000 ans au minimum pour déstocker le paléosandur du maximum PAG du Morsárjökull (d'une épaisseur de 5 m au-dessus du sandur actif actuel) par les seuls processus éoliens. Clairement, la déflation n'est pas un processus de déstockage efficace des paléosandurs. Ainsi, la mobilité latérale du chenal actif reste définitivement le seul processus pouvant ponctuellement déstocker les paléosandurs proximaux, même si son efficacité tend à diminuer. Signalons que la colonisation végétale des paléosandurs par des espèces arbustives telles que *Betula pubescens* et *Salix lanata,* déjà initiée sur les terrasses fluvioglaciaires les plus anciennes du Morsárjökull, renforce *a priori* la résistance des stocks fluvioglaciaires à l'érosion. La végétalisation progressive des terrasses contribue à pérenniser la stabilité des paléosandurs post-PAG (Gurnell *et al.*, 1999 ; ). En définitive, si le recul glaciaire et les dynamiques d'incision et de contraction proximales du sandur actif se maintiennent, les terrasses fluvioglaciaires post-PAG peuvent être considérées comme des unités de stockage quasi pérennes.

Au sein de la cascade sédimentaire du système paraglaciaire, les paléosandurs proximaux constituent des unités de stockage secondaires (Ballantyne, 2003 ; Mercier, 2007, 2010). Dans cette perspective, la stabilité observée du stock fluvioglaciaire post-PAG a une conséquence

directe sur la durée de la période paraglaciaire définie par Ballantyne (2002) comme étant « *the timescale over which such a sediment store is either exhausted or attains stability in relation to particular reworking processes* ». Par conséquent, une fois qu'un dépôt sédimentaire d'origine paraglaciaire se trouve hors de portée des processus de remobilisation, il n'est plus comptabilisé dans le « stock paraglaciaire disponible » défini dans le modèle d'épuisement de Ballantyne (2003). Ainsi, concernant l'unité de stockage paraglaciaire fluvioglaciaire, qui n'est qu'une unité parmi d'autres dans le système paraglaciaire (Mercier, 2010), nous constatons dans le sud de l'Islande une diminution rapide de sa contribution dans la cascade sédimentaire paraglaciaire après le maximum PAG. Dès l'amorce de l'incision proximale après le temps de réaction des sandurs (entre 40 et 100 ans), la dynamique de mise en terrasse progressive des plans d'accumulation fluvioglaciaires de générations successives ampute durablement le système paraglaciaire d'une source sédimentaire majeure.

# Liste des figures

*Figure 1 - Organisation pyramidale des systèmes climatique, glaciaire et fluvial* ..... 13

*Figure 2 - Modèle spatialisé des transferts hydrosédimentaires dans les systèmes glaciaire et fluvial* ..... 13

*Figure 3 - Langues glaciaires sud-islandaises retenues pour l'étude* ..... 15

*Figure 4 - Aperçu synthétique de la démarche méthodologique* ..... 17

## *Figures B - Bibliographie*

*Figure B1 - Évolution de la température du globe depuis 1 000 ans* ..... 23

*Figure B2 - Variations climatiques en Islande depuis 1 000 ans* ..... 25

*Figure B3 - Réchauffement contemporain et augmentation des précipitations en Islande* ..... 27

*Figure B4 - Variation de l'indice NAO depuis 1824* ..... 31

*Figure B5 - Gradient de bilan de masse, vélocité et potentiel érosif d'un glacier* ..... 33

*Figure B6 - Variations PAG et post-PAG du volume des calottes islandaises* ..... 35

*Figure B7 - Fluctuations annuelles des glaciers étudiés et moyennes des températures estivales (à Stykkisholmur et Teigarhorn)* ..... 37

*Figure B8 - Cycles annuel et journalier du débit liquide proglaciaire* ..... 43

*Figure B9 - Secteurs proglaciaires sud-islandais affectés par les jökulhlaups* ..... 47

*Figure B10 - Typologie classique des sandurs* ..... 49

*Figure B11 - Typologie morphogénique des sandurs (d'après Maizels, 1993)* ..... 51

*Figure B12 - Variation amont-aval des caractéristiques morphosédimentaires* ..... 53

*Figure B13 - Modèles généraux de l'incidence de la déglaciation sur le débit proglaciaire* ..... 55

*Figure B14 - Les enseignements de l'approche paléohydraulique (d'après Maizels, 1986)* ..... 57

*Figure B15 - L'approche modélisatrice et prospective en Islande* ..... 59

*Figure B16 - Modèle conceptuel des effets de barrages morainiques dans la marge proglaciaire (Cossart et Fort, 2008)* ..... 61

*Figure B17 - Érosion latérale et sapement basal : processus efficaces de remobilisation des stocks glaciaires et paraglaciaires* ..... 63

*Figure B18 - Hypothèses d'ajustement fluvioglaciaire post-PAG basées sur le modèle d'évolution des variables hydrosédimentaires* ..... 67

*Figure B19 - Aperçu de l'impact du recul glaciaire post-PAG sur le paysage fluvial : l'exemple du Morsárjökull* ..... 70

*Figure B20 - Le climat islandais actuel (normales des températures moyennes annuelles et des précipitations annuelles calculées sur la période 1961-1991)* ..... 73

*Figure B21 - Aperçu en trois dimensions des secteurs d'étude retenus (images aériennes obliques obtenues à l'aide de Google earth)* ..... 75

## *Figures M - Méthodologie*


***Figure M1 - Typologie des unités paysagères identifiées dans la marge proglaciaire*** ..... 83

***Figure M2 - Aperçu du travail de photo-interprétation et de digitalisation des espaces proglaciaires*** ..... 88

***Figure M3 - Surfaces datées utilisées pour la calibration du modèle de croissance des lichens*** ..... 91

***Figure M4 - Quantifier le recul glaciaire net post-PAG : les indicateurs mesurés $S_d$, $R_n$ et $Z_f$*** ..... 93

***Figure M5 - ALEG calculées et délimitation des zones d'ablation et d'accumulation glaciaires*** ..... 96

***Figure M6 - Méthode de quantification de l'ajustement post-PAG du style fluvial proglaciaire*** ..... 103

***Figure M7 - Méthode de levés des profils longitudinaux et transversaux des paléosandurs et du sandur actif*** ..... 105

***Figure M8 - Reconstruction des profils et de la géométrie des plans d'accumulation*** ..... 107

***Figure M9 - Collecte et référencement des photographies de chenal*** ..... 109

***Figure M10 - Les paramètres de la géométrie de chenal mesurés*** ..... 109

***Figure M11 - Test d'une méthode de mesure automatisée de la granulométrie sur la rivière Allier*** ..... 111

***Figure M12 - Méthode de collecte des clichés de quadrat sur le terrain*** ..... 111

***Figure M13 - Détermination de l'axe b (Yuzyk et Winkler, 1991)*** ..... 112

***Figure M14 - Table de Krumbein (1941) utilisée pour l'évaluation visuelle du degré d'émoussé*** ..... 113


## *Figures R - Résultats*


***Figure R1 - Maximum PAG asynchrone des langues glaciaires sud-islandaises*** ..... 119

***Figure R2 - Langues glaciaires sud-islandaises retenues pour l'étude*** ..... 119

***Figure R3 - Recul glaciaire post-PAG (recul net depuis le max PAG à 2003)*** ..... 121

***Figure R4 - Remontée altitudinale post-PAG des fronts glaciaires ($Z_f$)*** ..... 123

***Figure R5 - Les vitesses moyennes de déglaciation (V. $Surf_d$) et de recul (V. $R_n$) post-PAG des émissaires étudiés*** ..... 124

***Figure R6 - Les vitesses moyennes d'élévation du front (V. $Z_f$) des langues glaciaires sud-islandaises*** ..... 124

***Figure R7 - Superficie des bassins d'alimentation glaciaire*** ..... 126

***Figure R8 - La forme des bassins d'alimentation glaciaire*** ..... 127

***Figure R9 - Altitudes des bassins d'alimentation glaciaire*** ..... 127

***Figure R10 - Valeurs de pente des langues glaciaires étudiées*** ..... 128

***Figure R11 - Expositions des langues glaciaires étudiées*** ..... 129

***Figure R12 - Courbures des langues glaciaires étudiées*** ..... 130

***Figure R13 - Valeurs d'insolation des langues glaciaires étudiées*** ..... 131

*Figure R14 - La distance à la mer des langues glaciaires étudiées* ..... 132
*Figure R15 - Ambiances climatiques régionales des langues glaciaires étudiées* ..... 133
*Figure R16 - Dendrogramme issu de la classification ascendante hiérarchique* ..... 135
*Figure R17 - Caractéristiques morphologiques et climatiques des 3 classes d'ajustement post-PAG Identifiées par la CAH* ..... 137
*Figure R18 - Aperçu photographique des types de glaciers* ..... 139
*Figure R19 -Analyse en composantes principales - Projections des variables et des observations sur le plan factoriel F1/F2* ..... 141
*Figure R20 - Cartographie des marges proglaciaires classées selon les résultats de la CAH* ..... 142
*Figure R21- Compositions paysagères des marges proglaciaires en fonction de la typologie glaciaire* ..... 143
*Figure R22 - Datations lichénométriques des paléosandurs* ..... 149
*Figure R23 - Profils en travers des sandurs et paléosandurs proximaux* ..... 152
*Figure R24 - L'incision des sandurs proximaux* ..... 153
*Figure R25 - Réponse de la vitesse d'incision des sandurs proximaux aux fluctuations glaciaires* ..... 155
*Figure R26 - Profils longitudinaux des sandurs et paléosandurs* ..... 156
*Figure R27 - Valeurs de pente des sandurs proximaux (m/m)* ..... 158
*Figure R28 - Vitesses de migration aval de la* $L_{I/A}$ ..... 161
*Figure R29 - Ajustement post-PAG de la bande d'activité fluviale des sandurs* ..... 162
*Figure R30 - Ajustement post-PAG de la granulométrie des sandurs* ..... 166
*Figure R31 - Ajustement post-PAG de l'évolution amont-aval de la géométrie de chenal* ..... 170
*Figure R32 - Coefficients de régression normalisés issus des analyses de covariance* ..... 173

## *Figures D - Discussion*

*Figure D1 - « Coups de froid » multiples au cours du PAG et phases répétées d'avancées glaciaires* ..... 181
*Figure D2 - Vitesses de recul glaciaire post-PAG en fonction de la présence ou non de lacs proglaciaires marginaux* ..... 189
*Figure D3 - Reconstitution des états d'équilibre de la longueur de l'Hansbreen en fonction de l'ALEG* ..... 191
*Figure D4 - Reconstitution schématique des trajectoires d'ajustement post-PAG des émissaires sud-islandais* ..... 193
*Figure D5 - Variation de la largeur de la bande active révélant le contrôle des moraines sur le transit sédimentaire* ..... 195
*Figure D6 - Modèle conceptuel du cycle de criticalité auto-organisée associé aux barrages morainiques* ..... 196
*Figure D7 - Terrasses fluvioglaciaires sans lichens en amont (A) et au niveau des moraines (B)* ..... 197
*Figure D8 - Constitution de barrages glaciels et impact d'une crue limno-glacielle en aval du Morsárjökull* ..... 198

*Figure D9 - Modèle conceptuel du cycle de criticalité auto-organisée associé aux barrages glaciels* ..... 199

*Figure D10 - Modèle conceptuel de la réponse des sandurs proximaux de type I au recul glaciaire post-PAG* ..... 203

*Figure D11 - Modèle graphique de la réponse des sandurs proximaux de type I au recul glaciaire post-PAG* ..... 203

*Figure D12 - Ralentissement de l'incision du sandur proximal (modèle de A. Thompson et A. Jone, 1986)* ..... 205

*Figure D13 - Modèle graphique de la réponse des sandurs en contexte de coalescence des lobes glaciaires au maximum PAG* ..... 207

*Figure D14 - Évolution de la bande active du sandur du Morsárjökull* ..... 209

*Figure D16 - Trajectoires d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I dans l'espace des phases* ..... 212

*Figure D15 - Valeurs observées de migration aval de la* $L_{I/A}$ *en fonction des valeurs prédites par le modèle* ..... 212

*Figure D17 - Modèle qualitatif de la trajectoire d'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I* ..... 215

# Liste des tableaux

*Tableau B1 - Tendances de la température (en °C) calculées par station et sur la période indiquée (d'après Hanna* et al.*, 2004)* ..... 28

*Tableau B2 - Précipitations moyennes, écart-types et tendances (en mm) calculées par station et sur la période 1881-2003 (d'après Hanna et al., 2004)* ..... 29

*Tableau B3 - Corrélations entre l'indice NAO et les anomalies de température sur le siècle standard 1901-2000 (d'après Hanna* et al.*, 2004)* ..... 30

*Tableau R1 - Compte rendu synthétique des données collectées et des tâches réalisées sur le terrain* ..... 116

*Tableau R2 - Résultats des datations du maximum PAG* ..... 118

*Tableau R3 - Résultats sur le recul glaciaire post-PAG* ..... 121

*Tableau D1 - Compte rendu des modèles linéaires explicatifs de la variabilité des ajustements glaciaires PAG et post-PAG* ..... 183

*Tableau D2 - Compte rendu des modèles linéaires explicatifs des vitesses de migration aval de la* $L_{I/A}$ ..... 210

# Table des matières

**Avant-propos** ..... 5

**Introduction : contexte et objectifs** ..... 9

**Partie I - Du système glaciaire au système fluvial proglaciaire** 19

*Chapitre 1 - Changement climatique et recul glaciaire en Islande : état de la question* ..... 21

**1.1. Du PAG au post-PAG : évolution du climat islandais** ..... 21

1.1.1. Le Petit Âge Glaciaire : définition et évolution du concept ..... 21
1.1.2. Reconstitution de l'évolution climatique du dernier millénaire : synthèse bibliographique ..... 22
1.1.3. Le changement climatique récent en Islande : analyse des mesures *in situ* ..... 27

**1.2. Implications sur la fluctuation des langues glaciaires sud-islandaises** ..... 31

1.2.1. Le contrôle du climat sur le glacier : le bilan de masse ..... 31
1.2.2. PAG, maximum PAG et post-PAG en Islande : variation des calottes glaciaires ..... 32
1.2.3. La fluctuation des fronts glaciaires sud-islandais au XX$^{ème}$ siècle : synthèse des données disponibles ..... 36
1.2.4. L'hétérogénéité de la réponse glaciaire : le jeu de la complexité ..... 38

*Chapitre 2 - Implications pour le système fluvial proglaciaire* ..... 41

**2.1. Spécificités du système fluvial proglaciaire** ..... 41

2.1.1. Cycles annuel et journalier du débit liquide : la logique énergétique ..... 41
2.1.2. La charge sédimentaire fluvioglaciaire ..... 43
2.1.3. Les jökulhlaups : les crues catastrophiques d'origine glaciaire ..... 45
2.1.4. Morphologie des sandurs ..... 48

**2.2. Déglaciation et perturbation des flux hydrosédimentaires** ..... 54

2.2.1. Incidence sur le débit liquide ..... 54
2.2.2. Modification des apports sédimentaires ..... 60

**2.3. L'ajustement des sandurs aux fluctuations glaciaires** ..... 62

2.3.1. Ajustements du sandur aux avancées glaciaires : une aggradation généralisée .... 62
2.3.2. Ajustements du sandur aux reculs glaciaires : une incision proximale et une aggradation distale ..... 63

***CHAPITRE 3 - OBJECTIFS, HYPOTHÈSES DE TRAVAIL ET PRÉSENTATION DES TERRAINS D'ÉTUDE*** ..... 65

**3.1. Objectifs de la thèse et hypothèses de travail** ..... 65

3.1.1. Expliquer les ajustements post-PAG du continuum glacio-fluvial ..... 65
3.1.2. Hypothèses de travail ..... 66

**3.2. Cadre géographique et présentation des terrains d'étude** ..... 70

3.2.1. Le contexte géographique islandais ..... 70
3.2.2. Les trois secteurs d'étude sud-islandais retenus ..... 72

**SYNTHÈSE ET CONCLUSION DE LA PARTIE I** ..... 77

**PARTIE II - MÉTHODOLOGIE** 79

***CHAPITRE 4 - DU TERRAIN À LA GÉOMATIQUE : LE SIG COMME OUTIL STRUCTURANT LA RECHERCHE*** ..... 81

**4.1. La reconnaissance du terrain, prélude à la cartographie des formes** ..... 81

4.1.1. Moraine, paléosandur, sandur : un triptyque proglaciaire classique à identifier ..... 81
4.1.2. Identification des unités paysagères de la marge proglaciaire ..... 82

**4.2. Cartographie des éléments glaciaires et proglaciaires** ..... 85

4.2.1. Les données images utilisées pour la photo-interprétation ..... 86
4.2.2. Délimitation des bassins d'alimentation glaciaire ..... 86
4.2.3. Digitalisation du sandur actif, des paléosandurs et de la marge proglaciaire ..... 86

***CHAPITRE 5 - QUANTIFIER LA RÉPONSE GLACIAIRE AU FORÇAGE CLIMATIQUE POST-PAG*** ..... 89

**5.1. Dater le maximum PAG d'extension glaciaire** ..... 89

5.1.1. Le choix d'une nouvelle approche de la datation lichénométrique ..... 89

**5.2. Quantifier le recul glaciaire post-PAG** ..... 92

5.2.1. Le recul net post-PAG ..... 92
5.2.2. Les fluctuations annuelles ..... 94

**5.3. Évaluer la variabilité des physionomies glaciaires** ..... 94

5.3.1. Calcul de l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (ALEG) : la méthode THAR .... 94
5.3.2. Calcul des rasters dérivés du MNT ..... 95
5.3.3. Les autres indicateurs mesurés ..... 97

**5.4. Évaluer la variabilité régionale de l'ambiance climatique** ..... 99

5.4.1. Utilisation de la base de données *WorldClim* ..... 99
5.4.2. Calcul et extraction des données climatiques par glacier ..... 100

*CHAPITRE 6 - QUANTIFIER LES AJUSTEMENTS FLUVIAUX POST-PAG* ..... 101
**6.1. Spécificité de la datation lichénométrique des dépôts fluvioglaciaires** ..... 101
**6.2. Les ajustements du style fluvial** ..... 101
6.2.1. Intégration des photographies aériennes diachroniques à la base de données SIG ..... 102
6.2.2. Choix d'un indicateur synthétique : la largeur de la bande active ..... 102
6.2.3. Méthode de quantification diachronique de l'intensité de tressage ..... 104
**6.3. Les ajustements du profil longitudinal** ..... 104
6.3.1. Acquisition des profils longitudinaux et transversaux sur le terrain ..... 104
6.3.2. Reconstruction des profils et de la géométrie des plans d'accumulation ..... 105
**6.4. Les ajustements de la géométrie de chenal** ..... 106
6.4.1. Protocole de mesure ..... 106
6.4.2. Les paramètres mesurés et calculés ..... 108
**6.5. Les ajustements granulométriques et sédimentologiques.** ..... 110
6.5.1. Méthodes de mesure directes, indirectes et automatisées : un choix intermédiaire ..... 110
6.5.2. Méthode de collecte et de référencement des clichés de quadrat ..... 110
6.5.3. Les mesures granulométriques ..... 112
6.5.4. Évaluation visuelle du degré d'émoussé ..... 113

**SYNTHÈSE ET CONCLUSION DE LA PARTIE II** ..... 114

**PARTIE III - RÉSULTATS** 115

*CHAPITRE 7 - VARIABILITÉ DE LA DYNAMIQUE GLACIAIRE POST-PAG* ..... 117
**7.1. Maximum PAG asynchrone et variabilité du réajustement glaciaire** ..... 117
7.1.1. Datations lichénométriques des moraines du maximum PAG ..... 117
7.1.2. Variabilité de l'ajustement glaciaire post-PAG ..... 120
7.1.3. Les vitesses du réajustement glaciaire post-PAG ..... 123
**7.2. Associations entre le contexte morpho-climatique et l'ajustement glaciaire post-PAG** ..... 125
7.2.1. Résultats univariés sur les configurations morpho-climatiques des émissaires étudiés ..... 125
7.2.2. Dépendance de l'ajustement glaciaire post-PAG vis-à-vis des configurations morpho-climatiques : résultats des analyses multivariées ..... 134
**7.3. Discontinuités glacio-fluviales : les mosaïques paysagères de la marge proglaciaire** ..... 140
7.3.1. La composition paysagère des marges proglaciaires sud-islandaises ..... 140
7.3.2. Indépendance de la composition paysagère marginale vis-à-vis du mode de déglaciation post-PAG ..... 144

*CHAPITRE 8 - LES AJUSTEMENTS FLUVIOGLACIAIRES POST-PAG* ..... 147

**8.1. Chronologie de la mise en terrasse des sandurs** ..... 147

8.1.1. Datation lichénométrique des paléosandurs ..... 148
8.1.2. Analyse des profils transversaux : rythmes d'incision des paléosandurs proximaux ..... 150

**8.2. Ajustements du profil en long du sandur : incision proximale et aggradation distale** ..... 154

8.2.1. Un mode d'ajustement dominant du profil en long ..... 158
8.2.2. Rythmes de migration aval de l'incision proximale ..... 160

**8.3. Ajustements de la morphologie en plan : le jeu des contrôles locaux et l'incidence des jökulhlaups** ..... 163

**8.4. Ajustements du tri granulométrique amont-aval : *coarsening* ou *fining* proximal** ..... 165

**8.5. Ajustements de la géométrie de chenal : une autre échelle spatio-temporelle** ..... 169

**SYNTHÈSE ET CONCLUSION DE LA PARTIE III** ..... 174

**PARTIE IV – DISCUSSION** 177

*CHAPITRE 9 - DU CONTINUUM AU DISCONTINUUM GLACIO-FLUVIAL : SYNTHÈSE DES AJUSTEMENTS POST-PAG DES GLACIERS ET SANDURS SUD-ISLANDAIS.* ..... 179

**9.1. Les raisons de l'hétérogénéité observée des réponses PAG et post-PAG des glaciers sud-islandais** ..... 180

9.1.1. L'asynchronie du maximum PAG glaciaire en question ..... 180
9.1.2. Limites de l'approche explicative linéaire de l'hétérogénéité des ajustements glaciaires post-PAG ..... 182
9.1.3. Le glacier : un système dynamique fortement non linéaire ? ..... 185
9.1.4. Révéler la complexité de la réponse des fronts glaciaires au signal climatique post-PAG ..... 190

**9.2. la marge proglaciaire post-PAG : un système critique auto-organisé ?** ..... 194

9.2.1. Définition des systèmes critiques auto-organisés ..... 194
9.2.2. Effets de barrage et contrôle des moraines frontales sur le transit sédimentaire ..... 194
9.2.3. Processus de déclenchement et récurrence des crues limno-glacielles ..... 198
9.2.4. Implications sur la temporalité du transfert hydrosédimentaire vers le sandur ..... 200

**9.3. Processus et rythmes d'ajustements post-PAG des sandurs sud-islandais** ..... 201

9.3.1. Scénario dominant de l'ajustement fluvioglaciaire post-PAG : un modèle descriptif en deux phases ..... 201

9.3.2. Inventaire des nuances observées au modèle d'ajustement fluvioglaciaire dominant ..... 206
9.3.3. Exception au modèle d'ajustement fluvioglaciaire dominant : les sandurs de type III ..... 208
9.3.4. Modèles linéaires explicatifs du rythme d'ajustement post-PAG des sandurs de type I ..... 210
9.3.5. Convergence dans l'espace des phases de l'ajustement post-PAG des plans d'accumulations fluvioglaciaires de type I ..... 213
9.3.6. L'hypothèse de simplexité de l'ajustement post-PAG des sandurs sud-islandais de type I ..... 214

**Conclusion générale** ..... 217

**Bibliographie** ..... 225

**Annexes** ..... 245

**Liste des figures** ..... 259

**Liste des tableaux** ..... 263