



HAL
open science

La réponse des versants islandais aux fluctuations glaciaires : étude multiscalaire dans la région de Skaftafell (sud-est de l'Islande)

Marie Chenet

► To cite this version:

Marie Chenet. La réponse des versants islandais aux fluctuations glaciaires : étude multiscalaire dans la région de Skaftafell (sud-est de l'Islande). Milieux et Changements globaux. Université Paris 1 - Panthéon Sorbonne, 2008. Français. NNT : . tel-02186649

HAL Id: tel-02186649

<https://hal.science/tel-02186649>

Submitted on 17 Jul 2019

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

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

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/283515991>

La réponse des versants islandais aux fluctuations glaciaires : étude multiscalaire dans la région de Skaftafell (sud-est de l'Islande)

Thesis · November 2008

DOI: 10.13140/RG.2.1.3655.8802

CITATIONS

2

READS

98

1 author:



Marie Chenet

Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne

22 PUBLICATIONS 87 CITATIONS

SEE PROFILE

LA RÉPONSE DES VERSANTS ISLANDAIS AUX FLUCTUATIONS GLACIAIRES

Étude multiscalaire dans la région de Skaftafell (sud-est de l'Islande)



<p>Marie Chenet</p>	<p>Thèse de doctorat de Géographie, mention Géomorphologie présentée et soutenue publiquement le 24 novembre 2008</p>	
<p>Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne École doctorale de Géographie de Paris Laboratoire de Géographie Physique (UMR 8591)</p>	<p>LE JURY EST COMPOSÉ DE :</p> <p>Charles Le Cœur, Professeur, Université Panthéon Sorbonne – Paris 1 directeur de thèse Marie-Françoise André, Professeur, Université Blaise Pascal – Clermont 2 co-directeur de thèse Philip Deline, Maître de Conférences, Université de Savoie, Chambéry rapporteur Dominique Sellier, Professeur, Université de Nantes rapporteur</p>	
	<p>Achim A. Beylich, Professeur associé, Université de Trondheim, Norvège . . . examineur Pierre Pech, Professeur, Université Panthéon Sorbonne – Paris 1 examineur</p>	

Université Paris 1 - Panthéon-Sorbonne
École doctorale de Géographie de Paris
Laboratoire de Géographie Physique (UMR 8591)

Thèse de doctorat de Géographie, mention Géomorphologie
présentée et soutenue publiquement le 24 novembre 2008 par

Marie Chenet

LA RÉPONSE DES VERSANTS ISLANDAIS AUX FLUCTUATIONS GLACIAIRES

*Étude multiscalaire dans la région de Skaftafell
(sud-est de l'Islande)*

LE JURY EST COMPOSÉ DE :

Charles Le Cœur, Professeur, Université Panthéon Sorbonne – Paris 1 **directeur de thèse**
Marie-Françoise André, Professeur, Université Blaise Pascal – Clermont 2 **co-directeur de thèse**
Philip Deline, Maître de Conférences, Université de Savoie, Chambéry **rapporteur**
Dominique Sellier, Professeur, Université de Nantes **rapporteur**
Achim A. Beylich, Professeur associé, Université de Trondheim, Norvège **examineur**
Pierre Pech, Professeur, Université Panthéon Sorbonne – Paris 1 **examineur**

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS	5
---------------------------	---

INTRODUCTION	11
---------------------------	----

PARTIE A

CONTEXTUALISATION DE LA RECHERCHE

Chapitre 1 – Fluctuations glaciaires et dynamiques de versant, l'état des connaissances en Islande et dans les milieux froids	21
Chapitre 2 – La région de Skaftafell	53
Chapitre 3 – Une question de méthodes	77

PARTIE B

LE RÉAJUSTEMENT DES VERSANTS À LA DÉPRISE DU TARDIGLACIAIRE

Chapitre 4 – Les dynamiques de versant dans la vallée de la Morsá	103
Chapitre 5 – La mesure des processus dans la vallée de la Morsá	131

PARTIE C

LA PERTURBATION DU PETIT ÂGE GLACIAIRE

Chapitre 6 – Les fluctuations glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire : calage chronologique et conséquences sur les zones proglaciaires	157
Chapitre 7 – Sur les versants récemment déglacés, l'expression des processus	177
Chapitre 8 – Les rythmes d'évolution des versants récemment déglacés	195

CONCLUSION	221
-------------------------	-----

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	231
--	-----

INDEX

Index thématique	265
Index des noms de lieux	269

TABLES

Liste des figures	275
Liste des photos	279
Liste des tableaux	281

TABLE DES MATIÈRES	285
---------------------------------	-----

“Méphistophélès – Es-tu prêt ? [...] ; Tu seras poussé par les solitudes. As-tu l’idée du vide et de la solitude ? [...]

Faust – [...] Tu m’envoies dans le vide pour que mon art et ma force s’augmentent. Tu me traites un peu comme le chat, afin que je tire les marrons du feu. N’importe, nous voulons approfondir ceci ; dans ton néant, j’espère, moi, trouver mon tout.”

Goethe, Faust

AVANT-PROPOS

Le cheminement de la thèse est un parcours souvent chaotique, pendant lequel la solitude est sans doute le sentiment le plus récurrent qu’affronte le doctorant. Pourtant, avant de présenter le fruit de mon travail, il me faut rendre hommage à ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à l’achèvement de cet ouvrage.

Mes pensées vont en premier lieu à mes deux directeurs de thèse.

Charles Le Cœur, Professeur à l’Université Paris 1, a accepté de diriger cette thèse, après avoir dirigé mon travail de DEA. Son intérêt pour le sujet a été déterminant dans la mise en œuvre de la thèse et pour faire taire les doutes qui m’ont parfois assaillie. Les longues discussions à Paris comme sur le terrain en juillet 2005 ont nourri ma réflexion et permis d’affûter mon regard de géomorphologue. La grande liberté dont j’ai joui m’a permis de mener la réflexion à mon rythme. Je n’oublie pas l’intérêt que j’ai éprouvé pour ses cours dispensés à l’Université Paris 1, ainsi que les sorties de terrain en Île-de-France, en baie de Somme ou en Auvergne qui m’ont incitée à poursuivre dans cette voie. Je veux le remercier également de m’avoir offert la possibilité d’enseigner en tant que vacataire à l’Université Paris 1 et de m’avoir accueillie lors du stage de Licence dans la vallée de la Clarée en juin 2007.

Marie-Françoise André, Professeur à l’Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, a co-dirigé cette thèse et a ainsi pu me faire profiter de sa grande expérience des milieux froids. Les après-midi passées à Clermont-Ferrand ont toujours été riches en enseignement et ont permis de cadrer mes réflexions. J’ai eu grand plaisir à arpenter le terrain en sa compagnie durant le mois de juillet 2007. Au cours de cette semaine, le

récit de ses aventures boréales a alimenté ma soif de découverte des grands espaces, tandis que mes papilles, trop souvent maltraitées par la nourriture lyophilisée, se souviennent encore du repas offert à l'hôtel de Skaftafell. Je tiens également à la remercier pour la diligence avec laquelle elle a corrigé les différentes versions de cette thèse.

Franck Lavigne, Maître de Conférences à l'Université Paris 1, a joué un rôle déterminant dans ma vocation. Enseignant de la première heure, il a su me montrer que géomorphologie pouvait rimer avec passion et bonne humeur. Après m'avoir fait rêver durant mon cursus universitaire, j'ai pu découvrir "ses" volcans indonésiens lors de mon année de maîtrise à Java. Cette année, riche en expériences et en péripéties, a été déterminante dans ma volonté de m'engager dans la recherche. Alors que mes pas se sont ensuite dirigés vers des environnements plus froids (mais pas forcément plus hostiles!), il m'a toujours témoigné d'une sympathie et d'une attention touchantes. Je veux lui témoigner ici ma gratitude.

Erwan Roussel, doctorant à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, a transformé cette expérience islandaise solitaire en belle aventure humaine. Il est difficile de dire ce que les deux missions passées en sa compagnie m'ont apporté tant elles ont été riches en échanges. Au niveau matériel, la présence de sa voiture, qui a parfois été bien malmenée, a changé la configuration de mon travail de terrain. Sur le plan de la recherche, sa rigueur scientifique a considérablement alimenté ma réflexion, tant au niveau théorique que méthodologique. J'ai eu (et j'ai toujours) beaucoup de plaisir à collaborer avec lui et à travailler en si bonne entente. Et puis, il y a eu les à côtés, le voyage en bateau *via* le Danemark et les îles Féroés, les longs trajets en voiture, les soirées à l'hôtel Skaftafell et les folles nuits à Reykjavík. À Clermont-Ferrand, j'ai toujours été très chaleureusement accueillie. Un grand merci à toi donc (et à Maud) et bon courage pour la suite.

Le laboratoire de Géographie Physique de Meudon (UMR 8591) a constitué un très agréable cadre de travail. Les échanges avec ceux qui le fréquentent ont été forts intéressants et toujours chaleureux. Je tiens à remercier plus particulièrement certains d'entre eux qui sont intervenus directement dans mon travail. **Daniel Brunstein**, dont la gentillesse, la disponibilité et la patience sont légendaires, m'a initié aux joies de la géomatique. **Delphine Grancher** m'a ouvert la porte de l'univers si obscur des statistiques et a également constitué un agréable compagnon de pause pendant les longues journées de travail. **Franck Goupil** et **Stéphane Kunesh** m'ont introduite aux méthodes de sédimentologie : même si les résultats n'ont pas été exploitables, leur aide a été précieuse. **Vincent Jomelli** m'a prodigué de nombreux conseils et m'a vivement encouragé à publier mon travail. **Brigitte Kaiser** m'a fourni d'intéressantes références bibliographiques et a témoigné d'un réel intérêt pour mon travail. Je pense également aux occupants acharnés de la salle des doctorants (**Aurélien, Coral, Éric, Ebru, Fuzi, Ibrahim** et **Nathalie**) qui ont constitué d'agréables compagnons de travail et à qui je souhaite bon courage pour la suite (en particulier à toi **Coral**, pour qui une nouvelle aventure commence...).

Les quatre voyages en Islande, entre septembre 2004 et juillet 2007, se sont soldés par de nombreuses rencontres qui ont fait avancer, directement ou indirectement, mon travail.

Ragnar F. Kristjansson, directeur du Skaftafell National Park, a apporté un soutien à mes recherches et m'a toujours aidé tant qu'il a pu. Que ce soit sous la forme d'une place de camping ou d'une chambre en dur, l'hébergement m'a été gracieusement offert à chacune de mes missions sur le site. Le personnel du Parc a également été très disponible lorsque cela a été nécessaire. **Guðrún Gísladóttir** et **Guðrún Pálsdóttir** ont été mes interlocutrices au sein de Veðurstofa Íslands (office météorologique islandais) et m'ont fourni de nombreuses séries climatiques. **Morgane** m'a, en juillet 2007, hébergé pendant plusieurs jours à Reykjavík. Enfin, au cours de mes voyages, les nombreux chantiers de volontaires que j'ai encadrés aux quatre coins de l'Islande au sein de l'association **Veraldarvinir** m'ont permis d'approfondir ma connaissance de ce pays. Je ne pourrai ici citer toutes les personnes avec qui j'ai vécu des expériences inoubliables, elles sont trop nombreuses. J'évoquerai seulement les noms de **Fadi** et de **Pierric** (seul courageux à m'avoir accompagné au fin fond de la Morsá) qui ont manifesté un vif intérêt pour mes recherches.

Les spécialistes des milieux froids en France et à l'étranger sont nombreux et la rencontre avec certains d'entre eux a grandement enrichi mon travail. **Denis Mercier** est la personne qui m'a aiguillée vers l'équipe polaire clermontoise, suite à un cours dispensé au sein du DEA de Géomorphologie. Si ses images du Spitsberg ne m'avaient fait rêver, je serais sûrement passée à côté de la beauté islandaise. Plus tard, il a toujours témoigné d'un intérêt pour mes recherches et m'a permis de publier. **Samuel Étienne** a contribué à fédérer un groupe d'étudiants sur la question islandaise. Même si ses efforts pour monter un programme n'ont pas été couronnés de succès, il a insufflé à deux doctorants le désir de travailler là-bas. **Armelle Decaulne** mène des recherches actives sur les versants islandais. Nos échanges sur le sujet ont été importants et la ressource bibliographique fournie a considérablement enrichi mon travail. **Étienne Cossart** a toujours été de bon conseil. Nos discussions lors de nombreux colloques ainsi que durant le stage de Licence dans "sa" vallée de la Clarée m'ont beaucoup appris. **Sébastien Monnier** a également été un interlocuteur privilégié dans cette "amicale des milieux froids". **Monique Fort** a nourri mon travail par ses cours dispensés au sein du DEA et lors de rencontres ultérieures. Mon intégration au sein du réseau international **Sediflux/SEDIBUD** m'a donné l'occasion de présenter mes recherches lors de deux colloques internationaux, à Durham (Grande-Bretagne) en décembre 2005 et à Trondheim (Norvège) en novembre 2006. Enfin, les réunions annuelles de la **Commission pour l'étude des milieux périglaciaires**, dirigé actuellement par **Dominique Sellier**, sont autant d'occasions de discuter avec des spécialistes du domaine.

En tant que doctorante, il m'a été donné la chance d'enseigner la géographie à l'université. Mes vacances à l'**Université Paris 1 – Panthéon Sorbonne** entre 2004 et 2006 m'ont permis de faire mes premières armes dans le domaine, et je tiens à remercier **Nathalie Vanara** pour son aide dans la préparation des TD. J'ai ensuite été recrutée comme ATER à l'**Université Paris 8 – Vincennes Saint-Denis** où l'accueil par l'équipe enseignante a été très chaleureux. Les cours dispensés dans ces deux universités ont constitué un agréable et enrichissant complément au travail de recherche.

Enfin, il y a l'indispensable sphère privée.

Ma famille a été présente tout au long de ces années. Sans le soutien de **mes parents**, rien de tout ceci n'aurait été réalisable. Malgré vos inquiétudes qui ont parfois pesé sur mes épaules, je vous remercie de m'avoir fait confiance et de m'avoir permis d'en arriver là. Je pense également à **mes frères** qui partagent mon goût des espaces sauvages. Une mention spéciale à **Alexandre** qui a mis ses talents de graphiste au service de la réalisation de cet ouvrage : merci pour le temps consacré et bon coup de pagaie au pied des glaciers patagoniens... Je n'oublie pas **mes grands-parents** et leur enthousiasme pour les aventures lointaines, ainsi que ma grande-tante **Didie**, chez qui une partie de cette thèse a été rédigée.

Les amis ont également été indispensables. **Amandine** et **Marie**, amies de longue date et co-locataires pendant ces dernières années, ont été les témoins privilégiés (à leur dépens parfois, et je leur présente mes excuses) de mes états d'âmes, de mes doutes, mais aussi de mon enthousiasme pour le travail. Leur présence à mes côtés a toujours été un réconfort et je tiens à leur exprimer tout le plaisir éprouvé ces dernières années avec elles. Le temps passé avec les amis d'**Arrimage** a constitué également des moments privilégiés. Toutes ces images visionnées et réalisées ensemble m'ont permis de m'évader régulièrement de mes préoccupations islandaises. Il y a aussi tous les autres amis que je ne citerai pas, car j'en oublierai forcément.

Mes dernières pensées vont à mon cycliste préféré, dont la présence à mes côtés m'emplit de bonheur chaque jour.

INTRODUCTION

La prise en compte du changement climatique global (*Global Change*) a conduit la communauté scientifique à envisager les conséquences des fluctuations climatiques sur les paysages. Dans ce contexte général, l'étude des milieux froids, dont les milieux de hautes latitudes, est privilégiée car ce sont ces milieux qui subissent les changements les plus rapides. Une attention particulière est portée à la reconstitution des changements environnementaux passés afin de mieux prédire les changements futurs.

L'une des réponses les plus visibles aux pulsations climatiques majeures est la fluctuation des appareils glaciaires. Pour les géomorphologues, l'impact du retrait des fronts glaciaires n'est pas une question nouvelle. A. Surell (1841), témoin de la fin du Petit Âge Glaciaire, est le premier à décrire des dynamiques torrentielles exacerbées sur les marges des glaciers alpins. De nombreuses observations vont suivre au cours du 19^e et du 20^e siècle, toutes allant dans le sens du rôle majeur des écoulements dans le façonnement des paysages soumis à une déprise glaciaire (éléments de synthèse *in* Mercier, 2007). A. Godard (1979) va jusqu'à évoquer la "crise morphologique" qui affecte la phase contemporaine de déglaciation. En ce sens, au cours des années 1970, le terme "paraglaciaire" apparaît dans le vocabulaire géomorphologique (Ryder, 1971). Cet adjectif est d'abord utilisé pour désigner des processus qui agissent sur des surfaces déglacées depuis 10 000 BP en Colombie Britannique. Il est ensuite conceptualisé pour qualifier les processus induits par la déglaciation et la période pendant laquelle ces processus sont efficaces (Church et Ryder, 1972). La notion de "période paraglaciaire" s'est en effet très vite imposée car elle permet d'expliquer les taux de dénudation très élevés des surfaces au cours des périodes post-glaciaires par rapport aux conditions climati-

ques ambiantes. La période paraglaciale représente donc l'intervalle de temps pendant lequel un milieu déglacé atteint des conditions de stabilité non glaciaire. Les différentes composantes des systèmes "paraglaciales" s'équilibrent vers des conditions non glaciaires à des échelles de temps différentes : de moins d'un siècle pour les processus opérant au pied des glaciers jusqu'à plusieurs millénaires pour la formation de larges cônes alluviaux paraglaciaux (Ballantyne, 2002a). La période d'ajustement paraglaciale peut donc varier de moins d'un siècle à quelques dizaines de milliers d'années. Le concept de paraglaciale a connu un tel engouement durant ces trente dernières années que sa définition a été élargie pour désigner à la fois des processus, des formes résultantes de ces processus, des faciès sédimentaires jusqu'aux géosystèmes dans leur ensemble (Ballantyne, 2003). Progressivement, le rôle des autres facteurs (climatique, lithologique) a pu être minimisé, voire écarté, dans l'analyse des paysages déglacés. Il nous apparaît donc nécessaire de revenir à une analyse générale de l'évolution des paysages déglacés, sans surestimer *a priori* le rôle de l'impact paraglaciale. Les relais de processus morphogènes doivent être identifiés et leur mode de déclenchement analysé afin d'identifier les facteurs qui commandent l'évolution des paysages déglacés. Nous affichons donc ici notre volonté de répondre à des questionnements anciens, qui ont notamment animé les travaux pionniers d'A. Rapp (1960b-c), en envisageant l'application de nouvelles méthodologies.

C'est pour répondre à cette volonté "généraliste" que nous avons intitulé notre travail "La réponse des versants islandais aux fluctuations glaciaires". Dans cet intitulé, deux idées se dégagent ; d'une part celle des fluctuations glaciaires, d'autre part celle de la réponse des versants. Le cas islandais est évoqué plus loin.

L'extension des appareils glaciaires varie dans l'espace et dans le temps. L'ère quaternaire est en effet marquée par une alternance répétée de périodes froides et de radoucissements climatiques. Au sein de ces grandes phases glaciaires et interglaciaires qui s'étendent sur plusieurs dizaines de milliers d'années, des pulsations climatiques mineures ont lieu. Sur le même modèle, les fronts glaciaires, en partie en réaction aux variations climatiques, connaissent des épisodes d'avancée et de retrait. Ces fluctuations ont lieu à plusieurs échelles spatio-temporelles. La fin de la dernière grande extension glaciaire weichselienne s'est amorcée il y a environ 10 000 ans dans le Nord de l'Europe : les calottes glaciaires se sont alors rétractées de manière très rapide pour atteindre leurs limites actuelles. La période qui a suivi et qui s'étend jusqu'à nos jours a été marquée par de petites réavancées glaciaires dont la dernière en date, et probablement la plus importante, le Petit Âge Glaciaire (PAG). C'est pourquoi nous proposons une approche multiscalaire de la réponse des versants.

Les versants qui sont soumis à de telles déprises glaciaires sont le théâtre de nouvelles dynamiques. Le départ des masses glaciaires entraîne des phénomènes de détente, dont la nature et l'intensité varient selon la lithologie, le dispositif des versants et les conditions d'englacement (Young, 1972 ; Birot, 1981 ; Augustinus, 1995 ; Sellier, 2002). Trois modes de réponse peuvent être identifiés : de larges fissures au sein du substrat, une déformation de la masse rocheuse et un ajustement rapide des profils de versant (Ballantyne, 2002a-b). À ces dynamiques se combine l'impact des paramètres climatiques et topographiques qui interviennent plus ou moins dans l'évolution des parois.

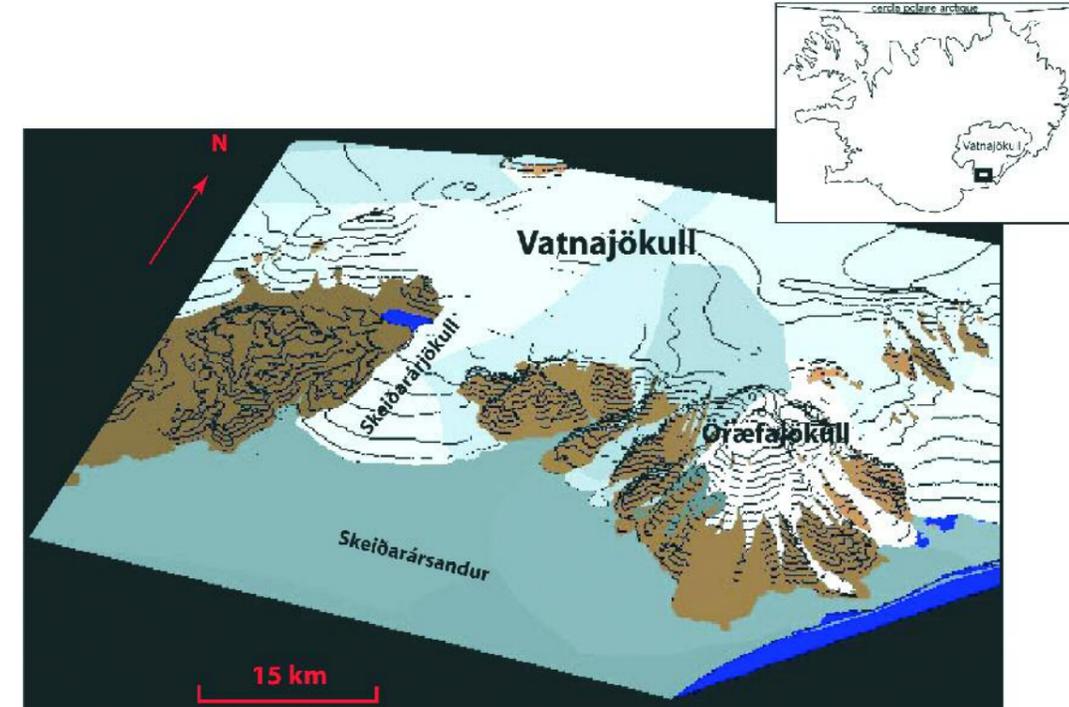


FIGURE 1 – La région de Skaftafell, au sud-est de l'Islande.

Pour analyser la réponse des versants à la déprise glaciaire, nous nous proposons donc d'identifier la chaîne des processus qui participe à l'évolution des versants. Cette identification permettra de dégager les facteurs commandant ces processus et de déterminer, autant que faire se peut, la part de l'influence paraglaciale. La mesure des transferts sédimentaires et leur calage chronologique par rapport au temps écoulé depuis la déglaciation permettront d'évaluer l'efficacité des processus. Cette analyse sera réalisée à deux pas de temps différents : l'échelle plurimillénaire (évolution post-Tardiglaciaire) et l'échelle centennale (évolution post-PAG).

La région de Skaftafell (sud-est de l'Islande) a été choisie comme cadre de cette étude. Elle constitue un zone de contact entre glaciers et océan, entre le Vatnajökull au nord et le vaste sandur¹ qu'il génère au sud (FIG. 1). Cette région présente de nombreux atouts. La bonne connaissance de l'extension de la calotte au Tardiglaciaire offre un calage chronologique pour l'évolution post-glaciaire des versants. En revanche, les fluctuations des langues glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire ont connu des modalités de retrait différentes et leur reconstitution devra s'appuyer sur la datation des héritages morainiques. L'originalité de la région réside notamment dans le caractère sous-glaciaire du volcanisme qui peut être à l'origine du déclenchement de *jökulhlaups* et perturber les mécanismes glaciaires et les dynamiques proglaciaires.

Les versants soumis aux déprises glaciaires présentent des systèmes morphostructuraux différenciés. Les systèmes de pente sont plus ou moins escarpés et le commandement des versants varie de 200 à 1 000 m. Les assises de basalte sont par endroit sur-

1. Sandur (pluriel sandar) : plaine d'épandage fluvioglaciaire.

montées de venues de hyaloclastite et de rhyolite et sont entrecoupées de nombreux *sills* et *dykes*.

Au niveau climatique, la région est soumise à un climat de type subpolaire humide avec des précipitations élevées toute l'année (en moyenne 3 700 mm/an) et des températures relativement douces pour la latitude (moyenne annuelle de 5,1°C à 64°N). Les vents catabatiques peuvent constituer un élément de différenciation puisque leur impact est lié à la distribution des langues glaciaires.

Enfin, la région jouit d'une relative facilité d'accès avec la présence de la route n°1. La proximité des langues glaciaires émissaires garantit des temps d'approche raisonnables pour entreprendre un travail de terrain.

Ce dernier point est essentiel car notre démarche allie travail de terrain et traitement géomatique. Les observations et les mesures réalisées doivent nous permettre de répondre aux questions suivantes :

- 1) Quels types de processus sont actifs et quelles formes engendrent-ils ? Quels facteurs contrôlent l'évolution de ces formes ? (approche qualitative)
- 2) Quelle est la fréquence de ces processus ? Quelle est l'efficacité de ces processus dans la dénudation totale des versants ? (approche quantitative)

L'identification des processus se fait essentiellement à travers l'analyse des dépôts de pente, par la levée de profils topo-sédimentologiques. La caractérisation de l'évolution des versants passe quant à elle par une reconstitution en trois dimensions des systèmes de pente (constitution de Modèles Numériques de Terrain) et par la reconnaissance des modelés par photo-interprétation. La mesure des processus nécessite l'estimation de volume de débris *in situ*, notamment au moyen d'un télémètre laser, et leur datation par lichénométrie ou téphrochronologie. Enfin, la reconstitution des fluctuations glaciaires récentes a pu être réalisée grâce à la datation des héritages par lichénométrie et le recours à des documents d'archive. Cette démarche a nécessité à chaque étape l'application de méthodes adaptées aux contraintes du terrain et au cadre de la thèse, c'est-à-dire économes en temps et en besoins logistiques et financiers. La méthodologie a également été adaptée à l'échelle temporelle retenue.

C'est précisément cette logique temporelle qui a déterminé la présentation de ce travail. Dans une première partie, nous présentons le cadre général de l'étude. L'état des connaissances sur les fluctuations glaciaires, sur les dynamiques de versant en Islande et sur les ajustements post-glaciaires des parois rocheuses est évoqué (*chapitre 1*). Les principales caractéristiques de la région de Skaftafell sont ensuite énoncées en spécifiant le contexte morphostructural et les conditions bioclimatiques (*chapitre 2*). Puis la question des méthodes de travail est abordée (*chapitre 3*).

La deuxième partie est consacrée à l'évolution des versants déglacés depuis le Tardiglaciaire, soit sur un pas de temps de 10 000 ans, à travers l'exemple de la vallée de la Morsá. Les relais de processus sont décrits, puis la morphologie des versants analysée (*chapitre 4*). Deux types de dynamiques font ensuite l'objet de mesures : les rythmes de retrait des parois à travers la modélisation de cônes de déjection et les taux d'accumulation loessi-

que (*chapitre 5*). À chaque étape, la question de l'influence paraglaciale est discutée.

La troisième et dernière partie traite de la perturbation des dynamiques de versant par la réavancée glaciaire du Petit Âge Glaciaire. Dans un premier temps, les fluctuations glaciaires post-PAG sont reconstituées et les modifications sur les surfaces proglaciaires décrites pour un pas de temps de l'ordre de 10 à 100 ans (*chapitre 6*). Les caractéristiques des versants soumis à une telle réavancée dans la région de Skaftafell sont présentées et les dynamiques identifiées afin de déterminer les facteurs qui commandent l'évolution actuelle des parois (*chapitre 7*). Enfin, les rythmes d'évolution des versants sont évalués à partir de la mesure des processus et de l'analyse des profils de pente et de la reconquête végétale (*chapitre 8*).

CONTEXTUALISATION DE LA RECHERCHE

PARTIE A

*“La Nature est un temple où de vivants piliers
Laissent parfois sortir de confuses paroles ;
L’homme y passe à travers des forêts de symboles
Qui l’observent avec des regards familiers.”*

C. Baudelaire, Correspondances.

Aborder le sujet de la déprise glaciaire des versants en milieu froids nécessite, dans un premier temps, d'établir un cadrage tant terminologique que géographique et méthodologique de notre démarche de travail. Nous exposerons donc l'état des connaissances actuelles sur les fluctuations glaciaires en Islande en nous concentrant sur deux pas de temps différents, celui du Tardiglaciaire et celui du Petit Âge Glaciaire (*chap. 1*). L'accent sera mis sur le caractère spécifique de la question glaciaire en Islande, où le volcanisme sous-glaciaire induit des dynamiques particulières. Nous évoquerons également les recherches menées sur les dynamiques des versants islandais et montrerons que le paramètre glaciaire a rarement été pris en compte. Ceci n'est pas vrai pour d'autres milieux froids où de nombreuses études ont révélé la façon dont la déprise glaciaire influence l'ajustement des versants et les rythmes de transferts sédimentaires. Nous présenterons ensuite le cadre géographique de notre étude en pointant les spécificités de la région de Skaftafell, dans le sud-est de l'Islande (*chap. 2*). Les ensembles paysagers y sont intrinsèquement liés aux paramètres volcaniques et glaciaires, mais également aux conditions climatiques qui induisent un contexte biogéographique particulier. Enfin, nous présenterons les méthodes de travail adoptées pour la réalisation de cette étude (*chap. 3*). Elles répondent à trois objectifs : la reconstitution des fluctuations glaciaires, l'identification de relais de processus et la mesure des transferts sédimentaires.

Fluctuations glaciaires et dynamiques de versant, l'état des connaissances en Islande et dans les milieux froids

PARTIE A CHAPITRE 1

Alors que la question des relations entre dynamiques de versant et fluctuations glaciaires dans les milieux périglaciaires occupe depuis un certain temps la communauté scientifique, la question n'a pas ou peu été abordée en Islande. Pourtant, les travaux sur les appareils glaciaires d'une part et sur les dynamiques de versant d'autre part ne manquent pas. Même si les limites de l'extension maximale de la calotte glaciaire islandaise lors du Tardiglaciaire constituent encore un sujet de débat, les fluctuations glaciaires holocènes sont relativement bien connues, et en particulier le dernier épisode de réavancée au Petit Âge Glaciaire. Quant aux versants, les processus actuels auxquels ils sont soumis ont été décrits dans les fjords du nord-ouest, du nord et de l'est. Mais leur impact et la manière dont les systèmes de pente évoluent n'ont jamais été mis en relation avec les fluctuations glaciaires qu'ils ont pu subir. Une mise au point sur tous ces sujets s'avère donc nécessaire

LES FLUCTUATIONS GLACIAIRES EN ISLANDE DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

Une étude de l'impact de la déprise glaciaire des versants dans le sud-est de l'Islande nécessite une bonne connaissance des fluctuations glaciaires depuis le Dernier Maximum Glaciaire (Weichselien). Les nombreuses études sur le sujet permettent une reconstitution assez précise.

1.1. UN ENGLACEMENT WEICHSELIEN AUX LIMITES DISCUTÉES

La dernière grande période de glaciation, le Weichselien, débute en Islande vers 100 000 BP, pour culminer vers 21 000 BP (Norðdahl, 1991a ; Ingólfsson, 1991). L'Islande est alors recouverte, en large partie, sinon dans sa totalité, d'une calotte glaciaire (Norðdahl et Pétursson, 2005). Malgré des études sur le sujet nombreuses et la présence de marqueurs (Ingólfsson et Norðdahl, 2001 ; Norðdahl et Pétursson, 2005) sous forme de sédiments déposés par les glaciers (*tills*) sur terre comme sur la plateforme submergée (FIG. 2), une incertitude demeure sur la forme, la durée et l'extension précise

de cette masse glaciaire (Andrews et Helgadóttir, 2003 ; Andrews, 2005).

Deux hypothèses s'affrontent. La première envisage une glaciation réduite, avec une extension maximale à moins de 15 km du trait de côte actuel et à 100 m sous le niveau marin, au large de la péninsule du Nord-ouest (Hjort *et al.*, 1985). La seconde hypothèse propose une glaciation plus étendue. Des analyses sismiques et des forages sous-marins indiquent que la couverture glaciaire s'étendrait de 50 à 120 km au-delà des côtes actuelles et se terminerait à une profondeur de 200 m sous le niveau marin (Andrews *et al.*, 2000 ; Norðdahl et Pétursson, 2005). Mais un forage à 50 km au large de Djúpáll (Nord-ouest de l'Islande) révèle que le site est déglacé depuis 30 900 BP, d'après des datations au C_{14} (Hubbard *et al.*, 2006). Les difficultés rencontrées sont liées au caractère fragmentaire des marqueurs sous-marins et à des lacunes chronologiques. La question est donc de rapporter cette large extension au Weichselien ou à une phase froide antérieure.

Le caractère homogène et massif de la calotte glaciaire weichselienne est, quant à lui, contesté. La morphologie de la

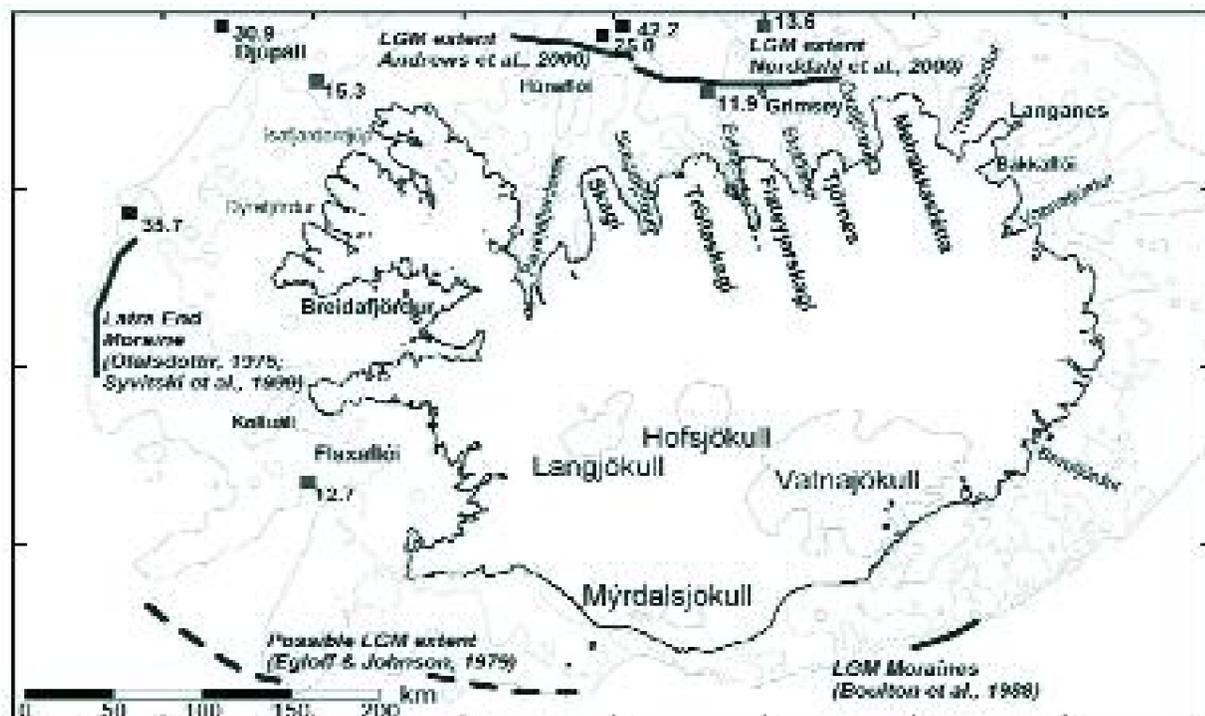


FIGURE 2 – Datations obtenues en Islande à partir de forages marins, marqueurs des limites glaciaires offshore et principales calottes actuelles (tiré de Hubbard *et al.*, 2006).

Les niveaux bathymétriques 125 et 200 m ont été surimposés. Toutes les dates sont exprimées en C₁₄ ka BP.

masse glaciaire est contrainte par la topographie sous-glaciaire volcanique. Par ailleurs, des *trimlines*¹ attribuées au maximum weichselien sont relevées sur des versants du nord de l'Islande, ainsi que des *nunataks*² et des formes diverses d'érosion glaciaire (Einarsson, 1968, 1994 ; Hoppe, 1982 ; Hjort *et al.*, 1985 ; Ingólfsson, 1988 ; Norddahl, 1991b ; Norddahl et Hjort, 1995). La calotte serait composée d'unités glaciaires indépendantes de type alpin (Norddahl, 1991a). Ainsi, certaines vallées ont pu rester libres de glaces. Enfin, pour la partie centrale, l'activité volcanique continue a sans doute

1. *Trimline* : limite d'englacement.
2. *Nunatak* : sommet rocheux émergeant d'une calotte glaciaire.

modifié la topographie ancienne et les volumes glaciaires. Mais les datations manquent dans ce domaine pour confirmer ces suppositions.

A. Hubbard *et al.* (2006) ont construit un modèle thermodynamique en trois dimensions de l'extension glaciaire lors du Dernier Maximum Glaciaire (FIG. 3). Fondée sur les données climatiques du forage *Grip* (Groenland), ainsi que sur des données topographiques et glaciologiques, cette modélisation reste largement hypothétique. Toutefois, elle aboutit à certains résultats qui pourraient servir de base de réflexion pour des recherches futures :

- la couverture glaciaire forme un plateau culminant à une altitude de 2000 m et déborde sur la plupart du trait côtier ;
- la géométrie de la calotte est ponctuée de nombreux centres d'accumulation de glace indépendants. Des *nunataks* dépassent de la surface de la glace, particulièrement dans le sud, le sud-est et la zone centrale du nord de l'Islande.

Ce modèle appuie les écrits d'Ó. Ingólfsson (1991) qui envisage que la zone sud du Vatnajökull n'a connu qu'un englacement limité, présentant des paysages de type alpin. Nous avons nous-même relevé, dans la région de l'Öræfi (sud-est de l'Islande), des morphologies s'apparentant à des cirques glaciaires. Le sud-est de l'Islande aurait donc été englacé par des appareils à base tempérée et à fort pouvoir érosif. Ceci expliquerait la morphologie en cirques et vallées susceptibles d'enregistrer des variations glaciaires ultérieures.

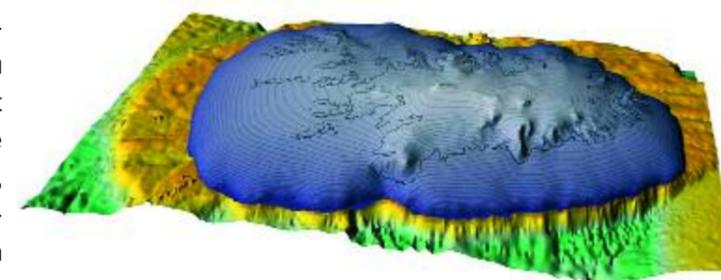


FIGURE 3 – Vue tri-dimensionnelle depuis le sud d'une modélisation de la calotte glaciaire weichselienne (tiré de Hubbard *et al.*, 2006).

Les *nunataks* sont bien repérables, notamment dans le sud-est de l'Islande. On relève également l'important débordement vers le sud de la masse glaciaire par rapport au trait de côte actuel.

1.2. DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE, DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES MINEURES NOMBREUSES

L'Holocène, période interglaciaire actuelle, est marqué par des fluctuations climatiques mineures qui ont eu un impact sur les masses glaciaires.

1.2.1. Les fluctuations glaciaires holocènes

L'étude des fluctuations glaciaires holocènes passe par l'identification d'héritages glaciaires et leur datation. Elle nécessite également une compréhension des fluctuations climatiques et des changements environnementaux. Sur ces sujets, la littérature est abondante (Caseldine, 1991 ; Häberle, 1991 ; Norddahl, 1991a-b ; Norddahl et Haflidason, 1992 ; Ogilvie, 1992 ; Caseldine et Stötter, 1993 ; Stötter, 1994 ; Ingólfsson et Norddahl, 1994 ; Stötter *et al.*, 1999 ; Mackintosh *et al.*, 2002 ; Kirkbride *et al.*, 2006) et permet de proposer une chronologie des fluctuations glaciaires en Islande.

Le calage chronologique de la fin de la glaciation weichselienne est discuté, car son signal se confond avec celui du Dryas récent, période froide qui a brièvement précédé la tendance au radoucissement climatique. L'estimation de l'amorce de la déglaciation dans ce secteur varie donc entre 10300 BP (Einarsson, 1963, 1968), 10000 BP (Norddahl, 1999a ; Ingólfsson, 1991), 9700 BP (Hjartarson et Ingólfsson, 1988) et 9000 BP (Stötter *et al.*, 1999). Des forages dans la mer du Nord, au large de la Norvège (*Troll 8903*), ainsi que des carottes glaciaires du Groenland suggèrent que le passage du stade glaciaire à l'interglaciaire s'est fait sur un pas de temps très court de quelques dizaines d'années (Alley *et al.*, 1993 ; Haflidason *et al.*, 1995) impliquant une amorce rapide du radoucissement holocène (Ingólfsson *et al.*, 1997). Même s'il existe un temps de latence des appareils glaciaires vis-à-vis des changements climatiques, la réduction de la masse glaciaire weichselienne a donc dû se faire, elle aussi, à un rythme soutenu.

De nombreuses périodes de réavancée glaciaire, associées à des rafraîchissements climatiques, se sont ensuite succédées en Islande. À partir de datations de

Avancée glaciaire	Période
Vatnsdalur I	≈ 4 700 BP
Bægisárdalur I	≈ 4 200 BP
Vatnsdalur II	≈ 3 200-3 000 BP
Barkárdalur I	≈ 2 000 BP
Barkárdalur II	≈ 1 500 BP
Bægisárdalur II	≈ 1 000 BP

TAB. 1 – Périodes d’extensions glaciaires holocènes dans le nord de l’Islande (hors Petit Âge Glaciaire).

Ces données ont été obtenues à partir de datations de moraines par radiométrie et téphrochronologie dans les péninsules de Tröllaskagi et Flateyjarskagi, nord de l’Islande (Häberle, 1991 ; Stötter, 1991 ; Stötter *et al.*, 1999 ; Wastl *et al.*, 2001).

moraines par radiométrie et téphrochronologie, six périodes d’extension glaciaire ont été mises en évidence dans le nord de l’Islande (TAB. 1). Ces fluctuations glaciaires correspondent à des changements dans la circulation atmosphérique polaire (O’Brian *et al.*, 1995). Lors des périodes froides, la position moyenne des *Westerlies*¹ de surface migre vers le sud. On observe alors une extension de la banquise dans les mers du Groenland et de Barents. Les intervalles plus chauds sont associés à une remontée vers le nord des passages de tempêtes. Ce signal est similaire à celui de l’oscillation Nord-Atlantique (*cf. infra*), ce qui laisse à penser que les dynamiques des changements climatiques millénaires et décennaux en Islande sont similaires (Mackintosh *et al.*, 2002).

La chronologie glaciaire holocène islandaise est marquée par des variations régionales dont l’impact, dans le sud de

1. *Westerlies* : vents zonaux d’ouest.

l’Islande, est discuté. L’avancée du Petit Âge Glaciaire (*cf. infra*) est considérée par certains auteurs comme le maximum glaciaire holocène (Caseldine et Stötter, 1993 ; Evans *et al.*, 1999). Ceci est remis en cause par l’identification de moraines mises en place antérieurement (Thorarinsson, 1956 ; Kirkbride et Dugmore, 2001 ; Schomaker *et al.*, 2003).

Dans le cadre de notre problématique, cette question est importante. Les versants que nous souhaitons étudier sont-ils déglacés depuis le début de l’Holocène ou ont-ils subi des recouvrements glaciaires ultérieurs au-delà de la limite, bien identifiable, de la réavancée du Petit Âge Glaciaire ? La reconnaissance sur le terrain de moraines attribuées à des avancées pré-PAG, notamment au Svínafellsjökull et à l’Hólárjökull (sud-est de l’Islande), a permis de constater que les espaces soumis à de telles avancées sont réduits. En effet, les moraines concernées sont accolées aux moraines du Petit Âge Glaciaire. L’influence des extensions glaciaires holocènes est donc comparable à celles du Petit Âge Glaciaire.

1.2.2. Le Petit Âge Glaciaire, le dernier épisode de réavancée glaciaire

La dernière période froide correspondant à une réavancée de tous les appareils glaciaires est nommée Petit Âge Glaciaire. Elle s’est amorcée, en Islande, au 13^e siècle pour s’achever à la fin du 19^e siècle. Le Petit Âge Glaciaire se caractérise par une grande variabilité climatique à l’échelle décennale, associée à une extension de la banquise arctique (Grove, 1988 ; Mackintosh *et al.*, 2002). La chronologie de ces variations a été établie à partir des témoignages relatés dans la très riche littérature islandaise (Grove, 1988), associés aux

techniques plus modernes : forages dans les sédiments marins de l’est du Groenland (Jennings et Weiner, 1996), carottes glaciaires (*GISP2*) dans le centre du Groenland (Meese *et al.*, 1994), enregistrements instrumentaux longs dans des tourbières et des lacs à Uppsala (Suède) et dans le centre de l’Angleterre (Manley, 1974 ; Parker *et al.*, 1992) et enregistrements météorologiques disponibles depuis 1823 en Islande (Ogilvie, 1992). Les données disponibles révèlent que la dégradation des températures a réellement été importante à partir du 17^e siècle et a donné lieu à une alternance rapprochée de phases froides et de périodes de radoucissement (TAB. 2).

Période	Type de climat
1670-1700	Froid très sévère
1700-1730	Réchauffement le plus important du PAG (analogue à celui de 1920-1940)
1730-1750	Plus frais
1750-1800	Très froid
1800-1850	Plus doux
Années 1850	Froid
Après 1880	Réchauffement

TAB. 2 – Tableau récapitulatif des alternances climatiques relatives durant le Petit Âge Glaciaire en Islande depuis le milieu du 17^e siècle (données d’après Ogilvie, 1992 ; Stötter *et al.*, 1999 ; Mackintosh *et al.*, 2002).

Dans ce contexte de variabilité climatique, la détermination de la période d’extension

maximale des appareils glaciaires lors du Petit Âge Glaciaire a donné lieu à de nombreuses études, notamment à travers la datation des moraines terminales par lichénométrie (Jacksch, 1970, 1975 ; Gordon et Sharp, 1983 ; Maizels et Dugmore, 1985 ; Thompson et Jones, 1986 ; Thompson, 1988 ; Caseldine, 1990, 1991 ; Kugelmann, 1991 ; Guðmundsson, 1998 ; Evans *et al.*, 1999 ; Kirkbride et Dugmore, 2001 ; Bradwell, 2001, 2004 ; McKinze *et al.*, 2004 ; Bradwell *et al.*, 2006).

Dans le sud-est de l’Islande, les résultats varient de la fin du 18^e à la fin du 19^e siècle (Evans *et al.*, 1999 ; Bradwell, 2004 ; McKinze *et al.*, 2004 ; Bradwell *et al.*, 2006). Cette grande variabilité peut être liée aux propriétés mécaniques des langues glaciaires qui ne réagissent pas au même rythme aux variations climatiques, mais aussi à l’utilisation de méthodes diverses de datations des héritages morainiques (mesure du plus gros lichen, moyenne des cinq plus gros lichens, approche taille-fréquence) qui brouille quelque peu le débat et ne permet pas de tirer des conclusions solides.

C’est pourquoi il nous est apparu essentiel, dans le cadre de nos travaux sur les versants du sud-est de l’Islande, de procéder à de nouvelles datations des moraines associées à l’extension maximale du Petit Âge Glaciaire. Nous aurons pour cela recours à une approche lichénométrique fondée sur l’analyse de la distribution des valeurs extrêmes (Cooley *et al.*, 2006 ; Naveau *et al.*, 2007), dont la fiabilité statistique a été prouvée (Jomelli *et al.*, 2007).

1.2.3. Le 20^e siècle, un retrait généralisé des langues glaciaires

La bonne conservation des héritages morainiques et leur possible datation,

ainsi que la mesure systématique des variations annuelles des fronts de 41 glaciers islandais par la Société Glaciologique Islandaise (*Jöklarannsóknafélag Íslands*) depuis 1930 (Sigurdsson, 1998 ; IUGG (CCS)-UNEP-UNESCO, 2005) permet une bonne connaissance des variations au cours du 20^e siècle. Ainsi, l'ensemble des masses glaciaires subit un retrait frontal depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Mais une fois de plus, la variabilité du climat islandais perturbe cette tendance générale et les langues glaciaires connaissent d'importantes fluctuations. Dans le sud-est de l'Islande, on observe une période de stagnation, voire de réavancée, liée à une période fraîche entre 1905 et 1919 (Thórarinnsson, 1943). Puis un retrait généralisé s'amorce, lié à une période de réchauffement combinée à une baisse des précipitations entre 1920 et 1940. Ces décennies, pendant lesquelles la banquise est réduite au maximum dans les mers du Groenland et de Barents, sont considérées comme proches du maximum thermique holocène (Stötter *et al.*, 1999). Une période de rafraîchissement durable, associée à une augmentation des précipitations, entraîne une nouvelle avancée des fronts glaciaires à partir de années 1940 ou 1950 selon les glaciers (Kirkbride, 2002 ; Mackintosh *et al.*, 2002). Cette tendance perdure jusque dans les années 1980, avant de s'inverser au début des années 1990 (IUGG (CCS)-UNEP-UNESCO, 2005).

1.3. LES SPÉCIFICITÉS ISLANDAISES DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES

Nous l'avons vu, les fluctuations glaciaires en Islande sont intimement liées aux variations climatiques. Mais cette relation

est complexe et tous les glaciers ne réagissent pas de la même façon. Par ailleurs, le rôle du volcanisme joue un rôle important dans la déstabilisation partielle des calottes.

1.3.1. Fluctuations glaciaires et variabilité climatique : une relation différente des autres régions nord-atlantiques

Les enregistrements climatiques et la mesure systématique des variations des fronts glaciaires permettent d'établir des corrélations entre climat et fluctuations glaciaires en Islande.

Des études portant sur les périodes de réavancées partielles à partir des années 1940 ont montré que les phases d'avancées résultent principalement, dans le sud-est de l'Islande, d'une baisse des températures (Björnsson, 1979 ; Sigurdsson et Jonsson, 1995 ; Jóhannesson et Sigurdsson, 1998 ; Sigurdsson *et al.*, 2007). L'augmentation des précipitations joue un rôle secondaire et n'aurait pas causé d'avancée en l'absence de changement de température. J. Stötter *et al.* (1999) aboutissent aux mêmes conclusions dans leurs travaux sur le Sólheimajökull. Ces résultats contrastent avec les autres régions du nord de l'Atlantique, où seule l'augmentation des précipitations expliquent les dernières réavancées de plusieurs glaciers maritimes (Dowdswell *et al.*, 1997). En effet, les précipitations correspondent, dans le sud-est de l'Islande, à des flux de sud-ouest, en général associés à des masses d'air plus chaudes. La corrélation précipitations/températures n'est donc pas favorable à l'extension glaciaire.

Sur le même modèle, M. Kirkbride (2002), en étudiant les relations entre fluctuations glaciaires et variations de l'oscilla-

tion Nord-Atlantique (**ENCADRÉ 1**), suggère que la réaction des glaciers islandais aux variations climatiques est plus complexe que la relation bilan glaciaire/index de la NAO établie pour les glaciers scandinaves (Pohjola et Rogers, 1997 ; Nesje *et al.*, 2000). Deux paramètres peuvent expliquer cette différence.

D'une part, l'apport d'humidité de l'océan peut alimenter des précipitations neigeuses sur l'Islande en situation d'index positif comme négatif de la NAO. D'autre part, le caractère massif d'un *inlandsis* tel que le Vatnajökull induit un stockage de longue durée et des flux de glace complexes vers les émissaires. Ainsi, les hivers humides qui ont caractérisé la période de 1920 à 1945 n'ont pu se répercuter que 40 ans plus tard sur les flux glaciaires. Ce phénomène aurait été renforcé par l'ablation réduite durant les étés frais des années 1970 (Kirkbride, 2002). Ceci rejoint certaines observations faites sur les temps de réponse des glaciers islandais aux variations climatiques. Ces réponses peuvent varier de 10 à 1 000 ans selon qu'ils s'agissent de langues glaciaires individuelles ou de grandes calottes glaciaires (Björnsson, 1979 ; Jóhannesson, 1986 ; Jóhannesson *et al.*, 1989 ; Kirkbride *et al.*, 2006). Le recul observé actuellement pourrait donc correspondre partiellement, avec un retard d'un demi-siècle, aux conditions des années 1940-1950.

1.3.2. L'influence du volcanisme

L'autre originalité des fluctuations glaciaires islandaises réside dans le rôle que peut jouer l'activité volcanique sous-glaciaire qui caractérise l'île. Ce volcanisme exerce deux types de contrôle.

D'une part, l'activité géothermique et les flux de chaleur associés influencent la

ENCADRÉ 1

Le climat de l'Islande et l'oscillation Nord-Atlantique

Positionnée au milieu de l'Atlantique Nord, l'Islande est fortement sensible aux changements atmosphériques et océaniques. Située à la limite des eaux tempérées et polaires, elle est soumise aux fluctuations de l'oscillation Nord-Atlantique (*North Atlantic Oscillation* – NAO, Walker, 1927). La NAO est un phénomène atmosphérique et océanique qui désigne l'oscillation méridienne de l'anticyclone des Açores et de la dépression islandaise, les deux centres d'action de l'Atlantique Nord. L'index de la NAO permet d'enregistrer les changements de la circulation atmosphérique, à des pas de temps sub-annuels, annuels et décennaux (Cook *et al.*, 1998). Lorsque l'index est positif, les dépressions sont renforcées et les masses d'air, d'origine tempérée, balayent l'Islande, entraînant de fréquentes tempêtes. Lorsque l'index est négatif, l'anticyclone en place repousse les tempêtes vers le sud et c'est un air polaire qui souffle sur l'île. Des enregistrements effectués depuis les années 1960 révèlent que les changements qui affectent les courants océaniques concordent avec les fluctuations de l'oscillation Nord-Atlantique, et ce à un pas de temps décennal (Mysak et Venegas, 1998). Lorsque la NAO a un index négatif de façon prolongée, on observe une extension de la banquise dans les mers d'Islande et du Groenland, le climat islandais est alors plus froid et plus sec. À l'inverse, lorsque la NAO à index positif se prolonge, l'influence de la dérive Nord-Atlantique est dominante, le climat est alors plus chaud et plus humide (Mackintosh *et al.*, 2002).

thermodynamique des masses glaciaires, c'est-à-dire les mouvements qui affectent les flux de glace (Bougeois *et al.*, 2002). Elle est à l'origine d'importantes masses d'eau sous-glaciaires, susceptibles de favoriser le mouvement des langues émissaires, et des gros volumes d'eau proglaciaire qui circulent sur les *sandar*.

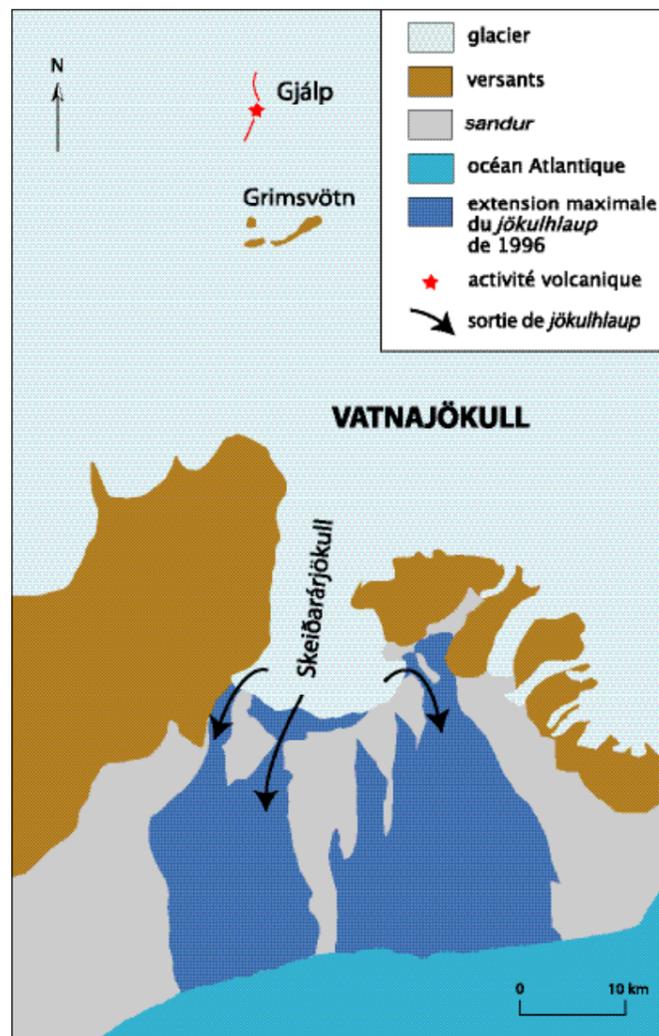


FIGURE 4 – Extension maximale du jökulhlaup de 1996 sur le sandur du Skeiðarársandur (d'après Jóhannesson, 2002).

La zone géothermique du Grimsvötn, le lac sous-glaciaire associé et le volcan Gjalp participent à l'initiation de jökulhlaups qui se manifestent au niveau du Skeiðarárjökull. En 1996, les débits maximaux sur le sandur ont atteint plus de 45000 m³/s.

D'autre part, la pression qu'exercent les calottes glaciaires sur les appareils volcaniques provoque une réaction : une compensation isostatique entraîne un accroissement des pressions sur les chambres magmatiques et l'amorce d'un volcanisme (Jull et McKenzie, 1996 ; Maclennan *et al.*, 2002). Toutefois le poids de la colonne de glace sur le volcan reste modeste en comparaison des pressions

exercées par l'ascension du magma à partir des chambres magmatiques. Ces deux phénomènes induisent des fontes sous-glaciaires substantielles et l'initiation de courants rapides de glace vers la sortie. En outre, lors d'éruptions, les calottes peuvent subir une déstabilisation massive des couvertures glaciaires qui se traduit par d'importantes décharges glaciaires appelés jökulhlaups (littéralement "glacier qui court"). L'activité géothermique du Grimsvötn, situé sous le Vatnajökull, fait du sud-est de l'Islande le secteur le plus affecté par ces phénomènes. Ainsi, l'éruption de 1996 a libéré de larges volumes de glace et d'eau de fusion qui ont balayé le Skeiðarársandur et ont pu modifier durablement le bilan glaciaire évalué sur les langues émissaires (FIG. 4).

Les versants du sud-est de l'Islande ont donc subi une importante déprise glaciaire depuis le dernier maximum weichselien, c'est-à-dire depuis environ 10000 BP. Cette limite temporelle nous offre un calage chronologique du début de l'évolution des versants tels que nous les connaissons aujourd'hui. Dans la région, les secteurs déglacés depuis 10000 ans correspondent aux éperons séparant les langues et à quelques vallées comme celle de la Morsá.

L'étude de l'impact de réavancées glaciaires mineures, qui se sont notamment produites lors du Petit Âge Glaciaire, nécessite quant à elle, une reconstitution fine des fluctuations glaciaires pour chaque secteur étudié. En effet, les propriétés glaciologiques de la calotte glaciaire du Vatnajökull et de ses émissaires entraînent des temporalités de réaction variables d'une langue à l'autre.

2.

LES DYNAMIQUES SUR LES VERSANTS DÉGLACÉS D'ISLANDE

Les versants islandais déglacés depuis au moins 10000 ans ont fait l'objet de plusieurs études qui mettent en exergue la combinaison de séries de processus. Ainsi, J. Gerrard (1985, 1991) a noté l'extrême variété de faciès qui peut caractériser les versants (FIG. 5), telles les zones d'accumulation : au sein d'une ravine, dans la région de Þórs-mörk (sud de l'Islande), du matériel accumulé sur 2,6 m depuis 1821 (datation par téphrochronologie) présente

74 unités sédimentaires différentes, correspondant à des processus de mouvements de masse (éboulements, coulées de débris, glissements), de lessivage ou d'accumulation éolienne. Au même endroit, différents processus peuvent donc se relayer, de façon périodique ou épisodique. Ces relais de processus ont fait l'objet d'une étude relativement complète par A. Beylich (1999, 2000) sur les versants de l'est de l'Islande. Ailleurs, des études ont porté sur l'impact de processus individuels. Les résultats de ces travaux sont présentés ici et vont servir de base à notre réflexion et à l'élaboration de protocoles de mesure.

2.1. LA MÉTÉORISATION DES PAROIS ROCHEUSES

Les parois rocheuses, lorsqu'elles affleurent après le départ du glacier, sont rapidement soumises à une météorisation sous l'influence de processus mécaniques, physico-chimiques ou biologiques.

2.1.1. L'expression de la gélifraction

Dans ce milieu subpolaire que constitue l'Islande, le gel joue un rôle éminent dans le démantèlement des parois rocheuses, dès lors que le substrat s'y prête. Les fréquents cycles gel/dégel tout au long de l'année favorisent le débitage des roches en gélifractions. Les hyaloclastites et les rhyolites y sont particulièrement sensibles : les premières sont rapidement pulvérisées, tandis que les secondes se débitent en plaquettes. Quant au basalte, l'impact du gel dépend de sa massivité. L'eau exploite les réseaux de diaclases et entraîne une dégradation par gélidivision (Étienne, 2001).

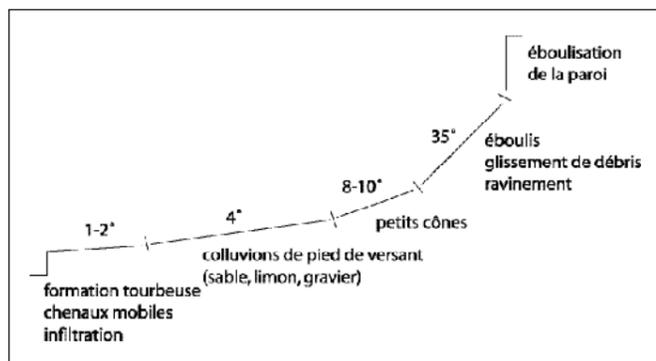


FIGURE 5 – Forme, processus et matériel sur les versants de la vallée de Fossárdalur, est de l'Islande (d'après Gerrard, 1991).

Dans les fjords de l'est de l'Islande, A. Beylich (1999, 2000) a noté que, sur les parois et les corniches basaltiques tertiaires, la production de gros géolifractions, mobilisés sous forme d'éboulements et d'écroulements, se fait essentiellement après la période continue de gel hivernal, entre les mois de mai et juillet et correspond à un taux de retrait de paroi de 0,03 à 0,2 mm par an. Les plus forts taux sont relevés sur les parois exposées au nord, mais surtout dans les zones les plus élevées. L'intensité du gel augmente ainsi avec l'altitude.

Dans la région de Skaftafell, la configuration climatique n'est pas la même : le gel est moins intense et de nombreux cycles gel/dégel ont lieu tout au long de l'année. De plus, le dispositif morphostructural est plus diversifié (présence de venues de hyaloclastite et de rhyolite et de *sills* et *dykes*). Nous nous attacherons donc à évaluer le rôle de la gélifraction dans ce contexte différent.

2.1.2. Le rôle non négligeable de l'altération sur les surfaces de dépôt

Les nombreux travaux de S. Étienne (2001, 2002, 2003 ; Étienne et Dupont, 2002 ; Étienne et André, 2003) ont mis

l'accent sur le rôle non négligeable de l'altération bio-chimique dans le démantèlement des surfaces basaltiques du sud de l'Islande. En effet, les fortes précipitations qui caractérisent la région, associées à des températures douces, favorisent le développement rapide de cortex d'altération (1 à 3 mm en 100 ans).

De plus, la combinaison des processus d'altération physico-chimique et biochimique (induite par la croissance de microchampignons) entraîne une augmentation de la porosité au sein des basaltes (Étienne, 2002). Ainsi, la circulation d'eau est facilitée, offrant un terrain de jeu favorable à la gélifraction. Ces observations rejoignent celles de J. Malaurie (1968) en milieu polaire et de A. Guilcher (1980) en milieu subpolaire : la météorisation liée au gel nécessite du temps et une préparation avant d'être effective (Étienne, 2002). Ces processus d'altération n'ont pas réellement d'impacts sur les parois rocheuses des versants islandais du sud-est, étant donné le pas de temps envisagé, ainsi que la remobilisation massive et rapide des matériaux (*cf. infra*). En revanche, leur effet peut être observé sur les dépôts de pente stabilisés depuis un certain temps (blocs écroulés, talus et cônes inactifs).

2.1.3. Une déflation éolienne faible

L'effet direct de la déflation, estimé à partir de la concentration de charge solide dans des échantillons de neige fondue située à proximité de surfaces basaltiques sans couverture végétale et sans couverture neigeuse, est assez faible sur les versants (Beylich, 1999, 2000). Mais la déflation éolienne a un impact indirect sur les surfaces : elle contribue au déracinement et à la destruction continue de la végéta-

tion existante (petits buissons, tapis herboux, cryptogames). De même, la dessiccation des tourbières favorise leur délitage (Troll, 1976). Elle favorise ainsi les processus de vannage (Beylich, 1999, 2000). Dans le sud-est de l'Islande, les sommets des plateaux sont le témoin de tels processus, mais les versants ne sont pas concernés.

2.2. DES PROCESSUS DE TRANSPORT À FORTE CAPACITÉ MOBILISATRICE

Les études menées dans le nord et nord-ouest de l'Islande (Kristjánsdóttir, 1997 ; Sæmundsson et Kristjánsdóttir, 1998 ; Decaulne, 2001, 2002 ; Decaulne et Sæmundsson, 2003, 2006a-b, 2007 ; Sæmundsson et Decaulne, 2005 ; Decaulne *et al.*, 2005, 2007) divergent de celles menées dans l'est de l'Islande (Beylich, 1999, 2000), quant à la nature des processus de transport dominant. Pour les premières, ce sont les coulées de débris qui présentent l'impact le plus important dans le façonnement des versants. Pour les secondes, ce sont les avalanches qui mobilisent le plus de matériel. Nous présentons ici le résultat de leurs analyses.

2.2.1. Les coulées de débris, des processus dominants

Dans les fjords de l'est, A. Beylich (2000) n'a relevé aucun départ de coulées de débris pendant ses deux ans d'investigation, même lors de pluies intenses atteignant 92 mm/24 h. S'appuyant sur les faibles volumes de débris accumulés, il en a

déduit que leur impact était faible dans l'évolution des versants. Mais la période d'investigation de deux ans est bien courte, eu égard à la période de retour de tels processus. En revanche, les nombreux travaux menés dans le nord-ouest et le nord de l'Islande (Decaulne, 2001, 2002 ; Decaulne et Sæmundsson, 2003, 2006a, 2007 ; Decaulne *et al.*, 2005, 2007) ont montré l'importance de ce processus et ont permis de dégager les spécificités islandaises des coulées de débris.

Leur densité peut être forte : A. Decaulne et P. Sæmundsson (2006a) ont dénombré de 6 à 37 coulées/km dans le nord-ouest de l'Islande, et ce sur tous les versants, quelle que soit leur orientation. Le déclenchement de coulées de débris nécessite une combinaison de facteurs qui sont très souvent réunis en Islande : des pentes fortes, un stock de matériel prêt à être mobilisé et une augmentation de la pression interstitielle par un apport anormalement abondant d'eau (Statham, 1976 ; Innes, 1983 ; Johnson et Rodine, 1984 ; Francou, 1988 ; van Steijn, 1996). Les coulées de débris sont initiées dans les parties supérieures des versants, au sein des ravines les plus marquées (Decaulne et Sæmundsson, 2003). Leur forme est comparable à celles observées dans d'autres environnements (Rapp, 1960a, 1995 ; Pierson, 1980 ; Rapp et Nyberg, 1981 ; Larsson, 1982 ; Nyberg, 1985 ; Addison, 1987 ; Boelhouwers *et al.*, 1998, 2000). D'après la classification de J. Innes (1983), elles sont, dans le nord-ouest de l'Islande, de taille petite à moyenne, mobilisant des masses de matériaux de 100 à 3000 m³ (Decaulne et Sæmundsson, 2006a).

Le déclenchement de coulées de débris est le plus souvent attribué aux pluies de

longue durée, mais surtout aux pluies les plus intenses (Rapp, 1987 ; Nyberg, 1985 ; Neboit-Guilhot *et al.*, 1990 ; Kotarba, 1992 ; André, 1993, 1995 ; van Steijn, 1996 ; Becht et Rieger, 1997 ; Blijenberg, 1998 ; Berti *et al.*, 1999), avec des précipitations comprises entre 9 mm/h (Francou, 1988) et 100 mm/h (Beaty, 1974).

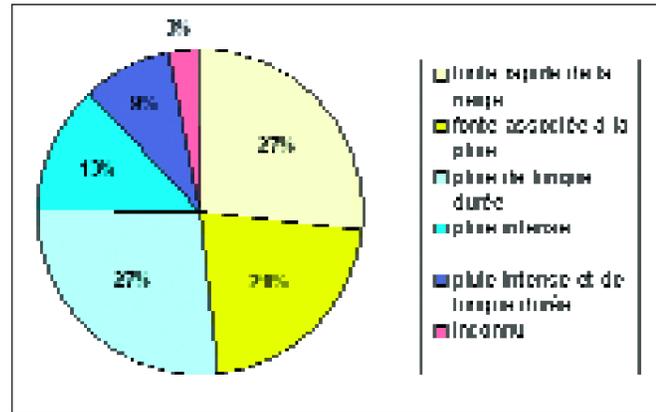


FIGURE 6 – Facteurs déclencheurs des coulées de débris dans le nord-ouest de l'Islande (d'après les données de Decaulne et Sæmundsson, 2003).

En Islande, l'originalité réside dans le caractère multimodal du déclenchement des coulées de débris (FIG. 6) : le processus s'amorce aussi bien lors de pluies de longue durée, d'averses intenses ou pendant la période de fonte nivale (Jahn, 1976 ; Sandersen *et al.*, 1996 ; Decaulne, 2002 ; Decaulne et Sæmundsson, 2003, 2007). Le rôle dominant de la fonte de la neige et des pluies de longue durée dans l'initiation du mouvement implique que des coulées de débris peuvent se produire tout au long de l'année, à l'inverse des milieux arctiques ou alpins où elles sont souvent associées aux orages d'été (Decaulne, 2002 ; Decaulne et Sæmundsson, 2003). En ce qui concerne l'amorce spécifique liée à la fonte nivale, les dernières recherches dans le nord de l'Islande ont montré qu'une saturation à long terme par la neige fondue des débris

mobilisables n'est pas nécessaire, une hausse soudaine des températures est suffisante pour mobiliser les débris superficiels (Decaulne et Sæmundsson, 2007). Ceci renforce le caractère récurrent des coulées de débris en Islande.

Dans les fjords du nord-ouest, la période actuelle de retour des coulées de débris varie de 1 à 35 ans (Decaulne, 2005). Sur le temps long, les récentes investigations au sein d'un cône colluvial du nord de l'Islande, ont révélé que les coulées de débris constituent, sur toute la période holocène, le processus dominant dans la construction de formes d'accumulation en pied de versant (A. Decaulne *et al.*, 2007). La reconnaissance de téphras au sein du dépôt a permis d'évaluer les rythmes d'aggradation du cône durant la période historique (post-1104 ap. J.-C.). Ce cône aurait connu une phase principale d'aggradation entre 1300 et 1766 ap. J.-C., liée à la récurrence d'événements de forte magnitude. Les flux actuels atteignent de plus grandes distances, mais mobilisent des volumes de matériel beaucoup plus réduits.

La poursuite de ces recherches devrait apporter des connaissances plus fines sur les dynamiques de versant à l'échelle holocène.

2.2.2.

Des avalanches à l'impact discuté

Le déclenchement des avalanches se fait sur des pentes raides recouvertes d'un volume important de neige et de glace désagrégée qui se déplace rapidement et soudainement vers le bas de versant (Allix, 1924 ; McClung et Schaerer, 1993). Les conditions sont donc propices à de tels phénomènes en Islande. Une fois encore, c'est dans l'est (Beylich, 1999, 2000) et dans le nord et nord-ouest de

l'Islande (Kristjánsdóttir, 1997 ; Sæmundsson et Kristjánsdóttir, 1998 ; Decaulne, 2001 ; Sæmundsson et Decaulne, 2005 ; Decaulne et Sæmundsson, 2006a-b) que les travaux les plus aboutis ont été menés.

Différents types d'avalanches neigeuses ont été identifiés dans le nord-ouest de l'Islande (Decaulne et Sæmundsson, 2006a) :

- les avalanches superficielles sèches ont lieu durant les tempêtes de neige hivernales. Elles se déclenchent sur les versants sous le vent et ont un impact morphologique faible : la couverture neigeuse, souvent épaisse, protège la surface du sol.
- les avalanches superficielles humides se produisent à la fin de l'hiver ou au début du printemps, lors de la fonte printanière. Les corniches de neige s'effondrent, emportant sur leur passage du matériel non consolidé.
- les avalanches de *slush*, saturées en eau, décrites par J. Tricart (1961) comme "une sorte de sorbet de neige fondue et de débris minéraux", s'observent au printemps, lorsque les températures augmentent et entraînent la fonte de la neige et des précipitations pluvieuses importantes. L'eau s'accumule dans les dépressions de la paroi, saturant le pack neigeux existant. La capacité de drainage de la neige est alors dépassée et les débris accumulés dans la dépression sont mobilisés. Les avalanches de *slush* ont une forte capacité mobilisatrice (Nyberg, 1989) et forment des accumulations en bas de versant similaires à celles des coulées de débris, même si elles sont souvent plus étroites (Bertran et Jomelli, 2004).

Les conclusions sur l'impact morphologique des avalanches sur les versants divergent entre les travaux menés dans l'est et ceux menés dans le nord et le nord-ouest de l'Islande.

A. Beylich (2000) estime considérable l'effet de ce processus sur la dénudation des parois rocheuses. Les avalanches seraient la première cause de transfert du matériel accumulé pendant l'automne et l'hiver dans les ravines. Ainsi, en mai 1997, 30 m³ de débris ont été transportés par deux avalanches, remobilisant ainsi les débris 275 m plus bas. Par ailleurs, les débris transportés par les avalanches sont à l'origine d'une importante abrasion au sein des ravines (Beylich, 2000).

À l'inverse, les traces d'avalanches récentes seraient peu visibles sur les versants du nord-ouest de l'Islande et ce, pour deux raisons. La première est que, même si elles constituent un phénomène fréquent avec une période de retour de 1,44 à 7 ans (Decaulne, 2005), 66 % des avalanches sont composées de neige sèche (Decaulne et Sæmundsson, 2006a), marquant peu les versants de leur empreinte. La seconde est que les avalanches les plus humides, moins fréquentes, empruntent généralement les mêmes passages que ceux des coulées de débris. Leur signal est donc brouillé par ce processus, plus morphogène. L'impact des avalanches se limiterait donc souvent à un remaniement partiel de certains talus (Decaulne et Sæmundsson, 2006a).

2.2.3.

Les processus de lessivage sur les versants

On entend par lessivage les processus d'entraînement des substances solubles et colloïdales du sol. Dans l'est de l'Islande, la faible couverture végétale rase et les fortes teneurs en eau, induites par la fonte de la neige et/ou les précipitations abondantes, entraînent des processus intenses de lessivage des formations superficielles (Beylich, 2000). Les plus

forts taux sont observés les jours où la fonte de la neige est associée à des pluies supérieures à 20 mm ou lorsque les pluies, seules sont supérieures à 40 mm. Comme pour le gel, on observe un gradient altitudinal sur l'intensité du processus : avec l'altitude, la couverture végétale décroît et la gélifraction s'intensifie, fournissant de plus gros volumes de particules mobilisables. L'action du lessivage dépend également du type de formation concernée (formations à matrice ou à blocs) et de la vigueur des pentes.

2.3. DES FORMES D'ACCUMULATION REMARQUABLES

2.3.1. Le développement de grands cônes en pied de paroi

La mobilisation des matériaux au sein des ravines aboutit à la construction de grands cônes en bas de paroi. Leur forme a été décrite par A. Decaulne *et al.* (2005). Dans la partie supérieure, l'incision domine. Seuls quelques gros blocs en fond de chenal témoignent de phases de dépôt provisoire. Dans la partie centrale se mêlent zones d'érosion et zones d'accumulation. Ce secteur est marqué par des formes de levées bien individualisées. Dans la partie inférieure, l'accumulation domine. L'érosion y est faible et la végétation peut se développer de façon disparate entre les chenaux actifs.

Chaque coulée de débris s'engouffre dans le chenal fortement incisé de la partie supérieure. Mais la rupture de pente formée par le fond de la vallée entraîne une forte baisse de la vitesse du flux. Le moindre dépôt laissé par les coulées précédentes

dans les chenaux de la partie intermédiaire peut constituer un obstacle et dévier le trajet de la coulée. On observe alors des diffluences vers d'autres chenaux (Decaulne et Sæmundsson, 2006a). A. Beylich (2000) a évoqué les processus de remaniement que peuvent subir ces dépôts. La fourniture de matériel dans la partie supérieure des cônes entraîne des mouvements individuels de pierres, surtout durant les périodes de fonte de la neige ou de précipitations intenses. Dans les parties inférieures, des processus de solifluxion provoquent des phénomènes de reptation atteignant 2,5 cm/an. Ces phénomènes sont d'autant plus importants sur les cônes actifs où les pentes sont plus accusées. Ils constituent des mouvements compensatoires à la fourniture sédimentaire en redistribuant les sédiments accumulés (Beylich, 1999, 2000).

2.3.2. Les accumulations éoliennes

De nombreuses accumulations éoliennes jalonnent les versants islandais, dans les secteurs où les pentes sont moins escarpées et où les dynamiques de versant ne sont plus efficaces. Même si elles ne sont pas directement liées à la dénudation des parois rocheuses, mais plutôt à la déflation en œuvre sur les grandes surfaces de *sandur* et de déserts rocheux, elles présentent un réel intérêt dans la mesure où elles participent à la stabilisation des versants et offrent un terrain favorable au développement de la végétation.

Les accumulations éoliennes intéressent depuis longtemps les chercheurs car elles ont été considérées comme un élément majeur de l'érosion qui affecte les sols islandais. Le piégeage de téphras au sein de ces accumulations et la bonne connaissance des éruptions volcaniques

qui se sont succédées en Islande ont permis d'étudier les variations des taux d'accumulation. S. Thórarinnsson (1944, 1961, 1962, 1967, 1980, 1981) a ainsi montré que ceux-ci ont largement augmenté à partir du début de l'occupation humaine en Islande (autour de 800 ap. J.-C.), mais surtout après 1104. Ses observations ont été confirmées par des travaux ultérieurs (Larsen, 1979, 1984 ; Geirsdóttir *et al.*, 2007) attribuant un rôle éminent à la déforestation et surtout au pâturage animal dans l'érosion des sols. Toutefois, une grande majorité des matériaux fins accumulés provient des marges glaciaires, des dépôts fluvio-glaciaires et des éruptions volcaniques (Arnalds *et al.*, 2001). D'autres raisons ont donc été évoquées dans la variabilité des taux d'accumulation éolienne.

Le facteur climatique jouerait un rôle sur l'épaisseur des dépôts (Gerrard, 1991), mais également sur la capacité de mobilisation des vents. En effet, en terme de granulométrie, les sédiments dont la taille est la plus élevée ont été déposés lors des périodes les plus froides (Jackson *et al.*, 2005). Le volcanisme, en détruisant une grande partie de la végétation, a pu également participer à l'augmentation de l'érosion des sols (Gerrard, 1991), mais dans le même temps les engraisser par l'émission de téphras.

Une toute autre approche est celle d'I. Ashwell (1966, 1972) qui a suggéré que les zones de dépôts éoliens sont liées à des circulations locales de vent déterminées par la présence de calottes glaciaires. Les vents catabatiques entrent en confrontation avec les systèmes de circulation liés à la position des zones anticycloniques et dépressionnaires. Ils entraînent des phénomènes de convection ou de renforcement des vents à l'échelle locale (FIG. 7) qui conditionnent l'emplacement

des zones d'accumulation éolienne (Ashwell, 1966).

Le vent, en tant que processus de transport et d'accumulation, participe donc à l'évolution des versants islandais de façon particulière en Islande.

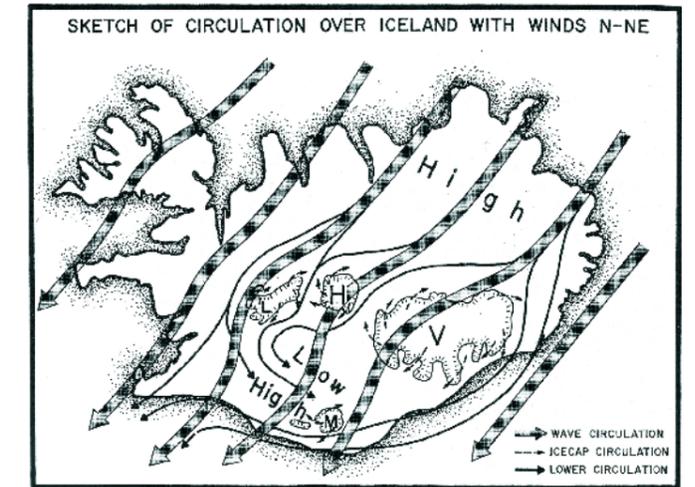


FIGURE 7 - Circulation des vents en Islande en condition de flux de nord-nord-est (tiré de Ashwell, 1966).

Les grandes flèches grises représentent la circulation atmosphérique, tandis que les flèches en tirets permettent de visualiser la trajectoire des vents catabatiques et celles en trait noir les circulations locales au sol. La proximité des calottes glaciaires induit donc des phénomènes de convection ou de renforcement des vents locaux.

2.4. VERS UNE HIÉRARCHISATION DES PROCESSUS ?

L'étude très complète qu'a menée A. Beylich (1999, 2000) sur les versants de l'est de l'Islande a permis d'établir une hiérarchie des processus sur ces versants basaltiques tertiaires, déglacés depuis environ 10 000-12 000 BP et dont l'altitude varie entre 0 et 1 028 m.

L'instrumentation des versants pendant deux ans a conduit à une mesure des processus et à une estimation des transferts sédimentaires (TAB. 3). Pour comparer

l'efficacité des différents processus, les transferts sédimentaires ont tous été exprimés en t.m.an⁻¹, en rapportant la masse de matériel mobilisé annuellement à la distance de transport (Jäckli, 1957 ; Rapp, 1960b ; Barsch, 1981 ; Beylich, 1999, 2000).

Plusieurs observations peuvent être faites à la lecture de ces résultats.

En terme de masse de matériel mobilisé rapportée à la surface des versants, les éboulements et les écroulements sont à l'origine de la plus forte mobilisation de matériel (13 t.km⁻².an⁻¹), suivis par la dénudation chimique (8 t.km⁻².an⁻¹) et les avalanches (5,9 t.km⁻².an⁻¹). Les résultats sont trop lacunaires pour établir une réelle hiérarchisation des processus en terme d'efficacité dans le démantèlement des versants.

En ce qui concerne les transferts sédimentaires, les plus importants sont attribués à l'action du lessivage et de la dénu-

dation géochimique, bien devant les transferts associés à des mouvements de masse (éboulements/écroulements, coulées de débris, avalanches). Ce serait donc les processus liés à la présence d'eau, dans l'atmosphère et surtout dans les sols, qui mobiliseraient le plus de matériel (Beylich, 2000).

Ces résultats sont toutefois difficiles à interpréter, dans la mesure où les processus de lessivage et de dénudation chimique peuvent opérer en haut comme en bas de versant. Or, dans la partie inférieure, ces processus agissent sur du matériel qui a été apporté, en majeure partie (selon les résultats), par les mouvements de masse. L'efficacité des processus de lessivage dépend donc, entre autre, de l'efficacité des mouvements de masse. Il est différent de faire la part des processus continus, et au demeurant assez uniformes, comme le lessivage et des processus ponctuels obéissant à des rythmes

variables. La libération des débris répond aux conditions climatiques après préparation physique du matériel (décohésion, fissuration...) tandis que les transferts en masse impliquent une phase d'accumulation du matériel meuble en haut de versant plus ou moins longue puis une mise en mouvement brusque, dont la fréquence est plus aléatoire. Par ailleurs, il est nécessaire de faire la part du matériel basaltique lui-même, dont l'oxydation libère rapidement des particules fines et participe à la formation d'argiles. Ceci met en lumière la complexité d'évaluer l'impact d'un processus en particulier dans l'évolution actuelle des versants. Il apparaît ainsi nécessaire d'identifier des relais de processus et de proposer des scénarios d'évolution des versants.

Des travaux ont donc déjà été menés sur les dynamiques de versant en Islande.

Mais ils portent généralement sur l'impact de processus individuels (exceptés ceux de Beylich, 1999, 2000) et ne prennent pas en compte les relais de processus qui façonnent les versants. Ils se fondent sur une période d'observation très courte (2 ans pour les travaux de Beylich) et ne prennent pas en compte les processus à temps de retour longs. Par ailleurs, ces études ont été menées dans des régions de plateau à la structure très différente (venues basaltiques intercalées de couches sédimentaires et d'horizons altérés).

Dans le cadre de notre étude sur les versants du sud-est de l'Islande, nous nous attacherons à identifier les processus passés et présents en prenant en compte le dispositif morphostructural spécifique. Une réflexion sera menée sur l'impact de ces processus dans l'évolution des versants et leur relation avec les fluctuations glaciaires.

Processus	Volume (m ³ .an ⁻¹)	Masse (t. an ⁻¹)	Masse/surface (t.km ⁻² . an ⁻¹)	Mouvement moyen (m)	Transfert sédimentaire (t.m. an ⁻¹)
Éboulements, écroulements	120	300	13	100	30 000
Avalanches	75	135	5,9	275	37 125
Glissements et coulées de débris	Faible	-	-	-	faible
Solifluxion	1 080 000	-	-	0,01	19 440
Déflation	Faible	-	-	-	très faible
Dénudation liée au lessivage	?	?	?	?	? (> dénudation géochimique)
Dénudation géochimique	73,2	183	8	750	137 250

TABLEAU 3 – Part des différents processus dans l'évolution actuelle des versants à Austdalur, Austfirðir, est de l'Islande (d'après Beylich, 2000).

Ces valeurs ont été estimées à partir de mesures réalisées sur la période août 1996-août 1998 et une analyse de photos aériennes et de cartes de la zone étudiée.

L'IMPACT DE LA DÉPRISE GLACIAIRE SUR LES VERSANTS

L'impact de la déprise glaciaire sur les versants islandais n'a pas ou peu été étudié. Pourtant, le retrait actuel de la majorité des fronts glaciaires a conduit la communauté scientifique travaillant sur les milieux froids à s'interroger sur l'influence de tels changements sur les marges glaciaires. Le terme "paraglacière" a alors été employé pour qualifier l'activité morphologique qui n'est pas directement liée au gel, mais qui est induite par les phénomènes de déglaciation (Ryder, 1971 ; Church et Ryder, 1972). Ce terme a rencontré un tel succès qu'il a été décliné maintes fois : la période paraglacière désigne l'intervalle de temps pendant lequel les processus paraglaciers opèrent (Church et Slaymaker, 1989), tandis que les "systèmes" paraglaciers désignent des ensembles paysagers soumis à une déprise glaciaire (Ballantyne, 2002 a-b ; Mercier, 2007). Ce concept a permis de mettre l'accent sur l'ajustement plus ou moins rapide des surfaces englacées à des conditions non glaciaires, dont la durée peut varier de quelques dizaines d'années à plus de 10 000 ans (Ballantyne, 2002b).

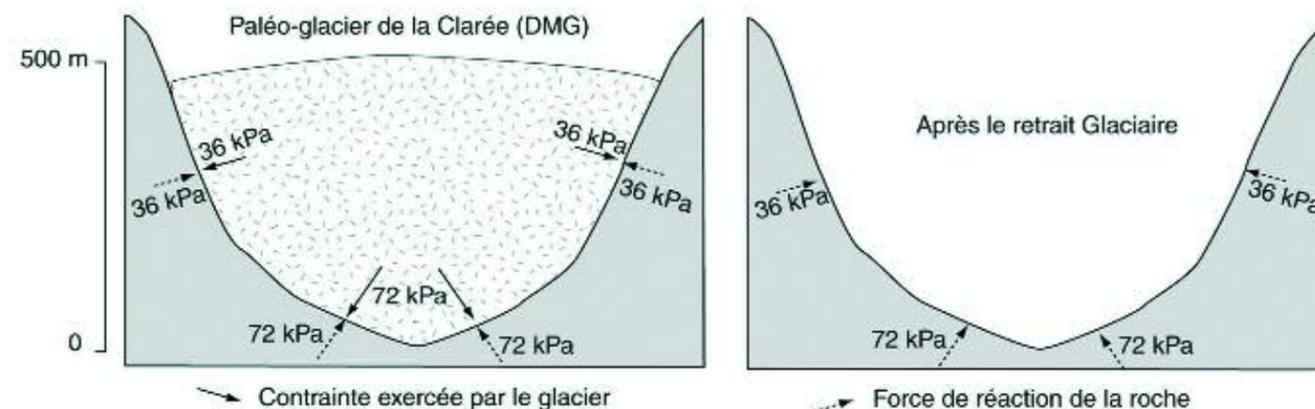
3.1. L'AJUSTEMENT DES VERSANTS À LA DÉPRISE GLACIAIRE

C. Ballantyne (2002b) et D. Sellier (2002) ont élaboré des synthèses très complètes de la réponse des parois rocheuses à la déprise glaciaire. Nous en rapportons ici les principaux traits.

3.1.1. La réponse à un changement de contrainte

La mise en place d'un glacier sur un versant a deux conséquences : d'une part, un raidissement basal des versants par les mécanismes érosifs glaciaires et d'autre part, des tensions internes au sein de la paroi rocheuse liées au poids de la glace (Sellier, 2002 ; Ballantyne, 2003).

Le départ des masses glaciaires entraîne donc un phénomène de détente des versants (FIG. 8), dont la nature et l'intensité varient selon la lithologie, la structure des versants et les conditions d'englacement (Young, 1972 ; Birot, 1981 ; Augustinus, 1995 ; Sellier, 2002). La détente est la plus



forte là où la contrainte est la plus importante, c'est-à-dire à la base des auges glaciaires (André, 1993 ; Cossart *et al.*, 2008). Trois modes de réponses peuvent alors être identifiés : des fissurations au sein du substrat, une déformation de la masse rocheuse et un ajustement rapide des profils de versant.

3.1.2. Les phénomènes de fissuration au sein des parois rocheuses

La détente des versants entraîne une fracturation au sein des masses rocheuses qui se manifeste par l'ouverture de fentes de décompression et le déclenchement d'écroulements rocheux massifs. Dans les Highlands d'Écosse, au sein du matériel massif de socle, de larges fissures se seraient formées à la suite de la déglaciation de la fin du Pléistocène ou au début de l'Holocène (Holmes, 1984 ; Ballantyne, 1986, 1997). Elles ont été interprétées comme une réponse au raidissement glaciaire et à la détente des parois qui a suivi le retrait glaciaire (Watters, 1972 ; De Freitas et Watters, 1973). Mais l'influence de la circulation d'eau à travers les diaclases (Watters, 1972 ; Whalley, 1976 ; Holmes, 1984), ainsi que l'activité sismique liée aux différents rebonds isostatiques (Sissons et Cornish, 1982 ; Bal-

FIGURE 8 – Phénomène de détente au sein des parois rocheuses lors de la déprise glaciaire. Exemple du paléo-glacier de la Clarée lors du Dernier Maximum Glaciaire (tiré de Cossart, 2005).

Lorsqu'une langue glaciaire se met en place dans une vallée, son poids exerce un champ de pression sur les parois l'encadrant qui est proportionnel à l'épaisseur du glacier. La paroi, pour répondre à cette contrainte, exerce alors une force inverse égale (Paterson, 1981 ; Augustinus, 1995 ; Sellier, 2002 ; Ballantyne, 2003). En raison de l'inertie inhérente à la paroi, le substrat rocheux conserve sa force de réaction pendant un certain temps après la fonte du glacier.

lantyne, 1991, 1997) ont pu également joué dans l'ouverture de ces fissures. C'est là la difficulté d'étudier des processus anciens : les facteurs de déclenchement se multiplient avec le temps. La reconnaissance de tels processus est plus aisée sur des pas de temps courts. Ainsi, au Mont Rainier (USA), en matériel volcanique, trois grandes avalanches rocheuses se sont déclenchées au cours du siècle dernier dans des cirques ou sur des parois rocheuses déglacées depuis le Petit Âge Glaciaire et ont été attribuées à la déprise glaciaire (Evans et Clague, 1994). Des recherches dans les Alpes françaises et italiennes ont donné des résultats équivalents (Deline, 2002). Dans le sud de l'Islande, de tels phénomènes ont également été observés. Deux glissements rocheux ont été attribués à la détente des versants suite à l'abaissement des masses glaciaires (Kjartansson,

1967 ; Sigurdsson et Williams, 1991). Mais là encore, le facteur climatique (précipitations importantes) et la présence d'eau au sein des diaclases brouillent le signal de la déglaciation (FIG. 9).

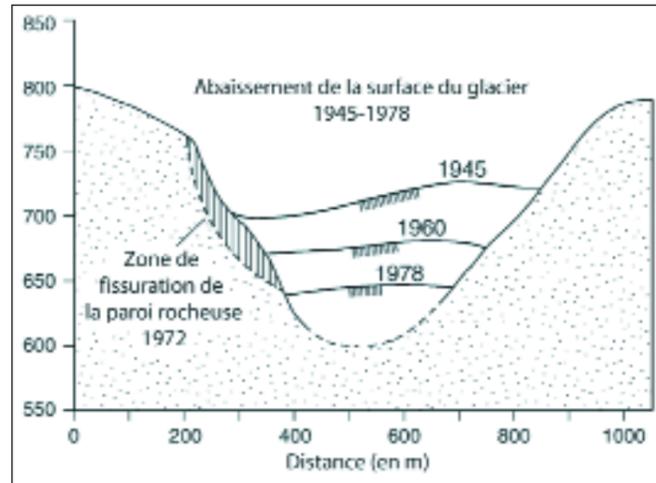


FIGURE 9 – Zone de fissuration initiée par l'abaissement d'un émissaire de la calotte glaciaire du Mýrdalsjökull, sud de l'Islande (d'après Sigurdsson et Williams, 1991).

Les auteurs ont attribué ces fissurations à la déprise glaciaire, même si la circulation d'eau au sein de la paroi rocheuse a pu également initier un tel processus.

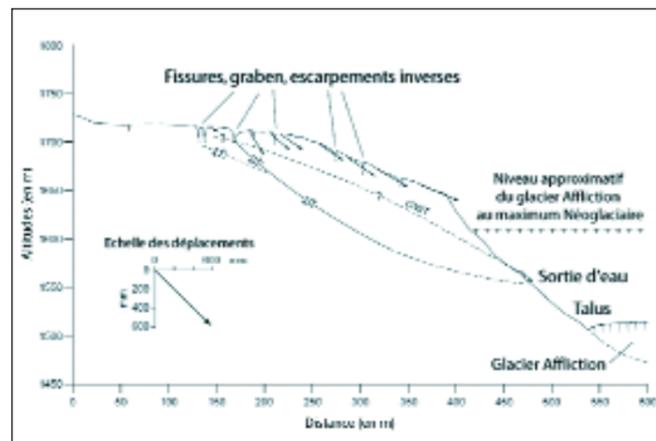


FIGURE 10 – Mouvements mesurés sur un versant rocheux liés à l'abaissement du glacier Affliction, Colombie Britannique (d'après Bovis, 1990).

Le vecteur représente un déplacement sur 4 ans (1982-1986).

Les déformations relevées au sommet de la paroi rocheuse affectent l'ensemble du profil du versant.

3.1.3.

La déformation des masses rocheuses

La détente des versants désenglacés peut également entraîner de lentes déformations, sous forme de reptation de la masse rocheuse. Ces déformations sont provoquées par une fissuration des versants, mais ne s'accompagnent pas (au moins initialement) d'écroulements rocheux massifs. Les formes caractéristiques de ces déformations sont multiples : ruptures de pente, dalles d'exfoliation, versants convexes, gradins, etc. (Chigira, 1992).

M. Bovis (1982, 1990) a étudié les déformations des versants rocheux induites par le retrait du glacier Affliction dans le sud-ouest de la Colombie Britannique. De nombreuses formes caractéristiques de déformation de masse rocheuse (fissures, escarpements, micro-grabens) ont été mises en évidence, traduisant des tensions et des mouvements superficiels au sein de la roche (FIG. 10). Des mesures sur le site ont montré que l'amincissement du glacier a provoqué des mouvements gravitationnels d'environ 321 m³, avec une vitesse en surface de quelques millimètres à quelques centimètres par an. L'intensité de tels processus dépend de la lithologie et de la structure des versants, mais aussi de l'ampleur de la déglaciation et de la sismicité potentielle (Bovis, 1982).

Le débat reste ouvert quant à la possibilité de mouvements actuels de glissements bancs sur bancs liés à la déglaciation tardiglaciaire. Si quelques chercheurs en ont identifié (Tabor, 1971 ; Mahr, 1977 ; Radbruch-Hall, 1978 ; Jarman et Ballantyne, 2002), M. Bovis (1990) a objecté que ces formes sont désormais inactives.

3.1.4.

Des processus d'éboulement à la régularisation des versants

La déstabilisation des versants rocheux se traduit également par d'importants processus d'ébouilisation à l'origine de la mise en place de tabliers d'éboulis en pied de paroi. Ces processus s'amorcent rapidement après le départ du glacier : au Mexique, le retrait glaciaire qui affecte les pentes supérieures des volcans s'est accompagné d'un démantèlement rapide des parois et du développement de tabliers d'éboulis (Palacios, 1998 ; Palacios et de Marcos, 1998). Dans cet environnement où l'activité périglaciaire est peu marquée, l'instabilité des versants a été directement corrélée au retrait des glaciers.

La rapidité de l'amorce des processus d'ébouilisation a également été observée à l'échelle de l'Holocène. Les volumes des tabliers d'éboulis au pied de versants déglacés depuis la fin du Pléistocène ne correspondent pas aux taux actuels, relativement faibles, de fourniture de débris. B. Luckman et C. Fiske (1995, 1997), par exemple, ont calculé, dans les Rocheuses canadiennes, des taux d'accrétion de talus de 0,11 m.ka⁻¹ pour les 300 dernières années. Ces taux apparaissent beaucoup trop faibles pour produire les volumes de sédiments accumulés sur leur site. Ils en ont donc déduit que la plupart du matériel s'est accumulé immédiatement après la phase de déglaciation.

La formation de ces éboulis participe à l'évolution générale des versants (FIG. 11). Si la paroi rocheuse se désagrège de façon uniforme, les tabliers d'éboulis progressent, jusqu'à recouvrir entièrement les versants (Rapp, 1960a ; Sellier, 2002). On observe alors une régularisation des pentes et la formation de

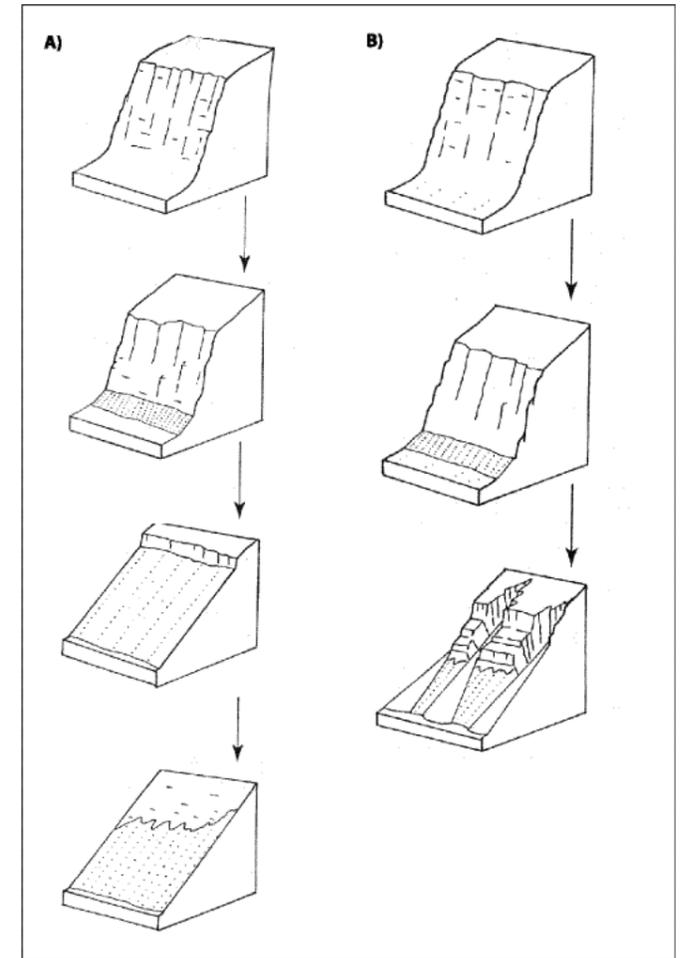


FIGURE 11 – Évolution schématique des versants en lien avec le démantèlement des parois rocheuses (Sellier, 2002, modifié).

Le versant A subit un démantèlement continu qui aboutit à la régularisation du versant. Le versant B connaît un démantèlement discontinu provoquant la formation de cônes au débouché de ravines.

versants réglés, ou versants de Richter (Richter, 1901). Ces versants peuvent subir d'importantes dynamiques de remaniement liées au déclenchement de coulées de débris et d'avalanches, qui se traduisent par des incisions longitudinales. La combinaison des processus de ravinement, de météorisation et de mouvements de masse entraîne l'abaissement des profils de versant. On aboutit alors à des versants irréguliers (Sellier, 2002).

Si le versant présente une hétérogénéité structurale, le démantèlement de la paroi

n'est pas uniforme et le versant se dissèque. De grands cônes se développent alors au pied de ravines, jusqu'à devenir coalescents (Rapp, 1960a ; Sellier, 2002).

3.2. LES TRAVAUX DE QUANTIFICATION DES TRANSFERTS SÉDIMENTAIRES

La déprise glaciaire des parois rocheuses se solde donc par d'importants transferts sédimentaires qui aboutissent à un réajustement des profils de versant. Les recherches actuelles visent à estimer l'importance de ces transferts par la quantification du matériel mobilisé et à évaluer le temps de réajustement des versants en proposant des calages chronologiques de l'exacerbation des transferts sédimentaires.

3.2.1. Des modélisations théoriques des transferts sédimentaires dans le temps

Plusieurs modèles de l'évolution des transferts sédimentaires dans le temps ont été proposés dans la littérature.

M. Church et J. Ryder (1972) ont été les premiers à suggérer que la production sédimentaire durant la période "paraglaciale" pouvait être modélisée (FIG. 12) : la production maximale de sédiments a lieu très vite après la déglaciation, puis elle décline rapidement avant d'atteindre un taux dit "normal", c'est-à-dire qui n'est plus influencé par le facteur glaciaire. C. Thorn et D. Loewenhertz (1987) ont plutôt proposé une évolution linéaire du déclin de la production sédimentaire, tandis que J. Matthews (1992) penche pour une évolution de type parabolique.

C'est le modèle de C. Ballantyne (2002a-b, 2003), connu sous le nom de "modèle de tarissement" (*exhaustion model*), qui est le plus souvent repris. Il est fondé sur le principe que les taux de transferts sédimentaires dépendent de la proportion de débris mobilisables. Comme les sources primaires de production sédimentaire se réduisent avec le temps, les taux de transferts sédimentaires déclinent eux aussi, et ce, de manière exponentielle selon le principe suivant :

$$S_t = S_0 \cdot e^{-kt}$$

avec :

- t : le temps écoulé depuis la déglaciation.
- S_t : la proportion de sédiments disponibles au sein de la source primaire au moment t.
- S_0 : le total de sédiment disponible à t = 0
- k : le taux de perte de sédiment "disponible".

À partir de ce modèle, il est possible de définir la "demi-vie" d'une période paraglaciale, au terme de laquelle 50% des sédiments disponibles ont été mobilisés, puis de prévoir le temps nécessaire pour que 99% des sédiments soient mobilisés, soit le temps nécessaire à l'achèvement de la période paraglaciale.

Ce modèle est fondé sur trois hypothèses : (1) la disponibilité de sédiments est la seule contrainte régissant les taux de production sédimentaire, (2) il n'y a pas de perturbations dans le système paraglaciale en question (réavancée du glacier ou changement du niveau de base), et (3) la production sédimentaire est achevée uniquement lorsque le système atteint une certaine stabilité (une colonisation végétale du versant, par exemple) ou lorsque la source sédimentaire est tarie. Ce sont ces trois hypothèses qui font vaciller le modèle

établi par Ballantyne car cette démarche suppose une certaine homogénéité spatiale (effaçant les contrastes morphostructuraux et les inégalités de répartition des dépôts glaciaires) et une certaine continuité dans le déroulement des processus. Ainsi, les transferts sédimentaires sont très souvent perturbés et le pic d'exportation sédimentaire retardé par rapport à celui de la déglaciation (Church et Slaymaker, 1989 ; Harbor et Warburton, 1992 ; Orwin et Smart, 2004). Ces perturbations sont liées à des effets de stockage par le biais de piégeages sédimentaires temporaires (Ballantyne, 2003 ; Cossart, 2003, 2005 ; Étienne *et al.*, 2006) ou à des lâchers exceptionnels de sédiments dans les systèmes paraglaciales, sous forme de *jökulhlaups* par exemple (Étienne *et al.*, 2006 ; Étienne et Mercier, 2008). Par ailleurs, ce modèle envisage un rôle "hégémonique" des processus liés au retrait glaciaire dans la production sédimentaire, niant le rôle des agents climatiques ou du contexte morphostructural du versant. Or, le démantèlement des parois rocheuses se fait à la fois sous l'influence de la détente post-glaciaire qui déstabilise le versant et sous l'action du gel et des circulations d'eau qui participent à l'ouverture des fissures. Ces processus agissent donc en relais et en synergie et la part de l'influence de la déglaciation est difficile à distinguer. Ainsi, considérer la fin de la période paraglaciale comme le moment où la source sédimentaire est tarie ne nous paraît pas justifié. Pour cette raison, nous nous attacherons à intégrer la totalité des processus qui s'exerce sur le versant après le départ du glacier. Le paramètre "paraglaciale" est considéré non pas en tant que période mais comme une crise qui vient perturber l'évolution générale des versants, selon l'idée déjà formulée par A. Godard (1979).

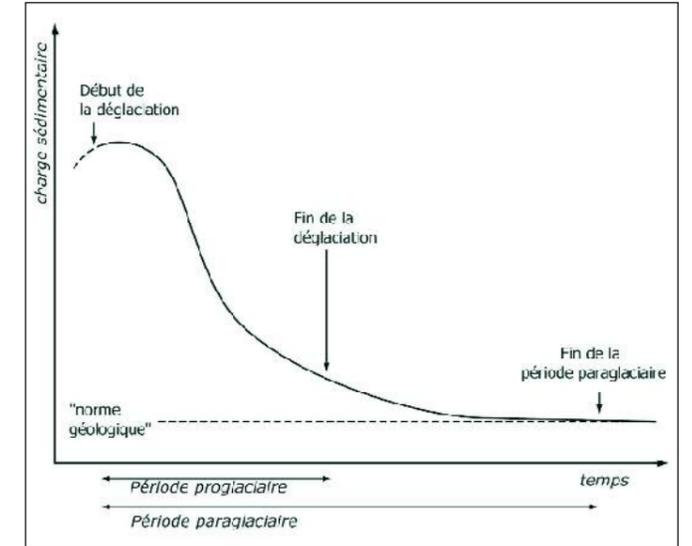


FIGURE 12 – Modèle des transferts sédimentaires suite à un retrait glaciaire (Church et Ryder, 1972).

Le retrait glaciaire provoque une augmentation immédiate de la production sédimentaire qui va progressivement décroître dans le temps. La période paraglaciale est définie comme la période qui s'étend du début du retrait glaciaire au moment où la fourniture sédimentaire atteint des taux "normaux" au contexte géologique, c'est-à-dire non influencés par le rôle de la déglaciation.

3.2.2. La quantification et le calage chronologique des transferts sédimentaires

L'ajustement des versants à la déprise glaciaire entraîne, nous l'avons vu, un démantèlement des parois rocheuses et la formation de talus ou de cônes en pied de versant. L'estimation du rythme d'ajustement des versants, et éventuellement de l'influence d'une crise paraglaciale, peut donc se faire par la mesure de rythmes de démantèlement des parois et/ou du taux d'accrétion des formations d'accumulation. Cette question a fait l'objet de nombreuses études en milieux froids, depuis les travaux pionniers de A. Rapp (1960b) menés dans les années 1950.

Méthode	Nature de la mesure	Références
Observations et estimation de la taille des accumulations	Fréquence d'accumulation en réponse à des modèles journaliers, mensuels et annuels	Åkerman, 1984 ; Dürr, 1970 ; Francou, 1982 ; Gardner, 1970 ; Gardner, 1980 ; Gardner, 1983 ; Luckman, 1976
Observations et estimation de la taille des accumulations	Valeurs absolues de fourniture sédimentaires	Curry et Morris, 2004 ; Gardner, 1970 ; Hinchliffe et Ballantyne, 1999
Datation lichénométrique	Fréquence d'accumulation en réponse à des modèles climatiques décennaux et multi-décennaux	Bajgier-Kowalska, 2002 ; Boelhouwers, 1993 ; Bull, 2003 ; Bull et Brandon, 1998 ; Bull <i>et al.</i> , 1994 ; McCaroll <i>et al.</i> , 1998 ; McCaroll <i>et al.</i> , 2001
Datation lichénométrique et estimation de la taille des talus	Valeurs de retrait de paroi	André, 1997
Méthodes dendrogéomorphologiques	Fréquence d'accumulation en réponse à des modèles climatiques décennaux et multi-décennaux	Perret <i>et al.</i> , 2006 ; Stoffel <i>et al.</i> , 2005 ; Stoffel <i>et al.</i> , 2006
Différence de hauteur entre des veines de quartz	Taux de retrait holocène	André, 1997 ; Dahl, 1967
Mesure d'accumulation sur couverture neigeuse	Valeurs intégrales de fourniture sédimentaire hivernale	André, 1993 ; Caine, 1969 ; Galibert, 1965 ; Gardner, 1970 ; Gray, 1972 ; Nyberg, 1991 ; Rapp, 1960a-b, Sommerhoff, 1977
Parois peintes	Fréquence et magnitude d'accumulation à partir d'une surface rocheuse restreinte	Matsuoka, 1990 ; Matsuoka et Sakai, 1999 ; Prick, 2003
Collecte intégrale et mesure du matériel	Dépôt saisonnier ou annuel	Becht, 1995 ; Galibert, 1965 ; Gerst, 2000 ; Nyberg, 1991
Collecte occasionnelle et mesure du matériel	Taux d'accumulation à court-terme en réponse à certains événements	Douglas, 1980 ; Fahey et Lefebure, 1988 ; Krautblatter, 2003 ; Matsuoka et Sakai, 1999 ; Rapp, 1960b ; Sass, 1998 ; Sass 2005
Scanner Laser	Mesure volumétrique de détail d'accumulation de petite à moyenne taille	Rosser <i>et al.</i> , 2005
Ouverture de fissures	Datation du retrait	Matsuoka, 2001
Inventaires sur routes	Taux d'accumulation	Hungr <i>et al.</i> , 1999

TABLEAU 4 – Méthodes utilisées pour la mesure du retrait des parois et des taux de production sédimentaire (d'après Krautblatter et Dikau, 2007).

Cette liste, non exhaustive, illustre la variété des méthodes utilisées. Les mesures sont effectuées sur des signaux qui dérivent directement du détachement de matériel de la paroi.

L'estimation du rythme de démantèlement d'une paroi implique la mesure de volumes de matériel rapportés à une surface productrice et à une période d'activité. Cela nécessite donc de mettre au point des méthodes de mesures de surface et de volume, associées à des méthodes de datation, qui sont adaptées aux problématiques, mais aussi aux terrains d'investigation. M. Krautblatter et R. Dikau (2007) ont recensé les techniques qui ont été utilisées depuis les années 1950 (TAB. 4).

Les méthodes d'estimation de taux de retrait de paroi se regroupent en quatre types : (1) la mesure de volume de matériel accumulé depuis un moment connu (généralement le départ du glacier) ; (2) l'estimation de la fréquence de processus susceptibles de produire une quantité connue de matériel ; (3) la mesure directe du retrait de la paroi par rapport à un "encaissant" de nature lithologique plus résistante ; (4) la mesure du volume de matériel collecté pendant un certain temps. Chaque type de méthode considère des volumes témoins par défaut (les fines ne sont pas prises en compte) et renseigne de façon différente sur les rythmes de retrait de paroi.

Les méthodes (1) et (3) fournissent une bonne estimation du retrait global depuis le départ du glacier. Elles ont pourtant chacune leur défaut. La mesure de matériel accumulé suppose que l'accumulation n'a subi aucun processus de remaniement depuis le début de l'accumulation. Si cela peut être vrai sur des pas de temps courts, à un pas de temps holocène, la mesure va conduire à une sous-estimation très probable des taux de retrait. La mesure *in situ* du retrait de paroi par rapport à un encaissant plus résistant suppose, quant à elle, que "l'encaissant" n'a lui-même subi aucun démantèlement. Là

encore, plus la période d'évolution est longue, plus les marges d'erreur sont importantes.

Les méthodes (2) et (4) mesurent des taux de production sédimentaire actuels et peuvent être très précises à court terme. Mais selon les périodes d'observation, elles ne prennent pas ou peu en compte les variations de démantèlement sur le long terme.

Pour faire face à ces lacunes, il est donc préférable, lorsque c'est possible, de multiplier les méthodes sur un même site.

Les études portant sur les taux de retrait holocènes de paroi pour divers environnements ont été compilées et présentent des résultats très variés (TAB. 5). Comme nous avons remarqué précédemment que les méthodes employées entraînent généralement des sous-estimations de taux à long terme, nous pouvons considérer que ce sont les valeurs maximales qui sont les plus proches des taux de retrait réels. Les taux obtenus restent très divers, puisqu'ils varient de 0,03 à 4,17 m.ka⁻¹ dans les milieux arctiques et subarctiques, de 0,37 à 3,2 m.ka⁻¹ dans les milieux alpins et de 0,03 à 2,44 m.ka⁻¹ dans les îles britanniques.

Cette variabilité spatiale peut être liée à plusieurs facteurs. Les substrats lithologiques étudiés se distinguent par des propriétés mécaniques différentes, en particulier selon la division du matériel qui commande largement le style des réponses. Par ailleurs, les altitudes et les ambiances climatiques diverses génèrent des processus de démantèlement différents. Enfin, la diversité des méthodes employées rend les comparaisons de site à site difficiles, notamment vis-à-vis de la durée de la période de référence.

La mesure de volumes de matériel collecté a un atout, elle permet de mesurer

	Localisation	Lithologie	Taux de retrait de la paroi (m.ka ⁻¹)			Source	Méthode ^a
			Min.	Moyen	Max.		
Milieux arctiques et subarctiques	Nord Finlande	métamorphique	0,04	0,36	0,94	Söderman, 1980	1
	Est Islande	basalte	0,08		0,1	Beylich, 2000	2
	Spitsberg	amphibolite	0,03	0,07	0,11	André, 1997	1
	Spitsberg	quartzite	0,10	0,70	1,58	André, 1997	1
	Spitsberg	calcaire	0,34		0,5	Rapp, 1960b	1
	Ouest Groenland	brèche basaltique	0,05		2,4	Frich et Brandt, 1985	1
	Ouest Groenland	basalte	0,03	1,04	4,17	Humlum, 2000	2
	Ellesmere Island	calcaire	0,3		1,3	Souchez, 1971	1
	Yukon, Canada	syénite, dolérite	0,01	0,02	0,03	Gray, 1972	3
Yukon, Canada	roche sédimentaire métamorphisée	0,02	0,07	0,17	Gray, 1972	3	
Milieux alpins	Alpes autrichiennes	gneiss, schiste	0,7		1,0	Poser, 1954	1
	Alpes bavaroises	calcaire	0,06	0,2	0,37	Sass et Wollny, 2001	1
	Alpes bavaroises	calcaire	0,16	0,46	0,73	Sass et Wollny, 2001	1
	Alpes suisses	gneiss, granite	2,2	2,5	2,1	Barsch, 1977	2
	Alpes suisses	schiste	1,0	2,5	2,1	Barsch, 1977	2
	Alpes suisses	granite, schiste	1,5		3,4	Barsch, 1996	2
	Alpes françaises	gneiss		1,0		Francou, 1988	2
	Alpes françaises	granite		2,5		Francou, 1988	2
Mts Blanca, Colorado	variée	0,05	0,42	0,82	Olyphant, 1983	1	
Îles britanniques	Écosse	basalte	0,25	0,32	0,45	Hinchliffe et Ballantyne, 1999	1
	Écosse	basalte	0,58	0,75	1,05	Hinchliffe et Ballantyne, 1999	1
	Écosse	basalte	0,06			Ballantyne, 1998	4
	Pays de Galles	grès	0,42	0,58	0,9	Curry et Morris, 2004	1
	Pays de Galles	grès	1,01	1,49	2,44	Curry et Morris, 2004	1
	Pays de Galles	grès	0,1	0,13	0,17	Curry et Morris, 2004	1
	Pays de Galles	grès	0,03			Loring, 2002	4

TABLEAU 5 – Taux de retrait de paroi pour différents types d’environnements déglacés depuis la fin du Tardiglaciaire (d’après Curry et Morris, 2004, modifié).

^aMéthodes : [1] volume de tabliers d’éboulis ; [2] volume de cônes d’accumulation ; [3] volume de matériel collecté sur un talus, sur un tapis neigeux ou dans des filets ; [4] volume de matériel éolien accumulé en sommet de versant.

	Localisation	Lithologie	Taux de retrait de la paroi (m.ka ⁻¹)			Source
			Min.	Moyen	Max.	
Milieux arctiques et subarctiques	Nord Finlande	métamorphique	0,07	0,18	0,6	Söderman, 1980
	Nord Suède	micaschiste	0,04		0,15	Rapp, 1960a
	Spitsberg	calcaire	0,05		0,5	Rapp, 1960a
	Yukon, Canada	syénite, dolérite	0,003		0,02	Gray, 1972
Milieux alpins	Alpes japonaises	grès		0,01		Matsuoka et Sakai, 1999
	Mts Tatra, Pologne	granite		0,7		Kotarba <i>et al.</i> , 1987
	Mts Tatra, Pologne	calcaire	0,10	0,84	3,0	Kotarba, 1972
	Alpes françaises	variée	0,05		2,5	Francou, 1988
	Front Range, Colorado	variée		0,76		Caine, 1974
Îles britanniques	Écosse	grès	0,013	0,015	0,016	Ballantyne et Eckford, 1984
	Écosse	dolérite	0,009	0,015	0,016	Ballantyne et Eckford, 1984
	Pays de Galles	tuf rhyolitique	0,010	0,015	0,021	Stuart, 1984
	Pays de Galles	grès		0,014		Curry et Morris, 2004

TABLEAU 6 – Taux de retrait de paroi pour différents types d’environnement correspondant à des taux de fournitures sédimentaires actuels (d’après Curry et Morris, 2004).

Toutes ces mesures correspondent à des volumes de matériel accumulés au sein de talus, sur de la neige ou dans des filets, qui ont été collectés et mesurés.

à des pas de temps plus courts les taux de production sédimentaire. Les taux de retrait issus de ces mesures peuvent être comparés à ceux estimés pour l'ensemble de l'évolution holocène. Les résultats obtenus sont en général plus faibles (TAB. 6), reflétant ainsi la baisse des transferts sédimentaires dans le temps que connaissent les versants déglacés depuis le Tardiglaciaire. Les taux les plus importants ont été mesurés dans les Alpes, sur un substrat sédimentaire, et semblent refléter des conditions périglaciaires sévères associées à des systèmes de pentes fortes.

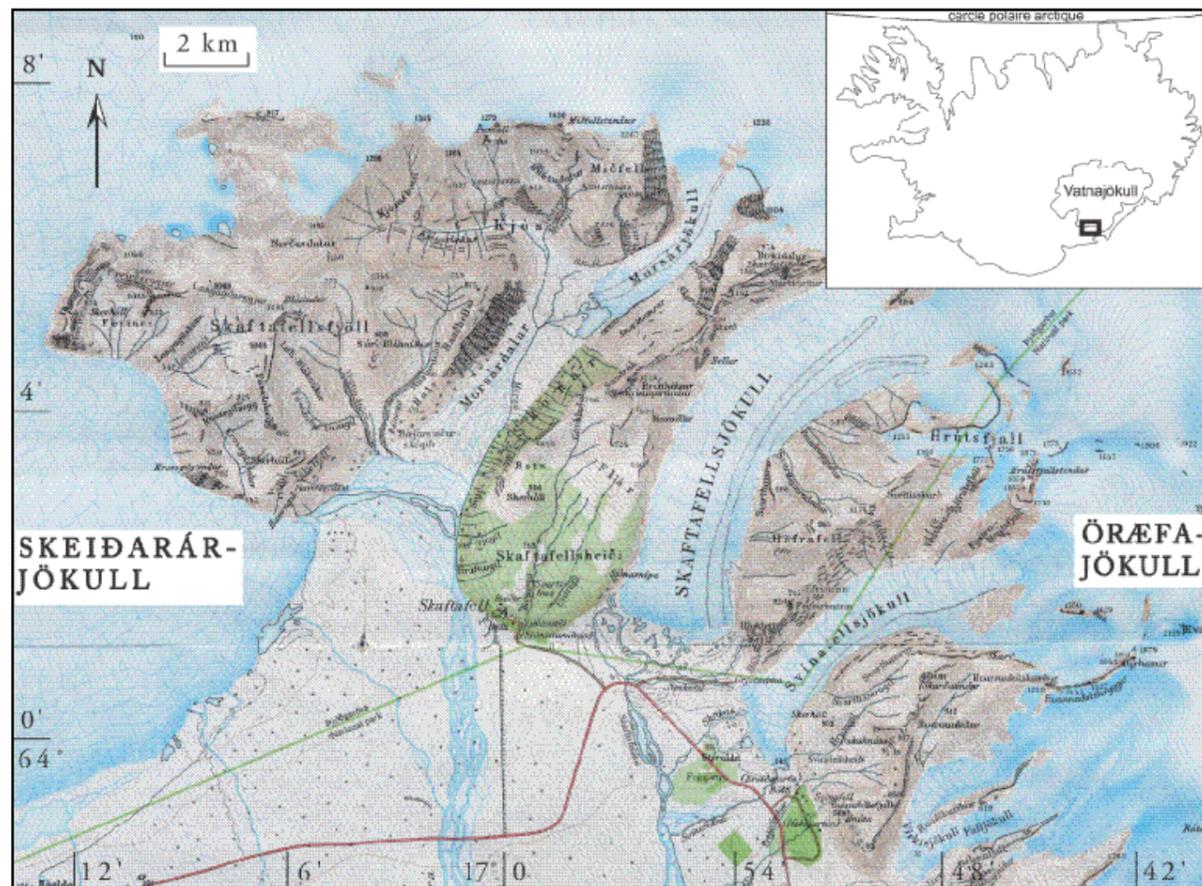
Les versants soumis à une déprise glaciaire subissent donc un réajustement qui

se caractérise par d'importants transferts sédimentaires. Les nombreux travaux sur le sujet ont eu pour but de quantifier ces transferts afin d'identifier le temps nécessaires à un versant pour qu'il évolue vers des conditions non glaciaires.

Dans le cadre de notre travail sur les versants du sud-est de l'Islande, nous nous attacherons à caractériser l'évolution des versants depuis la fin du Tardiglaciaire, à estimer des taux de retrait de paroi dans le sud-est de l'Islande à l'échelle de l'Holocène et à envisager l'impact du réenglacement partiel lors du Petit Âge Glaciaire.

Ce premier chapitre constitue une mise au point des connaissances sur les fluctuations glaciaires et sur les dynamiques de versant en Islande. Il a notamment permis d'aborder la question du réajustement des versants à la déprise glaciaire en envisageant la manière dont les scientifiques ont pu aborder la question. De cette mise au point découlent des questionnements :

- Les versants du sud-est de l'Islande sont-ils soumis aux mêmes processus que ceux des fjords du nord-ouest, du nord et de l'est ? Ces processus agissent-ils de façon concurrente ou complémentaire dans le façonnement des versants ?
- Comment et à quel rythme se fait l'ajustement des versants à la déprise glaciaire depuis la fin du Tardiglaciaire ? Existe-t-il une spécificité islandaise liée à ses caractéristiques propres (climat subpolaire humide, volcanisme sous-glaciaire, etc.) ?
- Quel est l'impact des réavancées glaciaires mineures comme celles qu'a connues le Petit Âge Glaciaire ?



La région de Skaftafell

PARTIE A CHAPITRE 2

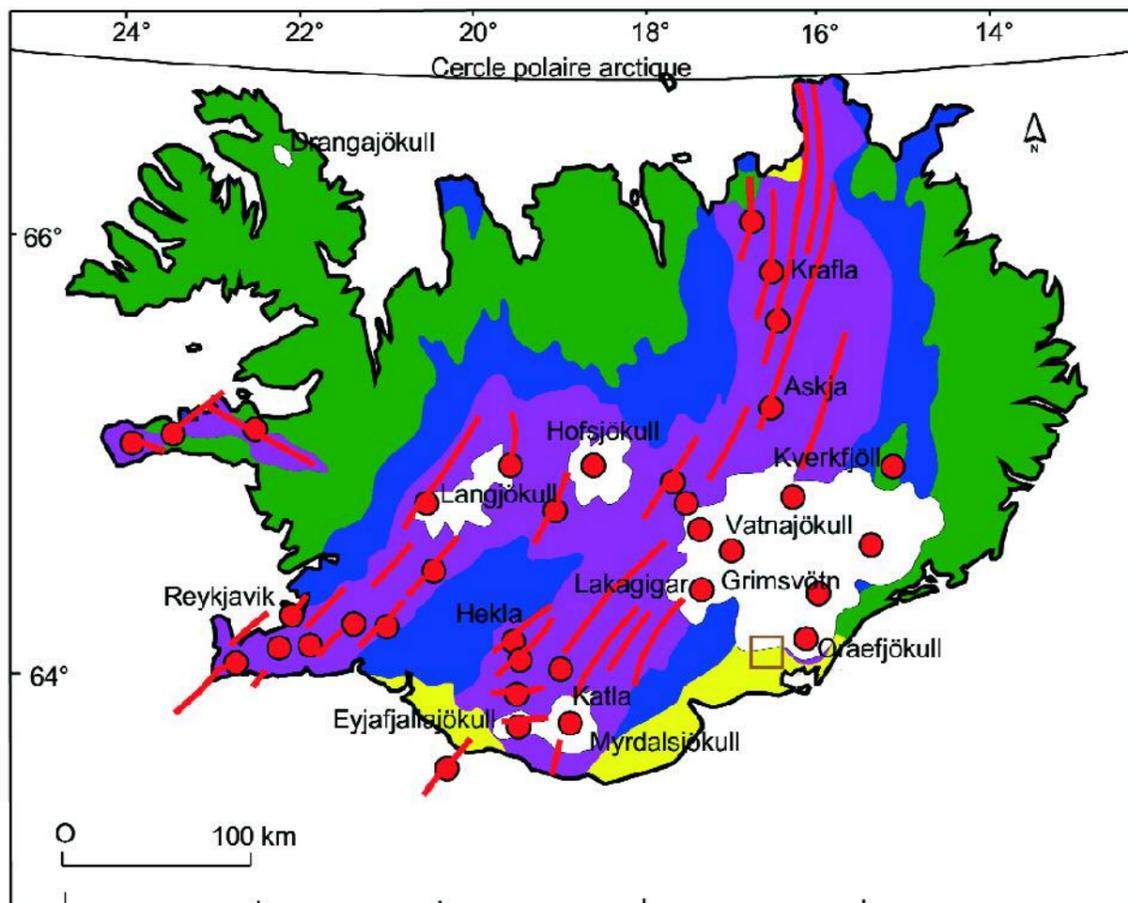
Le sud-est de l'Islande est marqué par la présence du Vatnajökull, la plus grande calotte glaciaire d'Islande. La région de Skaftafell (FIG. 13), située entre les appareils glaciaires du Skeiðarárjökull et de l'Öreafajökull, a été choisie comme région d'étude pour plusieurs raisons : (1) les langues glaciaires sont encadrées par des systèmes de pentes bien développés sur lesquels les dynamiques de versant peuvent s'exprimer ; (2) les tills du Petit Âge Glaciaire sont bien conservés et permettent le calage chronologique des dernières fluctuations glaciaires ; (3) la région jouit d'une relative facilité d'accès avec la présence de la route n°1.

Nous présentons ici les principales caractéristiques, tant morphostructurales que bioclimatiques, de la région.

FIGURE 13 – La région de Skaftafell, au Sud du Vatnajökull (carte topographique de 1982, Landmælingar Íslands, modifiée).

Les langues glaciaires du Skaftafellsjökull, émissaires du Vatnajökull, s'engouffrent dans les vallées.

La région est desservie par la route n°1 (en rouge sur la carte).



- Dépôts d'alluvions (Holocène) de moins de 10 000 ans
- Quaternaire tardif (zone volcanique active), de moins de 700 000 ans
- Tertiaire tardif-début Quaternaire, de 0,7 à 3,1 millions d'années
- Basalte du Tertiaire d'âge supérieur à 3,1 millions d'années
- Fractures
- Points chauds
- Principales calottes glaciaires
- Secteur d'étude

1.

LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL DE LA RÉGION DE SKAFTAFELL

Le relief de la région de Skaftafell participe de la complexité générale de la structure volcanique de l'Islande. À ne considérer que les matériaux du substratum et les modelés, les paysages portent la signature des épisodes volcaniques associés au rift médio-atlantique et des épisodes paléoclimatiques qui ont prévalu dans cette zone depuis les dernières grandes glaciations.

atlantique, en lien avec son activité volcanique. Cette disposition est compliquée par plusieurs facteurs, dont le dédoublement du rift à partir du centre de l'île et en direction du sud-ouest (Einarsson, 1968).

En dehors de quelques intercalations sédimentaires (grès, couches à lignite, tillites), l'Islande est constituée exclusivement de matériaux volcaniques et, dérivés directement de ces derniers, de coulées de lave et de roches pyroclastiques (brèches, tufs et cinérites). L'âge des formations géologiques augmente à mesure que l'on s'éloigne de l'axe du rift (FIG. 14). Les formations les plus récentes se localisent donc au centre de l'île et constituent la série postglaciaire, ou "néovolcanique", d'âge inférieur à 13 000 BP.

Se succèdent ensuite les séries du Pléistocène supérieur et moyen (13 000 à 0,7 millions d'années) et du Plio-Pléistocène (0,7 à 3,1 millions d'années). Enfin, les basaltes tertiaires affleurent sur les marges du nord-ouest, du nord et de l'est de l'île (Sæmundsson, 1979).

Le rifting est associé, en Islande, à une tectonique distensive qui provoque

1.1. LA MARQUE DU VOLCANISME

1.1.1. L'Islande, une île volcanique qui s'étend

La position de l'Islande sur le rift atlantique est responsable de sa nature volcanique. L'île est ainsi constituée d'un empilement de laves qui repose sur le fond océanique. Centrée sur un point chaud, sa construction a débuté à l'Éocène, il y a environ 53 millions d'années, à l'ère tertiaire. L'île présente une zonation structurale de type subméri-dien, symétrique par rapport au rift

FIGURE 14 – Carte géologique de l'Islande (d'après Sæmundsson, 1979).

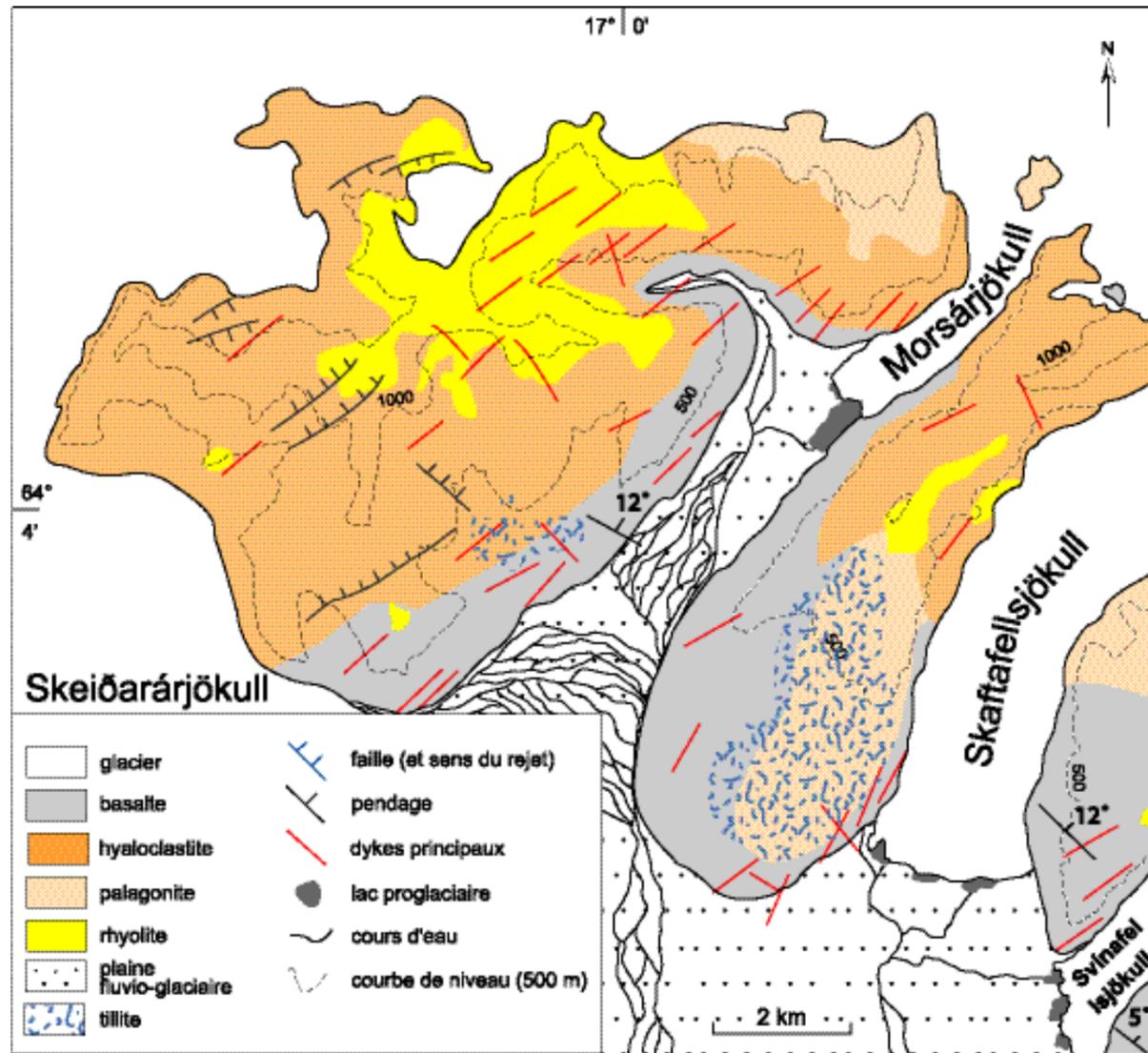


FIGURE 15 – Carte géologique simplifiée de la région de Skaftafell (d'après Torfason, 1985).

l'écartement de deux zones parallèles. Cette activité se traduit par la présence de systèmes de failles qui sont susceptibles d'affecter la cohésion des masses rocheuses. D'autre part, de nombreux centres éruptifs sont affectés d'un volcanisme actif. Certains ont été en position sous-glaciaire au Pléistocène, d'autres le sont encore actuellement (FIG. 14).

Le sud-est de l'Islande s'inscrit dans la zone de transition qui sépare la zone "néovolcanique" du centre de l'Islande et les séries tertiaires des marges de l'île.

1.1.2.

La région de Skaftafell : un empilement de formations éruptives

La structure géologique de la région est composée d'un empilement de couches volcaniques inégalement réparties sur les versants (FIG. 15), issues d'alternances de périodes chaudes et de périodes froides qui ont caractérisé le Plio-Pléistocène (Sæmundsson, 1979).

Le soubassement est constitué par les basaltes anciens, mis en place au Ter-

tiaire (antérieur à 3,1 millions d'années). Le basalte est une roche magmatique éruptive issue d'un magma refroidi rapidement au contact de l'eau ou de l'air. Il est ici d'aspect gris et finement cristallisé. Viennent ensuite les hyaloclastites, types de brèches volcaniques qui se sont formés à la fin du Tertiaire et au Pléistocène (0,7-3,1 millions d'années). Elles sont constituées d'un mélange de débris de verres volcaniques et sont engendrées par des émissions volcaniques sub-aquatiques (marine ou lacustre) ou en position sous-glaciaire. Les hyaloclastites du Pléistocène supérieur sont composées de fragments de petite taille et forment des tufs volcaniques sous-glaciaires appelés palagonites. En position sommitale se trouve la rhyolite, roche vitreuse acide. Elle est issue d'émissions de basalte en condition sub-aquatique (marine ou lacustre) et est constituée d'un mélange de débris de verres volcaniques plus ou moins cimentés. Elle doit sa couleur claire à ses phénocristaux de quartz, feldspath, potassium et plagioclase. Sa composition est très proche de celle du granite, mais elle a refroidi beaucoup plus vite (Guðmundsson et Kjartansson, 1984). Toutes ces couches ne sont pas homogènes : les intercalations et inclusions y sont nombreuses, en particulier du fait de la présence de bulles de zéolite (PHOTO 1).

Tous les versants sont marqués par la présence de *dykes* et de *sills* qui traversent les assises volcaniques, respectivement de manière verticale et horizontale. Ils résultent de l'injection de roches magmatiques dans les fissures de la roche. Leur importance est grande, puisqu'ils participent à la décohérence du versant en le rendant moins homogène. Enfin, des dépôts de till ont été relevés sur le sommet de certains versants. Ces dépôts d'origine glaciaire sont les témoins

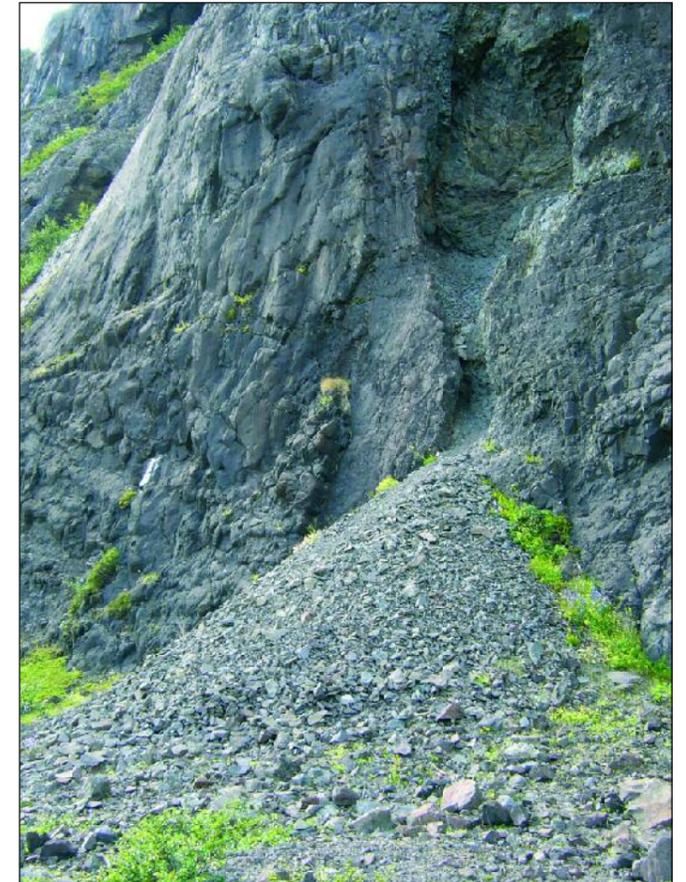


PHOTO 1 – Poche de zéolite vidée, au sein d'une assise basaltique en marge du Skaftafellsjökull.

La différence de résistance entre le basalte et la zéolite entraîne une érosion différentielle marquée (cliché pris en juillet 2007).

de la couverture glaciaire sur la surface sommitale des versants, probablement à la fin du Tardiglaciaire ou au Dryas récent. Leur présence appuie la thèse que la région n'a connu qu'un englacement limité et que des langues glaciaires individuelles ont pu exister (cf. chap. 1 – 1.1).

La région de Skaftafell présente donc une structure lithologique volcanique de venues empilées apparemment homogènes. Mais celles-ci sont divisées par de nombreux *dykes* et intercalations diverses et affectées par des failles. L'analyse du démantèlement des versants devra prendre en compte cette diversité lithologique.

1.2. LA MARQUE DES GLACIERS

1.2.1. "Iceland", le pays des glaces

Avec une couverture d'environ 11 260 km², soit 10,9% de la superficie totale du pays, les glaciers sont un élément marquant des paysages islandais. Ils sont de type tempéré et doivent leur existence aux caractéristiques de l'île : une localisation proche du cercle polaire, des altitudes qui peuvent atteindre plus de 2000 m (le sommet de l'Islande, le Hvannadalshnúkur, culmine à 2119 m), des températures estivales basses et des précipitations importantes liées à la position de l'île dans une zone de contact entre les masses d'air tropicales et polaires (Preusser, 1976). Trois régions glaciaires peuvent être distinguées (FIG. 16) :

- la région du nord, avec la calotte glaciaire du Drangajökull ;
- la zone centrale, du Snæfellsjökull à l'ouest au Vatnajökull à l'est, en passant par le Langjökull et l'Hofsjökull ;
- la région du sud, de l'Eyjafjallajökull jusqu'au secteur sud du Vatnajökull, englobant la calotte du Mýrdalsjökull.

Ainsi, les deux zones principales d'englacement se rejoignent au Vatnajökull. Le Vatnajökull occupe à lui seul 8400 km², ce qui fait de lui le plus grand glacier d'Europe. Caractérisé par une épaisseur moyenne de 1000 m, son ALEG¹ se situe vers 1100-1200 m d'altitude. Le système glaciaire est marqué par la présence de nombreux centres éruptifs sous-glaciaires qui sont à l'origine de fréquents *jökulhlaups* (cf. chap. 1 – 1.3.2). Le glacier étant situé à la limite de deux régions climatiques bien distinctes, le centre de l'Islande relativement aride et le sud abon-

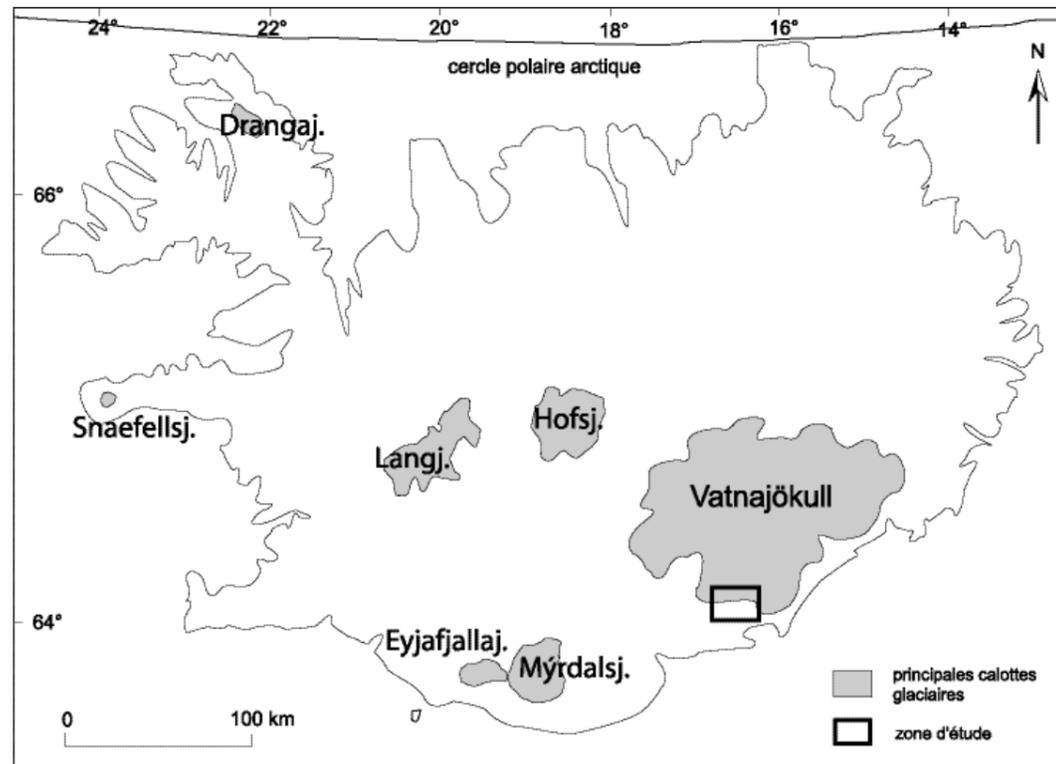


FIGURE 16 – Localisation des principales calottes glaciaires en Islande.

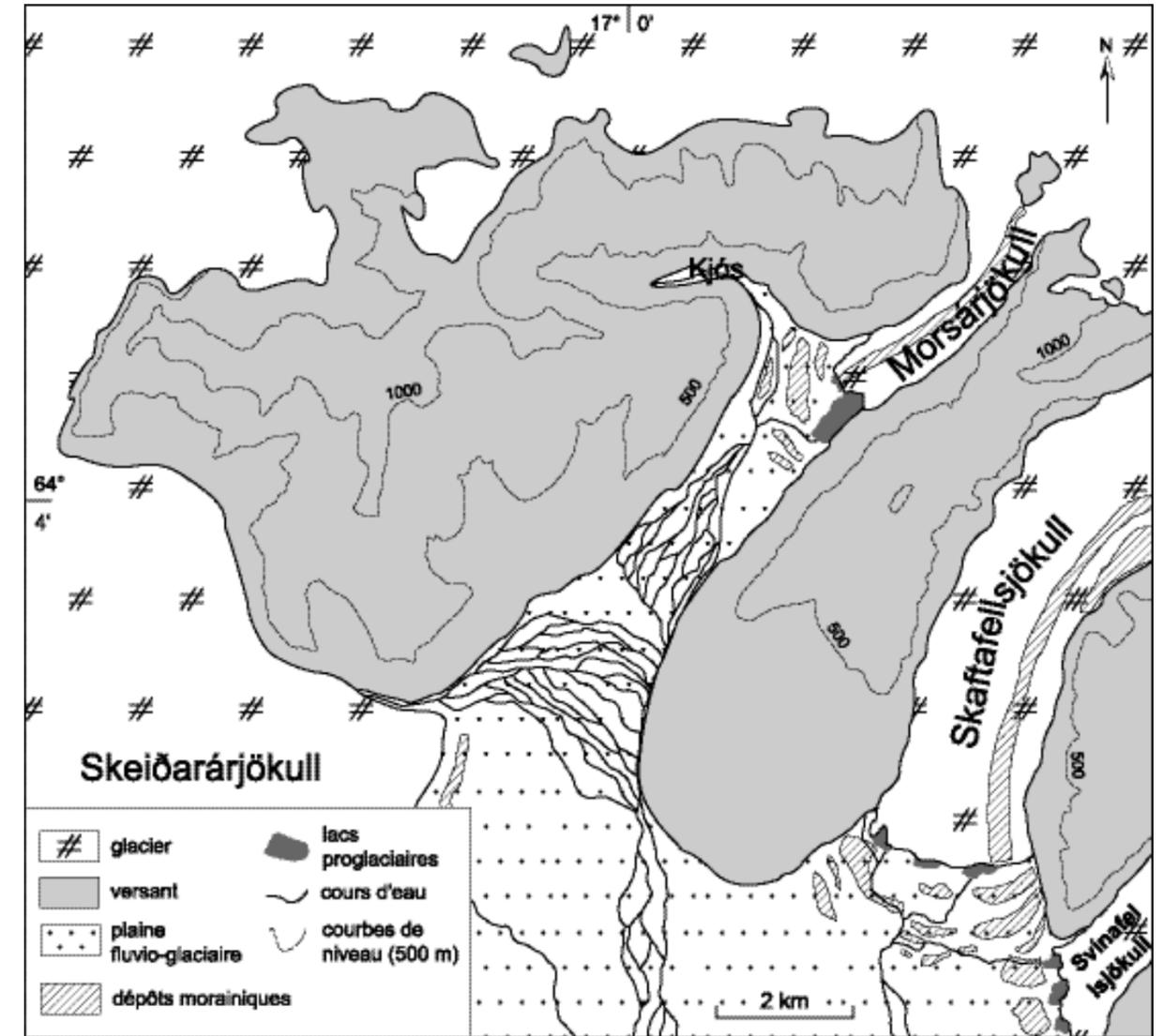


FIGURE 17 – Les glaciers de vallée de la région de Skaftafell.

damment arrosé, la marge nord de la calotte présente une physionomie de type glacier froid, tandis que la marge sud est marquée par la présence de nombreuses langues glaciaires individuelles.

1.2.2. Les glaciers de vallée de la région de Skaftafell

La région de Skaftafell est marquée par la présence de nombreux glaciers de vallée, de taille variée, dont le Morsárjökull et le Skaftafellsjökull, retenus pour mener nos investigations (FIG. 17).

Long d'environ 4,6 km et large d'1 km, le Morsárjökull (PHOTO 2) est issu de la confluence de deux langues glaciaires. Conséquence directe de cette confluence,

1. ALEG : Altitude des lignes d'équilibre glaciaire. L'ALEG est la ligne théorique où le bilan de masse est nul. En d'autres termes, elle constitue la ligne qui sépare la zone d'accumulation de la zone d'ablation du glacier (Sugden et John, 1976 ; Meierding, 1982).



PHOTO 2 – Le glacier du Morsárjökull.

Les eaux de fusion de ce glacier partiellement régénéré donnent naissance à un lac proglaciaire. Lorsque la glace vêlée obstrue l'émissaire du lac (à gauche de la photo), des phénomènes de débâcle peuvent se produire (cliché pris en juillet 2005).



PHOTO 3 – Incision des moraines du Morsárjökull par les écoulements proglaciaires.

Les moraines du Petit Âge Glaciaire sont incisées par les cours d'eau issus du lac proglaciaire du Morsárjökull, à gauche, ou de la vallée de Kjós, à droite (cliché d'E. Roussel, pris en septembre 2006).

il est recouvert, en partie, d'une moraine médiane superficielle qui a pour effet d'isoler le glacier de l'atmosphère et le rendre moins vulnérable aux changements climatiques. Le glacier est actuellement partiellement régénéré : une partie des apports en neige sont fournis par des chutes de séracs provenant de la calotte glaciaire, en surplomb. Il est encadré par des moraines latérales et débouche, dans sa partie orientale, dans un lac proglaciaire où la glace vêle. Ce lac, à une altitude de 180 m environ, s'est formé, d'après les photographies aériennes, vers les années 1940-1950. Il n'a cessé de croître depuis, même si les formes de gradins sur les berges indiquent un recul de sa bordure aval. Lorsque la glace obstrue l'émissaire du lac, généralement au printemps, des phénomènes de débâcle peuvent se produire, comme ce fut le cas en 2006 : une crue éclaira a balayé la vallée à l'aval et entraîné la destruction d'une passerelle. Les moraines construites par le glacier lors du Petit Âge Glaciaire forment une série de cordons bien développés qui occupent toute la largeur de la vallée. Elles sont, par endroit, incisées par les écoulements issus du lac ou de la vallée de Kjós (PHOTO 3).

Long de 11 km et large de 2,4 km, le Skaftafellsjökull (PHOTO 4) est, lui aussi, issu de la confluence de deux langues glaciaires qui isolent un *nunatak*. L'érosion de ce *nunatak* donne naissance à une moraine médiane relativement mince. Les nombreuses crevasses à la surface du glacier témoignent d'un rythme de déplacement de la glace relativement rapide. Le front glaciaire débouche sur le *sandur* à une altitude d'environ 100 m.

Sur sa rive droite, les eaux de fusion forment actuellement des cours d'eau proglaciaires (PHOTO 5) qui se déconnectent progressivement du versant pour se réu-

nir dans un chenal unique. Les nombreux blocs roulés et encastrés témoignent de la mobilité des chenaux dans le temps. Ce sont sur les marges de ces deux glaciers, non soumis aux phénomènes de *jökulhlaups* et de *surges*¹, que vont se concentrer nos mesures et nos analyses, même si d'autres langues, comme le Skeiðarárjökull et le Svínafellsjökull, donneront lieu à des observations.

1.3. DES ENSEMBLES TOPOGRAPHIQUES ÉMINEMMENT LIÉS AUX CARACTÉRISTIQUES VOLCANIQUES ET GLACIAIRES DE LA RÉGION

1.3.1. Des versants à l'englacement inégal

Les vallées dans lesquelles débouchent le Morsárjökull et le Skaftafellsjökull sont du même type : ce sont des vallées glaciaires alluviales à font plat, drainées par des systèmes complexes d'écoulements proglaciaires. Mais les versants ne présentent pas les mêmes caractéristiques. Le Morsárjökull ne s'étend que sur les quatre premiers kilomètres d'une vallée qui en compte onze. L'avancée qu'a connu le glacier pendant le Petit Âge Glaciaire n'a concerné qu'une zone restreinte, la majorité de la vallée est donc très probablement restée déglacée depuis le Tardiglaciaire. Les versants l'encadrant (PHOTO 6) présentent un commandement maximum de 983 m, avec des altitudes variant de 140 à 1 123 m au-dessus du niveau de la mer. Les pentes sont relativement escarpées : sur le versant oriental,

1. *Surge* : avancée rapide d'un glacier.



PHOTO 4 – Le Skaftafellsjökull.

Long de 11 km et large de 2,4 km, le glacier est encadré par des versants qui culminent à 1385 m avec le pic de Skardatindur, au fond à gauche (cliché pris en juin 2006).



PHOTO 5 – Les écoulements proglaciaires en rive droite du Skaftafellsjökull.

Les eaux de fusion lèchent la paroi avant de se déconnecter progressivement de la paroi (cliché pris en juillet 2007).



PHOTO 6 – La vallée de la Morsá, vue depuis l’aval.

Les principaux éléments de la vallée sont visibles sur la photo : les versants aux pentes fortes au pied desquels se développent de grands cônes et la plaine d’épandage de couleur blanche. La mobilité des écoulements est illustrée au premier plan : les écoulements ont contourné le pont, rendant l’équipement inutile. La forêt est visible au premier plan, à droite de la photo. À gauche, l’extrémité du Skeiðarársandur, de couleur noire (cliché pris en juin 2006).

les pentes varient d’environ 29° à 24° du nord au sud, tandis que les pentes du versant occidental sont plus uniformes avec des valeurs proches de 29°. Les versants sont de forme concave à rectiligne. Ils sont fortement ravinés et incisés par des cours d’eau temporaires. Au débouché de ces ravines se développent de grands cônes qui témoignent de l’évolution post-glaciaire des versants.

Le fond de la vallée est en pente douce (0,8%). Il est drainé par la rivière Morsá, qui a donné son nom à la vallée. La Morsá est issue de la confluence du cours d’eau drainant, en amont, la vallée de Kjós et des émissaires proglaciaires du glacier Morsárjökull. Les écoulements, caractérisés par un fort tressage et une importante mobilité des chenaux, sont à l’origine de la construction d’une plaine d’épandage. En effet, l’eau mobilise une quantité importante de sédiments issus des versants ou du raclage glaciaire. La couleur blanche des sédiments indique une fourniture dominante de la nappe de blocs rhyolithiques de la vallée de Kjós (PHOTO 6) et se différencie ainsi du grand

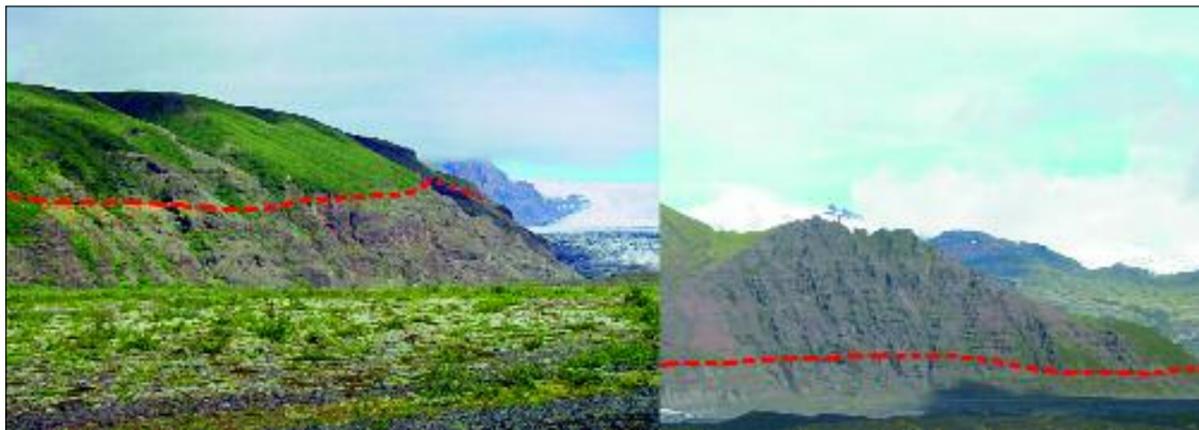


PHOTO 7 – Les versants asymétriques de la vallée de la Skaftá.

Sur les deux versants, la trimline du Petit Âge Glaciaire a été matérialisée par des tirets rouges.

À gauche, le versant de forme convexe s’étend sur 200 m de haut (cliché pris en juillet 2005).

À droite, le versant haut de 600 m n’a connu qu’un englacement limité au Petit Âge Glaciaire (cliché pris en juillet 2007).

sandur du Skeiðarárjökull composé de sédiments basaltiques noirs. Le dénivelé de ce dernier par rapport au sandur rhyolithique (environ 1 m) a pour effet de dévier les écoulements de la Morsá et de les concentrer vers son exutoire, au sud-est de la vallée.

La langue glaciaire du Skaftafellsjökull se déploie dans une vallée dont la partie aval déglacée est beaucoup plus limitée que celle de la Morsá, puisqu’elle est longue d’environ 1,5 km. Les versants y sont asymétriques (PHOTO 7). De forme convexe, le versant de la rive droite s’étend entre des altitudes de 100 à 300 m au-dessus du niveau marin avec une pente de 40-45° dans sa partie inférieure et 29° dans sa partie supérieure. Ce versant, qui a presque été entièrement englacé lors du Petit Âge Glaciaire, est fortement marqué par des processus d’ébouillement et d’écroulements, aboutissant à la formation de tabliers d’ébouillis et d’amas rocheux. Le versant en rive gauche est beaucoup plus développé : il se déploie sur une hauteur de 600 m avec des altitudes variant de 120 à 720 m d’altitude. De forme rectiligne, la pente moyenne est d’environ 33-35°. La paroi rocheuse présente un réseau dense de ravines au débouché desquelles se développent des cônes. La base du versant a été englacée pendant le Petit Âge Glaciaire, alors que le Skaftafellsjökull et le Svínafellsjökull étaient réunis. Par contre, l’englacement a été limité en hauteur, puisqu’il n’a concerné que les 100 premiers mètres (épaisseur supposée à partir de la trimline du versant opposé, car les marques de l’englacement ont, ici, été effacées). La végétation est quasiment absente de tout le versant, à l’exception de zones restreintes situées en aval, où des tapis de mousse sont observables.



PHOTO 8 – Le Skeiðarársandur, vu depuis Skaftafellsheiði vers le sud.

Le sandur est constitué de sédiments fluvio-glaciaires charriés par les écoulements divaguant et les phénomènes paroxysmiques des jökulhlaups. Une digue (à gauche) a été construite en 1972-1973, puis renforcée par des épis en 1999, afin de protéger le camping de Skaftafell (à gauche, non visible sur la photo) des inondations possibles (cliché pris en juin 2006).

Le fond de la vallée est, comme dans la Morsá, quasiment plat, avec une pente vers le sud de 0,7%. Il est alimenté par des nappes de sédiments à dominante basaltique, charriés par le glacier, mais aussi parfois par les écoulements de la Skeiðará pendant les épisodes de jökulhlaups du Skeiðarárjökull. Les écoulements y sont relativement concentrés, avec deux chenaux principaux et une mobilité réduite. Les deux vallées ont donc connu des extensions glaciaires différentes. Leur étude permet l’analyse des dynamiques de versant post-glaciaires à des pas de temps différents.

1.3.2.

Au sud, le vaste sandur du Skeiðará

On ne peut décrire les unités paysagères du sud-est de l’Islande sans évoquer le Skeiðarársandur, dans lequel débouchent

les vallées de la Morsá et de la Skaftá. Avec ses 50 km de long et 25 km de large, il constitue la plus grande zone de *sandur* d'Islande (PHOTO 8). Les *sandar* (pluriel de *sandur* en islandais) sont construits par les cours d'eau à alimentation glaciaire qui ont comblé, inégalement selon les secteurs, les lagunes situées en arrière du cordon littoral (Biays, 1983). Les écoulements du Skeiðarárjökull y sont multiples et très mobiles et connaissent des débits paroxysmiques lors des épisodes de *jökulhlaups* associés à l'activité volcanique du Grimsvötn. Le *sandur* est alors totalement inondé et des blocs de glace de taille plurimétrique couvrent sa surface. Lorsque les eaux sont évacuées, des blocs rocheux massifs sont abandonnés sur la plaine alluviale, alors que la fusion des radeaux de glace provoque la formation de larges *kettles*¹ (Preusser, 1976).

L'apport continu de matériaux par les écoulements fluvio-glaciaires entraîne un accroissement de la zone de *sandur*, et de fait, une progradation littorale régulière que J. Bodéré (1985) a étudiée dans sa thèse.

Le sud-est de l'Islande présente donc des ensembles paysagers remarquables, marqués par la conjonction des paramètres volcaniques et glaciaires. Les connexions existantes entre les systèmes de pentes, les fonds de vallées et le *sandur* littoral induisent d'importants transferts sédimentaires d'amont en aval.

1. Kettle : dépression creusée par la fusion d'un culot de glace morte.

2.

LE CONTEXTE BIOCLIMATIQUE DE LA RÉGION DE SKAFTAFELL

2.1. UNE AMBIANCE CLIMATIQUE MARQUÉE PAR DES PRÉCIPITATIONS ABONDANTES ET DES VENTS VIOLENTS

2.1.1.

Dans le sud-est de l'Islande, un climat subpolaire océanique

L'Islande se trouve placée à la limite de deux systèmes de flux maritime et atmosphérique, l'un d'origine subtropicale, l'autre d'origine arctique. Les eaux océaniques et les perturbations d'origine tropicale contournent l'Islande par l'ouest, tandis que les eaux et l'air d'origine arctique sont véhiculés à l'est de l'Islande par une ramification du flux est-groenlandais. Le climat islandais n'est donc pas le même partout et se caractérise par une grande variabilité des précipitations et des températures. Les variations d'altitude, le compartimentage géographique, la proximité du glacier et les effets de versant sont autant de facteurs qui modifient localement les conditions climatiques.

Le sud-est de l'Islande est la région la plus humide de l'île, avec des précipitations annuelles maximales atteignant plus de 4 000 mm sur le Vatnajökull (FIG. 18). Cette humidité est liée à la circulation générale des flux atmosphériques : les vents les plus fréquents soufflent de l'est et de l'ouest. Les masses d'air ont ainsi pu se charger en humidité lors de leur trajet au-dessus de l'océan (Einarsson, 1984), tandis que les grandes vallées épigéniques favorisent sans doute la pénétration et l'extension de ces influences maritimes.

Fortement marqué par son caractère maritime, le climat islandais connaît des étés frais et des hivers doux (FIG. 19). Le sud-est de l'Islande se caractérise par des températures relativement élevées par rapport aux régions du nord ou du centre de l'Islande, avec des moyennes annuelles de 4-5° C. Le gel est fréquent en hiver, mais d'une durée limitée (Einarsson, 1984).

Par rapport au positionnement des masses d'air sur l'Islande, les vents dominants devraient souffler majoritairement du nord-est et du sud-est. Mais en réalité,

Vitesse du vent (m/s)	
Janvier	3,7
Février	3,9
Mars	3,6
Avril	3,6
Mai	3,2
Juin	3,6
Juillet	2,2
Août	2,2
Septembre	3,0
Octobre	3,5
Novembre	3,4
Décembre	3,2
Moyenne annuelle	3,3

TABLEAU 7 – Vitesse moyenne mensuelle du vent à Skaftafell pour la période 1995-2007 (sources : Veðurstofa Íslands).

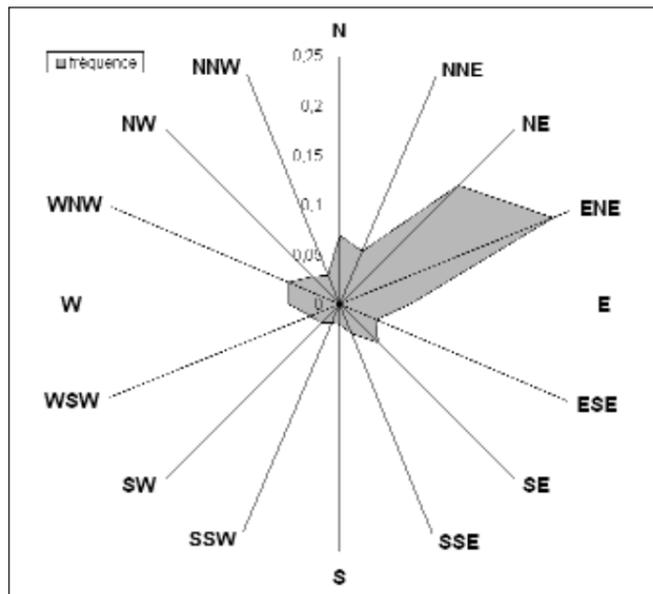


FIGURE 22 – Rose des vents à Skaftafell, pour la période 1995-2007 (sources : Veðurstofa Íslands).

Les vents dominants à Skaftafell sont d'est-nord-est et du nord-est (FIG. 22). Les vents d'ouest n'y sont absolument pas présents, alors qu'ils soufflent pourtant fréquemment sur le sud-est de l'Islande (FIG. 20). Ceci s'explique d'abord par la situation d'abris de la station de mesure. En outre, ces données montrent l'influence des vents catabatiques qui viennent perturber la donne de la circulation générale. Ces vents froids et secs, qui s'écoulent des langues glaciaires proches par gravité se déclenchent dans des situations de relative stabilité. Ils créent des systèmes locaux de circulation, tandis que l'orientation des vallées, ici nord-sud, influence la direction des flux.

Les vents violents (supérieurs à 8 m/s) sont fréquents, avec une moyenne de 196 jours par an, dont 174 jours sans précipitations. Ils soufflent en grande majorité du nord-est (ils traduisent donc des écoulements catabatiques) et secondairement, de l'est-nord-est et du sud-est (FIG. 23). Les vents les plus forts se différencient donc légèrement des vents plus faibles, leur direction indique une large influence des vents catabatiques en provenance du Skaftafellsjökull. Avec des vents violents fréquents et souvent secs, les conditions pour que la déflation éolienne s'amorce sur le sandur sont donc fréquemment réunies.

Les conditions climatiques du sud-est de l'Islande, marquées par une abondance des précipitations, une relative douceur hivernale et des vents forts qui soufflent toute l'année, constituent un contexte particulier, favorable à l'amorce des dynamiques de versant. Ce climat sub-polaire océanique participe également des caractéristiques biogéographiques de la région.

2.2. LE CONTEXTE BIOGÉOGRAPHIQUE

Du fait des caractéristiques climatiques, la végétation est relativement peu développée dans le sud-est de l'Islande. Les vents violents qui soufflent sur les sandar, associés aux apports continus de sédiments, rendent impossible la colonisation végétale. Sur les versants, des formations de lande peuvent se développer sur les pentes où les dynamiques sont réduites. Dans ce contexte, la vallée de la Morsá se démarque par sa grande richesse floristique (Lindroth, 1965 ; Kjaran, 1969).

2.2.1. Dans le sud-est de l'Islande, une végétation qui a souffert de l'activité volcanique et des défrichements

Lorsque les Vikings débarquent dans le sud-est de l'Islande au 9^e siècle après J.-C., ils découvrent une région agréable, couverte de forêts basses de bouleaux et de pâturages. Karli, un esclave d'Ingólfur Arnarson, qui aurait débarqué dans la région de l'Öræfi en 874, décrit des "versants de bouleaux et de pâturages étendus au pied du roi des glaciers, le plus grand d'Islande." Ceci est particulièrement vrai dans la vallée de la Morsá, où en 1756, Ergert Ólafsson témoigne encore : "Les versants de la vallée sont recouverts d'herbe et de plantes. Cette végétation est tellement développée et saine que les gens ne veulent plus manger la viande des moutons qui sont devenus trop gras." Ólafsson aurait également été surpris par le fait que la végétation puisse pousser si proche du glacier (Kjaran, 1969). Mais cette végétation a subi d'importants traumatismes au cours des siècles derniers. Les éruptions volcaniques ont eu

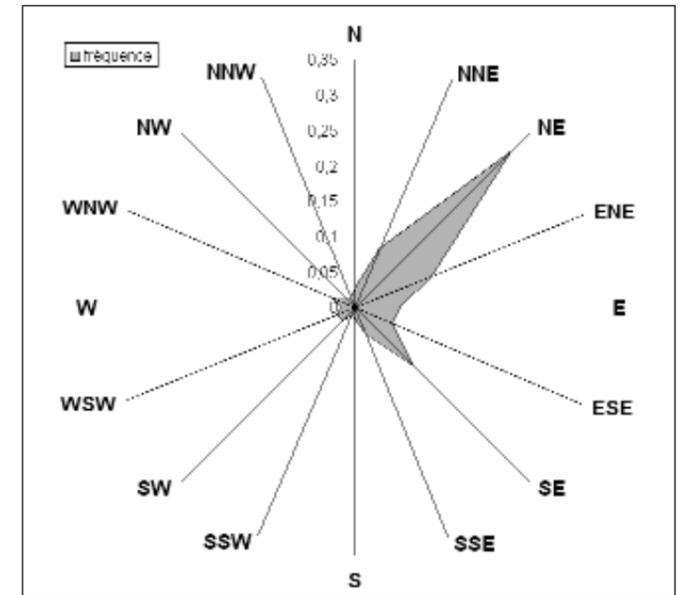


FIGURE 23 – Rose des vents les plus violents (supérieurs à 8 m/s) à Skaftafell, pour la période 1995-2007 (sources : Veðurstofa Íslands).

des effets dévastateurs, en particulier l'éruption de l'Öræfi en 1362 et, dans une moindre mesure, celle de 1727 (Lindroth, 1965). S. Thórarinnsson (1959) a également mentionné les effets nocifs sur le couvert végétal des composés sulfuriques relâchés lors de chaque jökulhlaup du Skeiðarárjökull. Par-dessus tout, les forêts islandaises ont souffert de l'activité anthropique (Einarsson, 1961). Les besoins en bois de construction et en bois de chauffage ont entraîné un défrichage intense. L'effet du pâturage a pu également être important, notamment à Skaftafell où les moutons restent dehors pendant l'hiver (Thórarinnsson, 1959). Lorsque la neige recouvre la végétation, la seule nourriture accessible est constituée des bouleaux et des saules (Lindroth, 1965). Or, dans le contexte climatique de l'Islande, la végétation, une fois détruite, peut difficilement se régénérer. À la fin du 19^e siècle, moins de 10% des pâturages auraient subsisté sur l'île.

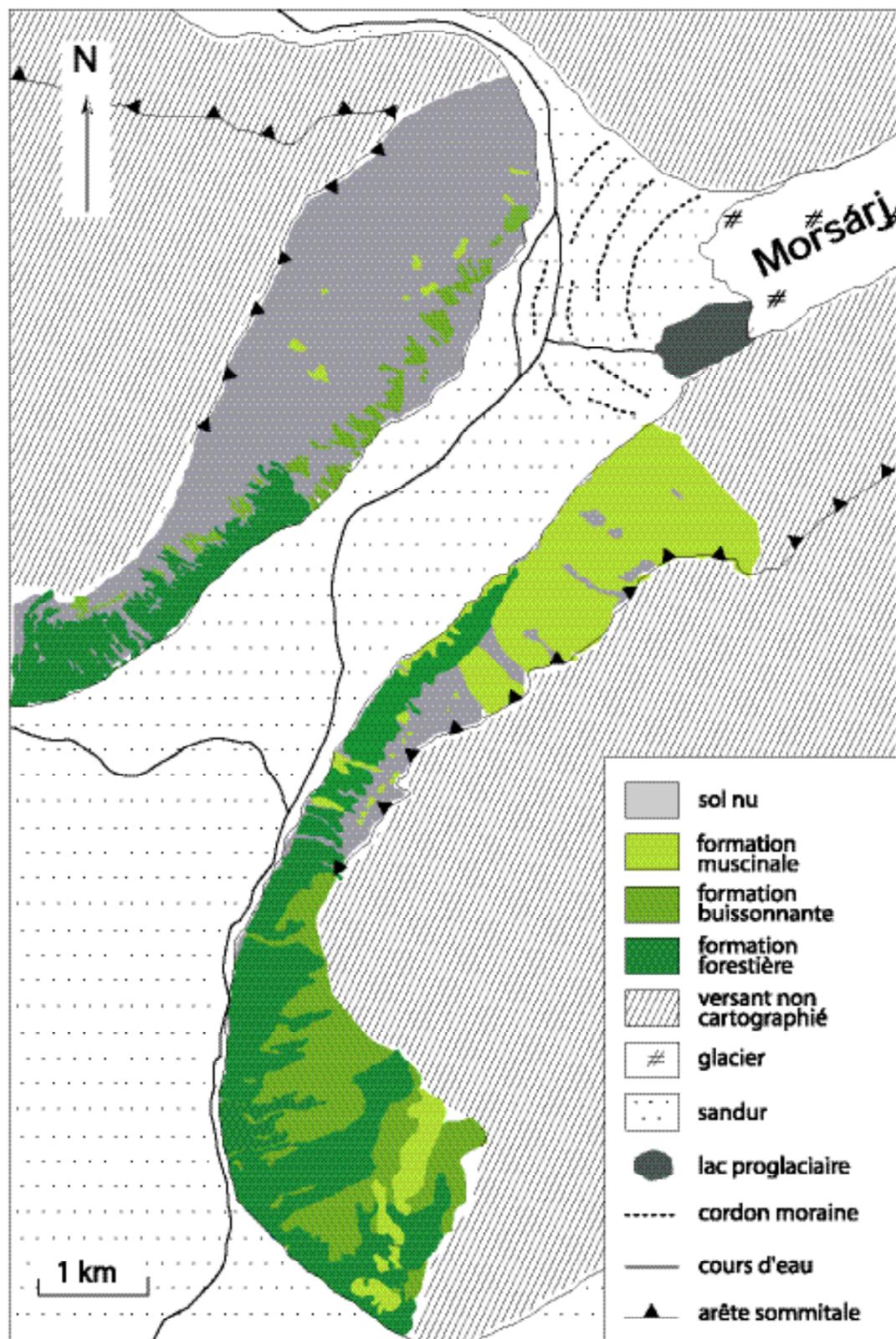


FIGURE 24 – Carte de la végétation des versants de la vallée de la Morsá.

2.2.2. La vallée de la Morsá, une véritable “oasis” islandaise

La vallée de la Morsá constitue une exception. Environ 210 espèces de fleurs et plantes ont été recensées au sein de la vallée de la Morsá, dont la fougère *Asplenium trichomanes*, endémique au site (Kjaran, 1969). La végétation est de type subarctique (Lindroth, 1965), mais n'exclut pas la présence d'espèces plus “méditerranéennes”, telle que la cardamine (*Cardamine hirsuta*), le lin (*Linum catharticum*), la litorelle (*Litorea uniflora*) et le gaillet (*Galium verum*). La création du Parc National de Skaftafell par le *Nature Conservation Council* en 1968 a permis une conservation encadrée de cette végétation.

L'extension actuelle du couvert végétal des versants a été cartographiée à partir de l'analyse d'une photographie aérienne de 1997, couplée à des observations de terrain (FIG. 24). Quatre ensembles ont été distingués : les sols à nu où la végétation est absente, les formations muscinales, les formations buissonnantes et les formations forestières.

La forêt se développe essentiellement dans la partie aval de la vallée, en rive gauche, comme en rive droite, avec une limite altitudinale de 360 m. Elle colonise les versants d'abord au niveau des interfluvies, moins sujets aux mouvements de débris, puis s'étend latéralement et verticalement. Cette formation est composée essentiellement de bouleaux et de saules, qui peuvent atteindre 3 m, et d'un sous-bois peu développé (TAB. 8). La mousse domine en rive gauche où elle peut atteindre le sommet des versants. Là encore, elle se développe d'abord sur les interfluvies puis colonise avec difficulté les pentes les plus escarpées. Cette formation est composée en majorité de l'espèce *Rhacomitrium lanuginosum*, mais présente une

relative richesse floristique, notamment en terme de graminées (TAB. 8). Les formations buissonnantes constituent des zones de transition entre les formations muscinales et les formations forestières, tant au niveau spatial que floristique. Les arbustes (essentiellement *Betula pubescens* et *Salix phylicifolia*) atteignent des tailles de l'ordre du mètre et le cortège floristique a tendance à s'appauvrir progressivement.

Formation muscinale échantillonnée au point 404253 ; 7106337 (coord. UTM) ; alt. 130 m	Formation forestière échantillonnée au point 403076 ; 7105143 (coord. UTM) ; alt. 130 m
- <i>Rhacomitrium lanuginosum</i> (mousse)	- <i>Betula pubescens</i> (bouleau pubescent)
- <i>Vaccinium uliginosum</i> (airelle des marais)	- <i>Salix phylicifolia</i> (saule à feuilles de Phylla)
- <i>Empetrum nigrum</i> (camarine noire)	- <i>Orthilia secunda</i> (pyrole unilatérale)
- <i>Alchemilla alpina</i> (alchémille des Alpes)	- <i>Vaccinium uliginosum</i> (airelle des marais)
- <i>Dryas octopetala</i> (dryade à huit pétales)	- <i>Equisetum pratense</i> (prêle)
- <i>Bistorta vivipara</i> (bistorte)	- <i>Geranium sylvaticum</i> (géranium des bois)
- <i>Galium verum</i> (gaillet jaune)	- <i>Homalothecium sericeum</i> (mousse à l'aspect doré)
- <i>Salix herbacea</i> (saule herbacé ou saule nain)	- <i>Peltigera canina</i> (lichen foliacé)
- <i>Stereocaulon sp.</i> (lichen blanc)	- <i>Peltigera leucophlebia</i> (lichen foliacé)
- <i>Equisetum arvense</i> (prêle)	
- <i>Salix lanata</i> (saule laineux)	
- <i>Betula pubescens</i> (bouleau pubescent)	

TABLEAU 8 – Cortège floristique des formations muscinales et forestières.

Il existe un gradient de végétation d'amont en aval de la vallée, mais également une opposition entre les deux versants. Le versant de la rive droite est quasiment

dénué de végétation dans sa partie amont. Seules quelques formations buissonnantes recouvrent les bas de pente, mais de manière éparse et préférentiellement sur les cônes d'accumulation. Ceci traduit une activité importante des dynamiques de versant qui empêche la végétation de s'établir durablement. Le versant opposé est, quant à lui, recouvert de mousse dans sa quasi-totalité, pouvant traduire des dynamiques faibles sur toute la hauteur de la paroi, même si des blocs peuvent tomber sur un tapis de mousse. Toutefois, l'absence de formation végétale plus développée indique que les dynamiques, bien que faibles, demeurent actives. L'aval de la vallée est marqué par la présence de la forêt et donc, par une relative stabilité des versants. Cette forêt couvre presque dans sa totalité la moitié inférieure des pentes, mais ne s'étend pas jusqu'au sommet. Alors que les bas de versant semblent bien stabilisés, la partie supérieure est encore très active, le démantèlement des corniches empêchant toute végétation, même primaire, de s'installer. Les versants externes orientés au sud sont, quant à eux, entièrement végétalisés. La forêt y est bien développée, relayée, dans les parties supérieures, par les formations buissonnantes. Les mouvements de débris se concentrent dans les talwegs, tandis que les sédiments d'origine éolienne engraisent les sols. On peut dans ce sens comparer la répartition de la formation forestière et la carte des dépôts éoliens sur les deux versants de la Morsá (cf. chap. 5 – fig. 44).

La richesse végétale de la vallée de la Morsá est un atout dans l'étude des dynamiques de versant : la végétation constitue, en effet, un bon marqueur du degré d'activité des dynamiques de versant. L'étude des évolutions récentes du couvert végétal permet d'affiner cette analyse.

2.2.3. L'évolution récente de la couverture forestière sur les versants de la Morsá

Une grande partie de la végétation de la Morsá aurait été détruite par le *jökulhlaup* du Skeiðarárjökull de 1861 ("The Great Burst"). Une lame d'eau remontante aurait alors envahi la vallée de la Morsárdalur jusqu'à l'embouchure de la vallée de Kjós. Lorsqu'en 1901, H. Jónsson (1905) visite Skaftafell, il décrit la forêt comme une formation buissonnante basse avec des arbres n'excédant pas deux mètres et un développement moyen d'un mètre. Selon les observations de C. Lindroth (1965), la forêt se serait particulièrement développée entre 1929 [date de sa première visite] et 1965.

Un jeu de trois photographies aériennes (années 1945, 1960 et 1997) permet de cartographier l'évolution de la végétation sur 52 ans. Toutefois, les résolutions de ces photographies sont inégales et la distinction entre les différentes formations végétales est parfois difficile. Nous n'avons donc cartographié que les formations forestières, dont la signature spectrale est la plus identifiable (FIG. 25).

Entre 1945 et 1997, la couverture forestière s'agrandit de 209 à 249 ha, soit une augmentation de 19% en 52 ans. Une observation détaillée montre que cette extension ne se fait pas de manière uniforme et continue. Entre 1945 et 1960, les surfaces forestières ont tendance à diminuer, essentiellement dans la partie supérieure des versants. Cette disparition de la végétation se fait sous forme d'encoches allongées et semble traduire des dynamiques de glissements ou de coulées de débris relativement isolées. Ceci est nettement visible en rive droite, moins en rive gauche, mais l'ombre dans laquelle est plongé ce versant ne permet pas une

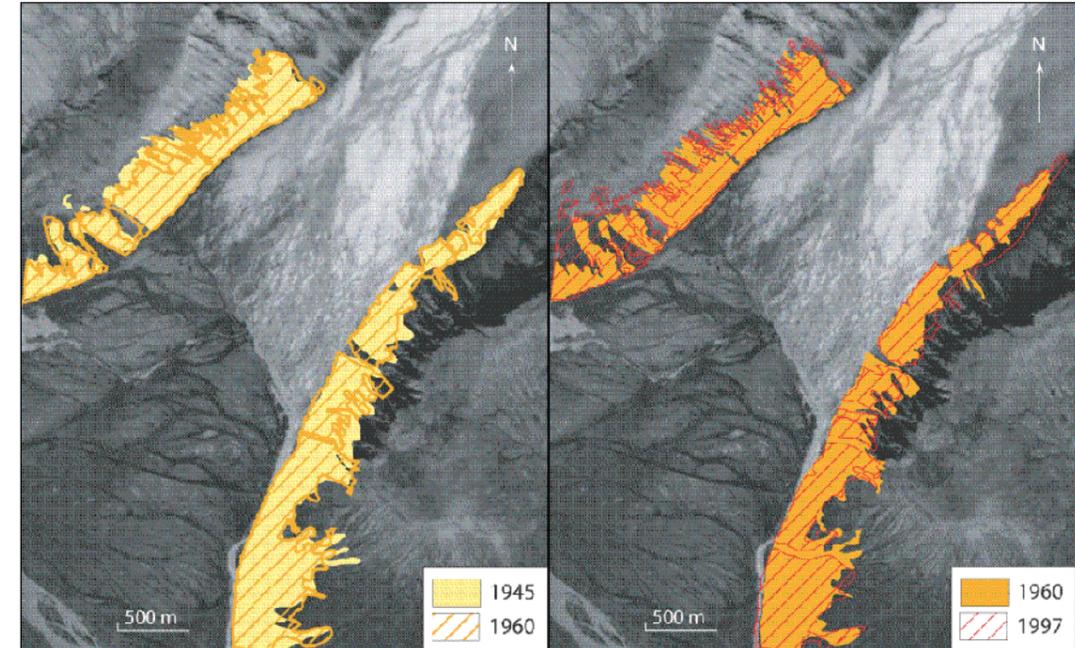


FIGURE 25 – Évolution de la couverture forestière entre 1945 et 1997 dans la partie aval de la Morsárdalur.

grande finesse dans la cartographie. Entre 1960 et 1997, la forêt gagne à nouveau du terrain, de façon latérale et altitudinale. La couverture devient plus homogène, même si l'on constate encore localement des zones de destruction liées aux dynamiques de versant, en rive gauche, comme en rive droite. On observe donc une tendance générale à la stabilisation des versants. Mais cette tendance ne se vérifie pas partout, car des dynamiques locales peuvent se réactiver.

L'extension du couvert végétal n'est pas uniquement liée à la vigueur des dynami-

ques de versant, mais également à des facteurs externes : modifications, même mineures, des températures estivales, éruptions volcaniques, effet nocif des composés sulfuriques rejetés lors des *jökulhlaups*, notamment sur les sorbiers, défrichages d'origine anthropique et surpâturage. L'évolution du couvert végétal et sa représentativité quant au degré d'activité des dynamiques de versant doivent donc être analysées avec précaution. Toujours est-il qu'il semble que les versants ont eu tendance à se stabiliser dans la partie aval de la vallée au cours du 20^e siècle.

Les versants de la région de Skaftafell sont largement marqués par le contexte volcanique et glaciaire de la région. Les systèmes de pentes escarpées, l'hétérogénéité du matériel caractérisé par une certaine fracturation, mais également les précipitations abondantes et la circulation locale des vents sont autant de paramètres favorables à l'amorce de dynamiques de versant spécifiques, qui viennent perturber l'influence glaciaire. Ces dynamiques ne s'expriment pas de la même façon sur tous les versants, comme en témoigne le couvert végétal. Les vallées de la Morsá et de la Skaftá offrent donc des terrains d'étude de choix, en ce sens où des comparaisons sont possibles entre des secteurs variés, en terme de lithologie et de conditions d'englacement.

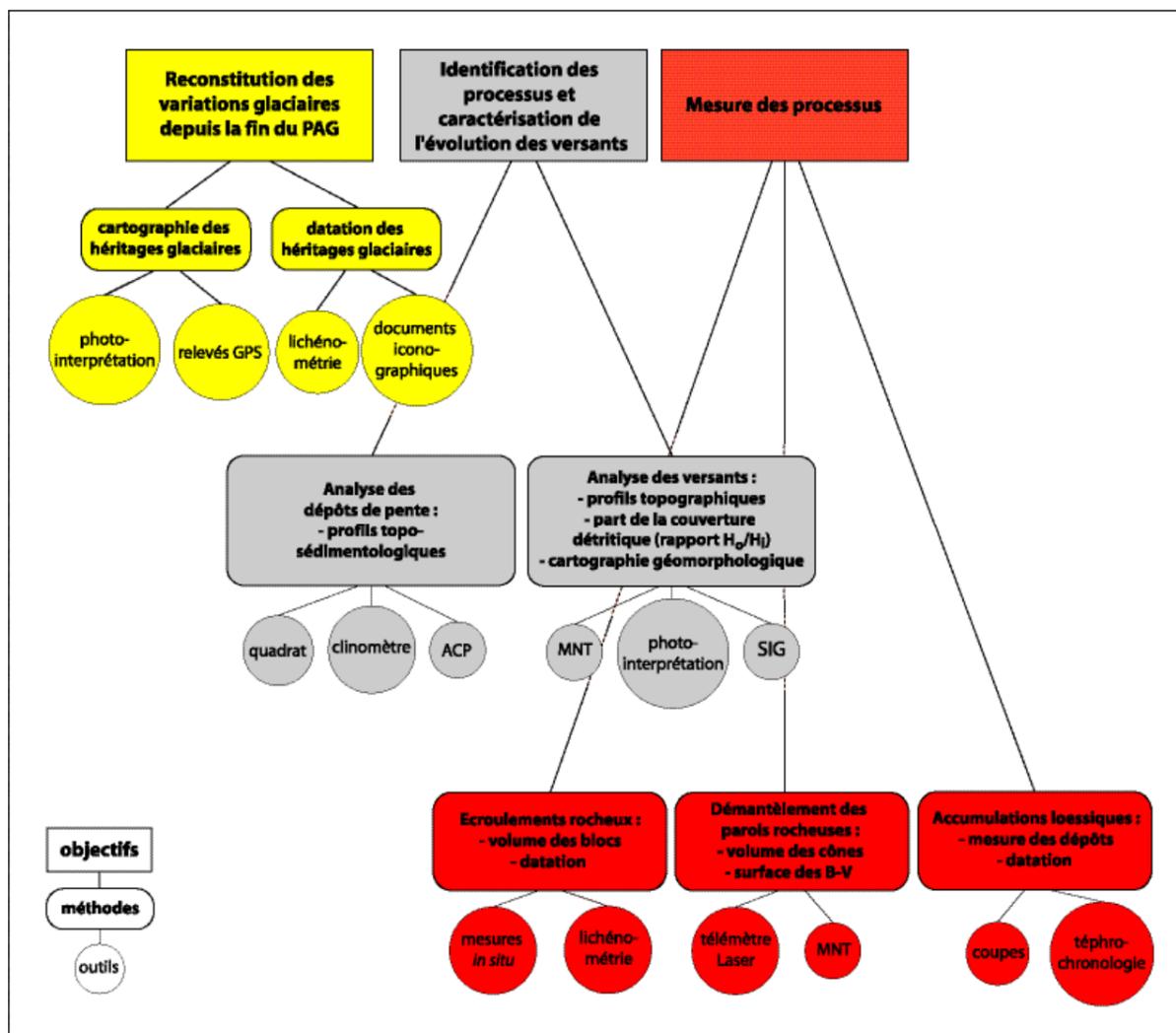


FIGURE 26 – Schéma de la méthodologie adoptée dans le cadre de cette étude.

Une question de méthodes

PARTIE A CHAPITRE 3

L'analyse de l'impact des fluctuations glaciaires sur l'évolution des versants islandais nécessite d'identifier des relais de processus et d'évaluer la part de chacun d'entre eux dans l'évolution des versants. À cela s'ajoute l'indispensable reconstitution des fluctuations glaciaires, en particulier depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Pour répondre à ces attentes, une méthodologie de travail est proposée, alliant observations de terrain et travail cartographique, mais également méthodes de quantification et de datation des formes sédimentaires (FIG. 26). Une attention particulière est portée au choix des outils qui doivent être adaptés aux conditions de terrain et de recherche, en terme de faisabilité, de temps et de coût.

1.

LA RECONSTITUTION DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES DEPUIS LE PETIT ÂGE GLACIAIRE

L'étude de l'impact des fluctuations glaciaires sur les versants nécessite de reconstituer ces fluctuations. Une reconstitution des variations des limites glaciaires est possible pour la période qui s'étend du Petit Âge Glaciaire à nos jours, en estimant l'âge des dépôts de *till*. La méthode qui a été la plus utilisée en Islande pour dater les cordons morainiques est la lichénométrie. Elle peut être complétée par des mesures directes des variations glaciaires ou en ayant recours aux documents iconographiques.

1.1. LA DATATION DES CORDONS MORAINIQUES PAR LA LICHÉNOMÉTRIE

1.1.1. La lichénométrie, une méthode largement utilisée en milieux froids

La datation par lichénométrie est une méthode fondée sur la mesure des thalles de lichen qui colonisent les surfaces rocheuses. Elle a rencontré un vif succès en géomorphologie, en particulier dans

l'étude des milieux froids, où certaines espèces sont capables de survivre à de longues périodes de vie ralentie. Les lichens ne rencontrent, dans les milieux polaires, que peu de concurrents, ce qui permet à certaines espèces de vivre plusieurs millénaires (André, 1993).

La méthode, mise au point par R. Beschel (1950) implique la reconnaissance et la mesure du diamètre de l'espèce *Rhizocarpon geographicum* (PHOTO 9). En effet, les lichens dessinent, à la surface des dépôts qu'ils colonisent, des tâches circulaires ou elliptiques qui s'accroissent par auréoles concentriques. En établissant une courbe de croissance de ces êtres vivants à partir de surfaces datées (sites historiques, formes datées), il est possible d'estimer l'âge de mise à l'affleurement d'une surface en mesurant le diamètre des thalles qui la colonisent.

Cette méthode a fait l'objet de critiques, notamment à cause de facteurs stationnels (nature du substrat, exposition des blocs, enneigement) qui peuvent influencer la croissance des lichens. Des précautions doivent donc être prises quant à l'identification précise des espèces, l'élimination des sites inadéquats et la mise

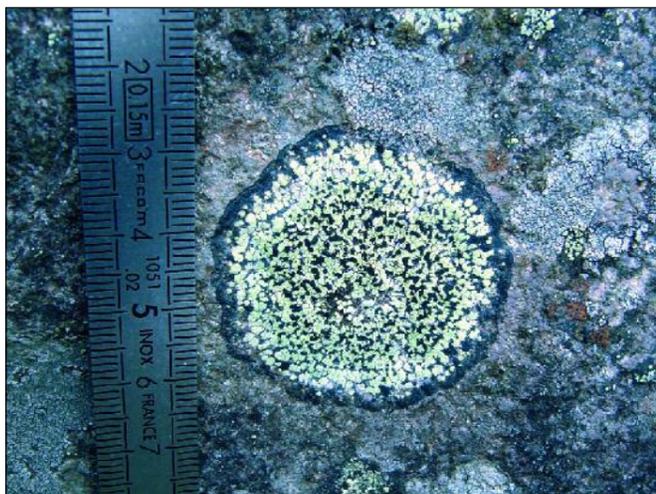


PHOTO 9 – Lichen de type *Rhizocarpon geographicum*.

Reconnaisable à ses couleurs vertes et noires, c'est le lichen le plus utilisé en lichénométrie. Le régle qui donne l'échelle est gradué en centimètres (cliché pris en juillet 2007).

en œuvre de relevés systématiques (André, 1993).

Les sites datés sur lesquels est calibrée la courbe de croissance des lichens doivent donc être les plus nombreux possibles et peu éloignés des dépôts à dater afin que les conditions d'évolution de ces êtres vivants diffèrent peu d'un site à l'autre. Par ailleurs, les limites temporelles des sites datés doivent, si possible, être proches de celles des dépôts à dater.

1.1.2.

L'utilisation de la lichénométrie en Islande : une multiplicité de résultats

Les courbes de croissance lichénométrique doivent être utilisées avec prudence en Islande. En effet, quatre périodes d'interruption de croissance de l'espèce ont été mises en évidence dans le nord de l'île durant les deux derniers siècles (Caseldine et Baker, 1998). Il s'agit, d'une part, de périodes prolongées caractérisées par un couvert neigeux persistant, freinant considérablement la croissance

des thalles. D'autre part, l'activité volcanique a pu détruire les lichens : l'éruption fissurale du Lakagigar en 1783 et les émissions de gaz fluorés et de téphras qui ont suivi auraient provoqué une destruction totale ou partielle de la population lichénique. En outre, les recherches de S. Étienne (2002) posent le problème de la stabilité des surfaces basaltiques qui pourraient subir un ou plusieurs cycles de desquamation tous les deux siècles. Toute incohérence dans les mesures effectuées doit donc être soigneusement relevée et prise en compte dans l'interprétation des résultats.

Malgré ces difficultés, la lichénométrie a été largement utilisée en Islande, notamment pour dater l'extension maximale des glaciers au Petit Âge Glaciaire (Jacksch, 1970, 1975 ; Gordon et Sharp, 1983 ; Thompson, 1988 ; Caseldine, 1990, 1991 ; Kugelmann, 1991 ; Guðmundsson, 1998 ; Evans *et al.*, 1999 ; Kirkbride et Dugmore, 2001 ; Bradwell, 2001, 2004 ; McKinzey *et al.*, 2004). Les résultats divergent beaucoup d'un site à l'autre et traduisent l'influence de facteurs locaux (lithologie, exposition des surfaces datées en particulier aux vents catabatiques, conditions climatiques locales), mais également l'utilisation de méthodes variées dans la construction des courbes de croissance des lichens.

La méthode la plus utilisée en Islande consiste à mesurer 50 thalles par surface rocheuse et à reconstituer la courbe de croissance en utilisant la moyenne des cinq thalles les plus grands (Jacksch, 1970, 1975 ; Gordon et Sharp, 1983 ; Thompson, 1988 ; Kugelmann, 1991 ; Guðmundsson, 1998 ; Evans *et al.*, 1999). Cette méthode pose problème dans la mesure où elle ne repose que sur la prise en compte d'un petit nombre d'individus parmi une

population variée. Elle ne considère donc pas l'ensemble de la distribution des mesures.

Pour obtenir des résultats plus fiables, une approche de type "taille-fréquence" a été mise au point (Caseldine, 1991 ; Kirkbride et Dugmore, 2001 ; Bradwell, 2001, 2004 ; McKinzey *et al.*, 2004). Elle se réfère à la distribution de la fréquence en fonction de la taille des lichens afin de calculer un gradient de population pour chaque site. La relation entre le diamètre du lichen le plus gros et l'âge de la surface est traduite par une fonction polynomiale d'ordre 3 (Bradwell et Armstrong, 2006). Cette approche élimine donc les erreurs liées au nombre limité de mesures, mais ignore toujours le caractère « extrême » des lichens les plus gros. Les travaux de V. Jomelli *et al.* (2004 ; 2007) ont montré que les approches classiques avaient d'autres lacunes méthodologiques :

- Les données des surfaces datées et des surfaces non datées sont traitées séparément. La courbe de croissance est construite à partir du premier jeu de données, le reste étant incorporé ultérieurement. Cela a pour effet d'augmenter le potentiel d'erreur en propageant les incertitudes inhérentes au premier traitement vers le second traitement.
- L'utilisation de la valeur moyenne ne prend pas en compte le caractère extrême des plus grands diamètres. Or il existe une loi statistique qui s'applique aux valeurs extrêmes (la loi de distribution GEV – *Generalized Extreme Value*).

1.1.3.

Le recours à une nouvelle approche en lichénométrie, fondée sur la théorie des valeurs extrêmes

Une nouvelle approche lichénométrique permet une estimation plus fine des dates

de mise en place des dépôts morainiques. Dans un premier temps, le plus gros lichen est mesuré sur 50 blocs sélectionnés au hasard, ainsi que sur les surfaces datées (tombes, écroulements ou coulées volcaniques datées...). Un traitement statistique est ensuite appliqué au corpus des données.

La procédure est fondée sur les méthodes statistiques des valeurs extrêmes et bayésiennes (Cooley *et al.*, 2006 ; Naveau *et al.*, 2007). Il s'agit de modéliser la distribution des tailles de l'ensemble de la population des lichens échantillonnés sur les surfaces datées et non datées. Pour cela, une loi de distribution de type GEV est utilisée. Elle dépend de trois paramètres : μ (paramètre de position), σ (paramètre de distribution) et ξ (forme de la distribution – paramètre constant). La relation entre ces trois paramètres et l'âge de la surface constitue la nouvelle courbe de croissance (Naveau *et al.*, 2007). Un modèle bayésien est construit sur cette procédure : les paramètres GEV et les paramètres qui décrivent la fonction de croissance sont traités comme des variables aléatoires caractérisées par des distributions basées sur des connaissances *a priori* (par exemple que la pente de courbe de croissance est positive).

Les distributions de chaque paramètre sont obtenues par une procédure de Monte Carlo – Chaîne de Markoff (MCMC). Les propriétés des MCMC permettent une bonne approximation de la distribution postérieure des paramètres (Cooley *et al.*, 2006) après de nombreuses itérations (action de répéter un processus), généralement plus de 10 000 (Robert, 2006). À chaque itération, tous les paramètres sont mis à jour un par un, jusqu'à ce que la meilleure combinaison de paramètres soit obtenue. Ainsi, une



PHOTO 10 – Échantillonnage lichénométrique sur un cordon morainique du Skaftafellsjökull (glacier non visible, à gauche de la photo).

À la surface du cordon morainique, 50 blocs sont sélectionnés de façon aléatoire. Sur chaque bloc, le diamètre du lichen le plus gros est alors mesuré (cliché pris en août 2006).

distribution empirique pour chaque paramètre est calculée, et particulièrement celle des âges de chaque surface non datée. Des intervalles de confiance pour les surfaces non datées sont calculés à partir de la moyenne et de la variance de la distribution des âges antérieurs. Afin de réduire les marges d'erreur, les mesures des surfaces datées et des surfaces non datées sont réunies dans un même groupe de données et traitées ensemble.

Cette méthode permet donc :

- (1) d'obtenir des résultats statistiquement plus fiables,
- (2) de proposer des intervalles de confiance pour les datations obtenues.

Une comparaison entre les différentes méthodes lichénométriques a révélé que l'approche GEV offre la datation la plus fiable et la plus petite marge d'indétermination (Jomelli *et al.*, 2007).

1.1.4. L'application de l'approche lichénométrique "GEV" sur les cordons morainiques

Dans un premier temps, des surfaces basaltiques dont la date de mise en place est connue ont été échantillonnées. Dans la région de Skaftafell, il s'agit de coulées de lave, de dépôts de *jökulhlaups*, de cordons morainiques datés par photographie aérienne ou de digues. Le protocole de mesure retenu (Jomelli *et al.*, 2007) préconise la sélection aléatoire de 50 blocs relativement divers en terme de localisation, de micro-topographie (orientation par rapport au glacier, au vent, au soleil, etc.) et d'altitude (base ou sommet du dépôt). Sur chaque bloc, l'axe le plus long des plus gros lichens est mesuré au réglet avec une précision de 0,5 mm et la valeur la plus forte est retenue. Les lichens doivent être le plus circulaire et le plus plat possible, les lichens coalescents ou de formes irrégulières ont donc été systématiquement rejetés. Le même protocole a ensuite été appliqué sur les cordons morainiques des glaciers retenus (PHOTO 10).

1.2. DES DONNÉES COMPLÉTÉES PAR L'ANALYSE DES DOCUMENTS ICONOGRAPHIQUES

La datation des cordons morainiques par lichénométrie peut être complétée par des données fournies par les documents iconographiques et par des enregistrements systématiques des fluctuations des fronts glaciaires.

L'Islande a fait l'objet d'une bonne couverture aérienne durant la deuxième moitié du

20^e siècle. Pour la région de Skaftafell, les photographies aériennes prises en 1945, 1968, 1980, 1997 et 2003 ont été utilisées à travers une approche diachronique pour cartographier l'évolution des marges glaciaires. Elles ont donc été orthorectifiées et géoréférencées au sein d'un Système d'Information Géographique (SIG). Une carte topographique danoise, levée en 1904, est également disponible. Nous ne l'avons pas incluse dans le SIG, étant donné son manque de précision et la difficulté de géoréférencement, mais elle permet d'avoir une idée approximative de l'extension des langues glaciaires étudiées en 1904. Par ailleurs, la Société Glaciologique Islandaise (*Jöklarannsóknafélag Íslands*)

effectue des mesures annuelles de variations des fronts glaciaires sur 41 glaciers islandais. Les données disponibles débutent en 1935 pour le Morsárjökull et en 1943 pour le Skaftafellsjökull. Elles permettent de vérifier l'exactitude des datations lichénométriques et d'avoir une connaissance fine des fluctuations glaciaires.

La connaissance de la variation des fluctuations glaciaires depuis le Petit Âge Glaciaire permet de connaître le temps d'évolution des parois depuis le départ des glaciers. Elle sert de calage chronologique aux processus qui ne peuvent s'amorcer qu'après le départ du glacier.

LES MÉTHODES D'IDENTIFICATION DES PROCESSUS ET DE CARACTÉRISATION DE L'ÉVOLUTION DES VERSANTS

Les processus qui façonnent les versants des vallées de la Morsá et de la Skaftá sont dans un premier temps identifiés, notamment à travers l'étude des dépôts de bas de pente. Les résultats sont ensuite intégrés dans une analyse à plus petite échelle, où l'évolution des versants dans leur ensemble est caractérisée.

2.1. L'ANALYSE DES DÉPÔTS DE VERSANT

Les dépôts de bas de versant constituent le produit des processus en oeuvre sur le versant. Leur étude le long de transects topo-sédimentologiques est une méthode mise au point par B. Francou (1988) et qui a, depuis, été largement utilisée en milieu montagnard, notamment par D. Sellier (2002). Elle préconise de mesurer la valeur des pentes des accumulations et d'échantillonner un nombre prédéfini de particules sur une surface réduite, afin de déterminer le mode de mise en place des dépôts (Francou et Héty, 1989 ; Francou et Manté, 1990).

2.1.1.

La levée de profils topographiques

Selon la taille des dépôts, les profils longitudinaux des accumulations détritiques ont été mesurés directement sur le terrain ou dérivés d'après des Modèles Numériques de Terrain (MNT). Les profils des tabliers d'éboulis, dont la taille est relativement réduite au pied des versants de la Skaftá, ont été levés avec un clinomètre de type Suunto, d'une précision de 1°. Pour les grands cônes de la vallée de la Morsá, les profils ont été extraits à partir des MNT de chaque cône (*cf. ce chapitre - 3.2*).

La levée de profils longitudinaux permet notamment de déterminer l'indice C de concavité distale (Jomelli, 1997, 1999). Compris entre 0 et 1, cet indice renseigne sur l'influence des processus avalancheux dans l'édification des cônes (Jomelli et Francou, 2000). Il consiste à additionner les différences de pente entre chaque segment (généralement de 20 m) de la zone distale et de diviser le tout par le nombre de segments du profil. Ainsi, pour un profil divisé en 30 segments,

$$C = [\sum (\alpha_{10} - \alpha_9) + \dots + (\alpha_2 - \alpha_1)] / 30$$

2.1.2.

L'échantillonnage de surface

Afin d'analyser les caractéristiques de surface des dépôts de pente, la surface des cônes a été échantillonnée le long de profils longitudinaux et transversaux, tous les 20 m. La définition de la surface d'échantillonnage s'est faite au moyen d'un cadre en bois d'1m². Habituellement, l'échantillonnage des particules définies a lieu sur le terrain. Mais le nombre important de stations que nécessite l'échantillonnage des grands cônes de la vallée de la Morsá et le temps limité par la durée des missions de terrain nous ont conduit à photographier les cadres et à procéder à une analyse digitale. Cette méthode, même si elle nécessite un long traitement en laboratoire, est bien adaptée lorsque la taille des sédiments est de l'ordre du gravier et du bloc (Bunte et Abt, 2001), ce qui est le cas sur les dépôts échantillonnés ici. Pour minimiser les erreurs et les problèmes de distorsion, l'appareil photo a été fixé sur le cadre en position centrale et parallèle à la surface à photographier. Les objectifs photographiques de 50 mm respectent bien les proportions, mais couvrent une trop petite surface et nécessitent donc un recul important qui réduit la précision. Les objectifs de 35 mm, qui ont été utilisés dans le cadre de cette étude, présentent un bon compromis entre les distorsions inhérentes à l'optique et la surface photographiée. En laboratoire, les photos ont été rectifiées et mises à l'échelle avec le logiciel *ArcGis*, permettant un traitement systématique. L'analyse sédimentologique a été réalisée à l'aide d'une grille d'1 m de côté (FIG. 27). Ce type de comptage constitue un échantillonnage partiel sur un nombre prédéfini de particules (ici 30). Les surfaces échantillonnées sont donc réduites (1 m²) mais

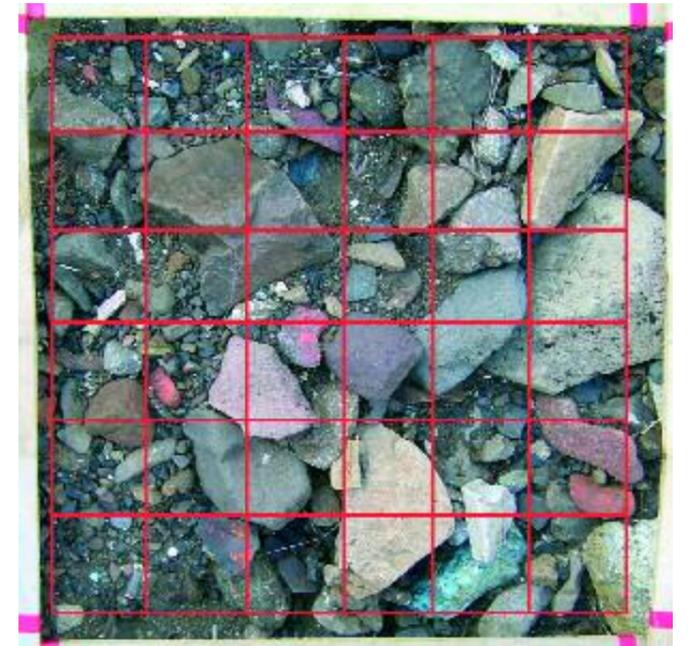


FIGURE 27 – Portion de surface échantillonnée au sein d'un quadrat sur laquelle a été digitalisée une grille de comptage.

La photographie du quadrat a été orthorectifiée avec le logiciel *ArcGis* grâce aux repères rouge sur la structure en bois. Une grille de 1 m de côté a ensuite été digitalisée et trente particules situées à l'intersection des droites ont été échantillonnées. Un tel traitement permet de caractériser la texture, la fabrique et la morphométrie des dépôts, ainsi que la composition lithologique dominante.

considérées comme représentatives. Pour obtenir des données granulométriques (texture du dépôt), les éléments situés sur 30 nœuds choisis au hasard ont été mesurés, selon l'axe le plus grand et l'axe intermédiaire, perpendiculaire au plus grand. La mesure s'est faite de façon digitale, avec une précision estimée à 1 mm. Lorsqu'une particule couvrait deux nœuds, elle a été comptée deux fois. Il faut toutefois noter que l'axe intermédiaire mesuré numériquement a tendance à être sous-estimé par rapport à celui mesuré *in situ* (Bunte et Abt, 2001) car sa longueur peut être partiellement cachée lorsque les éléments sont imbriqués ou lorsque les particules ne reposent pas à plat. Pour chaque quadrat, la fréquence

de la taille des particules puis la fréquence cumulée a ensuite été calculée avec le logiciel *XIStat*. Les percentiles ont été déterminés à partir de la courbe de distribution puis utilisés pour comparer des classes de taille ou pour dériver des paramètres comme la moyenne ou le tri qui caractérisent la distribution. L'orientation des sédiments (fabrique du dépôt) a été estimée à partir de l'angle entre l'axe le plus long et l'axe de la pente du dépôt. Trois classes ont été retenues : parallèle à la pente, oblique et perpendiculaire à la pente. La forme des particules (morphométrie du dépôt) a été caractérisée visuellement, selon le degré d'émoussé. Quatre types ont été distingués : anguleux, sub-anguleux, sub-arrondi, arrondi. La nature lithologique a également été déterminée visuellement à partir d'échantillons récoltés sur le terrain.

2.1.3. La détermination des processus

La réalisation de profils topo-sédimentologique à la surface des dépôts permet de déterminer les processus qui ont participé à leur mise en place.

Les tabliers d'éboulis, associés à des processus de gravité pure, présentent des profils longitudinaux tendus, proches de 35° (Francou, 1988 ; Francou et Héty, 1989). La texture dépend de la fracturation de la paroi : une texture grossière est associée à des roches massives tandis que des éléments plus fins sont issus de parois plus fracturées (Wilson, 1990). Le matériel est plutôt anguleux et la taille des particules augmente de la zone proximale vers la zone distale. Quant à l'orientation des débris, elle est plutôt aléatoire dans la partie proximale et parallèle à la pente dans la partie distale (Caine, 1967 ; McSaveney, 1971 ; McCalpin *et al.*, 1993 ; Bertran *et al.*, 1997).

Les débris mobilisés par les avalanches forment des langues de blocs bordées par des talus raides (Rapp, 1959) ou des cônes caractérisés par une concavité aval bien marquée (Bertran et Jomelli, 2004). Les pentes longitudinales varient ainsi de 30° dans la partie proximale à 10° dans la partie distale (Jomelli, 1997, 1999). Les éléments se distinguent par une forte hétérométrie et un mauvais classement longitudinal, même si les débris les plus grossiers se situent préférentiellement dans la partie distale (Jomelli et Francou, 2000).

Les cônes associés au déclenchement de coulées de débris se caractérisent par la présence de chenaux individualisés par des levées. Les pentes longitudinales varient de 25-30° dans la partie proximale à 10° dans la partie distale (Francou et Héty, 1989 ; André, 1993 ; Mercier, 2001, 2002). Les débris présentent un granoclassement inverse (décroissance des blocs d'amont en aval) et peuvent présenter une morphométrie variée, de l'anguleux à l'arrondi.

2.1.4. Le degré de stabilité des dépôts

Le degré de stabilité des dépôts peut être appréhendé à travers le taux de recouvrement végétal de surface. Comme l'analyse sédimentologique, l'analyse du couvert végétal s'est faite de manière numérique, à partir de photographies de quadrats. Sur chaque photo orthorectifiée, une grille de 100 carreaux (10x10) a été digitalisée. Le recouvrement végétal est estimé par comptage des carreaux dont la surface est recouverte à plus de 50% par la végétation (FIG. 28). Lorsque plusieurs carreaux présentent des surfaces de végétation inférieures à 50%, des regroupements sont opérés. Le couvert végétal

est exprimé en pourcentage (à 0,5% près). L'identification du type de végétation se fait visuellement, complétée par les relevés de terrain. Six classes ont été distinguées : végétation muscinale, herbeuse, buissonnante, arbustive, forestière, absence de végétation. Lorsque deux types de végétation sont présents, celui qui couvre la plus grande surface est indiqué en premier, suivi du deuxième type.

2.1.5. Le recours à l'Analyse en Composantes Principales (ACP)

Afin de traiter statistiquement les données obtenues à partir de l'échantillonnage de surface des dépôts et de distinguer des groupes d'accumulation détritiques qui auraient des caractéristiques similaires, une Analyse en Composantes Principales (ACP) a été réalisée à partir des données obtenues.

L'Analyse en Composantes Principales est un type d'analyse factorielle qui tend à dégager des combinaisons linéaires de variables hiérarchisées et indépendantes les unes des autres (Béguin et Pumain, 1994). En d'autres termes, elle consiste à établir des corrélations entre plusieurs phénomènes et à extraire l'information sous une forme simple et cohérente à partir d'un ensemble très important de données (Sanders, 1989). Pour effectuer une telle analyse, les variables doivent être centrées et réduites, c'est-à-dire qu'elles soient toutes exprimées en terme d'écart-types par rapport à la moyenne. Ainsi, les inégalités dues au poids des variables, aux différentes unités de mesures ou à la dispersion statistique sont éliminées (Béguin et Pumain, 1994). Une fois cet ajustement effectué, une matrice de cor-



FIGURE 28 – Grille de comptage de la végétation appliquée sur un quadrat d'1 m².

Sur la photo orthorectifiée du quadrat, une grille de comptage est appliquée afin d'estimer le taux de recouvrement végétal. Ici, le quadrat se caractérise par un taux de recouvrement de 64 %, avec une végétation muscinale.

rélation (de type Bravais-Pearson) est réalisée afin d'identifier les fortes relations entre les variables. Puis, des variables de régression sont construites d'une variable Y en une variable X. L'analyse des résidus permet d'isoler les facteurs locaux d'écart au modèle. L'utilisation du logiciel *XIStat* a permis la réalisation de telles analyses.

2.2. L'ANALYSE DES VERSANTS

L'analyse de la configuration des versants est essentiellement appréhendée en terme de pente et de couverture déritique. La confrontation des données permet ensuite d'élaborer une carte géomorphologique des versants.

2.2.1.

La mesure des pentes

D'un Modèle Numérique de Terrain (MNT – reconstitution en 3 dimensions d'un relief) peuvent être extraits des profils topographiques et des données de pentes.

Le MNT des versants de la région de Skaf-tafell a été réalisé à partir de la carte topographique au 1/24 000. Les courbes de niveau, équidistantes de 20 m, ont été digitalisées avec le logiciel *ArcGis*. La représentation numérique de surfaces à partir des courbes de niveau a ensuite nécessité une interpolation mathématique. Il existe plusieurs modes d'interpolation, qui doivent être choisis en fonction de la finalité de la représentation (cf. éléments de synthèse in Brunstein, 1999) :

- La méthode des moyennes pondérées interpole la valeur de l'altitude en un point en calculant la valeur moyenne pondérée des altitudes dans son voisinage. Elle nécessite un semis de points d'altitudes très dense et bien réparti et est peu adaptée à des reliefs peu contrastés.

- Les méthodes d'interpolation polyno-

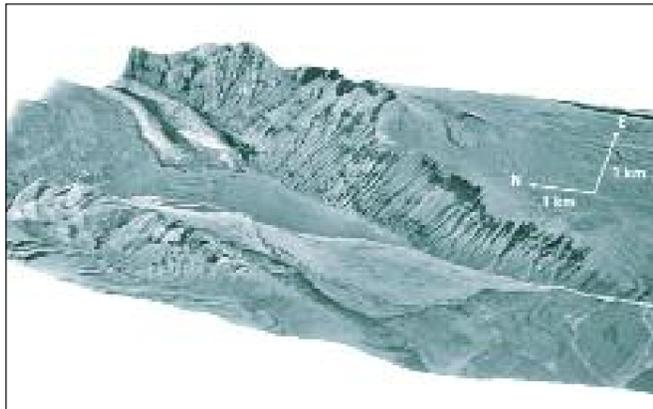


FIGURE 29 – Modèle Numérique de Terrain de la vallée de la Morsá.

Vue depuis l'ouest.

À partir de la numérisation des courbes de niveau (équidistance : 20 m), un krigeage ordinaire des données a été effectué, avec un variogramme gaussien. Pour faciliter la visualisation du relief, une photographie aérienne de 1960 a été drapée.

miale consistent à calculer des équations de courbes qui s'ajustent à un petit nombre de données tout en assurant la continuité de la surface.

- Les fonctions spline ont pour caractéristique le fait que la courbe est construite, non pas à l'aide d'une seule équation, mais à l'aide d'un système de deux équations qui ont un paramètre commun qui varie de 1 à 0 (ex. $x(t) = a + bt + ct^2 + dt^3$; $y(t) = e + ft + gt^2 + ht^3$; $z(t) = i + jt + kt^2 + lt^3$). Cette méthode a tendance à minimiser la courbure générale de la surface, elle aboutit à une surface lisse qui passe exactement par les points entrés.

- Le krigeage fait intervenir des méthodes de géostatistique. Il consiste à définir une fonction qui détermine la valeur d'un point à partir de valeurs connues du plan. Cette approche repose sur le degré de similarité entre les points connus, c'est-à-dire sur la covariance entre les points en fonction de la distance entre ces points (Armstrong et Carignan, 1997). L'interpolation se fait en deux étapes : la caractérisation du comportement de l'altitude à partir de points connus (représenté sous forme de variogramme) et le calcul des pondérateurs et l'estimation de l'altitude.

Ces méthodes d'interpolation sont expliquées plus en détail dans l'ouvrage de P. Burrough et R. McDonnell (1998).

Pour construire le MNT des versants, une interpolation par krigeage ordinaire a été réalisée, en utilisant un variogramme gaussien (FIG. 29). Une carte des pentes peut ensuite être extraite, ainsi que des profils topographiques (outil *EasyProfiler*).

Les données de pentes permettent d'appréhender le degré d'évolution des versants à travers la forme des profils de versant et la vigueur du relief. La prise en compte de la couverture détritique apporte un complément d'informations.

2.2.2.

Le calcul du rapport Ho/Hi

Le calcul du rapport Ho/Hi est une méthode mise au point par C. Ballantyne et C. Harris (1994) qui a ensuite été largement développée par D. Sellier (2002). Ce rapport exprime la relation entre la hauteur d'un versant et sa couverture déritique : Hi désigne le dénivelé du versant, tandis que Ho représente le dénivelé de la surface déritique. Ainsi, lorsque le rapport Ho/Hi est proche de 1, la paroi rocheuse est entièrement recouverte de débris, les pentes sont alors ajustées et l'évolution complète.

Le rapport Ho/Hi a été calculé à partir d'une photographie aérienne de 1997 drapée sur le MNT. Par photo-interprétation, les couvertures de débris ont été distinguées des parois rocheuses le long de profils de versant. Les altitudes ont ensuite été extraites du MNT pour calculer les dénivelés des ensembles respectifs.

2.2.3.

La synthèse des données au sein d'une carte géomorphologique

La carte géomorphologique a deux buts : spatialiser les modelés et proposer des interprétations d'organisation des formes du paysage. Dans cette étude, elle a été réalisée afin de montrer les disparités spatiales qui existent entre les versants d'une même vallée.

Plusieurs documents iconographiques ont été utilisés :

- la carte topographique au 1/25 000 de 1982 a servi à la réalisation du fond de carte ;

- la carte géologique au 1/250 000 a permis de cartographier les grandes unités lithologiques de la région ;

- plusieurs jeux de photographies aérien-

nes (1945, 1960, 1997 et 2003 pour la vallée de la Morsá, 1945, 1968, 1980, 1997 et 2003 pour la vallée de la Skaf-tá) ont fait l'objet d'une photo-interprétation afin de cartographier les grands modelés de versant.

Ces documents ont pu être géoréférencés et insérés au sein d'un Système d'Information Géographiques (SIG) avec le logiciel *ArcGis*. Les observations de terrain faites lors des trois missions de terrain estivales (2005, 2006 et 2007), ont été repérées au GPS (précision d'environ 6 m) et ont complété la cartographie.

LES MÉTHODES DE QUANTIFICATION DES PROCESSUS

Les processus, une fois identifiés, doivent être quantifiés afin d'évaluer leur impact sur l'évolution des versants. Des méthodologies différentes peuvent ainsi être envisagées pour chaque type de processus.

3.1. LA MESURE DE PROCESSUS PONCTUELS

Les versants soumis à une déprise glaciaire se caractérisent par d'importants phénomènes d'écroulements. Ces écroulements sont très répandus dans la région de Skaftafell. Mais parce qu'ils sont massifs et très souvent mêlés à des débris issus de processus d'éboulisation, leur volume global est difficile à circonscrire et à mesurer (PHOTO 11). Toutefois, afin de comparer les amas rocheux entre eux, une méthode de mesure relative a été élaborée.

Les amas de blocs étant complexes, seuls les 10 plus gros blocs de chaque dépôt ont été mesurés. Le volume des blocs est ensuite calculé à partir de la mesure *in situ* des axes *a* (axe le plus long), *b* (axe intermédiaire, le plus long et perpendiculaire à l'axe *a*) et *c* (axe le plus petit). Ces

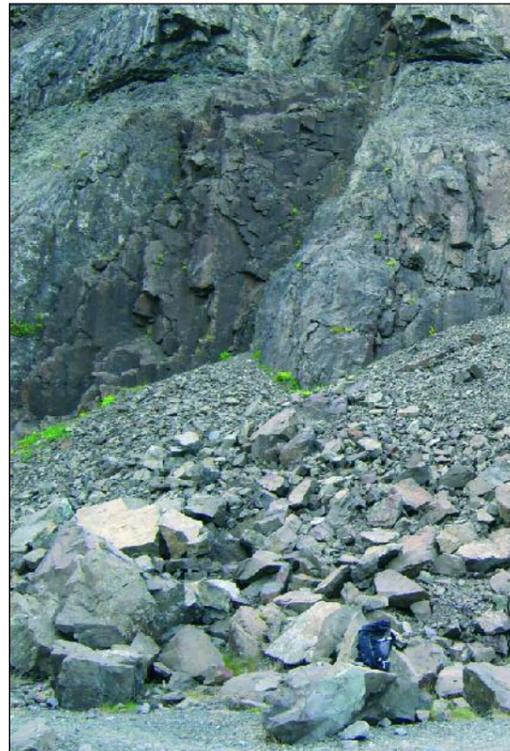


PHOTO 11 – Écroulement sur des tabliers d'éboulis au pied d'une paroi en rive droite de la vallée de la Skaftá.

Les écroulements produisent une multiplicité de blocs dont la taille est variable (le sac à dos noir, posé sur un bloc au premier plan, donne l'échelle). Leur complexité rend difficile une mesure globale du volume mobilisé (cliché pris en juillet 2007).

trois axes permettent le calcul du "diamètre nominal" du bloc (Bunte et Abt, 2001). Le diamètre nominal consiste en une approche tri-dimensionnelle et se définit comme le diamètre qu'une particule aurait si son volume était équivalent à celui d'une sphère. Il se calcule selon la formule :

$$D_n = (a.b.c)^{1/3}$$

L'obtention du diamètre nominal permet le calcul du volume du bloc V_D :

$$V_D = (\pi/6)(a.b.c)$$

Ainsi, le volume des dix plus gros blocs de chaque dépôt a été calculé, afin de rendre possible une comparaison entre les différents sites.

Dans une démarche de quantification et d'évaluation de rythmes de production sédimentaire, les processus mesurés ont été rapportés à une période. Les blocs mesurés ont ainsi été datés par lichénométrie (pour la méthode détaillée, cf. ce chapitre – 1.1.3). Les lichens sont tous échantillonnés sur le même bloc, afin de connaître le temps écoulé depuis la mise en place du bloc.

Cette méthode ne permet pas l'estimation de volumes globaux de matériel mobilisés, mais permet de comparer l'impact relatif de plusieurs écroulements, ainsi que d'établir un calage chronologique pour les principaux écroulements.

3.2. LA MESURE DU RYTHME DE DÉMANTÈLEMENT DES PAROIS ROCHEUSES

Nous l'avons vu, de nombreuses méthodes ont été appliquées pour estimer des rythmes de démantèlement des parois rocheuses (cf. chap.1 – 3.2.2). Elles consistent généralement à mesurer un volume de matériel rapporté à une surface de paroi source et à une période d'ac-

tivité. Nous avons suivi cette démarche en utilisant un matériel adapté aux conditions de terrain.

3.2.1. Le choix du télémètre Laser

Les grands cônes qui se développent au débouché des ravines de la vallée de la Morsá constituent des stocks de débris, dont les limites, ainsi que celles de leur bassin versant, sont bien définies. Ils constituent donc des formes potentiellement mesurables.

Étant donné les contraintes inhérentes au terrain (temps d'approche long, accès à pied uniquement, conditions météorologiques parfois difficiles), nous nous devons d'opter pour un matériel de mesure léger et facilement manipulable. Notre choix s'est ainsi porté sur le télémètre laser, appareil qui mesure des distances depuis un point donné (PHOTO 12). Cet appareil présente l'avantage d'être peu encombrant (quelques dizaines de cm³) et très léger (quelques centaines de grammes). Il permet de mesurer des objets à distance, sans avoir à parcourir la surface à mesurer, à la différence d'un GPS. Monté sur un pied fixe, le télémètre donne quatre types de données : la distance horizontale, la distance verticale, la distance du point visé et l'inclinaison de l'appareil (FIG. 30). La fixation d'une boussole sur le télémètre a permis de mesurer l'angle du point mesuré par rapport au nord.

3.2.2. La modélisation numérique de la surface des cônes et l'extraction des volumes

Les points qui ont fait l'objet de mesures ont ensuite été intégrés dans un système géométrique à trois dimensions non géométrisé. Les trois axes de ce système

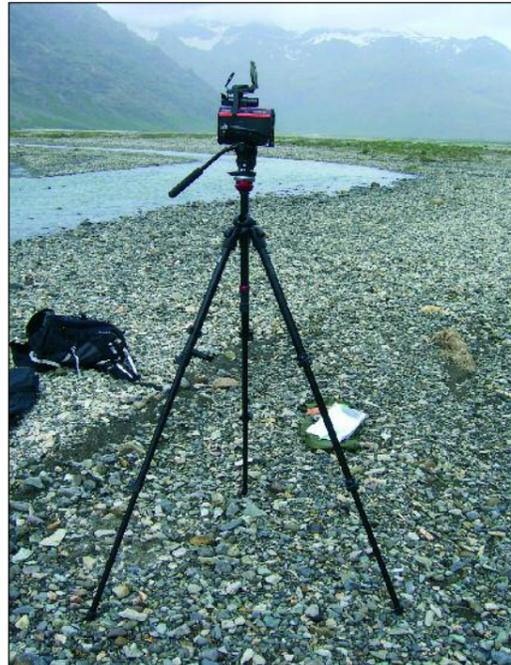


PHOTO 12 – Télémètre Laser utilisé pour la mesure de la topographie de surface des cônes d'accumulation.

L'appareil utilisé est un télémètre *Laser Tech*, modèle *Impulse 200* (précision de 0,01 m, inclinaison à $\pm 0,1^\circ$). Monté sur un pied, une boussole est fixée sur le dessus (cliché pris en juin 2006).

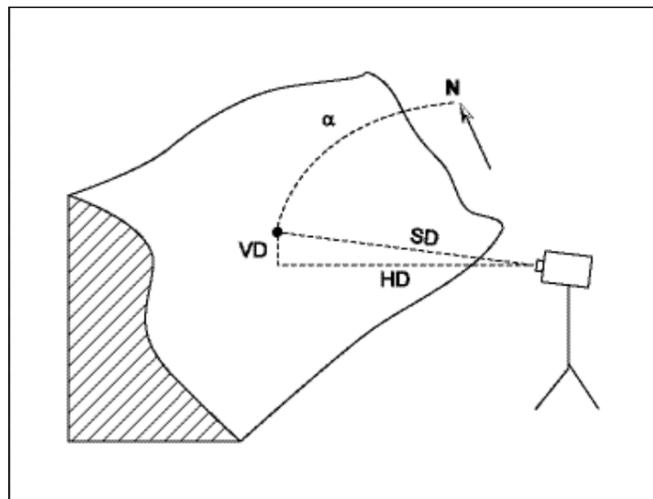


FIGURE 30 – Mesures réalisées au télémètre.

SD : distance absolue ; HD : distance horizontale ; VD : distance verticale ; α : direction.

sont définis de la manière suivante : x, l'axe du Nord, y, la perpendiculaire à l'axe des x à l'endroit du télémètre et z, l'axe des altitudes. Le télémètre a pour coordonnées (0 ; 0 ; 0) et constitue le point de repère du système. Les valeurs x et y sont obtenues à partir du cosinus de l'angle donné par la boussole (converti en radian) et de la valeur HD, la distance horizontale entre le télémètre et le point mesuré. La valeur z est donnée directement par la valeur VD (distance verticale entre le télémètre et le point), à laquelle on ajoute la valeur absolue de la valeur minimale, pour ne pas obtenir de valeurs négatives (les points mesurés peuvent parfois se situer à des altitudes inférieures à celle de l'appareil).

Ainsi, pour le point de coordonnées $(x_1 ; y_1 ; z_1)$

$$\begin{aligned} x_1 &= \cos \alpha_1 \cdot HD_1 \\ y_1 &= \sin \alpha_1 \cdot HD_1 \\ z_1 &= VD_1 + |VD_{\min}| \end{aligned}$$

Les coordonnées calculées pour chaque point ont ensuite été cartographiées et, issu de ces points, un MNT de la surface des cônes a été réalisé par une interpolation de type spline. Une fonction du logiciel *ArcGis* a permis d'obtenir le volume compris entre le plan horizontal qui passe par le point le plus bas et la surface du cône elle-même, soit le volume de la forme numérisée. Mais l'épaisseur calculée par le logiciel est ainsi surestimée, car la courbure de la paroi sous le dépôt n'a pas été prise en compte. Il a donc fallu estimer l'épaisseur "réelle" du cône.

3.2.3. La prise en compte de la forme de la paroi

De nombreuses études ont montré que la forme d'une paroi rocheuse au sein d'une vallée glaciaire pouvait être modélisée par

une fonction polynomiale (Graf, 1970 ; Harbor et Wheeler, 1992 ; Schrott et Adams, 2002), même si la confrontation avec des données sismiques ou GPR a pu montrer les limites de la méthode, notamment lorsque les versants sont trop escarpés ou la vallée peu large (Schrott *et al.*, 2003). La courbure de la paroi a donc été modélisée par une courbe polynomiale d'ordre 2, d'équation $f(x) = ax^2 + bx + c$ à partir du profil de la paroi qui se développe au-dessus de chacun des cônes (FIG. 31). Le profil des cônes a également été modélisé par une courbe polynomiale d'ordre 2 d'équation $g(x)$.

La démarche suivie peut être détaillée : (1) à partir du MNT du versant (précision 10 m), les profils des cônes et de leur paroi ont été tracés avec le logiciel *ArcGis* (outil *EasyProfiler*).

(2) Sous *Excel*, le graphique des profils a été construit à partir des fichiers de type dbf, en distinguant les points correspondant aux cônes de ceux correspondant aux parois.

(3) Les courbes de tendance d'ordre polynomial 2 correspondant aux points des cônes et aux points de la paroi ont ensuite été ajoutées et leur fonction extraite.

Le calcul des intégrales de $f(x)$ entre x_2 et x_3 et de $g(x)$ entre x_1 et x_3 a permis de connaître l'aire de la surface qui s'étend entre les courbes $f(x)$ et $g(x)$ et l'axe des abscisses (FIG. 31). La surface S a ensuite été calculée, selon l'équation :

$$S = \int_{x_2}^{x_3} f(x) dx - [y_1 (x_3 - x_2)]$$

La surface représentant l'épaisseur du cône obtenu avec le logiciel *Arcmap* a également été calculée selon l'équation :

$$\int_{x_1}^{x_3} g(x) dx - [y_1 (x_3 - x_1)]$$

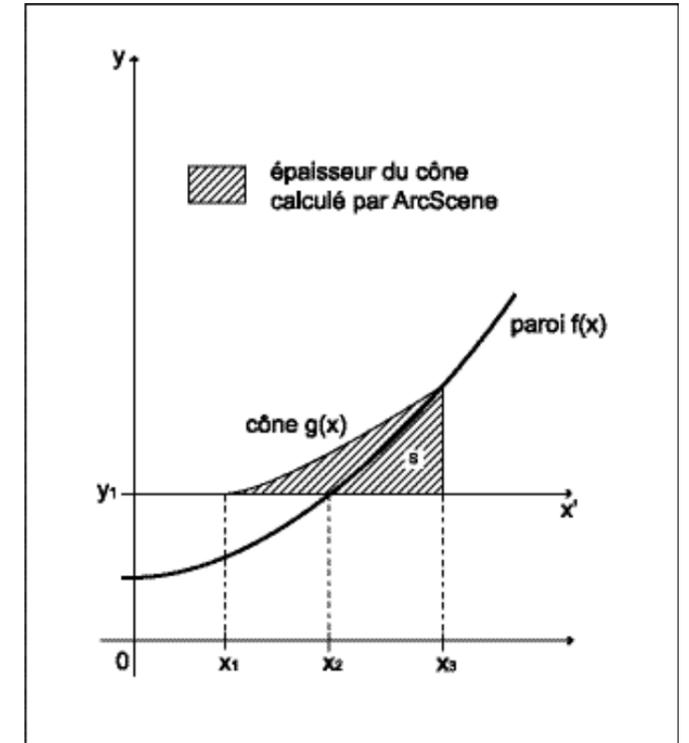


FIGURE 31 – Modélisation mathématique de la forme de la paroi rocheuse et du profil du cône.

Le rapport entre l'épaisseur du cône calculée par *ArcScene* et la surface S correspond à la surestimation du volume du cône modélisé (soit la marge d'erreur). Il a donc fallu retrancher le volume surestimé pour obtenir le volume "réel" des cônes modélisés.

3.2.4. La prise en compte de la porosité au sein du dépôt

Les matériaux accumulés au sein des cônes ne forment pas une masse compacte, la structure est au contraire largement composée d'espaces vides. Estimer le volume des sédiments accumulés au sein du modèle a donc nécessité de prendre en compte la part des vides, autrement appelée la porosité.

L'estimation de la porosité au sein des formes d'ordre métrique est une ques-



PHOTO 13 – Structure interne d'un cône de la vallée de la Morsá.

Le cône présente une structure interne non stratifiée composée de matériel hétérométrique colmaté par des fines. La porosité au sein du dépôt semble donc réduite mais suffisante pour permettre la circulation de l'eau et un certain lessivage (cliché pris en juillet 2005).

tion difficile, qui a peu été abordée dans la bibliographie. La porosité de surface (c'est-à-dire l'espace compris entre les débris rocheux) est facilement quantifiable avec des quadrats, mais cela est plus difficile pour la porosité au sein de la structure. De récents travaux ont d'ailleurs montré la complexité de la structure d'un talus ou d'un cône de coulées de débris avec des variations importan-

tes de porosité au sein d'un même profil (Sass et Krautblatter, 2007). M.-F. André (1993, 1997), dans ses travaux sur les taux de retrait des parois au Svalbard, suit les recommandations d'A. Rapp et considère la porosité d'un cône d'éboulis à 33% (tout en précisant que cela aboutit à une légère surestimation), mais n'explique pas ce choix. Dans la vallée de la Morsá, la structure interne des dépôts révélée par plusieurs coupes montre que les cônes sont constitués d'un matériel non stratifié et bien colmaté par les sédiments fins (PHOTO 13). La part des vides au sein de ces dépôts semble donc réduite et nous avons opté pour une valeur de porosité de 20%. Cette valeur est choisie assez arbitrairement et des mesures plus précises seraient nécessaires pour affiner les analyses. La soustraction de 20% du volume modélisé permet donc d'obtenir, théoriquement, le volume de débris accumulé dans les cônes.

3.2.5.

La détermination de la surface des bassins versants

La surface des bassins versants peut être déterminée à partir du MNT des versants avec le logiciel *ArcGis*. Toutefois, après essai, il est apparu que les résultats obtenus n'étaient pas satisfaisants, la limite des bassins versants ne correspondant pas à celle visible sur les photographies aériennes. La résolution de 10 m du MNT en était probablement la cause. Nous avons donc préféré tracer les surfaces des parois à partir du cliché aérien de 1960, dont la résolution est meilleure (1,19 m). Lors du tracé des bassins versants, une attention particulière a été portée afin d'inclure la surface de paroi enfouie sous le cône.

L'estimation des volumes de débris (exprimés en m^3) a donc été divisée par la taille des bassins versants (en m^2), afin d'obtenir des valeurs de retrait de paroi (en m ou mm). Ces valeurs ont ensuite été rapportées au temps écoulé depuis le départ des glaciers des versants, permettant le calcul de taux de retrait de paroi (en $mm.k_a^{-1}$).

3.3.

LA MESURE DES ACCUMULATIONS LOESSIQUES

Des dépôts de loess recouvrent la surface des versants qui dominent le Skeiðarársandur. Des coupes effectuées au sein de ces dépôts révèlent que les loess sont intercalés entre des horizons bien définis de téphras. Des rythmes d'accumulation de loess peuvent donc être calculés en considérant les téphras comme des marqueurs chronologiques.

3.3.1.

La téphrochronologie, une méthode couramment utilisée en Islande

La téphrochronologie a été fréquemment utilisée en Islande pour dater des accumulations détritiques, et ce, depuis les travaux pionniers de S. Thórarinnsson (1944, 1967 ; Einarsson, 1986 ; Hemond *et al.*, 1993 ; Haflíðason *et al.*, 2000 ; Larsen *et al.*, 2001 ; Jackson *et al.*, 2005 ; Decaulne *et al.*, 2007). Elle consiste à identifier les horizons de téphras intercalés au sein des dépôts. Les téphras sont des éléments pyroclastiques éjectés dans l'atmosphère lors des éruptions volcaniques (PHOTO 14). Chaque volcan se définit par une signature géochimique et exoscopique unique, qui permet la détermination de l'origine des retombées volcaniques.



PHOTO 14 – Horizon de téphras au sein d'un dépôt loessique sur le versant sud de la vallée de la Morsá.

Les téphras (ici à la pointe du couteau) sont des éléments pyroclastiques issus d'éruptions volcaniques (cliché pris en juin 2006).

La connaissance de l'histoire volcanique de la région permet donc de dater les téphras au sein de séquences.

Dans la région de Skaftafell, quatre types de téphras sont bien identifiables : celles associées à l'éruption de l'Hekla, du Katla, du Grimsvötn et du Veidivötn. Il s'agit de téphras de type basaltique, donc de couleur noire. Les émissions produites par l'Hekla et le Grimsvötn se distinguent par leur couleur plus claire en raison de leur forte teneur en silice (Larsen *et al.*, 2001 ; Larsen, 2005).

3.3.2.

L'estimation des taux d'accumulation

Une série de coupes a été réalisée au sein des dépôts loessiques, en haut comme en bas de versant (PHOTO 15). Les accumulations de loess ont été mesurées entre chaque horizon de téphras. Les téphras ont été identifiées visuellement d'après leur apparence (couleur et granularité) et après comparaison avec une coupe étalon datée, conservée au sein du musée du Parc



PHOTO 15 – Coupe dégagée au sein des dépôts loessiques sur le versant sud de Skaftafellsheidi.

Au sein de cette coupe (hauteur d'environ 2,5 m), des horizons de téphras peuvent être identifiés et des taux d'accumulation calculés.

National de Skaftafell. La méthodologie appliquée constitue la limite de cette étude : une analyse géochimique des téphras aurait été nécessaire pour une détermination précise des téphras et des émissions volcaniques auxquelles elles se rapportent. Ces travaux ne doivent donc être considérés que comme une étude préparatoire à des recherches plus poussées.

Ce chapitre constitue une présentation de la démarche de travail suivie dans le cadre de cette étude. Il présente une série de méthodes qui nécessitent la maîtrise d'outils géographiques variés. La méthodologie proposée ici répond aux contraintes du terrain d'étude, notamment en terme de difficulté d'accès et de conditions de travail. Son intérêt réside également dans le fait qu'elle permet des changements d'échelle, tant spatiaux (analyse de dépôts de bas de pente ou du versant dans son ensemble) que temporels (pas de temps "long" du Tardiglaciaire ou "court" du Petit Âge Glaciaire).

CONCLUSION

PARTIE A

CONTEXTUALISATION DE LA RECHERCHE

A lors que seules quelques études ont été menées en Islande sur l'impact de processus individuels dans l'évolution actuelle des versants, la question du rôle de la déprise glaciaire n'a pas, ou peu, été abordée. Elle est pourtant au cœur de la problématique actuelle du changement climatique global et a donné lieu à de nombreuses études dans d'autres régions du globe. Cette lacune incite à s'atteler au sujet, en profitant du fait que la chronologie des fluctuations glaciaires est relativement bien connue en Islande, tant à l'échelle du Tardiglaciaire que du Petit Âge Glaciaire. La région de Skaftafell offre un contexte particulier où les nombreuses langues glaciaires ont plus ou moins recouverts les versants volcaniques escarpés. Elle présente donc des terrains d'étude variés, en terme de condition d'englacement et de lithologie. L'abondance des précipitations et la circulation locale du vent participent également à l'évolution des versants et peuvent renforcer ou amenuiser la vigueur des dynamiques de versant. Ce terrain présente toutefois des conditions d'accès et de travail difficiles, une méthodologie adaptée a donc dû être élaborée. Elle fait appel à des outils géographiques variés qui vont des observations de terrain les plus simples à la modélisation numérique de formes sédimentaires, en passant par des méthodes de datation. Une attention particulière a été portée à la possibilité de changements d'échelle : les processus individuels, au même titre que l'évolution des versants dans leur intégralité, sont appréhendés sur le temps "long" (évolution depuis le Tardiglaciaire) comme sur le temps "court" (évolution depuis le Petit Âge Glaciaire).

LE RÉAJUSTEMENT DES VERSANTS À LA DÉPRISE DU TARDIGLACIAIRE

PARTIE B

*"How many years can a mountain exist
Before it's washed to the sea?"*

Bob Dylan, Blowing in the Wind.

Il y a environ 10 000 ans, la calotte glaciaire qui recouvrait le sud-est de l'Islande s'est rétractée pour atteindre les limites actuelles de l'englacement. Les versants de la vallée de la Morsá sont donc libres de glace depuis la fin du Tardiglaciaire, à l'exception de la partie amont, délimitée par les cordons morainiques du Petit Âge Glaciaire. Cette déprise glaciaire a-t-elle encore un impact sur l'évolution actuelle des versants ? La question nécessite, dans un premier temps, d'identifier les processus qui participent actuellement à l'évolution des versants et d'individualiser les facteurs de déclenchement (*chap. 4*). Les différentes étapes de l'érosion des versants sont ainsi reconstituées en distinguant les processus de météorisation, de mobilisation de débris et d'accumulation. La morphologie d'ensemble des versants est ensuite caractérisée à travers l'analyse des pentes et de la couverture détritique. Ces données permettent de proposer une typologie des versants de la Morsá et d'identifier les facteurs commandant leur évolution actuelle des versants. Dans un deuxième temps, l'impact sur le temps long de certains processus est quantifié (*chap. 5*). La vitesse de démantèlement des parois rocheuses est calculée en cubant les dépôts de bas de paroi et en rapportant leur volume à la surface source et au temps de désenglacement de la vallée. Des vitesses d'évolution des parois rocheuses sont ainsi obtenues à l'échelle de l'Holocène et peuvent être comparées avec d'autres milieux froids. Les rythmes d'accumulation loessique sont ensuite estimés en mesurant les dépôts au sein de coupes et en les datant par téphrochronologie. L'analyse des changements de rythmes au cours du dernier millénaire met en lumière le rôle des fluctuations glaciaires.

Les dynamiques de versant dans la vallée de la Morsá

PARTIE B CHAPITRE 4

Les versants de la vallée de la Morsá sont libres de glace depuis la fin du Tardiglaciaire. Ce chapitre a pour but d'individualiser les dynamiques en œuvre sur les pentes afin d'évaluer l'impact de la déprise glaciaire sur l'évolution actuelle des versants. Pour ce faire, la chaîne des processus qui participent à l'érosion des parois est identifiée et la morphologie des versants caractérisée. L'analyse croisée des produits de la météorisation, des caractéristiques des dépôts de bas de versant et de la forme des versants aboutit à l'établissement d'une typologie des versants. Les différences dans les modalités d'évolution ainsi mises à jour permettent l'identification des facteurs commandant l'évolution des versants et l'estimation de l'influence paraglaciale actuelle.

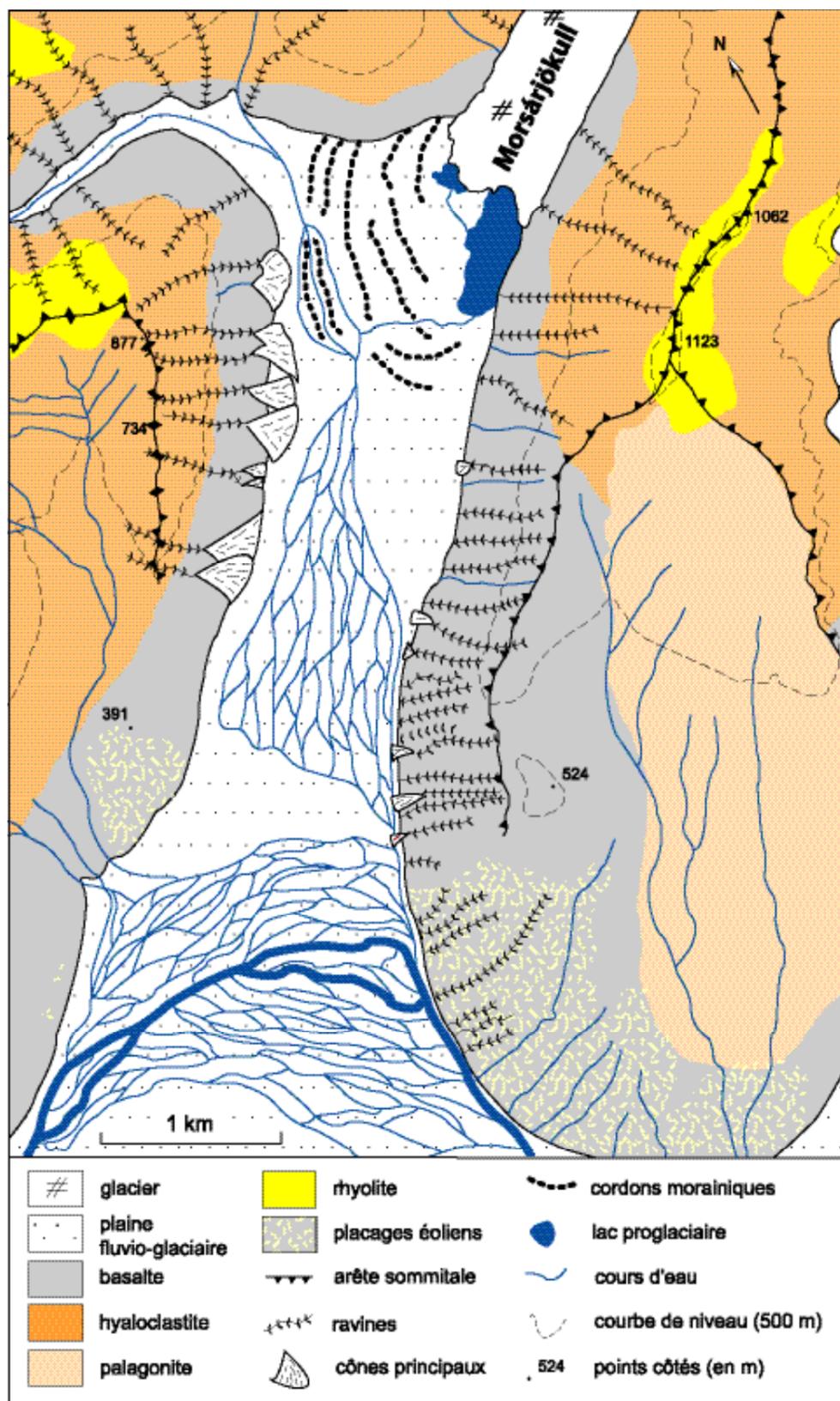


FIGURE 32 – Croquis morphologique de la vallée de la Morsá.

1. L'IDENTIFICATION DES RELAIS DE PROCESSUS SUR LES VERSANTS DE LA MORSÁ

Les versants de la vallée de la Morsá présentent des morphologies variées (FIG. 32). Les observations de terrain et l'analyse des dépôts de pente permettent d'identifier une série de processus qui déterminent l'évolution des versants déglacés depuis la fin du Tardiglaciaire.

1.1. UNE MÉTÉORISATION INÉGALE SELON LA LITHOLOGIE DES ASSISES ROCHEUSES

1.1.1. Les produits de la météorisation

Les versants subissent différents processus de météorisation qui entraînent le démantèlement des formes glaciaires. La nature lithologique du matériel concerné apparaît comme un premier élément de différenciation.

Au vu de leur position en saillie, les *dykes* sont, dans la vallée, les éléments les plus résistants aux processus de météorisation (PHOTO 16). Leur caractère homogène et massif, qui rend difficile l'action du gel,

explique leur bonne conservation. Ils se débitent en gros blocs de forme polygonale et de taille métrique qui tombent sur place, comme l'avait déjà décrit J. Bougère (1992) sur l'archipel de Crozet. Les blocs peuvent ensuite subir des processus d'altération par les agents bio-météoriques. En effet, nombre d'entre eux retrouvés au pied des *dykes* présente un aspect émoussé. Ils peuvent également être recouverts par des apports de haut de versant, ou lorsqu'ils sont tombés en fond de ravine, être pris en charge par les dynamiques linéaires d'écoulement. Même si la position en saillie des *dykes* témoigne de leur bonne résistance aux processus de météorisation, leur déchaussement peut être accentué par la fragilisation de leur encaissant, due à un phénomène de "cuisson" au moment de l'intrusion.

Les basaltes fournissent, quant à eux, des éléments de taille variée. Les parois rocheuses produisent des fragments d'ordre centimétrique qui s'accumulent au pied des bancs basaltiques. Les volumes

1. *Dyke* : lame de roche magmatique infiltrée dans une fissure de l'encaissant.



PHOTO 16 – Dykes en saillie sur un versant orienté au sud, dans la partie amont de la vallée de la Morsá.

La bonne résistance des *dykes* aux processus de météorisation explique leur position en saillie par rapport à leur encaissant fragilisé, ici du basalte en bas de versant et de la hyaloclastite au-dessus (cliché pris en juillet 2007).

fournis sont trop importants pour être mobilisés vers le bas de versant et donnent naissance à des tabliers d'éboulis, rapidement colonisés par la végétation (PHOTO 17). De gros blocs peuvent également se détacher des parois sous formes de chutes isolées ou d'écroulements. Ils tombent alors sur les tabliers d'éboulis et, comme pour les *dykes*, subissent une altération liée aux agents bio-météoriques. Ils peuvent également subir une division secondaire et alimenter les tabliers en gélifractions, ou subir des processus de remobilisation et se concentrer en fond de ravine. Il a été observé que les basaltes "à bulles de zéolite" s'altèrent moins vite que

les basaltes massifs car ils ont tendance à se fracturer plus vite.

Les hyaloclastites et les rhyolites sont très sensibles à la météorisation et fournissent des volumes importants de matériel (PHOTO 18). La rhyolite se débite en plaquettes et produit des fragments de taille centimétrique, sub-anguleux et de couleur claire. Les hyaloclastites fournissent du matériel de petite taille qui s'accumule et forme de larges tabliers d'éboulis. La vitesse de démantèlement des hyaloclastites est beaucoup plus rapide que celle des basaltes, comme le témoignent les formes de pitons rocheux qui ont remplacé les bancs de hyaloclastites. De gros blocs peuvent également se détacher et tomber en pied de versant ou en fond de ravine, où ils sont rapidement altérés. Les hyaloclastites semblent plus sujettes à l'altération que les bancs de rhyolite, à l'aspect moins "usé".

1.1.2.

Les facteurs de météorisation

Les processus de météorisation au sein des parois rocheuses peuvent avoir plusieurs origines. La décompression post-glaciaire, les infiltrations d'eau et les nombreux cycles de gel et dégel, mais également l'activité sismique qui a pu participer à la déstabilisation des versants, entraînent des phénomènes de fissuration au sein des parois. Quant à l'altération, elle est liée à l'action des agents bio-météoriques sur les surfaces rocheuses. Les différents modes de météorisation relevés sur les versants de la Morsá témoignent donc de différences comportementales des roches vis-à-vis de ces facteurs.

Le caractère homogène et massif des *dykes* rend difficile l'action du froid et explique leur bonne conservation. Le déta-

chement des blocs se fait à la faveur de diaclases liées à la structure des *dykes*. La question de la résistance des basaltes au gel a été posée. S. Étienne (2001) a montré que lorsqu'ils sont massifs, la gélifraction n'a pas d'emprise tant qu'ils n'ont pas été altérés par des éléments biologiques. Ces observations sont confirmées par les essais effectués par le centre de Géomorphologie de Caen qui indiquent que les basaltes sont très résistants au gel (Martini, 1967 ; Kieffer et Lautridou, 1971), mais que la fatigue aidant, au bout de 1000 alternances gel-dégel, la résistance mécanique est nettement diminuée et que l'éclatement se fait alors rapidement. Les résultats obtenus par J. Bougère (1992) sur l'archipel de Crozet vont dans ce sens. Après 100 cycles, les pertes ne sont pas nulles, mais faibles, il y a peu de débris et ils sont toujours très limoneux. Des cycles plus longs sont nécessaires pour que l'eau ait le temps de geler dans les micropores (au moins 10 heures). Ces observations ont été faites sur des échantillons de basalte isolés (expérimentation en laboratoire) ou sur des surfaces relativement planes. Dans la vallée de la Morsá, les bancs de basalte affleurent sous forme de paroi rocheuse. Si le gel seul n'est pas efficace dans la météorisation des basaltes, l'action du gel sur les fissures des prismes combinée à un fort appel au vide, mais aussi peut-être à l'effet de la décompression post-glaciaire, peut provoquer un débitage rapide des assises basaltiques. Nous avons là une illustration de la façon dont les facteurs de météorisation peuvent se combiner.

Les hyaloclastites et les rhyolites sont, elles, très sensibles au gel car elles sont poreuses et permettent l'infiltration de l'eau au sein du substrat (Étienne, 2001). Le matériel se désagrège ainsi rapidement



PHOTO 17 – Démantèlement de la paroi rocheuse basaltique en rive gauche de la vallée de la Morsá (cliché pris en juin 2006).

Les parois fournissent des gros blocs ou de plus petits fragments qui forment des tabliers d'éboulis entre les bancs massifs.



PHOTO 18 – Démantèlement des versants de hyaloclastites et de rhyolites sur la rive droite de la vallée de la Morsá.

La rhyolite (partie supérieure du versant) est visible sous forme de parois rocheuses verticales qui engendrent des tabliers d'éboulis. Les hyaloclastites (partie inférieure du versant) subissent une altération plus marquée et donnent forme à des pitons rocheux, ainsi qu'à de larges tabliers d'éboulis.

après gélifraction. S. Étienne et M.-F. André (2003) indiquent que l'altération chimique s'y exprime peu, concurrencée victorieusement par la gélifraction.

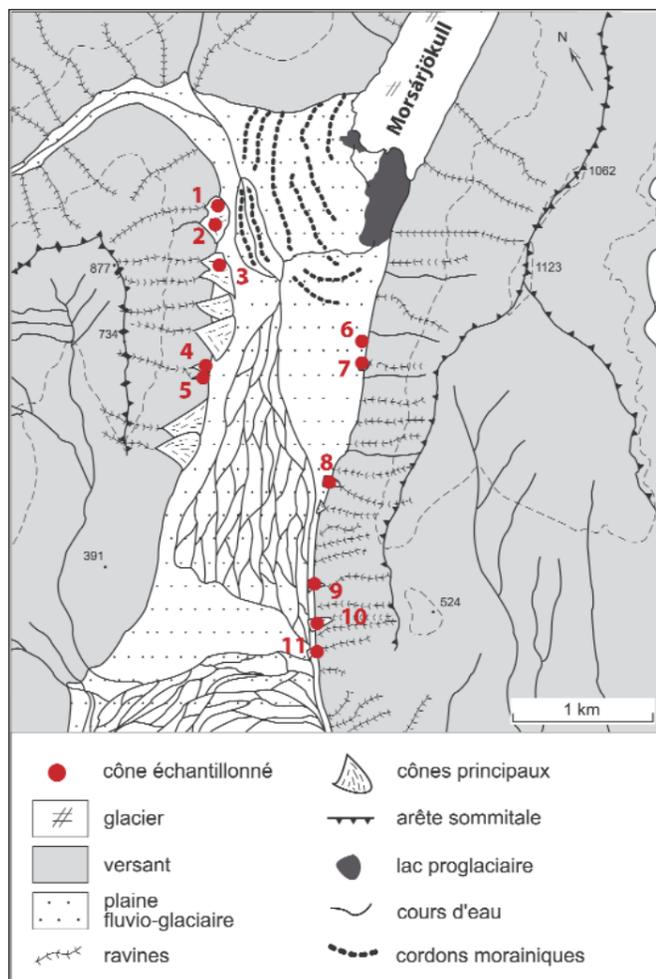


FIGURE 33 – Carte de localisation des cônes échantillonnés.

La gélifraction, sur un matériel humide, apparaît donc comme un processus essentiel de la décohésion des versants de la vallée de la Morsá et induit des rythmes d'érosion différentiels selon la lithologie concernée. La topographie est également un facteur important. Les pentes vives, façonnées par le raclage glaciaire de la calotte disparue, entraînent un appel au vide et le départ d'éléments rocheux des parois.

1.2. LES PROCESSUS DE MOBILISATION DES DÉBRIS : L'ANALYSE DES DÉPÔTS DE BAS DE VERSANT

Lorsque les éléments produits par la météorisation sont de petite taille, les accumulations de versant prennent la forme de tabliers d'éboulis. Les plus gros éléments roulent et se concentrent dans les ravines, qui constituent alors des lieux de stockage des débris les plus grossiers. La durée de ce stockage dépend de la taille des matériaux, de la présence ou non d'éléments pouvant former un barrage (gros blocs, seuils) et du temps écoulé entre le dépôt et la réunion des conditions nécessaires à leur mobilisation. Les éléments les plus fins sont quant à eux évacués lors de chaque période d'écoulement. L'analyse des cônes de déjection au débouché des ravines permet l'identification des processus responsables de la mobilisation des débris vers la base des versants.

Ainsi, 11 cônes localisés en rive gauche et en rive droite de la Morsá (FIG. 33) ont fait l'objet d'une étude détaillée, en réalisant des profils topo-sédimentologiques. Notre choix s'est porté sur des cônes non coalescents, afin que leur limite soit bien identifiable. Sur chaque cône, un échantillonnage de surface le long de profils longitudinaux et transversaux a été réalisé au niveau de stations de mesure équidistantes de 20 m. La composition pétrographique des sédiments, la texture (granulométrie), la forme, l'orientation et la couverture végétale ont été relevées au sein de 282 stations réparties sur les 11 cônes (soit une moyenne de 26 stations par cône).

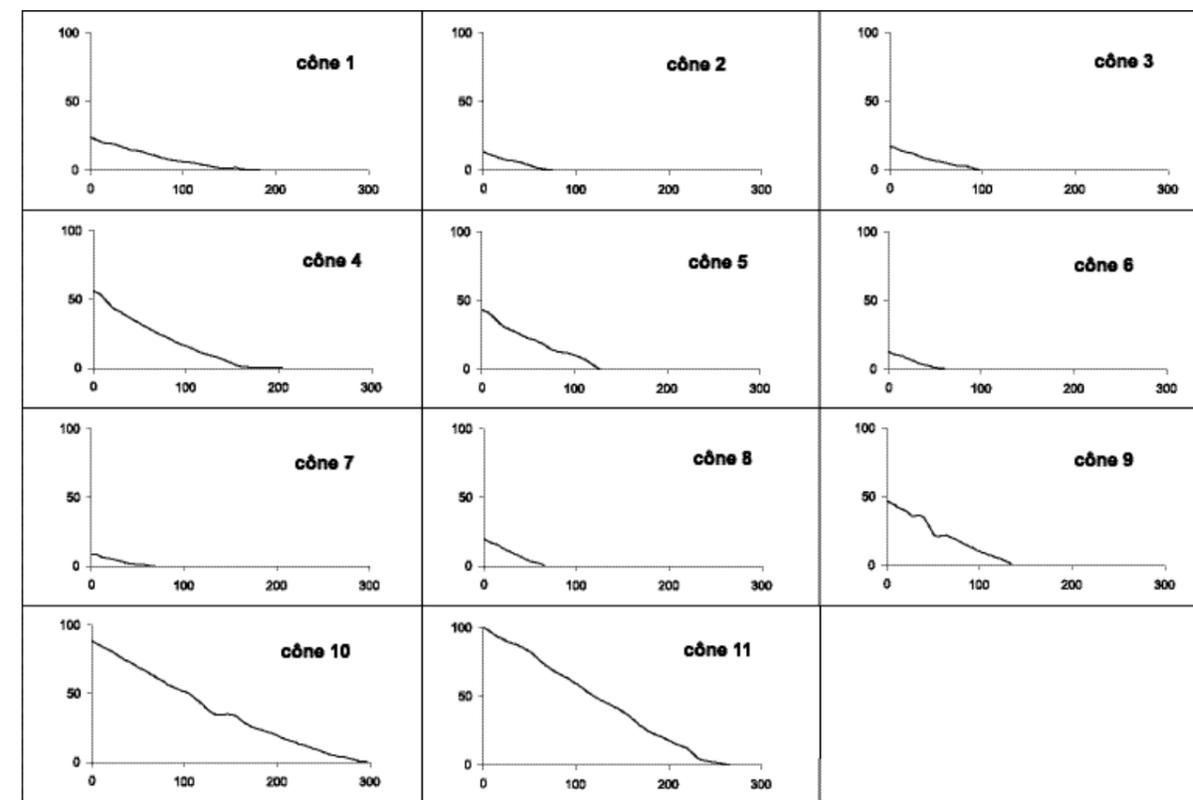


FIGURE 34 – Profils de 11 cônes de la vallée de la Morsá réalisés à partir des MNT des cônes.

La hauteur comme la distance à l'origine sont exprimées en mètres.

1.2.1. La mesure des pentes

Des profils longitudinaux des cônes ont été réalisés à partir des modèles numériques de surface des cônes (FIG. 34). D'après ces profils, la valeur moyenne des pentes a été calculée, ainsi que l'indice de concavité C (Jomelli, 1999). Les résultats sont présentés dans le TABLEAU 9.

Les pentes moyennes varient entre 8 et 23°, illustrant la variété des profils. On distingue deux groupes : les cônes à faible pente (<12°) au profil plutôt rectiligne, en amont de la vallée, et les cônes à plus forte pente (>12°), au profil légèrement concave, correspondant aux modelés situés plus en aval. Ces valeurs s'accordent avec les valeurs généralement rete-

nues pour les cônes de coulées de débris : 25 à 30° dans la partie proximale et environ 10° dans la partie distale (Francou, 1988 ; André, 1993 ; Mercier 2001). Ceci est confirmé par les très faibles valeurs de l'indice de concavité (toutes inférieures à 0,1), qui excluent l'influence des avalanches dans la construction des cônes. Ces observations dans la vallée de la Morsá recourent celles faites par A. Decaulne et Þ. Sæmundsson (2006) sur les cônes du nord-ouest de l'Islande.

1.2.2. La composition pétrographique

Cinq types de lithologie ont été identifiés : le basalte, le basalte à zéolite, la hyaloclastite, la rhyolite et les brèches volcaniques. La reconnaissance s'est faite visuellement,

Cône	Pente moyenne (°)	Pente moyenne de la zone proximale (°)	Pente moyenne de la zone distale (°)	Indice de concavité
1	8,8	12	5,8	0,02
2	8,7	13,4	1,8	0,02
3	7,8	12,4	2,4	0,08
4	16,6	26,2	6,6	0,05
5	18,9	25,8	16,3	0,01
6	12,2	15,6	6,4	0,06
7	8,1	10,2	4,9	0,01
8	14,2	19,6	7,6	0,03
9	23,3	27,2	17,2	0,09
10	18,5	22,7	12,3	0,08
11	18,9	23,4	10,2	0,09

TABLEAU 9 – Pentes moyennes et indice de concavité des cônes de la Morsá.

La pente moyenne a été calculée pour l'ensemble du profil, mais aussi pour la zone proximale (1/3 supérieur du cône) et pour la zone distale (1/3 inférieur du cône).

après avoir identifié et échantillonné sur le terrain les roches représentées.

On relève partout la prédominance du matériel basaltique (FIG. 35). Les cônes situés en rive droite de la Morsá présentent la plus grande diversité lithologique, en lien avec les caractéristiques de leur bassin versant.

1.2.3. La texture

Sur tous les cônes, on observe un granoclassement inverse, excepté pour le cône 10.

La distribution des sédiments a été représentée en regroupant les éléments en classes de 5 cm d'intervalle (FIG. 35). Pour tous les cônes, la répartition est unimodale, avec un mode toujours centré sur la classe inférieure (0-5 cm), sauf pour les cônes 6, 10 et 11 (cônes en rive gauche), dont le mode est centré respectivement sur les classes 5-10 ; 5-10 et 10-15 cm. Ces résultats soulignent l'importance des

éléments les plus fins, avec une tendance, en rive gauche, à la diminution de la part des éléments fins.

La taille moyenne des particules est comprise entre 8 et 17 cm, les cônes sont donc essentiellement composés de cailloux (selon la classification de Cailleux). On observe à nouveau une augmentation des moyennes d'amont en aval, avec des valeurs plus fortes en rive gauche. Mais la moyenne est une donnée beaucoup trop générale pour l'étude de la taille des particules. Nous avons donc utilisé d'autres outils statistiques.

La médiane du matériel constitutif des cônes est comprise entre 5 et 14 cm. La médiane donne une idée plus réaliste de la distribution, en ce sens où elle ne prend pas en compte les valeurs les plus extrêmes qui peuvent être considérées comme exceptionnelles. Ici, la médiane des éléments est systématiquement inférieure à la moyenne, les valeurs inférieures sont donc plus concentrées et les valeurs supérieures plus étalées. Les médianes

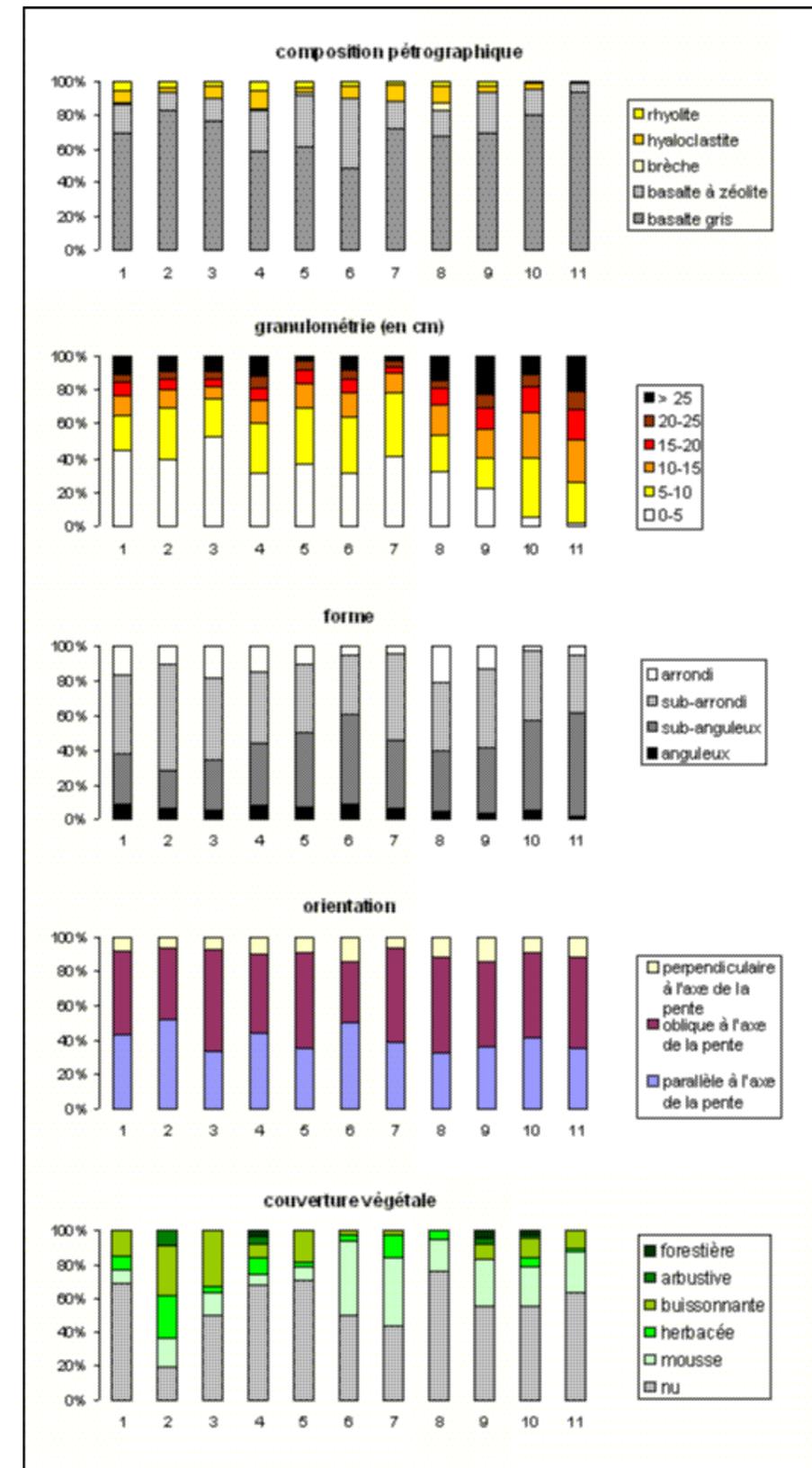


FIGURE 35 – Caractéristiques des surfaces des cônes de la Morsá.

sont toutes assez proches pour les cônes de la rive droite (entre 5 et 8 cm), plus variées en rive gauche (6 à 14 cm). Le gradient amont-aval est fort en rive gauche, inexistant en rive droite.

Les déciles D_{25} et D_{75} ont été calculés. Le gradient amont-aval pour les déciles inférieurs est conservé, mais pas pour les déciles supérieurs. Ceci souligne l'importance des éléments fins, dont la teneur répond à une logique spatiale. Les éléments les plus grossiers sont moins spatialisés. La texture renseigne sur la granulométrie des débris disponibles dans la zone source. Les versants en amont de la vallée semblent donc se démanteler en éléments fins, contrairement à l'aval où les éléments sont plus grossiers.

1.2.4.

La morphométrie

La reconnaissance du degré d'éroussé des sédiments s'est faite visuellement, en distinguant quatre types de forme : anguleux, sub-anguleux, sub-arrondi et arrondi. Sept cônes ont une majorité de débris sub-arrondis (cônes 1, 2, 3, 4, 7, 8 et 9), les quatre autres ont des sédiments majoritairement de forme sub-anguleuse (cônes 5, 6, 10 et 11). Pour tous les cônes, la part d'anguleux et d'arrondis est faible (FIG. 35). Il semble donc que les accumulations en amont de la vallée subissent plus l'influence des écoulements, tandis que celles situées dans la partie aval de la vallée ont été formées par des coulées plus sèches (car elles sont situées sur des versants plus courts et souvent dépourvus de corniches).

1.2.4.

La fabrique

L'orientation de l'axe le plus grand des sédiments a été déterminée par rapport à

l'axe de la pente. Les sédiments sont généralement obliques, mais également parallèles à la pente, rarement perpendiculaires (FIG. 35). L'étude des orientations préférentielles n'a pas abouti à une réelle cohérence des résultats.

1.2.5.

La couverture végétale

Le degré de végétalisation des cônes a été appréhendé en estimant la surface occupée par la végétation sur une grille divisée en 100 carreaux de 10 cm de côté. Le type de végétation a été déterminé visuellement. Cinq classes ont été distinguées : les sols nus, sans végétation, la végétation muscinale, herbacée (graminées), buissonnante (comprise entre 10 et 75 cm), arbustive (comprise entre 75 et 125 cm) et forestière (supérieure à 1,25 m).

Le recouvrement végétal des cônes est compris entre 29 et 80 %, avec un nombre important de cônes où la végétation couvre moins de 50 % de la surface (8 cônes sur 11). La mousse est la forme de végétation dominante (FIG. 35). Seuls trois cônes connaissent une colonisation forestière, accompagnée généralement d'une même proportion de végétaux arbustifs.

Appréhender l'activité d'un cône selon son degré de végétalisation s'avère relativement difficile. Nous serions tenté de considérer qu'un cône peu végétalisé connaît des flux de sédiments importants, tandis qu'un cône largement végétalisé n'est plus soumis à une telle activité. Dans le même ordre d'idée, la colonisation par la mousse indiquerait une activité plus importante qu'une colonisation de type arbustif ou forestier. Pourtant, les faits ne sont pas si simples. Il est vrai que les mousses colonisent plus rapidement un espace que des arbustes, mais par ailleurs, elles sont plus facilement détruites par une coulée de

blocs (en témoignent des traces de chocs sur les troncs de certains arbustes). Une végétation de type arbustif correspond donc à une interruption longue d'activité, mais ne signifie pas qu'il n'y a pas eu d'activité récente. Par contre, une couverture forestière correspond bien à une activité très réduite car le sous-bois ne peut perdurer s'il est soumis à une attaque de blocs. En outre, l'implantation de la végétation dépend de la composition granulométrique des cônes. En effet, la présence de végétation est un indicateur de présence de matière fine dans la formation, capable de constituer une réserve hydrique dans le sol. Les végétaux ne peuvent se développer sur des sols à structure ouverte, composés de blocs.

Les surfaces sont donc plus ou moins nues car elles sont plus ou moins réalimentées en blocs et graviers, dont l'apport est plus rapide que la croissance de la végétation. Par ailleurs, les surfaces sont plus ou moins végétalisées en fonction de la présence d'une matrice interstitielle et en fonction de remaniements ponctuels (un bloc déplacé par exemple). De façon générale, nous n'avons pas relevé de logique de distribution spatiale de la végétation à la surface des cônes.

1.2.6.

L'Analyse en Composantes Principales des variables

Une Analyse en Composantes Principales (ACP) a été réalisée afin de déterminer s'il existe des corrélations entre les différentes caractéristiques des cônes et si l'on peut distinguer des groupes de cônes qui fonctionneraient de façon similaire.

Les variables retenues reprennent les caractéristiques des cônes précédemment décrites : pente du cône (pente moyenne, pente de la zone proximale,

pente de la zone distale, indice de concavité), granulométrie (moyenne, médiane, 1^{er} et 3^e quartile), fabrique (perpendiculaire, oblique ou perpendiculaire à l'axe de la pente), morphométrie (anguleux, sub-anguleux, sub-arrondi, arrondi), composition lithologique (basalte massif, basalte à zéolite, hyaloclastites, brèches, rhyolite) et couverture végétale (sans, muscinale, herbeuse, buissonnante, arbustive et forestière).

L'ACP permet, dans un premier temps, de croiser les variables. Les coefficients de corrélation permettent de dresser quelques caractéristiques des cônes :

- les cônes à plus forte pente présentent une granulométrie moyenne élevée,
- lorsque la part des éléments fins est importante, la part des anguleux l'est aussi,
- lorsque la part des sédiments fins est grande, la part des arrondis est grande,
- lorsque la part des éléments grossiers est importante, la part des sub-anguleux l'est aussi,
- la part de rhyolite est la plus importante sur les cônes à forte teneur en sédiments fins,
- lorsque la part des rhyolites est importante, la part des débris anguleux est importante,
- lorsque la part des rhyolites est importante, la part des débris arrondis est importante,
- lorsque la part des basaltes à zéolite est grande, la part des sédiments anguleux est grande,
- lorsque la part des basaltes massifs est grande, la part des sédiments anguleux est faible,
- les cônes à forte pente ont une couverture forestière étendue.

L'interprétation de ces résultats est difficile car les variables sont nombreuses et les résultats se contredisent parfois. Mais cette première étape permet d'éliminer

les variables les moins significatives pour affiner l'analyse.

Ainsi, trois groupes de cônes présentant approximativement les mêmes caractéristiques peuvent être distingués, en fonction de leur pente et de leur granulométrie, et secondairement de leur composition pétrographique et de la fabrique du matériel.

1.3.2.

Trois types de cônes

L'ACP a permis de distinguer trois groupes de cônes aux caractéristiques semblables. 1) Les cônes situés les plus en amont de la vallée (cônes 1, 2, 3, 7 et 8) se composent des éléments les plus fins. La forme des débris est majoritairement sub-arrondie, avec une plus forte proportion d'arrondis que pour les autres groupes. Ce caractère émoussé peut être attribué à deux facteurs : la part importante de rhyolite et de hyaloclastites, sujettes à une usure rapide, ou l'influence des flux liquides dans la mobilisation des débris. Dans la mesure où le basalte constitue la lithologie dominante de tous les cônes, nous sommes enclins à attribuer la forte part d'émoussés au rôle des transports liquides. La végétation est généralement basse.

2) Les cônes de milieu de vallée (cônes 4, 5 et 7) présentent une composition pétrographique relativement variée, avec une proportion non négligeable de basalte à zéolite, de hyaloclastites, de rhyolite et de brèches, même si le basalte massif est toujours dominant. La part d'arrondis, bien que minoritaire, est plus représentée qu'ailleurs. La végétalisation des cônes est faible (inférieure à 30%), témoignant de l'activité actuelle des cônes.

3) Les cônes situés en aval de la vallée (cônes 9, 10 et 11) se distinguent par des pentes fortes, une granulométrie élevée

et une proportion très importante de basalte. La forme de leurs débris est majoritairement sub-anguleuse, ce qui laisse présager que les coulées de débris successives qui ont construit le cône étaient peu liquides. C'est sur ces cônes que la végétation "haute" (arbustive et forestière) est la mieux représentée, témoignant d'une activité sporadique des coulées de débris.

Il existe donc de fortes variations spatiales des cônes de déjection dans la vallée de la Morsá. Leurs caractéristiques nous renseignent sur les modes de mobilisation des débris fournis par les parois. En amont, les versants au substrat hétérogène (présence de basalte, hyaloclastites, rhyolites et brèches) fournissent des débris relativement fins, facilement mobilisables par les écoulements, qui agissent en continu et rendent le développement de la végétation difficile. En aval, les versants basaltiques produisent des débris plus grossiers, sub-anguleux, issus de la fracturation des parois et mobilisés par des événements ponctuels de coulées de débris. Actuellement, le caractère sporadique de ces processus permet à la végétation de se développer.

1.3. LE RÔLE DES ÉCOULEMENTS PROGLACIAIRES ET DES APPORTS ÉOLIENS

1.3.1.

Le devenir des stocks de débris de bas de versant

Le matériel stocké au pied des versants subit à son tour des processus de remaniement.

Les cônes peuvent être soumis à des pro-

cessus de sapement de base par la Morsá. En effet, les migrations latérales du cours d'eau viennent buter sur la base des cônes. Elles entraînent ainsi une ablation partielle du matériel accumulé (PHOTO 19). La taille des encoches a ainsi été mesurée : jusqu'à 3 m de haut sur la rive droite et jusqu'à 5 m sur la rive gauche, là où les débits sont les plus forts, en aval de la vallée.

Le sapement de la base des cônes a une conséquence directe sur leur forme. Lorsque les cours d'eau, du fait de leur extrême mobilité, se déconnectent du versant, les débris peuvent à nouveau s'accumuler en bas de pente. Il se forme alors de petits cônes au pied de l'encoche basale, que nous qualifierons de cônes de "deuxième génération" (FIG. 36). Ils sont issus des dynamiques qui affectent le versant, ainsi que du remaniement des débris les plus fins accumulés à la surface des cônes. Les cônes emboîtés de "deuxième génération" se caractérisent par de faibles pentes (6°) et des matériaux fins (< 20 cm), ils sont donc de type alluvial et liés à des processus d'écoulements torrentiels. Ils ne sont visibles que sur la rive droite, là où les dynamiques de versant semblent actuellement les plus actives.

Par ailleurs, l'évolution de la nappe alluviale de vallée (le *sandur* rhyolitique) peut enfouir une partie des stocks de débris de bas de versant. L'eau de fonte des glaciers, fortement chargée en sédiments, perd rapidement de sa compétence lors de son écoulement à travers la plaine d'épandage et dépose ses éléments les plus grossiers, provoquant l'exhaussement du *sandur*. Ce phénomène est renforcé par des débâcles périodiques qui se produisent lors de



PHOTO 19 – Sapement de la base d'un cône en rive droite de la rivière Morsá.

La rivière vient éroder les sédiments accumulés en bas de versant, pour les redistribuer sur le *sandur* puis les évacuer hors de la vallée. Ici, le sapement est d'environ 1 m (cliché pris en juin 2006).

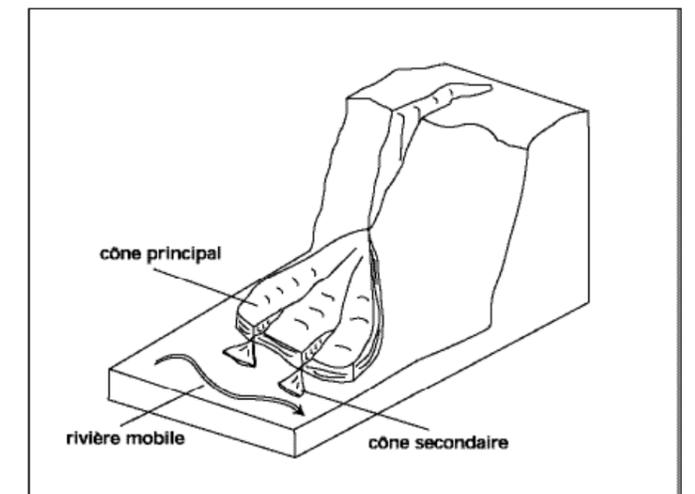


FIGURE 36 – Cônes secondaires issus d'un cône de coulées de débris.

ruptures de barrages naturels (glacier barrant la vallée de Kjós au maximum du PAG ou glaces flottantes bloquant l'écoulement de la Morsá). Le fond de la vallée s'exhausse donc progressivement, entraînant l'enfouissement progressif des cônes d'accumulation de bas de versant. Ceci rend difficile l'évaluation des accrétions de bas de versant.

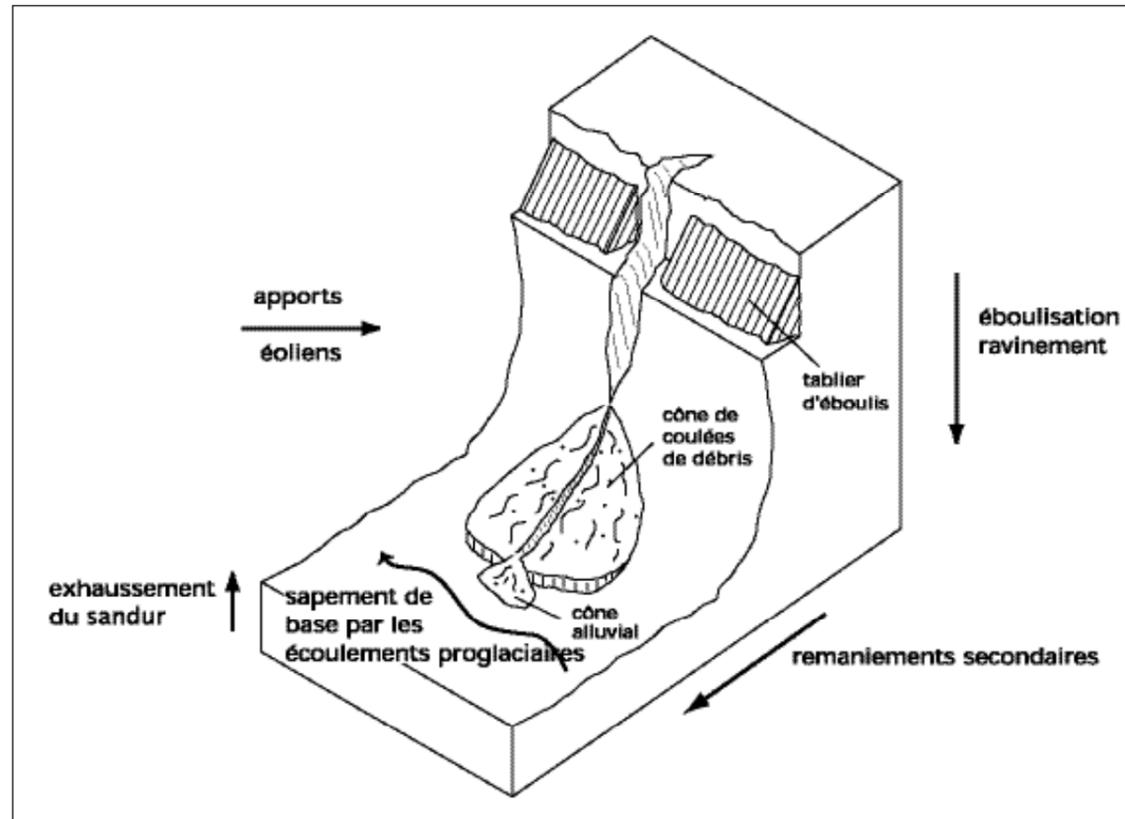


FIGURE 37 – Les dynamiques verticales et horizontales façonnant les versants de la Morsá.

Les dépôts de bas de versant ne constituent donc que des stocks provisoires dans la chaîne des relais de processus et subissent des processus de remaniement. Une partie des sédiments stockés est ensuite évacuée par les écoulements de fond de vallée.

1.3.2. Les apports sédimentaires d'origine éolienne

À l'inverse de ce qui a été décrit précédemment, les versants situés en aval de la vallée connaissent des processus d'engraissement sédimentaire, liés à la dynamique éolienne. Les versants concernés ont généralement un profil convexe et reçoivent des apports éoliens du Skeiðarársandur. L'épaisseur des dépôts varie de

1 à 4 m et leur surface est couverte d'une végétation continue de petits bouleaux dans les parties inférieures et de type toundra sur les sommets. La quantification et la datation de ces formations particulières feront l'objet d'un chapitre ultérieur (cf. chap.5).

Une étude détaillée de la morphologie des versants et de leur caractéristique sédimentologique a permis d'identifier les processus à l'œuvre sur les versants de la Morsárdalur. Ces processus n'ont pas une action individuelle, mais agissent en relais, de manière concurrente ou complémentaire (FIG. 37). Une fois les processus identifiés individuellement, il convient d'appréhender la façon dont ils participent à l'évolution des versants.

2.

D'UN VERSANT À L'AUTRE

2.1. LA MORPHOLOGIE DES VERSANTS

Deux paramètres permettent de caractériser la morphologie des versants : la valeur des pentes et la part de la couverture détritique.

2.1.1. La forme des versants

La valeur des pentes des versants est calculée d'après des profils topographiques tracés dans plusieurs secteurs de la vallée et réalisés à partir du MNT (FIG. 38).

La levée de profils topographiques permet de calculer la pente des versants (TAB. 10) en distinguant les parties supérieure (tiers supérieur du versant), intermédiaire et inférieure (tiers inférieur du versant).

À l'exception des profils 10 et 11, dont la forme spécifique exige un traitement à part, les pentes moyennes des versants sont fortes, puisqu'elles sont comprises entre 28 et 34°. Dans l'ensemble, les valeurs sont plus importantes en rive gau-

che, où elles sont toutes supérieures à 32°. En terme de forme, on observe également une opposition entre la rive droite et la rive gauche.

En rive droite, les versants présentent majoritairement des profils concaves, avec des pentes qui diminuent vers le bas (profils 3, 4 et 5). Le profil 2 se caractérise également par un tracé concave, mais de façon moins marquée : dans sa partie inférieure les pentes restent fortes (28°), le profil est donc presque rectiligne. Autre caractéristique : il présente un raidissement dans sa partie intermédiaire, correspondant probablement à un faciès lithologique plus massif. Le profil 1 se démarque nettement des autres par son tracé concavo-convexe. Le raidissement basal observé (34°) pourrait être attribué au passage du glacier Morsárjökull. Mais cette encoche basale, si elle était d'origine glaciaire, serait visible ailleurs dans la vallée. Il semble donc plus approprié de lier ce raidissement à un facteur lithologique ou encore, à l'action du réseau hydrographique sur le bas de versant. En effet, lors du maximum du Petit Âge Glaciaire, les cours d'eau de la vallée de Kjós s'écoulaient entre la moraine terminale et

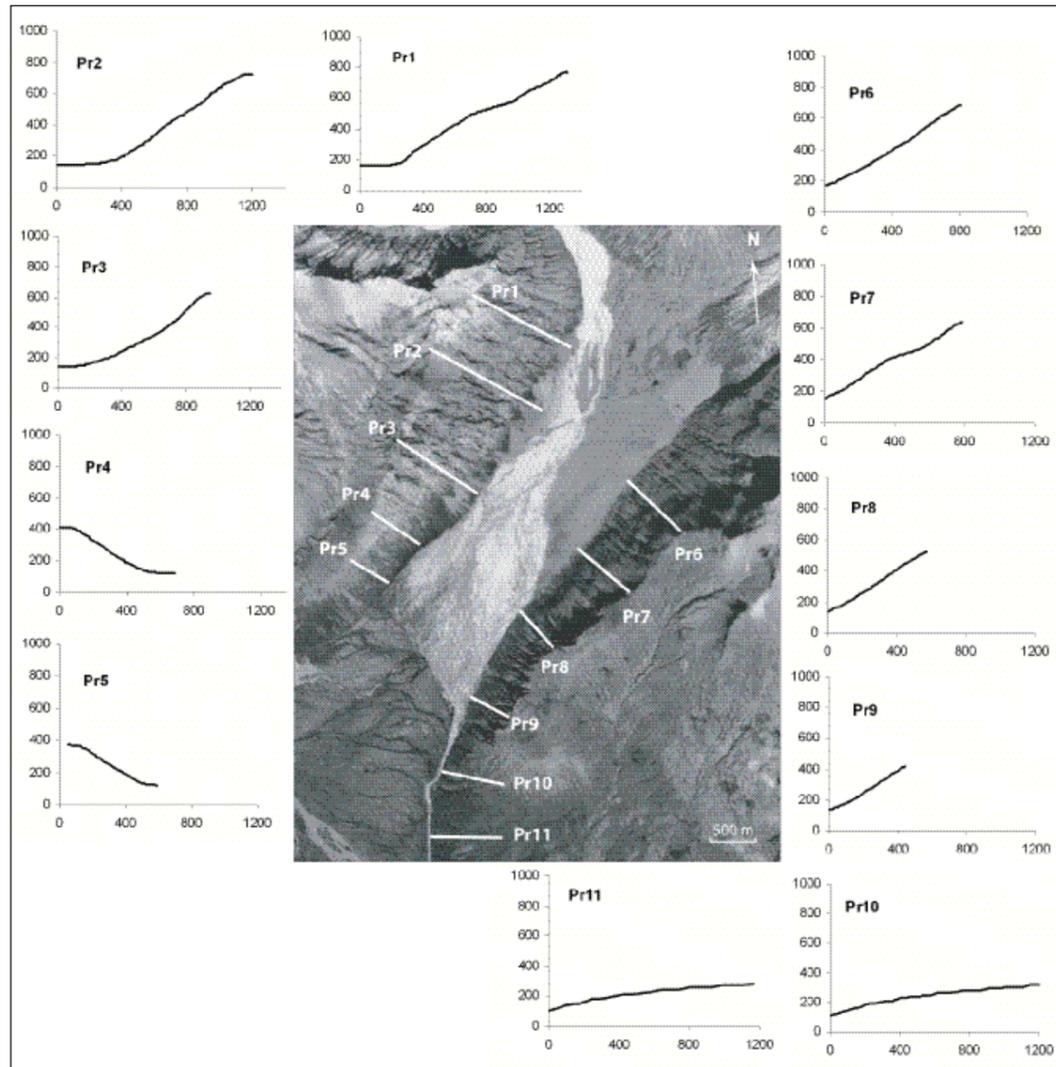


FIGURE 38 – Profils topographiques des versants de la vallée de la Morsá.

la paroi sur une largeur d'environ 200 m. Il est donc possible que le passage de ces écoulements ait empêché, pendant un temps, l'accumulation de débris au pied du versant, entretenant ainsi le raidissement basal.

En rive gauche, les versants présentent des profils plus rectilignes, à l'exception du cône 9 où une concavité basale se dessine. On observe des ruptures de pente dans les parties intermédiaires qui correspondent probablement à des bancs de basalte massif. Les profils 10 et 11 se situent en situation externe de la

vallée puisqu'ils dominent le Skeiðararsandur et sont soumis à des processus conditionnés par celui-ci, notamment un engraissement d'origine éolienne. Leur pente moyenne est faible, puisque comprise entre 10 et 11°. Les valeurs ont tendance à augmenter du sommet vers la base du versant et traduisent leur forme convexe singulière. Le raidissement basal peut avoir plusieurs origines, glaciaires ou fluviales. L'épaisse couverture de loess qui caractérise le versant a pu également participer à l'entretien de cette forme convexe.

Profils	Pente moyenne (°)	Pente de la partie supérieure (°)	Pente de la partie intermédiaire (°)	Pente de la partie inférieure (°)
1	28	28	25	34
2	32	33	36	28
3	29	41	29	18
4	28	34	33	17
5	29	32	31	25
6	32	36	34	27
7	30	33	27	32
8	34	32	36	31
9	32	34	36	23
10	11	7	10	15
11	10	4	8	17

TABLEAU 10 – Valeur des pentes des versants de la vallée de la Morsá.

Les valeurs ont été calculées à partir des profils topographiques.

L'analyse de la distribution des pentes, de la médiane et des quartiles permet d'affiner les observations (FIG.39). La valeur de la médiane est proche de celle de la moyenne (à l'exception du profil 7), les pentes ont donc une distribution symétrique. Les 1^{ers} quartiles sont généralement plus faibles en rive droite (16 à 26°) qu'en rive gauche (23 à 30°). Cette opposition ne se retrouve pas pour les 3^{èmes} quartiles qui ont tous une valeur proche (entre 35 et 40°). Les versants en rive droite ont donc une forte proportion de pentes faibles (inférieures à 20°), tandis que les versants en rive gauche ont une distribution plus serrée autour de valeurs de pentes fortes (supérieures à 25°). Ceci souligne le caractère rectiligne des profils de la rive gauche, tandis que les profils de la rive droite présentent plus de ruptures de pentes. Le profil 7, situé en rive gauche, se démarque de ses voisins, avec une proportion relativement importante de pentes faibles et, par conséquent, une

médiane inférieure à la moyenne. Ceci traduit la rupture de pente observable sur le profil dans la partie intermédiaire (FIG.38).

On observe donc une opposition entre les versants de la rive droite et ceux de la rive gauche. Les versants de la rive droite présentent des profils concaves, alors que les versants de la rive gauche se caractérisent par des profils plus rectilignes, exception faite du profil 7. Cette différenciation semble être liée à un facteur lithologique et à une propension plus ou moins grande au ravinement. En Norvège (Baltantyne et Ben, 1994, 1996 ; Curry, 1999) et au Spitzberg (Mercier, 2001), il a été observé que le ravinement généralisé de la couverture de débris avait tendance à transformer les dépôts de pente en *badlands* et à modifier la géométrie des versants : l'ablation induit une concavité des profils et un abaissement de l'inclinaison des pentes. Les versants de hyaloclastite

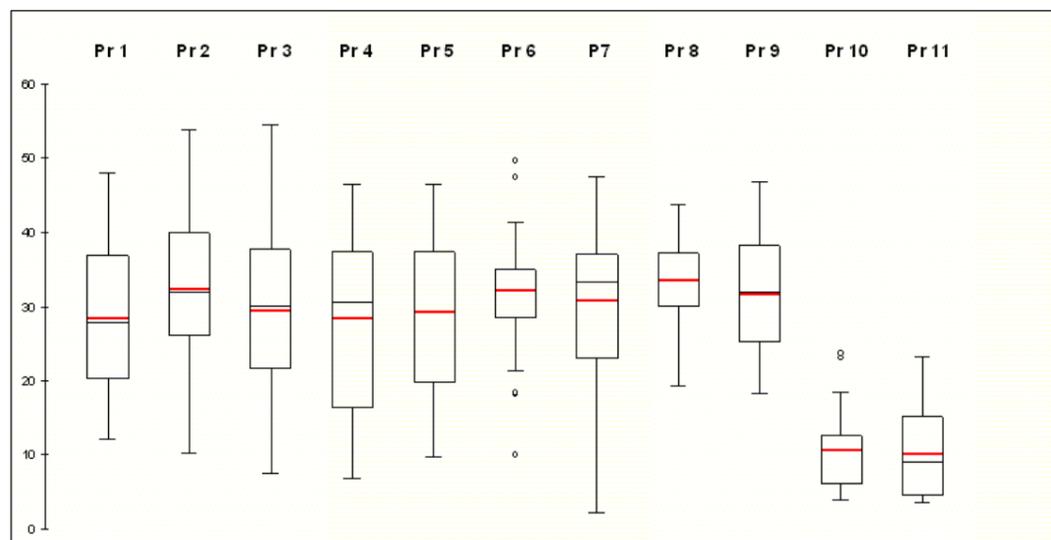


FIGURE 39 – Graphique de type “boîte à moustaches” des pentes des versants de la Morsá.

Une “boîte à moustaches” est une représentation graphique qui résume de nombreuses informations. En ordonnées sont graduées les valeurs de pente (en °). Les bords inférieurs et supérieurs des “boîtes” correspondent respectivement aux 1^{ers} et 3^{es} quartiles. La médiane et la moyenne sont représentées par des traits respectivement noirs et rouges. Les “moustaches” correspondent à la distribution des valeurs non comprises entre les 1^{ers} et 3^{es} quartiles. Les points isolés représentent les valeurs exceptionnelles.

et de rhyolite auraient donc atteint un stade d'évolution plus avancé que les versants basaltiques.

En revanche, on ne relève pas de disparité spatiale d'amont en aval de la vallée, à l'exception des cas particuliers des profils 10 et 11 qui répondent à des dynamiques différentes du reste de la vallée.

2.1.2. Le degré d'évolution des versants

Le long des mêmes profils, la part de la couverture détritique a été relevée afin de calculer le rapport Ho/Hi et de caractériser le degré d'évolution des versants. Ceci a été réalisé au sein d'un SIG qui réunit le MNT de la vallée et la photographie aérienne de 1997. La couverture détritique a été distinguée des zones de paroi par photo-interprétation et les résultats confrontés avec des photographies obliques des versants.

Les rapports Ho/Hi des versants de la Morsá varient entre 0,22 et 0,86, hors profils 10 et 11 (TAB. 11). Les valeurs sont plutôt fortes (supérieures à 0,5), à l'exception des profils 1 et 2 situés tous deux en rive droite et en amont de la vallée. Les valeurs les plus fortes correspondent aux endroits où les corniches de basalte ont quasiment disparues, enfouies sous la couverture de débris. Les valeurs les plus faibles correspondent aux secteurs où la rhyolite et la hyaloclastite affleurent et où les parois et les pitons alimentent encore une importante fourniture détritique. On observe donc un fort contrôle lithologique sur le degré d'évolution des versants. Toutefois, la validité d'un tel indice est à discuter. Les résultats laissent à penser que les profils 1 et 2 sont à un stade d'évolution très peu avancé par rapport aux autres secteurs de la vallée. Or, l'analyse des pentes a révélé que ce sont justement ces deux profils qui présentent des stades

Profil	Dénivelé de la couverture détritique Ho (en m)	Dénivelé du versant Hi (en m)	Ho/Hi
1	225	605	0,37
2	125	573	0,22
3	368	454	0,81
4	229	292	0,78
5	211	246	0,86
6	338	514	0,66
7	405	481	0,84
8	269	387	0,70
9	148	282	0,59
10	225	225	1
11	180	180	1

TAB. 11 – Calcul du rapport Ho/Hi des versants de la Morsá.

d'évolution les plus avancés car sujets à un fort ravinement. La configuration des assises rocheuses, sous forme de pitons, fausse les résultats car c'est le dénivelé qui est pris en compte et non le volume des masses rocheuses. Cette méthode est donc bien adaptée en présence de corniches, moins en présence de pitons. Un autre facteur peut être invoqué : les valeurs les plus faibles se localisent en amont de la vallée, là où l'impact des écoulements de fond de vallée sur le bas de versant est le plus important. Les écoulements réduiraient la possibilité d'accumulation détritique en bas de versant et prolongeraient, dans le temps, le démantèlement des parois. Pour les profils 10 et 11, l'influence de la dynamique éolienne brouille le signal.

2.2. L'ÉVOLUTION DES VERSANTS DE LA MORSÁ

L'analyse combinée des paramètres décrits précédemment permet de proposer une typologie des versants de la Morsá.

2.2.1. La Typologie des versants

Quatre types de versant sont distingués : les versants à corniches hyaloclastiques et rhyolitiques, les versants à corniches basaltiques, les versants sans corniche et les versants à couverture loessique (FIG. 40).

Les versants à corniches hyaloclastiques et rhyolitiques se démarquent des autres versants par leur faible couverture végétale et le développement de grands cônes actifs en bas de paroi (PHOTO 20).

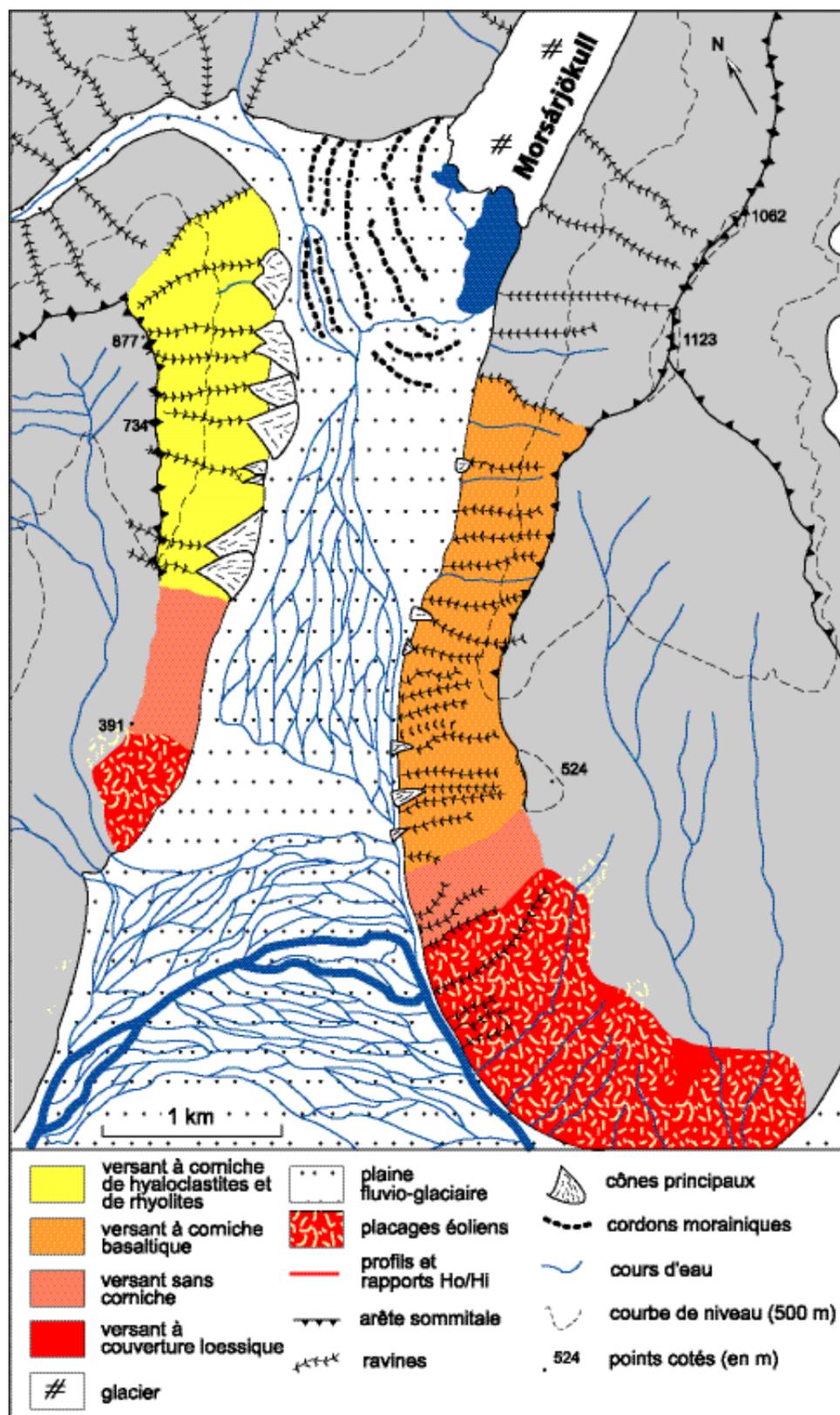


FIGURE 40 – Typologie des différents types de versant en fonction de leur morphodynamique.

Les sommets culminent à une altitude de 877 m et le commandement du versant varie entre 480 et 640 m. La valeur des pentes est comprise entre 28 et 32° et les profils présentent des tracés de forme concave. C'est la zone où la lithologie est la plus diversifiée, avec une superposition de couches de basalte, de hyaloclastite, et par endroit de rhyolite, dans lesquels s'inscrivent un réseau de *dykes*. Les rapports Ho/Hi, qui caractérisent les degrés d'évolution des parois sont faibles en amont et ont tendance à augmenter vers l'aval.

La partie supérieure du versant se caractérise par une météorisation intense des corniches de hyaloclastite et de rhyolite qui entraîne la formation de pitons rocheux et de véritables *badlands*, déchiquetés par le ravinement. Les éléments les plus fins sont stockés sur le versant sous forme de tabliers d'éboulis, tandis que les débris les plus grossiers sont évacués sous l'effet de la gravité. Le matériel est ensuite canalisé dans les ravines encadrées par les *dykes* et profondes de 20 à 50 m. Le fond est encombré d'un matériel hétérométrique et peut être occupé par des écoulements.

Au débouché des ravines se développent de grands cônes, dont l'activité est soulignée par le caractère discontinu du couvert végétal. Les cônes situés les plus en amont sont liés à la dynamique torrentielle qui draine les ravines et dans une moindre mesure, au déclenchement occasionnel de coulées de débris. Les cônes les plus en aval témoignent d'une activité plus importante des coulées de débris, avec du matériel plus grossier et sub-anguleux. Certains cônes ont été sapés à la base par les cours d'eau proglaciaires issus du Morsárjökull, donnant naissance à des cônes de "deuxième génération".



PHOTO 20 – Les versants à corniches hyaloclastiques et rhyolitiques, en rive droite de la Morsá.

Ces versants, situés en rive droite et dans la partie amont de la vallée, se caractérisent par un fort démantèlement des assises de hyaloclastite. Les dynamiques torrentielles et de coulées de débris donnent naissance à de grands cônes en bas de paroi. Les parois ne portent plus aucune trace d'un façonnement glaciaire (cliché pris en juin 2006).

Les versants à corniches basaltiques occupent, quant à eux, une grande partie de la rive gauche de la Morsá. Ils se caractérisent par des corniches peu développées, une couverture de débris importante souvent colonisée par une végétation muscinale, et des cônes couverts de forêt (PHOTO 21).

En terme d'altitude, les versants s'abaissent de l'amont (sommets à environ 800 m) vers l'aval (sommets à environ 500 m). Les pentes moyennes des versants sont fortes, avec des valeurs comprises entre 30 et 34°, et dessinent des profils relativement rectilignes. Quelques ruptures de pentes sont toutefois observables, qui correspondent à la présence de bancs de basalte massifs. La lithologie est homogène, composée uniquement de basalte qui affleure en bancs. La végétation est étendue, avec une couverture de mousse



PHOTO 21 – Versants à corniches basaltiques, en rive gauche de la Morsá.

La corniche de basalte disparaît par endroit sous la couverture de débris. Les cônes en bas de versant sont couverts de forêt et seules quelques trouées témoignent d'une activité récente (cliché pris en juin 2006).

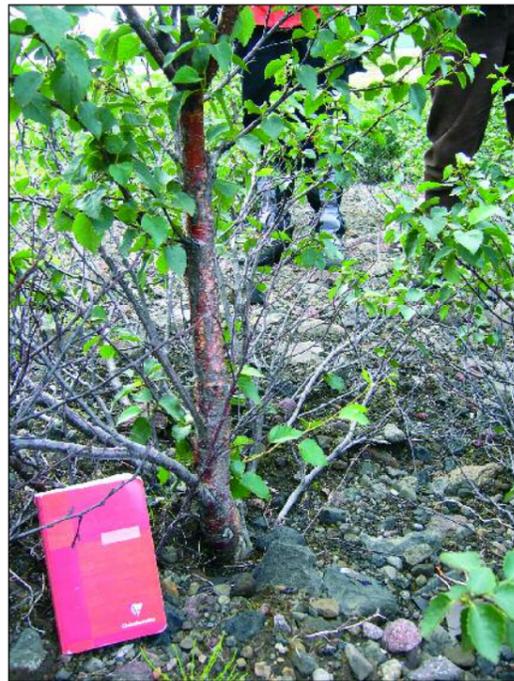


PHOTO 22 – Dégradation de l'écorce et enfouissements de branches d'un saule installé sur un cône, en rive gauche de la Morsá.

Ces marques de dégradation témoignent de la réactivation des dynamiques à la surface du cône (cliché pris en juillet 2007).

sur une grande partie des éboulis (mais qui a tendance à diminuer vers l'aval) et une formation forestière dans la partie inférieure du versant.

Les processus de météorisation ont déjà bien entamé la corniche de basalte, si bien qu'elle disparaît parfois sous la couverture détritique. Des chutes de blocs isolées ou des glissements peuvent mobiliser les débris qui sont canalisés dans les ravines. Ces ravines, dont la profondeur ne dépasse pas 20 m, sont encombrées d'un matériel hétérométrique basaltique. Les écoulements s'infiltrent dans les dépôts pour affleurer à leur base, au contact d'un banc de basalte massif, configuration qui avait été décrite par A. Rapp (1960c) sur les pentes du Spitsberg.

Comme pour le secteur précédent, les caractéristiques des cônes changent d'amont en aval. En amont, la dynamique torrentielle semble dominer, tandis qu'en aval, ce sont les coulées de débris qui mobilisent les plus grands volumes de matériel. L'important couvert buissonnant et forestier témoigne de la faible activité des dynamiques actuelles. Toutefois, des marques de dégradation de la végétation indiquent une possible réactivation des dynamiques de versant (PHOTO 22).

Les versants sans corniche s'observent dans la partie aval de la Morsá, en rive droite, mais également sur une petite partie de la rive gauche. Ils se développent sur 240 m, culminant à 360 m d'altitude, et sont composés exclusivement de basalte. Ces versants ne présentent aucune trace de corniche sommitale, et la paroi rocheuse n'affleure qu'en de rares endroits (PHOTO 23). Ils sont recouverts de dépôts détritiques au profil tendu (pentes comprises entre 31 et 34°) et de cônes coalescents à leur base (pentes comprises entre 17 et 25°). La forêt a colonisé les

cônes et de larges pans de la nappe d'éboulis, même si des dynamiques actives, soulignées par l'absence de couverture muscinale, semblent empêcher son développement jusqu'au sommet. Le réseau de ravines est dense, mais celles-ci n'entaillent que peu profondément la couverture détritique (10 m maximum).

Les versants à couverture loessique sont situés dans l'extrémité aval de la vallée, majoritairement en rive gauche et localement en rive droite (PHOTO 24). Avec un commandement de 200 m environ, ils se distinguent par leur profil convexe (pentes de 4 à 7° dans la partie supérieure, 15 à 17° dans la partie inférieure). La lithologie est entièrement composée de basalte, avec, sur les sommets, des dépôts de *till*. Les versants sont partout recouverts d'une couverture loessique, épaisse de 1 à 4 m. Exceptée l'incision provoquée par les lignes d'écoulement, les pentes faibles excluent l'amorce d'autres dynamiques linéaires de versant. Le développement de la forêt sur ces loess est remarquable, avec des bouleaux atteignant trois mètres. Son extension témoigne d'une certaine stabilité et participe au piégeage des sédiments éoliens.

Quatre types de versant ont ainsi été dégagés au sein de la vallée de la Morsá, illustrant le fait que tous les versants n'ont pas évolué de la même façon depuis la fin du Tardiglaciaire. Les facteurs qui commandent cette évolution doivent être évoqués.

2.2.2.

Les facteurs d'évolution des versants

Plusieurs facteurs participant à l'évolution des versants peuvent être dégagés.

Le facteur climatique est de première importance puisqu'il est à l'origine de la production et de la mobilisation des



PHOTO 23 – Les versants sans corniche, en rive droite de la Morsá.

La paroi basaltique disparaît progressivement sous la couverture détritique et les cônes coalescents de bas de versant. Le couvert forestier se développe haut sur le versant, mais subit des dommages par les chutes de matériel fréquentes (cliché pris en juin 2006).



PHOTO 24 – Les versants à couverture loessique, en rive gauche de la Morsá.

Le profil convexe tranche avec la forme des autres versants. La forêt est très étendue et souligne la stabilité du versant (cliché pris en juillet 2007).

débris. Dans cet environnement humide, les nombreux cycles de gel et de dégel qui se produisent tout au long de l'année dans le sud-est de l'Islande entraînent une intense gélifraction au sein des parois rocheuses. L'eau qui s'infiltré et qui gèle dans les fissures et les pores de la roche provoque le détachement d'un volume important de gélifractions qui viennent alimenter les nappes d'éboulis recouvrant les versants. Par ailleurs, les importants abats d'eau précipités sur la région (3700 mm/an en moyenne) entraînent la

mobilisation des débris accumulés sur les versants. Cette mobilisation peut se faire sous forme torrentielle ou sous forme de coulées de débris, comme en témoignent les dépôts de bas de versant. En hiver, les avalanches peuvent également participer à la mobilisation des débris. Le vent constitue un autre paramètre climatique. Son action se manifeste par une déflation intense sur les zones de *sandur* et l'accumulation massive de loess sur les versants dominants le Skeiðarársandur.

Le facteur morphostructural joue également un rôle éminent. La vigueur des pentes qui caractérise la majorité des versants de la Morsá induit un appel au vide qui favorise le démantèlement rapide des parois rocheuses. La diversité lithologique, quant à elle, entraîne des formes et des vitesses d'évolution différentes entre les parois rocheuses. Les couches de hyaloclastite et de rhyolite se démantèlent rapidement mais de façon hétérogène, des pitons rocheux s'individualisent. Les assises basaltiques, plus massives mais marquées par une fissuration interne, se débitent en bancs qui forment des corniches. Ces corniches forment des ruptures de pente en contrebas desquelles le matériel éboulé peut s'accumuler, aboutissant à une régularisation des versants. Les nombreux *dykes*, plus résistants aux processus de météorisation, forment des zones d'interfluve qui individualisent des systèmes de ravines. Ils ont pu également participer au démantèlement de leur encaissant, désagrégé par hydro-thermalisme.

Nous avons également relevé l'impact de la migration latérale des écoulements proglaciaires du Morsárjökull sur la base des versants. Lorsque ceux-ci sont connectés aux versants, ils perturbent les dynamiques d'accumulation et peuvent ainsi participer à l'entretien d'un raidisse-

ment basal. De plus, ils alimentent le *sandur* en matériel détritique entraînant son exhaussement. Les écoulements proglaciaires, bien que secondaire par rapport aux facteurs cités précédemment, jouent donc un rôle dans l'évolution des versants. Les versants de la vallée de la Morsá, caractérisés par un contexte morphostructural composite, évoluent donc actuellement dans une ambiance périglaciaire humide. Les dynamiques associées à ce climat façonnent les versants à des vitesses différentes selon la lithologie et la forme des parois.

2.2.3.

Quid de l'influence des fluctuations glaciaires dans la vallée de la Morsá ?

Au vu des facteurs commandant l'évolution actuelle des versants de la Morsá, l'influence de la déprise glaciaire du Tardiglaciaire semble réduite. Les héritages glaciaires que constituent les dépôts de *till*, les blocs erratiques et autres polis glaciaires ont disparu, à l'exception des *tills* observés sur la partie sommitale du plateau de Skafafell. La détente post-glaciaire, qui se manifeste par une fissuration des parois et le déclenchement d'écroulements rocheux, ne semble plus intervenir dans l'évolution des versants. Elle a pu participer, dans un premier temps, à l'augmentation de la fissuration au sein des assises rocheuses et offrir un terrain de jeu favorable à la gélifraction sur les parois. Mais l'influence climatique et les vitesses de démantèlement sont telles que la décompression n'a pu réellement marquer de son empreinte les versants de la Morsá.

Ces considérations concordent avec les observations réalisées par W. Whalley *et al.* (1983) sur les glissements rocheux massifs qui se sont produits en Islande depuis la fin du Tardiglaciaire. Ils estiment que 60 % des

événements se sont déclenchés entre 3000 et 7000 BP, tandis que seulement 5 % des glissements auraient eu lieu durant les 1000 dernières années. Même si les auteurs n'ont pas associés ces événements à l'impact de la déprise glaciaire, nous voyons là l'illustration d'une baisse de l'influence paraglaciale dans le temps.

D. Mercier (2001) attribue au ruissellement, processus également dominant dans le façonnement des versants du Spitsberg, une origine paraglaciale, puisqu'il est lié à un changement d'ambiance climatique, "signal d'une nouvelle ambiance paraglaciale" (p. 136). Mais le ruissellement qui redistribue le matériel sur les systèmes de pente est d'origine pluviale, voire nivale. Le terme paraglaciale semble donc ici inapproprié et, si nous voulons pousser plus loin le jeu de la sémantique, le ruissellement devrait être caractérisé de processus "paraclimatique", c'est-à-dire lié à un changement climatique. En suivant cette logique, les fluctuations glaciaires constituent elles-mêmes des processus "paraclimatiques". Certains processus qui ont un impact local sur les versants peuvent toutefois être influencés par les fluctuations glaciaires. C'est le cas des écoulements proglaciaires du Morsárjökull qui, nous l'avons vu, peuvent jouer un rôle sur les transferts sédimentaires des versants. La fonte des glaciers entraîne une augmentation des volumes d'eau liquide dans l'hydrosystème qui provoque une migration latérale des chenaux d'écoulement. Mais la baisse relative de la charge sédimentaire, liée notamment au piégeage d'une partie du matériel grossier dans les lacs proglaciaires (Boulton, 1986 ; Benn *et al.*, 2003), est suivie d'une diminution de la multiplicité des chenaux et d'une incision du *sandur* (Roussel, 2005 ; Chenet et Roussel, 2008 ; Roussel, 2008). Dans la vallée de la Morsá,

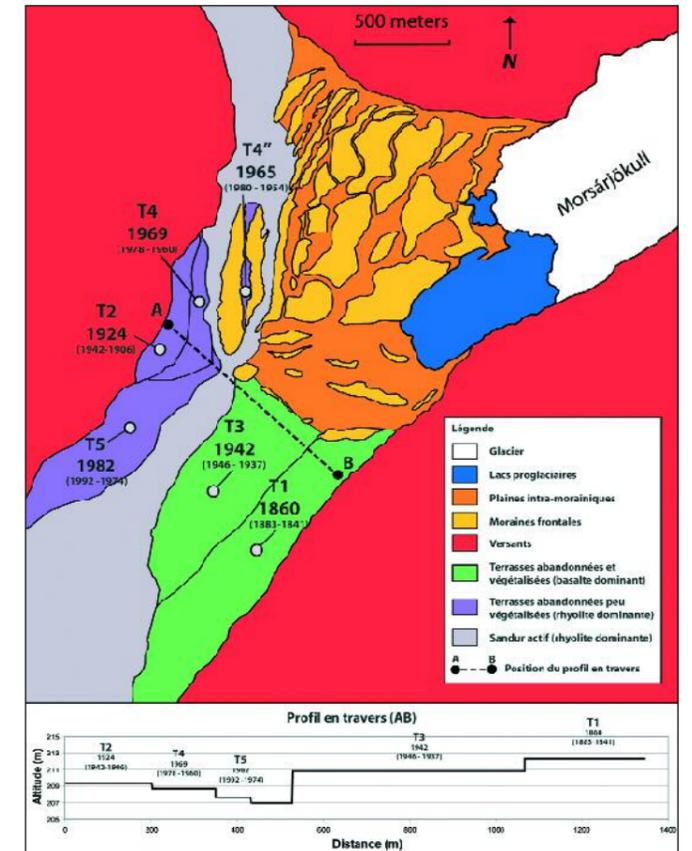


FIGURE 41 – Datation de l'abandon des terrasses de la vallée de la Morsá (tiré de Chenet et Roussel, 2008).

L'abandon des terrasses a été daté par lichénométrie (les dates sont accompagnées d'un intervalle de confiance). Cette datation permet d'estimer des rythmes de rétraction de la bande active et d'incision du *sandur* (réalisation : E. Roussel).

la largeur de la bande active a ainsi été localement divisée par 11 et le *sandur* s'est incisé de 5,3 mètres en 150 ans (FIG. 41, profil A-B). L'amorce de la fonte glaciaire entraîne donc une augmentation de l'impact des écoulements proglaciaires sur les versants, mais cet impact décroît rapidement dans le temps.

L'influence paraglaciale ne se manifeste donc, dans l'évolution des versants de la Morsá, que lors de réavancées glaciaires mineures, telles celle du Petit Âge Glaciaire. Cette influence est très localisée dans l'espace et le temps, et apparaît mineure vis à vis des facteurs climatiques et lithologiques.

Les versants de la vallée de la Morsá, déglacée depuis le Tardiglaciaire, connaissent d'importants transferts sédimentaires. Sous l'effet du gel, les parois rocheuses se démantèlent et donnent naissance à des nappes d'éboulis. À la faveur des ravines, l'écoulement torrentiel et les coulées de débris mobilisent les débris et forment de grands cônes en bas de versant. Le matériel ainsi accumulé peut parfois être évacué par les écoulements proglaciaires du Morsárjökull ou être enfoui au sein du *sandur*. Les versants connaissent donc une évolution périglaciaire typique. Les différenciations dans la morphologie des versants sont essentiellement liées à une hétérogénéité lithologique. La déprise du Tardiglaciaire ne semble plus avoir d'effet sur l'évolution actuelle des versants et l'influence paraglaciale est réduite au réajustement des écoulements proglaciaires lors de réavancées mineures. L'analyse qualitative des dynamiques de versant doit maintenant être complétée par une analyse quantitative.

La mesure des processus dans la vallée de la Morsá

PARTIE B CHAPITRE 5

Les relais de processus qui participent actuellement à l'évolution des versants ont été identifiés. Cette analyse doit maintenant être complétée par une approche quantitative. Deux types de mesure sont privilégiés : l'estimation de la vitesse de démantèlement des parois rocheuses à l'échelle de l'Holocène et l'estimation du rythme d'accumulation des dépôts de loess pendant le dernier millénaire. Ces objectifs nécessitent le recours à des méthodes fort différentes. Le taux de retrait des parois rocheuses est appréhendé en cubant les volumes de débris accumulés sous forme de cônes au débouché des ravines. Ce volume est ensuite rapporté à une surface de bassin versant et à une période d'activité (en l'occurrence, la période écoulée depuis la déprise glaciaire des versants). Le taux d'accumulation des loess est, quant à lui, estimé à partir de mesures au sein de coupes et de datations par téphrochronologie. Les résultats permettront de quantifier l'impact des fluctuations glaciaires.

L'ESTIMATION DU TAUX DE RETRAIT DES PAROIS ROCHEUSES À L'ÉCHELLE DE L'Holocène

L'évolution holocène des versants ayant connu une déprise glaciaire se caractérise par un démantèlement des parois rocheuses et des accumulations détritiques en bas de pente. L'estimation de la vitesse d'ajustement des versants peut se faire par la mesure directe du retrait des parois et/ou par l'estimation du taux d'accrétion des formes d'accumulation (cf. chap. 1 – 3.2.2.). Parmi les méthodes utilisées par le passé (éléments de synthèse in Krautblatter et Dikau, 2007), notre choix s'est porté sur la quantification du volume des débris accumulés en bas de paroi qui, rapporté à une surface source (le bassin versant) et à une période d'activité (la fin de l'englacement Tardiglaciaire, il y a 10 000 ans), donne une estimation des taux de retrait des parois rocheuses.

1.1. L'ESTIMATION DU VOLUME DE DÉBRIS ACCUMULÉS EN BAS DE PAROI

Les débris fournis par les parois rocheuses de la vallée de la Morsá s'accumulent en bas de versant sous forme de cônes.

Ces cônes, lorsqu'ils ne sont pas coalescents, présentent des formes bien délimitées dont le volume peut être mesuré et intégré dans un Modèle Numérique de Terrain. La procédure du calcul du volume des cônes, décrite dans le chapitre 3, a été appliquée aux 11 cônes qui avaient déjà fait l'objet d'une analyse de surface (cf. chap. 4 – fig. 33). Nous retraçons ici les principales étapes d'estimation des volumes de débris.

1.1.1. L'estimation du volume de débris par la modélisation des cônes

La modélisation de la surface des cônes a été élaborée au moyen d'un télémètre laser dont les données ont été traitées avec le logiciel *Arcgis*. Selon la taille des cônes, entre 40 et 106 points de mesure ont été réalisés sur chaque forme à modéliser. Pour chaque point, la distance horizontale et la distance verticale par rapport au télémètre ont été relevées, ainsi que l'orientation de l'appareil par rapport au nord. Ces points de mesure ont ensuite fait l'objet d'un calcul trigonométrique afin de les représenter dans un sys-

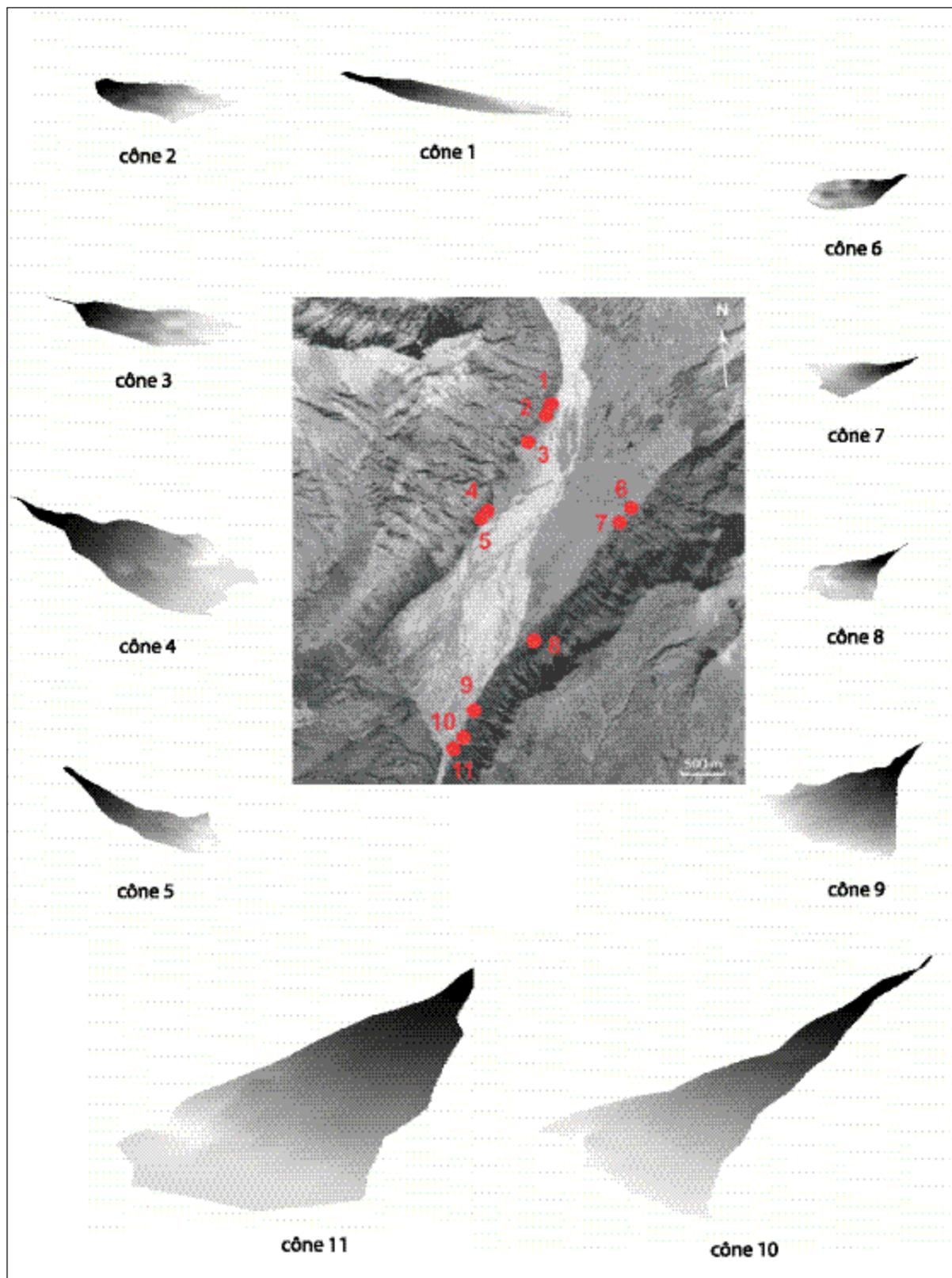


FIGURE 42 – Modélisation des 11 cônes mesurés dans la vallée de la Morsá (proportions respectées).

Cône	Volume d'après le MNT (en m ³)	Rapport entre le volume d'après MNT et le volume tenant compte de la forme de la paroi (en %)	Volume "réel" du cône en fonction de la forme de la paroi (en m ³)
1	40 510	-0,38	40 664
2	19 661	-0,47	19 754
3	22 720	0,06	22 707
4	202 745	0,004	202 737
5	61 210	-0,08	61 259
6	6 092	0,04	6 090
7	5 559	0,03	5 557
8	11 590	0,02	11 588
9	127 323	0,02	127 303
10	346 028	-0,61	348 139
11	882 812	-0,12	883 871

TABLEAU 12 – Volume estimé des cônes de la vallée de la Morsá.

tème de coordonnées à trois dimensions. Les surfaces des cônes ont été représentées sous forme de MNT dont la résolution varie entre 0,2 et 1 m (FIG. 42). Étant donné le maillage relativement serré des points de mesure, une interpolation de type *spline* a été appliquée. Le volume compris entre la surface du cône et le plan horizontal passant par le point le plus bas est ensuite extrait (TAB. 12).

1.1.2.

La prise en compte de la forme de la paroi

Le volume calculé par le logiciel ne prend pas en compte la forme de la paroi enfouie sous le cône. Le profil des versants à l'endroit de chaque cône a donc été extrait du MNT de la vallée et la paroi modélisée par une courbe de tendance d'équation : $y = ax^2 + bx + c$. La même opération est appliquée aux cônes modélisés. À partir du calcul des intégrales des deux courbes de tendance, le rapport entre le volume du cône obtenu d'après les MNT et celui qui

tient compte de la forme de la paroi est approché et le volume "réel" des cônes estimé (TAB. 12).

Les résultats montrent que l'écart entre les volumes modélisés et les volumes "réels" est très faible, puisqu'il est de 0,61% maximum. La forme de la paroi est donc un facteur relativement négligeable pour les plus petits cônes (quelques mètres cubes d'écart pour les cônes 6 et 5), mais peut être significatif pour les plus grands cônes (un à deux milliers de mètres cubes pour les cônes 10 et 11).

1.1.3.

La prise en compte de la porosité

La dernière étape passe par la prise en compte de la porosité des dépôts et le retrait de 20% du volume total (TAB. 13). Le volume des débris accumulés au sein des cônes varie entre 4446 et 707097 m³, laissant apparaître une très grande hétérogénéité de l'échantillonnage avec des rapports variant de 4 à 700 environ.

Cône	Volume du cône (en m³)	Part de la porosité (en m³)	Volume des débris (en m³)
1	40 664	8 133	32 531
2	19 754	3 951	15 803
3	22 707	4 541	18 166
4	202 737	40 547	162 190
5	61 259	12 252	49 007
6	6 090	1218	4 872
7	5 557	1111	4 446
8	11 588	2318	9 270
9	127 303	25 461	101 843
10	348 139	69 628	278 511
11	883 871	176 774	707 097

TABLEAU 13 – Volume estimé des débris accumulés au sein des cônes de la vallée de la Morsá.

Il apparaît ainsi difficile de définir une évolution commune sans interroger les modalités d'évolution du bassin supérieur. Ces données ne sont donc exploitables que si elles sont rapportées à la surface de leur bassin versant, et éventuellement, à un pas de temps d'accumulation, afin d'estimer des vitesses de démantèlement des parois rocheuses.

1.2. L'ESTIMATION DES VITESSES DE DÉMANTÈLEMENT DES PAROIS DANS LA VALLÉE DE LA MORSÁ

1.2.1.

La mesure de la surface des bassins versants

La surface des bassins a été obtenue d'après le MNT des versants, élaboré à partir de la carte topographique au 1/24 000 de 2003 (FIG. 29). La précision du MNT n'étant pas très élevée (résolution de

10 m), nous avons défini la limite des bassins versants à partir du cliché aérien de 1960 drapé sur le MNT, car sa résolution est meilleure (1,19 m). La taille des bassins versants varient de 47 139 à 183 974 m² (TAB. 14). Ces données nous permettent d'estimer des taux de fourniture de sédiments par surface de paroi rocheuse depuis le départ du glacier de la vallée de la Morsá, à la fin du Tardiglaciaire.

1.2.2.

L'estimation du taux de retrait des parois

Le volume de débris renfermés dans les cônes divisé par la surface de paroi fournisseuse de matériaux permet d'estimer l'ampleur du retrait de la paroi rocheuse depuis le début de l'accumulation en bas de versant, c'est-à-dire depuis la déprise glaciaire du fond de la vallée, il y a 10 000 ans. Les taux de retrait de paroi varient considérablement d'un endroit à l'autre : de 0,01 à 1,09 m.ka⁻¹, avec une moyenne de 0,19 m.ka⁻¹ (TAB. 15). Seul un site connaît

Cône	Taille du bassin-versant (en m²)
1	183 974
2	58 151
3	79 656
4	83 874
5	52 193
6	47 139
7	48 546
8	77 222
9	54 357
10	60 770
11	65 021

TABLEAU 14 – Taille des bassins versants des cônes mesurés.

un taux de recul de plus d'1 m (cône 11), les autres se caractérisent par des valeurs bien moindres, inférieures à 0,5 m pour le cône 10 et inférieures à 0,2 m pour les autres. On relève une nouvelle fois un gradient amont-aval net dans les valeurs de retrait. L'interprétation de ces résultats doit tenir compte du contexte de la vallée.

1.2.3.

Les cônes de bas de pente, un stock détritique partiel

Le taux de retrait des parois rocheuses a été calculé à partir de mesures de stocks de débris accumulés sous forme de

cônes au débouché des ravines. Mais tous les matériaux qui se désagrègent de la paroi ne s'accumulent pas toujours au bas du versant.

De nombreux débris sont stockés sur les pentes des versants, sous forme de tabliers d'éboulis entre les ressauts rocheux. Même s'ils subissent de fréquents remaniements, une grande partie du matériel reste perché. Tous les débris n'atteignent donc pas le bas des versants et les cônes ne représentent qu'un stock partiel de la fourniture détritique en provenance de la paroi rocheuse.

Une autre partie des débris a pu également être évacuée par ruissellement, notamment les éléments issus de la dénudation chimique qui sont évacués sous forme de soluté. La météorisation bio-chimique est provoquée par la forte persistance de la couverture neigeuse sur les versants tout au long de l'hiver et l'action de micro-organismes. Au Spitsberg, M.-F. André (1997) a ainsi montré que l'altération biogénique avait entraîné un recul de 2 mm de paroi en 1 000 ans, tandis que l'action du froid et la détente post-glaciaire étaient à l'origine de retraits de paroi de 100 à 1 000 mm. Mais ce type de processus nécessite des surfaces stables pour s'exprimer, ce qui est rarement le cas sur les versants couverts de débris de la Morsá.

Le ruissellement peut également provoquer le lavage des débris les plus fins accumulés à la surface des cônes et de leur évacuation vers les tributaires de la vallée. Au vu de la forte proportion d'éléments fins dans la composition granulométrique des cônes, l'impact de l'écoulement n'est donc pas à négliger.

Quant à la dynamique fluviale du fond de vallée, elle a un effet direct sur la conservation des stocks de bas de versant. Sur 11 cônes, 3 présentent des marques de sapement hautes de 1 à 2 m et 3 autres de

Cône	Volume de sédiments accumulés (en m ³)	Taille du bassin versant (en m ²)	Retrait de paroi depuis 10 000 ans (en m)	Vitesse de démantèlement des parois à l'échelle de l'Holocène (m.ka ⁻¹)
1	32 531	183 974	0,177	0,02
2	15 803	58 151	0,272	0,03
3	18 166	79 656	0,228	0,02
4	162 190	83 874	1,934	0,19
5	49 007	52 193	0,939	0,09
6	4 872	47 139	0,103	0,01
7	4 446	48 546	0,092	0,01
8	9 270	77 222	0,120	0,01
9	101 843	54 357	1,874	0,19
10	278 511	60 770	4,583	0,46
11	707 097	65 021	10,875	1,09

TABEAU 15 – Taux de retrait des parois de la Morsárdalur depuis 10 000 ans.

Ce taux a été calculé à partir des volumes de sédiments accumulés en bas de versant depuis 10 000 ans et la surface des parois rocheuses fournisseuses de ces sédiments. Les résultats correspondent à des ordres de grandeur relativement homogènes, à l'exception des cônes 10 et 11 nettement supérieurs. Les modalités d'évolution ne sont donc pas les mêmes pour ces deux derniers.

3 à 5 m. L'érosion fluviale par les chenaux divaguants de la vallée de la Morsá est importante lors de la fonte nivale et glaciaire (de mars à août) et pendant les crues exceptionnelles liées à la rupture de barrages de glace au débouché du lac proglaciaire. Les cours d'eau proglaciaires peuvent donc provoquer l'évacuation de volumes importants de matériaux stockés en bas de versant. Là encore, la part de ce processus est difficile à quantifier. Toutefois, des analyses pétrographiques ont montré que l'apport des versants de la Morsárdalur dans la charge des cours d'eau est dérisoire, comparé à l'apport des versants de la vallée de Kjós (Roussel, communication personnelle). Il n'empêche que l'érosion des cônes par les cours d'eau peut conduire à une sous-estimation des volumes de matériaux

issus de la paroi. Ainsi, la grande différence entre les taux mesurés à l'amont et à l'aval est probablement liée au rôle des écoulements proglaciaires. Dans la partie amont, proche du glacier, ces écoulements se distinguent par leur très forte mobilité qui concerne toute la largeur de la vallée. Les stocks de débris de bas de versant situés en amont ont probablement plus souffert de l'érosion fluviale que les stocks situés en aval, où les cours d'eau sont davantage chenalisés.

1.2.4. Les vitesses de démantèlement des parois encadrant les dykes

La position en saillie des dykes sur les versants de la Morsá font de ces formes particulières des témoins probables de

	Localisation	Lithologie	Durée de la période de référence	Taux de retrait de la paroi (m.ka ⁻¹)			Source
				Min.	Moyen	Max.	
Milieux arctiques et subarctiques	Ouest Groenland	Basalte	Holocène (11,5 ka BP) ou Holocène tardif (4 000 BP)	0,03	1,04	4,17	Humlum, 2000
	Ouest Groenland	Brèche basaltique	Holocène (7 000 BP)	0,05		2,4	Frich et Brandt, 1985
	Est Islande	Basalte	Tardiglaciaire (10 000 BP)	0,08		0,1	Beylich, 2000
	Sud-est Islande	Basalte majoritairement	Tardiglaciaire (10 000 BP)	0,01	0,19	1,09	<i>Cette étude</i>
Îles britanniques	Écosse	Basalte	Tardiglaciaire et Holocène (17,5 ka BP)	0,25	0,32	0,45	Hinchliffe et Ballantyne, 1999
	Écosse	Basalte	Tardiglaciaire et Holocène (17,5 ka BP)	0,58	0,75	1,05	Hinchliffe et Ballantyne, 1999

TABEAU 16 – Taux comparatifs de retrait de parois de type volcanique en milieux froids.

Tous ces taux ont été obtenus à partir d'une estimation de volume de sédiments accumulés en bas de paroi.

l'altitude minimale des versants lors de la mise en place des appareils glaciaires au Tardiglaciaire. La mesure de leur déchaussement a donc été réalisée en plusieurs points de la vallée. Des hauteurs comprises entre 1,6 et 8,2 m ont été relevées à des altitudes d'environ 250-350 m. Ces valeurs, à l'échelle de l'Holocène, représentent des taux de retrait de paroi de 0,16 à 0,82 m.ka⁻¹ et correspondent aux taux les plus forts calculés à partir du cubage des cônes. Mais ces deux types de mesure ne sont probablement pas comparables.

D'une part, il n'est scientifiquement pas valable de comparer des résultats issus de protocoles de mesure si différents. D'autre part, les dykes, lors de leur mise en place, ont fragilisé leur encaissant ce qui favorise un ravinement marqué dans un matériel sans cohésion. Ils ont donc déterminé une érosion locale exacerbée

qui n'est pas représentative des bilans d'érosion à l'échelle d'un bassin versant.

1.3. LES TAUX DE DÉNUDATION EN MILIEUX FROIDS : QUELLE PLACE POUR LES VERSANTS DE LA MORSÁ ?

Les taux de retrait calculés à partir du cubage de débris accumulés en bas de versant conduisent à une sous-estimation probable des taux de retrait de paroi. Mais l'application de cette méthode, déjà usitée par d'autres, rend possible la comparaison de nos résultats avec ceux d'études menées en milieux froids, sur des versants volcaniques (TAB. 16).

Plusieurs échelles d'analyse sont possibles. À l'échelle de l'Islande d'abord, les

taux estimés pour la vallée de la Morsá apparaissent élevés en comparaison des taux obtenus dans l'est de l'Islande par A. Beylich (2000). Pourtant, la configuration morphostructurale des versants aurait laisser supposer le contraire. En effet, les montagnes de l'est de l'Islande se présentent sous la forme de plateaux où les venues basaltiques plio-miocènes sont intercalées de couches sédimentaires et d'horizons altérés (Einarsson, 1994 ; Beylich, 2000). Ces couches sédimentaires, moins cohérentes que les basaltes massifs, devraient fournir des volumes de débris plus importants que les basaltes massifs. Il faut donc invoquer d'autres paramètres pour expliquer de tels écarts.

Les systèmes de pente sont plus vigoureux dans le sud-est de l'Islande que dans les fjords de l'est et favorisent donc des dynamiques de versant plus intenses. En outre, le climat plus humide du sud-est (3700 contre 1431 mm/an dans les fjords de l'est) provoque le déclenchement fréquent des coulées de débris, processus dominant dans la formation de stocks de bas de versant. Des facteurs régionaux peuvent également intervenir. L'est de l'Islande est plus éloigné de la zone sismique active du centre, impliquant une plus faible fracturation des versants. Par ailleurs, le rebond isostasique lié à la fonte du Vatnajökull a peu concerné la bordure orientale de l'Islande, alors qu'il a pu avoir un impact sur les versants situés actuellement en marge de la calotte. Enfin, il ne faut pas exclure des différences liées à l'application de la méthode elle-même.

Nos résultats peuvent également être comparés avec ceux obtenus dans d'autres milieux froids, en contexte basaltique. En terme de taux de retrait moyen, les résultats de la vallée de la Morsá

(0,19 m.ka⁻¹) apparaissent très faibles par rapport aux autres environnements (compris entre 0,32 et 1,04 m.ka⁻¹). Plusieurs explications peuvent être avancées pour expliquer ces différences.

Le premier élément de différenciation réside dans le paramètre lithologique. Dans le sud-est de l'Islande, les versants sont composés de basalte massif intercalé de nombreux *sills* et *dykes*. En Écosse comme au Groenland, les venues basaltiques présentent les mêmes faciès mais sont fréquemment séparées par des argiles interbasaltiques cuites et plus ou moins latéritisées (Frich et Brandt, 1985 ; Hinchliffe et Ballantyne, 1999). Ces formations argileuses constituent des réserves d'eau susceptibles de geler (Frich et Brandt, 1985). Elles sont donc très sensibles aux processus de météorisation et fournissent des volumes importants de débris.

Par ailleurs, les stocks mesurés dans la vallée de la Morsá ont subi d'importants processus de remaniement du fait des écoulements proglaciaires du Morsárjökull. Les versants qui ont fait l'objet de mesures en Écosse et au Groenland ne sont pas concernés par de tels écoulements : les taux de retrait de paroi estimés correspondent donc à des volumes d'accumulation mieux conservés depuis la fin du Tardiglaciaire.

Si l'on compare uniquement les valeurs maximales obtenues, le taux de la Morsá (1,19 m.ka⁻¹) se situe à un niveau médian, entre ceux d'Écosse et du Groenland (compris entre 0,45 et 4,17 m.ka⁻¹). Quelques hypothèses peuvent être émises quant à la hiérarchie de ces résultats. Les résultats les plus faibles sont relevés en Écosse, les plus forts au Groenland. Le gradient thermique joue probablement un rôle dans les vitesses de démantèlement des parois rocheuses. Nous avons vu que

la météorisation des basaltes nécessite un gel long et intense. Les conditions de ce gel sont plus souvent réunies au Groenland qu'en Écosse et en Islande où les cycles de gel et dégel sont relativement courts et peu intenses. O. Humlum (1992, 2002) a également insisté sur le rôle des accumulations neigeuses qui constituent des sources d'humidité et protègent les surfaces du gel.

Par ailleurs, les conditions de l'englacement au Tardiglaciaire ont été différentes d'une région à l'autre. La calotte glaciaire weichselienne fut plus massive au Groenland qu'ailleurs. Or la décompression post-glaciaire est proportionnelle à l'incision des auges et au volume de glace qui disparaît. Il apparaît donc logique que son impact soit plus important dans les régions de hautes latitudes.

P. Frich et E. Brandt (1985) avaient déjà relevé l'importance des taux de retrait des parois basaltiques à l'échelle de l'Holocène par rapport à d'autres contextes lithologiques. Ces résultats peuvent être attribués à l'efficacité de la gélidivi-

sion sur les basaltes. Toutefois, en règle générale, les plus forts taux de retrait moyen de paroi ont été mesurés en contexte alpin, notamment dans les granites, gneiss et schistes des Alpes suisses et françaises, avec des valeurs comprises entre 1 et 2,5 m.ka⁻¹ (Barsch, 1977, 1996 ; Francou, 1988). Dans ce contexte, c'est la division du matériel tectonisé et la vigueur des pentes qui semblent faire la différence.

Comparés aux résultats obtenus dans d'autres milieux froids et du fait des écoulements proglaciaires qui détruisent une partie des cônes, les taux estimés de retrait de paroi correspondent à des vitesses soutenues de démantèlement des versants. Les conditions climatiques du sud-est de l'Islande, les systèmes de pentes escarpées et le rôle de la décompression post-glaciaire constituent des facteurs déterminants de cette érosion. La répétition de mesures dans d'autres sites d'Islande et dans d'autres milieux froids est nécessaire pour affiner ces premiers résultats.

2.

RYTHMES D'ACCUMULATION DES LOESS SUR LES VERSANTS CONVEXES À L'ÉCHELLE DU DERNIER MILLÉNAIRE

Les versants convexes situés à l'aval de la vallée de la Morsá se caractérisent par une épaisse couverture loessique. Ces dépôts sont observables sur la plupart des versants du sud de l'Islande qui dominent les *sandar*. L'action du vent participe donc activement à l'évolution actuelle des versants. La présence de couches de téphras intercalées au sein des dépôts permet l'estimation de rythmes d'accumulation à l'échelle du dernier millénaire. Même si ce pas de temps de mesure apparaît court vis-à-vis de l'évolution pluri-millénaire des versants de la Morsá, nous avons choisi d'intégrer nos mesures dans ce chapitre car elles correspondent à des dynamiques antérieures à la réavancée du Petit Âge Glaciaire.

2.1. LES CONDITIONS DE L'ACTION ÉOLIENNE DANS LE SUD-EST DE L'ISLANDE

Alors qu'il est généralement admis que la formation d'accumulation de loess nécessite un climat froid et très sec, A. Cailleux (1942) a remarqué que sur le

Skeiðarársandur, les nuages de poussière prenaient naissance sur des bancs de sable et de vase bordant les filets d'eau. L'action éolienne n'est donc pas liée à la sécheresse, mais est conditionnée par des vents intenses susceptibles de dessécher en quelques heures les bourrelets de rive et par la présence d'un matériel détritique transportable par le vent car non végétalisé.

2.1.1. Des vents violents fréquents

Le vent est un élément essentiel du climat islandais. À Skaftafell, il souffle en moyenne à 3,3 m/s, soit 11,9 km/h (vitesse enregistrées pour la période 1995-2007). À l'année, on dénombre en moyenne 196 jours où les vents soufflent à plus de 8 m/s (env. 30 km/h), dont 174 jours sans précipitations. Les conditions pour que la déflation éolienne s'amorce sont donc fréquemment réunies. Les vents les plus violents (supérieurs à 8 m/s) soufflent en majorité du nord-est et sont liés aux flux catabatiques en provenance du Skaftafellsjökull (FIG. 23).

2.1.2.

Le Skeiðarársandur, une surface soumise à une déflation éolienne importante

Le Skeiðarársandur, avec ses 1250 km², constitue une vaste zone soumise à la déflation éolienne. Le voyageur qui le traverse par temps dégagé est très souvent assailli par les particules en suspension mobilisées par les vents violents. Ces tempêtes de poussière, souvent évoquées dans les sagas islandaises, sont liées aux vents catabatiques du Vatnajökull (FIG. 43). Elles se déclenchent principalement en conditions anticycloniques, au printemps et en été. Le vent qui souffle du nord prend en charge le matériel fin abondant qui constitue le Skeiðarársandur, mélange de cendre et de farine glaciaire déposés par les *jökullaupts* successifs et répandus par les eaux de fonte. Les débris accumulés sur le *sandur*, en particulier les blocs et les galets, portent la marque de l'usure éolienne (arêtes émoussées, blocs lustrés, cupules). Ainsi, selon C. Bernes (1996), le Skeiðarársandur constitue l'une des surfaces d'Islande les plus soumises à la déflation. Des mesures réalisées par E. Roussel (2007) révèlent qu'à débouché de la vallée de la Morsá, l'intensité de la déflation éolienne liée aux vents catabatiques varierait de 0,25 à 0,55 mm.an⁻¹ sur le *sandur* basaltique. Ces résultats coïncident avec ceux obtenus en Alaska arctique et au Spitsberg (Reimnitz *et al.*, 1979 ; Piotrowski, 1983).

2.1.3.

Des accumulations éoliennes très répandues

Dans la vallée de la Morsá, les accumulations de loess se localisent sur les versants qui dominent le Skeiðarársandur

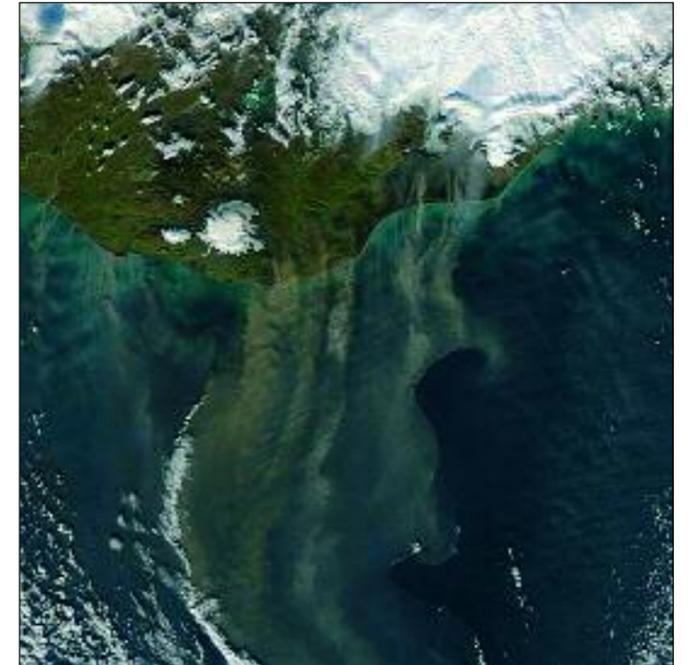


FIGURE 43 – Image MODIS d'une tempête de poussière soufflant sur le sud de l'Islande le 5 octobre 2004 (tiré de <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/gallery/>).

Les vents catabatiques, issus de la calotte glaciaire du Vatnajökull, balayent les *sandar* et mobilisent les particules les plus fines. De véritables nuages de poussière se forment et sont évacués vers le sud, au-dessus de l'océan Atlantique.

(FIG. 44). Elles sont couvertes d'un tapis végétal continu, sous forme de forêt ou de lande. La végétation se développe particulièrement bien sur ces loess, car ils constituent des réserves hydriques et peuvent être sujets à une pédogenèse. Les loess sont fortement incisés par les cours d'eau, entraînant localement la mise à l'affleurement du substrat ou des accumulations de *till* sur lesquels ils reposent.

L'épaisseur des dépôts peut atteindre 4 mètres à la base comme au sommet des versants. Ils sont constitués d'un matériel fin (0,04 mm selon Cailleux, 1942), sans stratification. D'aspect jaune, rouge ou brun, leur couleur témoigne d'une importante oxydation des dépôts, liée à l'humidité du climat. Les accumulations sont

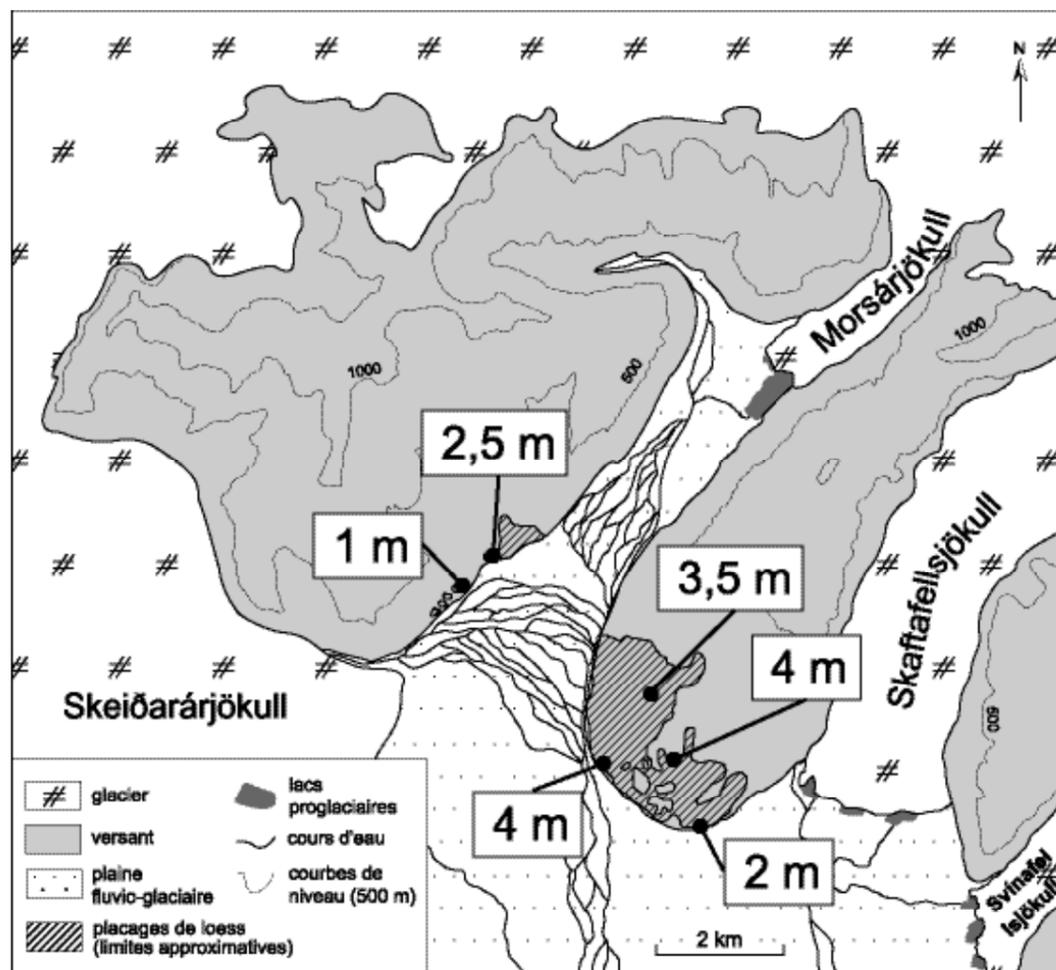


FIGURE 44 – Localisation des placages de loess et leur épaisseur dans la vallée de la Morsá.

entrecoupées de couches de téphras noires, blanches ou grises, qui correspondent à des émissions volcaniques. Leur identification et leur corrélation avec des éruptions volcaniques connues permettent la datation des accumulations. Les dépôts sont également riches en débris végétaux, sous formes de racines ou de graines.

L'examen des particules de loess à la loupe binoculaire révèle qu'elles sont entourées d'une concrétion beige, qui leur donne un aspect granuleux (PHOTO 25). L'origine de cette concrétion n'a pas été déterminée. Le traitement de l'échantillon à l'EDTA et à l'acétate d'ammonium, afin de détruire le fer, a éliminé

une partie de la concrétion, mais pas sa totalité. Cette configuration rend impossible toute étude granulométrique de la formation éolienne.

2.1.4.

Des dépôts liés à la proximité des glaciers

L'examen de la carte de la répartition des loess et de leur épaisseur respective révèle que les dépôts ne correspondent pas aux trajectoires des vents dominants. Les accumulations les plus importantes sont observables sur le versant orienté au sud-ouest, avec une épaisseur de 3,5 à 4 m. Pour expliquer la répartition de ces loess,

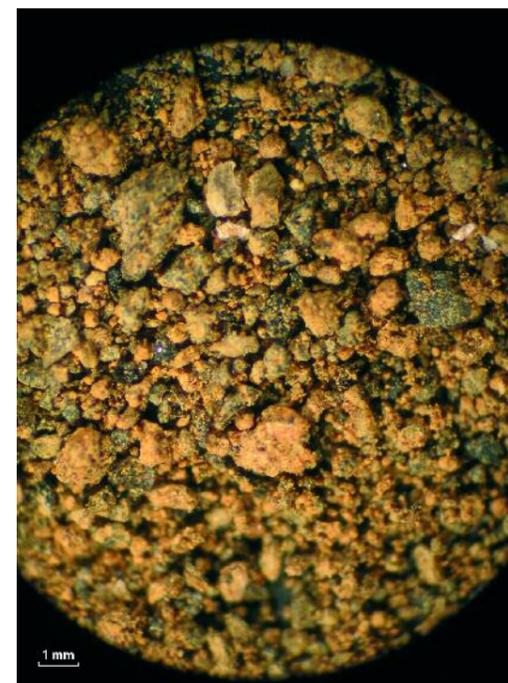


PHOTO 25 – Particules de loess grossies 35 fois, après destruction de la matière organique et du fer. Les particules sont entourées d'une concrétion beige, correspondant probablement à une oxydation.

il faut donc envisager un dispositif plus large que la vallée elle-même. Au sud-ouest de la vallée se trouve la grande langue glaciaire du Skeiðarárjökull, d'environ 18 km de large, et son sandur. Ses vents catabatiques, dont la force est proportionnelle à sa taille, rencontrent à l'aval ceux qui sont canalisés par les langues adjacentes. La circulation locale des vents est donc relativement complexe et tourbillonnaire (FIG. 45). Les vents mobilisent, lors de leur passage sur le sandur, les fines déposées par les écoulements proglaciaires et les processus éoliens précédents.

La proximité des glaciers est donc probablement le facteur dominant dans la localisation des dépôts de loess. Les appareils glaciaires engendrent des vents violents et secs. Ces vents locaux ont un effet morphologique plus important que les flux induits par la circulation générale. De plus,

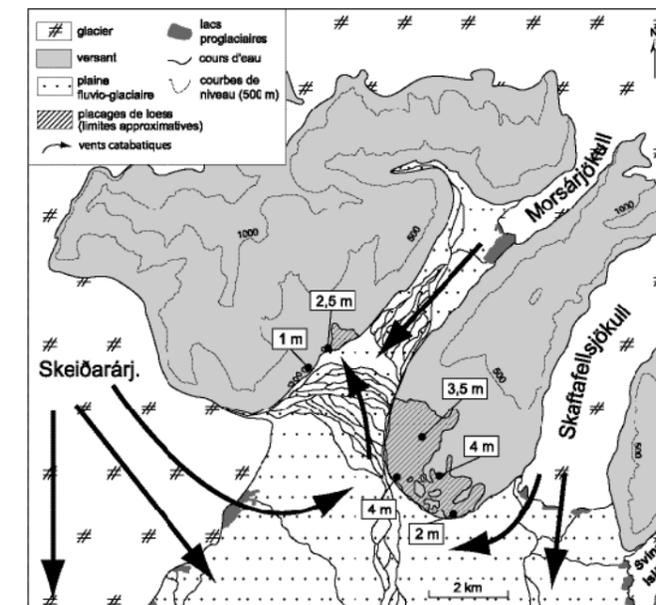


FIGURE 45 – Schéma hypothétique de la circulation des vents responsables des dépôts de loess dans la région de Skaftafell.

ils fournissent une quantité de matériel potentiellement mobilisable par le vent. La végétation est également un facteur important de rétroaction positive. Le couvert végétal piège les particules en suspension, favorisant l'accumulation des loess sur les versants peu soumis à des dynamiques linéaires. Parallèlement, les dépôts de loess constituent des formations favorables au développement de la végétation. La présence de loess permet donc le développement de la végétation, développement qui favorise lui-même l'accumulation de loess.

2.2.

LA QUANTIFICATION DES RYTHMES D'ACCUMULATION DES LOESS

Une série de coupes a été dégagée au sein des dépôts. La mesure de ces dépôts et la reconnaissance des horizons de téphras rend possible l'estimation de rythmes d'accumulation.

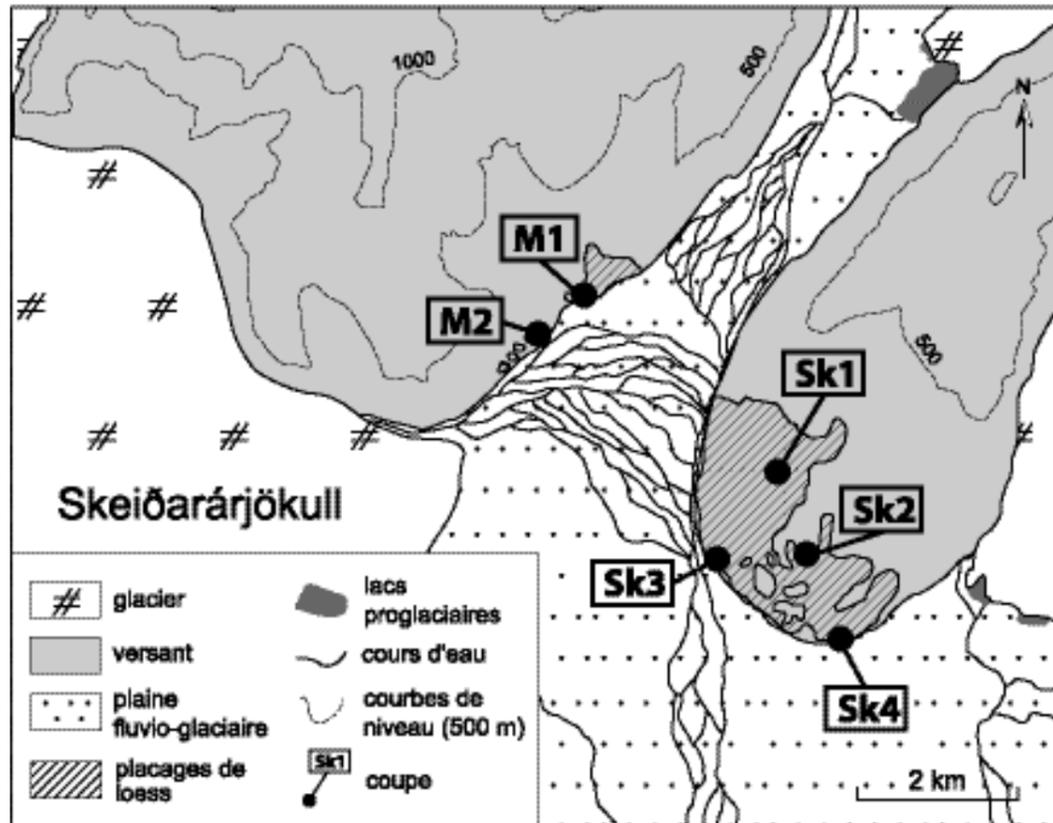


FIGURE 46 – Localisation des coupes réalisées au sein des dépôts de loess.

2.2.1. La mesure des dépôts et la reconnaissance des horizons de téphras

Six coupes ont été réalisées, réparties sur tous les dépôts des versants de la Morsá, en bas comme en haut de versant (FIG. 46). Leur taille maximale est de 2,2 m.

Seules quatre coupes ont pu faire l'objet de mesures et de datations (FIG. 47). En effet, les coupes en bas de versant présentent souvent des horizons de téphras mal définis, probablement en raison des dynamiques de versant qui remanient le matériel accumulé.

Quatre types de téphras ont été identifiés : les téphras du Katla et du Veidivötn sont d'apparence noire, les téphras du

Grimsvötn et de l'Hekla sont gris à blancs. En général, les horizons de téphras sont mieux conservés en haut de versant (coupes Sk1 et Sk2) qu'en bas de versant (surtout Sk4), toujours probablement à cause de remaniements qui mélangent les horizons. La coupe M1 au contraire, présente une très grande série de téphras. Mais ce grand nombre a rendu quasiment impossible l'identification des éruptions auxquelles elles correspondent, les couches n'étant pas assez différenciées. La reconnaissance de l'horizon gris clair des téphras de l'Hekla sur toutes les coupes permet tout de même une mesure des accumulations totales depuis 1389.

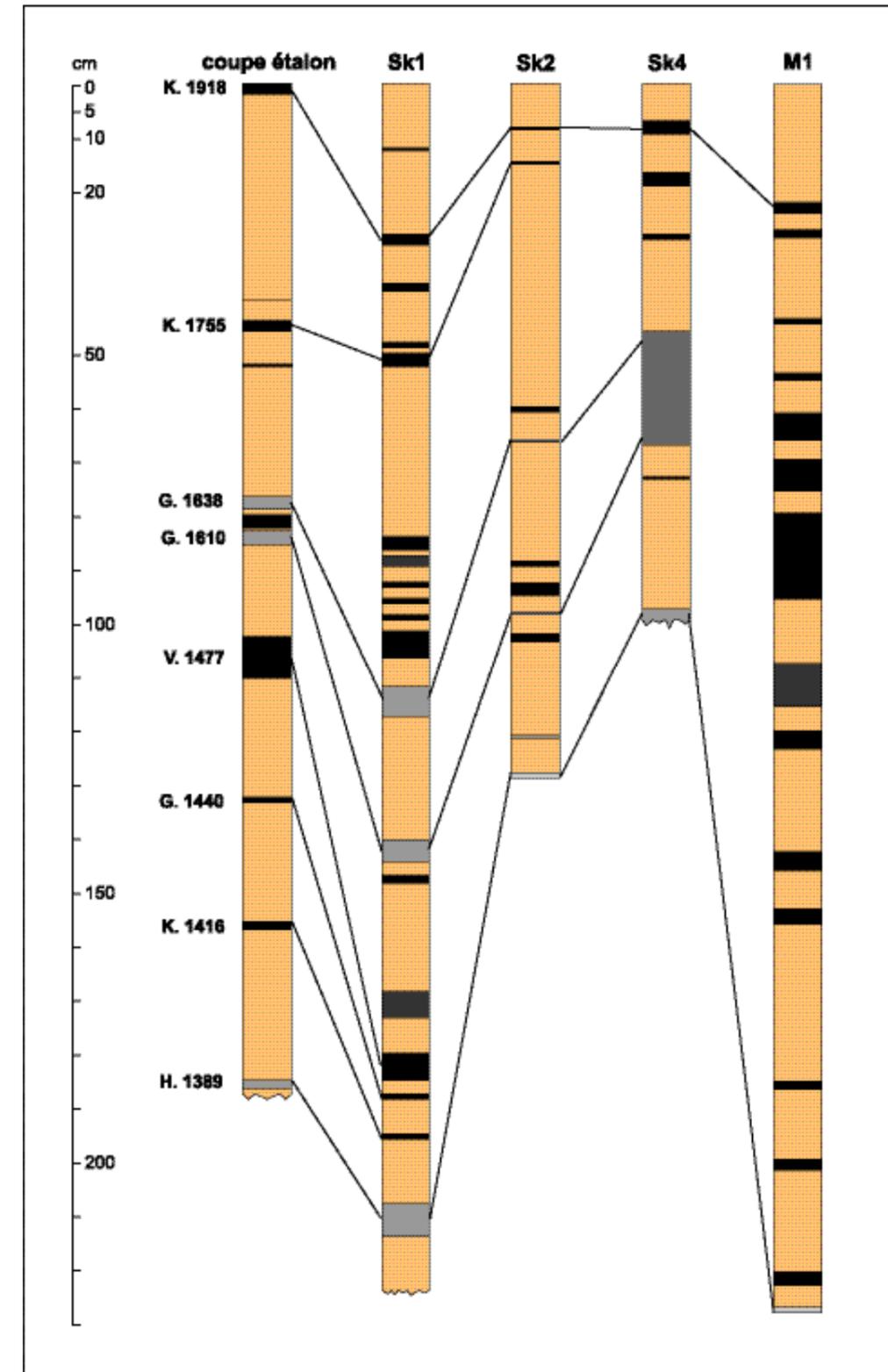


FIGURE 47 – Coupes réalisées dans les loess de la vallée de la Morsá.

Les loess sont représentés en beige clair et les téphras en noirs et gris. Les téphras sont issus des centres volcaniques suivants : K-Katla, G-Grimsvötn, V-Veidivötn, H-Hekla.

Période (apr. J.-C.)	Taux d'accumulation moyen (mm/an)			
	Sk1	Sk2	Sk4	M1
1389-1416	4,44	1,24	1,36	2,78
1416-1440	2,71			
1440-1477	0,68			
1477-1610	2,18			
1610-1638	8,04	1,11	-	
1638-1755	2,34	0,43	1,18	
1755-1918		0,37		
1918-2007	3,09	0,90	0,79	2,47
1389-2007	2,68	1,94	< 1,47	2,73

TABLEAU 17 – Rythme d'accumulation des loess depuis 1389 dans la vallée de la Morsá.

2.2.2.

L'estimation du rythme d'accumulation des loess

La mesure des accumulations de loess et la datation des horizons de téphras permettent de calculer des rythmes d'accumulation depuis 1389 (TAB. 17).

Les résultats sont très variables d'un endroit à l'autre et difficiles à interpréter. Les taux les plus importants sont relevés en rive droite de la Morsá sur la coupe M1. Ces résultats ne semblent pas cohérents, car les dépôts n'y sont pas les plus développés, avec une moyenne de 2,5 m d'épaisseur (FIG. 36). Une mauvaise identification des téphras en est peut-être la cause.

La coupe qui offre la meilleure lecture des variations des accumulations est la coupe Sk1. Elle suggère plusieurs tendances. Entre le 14^e et le 17^e siècle, les accumulations diminuent progressivement. Entre 1610 et 1638, les accumulations augmentent fortement, mais ceci ne se vérifie pas sur les autres coupes, ni sur la coupe étalon, cette variation n'est donc pas à prendre en compte. Durant le Petit Âge Gla-

ciaire, c'est-à-dire entre le 17^e et la fin du 19^e siècle environ, les accumulations sont stables, voire diminuent. Une tendance au renforcement après cette dernière période froide semble se dessiner jusqu'à nos jours.

2.3.

DISCUSSION SUR LA VARIABILITÉ DES RYTHMES D'ACCUMULATION

Même si ces données semblent comporter nombre de lacunes et malgré le fait que la méthodologie employée ici est discutable, l'hypothèse que des conditions climatiques plus froides induisent une baisse des taux d'accumulation des loess peut être avancée. Ceci va à l'encontre de ce qui est généralement admis : les loess s'accumulent préférentiellement durant les périodes les plus froides, périodes caractérisées par des vents violents et un climat sec. La configuration particulière du débouché de la vallée de la Morsá peut être invoquée.

Le schéma proposé de la circulation locale des vents avec un vortex dans la

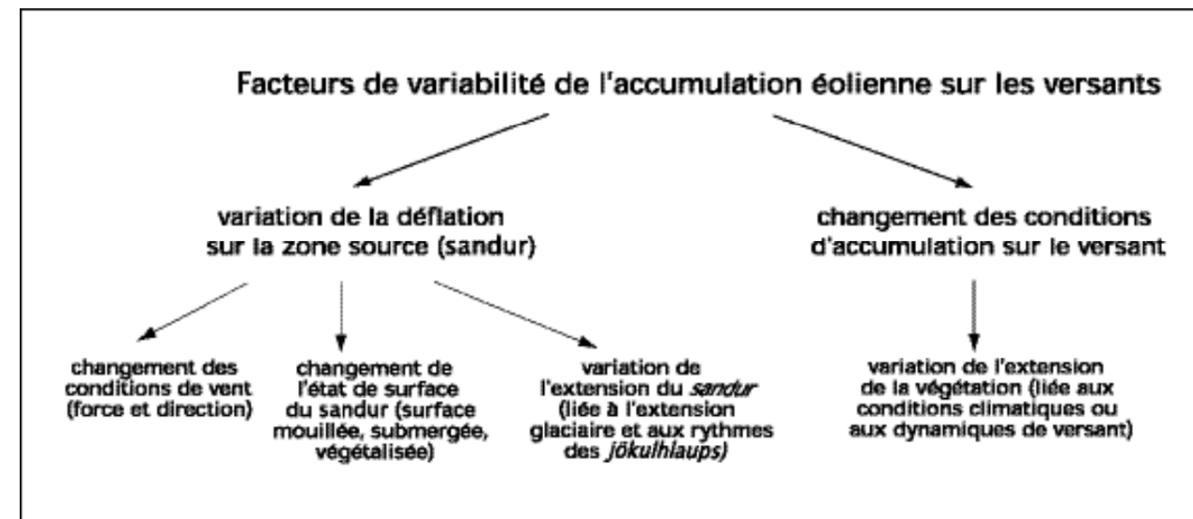


FIGURE 48 – Les facteurs de variabilité de l'accumulation éolienne sur les versants de la région de Skaftafell (sud-est de l'Islande).

vallée de la Morsá (FIG. 45) ne peut se développer que si le glacier n'est pas trop proche du versant. Cela ne veut pas dire que les vents catabatiques sont moins forts lorsque le glacier est proche, mais que les versants où se localisent les dépôts de loess sont plus exposés à ces vents lorsque le glacier est éloigné. De même, lorsque le glacier est proche du versant, la surface du *sandur* est réduite. Cela signifie que le stock de matériel mobilisable par le vent est moins volumineux, ou plus éloigné, pendant les périodes froides que pendant les périodes de radoucissement climatique. De plus, les écoulements proglaciaires liés à la fonte de la glace déposent sur le *sandur* des volumes considérables de débris. Or, parallèlement à la force du vent, c'est le volume de fines disponible à la mobilité qui conditionne l'importance des accumulations de loess. Un épisode de réchauffement climatique, tel que nous le connaissons actuellement, peut donc engendrer une augmentation de la fourniture de débris d'origine éolienne. Un dernier facteur a pu conforter cette tendance. Les phases de réchauffement sont favorables à un développement de la végétation. Or,

la végétation constitue un piège à sédiments, son extension favorise donc celle des dépôts de loess. Dans la région de Skaftafell, les taux d'accumulation de loess sont ainsi essentiellement conditionnés par les caractéristiques topographiques et la proximité des glaciers, les paramètres climatiques jouant un rôle secondaire par le biais de la végétation. L'étude des accumulations de loess dans la région de Skaftafell permet de dégager des facteurs influençant les rythmes d'accumulation des loess sur les versants islandais. La variabilité de l'accumulation répond à des changements au niveau de la zone source, sur le *sandur*, ou au niveau de la zone d'accumulation, sur le versant (FIG. 48).

Sur le *sandur*, trois paramètres peuvent varier : les conditions de vent, l'état de surface du *sandur* et l'extension du *sandur*. En période de radoucissement climatique, la rétraction des langues glaciaires entraîne une diminution de la force des vents catabatiques, mais également un changement de direction de ces vents. Parallèlement, l'état de surface change : l'eau de fonte a pour effet de mouiller et de submerger de vastes zones, mais dans

un même temps, apporte des stocks de débris importants. Dans le même ordre d'idée, les zones déglacées s'étendent, augmentant le stock de matériel exposé à la déflation éolienne.

Sur le versant, les conditions d'accumulation varient en fonction de la couverture végétale. Un radoucissement climatique favorise l'extension de ce couvert et donc, du piégeage des particules en suspension.

La région de Skaftafell présente ainsi une situation originale. Les accumulations de loess sur les versants sont massives car :

(1) le *sandur* constitue un vaste stock de matériel sablo-limoneux mobilisable par le vent. Ce stock est régulièrement alimenté par les apports éoliens et les débris charriés par les cours d'eau proglaciaires ou les *jökulhlaups* ;

(2) la proximité de plusieurs langues glaciaires génère un schéma de circulation atmosphérique particulier, où les vents catabatiques entrent en confrontation les uns avec les autres ;

(3) le couvert végétal bien développé sur les versants permet le piégeage des particules.

Les variations climatiques et les fluctuations glaciaires modifient ces paramètres

et influencent donc les taux d'accumulation de loess sur les versants. Le retrait des marges glaciaires entraîne l'extension des surfaces non englacées, notamment du *sandur*, et un apport en matériel détritique par le biais de l'eau de fonte. Il se solde donc par une agumentation des stocks de débris soumis à la déflation éolienne. Parallèlement, le radoucissement climatique favorise l'extension de la végétation sur les versants et donc, du piégeage des particules. Nous sommes bien là en présence d'un système paraglaciale : les taux d'accumulation éolienne varient en fonction des fluctuations glaciaires.

Des analyses plus poussées pourraient étayer cette étude. Ainsi, la multiplication des sites de mesure dans d'autres secteurs déglacés et l'analyse géochimique fine des téphras échantillonnés permettraient d'affiner nos analyses. L'étude de l'anémomorphisme pourrait également apporter de précieuses indications sur l'orientation des vents au sol. Cette étude pourrait être complétée par des analyses palynologiques et malacologiques qui permettraient la reconstitution des variations environnementales en Islande et renforceraient la connaissance de mise en place des séquences de loess en Europe.

La mesure des processus a donné des résultats divers. À l'échelle de l'Holocène, les vitesses de démantèlement des parois semblent commandées par des conditions climatiques qui favorisent un démantèlement rapide des assises rocheuses. Malgré une lithologie résistante à l'érosion, les taux de fourniture de débris apparaissent élevés comparés à d'autres domaines froids. Quant à la dynamique d'engraissement des versants, son originalité réside dans le fait qu'elle est hautement dépendante des fluctuations glaciaires. La proximité dans la région de plusieurs langues glaciaires et le contexte topographique de la vallée de la Morsá font que les périodes de réchauffement climatique sont associées à de forts taux d'accumulation de loess sur les versants.

CONCLUSION

PARTIE B LE RÉAJUSTEMENT DES VERSANTS À LA DÉPRISE DU TARDIGLACIAIRE

L'évolution actuelle des versants de la Morsá, déglacés depuis le Tardiglaciaire, se solde par d'importants transferts sédimentaires. Le mode de démantèlement des parois rocheuses semble être commandé essentiellement par les paramètres climatiques et les systèmes de pente qui induisent des dynamiques linéaires de versant actives. Les vitesses d'évolution dépendent, quant à elles, de la nature lithologique des pentes. Les taux de retrait des parois basaltiques sont élevés compte-tenu de la perturbation des stocks sédimentaires par les écoulements proglaciaires et sont comparables à ceux mesurés dans d'autres environnements froids et volcaniques. La déprise Tardiglaciaire ne semble plus avoir d'impact puisqu'aucune forme de décompression n'a été relevée et que l'ajustement des versants est bien avancé. Si influence paraglaciale il y a, elle se manifeste au niveau des dépôts de loess. Des estimations de rythmes d'accumulation ont révélé que la dynamique éolienne est grandement dépendante des fluctuations glaciaires. La disposition originale des langues glaciaires de la région induit des taux d'accumulation de loess plus élevés sur les versants pendant les périodes de réchauffement climatique.

LA PERTURBATION DU PETIT ÂGE GLACIAIRE

PARTIE C

"Imprimer la forme à une durée, c'est l'exigence de la beauté mais aussi celle de la mémoire. Car ce qui est informe est insaisissable, immémorable."

Milan Kundera, La Lenteur.

Les langues glaciaires du sud-est de l'Islande ont toutes connu une progression de leurs marges au Petit Âge Glaciaire. Depuis la fin de cette période froide au 19^e siècle, des portions de versant sont donc soumises à une déprise glaciaire progressive. La présence de plusieurs langues glaciaires dans un périmètre relativement restreint permet de multiplier les observations et d'analyser l'impact à court terme d'un tel retrait sur les versants.

Dans un premier temps, les fluctuations glaciaires sont reconstituées dans le détail et ce, depuis la fin du Petit Âge Glaciaire jusqu'à nos jours (*chap. 6*). Pour ce faire, les héritages glaciaires font l'objet d'une cartographie et de datations. Les modes de retrait spécifiques à chaque langue sont décrits afin d'évaluer leur impact sur les versants. Une fois la chronologie des fluctuations glaciaires reconstituée, les dynamiques actuellement en œuvre sur les versants sont identifiées (*chap. 7*). L'analyse croisée des caractéristiques de versant et des processus associés permet de proposer un scénario d'évolution et de dégager les facteurs qui commandent l'évolution récente des parois. La question du rythme d'ajustement des versants est ensuite posée à travers la quantification des processus (*chap. 8*). Les dépôts de pente sont ainsi mesurés et datés. À l'échelle du versant, des profils de pente sont levés et la colonisation végétale appréhendée. L'efficacité des processus dans le temps peut ainsi être évaluée et une période "sous influence paraglaciale" dégagée.

Les fluctuations glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire : calage chronologique et conséquences sur les zones proglaciaires

PARTIE C CHAPITRE 6

La réavancée glaciaire la plus récente, et probablement la plus étendue au cours de l'Holocène, a eu lieu lors du Petit Âge Glaciaire. Elle correspond à une période de refroidissement climatique qui s'est amorcée au 13^e siècle en Islande et pendant laquelle les températures moyennes étaient inférieures de 3°C aux moyennes actuelles (Stötter *et al.*, 1999). Toutes les langues glaciaires ont alors connu une progression de leurs marges frontales. À partir de la fin du 18^e siècle, la tendance s'inverse et les appareils glaciaires subissent des phénomènes d'ablation et un retrait généralisé des fronts. Les surfaces proglaciaires comme les versants encadrant les langues subissent ainsi une déprise glaciaire progressive.

L'étude de l'évolution des parois rocheuses depuis la fin du Petit Âge Glaciaire nécessite la datation précise de l'extension maximale des glaciers et une reconstitution des rythmes de retrait depuis la fin de cette période froide. La reconstitution est réalisée en croisant les données fournies par les documents iconographiques d'archive avec les datations lichénométriques des héritages glaciaires. L'évolution récente des langues glaciaires du sud-est de l'Islande se caractérise ainsi par une accélération des rythmes de retrait et une libération massive d'eau de fonte dans la zone proglaciaire. Lorsque les écoulements sont connectés à la base des versants, l'évolution des parois rocheuses s'en trouve fortement perturbée.

LA DATATION DE L'EXTENSION MAXIMALE DES GLACIERS AU PETIT ÂGE GLACIAIRE

De nombreuses études ont eu pour but de déterminer l'extension maximale des glaciers lors du Petit Âge Glaciaire dans le sud-est de l'Islande, afin de déterminer la période pendant laquelle s'est amorcé le retrait glaciaire (Jacksch, 1970, 1975 ; Gordon et Sharp, 1983 ; Thompson, 1988 ; Caseldine, 1990, 1991 ; Kugelmann, 1991 ; Guðmundsson, 1998 ; Evans *et al.*, 1999 ; Kirkbride et Dugmore, 2001 ; Bradwell, 2001, 2004 ; McKinzey *et al.*, 2004). Dans la majorité des cas, ces études ont eu recours à la lichénométrie comme méthode de datation des moraines terminales.

1.1. LA DATATION DES MORAINES TERMINALES DU PETIT ÂGE GLACIAIRE

Afin de déterminer la période d'extension maximale des glaciers dans le sud-est de l'Islande, et donc d'évaluer l'amorce de la déprise glaciaire des versants, treize langues glaciaires issues du Vatnajökull ont été sélectionnées. Les moraines terminales, témoins de

l'extension maximale au PAG, ont fait l'objet, pour chaque glacier, de datations lichénométriques.

1.1.1.

Le calage chronologique de la courbe de croissance des lichens

L'application de la lichénométrie nécessite de reconstituer la courbe de croissance des lichens dans le sud-est de l'Islande. Durant les étés 2006 et 2007, les thalles de lichens ont donc été mesurés sur huit sites dont la date de mise en place est connue à partir de sources variées (TAB. 14). Les sites retenus se situent dans un rayon de 45 km autour de la région de Skaftafell, afin de s'assurer une relative homogénéité climatique. Seules ont été retenues des surfaces rocheuses constituées de matériel basaltique pour que la variabilité pétrographique ne vienne pas perturber le signal lichénométrique. Les surfaces de référence se présentent sous la forme de dépôts de *jökulhlaups*, de coulées de lave, de blocs écroulés, de moraines datées par photo-interprétation, ainsi que de digues

No.	Surface (type de dépôt)	Localisation (Lat., Long.)	Âge de la surface (apr. J.-C.)	Source
1	Dépôt de jökulhlaup	Kotá 63°55'N, 16°44'W	1727	Décrit par de nombreux auteurs (dont Thórarinnsson, 1956)
2	Coulée de lave	Laki Eldhraun 63°47'N, 18°08'W	1783	Décrit par de nombreux auteurs (dont Ahlmann, 1938)
3	Chute de blocs	Lómagnúpur 63°56'N, 18°30'W	1789	Décrit par Henderson (1819)
4	Cordon morainique	Skaftafellsjökull 64°00'N, 16°53'W	1935	Décrit par S. Thórarinnsson (1956)
5	Cordon morainique	Skaftafellsjökull 64°02'W, 16°54'N	1945	Photographie aérienne 61/1214/II/1 (Landmælingar Islands)
6	Digue	Skeiðará 64°00'N, 16°58'W	1968	Communication personnelle (Skaftafell National Park)
7	Digue	Skeiðará 63°59'N, 16°59'W	1973	Communication personnelle (Skaftafell National Park)
8	Dépôt de jökulhlaup	Skeiðará 64°02'N, 17°01'W	1996	Décrit par de nombreux auteurs (dont Björnsson et al., 2001)

TABLEAU 14 – Sites choisis comme surfaces datées de référence pour le calage de la courbe de croissance des lichens dans le sud-est de l'Islande.

constituées de blocs basaltiques (TAB. 14) : sur les huit sites, 400 thalles de lichen ont été mesurés. Les mêmes mesures ont été réalisées sur les blocs constituant les moraines terminales des treize langues glaciaires. Lorsque celles-ci posaient des problèmes d'identification (existence de moraines antérieures au Petit Âge Glaciaire, présence de plusieurs cordons morainiques...), les mesures ont été multipliées afin d'identifier avec exactitude les dépôts correspondant à l'extension maximale du PAG. Ceci a abouti à la mesure de 1450 thalles de lichens, répartis sur 29 cordons morainiques.

1.1.2. La datation de l'extension maximale de treize glaciers dans le sud-est de l'Islande

Les treize glaciers, dont les moraines terminales ont fait l'objet de datations, sont tous situés dans la région de l'Öræfi et constituent des émissaires du Vatnajökull (FIG. 49). Leur altitude est inférieure à 150 m (excepté le Kotárjökull – 190 m) et leur distance à la mer est comprise entre 2,5 km (Kvíárjökull) et 30 km (Morsárjökull). Les archives historiques attestent que les glaciers concernés ne sont pas soumis à des phénomènes de *surge*, au moins depuis la fin du Petit Âge Glaciaire.

Les résultats obtenus varient entre 1740 (Virkijsjökull/Fjallsjökull) et 1888 (Hoffels-

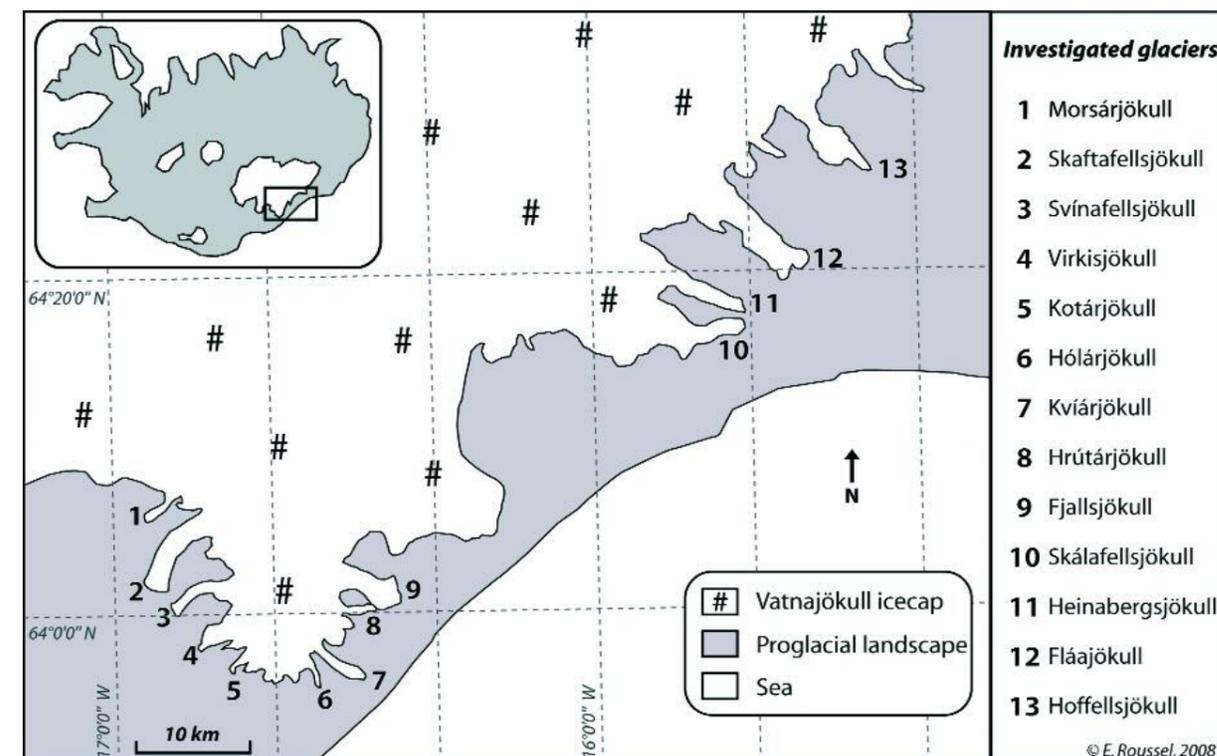


FIGURE 49 – Localisation des treize glaciers dont les moraines terminales ont fait l'objet de datations lichénométriques (réalisation E. Roussel, communication personnelle).

jökull et Morsárjökull), avec une marge d'erreur comprise entre 4 et 21 ans (TAB. 15). Il apparaît que le début du recul des différents fronts glaciaires n'a pas été synchrone. Deux langues glaciaires ont connu leur extension maximale au 18^e siècle, six durant la première moitié du 19^e siècle et quatre durant la seconde moitié du 19^e siècle.

1.2. LES FACTEURS DE VARIABILITÉ DE L'EXTENSION GLACIAIRE MAXIMALE AU PAG

Les études menées antérieurement pour dater l'extension maximale des langues glaciaires au Petit Âge Glaciaire dans le sud-est de l'Islande (principalement

Glaciers	Datation de l'extension maximale au PAG (apr. J.-C.)	Intervalle de confiance (apr. J.-C.)
Virkijsjökull/Fjallsjökull	1740	1731-1755
Svínafellsjökull	1765	1749-1776
Kvíárjökull	1810	1798-1824
Hrutárjökull	1812	1805-1820
Fjallsjökull	1812	1798-1833
Kotárjökull	1819	1809-1828
Fláajökull	1821	1811-1834
Hólárjökull	1844	1838-1857
Heinabergsjökull	1851	1835-1865
Skálafellsjökull	1865	1856-1876
Skaftafellsjökull	1878	1864-1892
Hoffellsjökull	1888	1874-1898
Morsárjökull	1888	1873-1903

TABLEAU 15 – Datation de l'extension maximale au Petit Âge Glaciaire de treize glaciers dans le sud-est de l'Islande.

Evans *et al.*, 1999 ; Bradwell, 2004) ne prenaient en compte qu'un petit nombre de glaciers émissaires (inférieur à cinq). Les résultats présentés ici offrent une plus grande représentativité (treize langues glaciaires échantillonnées). La variabilité est grande entre les appareils glaciaires puisque la datation de leur extension maximale se place entre 1740 et 1888, soit plus d'un siècle de différence.

Cet écart pourrait révéler l'inefficacité de la méthode quant à la datation des moraines. Pourtant, les résultats sont cohérents :

- les écarts dans le temps sont supérieurs à la marge d'erreur de la méthode ;
- pour un même glacier, la chronologie des dépôts morainiques est respectée avec des datations de plus en plus anciennes lorsqu'on s'éloigne du front glaciaire. Ces observations nous permettent de confirmer la fiabilité de la méthode. Les écarts de datation traduisent donc une différence temporelle des extensions maximales glaciaires au Petit Âge Glaciaire. Cette différence peut être expliquée par plusieurs facteurs.

1.2.1.

La dégradation des surfaces des dépôts

Une dégradation occasionnelle des cordons morainiques a pu entraîner le rajeunissement des surfaces rocheuses qui supportent les lichens, et ainsi expliquer dans certains cas une différence dans les dates de mise en place des dépôts. Ces dégradations peuvent avoir plusieurs causes.

Sharp (1984) a évoqué la possibilité d'effondrement des moraines à cœur de glace. Mais les effondrements de moraine se produisent principalement dans les cinq à dix ans qui suivent le retrait glaciaire. Ils ne peuvent donc être responsables de décalages pluri-décennaux dans les dates obtenues.

Les surfaces morainiques ont pu subir des processus d'altération physico-chimique. Mais les effets de l'altération sont moins sensibles sur les blocs de basalte massif (Étienne, 2001) qui ont été retenus pour les mesures. D'autre part, le grand nombre de mesures et la largeur des sites d'échantillonnage réduisent la marge d'erreur. On peut, par ailleurs, s'interroger sur le rôle des lichens comme élément protecteur des surfaces. Certes ces organismes contribuent à l'altération de la roche et participent aux échanges chimiques qui se traduisent par le développement de cortex d'altération, mais les thalles qui recouvrent la surface l'isolent au moins temporairement des processus de désagrégation et d'évacuation.

Des placages éoliens peuvent couvrir temporairement quelques blocs et arrêter la croissance des lichens, voire provoquer leur disparition (McKinze *et al.*, 2004). Mais il s'agit de phénomènes limités dans l'espace et dans le temps. La largeur des secteurs d'échantillonnage (des cordons morainiques de plusieurs centaines de mètres) permet d'intégrer ce paramètre dans la marge d'erreur du traitement statistique.

A. Thompson (1988) suggère, quant à lui, que les moraines les plus anciennes du Skaftafellsjökull ont pu être détruites par les *jökulhlaups* issus du Skeiðarárjökull voisin. Ce phénomène n'est pas à négliger, mais ne concerne qu'une langue glaciaire sur les treize étudiées.

Enfin, les datations des cordons morainiques du Virkisjökull et du Svínafellsjökull, antérieures au 19^e siècle, posent le problème de la conservation des thalles lors de la grande éruption du Lakagigar (Caseldine et Baker, 1998) et de la stabilité des surfaces basaltique face aux cycles bicentennaires de désquamation (Étienne, 2002). Nos résultats révèlent

que, dans le sud-est de l'Islande, ces paramètres n'ont pas perturbé la croissance des lichens.

Les processus qui ont pu concourir à la dégradation des surfaces de dépôt ne peuvent donc être considérés comme facteur explicatif majeur de la différence de dates de la mise en place des moraines terminales.

1.2.2.

Des différences de bilans glaciaires

Le bilan alimentation/ablation des langues glaciaires a pu être modifié, pour quelques décennies, par des oscillations climatiques qui ont affecté l'ensemble de la calotte du Vatnajökull. Le climat islandais au Petit Âge Glaciaire se caractérise, en effet, par une fréquente variabilité (Ogilvie, 1986, 1992 ; Guðmundsson, 1997 ; Jonsson et Gardarsson, 2001 ; Mackintosh *et al.*, 2002 ; McKinze *et al.*, 2004). Des conditions climatiques favorables à la croissance des glaciers se sont répétées plusieurs fois, à la fin du 17^e siècle, au milieu du 18^e siècle, durant les décennies 1780 et 1790 et au milieu et à la fin du 19^e siècle (Ogilvie, 1992 ; McKinze *et al.*, 2004).

D'autres facteurs ont pu faire varier ce bilan, en particulier l'activité volcanique qui entraîne des fusions brutales sous la

partie centrale de la calotte glaciaire et provoque le déclenchement de *jökulhlaups*. Mais les langues étudiées ont été choisies parce qu'elles n'ont pas été affectées par ces débâcles glaciaires au cours de la période historique.

Il apparaît ainsi que la réponse des langues glaciaires n'a pas traduit de manière uniforme les variations de la calotte régionale. Les conditions d'alimentation et d'écoulement de chaque langue ont pu déterminer des temps différents de réaction. Une étude est actuellement en cours afin d'isoler les paramètres des langues glaciaires qui peuvent commander un tel décalage. Les premiers résultats montrent que les paramètres les plus importants semblent être liés aux caractéristiques du bassin versant (superficie, altitude, orientation), mais également à la longueur de la langue glaciaire.

Ainsi, la réponse des glaciers aux changements de conditions glaciologiques a été sensiblement différente. Ces résultats montrent que les glaciers ne répondent pas de façon homogène aux changements climatiques dans le sud-est de l'Islande. Dans le cadre d'une problématique sur les versants déglacés depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, il est donc nécessaire d'établir une chronologie précise des fluctuations glaciaires pour chaque site étudié.

LA FLUCTUATION DES MARGES GLACIAIRES DU MORSÁRJÖKULL ET DU SKAFTAFELLSJÖKULL DEPUIS LA FIN DU PAG

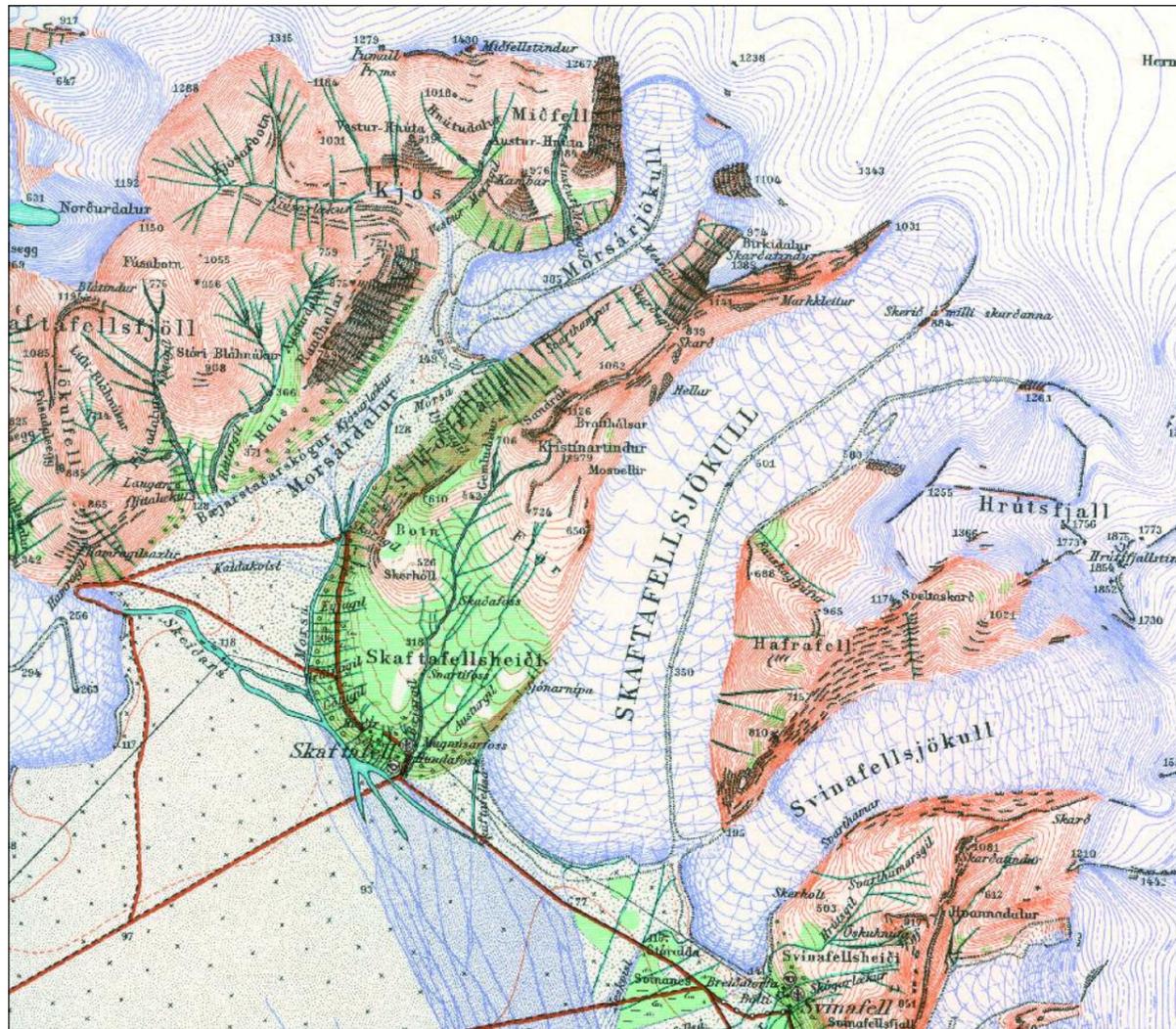


FIGURE 50– Extrait de la carte au 1/100 000 dressée par les autorités danoises en 1904.

L'étude de l'évolution des versants déglacés depuis le Petit Âge Glaciaire nécessite la reconstitution chronologique des fluctuations glaciaires et des séquences de retrait. L'utilisation d'outils multiples pour réaliser cette reconstitution permet des analyses à différentes échelles temporelles : identification des lignes de retrait (*trimline*), comparaison avec des archives historiques (cartographies, photographies) et mesures annuelles. Nous avons eu recours à des documents iconographiques (cartes anciennes, photographies aériennes), à des enregistrements systématiques des variations du front glaciaire et à des datations lichénométriques de mise en place de moraines pour étudier les fluctuations glaciaires depuis le Petit Âge Glaciaire de deux glaciers, le Morsárjökull et le Skaftafellsjökull.

2.1. L'APPORT DES DOCUMENTS ICONOGRAPHIQUES : LES POSITIONS SUCCESSIVES DES MARGES GLACIAIRES ENTRE 1904 ET 2003

La carte la plus ancienne disponible de la région a été dressée par les autorités danoises en 1904. Cartographiée au 1/100 000, elle permet une bonne visualisation de la position des fronts glaciaires, même si de nombreuses imperfections ne permettent pas un traitement de haute précision (FIG. 50).

L'Islande a par ailleurs fait l'objet d'une bonne couverture aérienne depuis les années 1940. En tenant compte de la qualité des photographies disponibles, et surtout de la présence ou non d'une couverture nuageuse, des clichés pris en 1945, 1968, 1980, 1997 et 2003 ont été sélectionnés. Ils ont été orthorectifiés et géoréfé-

rencés à l'aide du logiciel *Arcmap*. Une cartographie diachronique de la position des fronts glaciaires depuis 1904 a donc été réalisée (FIG. 51). L'étude de ces fluctuations glaciaires est conditionnée par le nombre de clichés à disposition.

Les deux glaciers ont subi un retrait généralisé de leurs marges glaciaires depuis le Petit Âge Glaciaire, mais ce retrait ne s'est pas opéré de façon synchrone. Entre 1904 et 2003, un retrait approximatif de 1345 m est constaté pour le Morsárjökull, contre 1726 m pour le Skaftafellsjökull, soit respectivement des rythmes moyens de retrait de 13,6 et 17,3 m/an. Le Skaftafellsjökull connaît donc un retrait plus rapide que celui du Morsárjökull.

La moyenne annuelle de retrait calculée sur la période 1904-2003 masque de grandes variations temporelles. On peut en effet distinguer trois périodes :

- une période de retrait rapide (1904-1960 ou 1968 selon le glacier considéré) avec des rythmes de retrait supérieurs à la moyenne observée entre 1904 et 2003 (Morsárjökull : 18,1 m/an ; Skaftafellsjökull : 22,66 m/an) ;
- une période de stagnation (1960/68-1997 selon le glacier considéré) avec des rythmes de retrait largement inférieurs à la moyenne observée entre 1904 et 2003 (Morsárjökull : 0,2 m/an ; Skaftafellsjökull : 1 m/an) ;
- une période de retrait accéléré (1997-2003) avec des rythmes de retrait largement supérieurs à la moyenne observée entre 1904 et 2003 : 36,1 m/an ; Skaftafellsjökull : 41,5 m/an).

D'autres remarques peuvent être faites à partir des documents iconographiques :

- en 1904, les glaciers Skaftafellsjökull et Svinafellsjökull sont coalescents, ils ne le sont plus en 1945. D'après S. Thórarinsson (1943), c'est en 1935 que leur séparation s'est opérée.

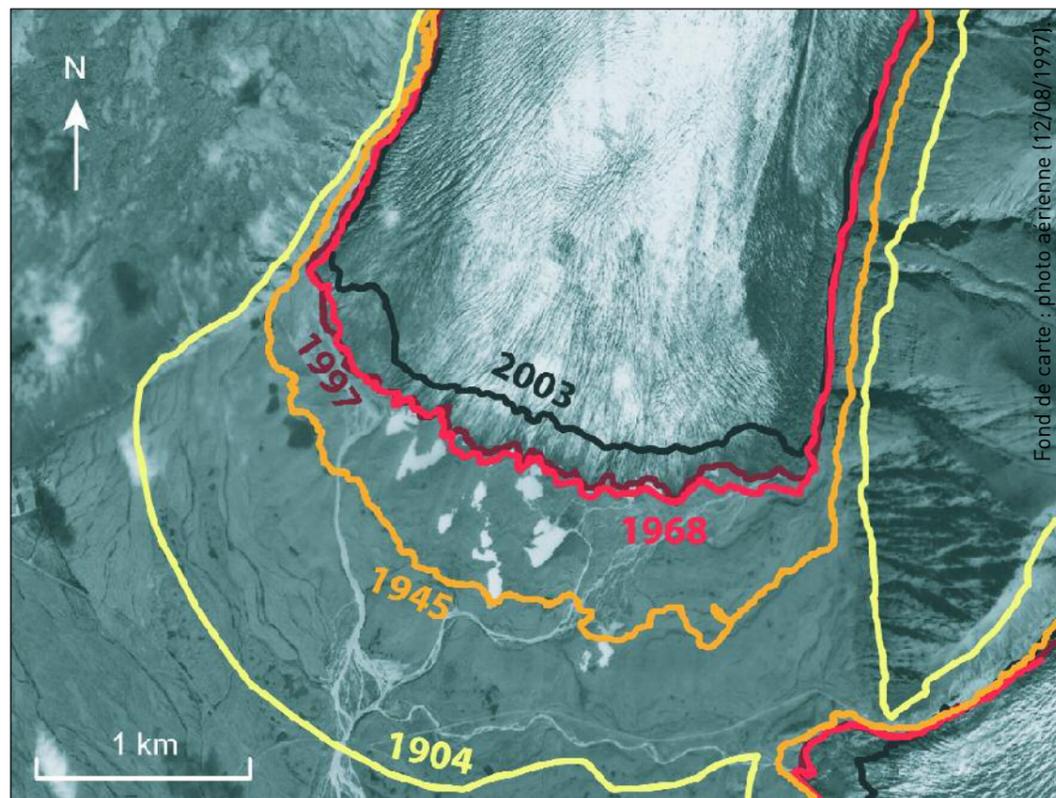
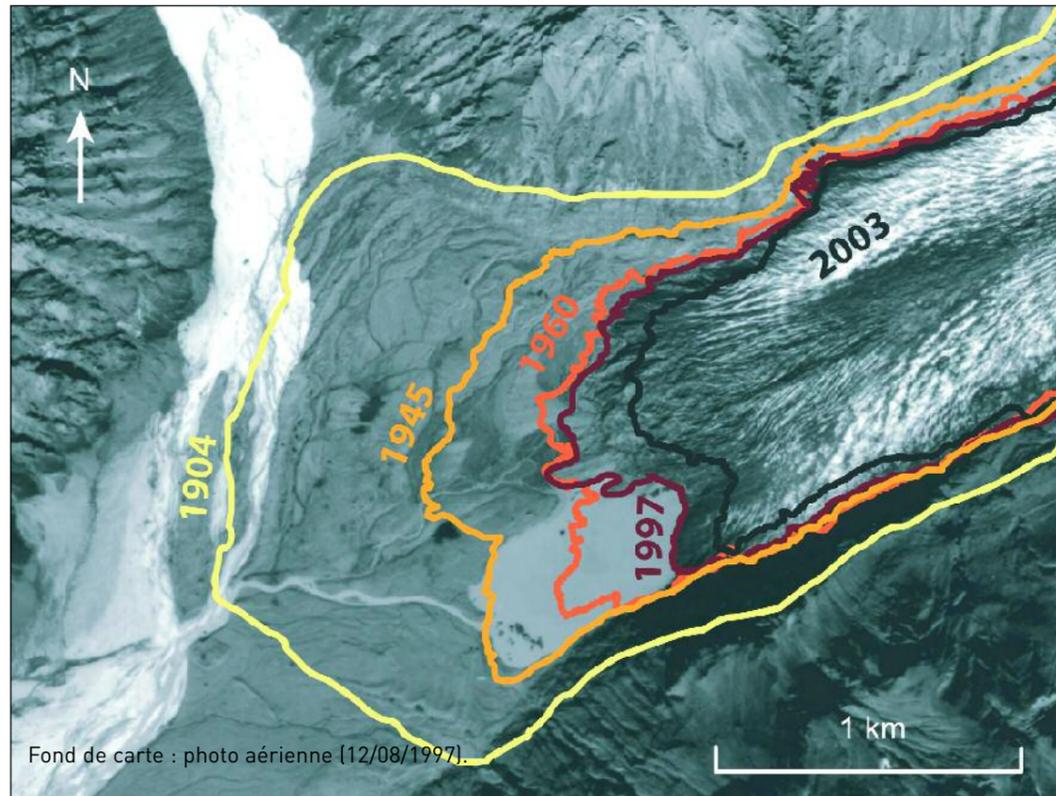


FIGURE 51 – Retrait glaciaire du Morsárjökull (haut) et du Skaftafellsjökull (bas) depuis 1904.

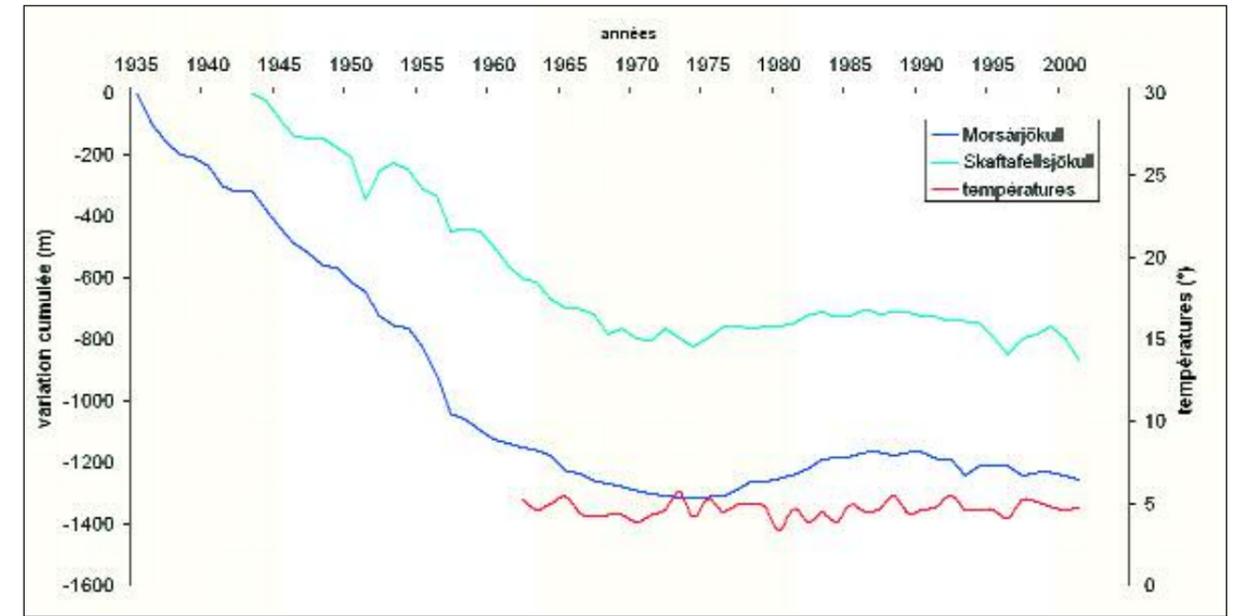


FIGURE 52– Variations des fronts glaciaires du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull entre 1935 et 2000 (données : Sigurdsson, 1998 et IUGG (CCS) – UNEP – UNESCO, 2005).

Les températures ont été enregistrées à Teigarhorn (est de l'Islande) durant la période 1935-2000.

– le retrait des marges du Morsárjökull s'est accompagné, sur sa marge sud-est, de la formation d'un lac proglaciaire depuis 1945. Ces observations réalisées à partir de cartes et de photographies aériennes sont confirmées par le suivi annuel réalisé par les glaciologues islandais.

2.2. LES ENREGISTREMENTS ANNUELS : UNE ANALYSE DÉTAILLÉE DES VARIATIONS ENTRE 1934 ET 2000

La Société Glaciologique Islandaise (*Jöklarannsóknafélag Íslands*) effectue des mesures annuelles de variations des fronts glaciaires sur 41 glaciers islandais. Les données disponibles débutent en 1934 pour le Morsárjökull et en 1942 pour le Skaftafellsjökull (FIG. 52).

La tendance au retrait global des marges glaciaires est confirmée, mais ces enregistrements soulignent l'importance des fluctuations glaciaires interannuelles avec, notamment, des périodes de réavancées mineures. Entre 1934 et 2000, le Morsárjökull connaît 5 périodes de réavancée (1942 ; 1974-1986 ; 1988 ; 1993 ; 1997) contre 9 pour le Skaftafellsjökull (1951-1952 ; 1957 ; 1968 ; 1971 ; 1974-1976 ; 1978-1982 ; 1984-1985 ; 1987-1988 ; 1996-1998) entre 1942 et 2000.

Ces épisodes de réavancée correspondent à une baisse globale des températures entre 1965 et 1995, à un gradient saisonnier marqué par des étés plus humides et des hivers plus secs (Kirkbride, 2002 ; McKinzey *et al.*, 2004), mais également à une période climatique d'extrême variabilité interannuelle. M. Kirkbride (2002) suggère que les avancées glaciaires les plus importantes se produisent une à trois décennies après une série d'hivers où l'index de l'oscillation nord-atlantique (NAO)

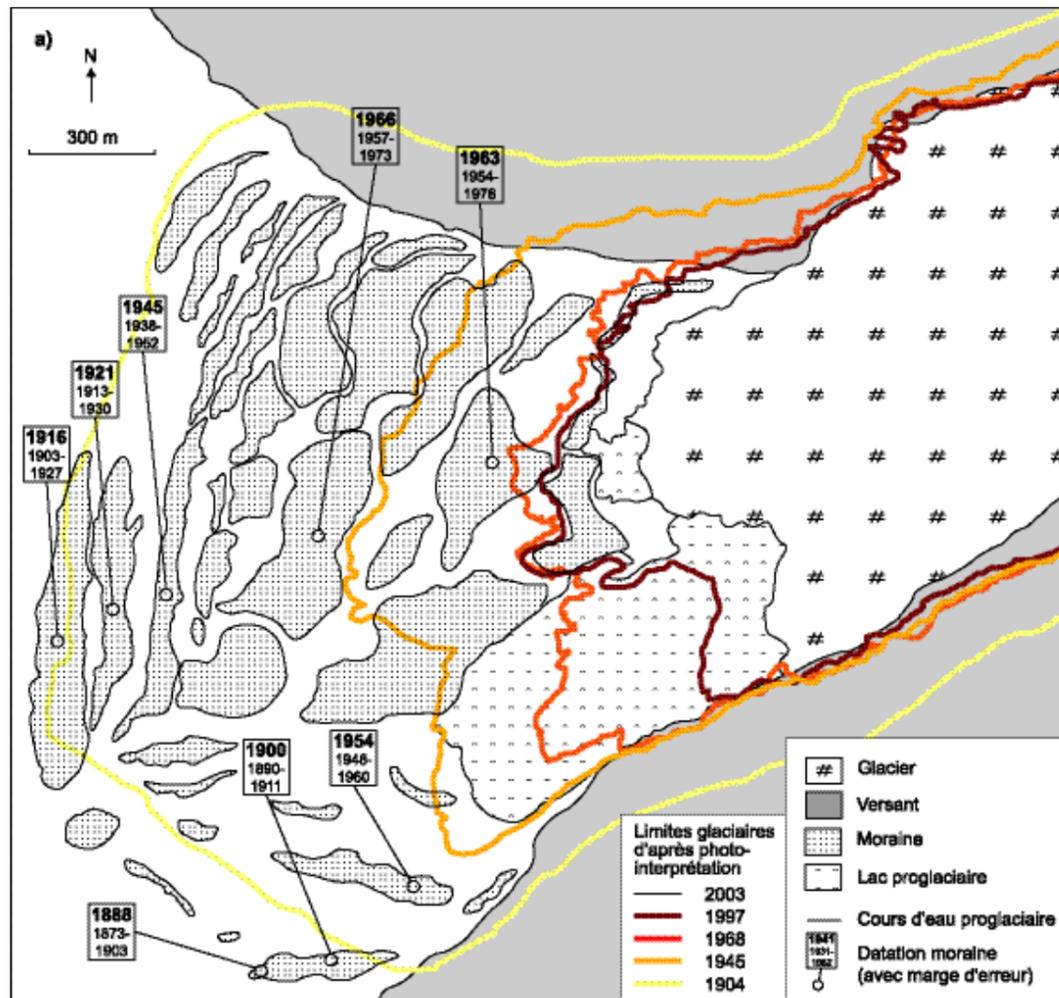


FIGURE 53 a – Datations lichénométriques des moraines post-Petit Âge glaciaire du Morsárjökull.

est négatif. Cela se traduit, au niveau des marges glaciaires, par le fait que la position des glaciers est quasiment la même en 1973 et en 2000. Au cours de cette période, les fluctuations annuelles des fronts ont construit des séries de moraines de poussée (Price, 1970 ; Kruger, 1993 ; Evans et Twigg, 2002). Ces observations peuvent être confrontées aux résultats de la datation des moraines par lichénométrie.

2.3. LA DATATION DES HÉRITAGES GLACIAIRES PAR LA LICHÉNOMÉTRIE

Les zones proglaciaires des glaciers Morsárjökull et Skaftafellsjökull se caractérisent par des séries de cordons morainiques bien définis qui témoignent de la position des glaciers dans le temps. Leur cartographie s'est faite par photo-interprétation à partir de clichés aériens et a été complétée par une série de points levés au GPS (précision ± 6 m). Chaque cordon morainique a ensuite fait l'objet d'une datation par lichénométrie,

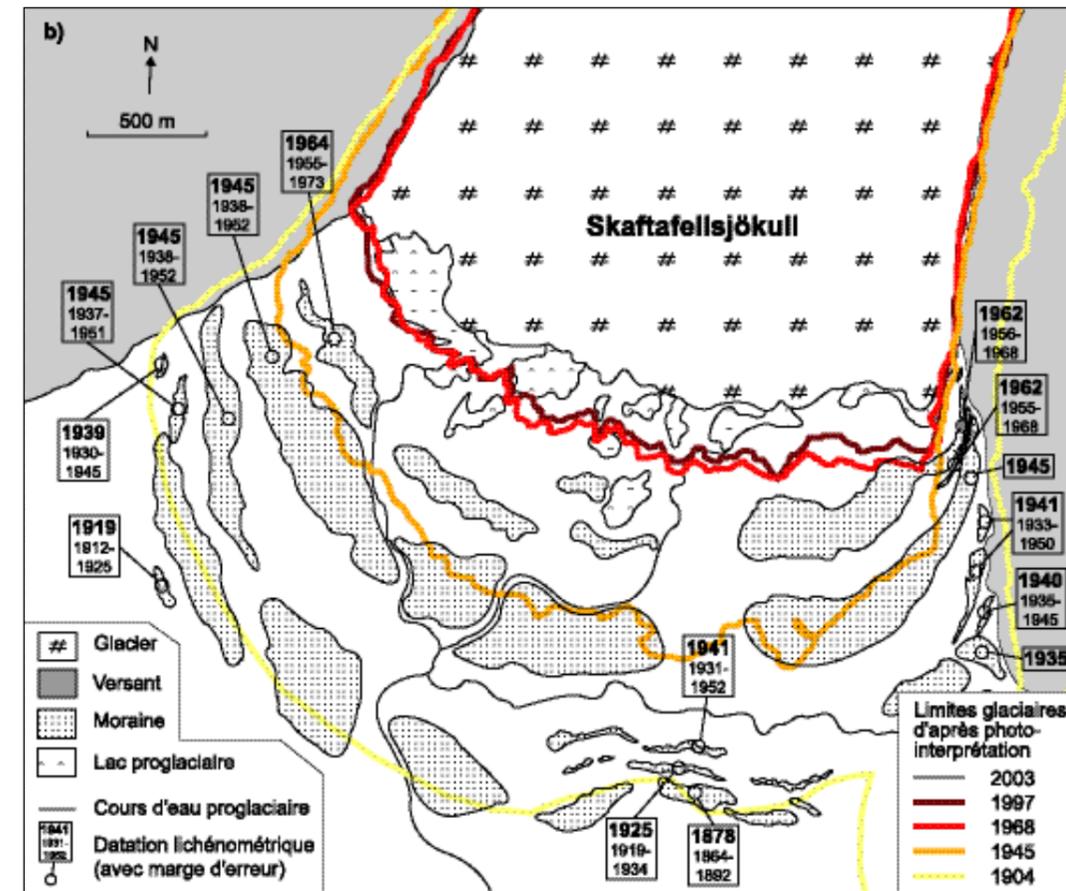


FIGURE 53 b – Datations lichénométriques des moraines post-Petit Âge glaciaire du Skaftafellsjökull.

suivant le protocole précédemment décrit (FIG. 53 a-b).

La confrontation des résultats de la lichénométrie et des positions obtenues à partir des photographies aériennes révèle que les âges de mise en place des moraines ont tendance à être sous-estimés, essentiellement dans le cas du Morsárjökull. Pour ce glacier, nous relevons une anomalie concernant la date de 1966, qui semble plutôt correspondre à la position de la moraine en 1945. Cette confrontation des données souligne la nécessité de croiser les données de nature différente afin de compenser et de minimiser les erreurs inhérentes à chaque méthode de datation. Malgré ces imperfections, les résultats confirment les tendances précédemment décrites et apportent de nouvelles infor-

mations. Le recul des marges, amorcé au milieu de la seconde moitié du 19^e siècle, est relativement lent jusque dans les années 1930 (recul moyen inférieur à celui calculé pour la période 1904-2000). Ceci corrobore les observations de S. Thórarinnsson (1943) qui a suggéré que les glaciers du sud du Vatnajökull ont été affectés par trois épisodes de stagnation ou de réavancée après la forte récession des années 1890. Durant les années 1940, 1950 et le début des années 1960, ce retrait s'accélère, en parallèle à un réchauffement des températures moyennes en Islande (Thompson, 1988). A partir du milieu des années 1960, la tendance s'inverse progressivement et des périodes de réavancée alternent avec des périodes de retrait. C'est à partir du milieu des

années 1990 que l'on observe à nouveau une phase de retrait rapide. L'absence de lichens sur les moraines postérieures à 1965 confirme la jeunesse de ces dépôts (mise en place inférieure à 10 ans).

L'étude des fluctuations glaciaires du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull depuis la fin du Petit Âge Glaciaire a donc permis plusieurs observations :

- un retrait généralisé des marges glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire ;
 - des rythmes de retrait variables en corrélation avec les fluctuations climatiques.
- Certains glaciers sont plus sensibles aux fluctuations climatiques que d'autres. Le Skaftafellsjökull montre en effet un nombre plus important de variations mineures que le Morsárjökull.

3.

LA SÉQUENCE GLACIAIRE ACTUELLE : UNE ÉVOLUTION RAPIDE DES MARGES GLACIAIRES

Les différentes approches abordées pour la reconstitution des fluctuations glaciaires ont toutes mis en lumière l'accélération récente du retrait des marges glaciaires. Les dernières observations de terrain faites lors des étés 2005, 2006 et 2007 sur les marges du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull tendent à confirmer cette tendance (environ 50 m de recul observés entre chaque été).

Ce phénomène s'accompagne d'une évolution rapide des marges glaciaires liée à une libération massive d'eau de fonte. Ces écoulements, lorsqu'ils sont connectés aux versants, empêchent toute accumulation détritique au pied de la paroi. La modification des marges proglaciaires influence donc les transferts sédimentaires des versants récemment déglacés.

3.1. LA MODIFICATION DES HYDROSYSTÈMES

Le retrait glaciaire s'accompagne d'une libération massive d'eau de fonte dans la zone proglaciaire, impliquant une augmentation du volume d'eau liquide dans

les hydrosystèmes et une baisse relative de la charge sédimentaire, liée notamment au piégeage d'une partie du matériel grossier dans les lacs proglaciaires (Boulton, 1986 ; Benn *et al.*, 2003).

Les écoulements adoptent le plus souvent un style fluvial de tressage lié à la variabilité des débits liquides et au charriage de sédiments de type *till*. Ainsi, les zones proglaciaires à l'aval du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull se caractérisent par un réseau hydrographique à large bande active (respectivement 980 et 580 m de largeur moyenne). Mais l'augmentation des débits liquides et la diminution de la charge solide entraîne une augmentation de la profondeur du chenal tout en maintenant une largeur plus ou moins constante. Cette évolution s'accompagne d'une diminution de la multiplicité des chenaux qui répond directement au déficit sédimentaire (Roussel, 2005 ; Chenet et Roussel, 2008 ; Roussel, 2008).

Ce phénomène a été décrit pour la zone proglaciaire du Skaftafellsjökull par P. Marren (2002). Ses observations annuelles du front du glacier ont révélé que lorsque le glacier est en progression (entre 1996 et 1998), la densité de tres-

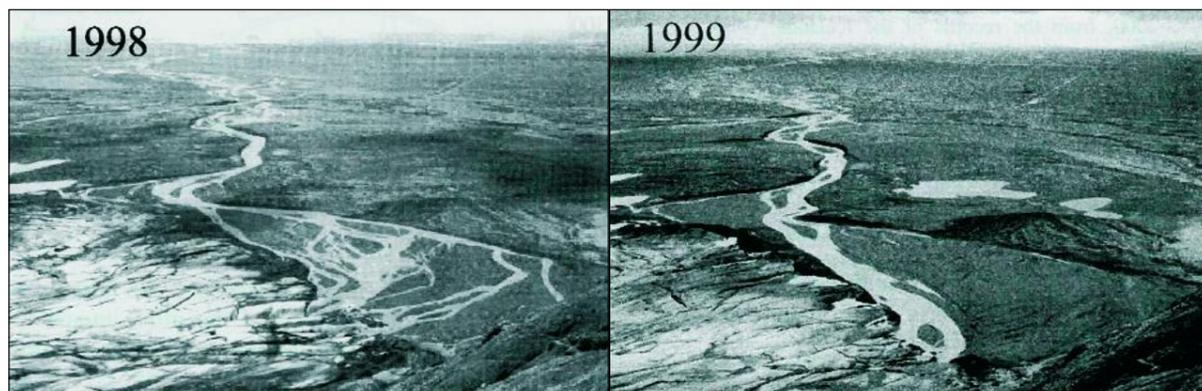


PHOTO 26 (EN HAUT) – Vues obliques de la marge ouest du Skaftafellsjökull en 1998 et 1999 (tiré de Marren, 2002).

Les clichés ont été pris le 14/7/1998 et le 25/7/1999. Sur le *sandur* actif, dont l'étendue est contrainte par un cordon morainique, les multiples chenaux se sont concentrés en un chenal unique.

PHOTO 27 (EN BAS) – Évolution de la zone proglaciaire du Skaftafellsjökull entre 2000 (cliché tiré de Marren, 2002) et 2005.

Les clichés ont été pris le 9/7/2000 et le 13/7/2005. Sur les deux clichés, le cordon morainique de 1964 a été surligné afin de faciliter la comparaison. En cinq ans, le Skaftafellsjökull a subi une forte ablation de glace et le *sandur* actif a été, en partie, investi par un lac proglaciaire. L'émissaire principal a migré vers l'est (à gauche sur les photos).

sage augmente. Mais dès que le retrait du front s'amorce, en 1998, les écoulements se concentrent en un chenal unique, parallèle à la marge du glacier. En un an, le système de tressage qui s'étendait sur le *sandur* est abandonné (PHOTO 26). Cette configuration s'est répétée plusieurs fois, depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. En témoignent les nombreux alignements de blocs roulés encastrés les uns derrière les autres, notamment en amont des moraines de 1945.

Par ailleurs, les épisodes d'avancée du

glacier s'accompagnent d'un recreusement glaciaire de la zone proglaciaire proximale (Thompson, 1988). Lorsque le glacier se retire, la dépression formée entraîne la formation d'un lac. C'est ce qui s'est passé en marge est du Morsárjökull à partir de 1945 et en marge ouest du Skaftafellsjökull à partir de 2000 (PHOTO 27). La libération massive d'eau de fonte entraîne donc de rapides modifications dans les modes d'écoulements proglaciaires. Par ailleurs, elle participe, en partie, à la destruction des formations fluvio-glaciaires.

3.2. UNE DESTRUCTION RAPIDE DES DÉPÔTS FLUVIO-GLACIAIRES

Lorsque le glacier est en phase d'avancée, il charrie du matériel arraché par délogement qui est déposé sur ses marges latérales et terminales. Entre le glacier et les parois l'encadrant, se forment des moraines latérales et des terrasses fluvio-glaciaires (générées par les écoulements proglaciaires), tandis que se développent, au pied du front, un cône proglaciaire et des moraines terminales.

Ces dépôts fluvio-glaciaires subissent un démantèlement rapide. Les moraines latérales et les terrasses fluvio-glaciaires, qui prennent souvent appui sur le versant, sont en proie à plusieurs processus. D'une part, elles subissent l'action des dynamiques linéaires des versants qui les surplombent (éboulisation, écroulements et écoulements). En rive gauche du Skaftafellsjökull, les matériaux charriés par les coulées de débris viennent recouvrir les cordons morainiques et forment parfois de véritables brèches dans les édifices. D'autre part, elles sont soumises à l'action des écoulements proglaciaires qui sapent la base des dépôts et peuvent provoquer, à terme, leur effondrement (PHOTO 28). Ainsi, dans le cas du versant ouest du glacier Skaftafellsjökull, toute trace de moraine latérale a disparu dix ans après le départ du glacier (Chenet, 2006).

Les cordons morainiques terminaux subissent également une dégradation par l'action de sape des écoulements principaux. À cela s'ajoutent d'autres processus de démantèlement liés à la présence ou l'absence de glace morte : la fonte du culot de glace provoque un affaissement des dépôts (Evans et Twigg, 2002), mais fournit également des volumes d'eau liquide qui, combinés à des précipitations



PHOTO 28 – Évolution de la marge latérale ouest du Skaftafellsjökull entre 2004 et 2007.

Les clichés ont été pris le 26/9/2004 et le 19/7/2007. Les deux clichés n'ont pas été pris à la même saison hydrologique, ni avec le même objectif (50 mm et 35 mm) mais ils permettent de constater la forte dégradation, en 3 ans, de la terrasse fluvio-glaciaire qui est à la fois perchée et fortement ravinée par le ruissellement sur le versant.

liquides et à la fonte du stock neigeux hivernal, induisent des processus de ruissellement et donc de ravinement sur la moraine. D. Mercier (2003) a mis en évidence ce type de ruissellement sur les cordons morainiques du Spitsberg, en précisant que ce processus est actif uniquement si la glace est subaffleurante. C'est le cas sur la marge sud-ouest du Skaftafellsjökull (PHOTO 29).



PHOTO 29 – Moraine à cœur de glace du Skaftafellsjökull.

La fonte du culot de glace entraîne la libération d'eau liquide donnant lieu à des processus de ravinement, ainsi que l'effondrement général du dépôt (cliché pris en juillet 2007).

Les zones proglaciaires du sud-est de l'Islande sont donc soumises à des mutations très rapides (échelle annuelle) lors des périodes de retrait glaciaire. Ces mutations dépendent essentiellement des volumes d'eau liquide libérés par la fusion glaciaire. Les conditions climatiques particulières de la région (précipitations importantes) renforcent ces processus de démantèlement (FIG. 54).

3.3. LES CONSÉQUENCES SUR LES VERSANTS

La perturbation des marges proglaciaires a des répercussions sur l'évolution des versants récemment déglacés.

La destruction des terrasses fluvio-glaciaires et des moraines latérales entraîne la mise à l'affleurement rapide des pols glaciaires. Alors que cette couverture détritique faisait office de couche protectrice, sa disparition raccourcit la durée de vie des pols. Ceux-ci, déjà largement fragilisés par le raclage glaciaire et les phénomènes de décompression, subissent un démantèlement rapide sous l'effet des agents atmos-

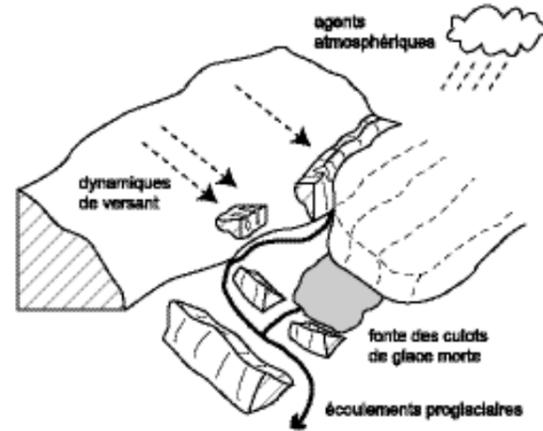


FIGURE 54 – Les agents de démantèlement des édifices morainiques.

phériques et des dynamiques de versant. Les écoulements proglaciaires, caractérisés par de forts débits à la sortie du glacier, empêchent, quant à eux, toute accumulation de se former au pied des parois lorsqu'ils sont connectés aux versants. Le matériel mobilisé en bas de pente est directement évacué et dispersé plus loin, sur le *sandur*. Cette situation a deux conséquences (Chenet et Le Cœur, 2005) :
 – la formation de tabliers d'éboulis et de cônes en bas de paroi ne peut débuter que lorsque les écoulements se déconnectent des versants ;
 – les écoulements entretiennent le raidissement basal du versant formé par le passage du glacier. Ils modifient la régularisation progressive des pentes et favorisent le démantèlement rapide des assises rocheuses.
 Le style du retrait glaciaire a donc un impact sur l'évolution récente des versants déglacés. Lorsque le glacier stagne ou progresse, les écoulements proglaciaires se répandent sur le *sandur* et sont susceptibles d'empêcher toutes formes d'accumulation au pied des versants. Lorsque le retrait frontal est au contraire rapide, l'impact des écoulements sur les versants est moins grand, puisque les chenaux sont moins divagants et plus incisés.

Les glaciers du sud-est de l'Islande subissent tous un retrait généralisé de leurs marges depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. La multiplication des mesures sur un grand nombre de glaciers de la région a permis de montrer que ce retrait s'est amorcé à des périodes différentes selon les appareils glaciaires et qu'il s'est opéré à des rythmes différents. Les fluctuations glaciaires ont un impact important sur les zones proglaciaires car elles s'accompagnent ou non d'écoulements massifs. Lorsque ces écoulements sont connectés aux versants, ils peuvent perturber les transferts sédimentaires et l'évolution globale des parois.

Sur les versants récemment déglacés, l'expression des processus

PARTIE C CHAPITRE 7

Le retrait généralisé des langues glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire induit la mise à l'affleurement de portions de versant sur lesquelles s'expriment des dynamiques particulières. La région de l'Öræfi (64°N ; 16°9 W) est marquée par un paysage de rebord montagneux où les langues glaciaires s'individualisent à la faveur de vallées. Des observations et des mesures ont ainsi pu être menées aux marges de quatre glaciers : le Skeiðarárjökull, le Morsárjökull, le Skaftafellsjökull et le Svínafellsjökull (FIG. 55). Les dynamiques ont été identifiées et un scénario d'évolution des parois établi. L'objectif est de mettre en lumière les différents facteurs qui commandent l'évolution actuelle des versants déglacés afin d'évaluer l'impact des fluctuations glaciaires.

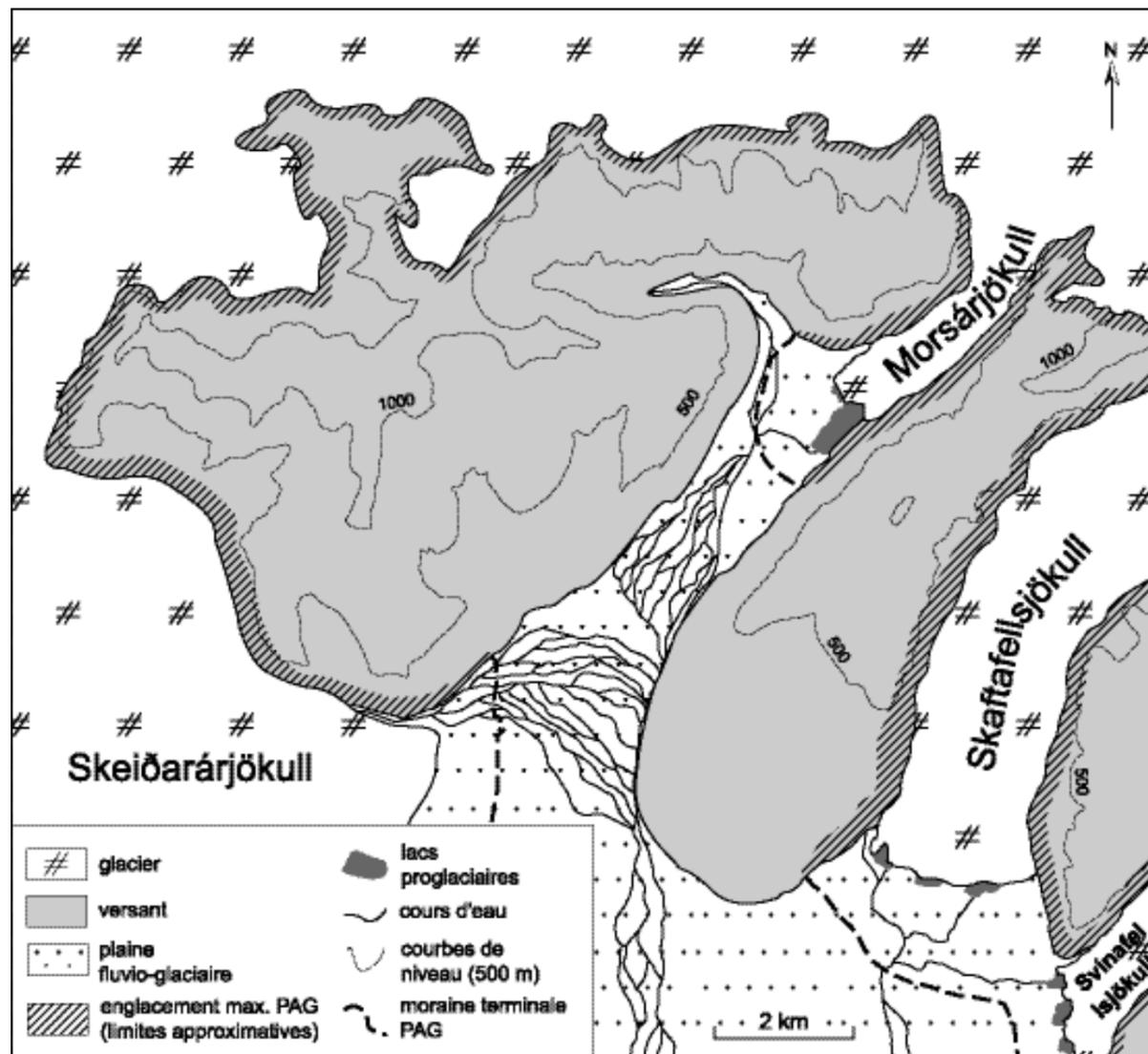


FIGURE 55 – Localisation des marges glaciaires étudiées dans la région de l'Öræfi.

Les quatre glaciers sont des émissaires de la calotte glaciaire du Vatnajökull et s'individualisent à la faveur de vallées.

1.

DES VERSANTS AUX CARACTÉRISTIQUES DIVERSES

Les versants encadrant les langues glaciaires présentent des modalités de déprise glaciaire, des systèmes de pente et des compositions lithologiques variés, influençant la nature des processus qui les façonnent.

1.1. LES SYSTÈMES DE PENTE

Les langues glaciaires s'écoulent dans des vallées entre de hauts versants dont le commandement peut dépasser 1000 m. Mais ces versants ne présentent pas des caractéristiques uniformes (TAB. 16).

Afin d'obtenir une bonne visualisation des pentes, des Modèles Numériques de Terrain ont été réalisés, pour chaque secteur étudié, en digitalisant les courbes de niveau de la carte au 1/24 000 (équidistance des courbes : 20 m). De ces MNT ont été dérivés des profils des pentes en plus ou moins grand nombre selon les secteurs.

Glacier	Versant	Pente moyenne sous la trimline PAG (°)	Pente moyenne au-dessus de la trimline PAG (°)	Dénivelé au-dessus de la trimline PAG (m)
Skeidarárj.	rive gauche	17	23	620
Morsárj.	rive droite	24	26	760
Morsárj.	rive gauche	34	27	700
Skaftafellsj.	rive droite	38	5	80
Skaftafellsj.	rive gauche	23	30	480
Svínafellsj.	rive droite	33	27	480

TAB. 16 – Caractéristiques de six versants du sud-est de l'Islande ayant subi un englacement au Petit Âge Glaciaire.

Les *trimlines* ont été délimitées à partir d'observations de terrain et de photographies aériennes. Les pentes moyennes ont été calculées d'après une série de profils (26) réalisée à partir de MNT.

1.1.1. Un raidissement basal plus ou moins accusé

De manière générale, on relève un raidissement du bas de versant, visible

directement sur le terrain. Cette encoche basale correspond au rabotage de la paroi par le glacier. Mais cette encoche est plus ou moins marquée et a pu être atténuée dans certains secteurs (rives gauches du Skeiðarárjökull et du Skaftafellsjökull et rive droite du Morsárjökull). Les versants présentent alors des profils convexo-concaves.

On peut distinguer les versants dont la paroi "infra-trimline" est modérément escarpée (pente < 25°) et ceux dont la paroi est fortement escarpée (> 25°). Les versants en rive gauche du Skeiðarárjökull, en rive droite du Morsárjökull et en rive gauche du Skaftafellsjökull appartiennent à la première catégorie, les versants en rive gauche du Morsárjökull, en rive droite du Skaftafellsjökull et en rive droite du Svínafellsjökull à la seconde. Ceci se traduit, en terme de processus, par des phénomènes d'écroulements et d'éboulements sur les pentes les plus accusées, liés à l'appel au vide.

1.1.2. Des versants supra-glaciaires plus ou moins développés

Les versants qui se développent au-dessus de la trimline du Petit Âge Glaciaire se caractérisent par des systèmes de pente et des dénivelés plus ou moins importants. Trois types de versant peuvent être distingués :

- les versants à faible pente et à faible commandement où l'échine forme un long plan incliné vers le sud-est (rive droite du Skaftafellsjökull) ;
- les versants à fort commandement et à pente modérée (rive gauche du Skeiðarárjökull, rives droites et gauche du Morsárjökull et rive droite du Svínafellsjökull) ;
- les versants à fort commandement et à forte pente (rive gauche du Skaftafellsjökull).

Ces caractéristiques induisent des dynamiques de versant plus ou moins intenses (éboulements, coulées de débris, avalanches) qui marquent de leur empreinte les bas de versant. Sur les versants supra-glaciaires, des stocks de débris peuvent s'accumuler et sont susceptibles d'être remobilisés vers la base des versants au fur et à mesure de leur déglaciation. Le haut des versants constitue également des bassins d'alimentation pour les avalanches ou les écoulements torrentiels.

1.2. UNE LITHOLOGIE HÉTÉROGÈNE

La lithologie générale de la région se compose d'une assise de basalte sur laquelle s'empilent, par endroits, des formations de hyaloclastite et de rhyolite. Mais cette homogénéité, à petite échelle, masque une réalité plus complexe.

Les versants présentent une multitude d'unités aux faciès extrêmement divers. Des formations zéolitiques et bréchiques s'intercalent au sein des basaltes, tandis que de nombreux sills et dykes sont visibles sur les versants. La juxtaposition de ces unités lithologiques très hétérogènes sur de petites surfaces constitue un contexte favorable au démantèlement rapide des parois rocheuses, façonnées par le raclage glaciaire. On observe donc ici une configuration similaire à celle constatée à une autre échelle de temps sur la rive droite de la Morsá (cf. chap. 4). L'hétérogénéité du matériel volcanique (intercalation de zéolites ou de brèches volcaniques dans des formations plus massives) entraîne la multiplication des plans de rupture et favorise le détachement de débris et le recul différentiel des parois. Le rôle des dykes est particulière-

ment important. Plus massifs que les autres unités lithologiques, ils ont tendance à se retrouver en saillie par rapport à leur encaissant, fragilisé par l'intrusion. Leur présence favorise donc la formation de ravines par la concentration des écoulements de part et d'autre de cet interfluve. Le démantèlement des dykes en gros blocs provoque des écroulements, tandis que les autres roches donnent plutôt naissance à des tabliers d'éboulis hétérométriques.

La morphologie des versants, de par leur forme et leur structure, conditionne donc les processus en œuvre (débitage et mobilisation).

1.3. LE RETRAIT DES MARGES GLACIAIRES DEPUIS LA FIN DU PETIT ÂGE GLACIAIRE : DES MODALITÉS VARIABLES

Le retrait des fronts glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire se caractérise par des modalités variables : vitesse de retrait plus ou moins rapide, présence ou non de lacs et d'écoulements proglaciaires et déclenchement ou non de jökulhlaups.

1.3.1. Des vitesses de retrait glaciaire variées

Ce paragraphe reprend les données présentées dans le chapitre précédent. On observe une grande diversité de comportement des appareils glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (TAB. 17).

Les vitesses de retrait varient de 37 à 495 m par décennie. Ces variations peuvent avoir plusieurs causes :

- la topographie sous-glaciaire du bassin d'alimentation. Les appareils glaciaires

Glacier	Amorce du retrait au PAG	Ampleur du retrait depuis le maximum PAG	Vitesse de retrait depuis le maximum PAG
Skeiðarárjökull	1890 (selon Russel et al., 2001)	5 km	495 m/10 ans
Morsárjökull	1888 (± 15 ans)	1,6 km	139 m/10 ans
Skaftafellsjökull	1878 (± 14 ans)	2,1 km	168 m/10 ans
Svínafellsjökull	1765 (± 16 ans)	0,875 km	37 m/10 ans

TABLEAU 17 – Vitesses de retrait de quatre glaciers du sud-est de l'Islande depuis la fin du Petit Âge Glaciaire.

L'amorce du retrait glaciaire a été déterminée en datant les moraines terminales par lichénométrie. L'ampleur du retrait correspond à la distance entre ces mêmes moraines et la position actuelle du front glaciaire.

étudiés sont tous issus de la même calotte glaciaire, mais la topographie sous-glaciaire du Vatnajökull varie beaucoup et influe sur les volumes de glace qui alimentent les langues émissaires ;

- la largeur du seuil amont qui commande l'alimentation des langues glaciaires ;
- la présence ou non de versants encaissants. Ces versants exercent une force de frottement sur les marges latérales ;
- le déclenchement de jökulhlaups. Ces phénomènes de débâcle glaciaire d'origine volcanique entraînent l'ablation massive et brutale de volumes de glace.

1.3.2. La présence d'écoulements ou de lacs proglaciaires

Le retrait des marges glaciaires s'accompagne de la libération de volumes considérables d'eau de fusion. Certaines marges glaciaires se caractérisent par

d'importants écoulements proglaciaires (rive gauche du Skeiðarárjökull, rive droite du Skaftafellsjökull) qui viennent lécher le bas de la paroi récemment déglacée. Ces écoulements à forte compétence ont pour effet d'évacuer le matériel accumulé en bas de paroi. Le raidissement basal créé par le glacier est ainsi maintenu par le flux d'eau.

En cas d'obstruction des écoulements par le matériel morainique, il peut également se former des lacs proglaciaires (rive gauche du Morsárjökull, rive droite du Svínafellsjökull). Là encore, ces stocks d'eau participent au raidissement basal et constituent des pièges à sédiments qui perturbent le transit sédimentaire versant/fond de vallée. Les lacs peuvent parfois faire l'objet de vidanges brutales, notamment lorsque la glace vêlée obstrue l'émissaire. Ce fut le cas, durant le printemps 2006, pour le lac du Morsárjökull, dont la vidange a provoqué la destruction d'une passerelle métallique située en aval (sur un bourrelet morainique) et le charriage d'un matériel grossier sur le sandur. Dans d'autres cas, c'est l'affaissement de cordons morainiques à cœur de glace qui provoque une brèche dans le barrage. Ce phénomène est actuellement bien visible sur les marges du Fjallsjökull (à 20 km à l'est de Skaftafell).

La présence ou non d'écoulements et de lacs proglaciaires a donc son importance dans la temporalité des processus de versant, en agissant sur le profil du versant et en perturbant les stocks de bas de paroi.

1.3.3.

Les phénomènes de *jökulhlaups* du Skeiðarárjökull

En Islande, la combinaison de précipitations importantes, d'éruptions sous-glaciaires et de l'activité géothermale provo-

que le déclenchement fréquent de *jökulhlaups* (Björnsson, 1992, 2002 ; Einarsson *et al.*, 1997). Littéralement "glacier qui court", les *jökulhlaups* sont des types de débâcles glaciaires provoquées par :

- la vidange soudaine d'un lac de barrage glaciaire,
- le débordement d'un lac et une rapide incision fluviale de la glace, du lit rocheux ou des barrages sédimentaires,
- la croissance et l'effondrement de réservoirs d'eaux sous-glaciaires (Benn et Evans, 1998).

Les *jökulhlaups* qui affectent le Skeiðarárjökull sont parmi les plus célèbres et les plus importants. Ils sont liés à la vidange périodique du lac qui occupe la caldeira sous-glaciaire du Grimsvötn. Lorsqu'une éruption se produit, le trop-plein d'eau de fonte rompt les barrières glaciaires et s'écoule sous pression sur 50 km sous la glace pour émerger sur le Skeiðarársandur. Le dernier épisode de la sorte a eu lieu au cours de l'automne 1996. Une éruption sous-glaciaire le 30 septembre a provoqué l'afflux de 3,8 km³ d'eau de fonte qui s'est accumulés le mois suivant dans le lac du Grimsvötn. Le *jökulhlaup* qui en a résulté s'est d'abord manifesté au niveau de la rivière Skeiðará, à l'extrémité est du Skeiðarárjökull, le matin du 5 novembre. En 14 heures, les débits enregistrés ont atteint 45 000 à 53 000 m³.s⁻¹ (Björnsson, 1997, 2002 ; Snorrason *et al.*, 1997, 2002 ; Russell *et al.*, 2005).

Le passage de telles chasses d'eau sur les versants a pour effet un véritable "nettoyage" du pied de la paroi : les stocks de sédiments sont évacués par les flots, entraînant une nouvelle mise à l'affleurement des pols glaciaires.

2.

SCÉNARIO D'ÉVOLUTION DES PAROIS ROCHEUSES EN CONTEXTE DE DÉGLACIATION

Selon les caractéristiques des versants citées précédemment, des relais de processus différents s'exercent sur les parois déglacées.

2.1. UN DÉMANTÈLEMENT RAPIDE DES POLS GLACIAIRES

Lorsque la masse glaciaire libère de son emprise la paroi rocheuse, le substrat rocheux subit des processus de démantèlement.

Les pols basaltiques fraîchement découverts présentent de remarquables réseaux de fissures (PHOTO 30A). S. Étienne (2001) avait relevé la faible influence du gel sur la météorisation des basaltes massifs islandais. L'ouverture de la fracturation relevée ici peut donc être, en grande partie, attribuée à la décompression post-glaciaire, mais elle est renforcée par la division originelle du matériel basaltique (fentes de refroidissement). Il ne se forme donc pas, ici, de grandes formes de décompression, de type exfoliation. En revanche, la fractura-

tion du matériel multiplie les possibilités de débitage en gros blocs, permettant une forte emprise à l'action du gel et des infiltrations d'eau.

Les hyaloclastites, quant à elles, présentent également des réseaux de fissures, signes là encore de l'influence de la décompression. Mais les hyaloclastites sont également très sensibles à la désagrégation. C'est pourquoi les parois libèrent moins de blocs que de menus fragments (PHOTO 30B), sous l'effet combiné du gel (Bodéré, 1985) et de l'altération.

Les intrusions qui caractérisent ces formations volcaniques présentent également des formes et des vitesses de démantèlement variées. Deux exemples sont pris ici, les *dykes* et les zones à zéolite. Les *dykes*, offrent peu d'emprise aux processus précédemment cités, car ils sont structurellement divisés (PHOTO 31A). Le gel et l'humidité peuvent exploiter les fissurations existantes, mais ne peuvent en créer de nouvelles. Les inclusions de zéolite, par contre, subissent de plein fouet l'action du gel et se démantèlent très rapidement (PHOTO 31B).



PHOTO 30 – Démantèlement des polis glaciaires basaltiques en rive gauche du Skeiðarárjökull (A) et hyaloclastiques en rive droite du Morsárjökull (B).

Le poli glaciaire basaltique est déglacé depuis moins de 15 ans, tandis que le polis de hyaloclastites l'est depuis moins de 10 ans. Ils présentent tous deux un réseau dense de fissures. La hyaloclastite subit également des processus de météorisation (cliché A pris en juillet 2005 ; cliché B pris en juillet 2007).

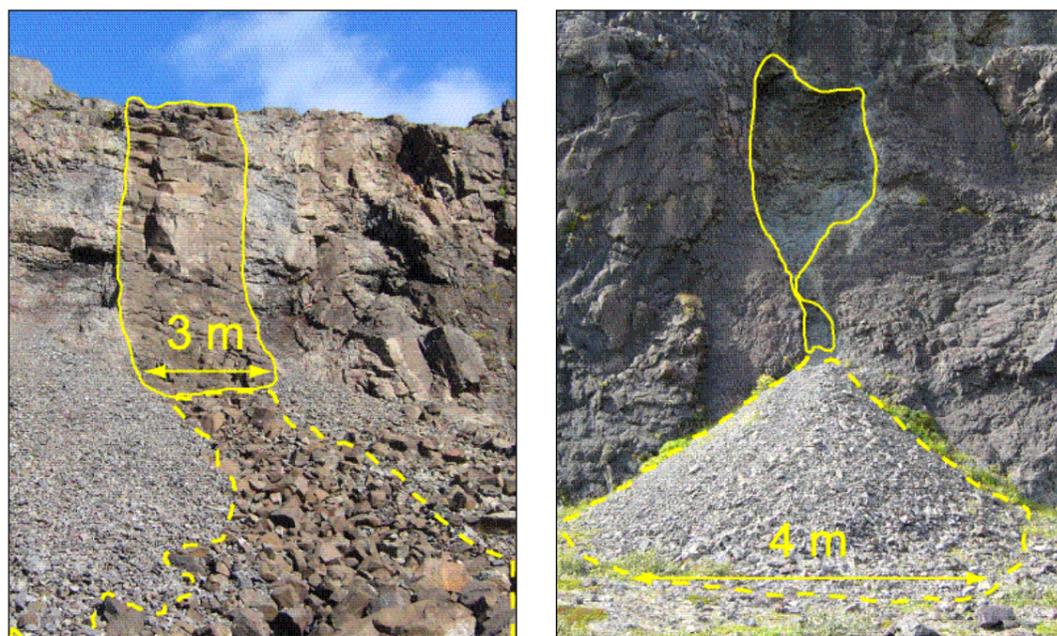


PHOTO 31 – Démantèlement d'un dyke, en rive gauche du Skaftafellsjökull (A) et d'une bulle de zéolite, en rive droite du Skaftafellsjökull (B).

Les zones sources et les zones d'accumulation ont été délimitées, respectivement, par des traits pleins et des tirets. Le dyke, divisé dès sa mise en place, produit de gros blocs, tandis que les zones à zéolite se démantèlent en petits fragments. La granulométrie du dépôt traduit ainsi la fracturation de la paroi source (cliché A pris en août 2006 ; cliché B pris en juillet 2007).

	Structure	Influence de la décompression post-glaciaire	Influence de la gélifraction	Influence des processus d'altération	Taille des éléments libérés
Basalte	massive	forte	faible (mais influence du gel dans les fractures ouvertes)	faible	centimétrique à métrique
Hyaloclastite	peu cohérente	forte	forte	faible	millimétrique à métrique
Dykes	divisée	faible	faible (mais influence du gel dans les fractures ouvertes)	faible	métrique
Zéolite	peu cohérente	?	forte	faible	centimétrique

TAB. 18 – Tableau récapitulatif de l'influence relative de différents processus selon la nature lithologique du substrat.

La participation de la décompression post-glaciaire, de la gélifraction et de l'altération dans la météorisation des pols glaciaires dépend donc principalement de la nature du matériel concerné. Cette différenciation se retrouve dans la taille des matériaux libérés par la météorisation : les hyaloclastites peuvent se déliter sous des formes diverses, du bloc au limon, tandis que le basalte produit essentiellement des blocs anguleux de taille métrique et des fragments plus petits et subanguleux, attestant d'un débitage secondaire. Les dykes, quant à eux, ne fournissent que des gros blocs et la zéolite des fragments centimétriques (TAB. 18).

2.2. UNE MOBILISATION DES MATÉRIAUX PAR DIVERS PROCESSUS

Les pols démantelés fournissent un important volume de matériaux qui est mobilisé sous diverses modalités selon le système de pente dans lequel s'inscrivent les pols.

Sur les parois où la verticalité est dominante (rive droite du Skaftafellsjökull, rive droite du Svínafellsjökull et localement, rive gauche du Skeiðarárjökull, rive gauche du Morsárjökull et rive gauche du Skaftafellsjökull), l'effet de la gravité provoque des éboulements et des écroulements. Ces processus entraînent la formation de petits talus d'accumulation qui peuvent s'observer à plusieurs niveaux de la paroi. Ils sont également à l'origine d'amas de blocs en bas de pente. Le matériel écroulé peut, par la suite, subir des processus secondaires de météorisation sous l'effet du gel et de la désagrégation bio-chimique.

Sur les versants où des dykes sont présents (rive gauche et localement, rive droite du Skaftafellsjökull), on observe une érosion différentielle qui provoque la mise en saillie de ces dykes par rapport aux ravines latérales où le matériel désagrégé est facilement mobilisé. Celui-ci est évacué vers le bas de versant par les écoulements d'eau et de neige qui alimentent des cônes d'accumulation au débouché des couloirs. Ce phénomène est renforcé lorsque le versant supra-glaciaire

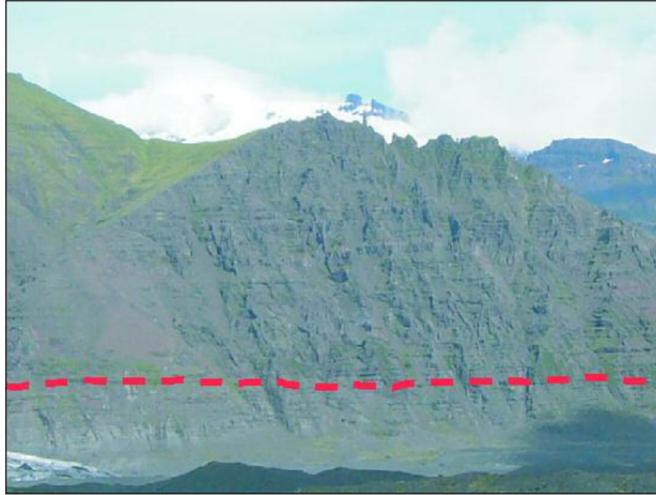


PHOTO 32 – Évolution post-glaciaire du versant en rive gauche du Skaftafellsjökull (trimline PAG approximative en tirets rouge).

La partie gauche du versant évolue vers une régularisation des pentes (formation de tablier d'éboulis). La partie droite présente une tendance au ravinement, déterminée par le réseau de *dykes* (cliché pris en juillet 2007).

est largement développé et que les dynamiques du versant supérieur alimentent régulièrement les ravines en eau et en débris. Le volume des accumulations est ainsi largement déterminé par le commandement du versant lui-même.

Enfin, lorsque les pentes sont faibles (inférieures à 25°), les dynamiques linéaires de versant sont peu actives. Le matériel se désagrège progressivement, pour former des amas de matériel fin qui sont partiellement mobilisés par l'eau ruisselee ou le vent.

Le mode de mobilisation des matériaux dépend donc de l'inclinaison de la pente et de la lithologie du versant (présence ou non de *dykes*). On distingue alors deux types d'évolution des pentes. D'une part, les processus linéaires de versant entraînent d'importants transferts de sédiments qui conduisent à une régularisation progressive des pentes. D'autre part, lorsque la structure s'y prête, le versant est marqué par des processus de ravinement

qui aboutissent à la construction de cônes. Un même versant peut connaître simultanément ces deux types d'évolution si la morphologie de la paroi varie latéralement (PHOTO 32). L'essentiel de l'évolution est alors commandée par les dynamiques développées dans la partie supérieure du versant, au-dessus de la *trimline*.

2.3. L'ÉVACUATION DES MATÉRIAUX EN BAS DE PAROI

Les dépôts détritiques formés en bas de paroi peuvent, à leur tour, faire l'objet de remaniements. Ceci se produit, notamment, sous l'effet des eaux de fonte glaciaire. En effet, le retrait du front du glacier s'accompagne, en général, d'une libération d'importants volumes d'eau de fonte, les écoulements proglaciaires peuvent alors se caler en pied de versant. Ce phénomène est observé en rive droite du Skaftafellsjökull, où des écoulements peuvent temporairement lécher le bas de la paroi. L'évacuation des matériaux a alors lieu principalement en été, lorsque les débits sont les plus importants. Toutefois, le rôle de ces écoulements est limité dans le temps car leur rythme d'incision est tel qu'ils se déconnectent rapidement des versants (temps estimé à 2-3 ans pour le Skaftafellsjökull par Marren, 2002).

Le rôle des *jökulhlaups* est, quant à lui, plus important. Le déclenchement de ces phénomènes entraîne des évacuations périodiques et massives de matériaux. Ainsi, en rive gauche du Skeiðarárjökull, la base de la paroi est régulièrement nettoyée de ses accumulations. Par ailleurs, la charge déposée par les flots entraîne un exhaussement du *sandur* et donc, un

enfouissement progressif du bas de paroi (PHOTO 33). Nous ne disposons pas de mesures permettant d'évaluer le rythme de cet exhaussement.

Enfin, la formation de lacs proglaciaires en amont des cordons morainiques empêche, elle aussi, la construction de tabliers d'éboulis dans la mesure où le matériel éboulé se sédimente au fond du lac. Le matériel peut ensuite être évacué lors de vidanges lacustres. Ce fut le cas au printemps 2006, lorsque la glace vêlée par le front glaciaire a obstrué l'émissaire du lac. La fusion de ce bouchon a entraîné une puissante décharge d'eau dans l'hydrosystème de la Morsá.

Nous avons donc montré qu'à travers des relais de processus, les versants du sud-est de l'Islande connaissent des types différents d'évolution depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, selon les caractéristiques des parois (Chenet, 2008). Ces différents scénarios ont été résumés dans la FIGURE 56.



PHOTO 33 – La sortie de jökulhlaup en rive gauche du Skeiðarárjökull.

Les *jökulhlaups*, issus du Skeiðarárjökull, balayent régulièrement le pied de paroi, empêchant une accumulation durable des matériaux. Ils ont également pour effet un exhaussement de la plaine, entraînant un enfouissement progressif de la base du versant (cliché pris en juillet 2007).

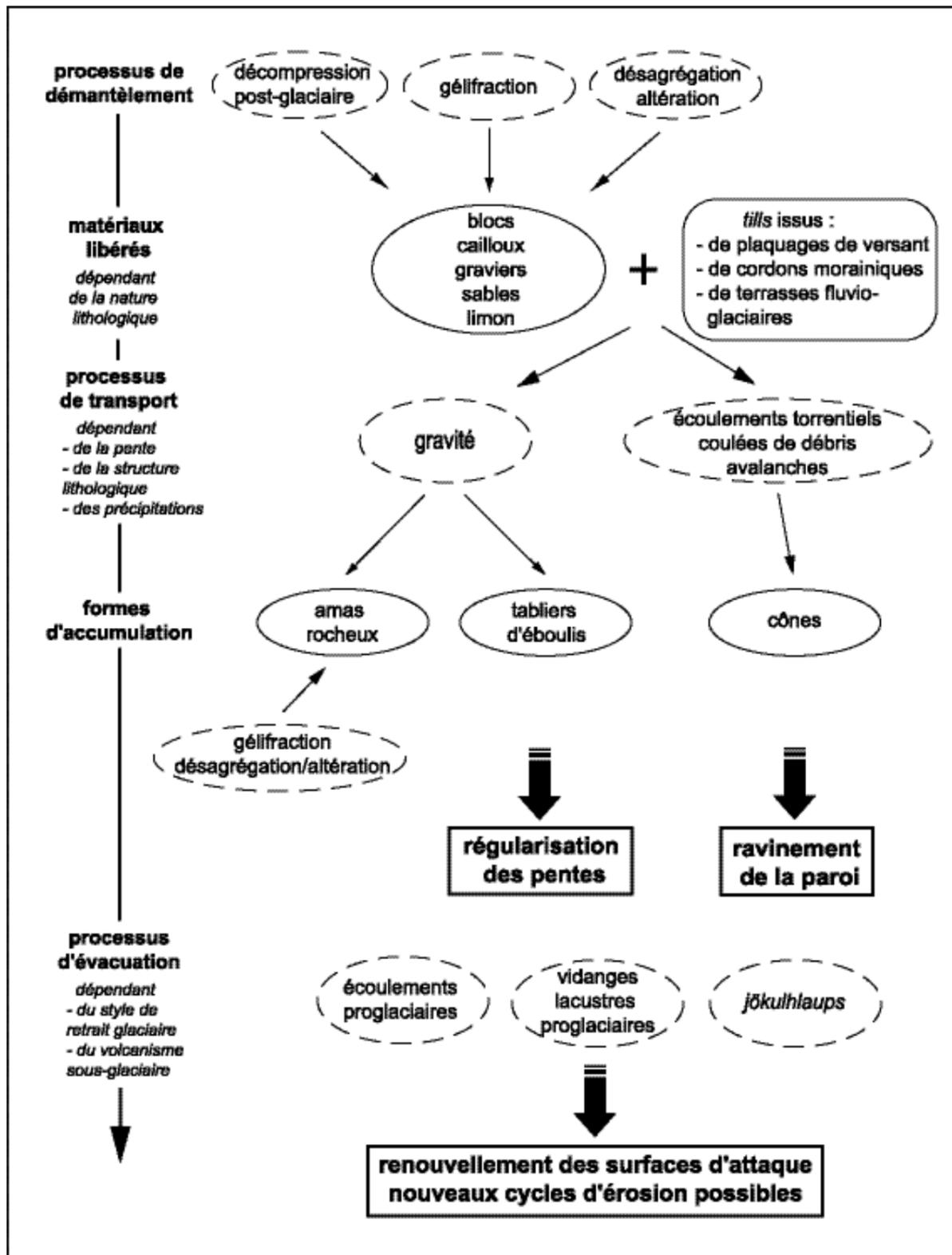


FIGURE 56 – Schéma d'évolution d'une paroi récemment déglacée dans le sud-est de l'Islande.

3.

LES FACTEURS INFLUENÇANT L'ÉVOLUTION ACTUELLE DES VERSANTS DÉGLACÉS

L'analyse croisée des processus en œuvre sur les parois récemment déglacées et des caractéristiques des versants du sud-est de l'Islande permet de dégager les facteurs qui commandent les dynamiques de versant. Les relais étant trop rapides entre le détachement des fragments et leur accumulation, le dispositif évolutif des versants ne permet pas de séparer la production de débris et leur mobilisation.

Le facteur climatique est essentiel car il intervient à plusieurs stades dans les transferts sédimentaires qui animent les versants. L'importance des précipitations annuelles (3 700 mm/an en moyenne) implique une infiltration d'eau importante au sein du substrat rocheux et une humidification constante du matériel, quelque soit sa fissuration. Combinés à cela, les hivers doux avec des dégels possibles chaque mois et les étés frais non dépourvus de gel permettent l'action de la gélifraction toute l'année. Le climat du sud-est de l'Islande entraîne donc une météorisation rapide des pols récemment déglacés. Par ailleurs, l'ampleur des précipitations annuelles, qu'elles soient liquides ou neigeuses, assure une effica-

cité aux processus de mobilisation linéaire du matériel tels que les écoulements torrentiels, les couées de débris ou les avalanches. Les débris fins et grossiers issus de la météorisation des parois rocheuses et stockés sur les pentes sont régulièrement évacués vers le bas du versant où se forment de grands cônes de déjection. Le paramètre climatique favorise donc des processus de météorisation efficaces dès le départ du glacier et génère des transferts sédimentaires du sommet vers la base des versants.

La pente est un autre paramètre qui intervient dans l'évolution actuelle des versants déglacés. Sur les parois les plus escarpées (supérieures à 25°), l'appel au vide favorise les phénomènes de décohesion provoquant des écroulements et des éboulements. Sur les pentes plus faibles, le matériel désagrégé des polis glaciaires reste en place un certain temps avant d'être évacué par les processus de ruissellement, voire par la déflation éolienne pour les débris les plus fins. La configuration des versants supra-glaciaires joue également un rôle important puisqu'elle commande les flux sur les parois déglacées.

cées situées en contre-bas. Lorsque les hauts versants sont soumis à des dynamiques linéaires intenses (écoulements torrentiels, coulées de débris, avalanches), le matériel transporté est déposé au pied de la paroi et peut recouvrir les bourrelets de *till* et les éboulis. L'apport du versant supra-glaciaire prend alors le pas sur la production issue de la paroi récemment déglacée. Le profil des versants peut donc influencer la vigueur des processus de mobilisation des débris.

Le contrôle lithologique est un élément de différenciation dans l'évolution des versants. La nature des assises rocheuses induit un démantèlement suivant des modalités différentes. Les basaltes se débitent en éléments de tailles variées, du fragment centimétrique au bloc métrique. La taille des matériaux dépend de la massivité du matériel. Dans les basaltes prismés, les gros blocs se détachent à la faveur des diaclases. Le basalte massif fournit quant à lui du matériel plus petit. Par ailleurs, les basaltes islandais ne sont pas toujours sensibles à la gélifraction tant qu'ils n'ont pas été altérés par des éléments biologiques (Étienne, 2001). En revanche, les hyaloclastites sont très sensibles au gel car elles sont poreuses et permettent l'infiltration de l'eau au sein de la roche (Étienne, 2001). Le matériel se désagrège ainsi rapidement en menus fragments sous l'effet de la gélifraction. Le caractère homogène et massif des *dykes* rend difficile l'action du froid et explique leur bonne conservation, mais leur encaissant très divisé se délite rapidement. Le mode et la vitesse de démantèlement des poliss varient donc considérablement selon leur nature lithologique.

Le rôle des dynamiques paraglaciales ne doit pas être négligé. Elles se manifestent

de deux manières, par le biais de la décompression post-glaciaire et par celui des écoulements proglaciaires. À l'échelle des versants, nous n'avons pas relevé de grandes formes spectaculaires de décompression de type exfoliation. Mais l'ouverture des réseaux de fissuration observés sur les poliss basaltiques et hyaloclastiques peut être en partie attribuée à la décompression, voire à l'activité sismique de la région. Le départ du glacier a entraîné des compensations qui se soldent par une décohésion des parois. Cette fissuration secondaire favorise l'infiltration de l'eau dans la roche et facilite la gélifraction. Les manifestations spécifiques de la décompression ne sont donc visibles que dans de rares secteurs, là où la faiblesse des pentes exclue l'influence des autres dynamiques de versant. Ailleurs, ses effets sont masqués par des transferts sédimentaires exacerbés.

La présence d'écoulements proglaciaires se place directement dans les influences paraglaciales puisqu'elle dépend du style du retrait glaciaire. Les écoulements adoptent le plus souvent un style fluvial de tressage lié à la variabilité des débits liquides et au charriage de sédiments glaciaires de bas de versant. Les observations annuelles de P. Marren (2002) sur le front du Skaftafellsjökull ont révélé que lorsque le glacier est en progression, la densité de tressage augmente. Mais dès que le retrait du front s'amorce, les écoulements se concentrent en un chenal unique, parallèle à la marge du glacier. Cette configuration s'est répétée plusieurs fois, depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, en témoignent les nombreux alignements de blocs roulés encastrés les uns derrière les autres, notamment en amont des moraines de 1945. La perturbation des marges proglaciaires se répercute sur l'évolution des versants voisins. Ainsi, la destruction des terrasses fluvio-glaciaires et des moraines latérales entraîne une mise à l'affleurement rapide des parois. Alors que cette couverture détritique faisait office de couche protectrice, sa disparition raccourcit la durée de vie des poliss. Les traces de raclage glaciaire subissent un démantèlement rapide sous l'effet des agents atmosphériques et des dynamiques de versant. Les vitesses de démantèlement observées sont de l'ordre de plusieurs centimètres sur une période de 70 ans environ ; elles sont loin devant les estimations réalisées sur des surfaces subhorizontales en Laponie suédoise par M.-F. André (1995, 1996, 2002) avec des valeurs comprises entre 1 et 5 mm.1000 ans⁻¹ dans des roches cristallines et carbonatées. Les écoulements proglaciaires, caractérisés par de forts débits à la sortie du glacier, empêchent également toute accumulation de se former au pied des parois lorsqu'ils sont connectés aux versants. Le matériel apporté en bas de

penne est directement évacué et déposé plus loin sur le *sandur*. Cette situation a deux conséquences : d'une part, la formation de tabliers d'éboulis et de cônes en bas de paroi ne peut débuter qu'à partir du moment où les écoulements se déconnectent des versants ; d'autre part, les écoulements entretiennent le raidissement basal du versant formé par le passage du glacier. Ceci a pour effet d'activer les dynamiques de décohésion qui favorisent le démantèlement rapide des assises rocheuses.

Le style du retrait glaciaire a donc un impact direct sur l'évolution récente des versants déglacés. Lorsque le glacier stagne ou progresse, les écoulements proglaciaires se répandent sur le *sandur* et sont susceptibles d'empêcher toutes formes d'accumulation au pied des versants. Lorsque le retrait frontal est au contraire rapide, l'impact des écoulements sur les versants est moins contraignant, puisque les chenaux s'incisent et que la bande d'activité fluviale a tendance à rétrécir.

La région de Skaftafell présente, dans un périmètre restreint, un grand nombre de versants récemment déglacés aux caractéristiques lithologiques et topographiques variées. L'analyse des faciès de ces versants a permis de dégager les principaux facteurs d'évolution actuelle. Les conditions climatiques sont telles qu'elles entraînent une météorisation intense et continue des pols glaciaires tout au long de l'année, que ce soit sur un support basaltique ou hyaloclastique. Elles favorisent également une mobilisation rapide du matériel désagrégé par le biais des écoulements torrentiels, des coulées de débris et des avalanches. Son action est en cela renforcée lorsque la vigueur des pentes entraîne un fort appel au vide. Dans ce contexte de transferts sédimentaires exacerbés, les processus de décompression post-glaciaire participent au démantèlement rapide des pols glaciaires en fragilisant les assises rocheuses. Par ailleurs, la présence d'écoulements proglaciaires peut perturber les modalités de ces transferts sédimentaires. Les versants récemment déglacés du sud-est de l'Islande sont donc soumis à une combinaison de facteurs, dont le facteur paraglaciale, qui résulte en un ajustement rapide des parois après le départ du glacier.

Les rythmes d'évolution des versants récemment déglacés

PARTIE C CHAPITRE 8

Le rythme d'évolution des parois récemment déglacées peut être évalué en mesurant les processus actifs. L'étude de processus individuels est délicate, car ils ont tendance à intervenir en relais. En revanche, il est possible d'évaluer leur impact à travers la mesure et la datation des dépôts de pente. Les analyses que nous entreprenons ne concernent que les versants de part et d'autre du Skaftafellsjökull, où les accumulations sont bien individualisées. Sur les versants en marge des autres glaciers, plusieurs types de dépôts se superposent en un même lieu, ce qui rend les mesures et leur interprétation difficiles.

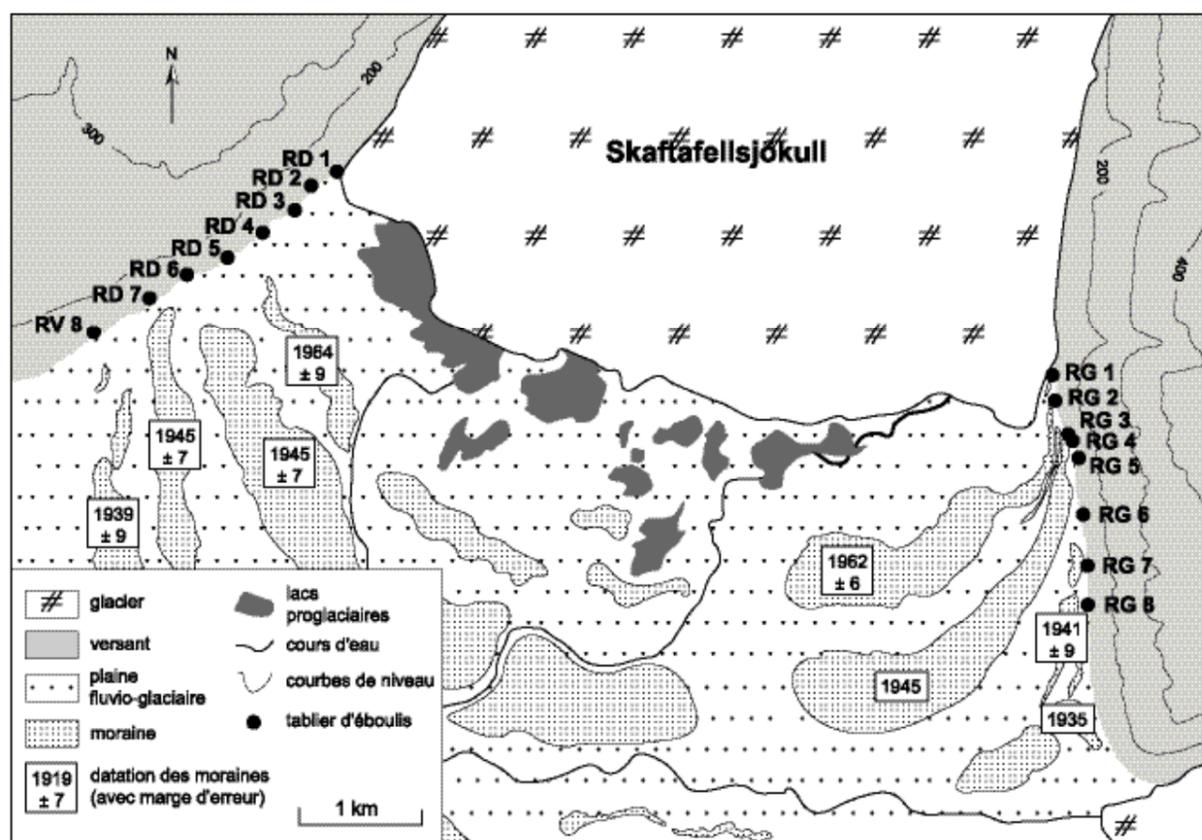


FIGURE 57 – Localisation des tabliers d'éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull.

16 tabliers d'éboulis, présents de part et d'autre du glacier, ont fait l'objet d'observations et de mesures.

1.

LA MESURE DES PROCESSUS

Nous avons proposé un scénario d'évolution des parois récemment déglacées, à travers l'identification des processus. Nous envisageons à présent de mesurer leur impact. Nous nous concentrerons, à cette fin, sur trois types de dépôts : les tabliers d'éboulis, les amas de blocs issus d'éroulements et les cônes d'accumulation associés aux coulées de débris. Pour caractériser et mesurer ces dépôts, nous avons, à chaque fois, adopté une méthodologie différente.

1.1. L'ÉTUDE DES TABLIERS D'ÉBOULIS

Les processus d'ébouilisation, qui concernent tous les versants récemment déglacés, s'expriment par la formation de tabliers d'éboulis. Afin d'évaluer une évolution dans le temps de ces processus, nous avons caractérisé un grand nombre de tabliers par la mesure des pentes et l'analyse de leur granulométrie. L'étude a porté sur les tabliers des versants situés de part et d'autre du Skaftafellsjökull : 16 tabliers, répartis sur les deux versants, ont fait l'objet de mesures (FIG. 57).

1.1.1.

Méthodologie pour l'étude des tabliers

Sur chaque tablier d'éboulis, les mêmes mesures sont répétées.

La pente des éboulis est mesurée avec un clinomètre de type Suunto (précision de 1°). Les éboulis présentent tous un profil tendu (sans rupture de pente), la pente est donc mesurée de la base au sommet (mesure unique). Puis, les caractéristiques des éboulis sont appréhendées. Un cadre en bois d'1 m² a été posé tous les 20 m à la surface de l'éboulis, en suivant un transect longitudinal (méthode Francou). Chaque station a été photographiée. Les clichés ont ensuite été traités par informatique où 30 fragments par quadrat ont été analysés. Nous avons ainsi pu caractériser la sédimentologie (taille maximale des débris et degré d'émoussé) et la couverture végétale (type et taux de recouvrement).

1.1.2.

La mesure des pentes

Les résultats sont résumés dans le TABLEAU 19.

Versant	Éboulis	Pente (°)
Rive droite du Skaftafellsjökull	RD 1	37
	RD 2	32
	RD 3	34
	RD 4	35
	RD 5	36
	RD 6	34
	RD 7	33
	RD 8	20
Rive gauche du Skaftafellsjökull	RG 1	36
	RG 2	36
	RG 3	34
	RG 4	32
	RG 5	34
	RG 6	32
	RG 7	27
	RG 8	28

TABLEAU 19 – Mesure des pentes de 16 tabliers d'éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull.

Les pentes des 16 tabliers d'éboulis mesurés varient entre 20 et 37°. Les pentes décroissent à mesure que l'on s'éloigne du front glaciaire, même si l'on relève quelques exceptions, la plupart situées sur la rive droite. Sur les 16 tabliers, seuls 5 ont des pentes égales ou supérieures à 35°, 11 sont inférieures. De nombreux auteurs ont considéré la valeur de 35° comme "l'angle de repos" des éboulis (Ward, 1945 ; Andrews, 1961 ; Kotarba, 1976). En-dessous de ce seuil, le dépôt est considéré comme stable. Pourtant, des chutes de fragments individuels peuvent insuffler suffisamment d'énergie (essentiellement par rebond) pour entraîner des mouvements substantiels sur des talus où la pente est largement plus faible que l'angle de repos (Statham, 1973, 1975, 1976 ; Kirkby et Statham, 1975). Par ail-

leurs, des processus d'avalanche ou de coulées de débris peuvent entraîner des modifications substantielles dans la géométrie du tablier et provoquer un adoucissement des pentes (Luckman, 1971, 1972, 1977, 1978 ; Gray, 1973 ; Caine, 1974 ; Kotarba, 1976 ; Church *et al.*, 1979 ; Ballantyne et Eckford, 1984 ; Hétu et Vandellac, 1989).

1.1.3. Les profils sédimentologiques

Chaque éboulis a fait l'objet d'une analyse sédimentologique, à travers la mesure des sédiments (mesure du plus grand axe) (FIG. 58) et la caractérisation de leur degré d'éroulé (FIG. 59).

En terme de granoclassement (non visible sur la figure 58), cinq éboulis de la rive droite (RD2, RD5, RD6, RD7, RD8) et trois éboulis de la rive gauche (RG2, RG5, RG8) présentent un granoclassement inverse (la taille des éléments augmente de la partie proximale vers la partie distale). Ce type de granoclassement est caractéristique de mises en place régies par la gravité pure. Les autres éboulis (trois en rive droite, cinq en rive gauche) ne présentent pas un tel granoclassement. Ceci traduit la multiplicité des processus qui peuvent être à l'origine des dépôts. En rive gauche, nous avons déjà relevé le rôle majeur des coulées de débris qui peuvent venir brouiller le signal granulométrique des tabliers d'éboulis.

En terme de taille des éléments, la distribution des éboulis de la rive gauche est plus concentrée que celle de la rive droite (FIG. 58). On constate, en effet, une surreprésentation des blocs en rive droite. Ceci traduit la forte activité d'écroulements qui caractérise le versant de la rive droite et qui vient perturber la granulométrie des

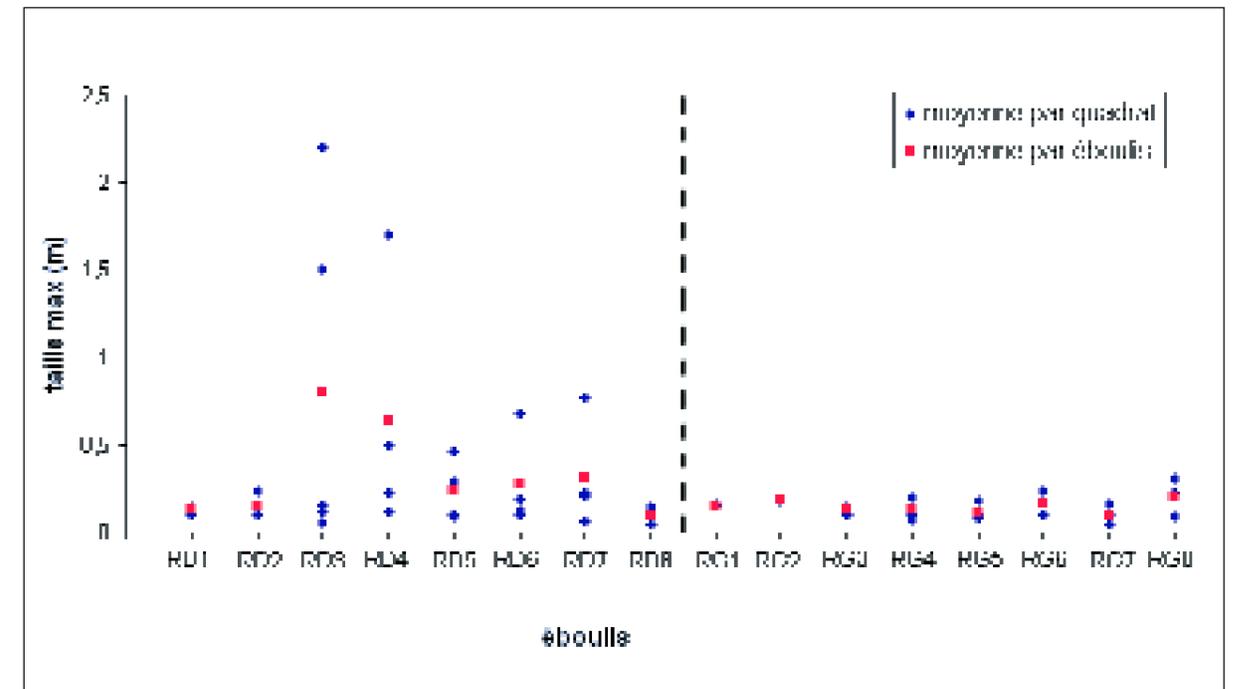


FIGURE 58 – Taille des éléments mesurés sur les éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull.

Le plus grand axe de 30 éléments par quadrat a été mesuré. Les losanges bleus correspondent à la taille moyenne des fragments au sein des quadrats. Les carrés rouges représentent la taille moyenne des fragments pour chaque éboulis. Selon la hauteur des éboulis, l'examen de 2 à 5 quadrats par éboulis a été réalisé.

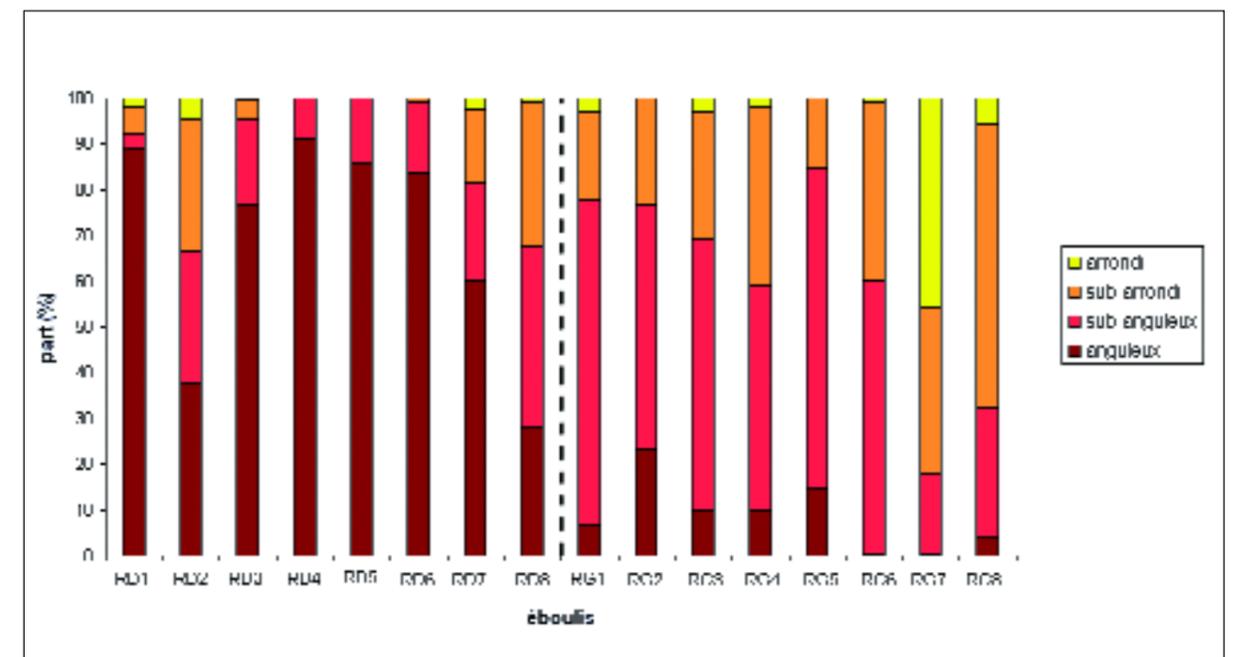


FIGURE 59 – Degré d'éroulé des éléments constitutifs des éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull.

L'éroulé est estimé visuellement selon la forme du fragment rocheux.

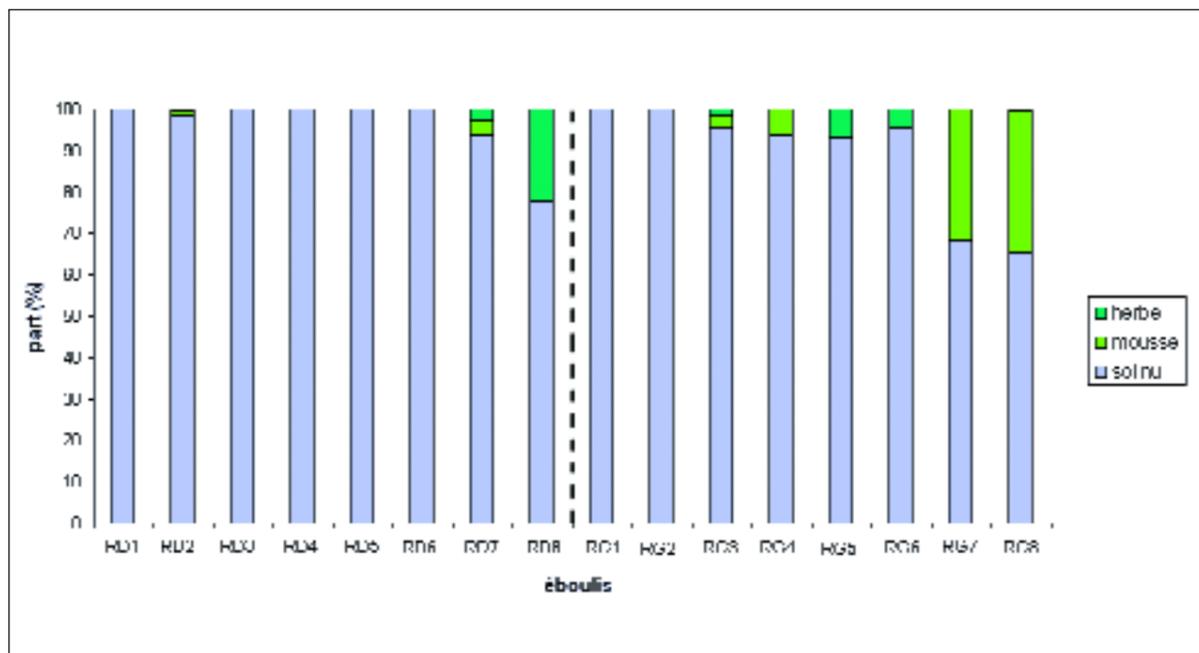


FIGURE 60 – Couverture végétale des éboulis de part et d’autre du Skaftafellsjökull.

Les quadrats qui permettent l’analyse des éboulis sont divisés en cent parcelles d’égale surface. Le relevé de la végétation dans ces 100 parcelles donne une bonne estimation de la couverture végétale.

tabliers d’éboulis liés à la gravité pure. On relève ici la marque de l’hétérogénéité lithologique du secteur.

Si l’on écarte l’influence des blocs écroulés (fragments supérieurs à 0,5 m), on relève que la taille des éléments a tendance à augmenter lorsqu’on s’éloigne du front glaciaire. Cette tendance est plus ténue en rive gauche qu’en rive droite. Au fil du temps, la taille des éléments mobilisés croît donc, impliquant un accroissement de la capacité de mobilisation des processus de transferts sédimentaires.

En ce qui concerne l’émoussé des fragments, on relève une forte disparité entre les deux versants (FIG. 59). Les éboulis de la rive droite présentent une dominante de débris anguleux, tandis que ceux de la rive gauche sont plus arrondis. La forte proportion de débris anguleux témoigne de la fissuration originelle du substrat ou du rôle de la gélifraction dans la production

de débris. L’aspect plus arrondi indique, quant à lui, une “usure” des sédiments. Cette usure peut trouver deux explications. D’une part, une stabilisation longue des matériaux sur lesquels des processus de météorisation ont pu agir (Étienne, 2001). D’autre part, elle traduit une prise en charge des sédiments par des écoulements capables de les traîner dans un chenal. Ici, l’hypothèse du rôle de la météorisation ne se vérifie pas vraiment, car on a vu que parallèlement à l’usure, la taille des sédiments a tendance à croître, excluant une désagrégation progressive des fragments.

En rive gauche, comme en rive droite, on observe une tendance générale à la diminution de la part des débris anguleux lorsqu’on s’éloigne du front glaciaire. La forte angularité des sédiments témoigne du rôle mineur que peuvent jouer les écoulements dans la mobilisation des sédiments. Immédiatement

après la déprise glaciaire, c’est donc la gravité pure qui est le principal moteur du transfert sédimentaire du haut vers le bas de versant. Mais cette hégémonie ne dure pas car progressivement, d’autres processus liés aux écoulements prennent également en charge le matériel. Les éboulis post-glaciaires sont donc d’abord issus des processus gravitaires, puis peuvent être façonnés par des processus de redistribution secondaire par écoulement linéaire ou par fluage (en présence de matrice). Enfin, on n’observe pas de gradients d’émoussé au sein d’un même éboulis, le long des transects longitudinaux.

1.1.4.

Le recouvrement végétal

La division en 100 parcelles d’égale surface du quadrat permet une estimation de la couverture végétale en pourcentage (FIG. 60).

La couverture végétale est faible sur tous les éboulis : la couverture maximale est de 35% (éboulis RG8) tandis qu’un certain nombre d’éboulis ne présente aucune trace de végétation (7 sur les 16 analysés). Plus on s’éloigne du front glaciaire, plus la couverture végétale augmente. Le type de végétation relevé est composé de mousses et de formations herbeuses. On relève une nette opposition entre le versant en rive droite et le versant en rive gauche. En rive droite, seuls 3 éboulis sur 8 présentent une couverture végétale, contre 6 sur 8 en rive gauche.

La végétation est un indicateur de l’activité des éboulis. Sa présence témoigne du ralentissement ou de l’arrêt des processus d’apport ou de remobilisation. La mousse est le premier type de végétal à coloniser les éboulis, suivi de près par la strate herbacée. Mais les mousses, du

fait de leur extension horizontale rapide, sont également plus sensibles aux chutes différées de cailloux. Ceci explique sans doute que certains éboulis présentent une couverture herbeuse (souvent restreinte) sans couverture de mousse (éboulis RD2, RD8, RG5 et RG6). Même s’il donne beaucoup d’indications, il faut manier le paramètre végétal avec prudence. Si le développement végétal est lié au tarissement de la fourniture sédimentaire, il est également lié à des facteurs stationnels (exposition, distance au front glaciaire, présence de matrice et d’eau, position d’abris, etc.). Toutefois la cohérence des résultats présentés ici nous incite à le prendre en compte dans l’étude de l’évolution post-glaciaire des tabliers d’éboulis.

La faible couverture végétale relevée ici nous indique donc une certaine continuité dans le temps de la fourniture sédimentaire des éboulis. Ceci est vrai pour les deux versants, même si les tabliers de la rive gauche présentent des couvertures végétales plus développées. À titre de comparaison, pour deux éboulis déglacés depuis un peu moins de 70 ans (éboulis RD8 et RG8), les couvertures végétales sont respectivement de 22 et 35% en rive droite et en rive gauche.

Mais même si le développement des éboulis est continu, il n’en est pas pour autant linéaire. En effet, l’augmentation de la couverture végétale lorsqu’on s’éloigne du front glaciaire indique une diminution progressive de la fourniture sédimentaire. Par ailleurs, on relève des indices de reprise d’activité après des périodes de ralentissement (couverture herbeuse réduite, sans présence de mousses), d’où la destruction avérée des tapis de mousse dans certains secteurs.

1.1.5.

Quelles conclusions tirer des caractéristiques des éboulis ?

L'analyse croisée de plusieurs caractéristiques de différents éboulis situés en pied de versant, de part et d'autre d'un même glacier, permet de tirer quelques conclusions sur l'évolution dans le temps des processus d'ébouilisation après une déprise glaciaire.

(1) Tous les éboulis sont situés au pied de versants déglacés depuis 70 ans au maximum, d'après la datation lichénométrique des moraines. Nous n'avons relevé aucun ébouil actif au-delà de cette limite. Sur les pentes faibles en rive droite du Skaftafellsjökull, l'ébouilisation est donc un processus qui façonne les versants immédiatement après le départ des glaciers, mais dont l'action est limitée dans le temps.

(2) La plupart des éboulis révèle un transfert sédimentaire actif (pentes importantes, couverture végétale faible). Seuls trois tabliers, les plus éloignés du front glaciaire (RD8, RG7 et RG8), présentent une fourniture réduite en débris (pente inférieure à 30°, couverture végétale supérieure à 20%). Ces trois dépôts se développent au pied de versants déglacés depuis environ 70 ans.

(3) Les transferts sédimentaires par ébouilisation ont tendance à diminuer dans le temps. Sur les deux versants étudiés, on constate en effet que plus la déprise glaciaire est ancienne, plus les signes d'activité s'amenuisent (diminution de pente, augmentation de la couverture végétale).

(4) Même si les transferts sédimentaires par ébouilisation ont tendance à diminuer dans le temps, on peut observer des reprises d'activité après des périodes de tarissement (absence de mousses, mais présence de strates herbacées).

(5) Les processus à l'origine de la formation des tabliers d'éboulis ne sont pas les mêmes selon le temps écoulé depuis la déprise glaciaire du versant. Dans un premier temps, la gravité est le moteur principal de mobilisation des matériaux (granoclassement inverse), mais il cède peu à peu la place aux processus d'écoulements (augmentation de la part des sédiments arrondis avec le temps) qui se caractérisent par une capacité de mobilisation de plus en plus élevée (augmentation de la taille des sédiments avec le temps). Ces observations rejoignent celles de nombreux auteurs qui ont insisté sur la diversité des processus qui affectent les tabliers d'éboulis (notamment Francou, 1988 ; Hétu et Vandelac, 1989 ; André, 1993).

(6) Les caractéristiques des versants induisent des processus de transferts sédimentaires différents :

– le versant en rive droite se caractérise par une pente initiale forte (supérieure à 30-33°), inscrite dans un substrat structurellement divisé, qui évolue vers une régularisation. Sur ce versant s'exprime la gélifraction (production de sédiments anguleux), dont le produit est mobilisé par la gravité ;

– le versant en rive gauche qui présente des pentes plus faibles et un substrat plus friable, laisse peu d'emprise aux processus de gélifraction (faible part de sédiments anguleux) et de la gravité (peu de granoclassement inverse). Les processus d'ébouilisation y sont plus réduits et se tarissent rapidement (couverture végétale plus importante), laissant la part belle aux processus d'écoulements. Le rôle de la partie supérieure du versant, qui était restée en position supra-glaciaire lors de l'avancée du Petit Âge Glaciaire, est ici déterminant dans l'organisation des écoulements commandés à l'amont par le ravinement.

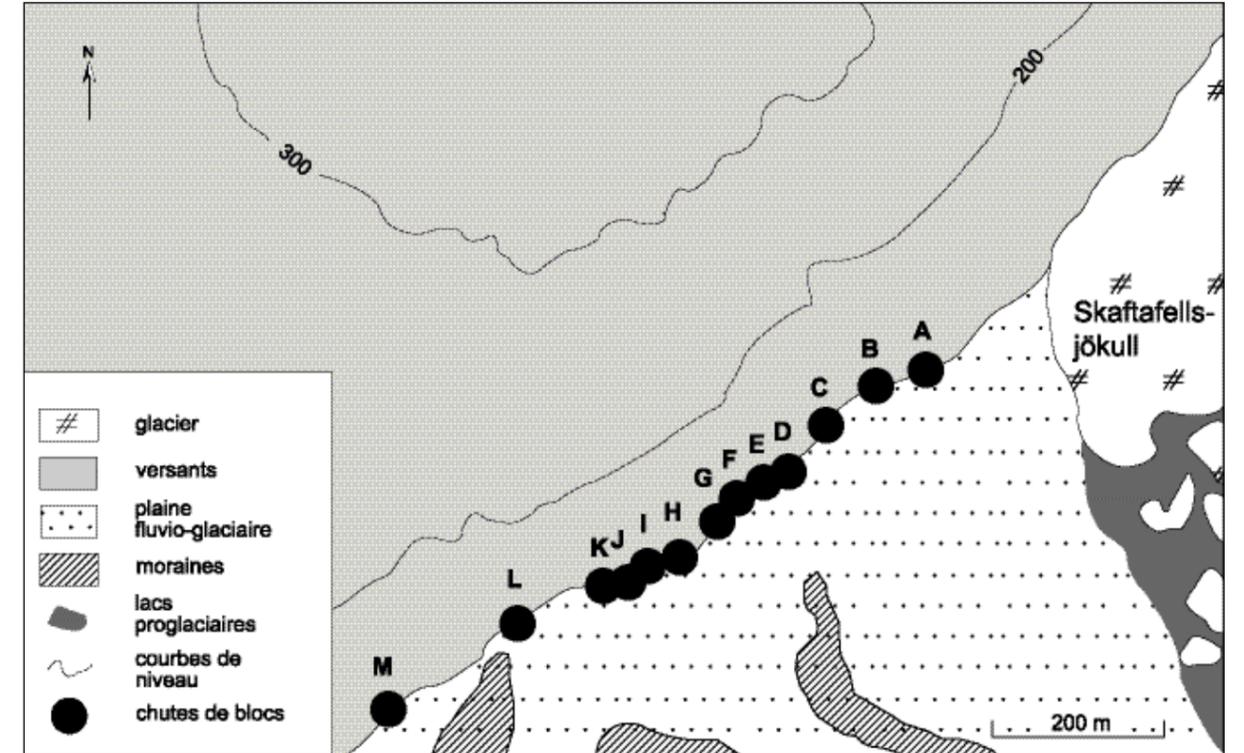


FIGURE 61 – Amas de blocs qui ont fait l'objet de mesure, en rive droite du Skaftafellsjökull.

Les processus d'ébouilisation, liés à la production de sédiments et à leur transfert par gravité, façonnent donc rapidement les versants immédiatement après le départ du glacier. Ils sont à l'origine de la formation de tabliers d'éboulis qui recouvrent les versants.

1.2.

LES ÉCROULEMENTS : ESTIMATION VOLUMÉTRIQUE ET DATATION DES BLOCS

Pour étudier les processus d'écroulement, nous nous sommes concentrée sur le versant en rive droite du Skaftafellsjökull, qui présente une série d'amas de blocs. L'hypothèse de départ est que le nombre d'écroulements, ainsi que leur volume, diminuent dans le temps au fur et à mesure que l'influence de la décom-

pression post-glaciaire diminue. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons daté les blocs écroulés par lichénométrie et nous avons estimé le volume des éléments. Les amas de blocs étant complexes, nous avons fait porter nos mesures sur les 10 plus gros blocs de chaque dépôt. Au total, ce sont 130 blocs, répartis sur 13 dépôts, qui ont été analysés (FIG. 61).

1.2.1.

Méthodologie pour l'étude des blocs

Pour chaque amas de blocs écroulés au pied du versant, les dix plus gros blocs ont fait l'objet de mesures. Le volume des blocs a été estimé à partir de la mesure *in situ* des axes *a* (axe le plus long), *b* (axe intermédiaire, le plus long et perpendiculaire à l'axe *a*) et *c* (axe le plus petit). Ces trois axes permettent le calcul du "diamètre

Dépôt	Bloc	Âge (années)	Marge d'erreur	Volume cumulé des 10 plus gros blocs (m³)
A	1	20	± 4	98,47
	2	20	± 9	
	3	19	± 6	
	4-10	x	-	
B	1-10	x	-	8,87
C	1	30	± 10	8,26
	2	23	± 7	
	3	< 10	-	
	4-10	x	-	
D	1	29	± 3	3,46
	2	25	± 5	
	3	< 10	-	
	4-10	x	-	
E	1	16	± 8	21,29
2-10	x	-		
F	1-10	x	-	16,36
G	1	24	± 6	8,22
	2	12	± 5	
	3-4	< 10	-	
	5-10	x	-	
H	1-2	< 10	-	32,11
	3-10	x	-	
I	1-3	< 10	-	4,74
	4-10	x	-	
J	1	28	± 7	2,71
	2	25	± 5	
	3	21	± 8	
	4	< 10	-	
	5-10	x	-	
K	1	24	± 7	19,27
	2-7	< 10	-	
	8-10	x	-	
L	1	24	± 7	26,76
	2	22	± 9	
	3	17	± 13	
	4	13	± 5	
	5-9	< 10	-	
	10	x	-	
M	1	22	± 10	2,42
	2	21	± 8	
	3	19	± 5	
	4	10	± 9	
	5-6	< 10	-	
	7-10	x	-	

TABLEAU 20 – Datation et volume de blocs écroulés le long du versant en rive droite du Skaftafellsjökull.

En terme de datation, x correspond à une absence de lichens.

nominal” (Bunte et Abt, 2001). Le diamètre nominal consiste en une approche tri-dimensionnelle et se définit comme le diamètre qu’une particule aurait si son volume était équivalent à celui d’une sphère. Il se calcule selon la formule :

$$D_n = (a.b.c)^{1/3}$$

L’obtention du diamètre nominal permet le calcul du volume du bloc :

$$V_0 = (\pi/6)(a.b.c)$$

Pour la datation, la lichénométrie a été utilisée.

1.2.2. Des résultats hétérogènes

Les résultats sont présentés dans le TABLEAU 20 et la FIGURE 62.

Les volumes des 10 plus gros blocs par dépôt varient entre 2 m³ (dépôt M) et 98 m³ (dépôt A). Ils correspondent, respectivement, au dépôt le plus éloigné et le plus rapproché du front glaciaire. Mais au-delà de ces deux résultats, on ne constate pas de relation entre le volume des blocs et la distance au front glaciaire.

Concernant la lichénométrie, sur 130 blocs étudiés, 87 n’ont pu être datés (pour que la datation soit possible, la présence d’au moins 50 thalles de lichen sur le bloc est nécessaire). Trois blocs sont datés entre 25 et 30 ans, douze entre 20 et 25 ans, quatre entre 15 et 20 ans, trois entre 10 et 15 ans et 21 inférieurs à 10 ans. Ces chiffres semblent témoigner d’une activité relativement récente d’écroulements.

On n’observe pas de réelle homogénéité dans l’âge des blocs au sein d’un même dépôt. En revanche, les blocs qui présentent le plus grand nombre de lichens sont les plus éloignés du front glaciaire (dépôts J, K, L et M). La multiplicité des lichens sur ces blocs pourrait traduire une mise en place plus ancienne que celle des blocs plus proches du front glaciaire.

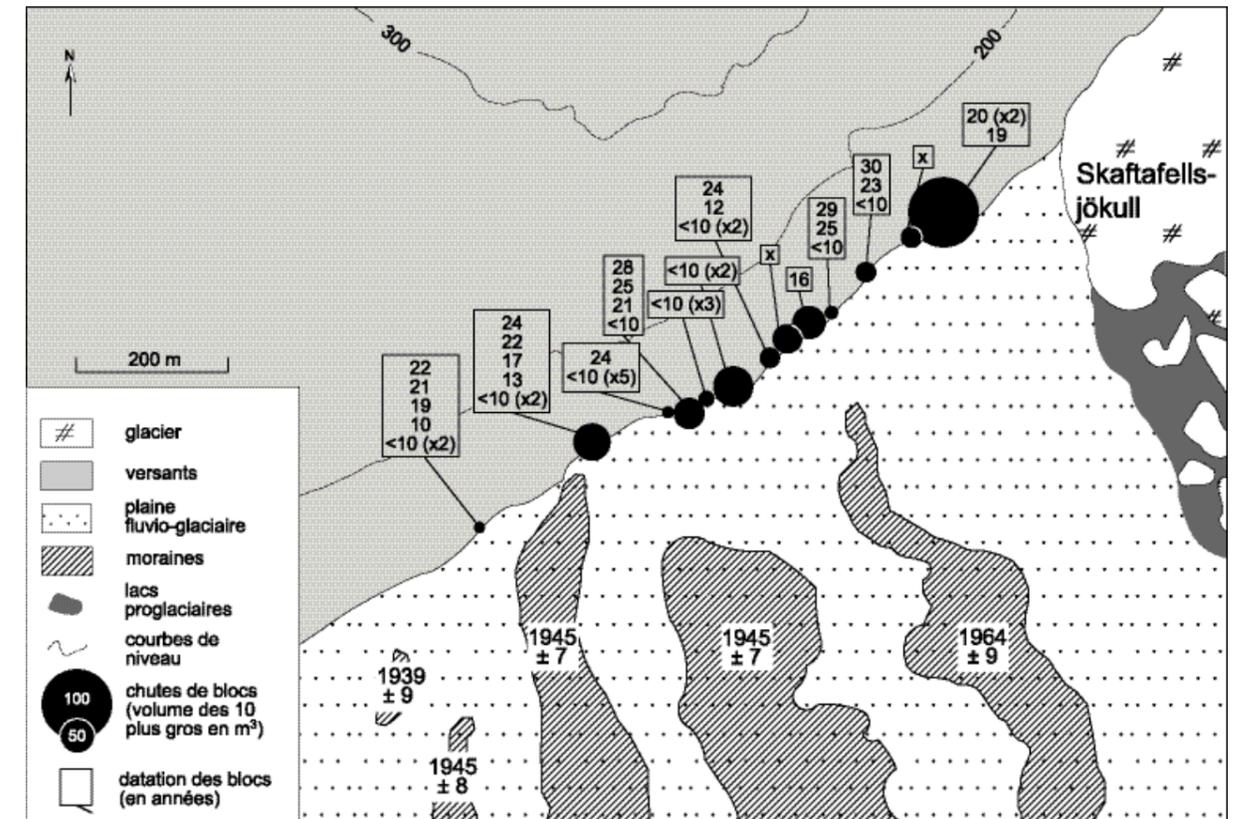


FIGURE 62 - Volume et datations des blocs écroulés au pied du versant en rive droite du Skaftafellsjökull.

Le volume cumulé des 10 plus gros blocs de chaque dépôt est représenté par des cercles de diamètre proportionnel. L’âge des blocs est indiqué en années, x correspondant à une absence de lichens permettant la datation.

Aucune corrélation n’est constatée entre la taille des blocs et le temps de déglaciation de la paroi, ni entre la taille des blocs et leur date de mise en place. De même, aucune corrélation n’est relevée entre la date de mise en place du bloc et le temps de déglaciation de la paroi. La logique de répartition se trouve donc dans le dispositif lithologique et ses discontinuités.

1.2.3. Interprétation des résultats et fiabilité de la méthode

L’étude des amas de blocs liés aux écroulements de pans de paroi déglacés nous apporte plusieurs enseignements. Tous les amas de blocs présents au pied

de la paroi en rive droite du Skaftafellsjökull ont été cartographiés. Ils sont regroupés dans une zone déglacée depuis environ 1945, d’après les datations lichénométriques des cordons morainiques. Même sur les dépôts les plus éloignés du front glaciaire, des chutes récentes de blocs ont lieu (au sein du dépôt M, deux blocs se sont mis en place depuis moins de dix ans). Les processus d’écroulements se poursuivent donc sur une période minimale de 60 ans après le dés-englacement de la paroi. Sur la portion de paroi déglacée depuis plus de 60 ans, on ne retrouve pas de tels amas “actifs” (des blocs isolés sont présents mais sont généralement recouverts de végétation). 60 ans semblent donc constituer le seuil temporel

de tarissement de la production paraglaciale de sédiments par écoulement. Les dépôts A, C et D se situent au pied de versants déglacés depuis environ 40 ans, selon les datations lichénométriques des cordons morainiques. Au sein de ces dépôts, des blocs sont en place depuis 20 à 30 ans. Les processus d'écroulement se déclenchent donc relativement rapidement après le départ du glacier, après une période de latence d'environ 10 ans. Ces conclusions doivent être nuancées : quelques blocs écroulés peuvent provenir du haut de la paroi, déglacé depuis une plus longue période.

Les amas de blocs ne sont pas le résultat d'un événement brutal et unique dans le temps. Ils se sont constitués après des événements successifs d'écroulements, résultant d'une mise en place "bloc à bloc". L'hétérogénéité des datations au sein de chaque dépôt confirme cette hypothèse. Toutefois, il est possible que plusieurs blocs soient issus d'écroulements synchrones. Nous avons pu identifier un certain nombre d'épisodes d'écroulements : un épisode il y a environ 30 ans (dépôts C, D et J), un épisode il y a environ 25 ans (dépôts C, D, G, J, K et L), un autre il y a environ 20 ans (dépôts A, J, L et M), etc. Ceci reste largement dans le domaine de l'approximation car les marges d'erreur des datations lichénométriques sont trop importantes pour effectuer une étude à une échelle annuelle.

L'étude des volumes des blocs écroulés n'a pas révélé de corrélation avec les dates de mise en place des blocs et le temps de déglaciation. Etant donné le rôle que nous avons attribué au gel dans le démantèlement des polis et dans l'évolution secondaire des blocs écroulés, nous aurions pu nous attendre à ce que les blocs les plus anciennement écroulés présentent des signes d'amenuisement

sous l'effet d'une gélifraction secondaire et d'une météorisation. Cette hypothèse ne se vérifie pas dans nos mesures. Ceci s'explique par le fait que les pans de paroi qui s'écroulent sont de tailles très diverses car leur dimension est commandée par la fracturation en grand de la roche. Le rôle du gel s'en trouve minimisé.

En découle une nécessaire remise en question de la méthodologie employée ici. À travers l'utilisation de la lichénométrie sur les blocs écroulés, que date-t-on ? Les lichens mesurés se développent sur des surfaces stabilisées, on évalue donc le temps écoulé depuis la stabilisation du bloc. Mais la stabilisation des surfaces ne se fait pas toujours immédiatement après l'écroulement. Ceci se confirme en observant les blocs des dépôts les plus éloignés du front glaciaire (dépôts K à M). La plupart des blocs ne présentent pas de lichens mesurables, mais présentent d'autres marques du "temps" : blocs à l'aspect émoussé recouverts d'un cortex cristallisé blanc qui se desquame, "cadavres" de lichens, couvertures de mousses, surfaces rajeunies sur lesquelles se développent de nouveaux thalles de lichens. Ces blocs ont donc été mis en place antérieurement à la datation obtenue par lichénométrie et ils ont connu des évolutions secondaires. Ainsi, certains gros blocs sont recouverts par de petits blocs éboulés ultérieurement. Ces fragments provoquent des impacts sur les plus gros blocs et forment des surfaces de rajeunissement. La lichénométrie enregistre donc le dernier épisode "subi" par le bloc (impacts de blocs, gélifraction, desquamation) et non pas le processus de mise en place. Il faut donc manipuler avec précaution la lichénométrie pour dater des processus évolutifs comme les écroulements et considérer les résultats comme un âge minimal de mise en place. L'utilisation de

clichés aériens à des pas de temps rapprochés est préférable. Malheureusement, nous ne disposons pas de telles données. Il semble toutefois y avoir une corrélation entre la temporalité des processus d'éboulement et celle des chutes de blocs. Dans les deux cas, l'activité tend fortement à diminuer, voire à s'arrêter, 60 à 70 ans après la déprise glaciaire des versants. Les indices sont réunis pour émettre l'hypothèse que la décompression post-glaciaire n'a plus ou peu d'effets après ce laps de temps. Cela révélerait une évolution extrêmement rapide des versants islandais. Si les signes d'activité spécifique de la période paraglaciale ne sont visibles que pendant 70 ans, cela signifie que les versants retrouvent rapidement une évolution "banale" de type périglaciaire en milieu frais et humide.

1.3. LES CÔNES D'ACCUMULATION AU DÉBOUCHÉ DES RAVINES

Au pied du versant en rive gauche du Skaftafellsjökull se développent de grands cônes au débouché des ravines. Au vu de leur profil et de leurs caractéristiques sédimentologiques (légère concavité, présence de levées, décroissance de la taille des matériaux de l'amont vers l'aval), la formation de ces cônes semble liée aux processus de coulées de débris et, secondairement, d'avalanches qui mobilisent le matériel accumulé dans les ravines. Les cônes viennent recouvrir les cordons morainiques du Skaftafellsjökull, remarquablement conservés dans ce secteur, du fait de l'absence d'écoulements proglaciaires sur cette rive. La datation des appareils morainiques par lichénométrie offre donc un calage chronologique de l'amorce de ces accumulations.

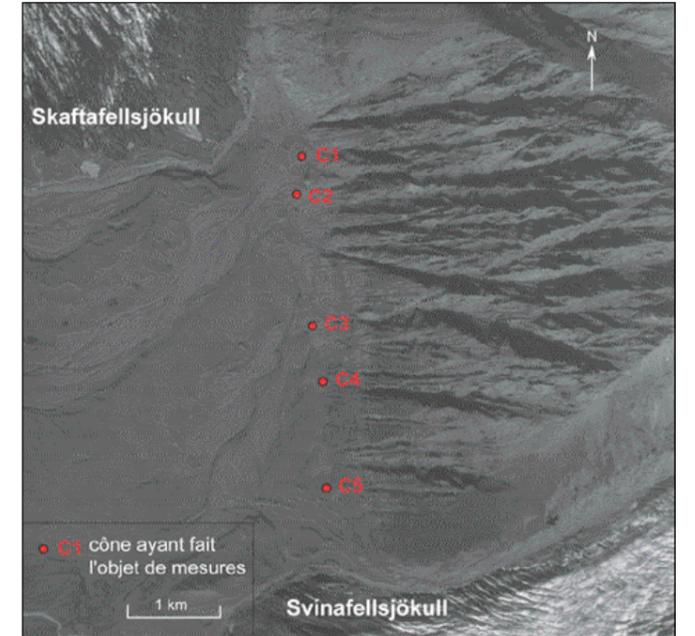


FIGURE 63 – Localisation des cônes mesurés au pied du versant en rive gauche du Skaftafellsjökull (photo aérienne B2961, août 1968).

La plupart des cônes sont coalescents, du fait de la proximité des ravines entre elles. Seuls cinq cônes, non coalescents, ont donc fait l'objet de mesures individuelles au télémètre laser afin de modéliser numériquement leur volume.

Cinq cônes, choisis parce qu'ils n'étaient pas coalescents, ont fait l'objet de mesures (FIG. 63) : leur volume a été estimé au moyen d'un télémètre laser (cf. chapitre 3), puis rapporté à la superficie de leur bassin versant. Grâce au calage chronologique, le taux de dénudation de la paroi lié aux processus de coulées de débris et, secondairement, d'avalanches est estimé depuis la fin du Petit Âge Glaciaire.

1.3.1. Estimation de taux de retrait de paroi depuis la fin du Petit Âge Glaciaire

Les résultats sont présentés dans le TABLEAU 21.

Cinq cônes ont donc fait l'objet de mesures au pied du versant situé en rive gauche de Skaftafellsjökull. Ces cônes n'ont pu se

Cône	Volume (m ³)	Superficie du bassin versant (m ²)	Date de début d'accumulation	Taux de retrait de paroi depuis le début de l'accumulation (mm.an ⁻¹)
C1	8659	54797	1962	3,5
C2	27425	75975	1945	5,8
C3	5763	39601	1945	2,2
C4	7004	29339	1941	3,6
C5	1803	16937	1935	1,5

TABLEAU 21 – Taux de retrait de la paroi en rive gauche du Skaftafellsjökull depuis la fin du Petit Âge Glaciaire.

Les taux de retrait des parois sont calculés à partir du volume de sédiments accumulés dans les cônes. Ces volumes sont rapportés à la superficie des bassins versants et au temps écoulé depuis le désenglacement de la paroi.

former qu'après le départ du glacier qui recouvrait le bas du versant. Les cônes étudiés ici se sont donc formés sur une période allant de 46 ans (cône C1) à 73 ans (cône C5), selon la datation des cordons morainiques sur lesquels les cônes prennent appui.

Le volume des sédiments, calculé selon la méthode décrite au chapitre 3 (en m³), a été rapporté à la taille du bassin d'alimentation (en m²) et à l'âge des moraines, afin d'obtenir des taux de dénudation de la paroi (en mm.an⁻¹). Les résultats varient de 1,5 mm.an⁻¹ (cône C5) à 5,8 mm.an⁻¹ (cône C2). On observe donc des écarts de vitesse de retrait de paroi entre les secteurs, puisque ces vitesses varient selon un rapport de 1 à 4.

On n'observe pas de logique chronologique dans la distribution de ces taux de retrait.

Même si le cône le plus éloigné du front glaciaire, et donc le plus ancien, est celui qui correspond à une plus faible vitesse de dénudation, il n'y a pas de corrélation entre le taux de retrait de paroi et le temps écoulé depuis la déprise glaciaire. Ceci écarte l'hypothèse d'une influence du retrait glaciaire sur le taux de production de sédiments issus des processus de coulées de débris. Ceci semble logique dans la mesure où les coulées de débris charrient du matériel issu de la totalité de la paroi, alors que seul la partie inférieure (environ 1/4 de la paroi) a été englacée.

1.3.2. Discussion

Si l'on compare les résultats obtenus dans la vallée de la Morsá (déglacée depuis environ 10 000 ans) et les taux de dénudation calculés pour le versant de la rive gauche du Skaftafellsjökull, ces derniers sont très élevés. Nous avons, en effet, obtenu, avec la même méthode, des valeurs comprises entre 0,000 01 et 0,001 19 mm.an⁻¹ contre 1,4 à 5,8 mm.an⁻¹ ici. Si l'on considère que les conditions climatiques sont les mêmes dans ces deux vallées mitoyennes, les lames d'eau qui tombent et s'écoulent sur les versants doivent être les mêmes, mais le volume de matériel mobilisé peut varier. Plusieurs facteurs d'explications peuvent être proposés.

(1) La structure même du versant en rive gauche du Skaftafellsjökull est propice à un fort démantèlement et à une accumulation des matériaux dans le fond des ravines du fait de son hétérogénéité. Ce versant basaltique, aux fortes pentes, se caractérise par un réseau très dense de *dykes*. Les roches encaissantes se trouvent fragilisées aux épontes du *dyke* et des réseaux de micro-fissuration se dévelop-

pent. La présence de *dyke* est donc un facteur majeur de déstabilisation lithologique propice à un fort ravinement et à une forte production de petits matériaux. On peut donc largement attribuer à la présence des nombreux *dykes* la forte production de sédiments qui caractérise le versant en rive gauche du Skaftafellsjökull.

(2) Nous avons souligné la remarquable conservation des édifices morainiques en rive gauche du Skaftafellsjökull, ainsi que des celle des cônes qui les recouvrent. Cette bonne conservation est due à l'absence d'écoulements proglaciaires dans ce secteur. Cela n'est pas le cas dans la vallée de la Morsá, où les écoulements proglaciaires viennent saper la base des cônes. Nous avons donc ici des accumulations mieux conservées, qui n'ont pas ou peu subi de remaniement secondaire, même si la majorité des fines ont été évacuées par le ruissellement (entre chaque cône et cordon morainique, des accumulations de fines sont recouvertes d'une épaisse pelouse herbeuse qui constituent de véritables zones humides).

(3) Enfin, l'effet du réenglacement, même partiel, du versant au Petit Âge Glaciaire a pu provoquer une déstabilisation entière du versant. Dans ce cas, le démantèlement de la paroi a été renforcé, induisant une plus forte concentration de matériel en fond de ravine, matériel ensuite mobilisable par les écoulements torrentiels. Ceci pourrait expliquer les très forts taux de recul de paroi depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Il serait tentant de les rapporter au modèle de production sédimentaire paraglaciale proposé par C. Ballantyne (2002) qui identifie une période de très forts taux de transferts sédimentaires immédiatement après le départ du glacier de la paroi, puis un tarissement progressif de la production sédimentaire. Mais cette hypothèse est difficilement transposable

ici, dans la mesure où l'on n'observe pas de gradient de production des matériaux par la paroi en fonction de la date de déglaciation. Or, la durée d'effet de la détente post-glaciaire a précédemment été évaluée à 70 ans en marge du Skaftafellsjökull, d'après les mesures effectuées sur les éboulis et les écroulements. Si la détente post-glaciaire joue un rôle sur le rythme de démantèlement de tout le versant, son rôle aurait dû se répercuter sur les valeurs obtenues. Le rôle de la détente post-glaciaire dans la production de matériaux mobilisables par les coulées de débris peut donc être ici écarté.

Même si ces observations apportent des informations importantes, elles doivent être manipulées avec précaution. En effet, nous comparons ici des mesures effectuées sur des accumulations de sédiments qui ont évolué à des pas de temps extrêmement différents. La construction des cônes de la vallée de la Morsá a débuté il y a 10 000 ans, tandis que ceux présentés ici sont actifs depuis au maximum 73 ans. La pertinence de comparer ces deux systèmes de versant est donc limitée. Les taux de production de matériel ont pu fréquemment varier en 10 000 ans. De plus, nous calculons des vitesses moyennes de retrait de paroi à partir de volumes de sédiments accumulés. Or, nous avons précédemment évoqué le fait que ces accumulations ont fait l'objet de remaniements nombreux : dans la vallée de la Morsá, le ruissellement, le vent et les cours d'eau proglaciaires sont autant d'agents de démantèlement des cônes. Leur action n'a pu autant s'exprimer en 70 ans sur le versant en rive gauche du Skaftafellsjökull. Il est donc difficile de comparer des accumulations anciennes de 10 000 ans avec des accumulations vieilles de 70 ans. Il serait plus

judicieux de comparer les valeurs présentées ici avec des valeurs correspondant à un même laps de temps, toujours sur du matériel basaltique.

Malheureusement aucune étude comparable n'a été menée sur la mesure des processus actuels en milieu volcanique. En revanche, nos mesures confirment l'hypothèse que la majorité de la production de débris fournie par les parois déglacées a lieu rapidement après la déglaciation (Rapp, 1957 ; Gardner, 1977, 1980, 1982 ; Luckman, 1981 ; Johnson, 1984, 1995 ; Hietaranta et Liira, 1995 ; Marion *et al.*, 1995 ; Hinchliffe et Ballantyne, 1999). En Suède, A. Rapp (1960b) et A. Rapp et H. Åkermann (1993) ont ainsi estimé que le matériel libéré dans les décennies ou les siècles qui ont suivi la déglaciation correspondait à des taux de retrait de paroi de 10 à 20 m, bien au-delà de ce qui a été mesuré pour l'évolution holocène.

2.

LA MORPHOLOGIE DES VERSANTS RÉCEMMENT DÉGLACÉS

L'analyse des dépôts de pente post-Petit Âge Glaciaire doit maintenant être complétée par une analyse de l'évolution morphologique des versants. Cela passe, d'une part, par l'étude des pentes et d'autre part, par l'étude du couvert végétal.

2.1. L'ÉVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE DES VERSANTS DEPUIS LA FIN DU PETIT ÂGE GLACIAIRE

2.1.1. L'évolution des pentes des parois déglacées

À partir des MNT des versants, des profils longitudinaux sont réalisés en plusieurs points des versants déglacés depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. De ces profils sont extraites les pentes des parois sous et au-dessus de la *trimline* du PAG. Le rapport entre les deux portions de paroi permet d'appréhender la vigueur de l'encoche basale formée par le passage du glacier. Enfin, le calage chronologique du

retrait glaciaire à partir des photos aériennes et de la datation lichénométrique des moraines nous donne une indication de l'évolution temporelle de ces pentes depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (TAB. 22).

Quatre portions de paroi, de part et d'autre du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull, ont fait l'objet d'une cartographie en trois dimensions (MNT). Pour chacune de ces parois, quatre à sept profils ont été levés et les pentes correspondant à une évolution post-PAG (pentes sous *trimline*) et à une évolution post-weichselienne (pentes au-dessus de la *trimline*) ont été distinguées.

Les pentes n'évoluent pas de la même façon sur toutes les parois. On observe une baisse dans le temps des pentes sous la *trimline* pour les versants en rive gauche du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull. Cette baisse est moins nette sur le versant en rive droite du Morsárjökull et absente sur le versant en rive droite du Skaftafellsjökull. Sur ce dernier, le raidissement basal reste accusé, même sur les parties les plus anciennement déglacées de la paroi. Sur les trois autres sites, le raidissement

Versant	Profil	Pente sous trimline (en °)	Pente au-dessus de la trimline (en °)	Rapport pentes sur/sous trimline	Temps de déglaciation du pied de paroi (en années)
Rive droite du Morsárjökull	mors W1	27,1	24,8	0,91	< 10
	mors W2	30	25,1	0,84	< 25
	mors W3	27,4	26,4	0,96	41 (±9)
	mors W4	28,6	26,2	0,92	62 (±7)
	mors W5	7,8	27,7	3,56	91 (±13)
Rive gauche du Morsárjökull	mors E1	39,7	19	0,48	< 10
	mors E2	32,9	28,3	0,86	47
	mors E3	29,4	30,8	1,05	62
	mors E4	14,3	30,4	2,13	91 (±13)
Rive droite du Skaftafellsjökull	skaft1	36,1	3,6	0,10	< 10
	skaft2	31,4	3,5	0,11	< 27
	skaft3	35	4,8	0,14	44
	skaft4	46,3	5,1	0,11	43 (±9)
	skaft5	45,8	5,6	0,12	62 (±8)
	skaft6	30,2	5,3	0,17	62 (±8)
	skaft7	40,4	7,3	0,18	> 88
Rive gauche du Skaftafellsjökull	illu1	27,4	23,8	0,87	< 10
	illu2	31,2	30,7	0,98	45 (±6)
	illu3	22,8	29,6	1,29	67
	illu4	17,9	33,3	1,86	66 (±9)
	illu5	16,8	28,7	1,71	67 (±5)
	illu6	19,6	31,1	1,59	72

TABLEAU 22 – Évolution de la pente des parois en cours de désenglacement depuis la fin du Petit Âge Glaciaire.

Les pentes ont été calculées d'après des profils topographiques construits à partir de MNT. Le temps de déglaciation de la paroi est estimé d'après les datations lichénométriques des moraines et de l'analyse diachronique de photographies aériennes. Attention toutefois, les datations présentées ici correspondent au départ définitif du glacier en pied de paroi. Mais l'ensemble de la paroi, notamment la partie supérieure, a subi une déprise glaciaire progressive, antérieure à la datation.

a tendance à s'adoucir, jusqu'à disparaître : les versants de forme convexe (rapport sur/sous *trimline* < 1) laissent la place à des versants de forme concave ou convexo-concave (rapport sur/sous *trimline* > 1). Cette transition ne se fait pas exactement au même pas de temps selon les versants, même si, comme pour les processus d'ébouilisation et d'éboulement étudiés précédemment, la période de 60 ans semble constituer un seuil.

2.1.2. Des évolutions morphologiques différentes selon les types de versant

La morphologie des versants en contexte de déglaciation diffère d'un versant à l'autre.

Trois sites, tous caractérisés par un développement important du versant supra-glaciaire, présentent une évolution réelle du versant depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. On observe ainsi une disparition progressive de l'encoche basale,

creusée par le passage du glacier, pour aboutir à des formes de versant de type concave ou convexo-concave. Ceci se fait d'autant plus rapidement que les pentes des versants supra-glaciaires sont fortes. En effet, même si le facteur temps est essentiel, la valeur des pentes en bas de versant diminue d'autant plus que les pentes supra-glaciaires sont prononcées. Ce sont donc les dynamiques linéaires de versant (type coulée de débris, avalanche et ruissellement), non liées à l'englacement de la paroi, qui façonnent de la manière la plus prononcée les versants en phase de désenglacement. Certains facteurs peuvent perturber cette évolution. La présence du lac proglaciaire, en rive gauche du Morsárjökull, empêche le développement de dépôts de bas de versant. L'encoche basale est ainsi entretenue.

Quant au versant en rive droite du Skaftafellsjökull, où s'expriment principalement les processus d'ébouilisation et d'éboulement, il ne présente pas d'évolution significative de la pente de la paroi, déglacée depuis le Petit Âge Glaciaire. En suivant le même raisonnement que pour les trois autres sites, plusieurs facteurs explicatifs peuvent être énoncés :

(1) le versant déglacé depuis le Dernier Maximum Glaciaire (10 000 BP) présente une forme naturellement convexe, caractérisée par de faibles pentes au sommet et de fortes pentes à la base. Le versant constitue en effet le rebord d'un relief de type tabulaire, qui s'abaisse en pente douce vers le sud-sud-est. Les dynamiques linéaires de versant y sont peu actives et les marques d'une activité périglaciaire à évolution plus lente dominant (sols striés, terrassettes de solifluxion). L'influence du versant supra-glaciaire sur la paroi récemment déglacée est donc quasi-nulle et n'en-

traîne pas de redistribution rapide des matériaux mobilisables du haut vers le bas de versant. L'apport des processus d'ébouilisation et d'éboulement, même s'il reste relativement important pendant au moins 60 ans après le départ du glacier, ne suffit pas à réduire la verticalité de la paroi sur un laps de temps aussi court (130 ans environ depuis l'extension maximale du glacier au Petit Âge Glaciaire).

(2) Les écoulements proglaciaires issus du Skaftafellsjökull, dont les débits sont importants pendant la période estivale, entretiennent le raidissement basal de la paroi. Les dépôts de versants les plus fins qui s'accumulent en bas de paroi sont régulièrement évacués par les eaux courantes, empêchant une accumulation durable et conséquente des matériaux. Cette évacuation peut également se produire lors des jökulhlaups émis par le Skeidarárjökull.

Ces quatre sites illustrent donc la faible influence des processus liés à la déprise glaciaire des versants (processus para-glaciaires) sur l'évolution générale des profils de versant.

Les processus d'ébouilisation et d'éboulement ne mobilisent pas assez de matériaux pour compenser le raidissement basal engendré par le passage du glacier. En revanche, si le versant supra-glaciaire est suffisamment développé en terme de dénivellation et de pente, les dynamiques linéaires de versant qui s'y expriment peuvent rapidement effacer les marques de l'englacement. Ces dynamiques opèrent une redistribution du matériel accumulé sur toute la hauteur du versant et peuvent combler, en une soixantaine d'années, le raidissement basal. Seuls les écoulements proglaciaires peuvent perturber cette évolution.

2.2. LA RECONQUÊTE VÉGÉTALE DES PAROIS

Les photographies aériennes, réalisées à partir de 1945 en Islande, permettent un suivi de la reconquête végétale sur les parois récemment déglacées. La présence ou non de végétation constitue un indice de stabilisation des parois après le départ du glacier. La végétation a ainsi été cartographiée sur les versants en rive droite des glaciers Morsárjökull et Skaftafellsjökull, les clichés aériens n'offrant pas une visibilité suffisante pour les autres versants.

2.2.1. La cartographie de l'évolution de la couverture végétale depuis 1945

Trois jeux de photographies aériennes ont été utilisés pour chaque portion de paroi étudiée : les clichés de 1945, 1960 et 1997 pour le versant bordant le Morsárjökull et de 1945, 1968 et 1997 pour le versant bordant le Skaftafellsjökull.

Sur chaque cliché, la *trimline* correspondant à l'englacement maximum du Petit Âge Glaciaire a été tracée visuellement. Puis la végétation a été cartographiée dans la limite de cette *trimline*. On obtient ainsi une évolution de la végétation de 1945 à 1997 pour chaque versant. Les résultats sont résumés dans le **TABLEAU 23**.

La végétation relevée sur les parois déglacées depuis la fin du Petit Âge Glaciaire est composée uniquement de mousses. On observe donc bien là une végétation pionnière peu développée. La colonisation se fait par le haut (c'est-à-dire dans la partie supérieure de la paroi) et préférentiellement au niveau des ravines, là où la

teneur en eau est la plus importante. Sur la paroi en rive droite du Morsárjökull, la végétation ne recouvre que 13% de la paroi en 1945 pour atteindre 90% en 1997. En 52 ans, on est donc passé d'une présence très ponctuelle de la végétation à une couverture continue et bien développée, à l'exception des portions de paroi les plus récemment déglacées. Si l'on considère la vitesse de cette conquête végétale, on constate qu'elle est inégale dans le temps. Entre 1945 et 1960, la couverture végétale progresse d'environ 45% tous les 10 ans et de 2,7% entre 1960 et 1997. La majorité de la conquête végétale a donc eu lieu entre 1945 et 1968.

La situation est différente sur le versant en rive droite du Skaftafellsjökull. Entre 1945 et 1997, la couverture végétale passe de 12 à 30%. La progression est donc ici beaucoup plus réduite, mais surtout, elle ne se fait pas de manière continue. Entre 1945 et 1968, la couverture végétale réduit sensiblement, passant de 12 à 10%. Après 1968, cette tendance s'arrête, et l'on observe une augmentation de la couverture végétale, mais à un rythme beaucoup plus faible que ceux observés en bordure du Morsárjökull.

2.2.2. Végétation et évolution des versants post-PAG

La cartographie de l'évolution de la couverture végétale permet d'appréhender le rythme et le stade de stabilisation des parois déglacées depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Plusieurs conclusions peuvent être tirées des résultats présentés précédemment :

(1) la végétation relevée sur les clichés aériens et observée sur le terrain est uniquement composée de mousses. Des formations herbeuses ou buissonnantes

Paroi	Année	Surface de la paroi déglacée depuis la fin du PAG (en m ²)	Surface de la couverture végétale - mousse (en m ²)	Couverture végétale de la paroi (en %)	Évolution de la couverture végétale (en %/10 ans)
Paroi en rive droite du Morsárjökull	1945	139 594	18 476	13	-
	1960	220 587	176 713	80	+ 44,6
	1997	254 080	228 693	90	+ 2,7
Paroi en rive droite du Skaftafellsjökull	1945	104 796	12 887	12	-
	1968	125 863	13 485	10	- 0,7
	1997	127 977	38 025	30	+ 6,6

TABLEAU 23 – Évolution de la végétation entre 1945 et 1997 sur des parois déglacées depuis la fin du Petit Âge Glaciaire.

La végétation, composée uniquement de mousses, a été cartographiée à partir de photographies aériennes. Le traitement des données par le biais d'un SIG a permis de calculer les surfaces concernées et de proposer des rythmes d'évolution de la couverture végétale depuis 1945.

apparaissent de façon très ponctuelle et sur des surfaces limitées, uniquement dans les ravines. Les parois déglacées depuis le Petit Âge Glaciaire sont donc couvertes d'une végétation pionnière peu diversifiée.

(2) La végétation se développe d'abord dans les ravines caractérisées par des écoulements temporaires (petites accumulations relais de débris fins). La colonisation végétale est donc fortement corrélée à la présence d'eau de surface.

(3) Si l'on considère que le taux de couverture végétale constitue un bon témoin de stabilisation des versants, il existe de fortes disparités entre les degrés de stabilisation des parois déglacées. Alors que les parois du Skaftafellsjökull et du Morsárjökull subissent une déprise glaciaire depuis environ le même laps de temps (respectivement 1878 et 1888), leur taux de recouvrement varie du simple au triple. La paroi du Morsárjökull apparaît large-

ment stabilisée avec ses 90% de couverture végétale, tandis que la paroi du Skaftafellsjökull évolue encore largement sous l'influence de processus de démantèlement.

(4) Sur la paroi stabilisée du Morsárjökull, la majorité de la végétation s'est développée entre 1945 et 1960, le taux de recouvrement variant de 13 à 80%. La paroi s'est donc fortement stabilisée pendant cette période, c'est-à-dire entre 57 et 72 ans après le début du retrait glaciaire. Coïncidence ou non, cette période de 60-70 ans constituait déjà une valeur seuil dans l'évolution des processus de démantèlement des versants déglacés, et en particulier dans le tarissement des transferts sédimentaires.

L'étude de l'évolution de la végétation permet donc de dégager quelques tendances quant au degré de stabilisation des versants. Mais ces conclusions doivent être

nuancées, au vu de la méthode utilisée. En ce qui concerne la cartographie de la végétation d'abord, elle a été rendue difficile par la faible résolution des photographies aériennes dont nous disposons, notamment le cliché de 1997. De plus, la reconnaissance de la végétation muscinale est parfois difficile, car certaines impuretés du cliché (taches, ombres) peuvent brouiller le signal. Par ailleurs, cette cartographie, n'a pu être réalisée que sur un nombre réduit de versants, car leurs pentes, orientés vers le nord-ouest, étaient moins bien éclairés.

Les rythmes d'évolution des versants récemment déglacés ont pu être évalués à travers la mesure et la datation de dépôts de pente. Les résultats révèlent que les parois évoluent de façon extrêmement rapide. Immédiatement après le départ du glacier, des processus d'éboulisation et d'écroulement se déclenchent. Pour ces deux processus, il semble que leur activité soit maximale durant une période de 60 ans après la déprise glaciaire, avant de décroître, comme le confirme le développement d'une végétation pionnière. Ceci pourrait constituer le signe de l'efficacité de la décompression post-glaciaire. Mais, à l'échelle du versant, la production de débris n'est pas suffisante pour engendrer un réel ajustement de la pente. En revanche, les versants surmontés de hauts versants supra-glaciaires et soumis à des dynamiques linéaires présentent des taux d'accumulation en bas de paroi beaucoup plus élevés que ceux constatés sur les versants déglacés depuis le Tardiglaciaire. Cette fourniture élevée de débris aboutit à un ajustement rapide des profils de versant. Ces mesures montrent une nouvelle fois la façon dont les différents processus agissent en relais dans l'évolution des versants.

CONCLUSION

PARTIE C

LA PERTURBATION DU PETIT ÂGE GLACIAIRE

Les langues glaciaires du sud-est de l'Islande subissent toutes un retrait généralisé de leurs marges qui s'est amorcé à la fin du Petit Âge Glaciaire. Mais il existe une grande variabilité en terme de réactivité aux changements climatiques et en terme de modalité de retrait. Ainsi, les périodes de récession peuvent s'accompagner d'une libération d'eau de fonte plus ou moins importante qui modifie le fonctionnement des marges proglaciaires. Cette nouvelle configuration peut avoir un impact sur l'évolution des versants soumis à la déprise glaciaire.

L'identification des dynamiques a révélé que l'évolution actuelle des versants déglacés est commandée par l'action combinée de facteurs climatiques, topographiques et paraglaciers qui aboutit au démantèlement relativement rapide des dépôts de till et des polis glaciaires. La mesure des processus a confirmé cette tendance. Durant environ 60-70 ans après le départ du glacier, les versants sont le théâtre de dynamiques intenses qui se soldent par des transferts sédimentaires exacerbés, avant de diminuer rapidement. Mais l'impact de ces processus reste relativement restreint à l'échelle des versants. Seule la présence d'un versant supra-glaciaire soumis à des dynamiques linéaires actives permet un ajustement des profils de versant. L'organisation des relais de processus et les vitesses d'ajustement des parois déglacées dépendent donc grandement du mode du retrait glaciaire et de la configuration du versant.

CONCLUSION

L'étude menée sur la réponse des versants islandais aux fluctuations glaciaires a été réalisée en considérant deux échelles temporelles différentes : l'évolution post-Tardiglaciaire et l'évolution post-PAG des versants. Nous avons exprimé le souhait d'adopter une approche globale où la part de chaque processus participant à l'ajustement des parois serait considérée. Cette démarche s'est très vite imposée puisque dans le milieu subpolaire humide et volcanique que constitue le sud-est de l'Islande, les contrôles climatiques et lithologiques sont essentiels. La volonté de développer une approche multiscalair a été respectée. Pour chaque période d'évolution considérée, des sauts d'échelle ont été opérés en rapportant les analyses et les mesures locales des processus à l'évolution globale de la morphologie des versants. Des chaînes de processus ont ainsi été identifiées et leur efficacité relative évaluée. Les facteurs qui commandent l'évolution des versants suite à une déprise glaciaire ont ensuite été individualisés et la question de la temporalité soulevée. À chaque étape, une méthodologie adaptée a été élaborée.

BILAN DES MÉTHODES EMPLOYÉES

Les méthodes de travail ont été choisies en fonction des contraintes du terrain (sites d'étude difficiles d'accès, mission de terrain uniquement pendant la période estivale avec un effectif matériel et humain réduit) et du cadre de la thèse (travail à réaliser en trois ou quatre ans, moyens financiers réduits). Des méthodes simples, économes en temps et en argent ont donc été employées.

La reconnaissance des processus et la caractérisation de l'évolution des versants ont pu être réalisées en croisant les observations de terrain au travail informatique. Les dépôts de pente ont fait l'objet de profils topo-sédimentologiques et l'analyse digitale des photos de quadrat a permis un gain de temps sur le terrain et la multiplication des sites de mesures. La construction de Modèles Numériques de Terrain réalisés à partir des cartes topographiques de la région a été couplée à un travail de photo-interprétation. De nombreuses données de pente ont ainsi pu être acquises, mais également le calcul d'indice de couverture détritique (Ho/Hi), la mesure de la surface de bassins versants, etc. L'insertion des données au sein d'un Système d'Information Géographique a abouti à une cartographie qui a servi de base à l'élaboration d'une typologie des versants en fonction de leurs caractéristiques.

La quantification des processus a donné lieu à la mise en œuvre de méthodes originales de mesure. La complexité des amas écroulés a conduit à ne mesurer que les dix plus gros blocs pour pouvoir établir des comparaisons. Mais ce sont surtout les mesures volumétriques des débris accumulés au sein des cônes qui ont nécessité l'élaboration d'une méthode particulière. L'originalité réside dans le mode d'acquisition des données : l'utilisation du télémètre laser s'est avérée comme le choix le plus judicieux, au regard de sa précision et de sa maniabilité. Une personne seule peut réaliser les mesures, même si les temps d'acquisition peuvent être longs (environ une heure pour une trentaine de points). Les points ont ensuite été insérés dans un système à trois dimensions, leurs coordonnées étant obtenues par conversion trigonométrique des mesures de distance. Les surfaces des cônes ont été représentées sous forme de MNT et les volumes déduits. Il a fallu, pour ce faire, prendre en compte la forme de la paroi. Les mesures ont abouti à des estimations de volumes relativement précises. Il aurait été intéressant de croiser les volumes obtenus en bas de pente avec les volumes évidés sur les versants entre les ravines, mais les MNT des pentes manquaient de précision pour réaliser ce genre de comparaison.

Des méthodes de datation ont également été utilisées. La méthode lichénométrique fondée sur la théorie des valeurs extrêmes, dont l'efficacité a été confirmée dans d'autres milieux, n'avait jamais été appliquée en Islande. Elle a permis de constituer une nouvelle courbe de croissance des lichens pour le sud-est de l'Islande. Les méthodes de mesures sur le terrain sont simples et relativement rapides, mais il est nécessaire de disposer de nombreuses surfaces datées afin que les datations soient les plus précises possibles. En laboratoire, le traitement des données nécessite un lourd traitement statistique. La méthode a pu être appliquée à la datation des héritages glaciaires et a ainsi permis la reconstitution des fluctuations de plusieurs langues glaciaires depuis le Petit Âge Glaciaire. Elle a également servi à dater des écroulements rocheux, même si

les résultats ont été sujets à discussion. Les accumulations loessiques ont été datées, quant à elles, par téphrochronologie. L'application de cette méthode n'a pas été rigoureuse, essentiellement par manque de temps. Les analyses chimiques nécessaires à l'identification précise des couches de téphras n'ont pas été réalisées, induisant une grande imprécision dans les datations. Nous avons tout de même fait le choix de rapporter dans cette étude les résultats obtenus car ils soulèvent des questions intéressantes sur les rythmes d'accumulation éolienne et leur lien avec les fluctuations glaciaires.

Différentes méthodes ont donc été connectées afin de caractériser de manière la plus fine qui soit l'évolution des versants islandais. Les résultats obtenus ont permis de valider l'utilisation de tels outils. D'autres expérimentations ont eu lieu, mais n'ont pas donné de résultats exploitables. La granulométrie des échantillons de loess n'a pu être réalisée en raison de la présence d'une concrétion entourant les particules. Par ailleurs, un radar géologique (*Ground Penetrating Radar*) a été utilisé sur le terrain afin de réaliser des transects des dépôts de bas de pente. Mais l'appareil, très fragile, a rapidement été endommagé étant donné les conditions difficiles du terrain.

BILAN DES RÉSULTATS

LES FACTEURS DE CONTRÔLE DANS L'ÉVOLUTION DES VERSANTS DÉGLACÉS DEPUIS LE TARDIGLACIAIRE

L'analyse des versants de la Morsá a permis de dégager les facteurs qui commandent l'évolution des parois :

– Le facteur climatique est essentiel puisque l'action du gel apparaît comme le moteur principal du démantèlement actuel des parois rocheuses, qu'elles soient de nature basaltique, hyaloclastique ou rhyolitique. Les débris fournis s'accumulent au pied des corniches sous forme de tabliers d'éboulis. Les précipitations importantes tout au long de l'année induisent également une ambiance humide et permet l'infiltration d'eau au sein du substrat, favorisant des processus de météorisation intenses. De plus, les abats d'eau entraînent le déclenchement d'écoulements torrentiels, de coulées de débris et d'avalanches qui remobilisent le matériel accumulé sur les pentes. L'ambiance climatique humide et fraîche favorise donc des transferts sédimentaires élevés du sommet à la base des versants. Le rôle du vent peut également être évoqué car il est à l'origine d'accumulations loessiques sur les versants qui dominent le Skeiðarársandur.

– Le facteur morphostructural est un élément de différenciation de l'évolution des versants. La vigueur des pentes permet une mobilisation rapide des débris détachés des parois. La lithologie exerce un contrôle sur les vitesses de météorisation des parois. Les assises de hyaloclastites et de rhyolite se démantèlent rapidement sous l'effet du gel, tandis que les corniches de basalte résistent plus longtemps. La bonne conservation des *dykes* et la fragilisation de leur encaissant favorisent par ailleurs la formation de ravines. Les conditions sont donc réunies pour que les versants connaissent des rythmes d'évolution rapides. Ceci est confirmé par la valeur des taux de retrait de paroi estimés pour la période holocène. Compris entre 0,01 et 1,09 m.ka⁻¹, ces taux sont légèrement inférieurs aux taux maximaux enregistrés au Groenland mais correspondent à des parois basaltiques plus massives, sans intercalations d'argile.

Dans ce contexte, le rôle de l'impact de l'englacement tardiglaciaire semble réduit. Aucune grande forme de décompression n'a été relevée et l'ajustement des versants ne semble plus être sous l'influence de processus paraglaciers. 10 000 ans après le départ du glacier, les facteurs climatiques et morphostructuraux ont donc pris le pas sur l'impact de la déprise glaciaire sur les versants. Ces conclusions se démarquent de celles qui ont généralement été énoncées en milieu polaire ou alpin, où de grands écroulements sont attribués à une influence paraglacière plusieurs dizaines de milliers d'années après le départ du glacier.

Les versants de la Morsá peuvent toutefois connaître des perturbations locales par des dynamiques liées aux fluctuations mineures des glaciers. Les écoulements proglaciaires ont tendance à migrer latéralement lors des périodes d'avancées glaciaires. Ils peuvent alors participer à la destruction partielle des stocks de débris accumulés en bas de versant et perturber légèrement les transferts sédimentaires. Par ailleurs, nous avons montré la façon dont les fluctuations du Skeiðarárjökull peuvent se répercuter sur les taux d'accumulation loessique. L'hypothèse émise est assez originale puisqu'elle va à l'encontre de ce qui est généralement admis : les accumulations d'origine éolienne, dans la région de Skaftafell, sont plus importantes en période de radoucissement climatique qu'en période froide. Ce phénomène s'expliquerait par l'augmentation de la surface source de déflation et l'extension de la végétation sur les versants qui favorise le piégeage des particules.

LA RECONSTITUTION DES FLUCTUATIONS GLACIÈRES DEPUIS LA FIN DU PAG

La datation des héritages glaciaires et le recours aux données d'archive a permis d'affiner les connaissances de l'histoire glaciaire du sud-est de l'Islande depuis le Petit Âge Glaciaire. La question du calage chronologique de l'extension maximale des langues glaciaires dans le sud-est de l'Islande fait l'objet de nombreux débats. L'application des dernières avancées en lichénométrie a révélé qu'il existe une grande variabilité entre les appareils glaciaires quant à leur réactivité face aux changements climatiques. En effet, les datations de l'extension maximale de 13 langues glaciaires varient entre 1740 et 1888, soit plus d'un siècle de différence. Les conditions d'alimentation spécifiques à chaque langue et dépendantes de la configuration du Vatnajökull semblent être la cause de cette grande variabilité.

Les fluctuations des fronts de deux langues glaciaires ont été reconstituées de l'amorce de leur retrait au Petit Âge Glaciaire jusqu'à nos jours. Elles montrent que le retrait frontal n'a pas été continu et que des périodes d'avancées ont pu avoir lieu à partir des années 1960. Là encore, les temps de réactivité des langues glaciaires aux variations climatiques diffèrent et la relation entre les deux paramètres est difficile à établir. D'autres facteurs peuvent intervenir dans les rythmes de fonte des glaciers : des phénomènes de *jökulhlaups* liés au volcanisme sous-glaciaire ou la présence ou non d'une couverture morainique qui isole la glace des rayons solaires.

L'IMPACT DE LA RÉAVANCÉE DU PETIT ÂGE GLACIAIRE SUR LES VERSANTS

Les facteurs commandant l'évolution des versants récemment déglacés ont pu être dégagés. On retrouve les mêmes paramètres qui contrôlaient l'évolution des versants déglacés depuis le Tardiglaciaire, c'est-à-dire les facteurs climatiques et morphostructuraux.

Mais à cette échelle de temps, l'influence paraglacière se manifeste à travers l'impact de la décompression post-glaciaire et des écoulements proglaciaires.

La décompression post-glaciaire se manifeste par l'ouverture de réseaux de fissuration sur les polis glaciaires, par le déclenchement d'écroulements rocheux et par le développement de nombreux éboulis actifs sur les parois récemment déglacés. L'étude des blocs écroulés et des tabliers d'éboulis révèle que ces processus se déclenchent immédiatement après le départ du glacier mais que leur action diminue rapidement dans le temps. Nous avons en effet identifié une période de 60-70 ans pendant laquelle ces processus s'expriment, avant une diminution manifeste de l'activité.

L'impact de ces seuls processus n'est cependant pas suffisant pour aboutir à un réel ajustement des parois récemment déglacées après quelques décennies. La situation est différente si les parois sont dominées par de hauts versants supra-glaciaires aux dynamiques linéaires actives. Le matériel mobilisé par les écoulements torrentiels, les coulées de débris et les avalanches recouvre le bas de versant et masque l'encoche basale créée par le passage du glacier. L'efficacité des processus de transport est exacerbée par la déstabilisation qu'a pu engendrer un englacement même partiel du versant. Lorsque des écoulements proglaciaires sont présents et connectés au pied des parois, ils peuvent perturber ces transferts sédimentaires. Mais leur action est limitée à quelques années puisqu'ils sont rapidement soumis à des dynamiques d'incision.

Le retrait des fronts glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire se solde donc par une réponse extrêmement rapide des dynamiques de versant. On assiste bien là à la "crise morphologique" décrite par A. Godard (1979), exacerbée par les conditions climatiques et morphostructurales du sud-est de l'Islande.

QUESTIONNEMENTS ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Un travail de thèse amène plus d'interrogations que de réponses.

- L'évolution des versants déglacés depuis le Tardiglaciaire a été étudiée dans la vallée de la Morsá. Cette vallée peut-elle être considérée comme représentative des dynamiques de versant en Islande? L'impact des écoulements proglaciaires du Morsárjökull engendre une perturbation dans la chaîne des processus qui commande les transferts sédimentaires. La multiplication des observations et des mesures dans d'autres vallées déglacées depuis le Tardiglaciaire est nécessaire pour généraliser les résultats et tirer des conclusions réellement significatives. Mais l'exemple du terrain de la vallée de la Morsá a tout de même permis de nuancer le modèle général établi pour les systèmes paraglaciers.

- L'étude des accumulations de loess a donné des résultats intéressants. Mais la méthodologie appliquée est trop peu rigoureuse pour soutenir les hypothèses émises. L'analyse chimique des téphras devra être effectuée. L'extension des mesures à d'autres sites dans le sud de l'Islande, ainsi que des mesures locales de la direction et de la force des vents permettraient de dégager l'influence des fluctuations glaciaires sur la répartition des dépôts et sur les taux d'accumulation.

- La datation des héritages glaciaires s'est soldée par des résultats très intéressants quant à la variabilité de la réponse des appareils glaciaires aux fluctuations climatiques. Des recherches sont actuellement en cours pour déterminer les paramètres qui commandent la durée de la réponse des appareils glaciaires (article en cours de rédaction en collaboration avec E. Roussel).
- La marge nord du Vatnajökull présente des langues glaciaires beaucoup plus massives et moins individualisées. Des investigations dans la région permettraient d'évaluer l'impact d'une telle configuration glaciaire sur les versants, dans un contexte climatique plus rigoureux et plus sec.

Une question reste en suspens : quel est le rôle du hasard dans l'évolution des paysages ? Le géomorphologue a actuellement tendance à identifier et quantifier tous les paramètres possibles et imaginables pour modéliser les phénomènes terrestres. Mais il ne prend pas forcément en compte le paramètre hasardeux qui déclenche tel événement à un moment donné plutôt qu'à un autre. Même si le rôle du hasard tend à diminuer avec l'allongement du pas de temps d'étude, il ne peut être totalement écarté. Et si tout cela n'était qu'une question de coïncidences ?

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Addison K., 1987** – Debris flow during intense rainfall in Snowdonia, North Wales: a preliminary survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(5), pp. 561-566.
- Ahlmann H.W., 1938** – *Land of ice and fire*. Kegan Paul, Trench, Trubner & Co, Londres, 271 p.
- Åkerman H.J., 1984** – Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen. *Geografiska Annaler*, 66A(4), pp. 267-284.
- Alley R.B., Meese D.A., Shuman C.A., 1993** – Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362, pp. 527-529.
- Allix A., 1924** – Avalanches. *The Geographical Review*, 14, pp. 519-560.
- André M.-F., 1993** – *Les versants du Spitsberg : approche géographique des paysages polaires*. Thèse d'État, Université Paris I, Presses Universitaires de Nancy, 361 p.
- André M.-F., 1995** – Holocene climate fluctuations and geomorphic impact of extreme events in Svalbard. *Geografiska Annaler*, 77A(4), pp. 241-250.
- André M.-F., 1996** – Rock weathering rates in arctic and subarctic environments (Abisko Mts, Swedish Lapland). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 40(4), pp. 499-517.
- André M.-F., 1997** – Holocene rockwall retreat in Svalbard: a triple rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(5), pp. 423-440.
- André M.-F., 2002** – Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko-Riksgränsen area, 68° N). *Geografiska Annaler*, 84A(3-4), pp. 139-150.
- Andrews J.T., 1961** – The development of scree slopes in the English Lake District and central Quebec-Labrador. *Cahiers de Géographie du Québec*, 10, pp. 219-230.
- Andrews J.T., 2005** – Late Quaternary marine sediment studies of the Iceland shelf-paleoceanography, land/ice sheet/ocean interactions and deglaciation: a review. In Caseldine C., Russel A., Hardardóttir J., Knusen O. (éds.), *Iceland – Modern Processes and Past Environments*, Elsevier, Amsterdam, pp. 5-24.
- Andrews J.T., Hardardóttir J., Helgadóttir G., Jennings A.E., Geirsdóttir A., Sveinbjörnsdóttir A.E., Schoolfield S., Kristjánssdóttir G.B., Smith L.M., Thors K., Syvitski J.P.M., 2000** – The North and West Iceland shelf: insights into last glacial maximum ice extent and deglaciation based on acoustic stratigraphy and basal radiocarbon AMS dates. *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 619-631.

- Andrews J.T., Helgadóttir G., 2003** – Late Quaternary ice cap extent and deglaciation, Húnaflóaáall, Northwest Iceland: evidence from marine cores. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 35, pp. 218-232.
- Armstrong A., Carignan J., 1997** – *Géostatistique linéaire. Application au domaine minier*. Les Presses de l'École des Mines, Paris, 116 p.
- Arnalds O., Gísladóttir F.O., Sigurjónsson H., 2001** – Sandy deserts of Iceland: an overview. *Journal of Arid Environments*, 47(3), pp. 359-371.
- Ashwell I.Y., 1966** – Glacial control of wind and of soil erosion in Iceland. *Annals of the Association of American Geographers*, 56(3), pp. 529-540.
- Ashwell I.Y., 1972** – Dust storms in an ice desert (Iceland). *The Geographical Magazine*, 44(5), pp. 322-327.
- Augustinus P.C., 1995** – Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 14(2), pp. 87-97.
- Bagjier-Kowalska M., 2002** – The application of lichenometry in the dating of landslide-rockfall slopes in the Beskid Zywiecki Mts. Flysh Carpathians. *Czasopismo Geograficzne*, 73(3), pp. 215-230.
- Ballantyne C.K., 1986** – Landslides and slope failures in Scotland: a review. *Scottish Geographical Magazine*, 102(3), pp. 134-150.
- Ballantyne, C.K., 1991** – Holocene geomorphic activity in the mountains of the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Magazine*, 107, pp. 84-98.
- Ballantyne C.K., 1997** – Holocene rock slope failures in the Scottish Highlands. In Matthews J. (éd.), *Rapid Mass Movement as a Source of Climatic Evidence for the Holocene*, *Paläoklimaforschung*, 19, pp. 197-205.
- Ballantyne C.K., 1998** – Aeolian deposits on a Scottish mountain summit: characteristics, provenance, history and significance. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(7), pp. 625-641.
- Ballantyne C.K., 2002a** – A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene*, 12(3), pp. 371-376.
- Ballantyne C.K., 2002b** – Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), pp. 1935-2017.

- Ballantyne C.K., 2003** – Paraglacial landsystems. In Evans D.J.A. (éd.), *Glacial Landsystems*, Arnold, Londres, pp. 432-461.
- Ballantyne C.K., Benn D.I., 1994** – Paraglacial slope adjustment and resedimentation following glacier retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 26(3), pp. 255-269.
- Ballantyne C.K., Benn D.I., 1996** – Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments. In Anderson M. G., Brooks S. (éds.), *Advances in hillslope processes, Volume 2*, John Wiley and Sons, Chichester, pp. 1173-1195.
- Ballantyne C.K., Eckford J.D., 1984** – Characteristics and evolution of two relict talus slopes in Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 100, pp. 20-33.
- Ballantyne C.K., Harris C., 1994** – *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press, Cambridge, 330 p.
- Barsch D., 1977** – Eine Abschälung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 28, pp. 148-160.
- Barsch D., 1981** – Studien zur gegenwärtigen Geomorphodynamik im Bereich der Oobloyah Bay, N-Ellesmere Islande, N.W.T., Kanada. In Barsch D., King L. (éds.), *Ergebnisse des Heidelberg-Ellesmere Island-Expedition*. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 69, pp. 123-161.
- Barsch D., 1996** – *Rockglaciers: indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Springer, Berlin, 319 p.
- Beaty C.B., 1974** – Debris flows, alluvial fans, and a revitalized catastrophism. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 21, pp. 39-51.
- Becht M., 1995** – Slope erosion processes in the Alps. In Slaymaker, O. (éd.), *Steepland Geomorphology*, John Wiley and Sons, Chichester, pp. 45-61.
- Becht M., Rieger D., 1997** – Debris flows on alpine slopes (eastern Alps). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 3(1), pp. 33-42.
- Béguin M., Pumain D., 1994** – *La représentation des données géographiques*. Armand Colin, Paris, 192 p.
- Benn D. I., Evans D. J. A., 1998** – *Glaciers and glaciation*, Arnold, Londres, 734 p.

Benn D.I., Kirkbride M.P., Owen L.O., Brazier V., 2003 – Glaciated Valley Landsystems. In Evans D.J.A (éd.), *Glacial Landsystems*, Arnold, Londres, pp. 372-406.

Bernes C., 1996 – *The Nordic Arctic Environment, unspoiled. Exploited, polluted ?* The Nordic Council of Ministers, Copenhagen, 217 p.

Berti M., Genevois R., Simoni A., Tecca P.R., 1999 – Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology*, 29(3), pp. 265-274.

Bertran P., Héту B., Texier J.-P., Van Steijn H., 1997 – Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology*, 44(1), pp. 1-16.

Bertran P., Jomelli V., 2004 – Processus impliquant la neige : reptation, glissement, avalanches et coulées de slush. In Bertran P., BRGM (éds.), *Dépôts de pente continentaux : dynamique et faciès*, *Quaternaire*, Hors série n°1, Paris, pp 62-79.

Beschel R.E., 1950 – Flechten als Altersmasstab rezenten Moränen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 1, pp. 152-161.

Beylich A.A., 1999 – Hangdenudation und fluviale Prozesse in einem subarktisch-ozeanisch geprägten, permafrostfreien Periglazialgebiet mit pleistozäner Vergletscherung-Prozeßgeomorphologische Untersuchungen im Bergland der Austfirðir [Austdalur, Ost-Island]. *Berichte aus der Geowissenschaft*, Aachen, Shaker, 130 p.

Beylich A.A., 2000 – Geomorphology, sediment budget and relief development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32(4), pp. 466-477.

Biays P., 1983 – *L'Islande*. Presses Universitaires de France, coll. Que sais-je ?, 127 p.

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

Björnsson H., 1979 – Glaciers in Iceland. *Jökull*, 29, pp. 74-80.

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

Björnsson H., 1997 – Grímsvatnhlaup fyrr og nú. In Haraldsson H., (éd.), *Gos og Hlaup 1996*, Vegageðin, Reykjavík, pp. 61-77.

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

Björnsson H., Pálsson F., Flowers G. E., Magnússon M. T., 2001 – The extraordinary 1996 jökulhlaup from Grímsvötn, Vatnajökull, Iceland. *EOS American Geophysical Union Fall Meeting*, 82(47).

Blijenberg H., 1998 – *Rolling stones ? Triggering and frequency of hillslope debris flows in the Bachelard Valley, Southern French Alps*. Ph.D. Dissertation, Faculté Ruimtelijke Wetenschappen, Utrecht University, 223 p.

Bodéré J.C., 1985 – *La région côtière sud-est de l'Islande. Recherches géomorphologiques*. Thèse d'État Lettres, Université de Brest, 1827 p.

Boelhouwers J., 1993 – A discussion regarding weathering in the western Cape Mountains, South Africa : implications for Pleistocene cryoclastic debris production. *South African Geographical Journal*, 75(2), pp. 46-52.

Boelhouwers J., Duikers J.M.C., van Duffelen E.A., 1998 – Spatial, geomorphological and sedimentological aspects of recent debris flows in Du Toit's Kloof, Western Cape. *South African Journal of Geology*, 101, pp. 1-17.

Boelhouwers J., Holness S., Sumner P., 2000 – Geomorphological characteristics of small debris flows on Junior's Kop, Marion Island, maritime sub-antarctic. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, pp. 341-352.

Bougère J., 1992 – *Dynamique actuelle à l'île de la Possession (archipel de Crozet) : substitution de processus géomorphologiques*. Thèse de Doctorat, Université Nice-Sophia-Antipolis, 252 p.

Boulton G.S., 1986 – A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. In Menzies J., Rose J. (éds.), *Drumlin Symposium*, Balkema, Rotterdam, pp. 25-80.

Bovis M.J., 1982 – Uphill-facing (antislope) scarps in the coast mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), pp. 804-812.

Bovis M.J., 1990 – Rock-slope deformation at Affliction Creek, southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, pp. 243-254.

Bradwell T., 2001 – A new lichenometric dating curve for south-east Iceland. *Geografiska Annaler*, 83A(3), pp. 91-101.

Bradwell T., 2004 – Lichenometric dating in south-east Iceland – the size-frequency approach. *Geografiska Annaler*, 86A(1), pp. 31-41.

Bradwell T., Armstrong R. A., 2006 – Growth rates of *Rhizocarpon geographicum* lichens: a review with new data from Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 22(4), pp. 311-320.

Bradwell T., Dugmore A.J., Sugden D.E., 2006 – The Little Ice Age glacier maximum in Iceland and the North Atlantic Oscillation: evidence from Lambatungnajökull, southeast Iceland. *Boreas*, 35(1), pp. 61-80.

Brunstein D., 1999 – *Un système d'Information Géographique pour l'analyse d'un continuum amont-aval et des changements d'échelle dans un système fluvial. Exemple du bassin versant du Grand Morin (France)*. Thèse de Doctorat, Université Paris 1, 239 p.

Bull W.B., 2003 – Lichenometry dating of coseismic changes to a New Zealand landslide complex. *Annals of Geophysics*, 46(5), pp. 1155-1168.

Bull W.B., Brandon M.T., 1998 – Lichen dating of earthquake-generated regional rockfall events, Southern Alps, New Zealand. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110(1), pp. 60-84.

Bull W.B., King J., Kong F., Moutoux T., Phillips W.M., 1994 – Lichen dating coseismic landslide hazards in alpine mountains. *Geomorphology*, 10(1-4), pp. 253-264.

Bunte K., Abt S.R., 2001 – *Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring*. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 428 p.

Burrough P.A., McDonnell R.A., 1998 – *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press, 346 p.

Cailleux A., 1942 – *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*. Mémoires de la Société Géologique de France, Paris, 176 p.

Caine, N. 1967 – The texture of talus in Tasmania. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(3), pp. 796-803.

Caine N., 1969 – A model for alpine talus slope development by slush avalanching. *Journal of Geology*, 77, pp. 92-100.

Caine N., 1974 – The geomorphic processes of the alpine environment. In Ives J.D., Barry R.G. (éds.), *Arctic and Alpine Environments*, Methuen, Londres, pp. 721– 748.

Caseldine C.J., 1990 – A review of dating methods and their application in the development of a chronology of Holocene glacier variations in northern Iceland . In Caseldine C., Häberle T., Kugelman O., Münzer U., Stötter J., Wilhelm F. (éds.), *Gletscher und Landschaftsgeschichtliche Untersuchungen in Nordisland*. Münchener Geographische Abhandlungen, B8, pp. 59-82.

Caseldine, C., 1991 – Lichenometric dating, lichen population studies and Holocene glacial history in Tröllaskagi, northern Iceland. In Maizels J.K., Caseldine C. (éds), *Environmental change in Iceland: past and present*, Kluwer, Dordrecht, pp. 219-233.

Caseldine C., Baker A., 1998 – Frequency distribution of *Rhizocarpon geographicum* s.l., modelling, and climate variation in Tröllaskagi, Northern Island. *Arctic and Alpine Research*, 30(2), pp. 175-183.

Caseldine C., Stötter J., 1993 – “Little Ice Age” glaciation of Tröllaskagi peninsula, northern Iceland: Climatic implications for reconstructed equilibrium line altitudes (ELAs). *The Holocene*, 3(4), pp. 357-366.

Chenet M., 2006 – Les dynamiques de versant sur les marges récemment déglacées du glacier Skaftafellsjökull (sud-est de l'Islande). *Environnements Périglaciaires*, 13, pp. 35-40.

Chenet M., 2008 – Le réajustement des versants islandais en contexte de déglaciation rapide : les marges glaciaires du sud-est de l'Islande. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 85(2), pp. 171-180.

Chenet M., Le Cœur C., 2005 – The role of the outwashes in the post-glacial development of the recently deglaciated slopes of the Skaftafellsjökull (South-east Iceland). *Third Sediflux Science Meeting*, Durham, UK, December 15th-19th.

Chenet M., Roussel E., 2008 – Changement climatique et atrophie des masses glaciaires : quelles mutations pour les paysages islandais ? *ÉchoGéo*, 4 [En ligne], URL : <http://echogeo.revues.org//index1883.html>.

Chigira M., 1992 – Long-term gravitational deformation of rocks by mass creep. *Engineering Geology*, 32, pp. 157-184.

Church M., Ryder J.M., 1972 – Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), pp. 3059-3072.

Church M., Stock R.F., Ryder J.M., 1979 – Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: debris slope accumulations. *Arctic and Alpine Research*, 11(4), pp. 371-402.

Church M., Slaymaker O., 1989 – Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature*, 337, pp. 452-454.

Cook E., D'Arrigo R., Briffa K., 1998 – A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. *The Holocene*, 8(1), pp. 9–17.

Cooley D., Naveau P., Jomelli V., Rabatel A., Grancher D., 2006 – A bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry. *Environmetrics*, 17(6), pp. 555-574.

Cossart É., 2003 – L'évolution des dynamiques paraglaciaires et périglaciaires à l'échelle d'un bassin-versant alpin depuis le Petit Âge Glaciaire. L'exemple du vallon de Celse-Nière (Massif des Écrins, Hautes-Alpes). *Environnements périglaciaires*, 10, pp. 15-33.

Cossart É., 2005 – *Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation. Contribution à la compréhension du fonctionnement du système paraglaciaire.* Thèse de Doctorat, Université Paris 7, 372 p.

Cossart E., Braucher R., Fort M., Bourles D., Carcaillet J., 2008 – Slope instability in relation to glacial debuitting in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95(1-2), pp. 3-26.

Curry A. M., 1999 – Paraglacial modification of slope form. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(13), pp. 1213-1228.

Curry A.M., Morris C.J., 2004 – Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology*, 58(1-4), pp. 85-106.

Dahl R., 1967 – Post-glacial microweathering of bedrock surfaces in the Narvik district of Norway. *Geografiska Annaler*, 49A(2-4), pp. 155-166.

Decaulne A., 2001 – *Dynamiques des versants et risques naturels dans les fjords d'Islande du Nord-Ouest : l'impact géomorphologique et humain des avalanches et des debris flows.* Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 391 p.

Decaulne A., 2002 – Coulées de débris et risques naturels en Islande du Nord-Ouest. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 8(2), p. 151-163.

Decaulne A., 2005 – Slope processes and related risk appearance within the Icelandic Westfjords during the twentieth century. *Natural Hazards and Earth Science Systems*, 5, pp. 309-318.

Decaulne A., Sæmundsson Þ., 2003 – Debris-flow characteristics in the Gleidarhjalli area, northwestern Iceland. In Rickenman D., Chen C.I. (éds.), *Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Millpress, Rotterdam, pp. 1107-1118.

Decaulne A., Sæmundsson Þ., Petursson O., 2005 – Debris flows triggered by rapid snowmelt in the Gleidarhjalli area, northwestern Iceland. *Geografiska Annaler*, 87A(4), pp. 487-500.

Decaulne A., Sæmundsson Þ., 2006a – Geomorphic evidence for present-day snow-avalanche and debris-flow impact in the Icelandic Westfjords. *Geomorphology*, 80(1-2), pp. 80-93.

Decaulne A., Sæmundsson Þ., 2006b – Meteorological conditions during slush-flow release and their geomorphological impact in Northwestern Iceland: a case study from the Bíldudalur Valley. *Geografiska Annaler*, 88A(3), pp. 187-197.

Decaulne A., Sæmundsson Þ., 2007 – Spatial and temporal diversity for debris-flow meteorological control in subarctic oceanic periglacial environments in Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(13), pp. 1971-1983.

Decaulne A., Sæmundsson Þ., Jónsson H.P., Sandberg O., 2007 – Changes in deposition on a colluvial fan during the upper Holocene in the Tindastóll Mountain, Skagafjörður district, North Iceland - Preliminary results. *Geografiska Annaler*, 89A(1), pp. 51-63.

De Freitas M.H., Watters R.J., 1973 – Some field examples of toppling failure. *Geotechnique*, 23, pp. 495-514.

Deline P., 2002 – *Etude géomorphologique des interactions écroulements rocheux/glaciers dans la haute montagne alpine (versant sud-est du massif du Mont-Blanc).* Thèse de Doctorat de Géographie, Université de Savoie, Chambéry, 365 p.

Douglas G.R., 1980 – Magnitude frequency study of rockfall in Co. Antrim, Northern Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5, pp. 123-129.

Dowdeswell J., Hagen J., Björnsson H., Glazovsk, A., Harrison W., Holmlund P., Jania J., Koerner R., Lefauconnier B., Ommeney C., Thomas R., 1997 – The mass-balance of circum-Arctic glaciers and recent climatic change. *Quaternary Research*, 48(1), pp. 1-14.

Dürr E., 1970 – Kalkalpine Sturzhalde und Sturzschuttbildung in den westlichen Dolomiten. *Tübinger Geographische Studien*, 37, 120 p.

Einarsson T., 1961 – *Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Klimageschichte Islands.* Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Universität zu Köln, 52 p.

Einarsson T., 1963 – Pollen analytical studies on the vegetation and climate history of Iceland in Late and Postglacial times. In Löve A., Löve D. (éds.), *North Atlantic Biota and Their History*, Pergamon Press, Oxford, pp. 355-365.

Einarsson T., 1968 – *Jarðfræði, saga bergs og lands.* Mál og menning, Reykjavík, 335 p.

Einarsson, M.Á., 1976 – *Veðurfar á Íslandi.* Reykjavík. Iðunn, 150 p.

Einarsson M.A., 1984 – Climate in Iceland. In van Loon H. (éd.), *World survey of climatology. Vol. 15: climate of the oceans*, Elsevier, Amsterdam, pp. 673-697.

Einarsson T., 1986 – Tephrochronology. In Berglund B.E. (éd.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 329-342.

Einarsson T., 1994 – *Myndun og mótun lands, Jaröfræði*. Mál og menning, Reykjavík, 301 p.

Einarsson P., Brandsdóttir B., Guðmundsson M.T., Björnsson H., Grönvold K., 1997 – Center of the Iceland hotspot experiences volcanic unrest. *EOS, Trans. American Geophysical Union*, 78, pp. 368-375.

Étienne S., 2001 – *Les processus de météorisation des surfaces volcaniques en Islande – approche épistémologique de la géomorphologie des milieux froids*. Thèse de Doctorat, Université Paris I, 477 p.

Étienne S., 2002 – The role of biological weathering in periglacial areas: a study of weathering rinds in south Iceland. *Geomorphology*, 47(1), pp. 75-86.

Étienne S., 2003 – Le Sud de l'Islande : un univers minéral sous la dépendance des microorganismes? *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 4, pp. 401-406.

Étienne S., André M.-F., 2003 – La variabilité de la hiérarchie des processus de météorisation à travers les bilans météoriques de divers milieux périglaciaires nord-atlantique (Islande, Labrador, Laponie, Spitsberg). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 9(3), pp. 177-190.

Étienne S., 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(7), pp. 737-748.

Étienne S., Mercier D., Voltaire O., 2006 – Paraglacial evolution of Conway glacier complex foreland, Northwestern Spitsbergen, Svalbard. *Fourth ESF SEDIFLUX Science Meeting*, Trondheim, Norway, 29 oct.-2 nov.

Étienne S., Mercier D., 2008 – Reconstitution de l'histoire paraglaciale d'une marge glaciaire face aux changements climatiques : le cas du glacier Baron au Spitsberg. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 85(2), pp. 199-208.

Evans D.J.A., Archer S., Wilson D.J.H., 1999 – A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 18(1), pp. 13-41.

Evans D.J.A., Twigg D.R., 2002 – The active temperate glacial landsystem : a model based on Breiðamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 21(20-22), pp. 2143-2177.

Evans S.G., Clague J.J., 1994 – Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 10(1-4), pp. 107-128.

Fahey B.D., Lefebvre T.H., 1988 – The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara Escarpment on Bruce Peninsula, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13(4), pp. 293-304.

Francou B., 1982 – Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *Revue de Géographie Alpine*, 70, pp. 279-300.

Francou B., 1988 – *L'éboulisation en haute montagne – Andes et Alpes (Six contributions à l'étude du système cornice-éboulis en milieu périglaciaire)*. Thèse d'État, Université de Paris 7, 2 vol., 696 p.

Francou B., Héty B., 1989 – Éboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "régionalisation du périglaciaire"*, fasc. XIV, pp. 11-69.

Francou B., Manté C., 1990 – Analysis of the segmentation on the profile of alpine talus slopes. *Permafrost periglacial processes*, 1(1), pp. 53-60.

Frich P., Brandt E., 1985 – Holocene talus accumulation rates, and their influence on rock glacier growth. A case study from Igpiq, Disko, West Greenland. *Geografisk Tidsskrift*, 85, pp. 32-43.

Galibert G., 1965 – *La haute montagne alpine L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison (à l'exception des montagnes désertiques)*. Imprimerie Boisseau, Toulouse.

Gardner J.S., 1970 – Rockfall a geomorphic process in high mountain terrain. *Albertan Geographer*, 6, pp. 15-20.

Gardner J.S., 1977 – High magnitude rockfall-rockslide frequency and geomorphic significance in the Highwood Pass area, Alberta. *Great Plains-Rocky Mountains Geographical Journal*, 6, pp. 228-238.

Gardner J.S., 1980 – Frequency, magnitude and spatial distribution of mountain rockfalls and rockslides in the Highwood Pass area, Alberta, Canada. In Coates D.R., Vitek J.D. (éds.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen and Unwin, London, pp. 267-295.

Gardner J.S., 1982 – Alpine mass wasting in contemporary time: some examples from the Canadian Rocky Mountains. In Thorn C.E. (éd.), *Space and Time in Geomorphology*, Allen and Unwin, London, pp. 171-192.

- Gardner J.S., 1983** – Rockfall frequency and distribution in the Highwood Pass Area, Canadian Rocky Mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 27(3), pp. 311-324.
- Geirsdóttir Á., Miller G.H., Andrews J.T., 2007** – Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland. *Journal of Geodynamics*, 43(1), pp. 170-186.
- Gerrard J., 1985** – Soil erosion and landscape stability in southern Iceland: a tephrochronological approach. In Richards K.S., Arnett R.R., Ellis S. (éds.), *Geomorphology and soils*, George Allen and Unwin, Londres, pp. 78-95.
- Gerrard J., 1991** – An assessment of some of the factors involved in recent landscape change in Iceland. In Maizels J.K., Caseldine C. (éds.), *Environmental change in Iceland: past and present*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 237-253.
- Gerst M., 2000** – *Hangformung durch Lawinen und Steinschlag in den nördlichen Kalkalpen*. Diploma Thesis, LMU, München.
- Godard A., 1979** – Reconnaissance dans l'extrémité nord du Labrador et du Nouveau Québec, contribution à l'étude géomorphologique des socles en milieux froids. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 4, pp. 125-142.
- Godard A., Tabeaud M., 1996** – *Les climats, mécanismes et répartition*. Armand Colin, Paris, 191 p.
- Gordon J.E., Sharp M., 1983** – Lichenometry in dating recent landforms and deposits, southeast Iceland. *Boreas*, 12(3), pp. 191-200.
- Graf W.L., 1970** – The geomorphology of the glacial valley cross section. *Arctic and Alpine Research*, 2(4), pp. 303-312.
- Gray J.T., 1972** – Debris accretion on talus slopes in the central Yukon Territory. In Slaymaker H.O., McPherson H.J. (éds.), *Mountain Geomorphology*, Tantalus Press, Vancouver, pp. 75-84.
- Gray J.T., 1973** – Geomorphic effects of avalanches and rock-falls on steep mountain slopes in the central Yukon Territory. In Fahey B.D., Thomson R.D. (éds.), *Research in polar and alpine geomorphology*, Geo-Abstracts, Norwich, pp. 107-117.
- Grove J. M., 1988** – *The little ice age*. Methuen, Londres, 489 p.
- Guðmundsson H.J., 1997** – A review of the Holocene environmental history of Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 16, pp. 81-92.
- Guðmundsson H.J., 1998** – Holocene glacier fluctuations of the Eiríksjökull ice cap, westcentral Iceland. *Jökull*, 46, pp. 17-28.

Guðmundsson A.T., Kjartansson H., 1984 – *Guide to the Geology of Iceland*. Bókaútgáfan örn og örlygur HF., Reykjavík, 88 p.

Guilcher A., 1980 – Observations géomorphologiques sur des littoraux subarctiques de la pointe nord de l'Île Sakhaline (Extrême-Orient soviétique). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 24, pp. 101-115.

Häberle, T., 1991 – Holocene glacial history of the Hörgárdalur area, Tröllaskagi, northern Iceland. In Maizels J.K., Caseldine C. (éds.), *Environmental change in Iceland: Past and present*, Kluwer, Dordrecht, pp. 193-202.

Hafliðason H., Sejrup H.P., Klitgaard D., Johnsen S., 1995 – Coupled response of the late glacial climatic shifts of NW-Europe reflected in Greenland ice cores: evidence from the northern North Sea. *Geology*, 23, pp. 1059-1062.

Hafliðason H., Eiriksson J., Kreveld S.V., 2000 – The tephrochronology of Iceland and the North Atlantic region during the Middle and the Late Quaternary: a review. *Journal of Quaternary Science*, 15(1), p. 3-22.

Harbor J., Warburton J., 1992 – Glaciation and denudation rates. *Nature*, 356, p. 751.

Harbor J.M., Wheeler D.A., 1992 – On the mathematical description of glaciated valley cross sections. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(5), pp. 477-485.

Hemond C., Arndt N.T., Lichtenstein U., Hofmann A.W., Oskarsson N., Steinthórsson S., 1993 – The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints. *Journal of Geophysical Research*, 98, p. 15 833-15 850.

Henderson E., 1819 – *Iceland, or the journal of a residence in that island during the years 1814-1815*. Oliphant, Waugh and Innes, Edinburgh, 412 p.

Hétu B., Vandelac P., 1989 – La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), pp. 389-406.

Hietaranta J., Liira T., 1995 – Lichenometry: dating the weathering processes in the Kevojoki river valley, Northern Finland. *Publications-Institute Geographici Universitatis Turkuensis*, 147, pp. 111-121.

Hinchliffe S., Ballantyne C.K., 1999 – Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. *Scottish Geographical Journal*, 115, pp. 53-70.

Hjartarson Á., Ingólfsson Ó., 1988 – Preboreal glaciation of Southern Iceland. *Jökull*, 38, pp. 1-16.

- Hjort C., Ingólfsson O., Norðdahl H., 1985 – Late Quaternary geology and glacial history of Hornstrandir. Northwest Iceland: a reconnaissance study. *Jökull*, 35, pp. 9-29.
- Holmes G., 1984 – *Rock-slope Failure in Parts of the Scottish Highlands*. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Edinburgh, 267 p.
- Hoppe G., 1982 – The extent of the last inland ice sheet of Iceland. *Jökull*, 32, pp. 3-11.
- Hubbard A., Sugden D., Dugmore A., Norðdahl H., Pétursson H., 2006 – A modelling insight into the Icelandic Last Glacial Maximum ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), pp. 2283-2296.
- Humlum O., 1992 – Observations on rock moisture variability in gneiss and basalt under natural Arctic conditions. *Geografiska Annaler*, 74A(2-3), pp. 197-205.
- Humlum O., 2000 – The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35, pp. 41-67.
- Humlum O., 2002 – Modelling late 20th-century precipitation in Nordenskiöld Land, Svalbard, by geomorphic means. *Norwegian Journal of Geography*, 56, pp. 96-103.
- Hungr O., Evans S.G., Hazzard J., 1999 – Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 36(2), pp. 224-238.
- Ingólfsson Ó., 1988 – Glacial history of the lower Borgarfjörður area, western Iceland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 110, pp. 293-309.
- Ingólfsson Ó., 1991 – A review of the Late Weichselian and Early Holocene glacial and environmental history of Iceland. In Maizels J.K., Caseldine C. (éds.), *Environmental change in Iceland: past and present*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 13-29.
- Ingólfsson Ó., Norðdahl H., 1994 – A review of the environmental history of Iceland, 13,000-9000 yr BP. *Journal of Quaternary Science*, 9(2), pp. 147-150.
- Ingólfsson Ó., Norðdahl H., 2001 – High Relative Sea Level during the Bölling Interstadial in Western Iceland: a Reflection of Ice-sheet Collapse and Extremely Rapid Glacial Unloading. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 33(2), pp. 231-243.
- Ingólfsson Ó., Björck S., Hafliðason H., Rundgren M., 1997 – Glacial and climatic changes on Iceland reflecting regional North Atlantic environmental changes during the Pleistocene-Holocene transition. *Quaternary Science Reviews*, 16(10), pp. 1135-1144.

Innes J., 1983 – Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7(4), pp. 469-501.

IUGG (CCS) – UNEP – UNESCO, 2005 – *Fluctuations of Glaciers 1995-2000, Volume VIII*. World Glacier Monitoring Service, Zurich.

Jäckli H., 1957 – Gegenwartsgeologie des Bündnerischen Rhein-gebietes. *Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz*, Geotechnische Serie, 36.

Jacksch K., 1970 – Beobachtungen in den Gletschervorfeldern des Solheima- und Sidu-jökull in sommer 1970. *Jökull*, 20, pp. 45-49.

Jacksch K., 1975 – Das Gletschervorfeld des Solheimajökull. *Jökull*, 25, pp. 34-38.

Jackson M.G., Oskarsson N., Trønnes R.G., McManus J.F., Oppo D.W., Grönvold K., Hart S.R., Sachs J.P., 2005 – Holocene loess deposition in Iceland: Evidence for millennial-scale atmosphere-ocean coupling in the North Atlantic. *Geological Society of America*, 33 (6), pp. 509-512.

Jahn A., 1976 – Contemporaneous geomorphological processes in Longyeardalen, Vest-Spitsbergen (Svalbard). *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, pp. 253-268.

Jarman D., Ballantyne C.K., 2002 – Beinn Fhada, Kintail : an example of large-scale paraglacial rock slope deformation. *Scottish Geographical Journal*, 118, pp. 59-68.

Jennings A., Weiner N., 1996 – Environmental change in eastern Greenland during the last 1400 years: evidence from foraminifera and lithofacies in Nansen Fjord, 681N. *The Holocene*, 6(2), pp. 179-191.

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

Jóhannesson T., 2002 – The initiation of the 1996 jökulhlaup from Lake Grímsvötn, Vatnajökull, Iceland. *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods* (Proceedings of a symposium held at Reykjavik, Iceland, July 2000), IAHS Publ. no. 271.

Jóhannesson T., Sigurðsson O., 1998 – Interpretation of glacier variations in Iceland 1930-1995. *Jökull*, 45, pp. 27-33.

Jóhannesson T., Raymond C., Waddington E., 1989 – Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology*, 35, pp. 355-369.

Johnson P.G., 1984 – Paraglacial conditions of instability and mass movement: a discussion. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 28, pp. 235-250.

- Johnson P.G., 1995** – Debris transfer and sedimentary environments: alpine glaciated areas. In Slaymaker O. (éd.), *Steepland Geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 27–44.
- Jomelli V., 1997** – *Géodynamique des dépôts d'avalanches : analyses morphométriques et sédimentologiques*. Thèse de doctorat, Université de Paris 7, 252 p.
- Jomelli V., 1999** – Dépôts d'avalanches dans les Alpes Françaises : géométrie, sédimentologie et géodynamique depuis le Petit Âge Glaciaire. *Géographie Physique et Quaternaire*, 53(2), pp.199-209.
- Jomelli V., Francou B., 2000** – Comparing the characteristics of rockfalls talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach (Massif des Ecrins, French Alps). *Geomorphology*, 35(3-4), pp. 181-192.
- Jomelli V., Naveau P., Cooley D., Grancher D., 2004** – Lichénométrie : une nouvelle méthode basée sur la théorie des valeurs extrêmes. *Environnements périglaciaires*, 11, pp. 78-82.
- Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D., Brunstein D., 2007** – Assessment study of lichenometric methods for dating surface. *Geomorphology*, 86(1-2), pp. 131-143.
- Jónsson H., 1905** – Vegetationen i Syd-Island. *Bot. Tidsskr.*, 27, pp. 1-82.
- Jónsson T., Garðarsson H., 2001** – Early Instrumental Meteorological Observations in Iceland. *Climatic Change*, 48, pp. 169-187.
- Jull M., McKenzie D., 1996** – The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland. *Journal of Geophysical Research*, 101(B10), pp. 21815–21828.
- Kieffer G., Lautridou J.-P., 1971** – Essai de gel sur des roches volcaniques du Massif central. *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, 9, pp. 27-52.
- Kirkbride M.P., 2002** – Icelandic climate and glacier fluctuations through the termination of the “Little Ice Age”. *Polar Geography*, 26(2), pp. 116-133.
- Kirkbride M.P., Dugmore A.J., 2001** – Can lichenometry be used to date the Little Ice Age glacial maximum in Iceland ? *Climatic Change*, 48, pp. 151-167.
- Kirkbride M.P., Dugmore A. J., 2006** – Responses of mountain ice caps in central Iceland to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 25(13-14), pp. 1692–1707.
- Kirkby M.J., Statham I., 1975** – Surface stone movement and scree formation. *Journal of Geology*, 83, pp. 349-362.

- Kjaran B., 1969** – *Skaftafell, Þingvellir*. Bókaútgáfan örn og örlygur, Reykjavík, 99 p.
- Kjartansson G., 1967** – The Steinholtslaup, central-south Iceland on January 15th, 1967. *Jökull*, 17, pp. 249–262.
- Kotarba A., 1972** – Comparison of physical weathering and chemical denudation in the Polish Tatra Mountains. In Macar P., Pissart A. (éds.), *Processus Périglaciaires, Études sur le Terrain*, Université Liège, Liège, pp. 205–216.
- Kotarba A., 1976** – Morphodynamic characteristics of debris slopes in calcareous West Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica*, 10, pp. 63-77.
- Kotarba A., 1992** – High-energy geomorphic events in the Polish Tatra Mountains. *Geografiska Annaler*, 74A(2-3), pp. 123-131.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemien K., 1987** – *High-mountain Denudation System of the Polish Tatra Mountains*. Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization, Wrocław.
- Krautblatter M., 2003** – *The impact of rainfall intensity and other external factors on primary and secondary rockfall (Reintal, Bavarian Alps)*. Thesis, University of Erlangen-Nuremberg (Germany), Department of Geography.
- Krautblatter M., Dikau R., 2007** – Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply. *Geografiska Annaler*, 89A(1), pp. 21-40.
- Kristjansdóttir G.B., 1997** – *Jardfræðileg ummerki eftir snjoflod i botni Dyrafjardar*. BS Thesis, Département de Géologie et de Géographie, Université d'Islande (en islandais).
- Kruger J., 1993** – Moraine ridge formation along a stationary ice front in Iceland. *Boreas*, 22(2), pp. 101–109.
- Kugelman O., 1991** – Dating recent glacier advances in the Svarfadaralur/Skídadalur area of northern Iceland by means of a new lichen curve. In Caseldine C.J., Maizels J., (éds.), *Environmental Changes in Iceland: Past and Present*, Kluwer, Dordrecht, pp. 203–217.
- Larsen G., 1979** – Um aldur Eldgjáhrauna (Tephrochronological dating of the Eldgjá lavas in S-Iceland). *Náttúrufræðingurinn*, 49, pp. 1–25.
- Larsen G., 1984** – Recent volcanic history of the Veidivötn fissure swarm, southern Iceland – an approach to volcanic risk assessment. *Journal of volcanology and geothermal research*, 22, pp. 33–58.

Larsen G., 2005 – Explosive Volcanism in Iceland: Three Examples of Hydromagmatic Basaltic Eruptions on long Volcanic Fissures within the past 1200 Years. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7.

Larsen G., Newton A.J., Dugmore A.J., Vilmundardóttir E.G., 2001 – Geochemistry, dispersal, volumes and chronology of Holocene silicic tephra layers from the Katla volcanic system, Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 16(2), pp. 119–132.

Larsson S., 1982 – Geomorphological effects on the slopes of Longyear valley, Spitsbergen, after a heavy rainstorm in July 1972. *Geografiska Annaler*, 64A(3-4), pp. 105-125.

Lindroth C.H., 1965 – *Skaftafell, Iceland, a living glacial refugium*. Munskgaard – Copenhagen, 142 p.

Loring J.A., 2002 – *The extent, distribution and provenance of aeolian sand deposits on Mynydd Du, south Wales*. Unpublished BSc Thesis, University of Hertfordshire.

Luckman B.H., 1971 – The role of snow avalanches in the evolution of alpine talus slopes. In Brunson D. (éd.), *Slopes: Form and Process*, Institut of British Geographers Special Publication, 3, pp. 93-110.

Luckman B.H., 1972 – Some observations on the erosion of talus slopes by snow avalanches in Surprise Valley, Jasper National Park, Canada. In Slaymaker H.O., McPherson H.J. (éds.), *Mountain geomorphology*, Tantalus, Vancouver, pp. 85-92.

Luckman B.H., 1976 – Rockfalls and rockfall inventory data ; some observations from the Surprise Valley, Jasper National Park, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1, pp. 287-298.

Luckman B.H., 1977 – The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Annaler*, 59A(1-2), pp. 31-48.

Luckman B.H., 1978 – The geomorphic activity of snow avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research*, 10(2), pp. 261-276.

Luckman B.H., 1981 – The geomorphology of the Alberta Rocky Mountains – a review and commentary. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 37, pp. 91–119.

Luckman B.H., Fiske C.J., 1995 – Estimating long-term rockfall accretion rates by lichenometry. In Slaymaker O. (Éd.), *Steepland Geomorphology*, Wiley, New York, pp. 233–255.

Luckman B.H., Fiske C.J., 1997 – Holocene development of coarsedebriis landforms in the Canadian Rocky Mountains. *Paläoklimaforschung*, 19, pp. 283–297.

Mackintosh A.N., Dugmore A.J., Hubbard A.L., 2002 – Holocene climatic changes in Iceland: evidence from modelling glacier length fluctuations at Sólheimajökull. *Quaternary International*, 91, pp. 39-52.

Maclennan J., Jull M., McKenzie D., Slater L., Gronvold K., 2002 – Link between volcanism and deglaciation in Iceland. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(11), 1062.

Mahr T., 1977 – Deep-reaching gravitational deformations of high-mountain slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geologists*, 16, pp. 121-127.

Maizels J.K., Dugmore A.J., 1985 – Lichenometric dating and tephrochronology of sandur deposits, Solheimajökull area, southern Iceland. *Jökull*, 35, pp. 69-77.

Malaurie J., 1968 – *Thèmes de recherche géomorphologique dans le nord-ouest du Groenland*. Mémoires et Documents du CNRS, Paris, 495 pp.

Manley G., 1974 – Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100(425), pp. 389–405.

Marion J., Filion L., Héту B., 1995 – The Holocene development of a debris slope in subarctic Québec, Canada. *The Holocene*, 5(4), pp. 409–419.

Marren P.M., 2002 – Glacier margin fluctuations, Skaftafellsjökull, Iceland: implications for sandur evolution. *Boreas*, 31(1), pp. 75-81.

Martini A., 1967 – Preliminary experimental studies in frost weathering. *Biuletin Peryglacjalny*, 16, pp. 147-194.

Matsuoka N., 1990 – The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15(1), pp. 73-90.

Matsuoka N., 2001 – Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(6), pp. 601–614.

Matsuoka N., Sakai H., 1999 – Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 28(3), pp. 309–328.

Matthews J.A., 1992 – *The Ecology of Recently Deglaciated Terrain: A Geo-ecological Approach to Glacier Forelands and Primary Succession*. Cambridge University Press, Cambridge, 386 p.

McCalpin J.P., Zuciewicz W., Allen Jones L.C., 1993 – Sedimentology of fault-scarp-derived colluvium from the 1983 Borah Peak rupture, Central Idaho. *Journal of Sedimentary Petrology*, 93, pp. 120-130.

McCarroll D., Shakesby R.A., Matthews J.A., 1998 – Spatial and temporal pattern of Late Holocene rockfall activity on a norwegian talus slope: a lichenometric and simulation-modelling approach. *Arctic and Alpine Research*, 30(1), pp. 51-60.

McCarroll D., Shakesby R.A., Matthews J.A., 2001 – Enhanced rockfall activity during the Little Ice Age: further lichenometric evidence from a Norwegian talus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(2), pp. 157- 164.

McClung D., Schaerer P., 1993 – *The Avalanche Handbook*. The Mountaineers, Seattle, 271 p.

McKinzey K.A., Orwin J.F., Bradwell T., 2004 – Re-dating the moraines at Skálafellsjökull and Heinabergsjökull using different lichenometrics methods : implications for the timing of the Icelandic Little Ice Age maximum. *Geografiska Annaler*, 86A(4), pp. 319-335.

McSaveney E.R., 1971 – The surficial fabric of rockfall talus. In Coates D.R. (éd.), *Quantitative Geomorphology: some aspects and application*, S.U.N.Y, Annual Geomorphology Symposium, pp. 181-198.

Meese D., Gow A., Grootes P., Mayewski P., Ram M., Stuiver M., Taylor K., Waddington E., Zeilinski G., 1994 – The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene. *Science*, 266(5191), pp. 1680-1682.

Meierding T.C., 1982 – Late Pleistocene equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18, pp. 289-310.

Mercier D., 2001 – *Le ruissellement au Spitsberg*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 278 p.

Mercier D., 2002 – La dynamique paraglaciale des versants du Svalbard. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46 (2), pp. 203-222.

Mercier D. 2003 – Glaciaire, paraglaciale, périglaciaire : relais et combinaison de processus. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 4, pp. 349-354.

Mercier D., 2007 – Le paraglaciale : évolution d'un concept. In André M.-F., Étienne S., Lageat Y., Le Cœur C., Mercier D. (éds.), *Du bassin versant au continent : théorie et pratiques en géographie physique, Hommage à Alain Godard*, Clermont-Ferrand, Presses universitaires Blaise Pascal, Collection Nature & Sociétés, 4, pp. 341-353.

Mysak L., Venegas S., 1998 – Decadal climate oscillations in the Arctic: a new feedback loop for atmospheric-ice-ocean interactions. *Geophysical Research Letters*, 25(19), pp. 3607-3610.

Naveau P., Jomelli V., Cooley D., Grancher D., Rabatel A., 2007 – Modelling uncertainties in lichenometry studies with an application: The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 39(2), pp. 277-285.

Neboit-Guilhot R., Valadas B., Lageat Y., 1990 – Dynamique rapide et modelé des versants supra-forestiers des hautes Tatra polonaises. *Revue de Géographie Alpine*, LXXVIII, pp. 256-280.

Nesje A., Øyvind L., Dahl S.O., 2000 – Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15(6), pp. 587-601.

Norðdahl H., 1991a – Late Weischelian and early Holocene deglaciation history of Iceland. *Jökull*, 40, pp. 27-48.

Norðdahl H., 1991b – A review of the glaciation maximum concept and the deglaciation of Eyjafjörður, North Iceland. In Maizels J.K., Caseldine C. (éds.), *Environmental Change in Iceland: Past and Present*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 31-47.

Norðdahl H., Hafliðason H., 1992 – The Skógar tephra, a Younger Dryas marker in North Iceland. *Boreas*, 21(1), pp. 23-41.

Norðdahl H., Hjort C., 1995 – Late glacial raised beaches and glacier recession in the Thistilfjörður-Bakkaflói area, northeast Iceland. *Jökull*, 43, pp. 33-44.

Norðdahl H., Pétursson H., 2005 – Relative sea-level changes in Iceland : new aspect of the Weichselian deglaciation of Iceland. In Caseldine C., Russel A., Hardardóttir J., Knusen O., (éds.), *Iceland – Modern Processes and Past Environments*, Elsevier, Amsterdam, pp. 25-78.

Nyberg R., 1985 – *Debris flows and slush avalanches in northern Swedish Lapland, distribution and geomorphological significance*. PhD Thesis, University of Lund, Sweden, 222 p.

Nyberg R., 1989 – Observations of slushflows and their geomorphological effects in the Swedish mountain area. *Geografiska Annaler*, 71A(3-4), pp. 185-198.

Nyberg R., 1991 – Geomorphic processes at snowpatch sites in the Abisko Mountains, northern Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 35(3), pp. 321-343.

O'Brian S., Mayewski P., Meeker L., Meese D., Twickler M., Whitlow S., 1995 – Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science*, 270(5244), pp. 1962-1964.

- Ogilvie A.E.J., 1986** – The climate of Iceland, 1701-1784. *Jökull*, 36, pp. 57-73.
- Ogilvie A.E.J., 1992** – Documentary evidence for changes in the climate AD 1500–1800. In Bradley R., Jones P. (éds.), *Climate Since AD 1500*, Routledge, Londres, pp. 92–117.
- Olyphant G.A., 1983** – Analysis of the factors controlling cliff burial by talus within Blanca Massif, southern Colorado, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 15(1), pp. 65–75.
- Orwin J.F., Smart C.C., 2004** – The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of Small River Glacier, Canada. *Geomorphology*, 58(1-4), pp. 175-202.
- Pagney P., 1994** – *Les climats de la terre*. Masson, Paris, deuxième édition, 166 p.
- Palacios D., 1998** – Natural hazards in relation to present stratovolcano deglaciation: Popocatepetl and Citlaltepétl, Mexico. In Kalvoda J., Rosenfeld C.L. (éds.), *Geomorphological Hazards in HighMounta in Areas*, Kluwer, Dordrecht, pp. 177–209.
- Palacios D., de Marcos J., 1998** – Glacial retreat and its geomorphological effects on Mexico's active volcanoes, 1994–1995. *Journal of Glaciology*, 44(146), pp. 63–67.
- Parker D.E., Legg T.P., Folland C.K., 1992** – A new daily Central England Temperature Series, 1772–1991. *International Journal of Climatology*, 12(4), pp. 317–342.
- Paterson W.S.B., 1981** – *The physics of glaciers*. Pergamon Press, 2nd edition, 380 p.
- Perret S., Stoffel M., Kienholz H., 2006** – Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps – a dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74(1-4), pp. 219-231.
- Pierson T.C., 1980** – Erosion and deposition by debris flows at Mt Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes*, 5, pp. 227-247.
- 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 XVII*, 56, pp. 62-67.
- Pohjola V. A., Rogers J.C., 1997** – Atmospheric circulation and variations in Scandinavian glacier mass balance. *Quaternary Research*, 47(1), pp. 29-36.
- Poser A., 1954** – Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillentaler Alpen). *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 15, pp. 125-180.

- Preusser H., 1976** – *The landscapes of Iceland: types and regions*. Norwell, The Hague, 363 p.
- Price R.J., 1970** – Moraines at Fjallsjökull, Iceland. *Arctic and Alpine Research*, 2(1), pp. 27–42.
- Prick A., 2003** – La désagrégation des roches et les chutes de pierres en milieu de montagne polaire (longyearbyen, Spitsberg). *Bulletin de l'association de géographes français*, 80(1), pp. 73-85.
- Radbruch-Hall D.H., 1978** – Gravitational creep of rock masses on slopes. In Voight B. (éd.), *Rockslides and avalanches, Volume 1: Natural phenomena*, Elsevier, Amsterdam, pp. 607-657.
- Rapp A., 1957** – Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1, pp. 179-200.
- Rapp A., 1959** – Avalanche boulder tongues in Lappland. *Geografiska Annaler*, 41(1), pp. 34-48.
- Rapp A., 1960a** – Talus slopes and mountain walls at Templefjordur, Spitzbergen. *Skrifter Norsk Polarinstitut*, 119, pp. 1-96.
- Rapp A., 1960b** – Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42 (2-3), pp. 71-200.
- Rapp A., 1960c** – *Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia*. Thèse, Meddelanden Uppsala Universitets Geografiska Institution, 158A, 200 p.
- Rapp A., 1987** – Extreme weather situations causing mountain debris flows. *UNGI-rapport*, Uppsala Universitets Naturgeografiska Institution, 65, pp. 171-181.
- Rapp A., 1995** – Case studies of geoprocesses and environmental change in mountains of northern Sweden. *Geografiska Annaler*, 77A(4), pp. 189-198.
- Rapp A., Åkerman H.J., 1993** – Slope processes and climate in the Abisko Mountains, northern Sweden. *Paläoklimaforschung*, 11, pp. 163–177.
- Rapp A., Nyberg R., 1981** – Alpine debris flows in northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 63A(3-4), pp. 183-196.
- Reimnitz E., Maurer D.K., 1979** – Eolian sand deflation, a cause for gravel barrier islands in Arctic Alaska ? *Geology*, 7(10), pp. 507-510.

Richter E., 1901 – *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen*. Petermanns Geographische Mitteilungen Ergänzungshefte, 132 p.

Robert C., 2006 – *Le choix bayésien : principe et pratique*. Springer, 637 p.

Rosser N.J., Petley D.N., Lim M., Dunning S.A., Allison R.J., 2005 – Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38(4), pp. 363-375.

Roussel E., 2005 – L'évolution morphologique récente du réseau hydrographique sur les marges des glaciers Lovén, presqu'île de Brøgger (Spitsberg, 79° N). *Norvège*, 194, pp. 85-96.

Roussel E., 2007 – Essai de quantification de la déflation en milieu subpolaire (Skeiðarársandur, Islande). *Environnements périglaciaires*, 14, pp. 41-46.

Roussel E., 2008 – Modification du style fluvial proglaciaire en contexte paraglaciale : l'exemple du Morsárjökull. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 85(2), pp. 181-190.

Russell A.J., Fay H., Marren P.M., Tweed F.S., Knudsen Ó., 2005 – Icelandic jökulhlaup impacts. In Caseldine C., (éd.), *Iceland: modern processes and past environments*, Elsevier, pp. 153-203.

Ryder J.M., 1971 – The stratigraphy and morphology of para-glacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, pp. 279-298.

Sæmundsson K., 1979 – Outline of the geology of Iceland. *Jökull*, 29, pp. 7-28.

Sæmundsson Þ., Decaulne A., 2005 – Morphological impact of ground snow avalanches in Iceland. In Étienne S. (éd.), *Second SEDIFLUX Science Meeting, Shifting Lands, new insights into periglacial geomorphology*, Mélanie Seteun, Clermont-Ferrand, pp. 98-99.

Sæmundsson Þ., Kristjansdóttir G.B., 1998 – Sedimentary transport with snow-avalanches, examples from northern and northwestern parts of Iceland. *Nordiske Geologiske Vintermode*, 23, p. 289.

Sanders L., 1989 – *L'analyse des données appliquée à la géographie*. GIP Reclus, Montpellier, 268 p.

Sandersen F., Bakkehøj S., Lied K., 1996 – The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. In Senneset (éd.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, pp. 97-114.

Sass O., 1998 – Die Steuerung von Steinschlagmenge durch Mikroklima, Gesteinfeuchte und Gesteinseigenschaften im westlichen Karwendelgebirge. *Münchener Geographische Abhandlungen Reihe B*, 29, pp. 347-359.

Sass O., 2005 – Spatial patterns of rockfall intensity in the northern Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 138, pp. 51-65.

Sass O., Krautblatter M., 2007 – Debris-flow-dominated and rockfall-dominated scree slopes: genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology*, 86(1-2), pp. 176-192.

Sass O., Wollny K., 2001 – Investigations regarding alpine talus slopes using ground-penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(10), pp. 1071-1086.

Schomacker A., Kruger J., Larsen G., 2003 – An extensive Late Holocene glacier advance of Kotlujökull, central south Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 22(14), pp. 1427-1434.

Schrott L., Adams T., 2002 – Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an Alpine basin, Dolomites, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 128, pp. 129-145.

Schrott L., Hufschmidt G., Hankammer M., Hoffman T., Dikau R., 2003 – Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 55(1-4), pp. 45-63.

Sellier D., 2002 – *Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids : l'exemple des montagnes de l'Europe du Nord-Ouest*. Thèse d'État, Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 1888 p.

Sharp M., 1984 – Annual moraine ridges at Skálafellsjökull, South-east Iceland. *Journal of Glaciology*, 30(104), pp. 82-93.

Sigurðsson O., 1998 – Glacier variations in Iceland 1930-1995: from the database of the Iceland Glaciological society. *Jökull*, 45, pp. 3-25.

Sigurðsson O., Jonsson T., 1995 – Relation of glacier variations to climatic changes in Iceland. *Annals of Glaciology*, 21, pp. 263-271.

Sigurðsson O., Jónsson T., Jóhannesson T., 2007 – Relation between glacier-termini variations and summer temperature in Iceland since 1930. *Annals of Glaciology*, 46, pp. 170-176.

Sigurðsson O., Williams R.S., 1991 – Rockslides on the terminus of 'Jökulsárgilsjökull', southern Iceland. *Geografiska Annaler*, 73(3-4), pp. 129-140.

Sissons J.B., Cornish R., 1982 – Differential isostatic uplift of crustal blocks at Glen Roy, Scotland. *Quaternary Research*, 18, pp. 268–288.

Snorrason Á., Jónsson P., Pálsson S., Árnason S., Sigurðsson O., Víkingsson S., Sigurðsson Á., Zóphóníasson S., 1997 – Hlaupið á Skeiðarársandi haustið 1996. Útbreiðsla, rennsli og aurburður. In Haraldsson H. (éd.), *Vatnajökull. Gos og hlaup 1996*, Iceland Public Roads Administration, Reykjavík, Iceland, pp. 79-137.

Snorrason Á., Jónsson P., Pálsson S., Árnason S., Víkingsson S., Kaldal I., 2002 – November 1996 jökulhlaup on Skeiðarársandur outwash plain, Iceland. In Martini I.P., Baker V.R., Garzón G. (éds.), *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol, 32, pp. 55–65.

Söderman G., 1980 – Slope processes in cold environments of Northern Finland. *Fennia*, 158, pp. 83-152.

Sommerhoff G., 1977 – Zur spät- und postglazialen Morphodynamik im oberen Rißbachtal, Karwendel. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München*, 62, pp. 89-102.

Souchez R., 1971 – Rate of frost shattering and slope development in dolomitic limestone, southwest Ellesmere Island (Arctic Canada). *Quaternaria*, 14, 21 p.

Statham I., 1973 – Scree slope development under conditions of surface particle movement. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 59, pp. 41-53.

Statham I., 1975 – Some limitations to the application of the concept of angle of repose to natural hillslopes. *Area*, 7, pp. 264-268.

Statham I., 1976 – A scree slope rockfall model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1(1), pp. 43-62.

Stoffel M., Schneuwly D., Bollschweiler M., Lièvre I., 2005 – Analysing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest – A case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 68(3-4), pp. 224-241.

Stoffel M., Wehrli A., Kuhne R., Dorren L.K.A., 2006 – Assessing the protective effect of mountain forests against rockfall using 3D simulation model. *Forest Ecology and Management*, 225(1-3), pp. 113-122.

Stötter J., 1991 – New observations on the postglacial glacial history of Tröllaskagi, northern Iceland. In Maizels J.K., Caseldine C. (éds.), *Environmental change in Iceland: Past and present*, Kluwer, Dordrecht, pp. 181-192.

Stötter J., 1994 – Changing the Holocene record – a call for international interdisciplinary co-operation. In Stötter J., Wilhelm F. (éds.), *Environmental Change in Iceland*, Munchener Geog. Abl. B12, pp. 257–273.

Stötter J., Wastl M., Caseldine C., Häberle T., 1999 – Holocene palaeoclimatic reconstruction in northern Iceland: approaches and results. *Quaternary Science Reviews*, 18(3), pp. 457-474.

Stuart H., 1984 – *A comparative study of Lateglacial and Holocene talus slope in Snowdonia, North Wales*. Unpublished BSc Thesis, University of St. Andrews.

Sugden D., John B., 1976 – *Glaciers and landscape*. Edward Arnold, Londres, 376 p.

Surrell A., 1841 – *Étude sur les torrents des Hautes-Alpes*. Carillan-Goeuvry éditeurs, Paris, 283 p.

Tabor R.W., 1971 – Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic Mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 82(7), pp. 1811-1822.

Thompson A., 1988 – Historical development of the proglacial landforms of Svinafellsjökull and Skaftafellsjökull, southeast Iceland. *Jökull*, 38, pp. 17-31.

Thompson A., Jones A., 1986 – Rates and causes of proglacial river terrace formation in southeast Iceland: an application of lichenometric dating techniques. *Boreas*, 15(3), pp. 231-246.

Thórarinsson F., 1980 – Krafla. Quadripole-quadripole resistivity survey carried out in 1979. *National Energy Authority Report*, 52 p.

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

Thórarinsson S., 1944 – Tefrokronologiska studier på Island. *Geografiska Annaler*, 26, pp.1-217.

Thórarinsson S., 1956 – On the variations of Svinafellsjökull, Skaftafellsjökull and Kvíarjökull in Öräfi. *Jökull*, 6, pp. 1-15.

Thórarinsson S., 1959 – Der Öräfajökull und die Landschaft Öräfi. *Erdkunde*, 13(2), pp. 124-138.

Thórarinsson S., 1961 – Uppblástur á Íslandi í ljósi öskulagarannsókna (Wind erosion in Iceland. A tephrochronological study. In Icelandic, English summary). *Ársrit Skógræktarfélags Íslands (Icelandic Forestry Society Yearbook) 1960-1961*, pp. 17–54.

Thórarinnsson S., 1962 – L'érosion éolienne en Islande à la lumière des études téphrochronologiques. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 13, pp. 107-124.

Thórarinnsson S., 1967 – The eruption of Hekla in historical times. In Einarsson Þ., Kjartansson G., Thórarinnsson S. (éds.), *The eruption of Hekla 1947-1948*, Societas Scientatis Islandica, 1, pp. 1-170.

Thórarinnsson S., 1981 – Jördeldasvæði á nútíma (Volcanic areas of the Holocene). *Náttúra Íslands* (2nd éd.), Almenna bókafélagid, Reykjavík, pp. 81-119.

Thorn C.E., Loewenherz D.S., 1987 – Spatial and temporal trends in alpine periglacial studies: implications for palaeo reconstruction. In Boardman J. (éd.), *Periglacial Processes and Landforms in Britain and Ireland*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 57-65.

Torfason H., 1985 – *Geological map of Iceland (1:250 000), sheet 9, SA-Iceland*. Icelandic Museum of Natural History and Icelandic Geodetic Survey, Reykjavík.

Tricart J., 1961 – Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Hautes-Alpes, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 5, pp. 277-301.

Troll C., 1973 – Rasenabschälung (turf exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 17, pp. 1-32.

Van Steijn H., 1996 – Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe. *Geomorphology*, 15(3-4), pp. 259-273.

Walker G.T., 1927 – The Atlantic Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 53, pp. 97-113.

Ward W.H., 1945 – The stability of natural slopes. *The Geographical Journal*, 105, pp. 170-197.

Wastl M., Stötter J., Caseldine C., 2001 – Reconstruction of Holocene variations of the upper limit of tree or shrub Birch growth in northern Iceland based on evidence from Vesturárdalur-Skiðadalur, Tröllaskagi. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 33, pp. 191-203.

Watters R.J., 1972 – *Slope stability in the metamorphic rock of the Scottish Highlands*. Unpublished PhD thesis. University of London.

Whalley W.B., 1976 – A rock glacier in Wester Ross. *Scottish Journal of Geology*, 12, pp. 175-179.

Whalley W.B., Douglas G.R., Jonsson A., 1983 – The magnitude and frequency of large rockslides in Iceland in the Postglacial. *Geografiska Annaler*, 65A (1-2), pp. 99-110.

Wilson P., 1990 – Clast size variations on talus: some observations from northwest Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, pp. 183-188.

Young A., 1972 – *Slopes*. Longman, London, 288 p.

INDEX

INDEX THÉMATIQUE

accumulation éolienne 31, 36, 37, 143, 149, 150, 225

activité anthropique 69

activité sismique 41, 106, 190

ajustement 14, 20, 40, 41, 44, 45, 50, 51, 133, 153, 156, 192, 217, 219, 223, 226, 227

Alchemilla alpina 71

altération 32, 105-107, 137, 162, 185

amphibolite 48

analyse digitale 85, 224

Analyse en Composantes Principales (ACP) 87, 113, 114

analyse sédimentologique 85, 86, 116, 197, 198, 207

analyse sismique 23

anticyclone des Açores 29

ArcGis 85, 88, 89, 92-94, 133

argile 39, 140, 225

Asplenium Trichomanes 71

auge glaciaire 41, 141

avalanche 33-35, 38, 43, 84, 86, 109, 126, 180, 189, 190, 192, 198, 207, 213, 225, 227

avalanche de slush 35

avalanche rocheuse 41

avalanche superficielle 35

badland 119, 123

banquise 26, 28, 29

Betula pubescens 71

bilan glaciaire 29, 30, 59, 163

Bistorta vivipara 71

brèche 48, 55, 57, 109, 113, 114, 139, 173, 180, 182

calcaire 48, 49

calotte glaciaire 14, 15, 21-25, 28-30, 37, 42, 53, 58-60, 67, 102, 108, 140, 141, 143, 163, 176, 181

Cardamine hirsuta 71

cartographie 156, 165, 168, 211, 214, 216, 224

Changement Climatique Global 13, 99

cinérite 55

cirque glaciaire 25, 41
climat subpolaire 16, 31, 32, 51, 65, 67, 68, 223
clinomètre 84, 197
colonisation végétale 44, 69, 156, 215
cônes de "deuxième génération" 115, 123
contrôle lithologique 120, 190
convection 37
cortex d'altération 32, 162, 206
coulée de débris 31, 33-36, 38, 43, 72, 86, 94, 112, 114, 115, 123, 124, 126, 128, 140, 173, 180, 189, 190, 192, 197, 198, 207, 209, 213, 225, 227
coupe 94-96, 102, 131, 145-148
cours d'eau proglaciaire 60, 123, 138, 150, 209
couverture végétale 32, 35, 36, 69, 71-74, 86, 108, 112, 113, 121, 123, 145, 150, 197, 200-202, 214, 215
crevasse 60
crue éclairée 60
cycle gel/dégel 31, 32
datation 15, 16, 23-27, 31, 46, 47, 77, 79, 82, 83, 99, 116, 127, 131, 144, 146, 148, 156, 157, 159, 160-162, 165, 168, 169, 195, 202-204, 206-208, 211, 212, 217, 224, 226, 228
débâcle 60
décohésion 39, 57, 108, 189-191
décompression 41, 106, 107, 126, 141, 153, 174, 183, 185, 190, 192, 203, 207, 217, 226, 227
déflation éolienne 32, 36, 38, 68, 126, 142, 143, 150, 189, 226
défrichage 69, 73
déglaciation 13, 15, 25, 40-45, 180, 183, 205, 206, 209, 212
démantèlement des versants 31, 32, 38, 43, 45, 47, 57, 72, 91, 102, 105-107, 121, 126, 131, 133, 136, 138, 140, 141, 151, 153, 173, 174, 181, 183, 184, 190-192, 206, 208, 209, 215, 219, 225
dendrogéomorphologie 46
dénudation 13, 16, 35, 38, 137, 139, 207, 208
dépression islandaise 29
déprise glaciaire 13-15, 20, 23, 30, 40-42, 44, 45, 50, 51, 90, 99, 102, 103, 126-128, 131, 133, 136, 153, 156, 157, 159, 179, 201, 202, 207, 208, 212, 213, 215, 217, 219, 223, 226
dérive nord-atlantique 29
détente 14, 40-42, 45, 126, 137, 209
diaclyse 31, 41, 42, 107, 190
diamètre nominal 91, 203, 204
dolérite 48, 49
Dryas 25, 57, 71
Dryas octopetala 71
dyke 16, 32, 57, 105-107, 123, 126, 138, 140, 180, 181, 183-186, 190, 208, 209, 225
EasyProfiler 88, 93
éboulis 43, 48, 63, 84, 86, 90, 94, 106, 108, 123, 125, 128, 137, 174, 181, 186, 187, 190, 191, 196-203, 209, 225, 227
éboulisation 43, 63, 82, 85, 87, 90, 108, 135, 162, 173, 197, 202, 203, 207, 212, 213, 217
échantillonnage 82, 85, 87, 108, 135, 162
écroulement 32, 38, 41, 42, 63, 81, 90, 91, 106, 126, 173, 180, 181, 185, 189, 197, 198, 203-206, 209, 217, 224, 226, 227
Empetrum nigrum 71
engraissement sédimentaire 116, 151
Éocène 55
Equisetum arvense 71
Equisetum pratense 71
érosion des sols 37
éruption volcanique 36, 37, 67, 73, 95, 144
exhaustion model 44
fabrique 84-86, 112-114
faille 56, 57
fissuration 39, 41, 42, 106, 126, 183, 189, 190, 200, 208, 227
fjord 21, 32-34, 51, 140
forage 23-25, 27
fracturation 41, 74, 86, 114, 140, 183, 184, 206
Galium verum 71
gélidivision 31, 141

gélifract 31, 32, 106, 125
gélifraction 31, 32, 36, 107, 108, 125, 126, 186, 189, 190, 200, 202, 206
géoréférencement 83
géothermie 29, 30
Geranium sylvaticum 71
GISP 2 27
glace morte 64, 173
glaciation weichselienne 25
glacier de vallée 59
glissement rocheux 41, 126
gneiss 48, 141
GPS 89, 91, 168
granite 48, 49, 57, 141
granulométrie 37, 108, 112-114, 184, 197, 198, 225
gravité pure 86, 198, 200, 201
grès 48, 49, 55
Grip 24
Ground Penetrating Radar (GPR) 93, 225
héritage glaciaire 25, 126, 156, 157, 168, 224, 226, 228
Holocène 21, 25, 26, 28, 34, 41, 43, 46, 47, 50, 102, 131, 133, 138, 139, 141, 151, 157, 210, 225
Homalothecium sericeum 71
hyaloclastite 16, 31, 32, 57, 106, 107, 109, 113, 114, 119, 120, 123, 126, 180, 183-185, 190, 225
indice C de concavité 84, 109, 110, 113
interfluve 126, 171, 181
interglaciaire 14, 25
interpolation 88, 92, 135
jökulhlaup 15, 30, 45, 58, 61, 63, 64, 69, 72, 73, 82, 143, 150, 159, 160, 162, 181, 182, 186, 187, 213, 226
kettle 64
krigeage 88
lac proglaciaire 60, 138, 167, 172, 213
lessivage 31, 35, 36, 38, 94
lichen 27, 71, 79-82, 91, 156, 160, 162, 163, 170, 204-206
lichénométrie 16, 27, 46, 79, 80-83, 91, 127, 157, 159, 161, 165, 168, 169, 181, 202-207, 211, 212, 224, 226
lignite 55
Linum catharticum 71
Litorella uniflora 71
Loess 16, 95, 96, 102, 118, 121, 125, 126, 131, 142-151, 153, 225-227
loi de distribution GEV 81, 82
marge d'erreur 93, 161, 162
marqueur 23, 24, 72, 95
micaschiste 49
modèle bayésien 81
modèle de tarissement 44
Modèle Numérique de Terrain (MNT) 84, 88, 89, 92-94, 109, 117, 120, 135, 136, 179, 211, 212, 224
modélisation 16, 24, 25, 44, 91, 93, 99, 133, 134
moraine 15, 26, 27, 60, 79, 81, 82, 102, 117, 159-163, 165, 168-174, 181, 182, 187, 190, 191, 202, 205-209, 211, 212, 226
moraine à cœur de glace 162
morphométrie 85, 86, 113
mouvement de masse 31, 38, 43
nappe alluviale 115
nappe d'éboulis 125, 128
niveau de base 44
nunatak 24, 25
Orthilia secunda 71
orthorectification 83, 84, 86, 87, 165
Oscillation Nord-Atlantique 26, 28, 29, 167
oxydation 39, 143, 145
palagonite 57
Peltigera canina 71
Peltigera leucophlebia 71
période paraglaciale 13, 14, 40, 44, 45, 207
photo-interprétation 16, 89, 120, 159, 168, 224
piton rocheux 106, 107, 123, 126
placage éolien 144, 162
plaine d'épandage 15, 62, 115
Pléistocène 41, 43, 55-57
Plio-Pléistocène 55, 56
polis glaciaire 126, 174, 182-185, 189, 192, 219, 227

porosité 32, 93, 94, 135, 136
procédure de Monte Carlo – Chaîne de Markoff (MCMC) 81
profil / transect topo-sédimentologique 16, 84, 86, 108, 198
progradation littorale 64
pulsation climatique 13, 14
quartzite 48
radiométrie 26
raidissement basal 40, 115, 117, 118, 126, 174, 179, 180, 182, 191, 211-213, 227
rapport Ho/Hi 89, 120, 121
rebond isostatique 41
remaniement 35, 36, 43, 47, 113-116, 137, 140, 146, 186, 209
Rhacomitrium lanuginosum 71
Rhizocarpon geographicum 79, 80
rhyolite 16, 31, 32, 57, 106, 107, 109, 113, 114, 120, 123, 126
rift 55
Salix herbacea 71
Salix lanata 71
Salix phylicifolia 71
sandur / sandar 15, 29, 30, 36, 60-64, 68, 69, 95, 115, 116, 118, 126-128, 142, 143, 145, 149, 150, 172, 174, 182, 186, 191, 225
sapement 115, 137
Scanner Laser 46
schiste 48, 141
sérac 60
sill 16, 32, 57, 140, 180
spline 88, 92, 135
stade glaciaire 25
Stereocaulon esp. 71
surge 61, 160
surpâturage 73
syénite 48, 49
Système d'Information Géographique (SIG) 83, 89, 120, 215, 224
système paraglaciale 44, 150
Tardiglaciaire 15, 16, 20, 21, 42, 48, 50, 51, 57, 61, 97, 99, 102, 103, 105, 125, 126, 128, 136, 139, 141, 153, 217, 223, 225-227
tectonique 55
télémetre laser 16, 91, 92, 133, 207, 224
téphra 34, 36, 37, 80, 96, 142, 144-148, 150, 224, 227
téphrochronologie 16, 26, 31, 95, 102, 131, 225
texture 85, 86, 108, 110, 112
thermodynamique 24, 29
till, tillite 23, 53, 55, 57, 79, 125, 126, 143, 171, 190, 219
tourbière 26, 33
tressage 62, 171, 172, 190
trimline 24, 62, 63, 165, 179, 180, 186, 211, 212, 214
Troll 8903 25
tuf 49, 55, 57
Vaccinium uliginosum 71
vent catabatique 16, 37, 68, 80, 142, 143, 145, 149, 150
versant de Richter, versant réglé 43
versant irrégulier 43
Viking 69
volcanisme 15, 20, 24, 28-30, 37, 51, 55, 56, 64, 69, 80, 147, 163, 226
volcanisme sous-glaciaire 15, 20, 24, 51, 226
Weichselien 14, 23-25, 30, 141, 211
Westerlies 26
XlStat 86, 87
zéolite 57, 106, 109, 113, 114, 180, 183-186

INDEX DES NOMS DE LIEUX

Açores 29
Affliction 42
Alaska 143
Alpes 41, 48-50, 71, 141
Angleterre 27
Atlantique 28, 29
Austdalur 38
Austfirðir 38
Bægisárdalur 26
Barents 26, 28
Barkárdalur 26
Canada 48, 49
Clarée (La) 41
Colombie Britannique 13, 42
Colorado 48, 49
Djúpáll 23
Drangajökull 58
Écosse 41, 48, 49, 139-141
Ellesmere Island 48
Europe 14, 58, 150
Eyjafjallajökull 58
Fagurhólsmyri 66, 67
Finlande 48, 49
Fjallsjökull 160, 161, 182
Flateyjarskagi 26
Front Range 49
Gjálp 30
Grimsvötn 30, 64, 95, 146, 182
Groenland 24-29, 48, 65, 138, 140, 141, 225
Heinabergsjökull 161
Hekla 95, 146, 147
Highlands 41
Hoffellsjökull 161
Hofsjökull 58
Hólárjökull 26, 161
Hrútárjökull 161
Hvannadalshnúkur 58
Katla 95, 146, 147
Kjós 60, 62, 72, 115, 117, 138
Kotá 160
Kotárjökull 161
Kvíaárjökull 160, 161
Lakagigar 80, 162
Laki Eldhraun 160

Langjökull 58
Laponie 191
Lómagnúpur 160
Mer du Nord 25
Mexique 43
Mont Rainier 41
Morsá 16, 30, 59, 61-64, 69, 71, 72, 74, 84,
85, 88, 89, 91, 94
Morsárjökull*
Mts Blanca 49
Mts Tatra 49
Mýrdalsjökull 42, 58
Norvège 25, 119
Öræfajökull 53
Öræfi 25, 69, 160, 176, 177
Parc National de Skaftafell 71, 95, 160
Pays de Galles 48, 49
Pologne 49
Rocheuses canadiennes 43
Skaftá 62, 64, 74, 84, 89, 90
Skaftafell*
Skaftafellsheiði 63, 96
Skaftafellsjökull*
Skálafellsjökull 161
Skeiðará 63, 160
Skeiðarárjökull 30, 53, 61, 63, 64, 72, 145,
162, 177, 180-182, 184-187, 213, 226
Skeiðarársandur 30, 62, 63, 95, 118, 126,
142, 143, 182, 225
Snæfellsjökull 58
Spitsberg 48, 49, 119, 124, 127, 137, 143, 173
Suède 27, 49, 210
Svínafellsjökull 26, 61, 63, 161, 162, 165,
177, 180-182, 185
Þórsmörk 31
Tröllaskagi 26
Uppsala 27
USA 41
Vatnajökull 15, 25, 29, 30, 53, 58, 65, 67,
140, 143, 159, 160, 163, 169, 177, 181,
226, 228
Vatnsdalur 26
Veidivötn 95, 146, 147
Virkisjökull 160-162
Yukon 48, 49

* entrées trop nombreuses

TABLES

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1 – La région de Skaftafell, au sud-est de l’Islande	15
FIGURE 2 – Datations obtenues en Islande à partir de forages marins, marqueurs des limites glaciaires <i>offshore</i> et principales calottes actuelles (tiré de Hubbard <i>et al.</i> , 2006) ..	24
FIGURE 3 – Vue tri-dimensionnelle depuis le sud d’une modélisation de la calotte glaciaire weichselienne (tiré de Hubbard <i>et al.</i> , 2006)	25
FIGURE 4 – Extension maximale du <i>jökulhlaup</i> de 1996 sur le <i>sandur</i> du Skeiðarársandur (d’après Jóhanesson, 2002)	30
FIGURE 5 – Forme, processus et matériel sur les versants de la vallée de Fossárdalur, est de l’Islande (d’après Gerrard, 1991)	32
FIGURE 6 – Facteurs déclencheurs des coulées de débris dans le nord-ouest de l’Islande (d’après les données de Decaulne et Sæmundsson, 2003)	34
FIGURE 7 – Circulation des vents en Islande en condition de flux de nord-nord-est (tiré de Ashwell, 1966)	37
FIGURE 8 – Phénomène de détente au sein des parois rocheuses lors de la déprise glaciaire. Exemple du paléo-glacier de la Clarée lors du Dernier Maximum Glaciaire (tiré de Cossart, 2005)	41
FIGURE 9 – Zone de fissuration initiée par l’abaissement d’un émissaire de la calotte glaciaire du Mýrdalsjökull, sud de l’Islande (d’après Sigurdsson et Williams, 1991)	42
FIGURE 10 – Mouvements mesurés sur un versant rocheux liés à l’abaissement du glacier Affliction, Colombie Britannique (d’après Bovis, 1990)	42

FIGURE 11 – Évolution schématique des versants en lien avec le démantèlement des parois rocheuses (Sellier, 2002, modifié)	43
FIGURE 12 – Modèle des transferts sédimentaires suite à un retrait glaciaire (Church et Ryder, 1972)	45
FIGURE 13 – La région de Skaftafell, au Sud du Vatnajökull (carte topographique de 1982, Landmælingar Íslands, modifiée)	52
FIGURE 14 – Carte géologique de l'Islande (d'après Sæmundsson, 1979)	54
FIGURE 15 – Carte géologique simplifiée de la région de Skaftafell (d'après Torfason, 1985).	56
FIGURE 16 – Localisation des principales calottes glaciaires en Islande	58
FIGURE 17 – Les glaciers de vallée de la région de Skaftafell	59
FIGURE 18 – Carte de la pluviométrie moyenne annuelle en Islande (d'après Bodéré, 1985)	66
FIGURE 19 – Carte des températures moyennes en février et en juillet pour la période 1961-1990 (sources : Veðurstofa Íslands)	66
FIGURE 20 – Carte des vents d'Islande pour la période 1930-1960 (Einarsson, 1976)	67
FIGURE 21 – Diagramme ombrothermique de Skaftafell (alt. 180 m) pour la période 1995-2007 (sources : Veðurstofa Íslands)	67
FIGURE 22 – Rose des vents à Skaftafell, pour la période 1995-2007 (sources : Veðurstofa Íslands) ..	68
FIGURE 23 – Rose des vents les plus violents (supérieurs à 8 m/s) à Skaftafell, pour la période 1995-2007 (sources : Veðurstofa Íslands)	69
FIGURE 24 – Carte de la végétation des versants de la vallée de la Morsá	70
FIGURE 25 – Évolution de la couverture forestière entre 1945 et 1997 dans la partie aval de la Morsárdalur	73
FIGURE 26 – Schéma de la méthodologie adoptée dans le cadre de cette étude	76
FIGURE 27 – Portion de surface échantillonnée au sein d'un quadrat sur laquelle a été digitalisée une grille de comptage	85
FIGURE 28 – Grille de comptage de la végétation appliquée sur un quadrat d'1 m ²	87
FIGURE 29 – Modèle Numérique de Terrain de la vallée de la Morsá. Vue depuis l'ouest	88
FIGURE 30 – Mesures réalisées au télémètre	92
FIGURE 31 – Modélisation mathématique de la forme de la paroi rocheuse et du profil du cône ...	93
FIGURE 32 – Croquis morphologique de la vallée de la Morsá	104
FIGURE 33 – Carte de localisation des cônes échantillonnés	108
FIGURE 34 – Profils de 11 cônes de la vallée de la Morsá réalisés à partir des MNT des cônes ...	109
FIGURE 35 – Caractéristiques des surfaces des cônes de la Morsá	111
FIGURE 36 – Cônes secondaires issus d'un cône de coulées de débris	115
FIGURE 37 – Les dynamiques verticales et horizontales façonnant les versants de la Morsá	116
FIGURE 38 – Profils topographiques des versants de la vallée de la Morsá	118
FIGURE 39 – Graphique de type "boîte à moustaches" des pentes des versants de la Morsá	120
FIGURE 40 – Typologie des différents types de versant en fonction de leur morphodynamique ...	122
FIGURE 41 – Datation de l'abandon des terrasses de la vallée de la Morsá (tiré de Chenet et Roussel, 2008)	127
FIGURE 42 – Modélisation des 11 cônes mesurés dans la vallée de la Morsá (proportions respectées)	134
FIGURE 43 – Image MODIS d'une tempête de poussière soufflant sur le sud de l'Islande le 5 octobre 2004 (tiré de http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/gallery/)	143
FIGURE 44 – Localisation des placages de loess et leur épaisseur dans la vallée de la Morsá ...	144

FIGURE 45 – Schéma hypothétique de la circulation des vents responsables des dépôts de loess dans la région de Skaftafell	145
FIGURE 46 – Localisation des coupes réalisées au sein des dépôts de loess	146
FIGURE 47 – Coupes réalisées dans les loess de la vallée de la Morsá	147
FIGURE 48 – Les facteurs de variabilité de l'accumulation éolienne sur les versants de la région de Skaftafell (sud-est de l'Islande)	149
FIGURE 49 – Localisation des treize glaciers dont les moraines terminales ont fait l'objet de datations lichénométriques (réalisation E. Roussel, communication personnelle) ..	161
FIGURE 50 – Extrait de la carte au 1/100 000 dressée par les autorités danoises en 1904	164
FIGURE 51 – Retrait glaciaire du Morsárjökull (haut) et du Skaftafellsjökull (bas) depuis 1904 ...	166
FIGURE 52 – Variations des fronts glaciaires du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull entre 1935 et 2000 (données : Sigurdsson, 1998 et IUGG (CCS) – UNEP - UNESCO, 2005)	167
FIGURE 53a – Datations lichénométriques des moraines post-Petit Âge glaciaire du Morsárjökull ..	168
FIGURE 53b – Datations lichénométriques des moraines post-Petit Âge glaciaire du Skaftafellsjökull	169
FIGURE 54 – Les agents de démantèlement des édifices morainiques	174
FIGURE 55 – Localisation des marges glaciaires étudiées dans la région de l'Öræfi	176
FIGURE 56 – Schéma d'évolution d'une paroi récemment déglacée dans le sud-est de l'Islande ..	188
FIGURE 57 – Localisation des tabliers d'éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull	196
FIGURE 58 – Taille des éléments mesurés sur les éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull ..	199
FIGURE 59 – Degré d'éroulé des éléments constitutifs des éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull	199
FIGURE 60 – Couverture végétale des éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull	200
FIGURE 61 – Amas de blocs qui ont fait l'objet de mesure, en rive droite du Skaftafellsjökull	203
FIGURE 62 – Volume et datations des blocs écroulés au pied du versant en rive droite du Skaftafellsjökull	205
FIGURE 63 – Localisation des cônes mesurés au pied du versant en rive gauche du Skaftafellsjökull (photo aérienne B2961, août 1968)	207

LISTE DES PHOTOS

PHOTO 1 – Poche de zéolite vidée, au sein d’une assise basaltique en marge du Skaftafellsjökull .	57
PHOTO 2 – Le glacier du Morsárjökull	60
PHOTO 3 – Incision des moraines du Morsárjökull par les écoulements proglaciaires	60
PHOTO 4 – Le Skaftafellsjökull	61
PHOTO 5 – Les écoulements proglaciaires en rive droite du Skaftafellsjökull	61
PHOTO 6 – La vallée de la Morsá, vue depuis l’aval	62
PHOTO 7 – Les versants asymétriques de la vallée de la Skaftá	62
PHOTO 8 – Le Skeiðarársandur, vu depuis Skaftafellsheiði vers le sud	63
PHOTO 9 – Lichen de type <i>Rhizocarpon geographicum</i>	80
PHOTO 10 – Échantillonnage lichénométrique sur un cordon morainique du Skaftafellsjökull (glacier non visible, à gauche de la photo)	82
PHOTO 11 – Écroulement sur des tabliers d’éboulis au pied d’une paroi en rive droite de la vallée de la Skaftá	90
PHOTO 12 – Télémètre laser utilisé pour la mesure de la topographie de surface des cônes d’accumulation	92
PHOTO 13 – Structure interne d’un cône de la vallée de la Morsá	94
PHOTO 14 – Horizon de téphras au sein d’un dépôt loessique sur le versant sud de la vallée de la Morsá	95
PHOTO 15 – Coupe dégagée au sein des dépôts loessiques sur le versant sud de Skaftafellsheiði ..	96
PHOTO 16 – <i>Dykes</i> en saillie sur un versant orienté au sud, dans la partie amont de la vallée de la Morsá	106

PHOTO 17 – Démantèlement de la paroi rocheuse basaltique en rive gauche de la vallée de la Morsá (cliché pris en juin 2006)	107
PHOTO 18 – Démantèlement des versants de hyaloclastites et de rhyolites sur la rive droite de la vallée de la Morsá	107
PHOTO 19 – Sapement de la base d'un cône en rive droite de la rivière Morsá	115
PHOTO 20 – Les versants à corniches hyaloclastiques et rhyolitiques, en rive droite de la Morsá ...	123
PHOTO 21 – Versants à corniches basaltiques, en rive gauche de la Morsá	124
PHOTO 22 – Dégradation de l'écorce et enfouis-sements de branches d'un saule installé sur un cône, en rive gauche de la Morsá	124
PHOTO 23 – Les versants sans corniche, en rive droite de la Morsá	125
PHOTO 24 – Les versants à couverture loessique, en rive gauche de la Morsá	125
PHOTO 25 – Particules de loess grossies 35 fois, après destruction de la matière organique et du fer	145
PHOTO 26 (EN HAUT) – Vues obliques de la marge ouest du Skaftafellsjökull en 1998 et 1999 (tiré de Marren, 2002)	172
PHOTO 27 (EN BAS) – Évolution de la zone proglaciaire du Skaftafellsjökull entre 2000 (cliché tiré de Marren, 2002) et 2005	172
PHOTO 28 – Évolution de la marge latérale ouest du Skaftafellsjökull entre 2004 et 2007	173
PHOTO 29 – Moraine à cœur de glace du Skaftafellsjökull	174
PHOTO 30 – Démantèlement des polis glaciaires basaltiques en rive gauche du Skeiðarárjökull (A) et hyaloclastiques en rive droite du Morsárjökull (B)	184
PHOTO 31 – Démantèlement d'un <i>dyke</i> , en rive gauche du Skaftafellsjökull (A) et d'une bulle de zéolite, en rive droite du Skaftafellsjökull (B)	184
PHOTO 32 – Évolution post-glaciaire du versant en rive gauche du Skaftafellsjökull (<i>trimline</i> PAG approximative en tirets rouge)	186
PHOTO 33 – La sortie de <i>jökulhlaup</i> en rive gauche du Skeiða-rárjökull	187

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1 – Périodes d'extensions glaciaires holocènes dans le nord de l'Islande (hors Petit Âge Glaciaire)	26
TABLEAU 2 – Tableau récapitulatif des alternances climatiques relatives durant le Petit Âge Glaciaire en Islande depuis le milieu du 17 ^e siècle (données d'après Ogilvie, 1992 ; Stötter <i>et al.</i> , 1999 ; Mackintosh <i>et al.</i> , 2002)	27
TABLEAU 3 – Part des différents processus dans l'évolution actuelle des versants à Austdalur, Austfirðir, est de l'Islande (d'après Beylich, 2000)	38
TABLEAU 4 – Méthodes utilisées pour la mesure du retrait des parois et des taux de production sédimentaire (d'après Krautblatter et Dikau, 2007)	46
TABLEAU 5 – Taux de retrait de paroi pour différents types d'environnements déglacés depuis la fin du Tardiglaciaire (d'après Curry et Morris, 2004, modifié)	48
TABLEAU 6 – Taux de retrait de paroi pour différents types d'environnement correspondant à des taux de fournitures sédimentaires actuels (d'après Curry et Morris, 2004) ..	49
TABLEAU 7 – Vitesse moyenne mensuelle du vent à Skaftafell pour la période 1995-2007 (sources : Vedurstofa Íslands)	68
TABLEAU 8 – Cortège floristique des formations muscinales et forestières	71
TABLEAU 9 – Pentés moyennes et indice de concavité des cônes de la Morsá	110
TABLEAU 10 – Valeur des pentés des versants de la vallée de la Morsá	119
TABLEAU 11 – Calcul du rapport Ho/Hi des versants de la Morsá	121
TABLEAU 12 – Volume estimé des cônes de la vallée de la Morsá	135
TABLEAU 13 – Volume estimé des débris accumulés au sein des cônes de la vallée de la Morsá ...	136

TABLEAU 14 – Taille des bassins versants des cônes mesurés	137
TABLEAU 15 – Taux de retrait des parois de la Morsárdalur depuis 10 000 ans	138
TABLEAU 16 – Taux comparatifs de retrait de parois de type volcanique en milieux froids	139
TABLEAU 17 – Rythme d'accumulation des loess depuis 1389 dans la vallée de la Morsá	148
TABLEAU 14 – Sites choisis comme surfaces datées de référence pour le calage de la courbe de croissance des lichens dans le sud-est de l'Islande	160
TABLEAU 15 – Datation de l'extension maximale au Petit Âge Glaciaire de treize glaciers dans le sud-est de l'Islande	161
TABLEAU 16 – Caractéristiques de six versants du sud-est de l'Islande ayant subi un englacement au Petit Âge Glaciaire	179
TABLEAU 17 – Vitesses de retrait de quatre glaciers du sud-est de l'Islande depuis la fin du Petit Âge Glaciaire	181
TABLEAU 18 – Tableau récapitulatif de l'influence relative de différents processus selon la nature lithologique du substrat	185
TABLEAU 19 – Mesure des pentes de 16 tabliers d'éboulis de part et d'autre du Skaftafellsjökull ..	198
TABLEAU 20 – Datation et volume de blocs écroulés le long du versant en rive droite du Skaftafellsjökull	204
TABLEAU 21 – Taux de retrait de la paroi en rive gauche du Skaftafellsjökull depuis la fin du Petit Âge Glaciaire	208
TABLEAU 22 – Évolution de la pente des parois en cours de désenglacement depuis la fin du Petit Âge Glaciaire	212
TABLEAU 23 – Évolution de la végétation entre 1945 et 1997 sur des parois déglacées depuis la fin du Petit Âge Glaciaire	215

TABLES DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	5
INTRODUCTION	11

PARTIE A

CONTEXTUALISATION DE LA RECHERCHE

Chapitre 1 – Fluctuations glaciaires et dynamiques de versant, l'état des connaissances en Islande et dans les milieux froids	21
1 – Les fluctuations glaciaires en Islande depuis le dernier maximum glaciaire	23
1.1 – Un englacement weichselien aux limites discutées	23
1.2 – Depuis le Dernier Maximum Glaciaire, des fluctuations glaciaires mineures nombreuses	25
1.2.1. – Les fluctuations glaciaires holocènes	25
1.2.2. – Le Petit Âge Glaciaire, le dernier épisode de réavancée glaciaire	26
1.2.3. – Le 20e siècle, un retrait généralisé des langues glaciaires	27
1.3. – Les spécificités islandaises des fluctuations glaciaires	28
1.3.1. – Fluctuations glaciaires et variabilité climatique : une relation différente des autres régions nord-atlantiques	28
1.3.2. – L'influence du volcanisme	29
2. – Les dynamiques sur les versants déglacés d'Islande	31
2.1. – La météorisation des parois rocheuses	31

AVANT-PROPOS	5
---------------------------	---

INTRODUCTION	11
---------------------------	----

PARTIE A

CONTEXTUALISATION DE LA RECHERCHE

Chapitre 1 – Fluctuations glaciaires et dynamiques de versant, l'état des connaissances en Islande et dans les milieux froids	21
1 – Les fluctuations glaciaires en Islande depuis le dernier maximum glaciaire	23
1.1 – Un englacement weichselien aux limites discutées	23
1.2 – Depuis le Dernier Maximum Glaciaire, des fluctuations glaciaires mineures nombreuses	25
1.2.1. – Les fluctuations glaciaires holocènes	25
1.2.2. – Le Petit Âge Glaciaire, le dernier épisode de réavancée glaciaire	26
1.2.3. – Le 20e siècle, un retrait généralisé des langues glaciaires	27
1.3. – Les spécificités islandaises des fluctuations glaciaires	28
1.3.1. – Fluctuations glaciaires et variabilité climatique : une relation différente des autres régions nord-atlantiques	28
1.3.2. – L'influence du volcanisme	29
2. – Les dynamiques sur les versants déglacés d'Islande	31
2.1. – La météorisation des parois rocheuses	31
2.1.1. – L'expression de la gélifraction	31
2.1.2. – Le rôle non négligeable de l'altération sur les surfaces de dépôt	32
2.1.3. – Une déflation éolienne faible	32
2.2. – Des processus de transport à forte capacité mobilisatrice	33
2.2.1. – Les coulées de débris, des processus dominants	33
2.2.2. – Des avalanches à l'impact discuté	34
2.2.3. – Les processus de lessivage sur les versants	35
2.3. – Des formes d'accumulation remarquables	36
2.3.1. – Le développement de grands cônes en pied de paroi	36
2.3.2. – Les accumulations éoliennes	36
2.4. – Vers une hiérarchisation des processus ?	37
3. – L'impact de la déprise glaciaire sur les versants	40
3.1. – L'ajustement des versants à la déprise glaciaire	40
3.1.1. – La réponse à un changement de contrainte	40
3.1.2. – Les phénomènes de fissuration au sein des parois rocheuses	41
3.1.3. – La déformation des masses rocheuses	42
3.1.4. – Des processus d'éboulement à la régularisation des versants	43
3.2. – Les travaux de quantification des transferts sédimentaires	44
3.2.1. – Des modélisations théoriques des transferts sédimentaires dans le temps	44
3.2.2. – La quantification et le calage chronologique des transferts sédimentaires	45
Conclusion du chapitre 1	51

Chapitre 2 – La région de Skaftafell	53
1. – Le cadre morphostructural de la région de Skaftafell	55
1.1. – La marque du volcanisme	55
1.1.1. – L'Islande, une île volcanique qui s'étend	55
1.1.2. – La région de Skaftafell : un empilement de formations éruptives	56
1.2. – La marque des glaciers	58
1.2.1. – "Iceland", le pays des glaces	58
1.2.2. – Les glaciers de vallée de la région de Skaftafell	59
1.3. – Des ensembles topographiques éminemment liés aux caractéristiques volcaniques et glaciaires de la région	61
1.3.1. – Des versants à l'englacement inégal	61
1.3.2. – Au sud, le vaste sandur du Skeid-ará	63
2. – Le contexte bioclimatique de la région de Skaftafell	65
2.1. – Une ambiance climatique marquée par des précipitations abondantes et des vents violents	65
2.1.1. – Dans le sud-est de l'Islande, un climat subpolaire océanique	65
2.1.2. – Le climat de Skaftafell	66
2.2. – Le contexte biogéographique	69
2.2.1. – Dans le sud-est de l'Islande, une végétation qui a souffert de l'activité volcanique et des défrichements	69
2.2.2. – La vallée de la Morsá, une véritable "oasis" islandaise	71
2.2.3. – L'évolution récente de la couverture forestière sur les versants de la Morsá	72
Conclusion du chapitre 2	74
Chapitre 3 – Une question de méthodes	77
1. – La reconstitution des fluctuations glaciaires depuis le Petit Âge Glaciaire	79
1.1. – La datation des cordons morainiques par la lichénométrie	79
1.1.1. – La lichénométrie, une méthode largement utilisée en milieux froids	79
1.1.2. – L'utilisation de la lichénométrie en Islande : une multiplicité de résultats	80
1.1.3. – Le recours à une nouvelle approche en lichénométrie, fondée sur la théorie des valeurs extrêmes	81
1.1.4. – L'application de l'approche lichénométrique "GEV" sur les cordons morainiques	82
1.2. – Des données complétées par l'analyse des documents iconographiques	82
2. – Les méthodes d'identification des processus et de caractérisation de l'évolution des versants	84
2.1. – L'analyse des dépôts de versant	84
2.1.1. – La levée de profils topographiques	84
2.1.2. – L'échantillonnage de surface	85
2.1.3. – La détermination des processus	86
2.1.4. – Le degré de stabilité des dépôts	86
2.1.5. – Le recours à l'Analyse en Composantes Principales (ACP)	87
2.2. – L'analyse des versants	87
2.2.1. – La mesure des pentes	88
2.2.2. – Le calcul du rapport Ho/Hi	89
2.2.3. – La synthèse des données au sein d'une carte géomorphologique	89
3. – Les méthodes de quantification des processus	90

3.1. – La mesure de processus ponctuels	90
3.2. – La mesure du rythme de démantèlement des parois rocheuses	91
3.2.1. – Le choix du télémètre Laser	91
3.2.2. – La modélisation numérique de la surface des cônes et l'extraction des volumes ..	91
3.2.3. – La prise en compte de la forme de la paroi	92
3.2.4. – La prise en compte de la porosité au sein du dépôt	93
3.2.5. – La détermination de la surface des bassins versants	94
3.3. – La mesure des accumulations loessiques	95
3.3.1. – La téphrochronologie, une méthode couramment utilisée en Islande	95
3.3.2. – L'estimation des taux d'accumulation	95
Conclusion du chapitre 3	97
Conclusion de la partie A	99

PARTIE B

LE RÉAJUSTEMENT DES VERSANTS À LA DÉPRISE DU TARDIGLACIAIRE

Chapitre 4 – Les dynamiques de versant dans la vallée de la Morsá	103
1. – L'identification des relais de processus sur les versants de la Morsá	105
1.1. – Une météorisation inégale selon la lithologie des assises rocheuses	105
1.1.1. – Les produits de la météorisation	105
1.1.2. – Les facteurs de météorisation	106
1.2. – Les processus de mobilisation des débris : l'analyse des dépôts de bas de versant ..	108
1.2.1. – La mesure des pentes	109
1.2.2. – La composition pétrographique	109
1.2.3. – La texture	110
1.2.4. – La morphométrie	112
1.2.4. – La fabrique	112
1.2.5. – La couverture végétale	112
1.2.6. – L'Analyse en Composantes Principales des variables	113
1.3.2. – Trois types de cônes	114
1.3. – Le rôle des écoulements proglaciaires et des apports éoliens	114
1.3.1. – Le devenir des stocks de débris de bas de versant	114
1.3.2. – Les apports sédimentaires d'origine éolienne	116
2. – d'un versant à l'autre	117
2.1. – La morphologie des versants	117
2.1.1. – La forme des versants	117
2.1.2. – Le degré d'évolution des versants	120
2.2. – L'évolution des versants de la Morsá	121
2.2.1. – La Typologie des versants	121
2.2.2. – Les facteurs d'évolution des versants	125
2.2.3. – Quid de l'influence des fluctuations glaciaires dans la vallée de la Morsá ?	126
Conclusion du chapitre 4	128

Chapitre 5 – La mesure des processus dans la vallée de la Morsá	131
1. – L'estimation du taux de retrait des parois rocheuses à l'échelle de l'Holocène	133
1.1. – L'estimation du volume de débris accumulés en bas de paroi	133
1.1.1. – L'estimation du volume de débris par la modélisation des cônes	133
1.1.2. – La prise en compte de la forme de la paroi	135
1.1.3. – La prise en compte de la porosité	135
1.2. – L'estimation des vitesses de démantèlement des parois dans la vallée de la Morsá ..	136
1.2.1. – La mesure de la surface des bassins versants	136
1.2.2. – L'estimation du taux de retrait des parois	136
1.2.3. – Les cônes de bas de pente, un stock détritique partiel	137
1.2.4. – Les vitesses de démantèlement des parois encadrant les dykes	138
1.3. – Les taux de dénudation en milieux froids :	
quelle place pour les versants de la Morsá ?	139
2. – Rythmes d'accumulation des loess sur les versants convexes	
à l'échelle du dernier millénaire	142
2.1. – Les conditions de l'action éolienne dans le sud-est de l'Islande	142
2.1.1. – Des vents violents fréquents	142
2.1.2. – Le Skeid-arársandur, une surface soumise à une déflation éolienne importante ..	143
2.1.3. – Des accumulations éoliennes très répandues	143
2.1.4. – Des dépôts liés à la proximité des glaciers	144
2.2. – La quantification des rythmes d'accumulation des loess	145
2.2.1. – La mesure des dépôts et la reconnaissance des horizons de téphras	146
2.2.2. – L'estimation du rythme d'accumulation des loess	148
2.3. – Discussion sur la variabilité des rythmes d'accumulation	148
Conclusion du chapitre 5	151
Conclusion de la partie B	153

PARTIE C

LA PERTURBATION DU PETIT ÂGE GLACIAIRE

Chapitre 6 – Les fluctuations glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire :	
calage chronologique et conséquences sur les zones proglaciaires	157
1. – La datation de l'extension maximale des glaciers au Petit Âge Glaciaire	159
1.1. – La datation des moraines terminales du Petit Âge glaciaire	159
1.1.1. – Le calage chronologique de la courbe de croissance des lichens	159
1.1.2. – La datation de l'extension maximale de treize glaciers dans le sud-est de l'Islande .	160
1.2. – Les facteurs de variabilité de l'extension glaciaire maximale au PAg	161
1.2.1. – La dégradation des surfaces des dépôts	162
1.2.2. – Des différences de bilans glaciaires	163
2. – La fluctuation des marges glaciaires du Morsárjökull et du Skaftafellsjökull	
depuis la fin du PAG	164
2.1. – L'apport des documents iconographiques :	

les positions successives des marges glaciaires entre 1904 et 2003	165	2.1.1. – L'évolution des pentes des parois déglacées	211
2.2. – Les enregistrements annuels :		2.1.2. – Des évolutions morphologiques différentes selon les types de versant	212
une analyse détaillée des variations entre 1934 et 2000	167	2.2. – La reconquête végétale des parois	214
2.3. – La datation des héritages glaciaires par la lichénométrie	168	2.2.1. – La cartographie de l'évolution de la couverture végétale depuis 1945	214
3. – La séquence glaciaire actuelle : une évolution rapide des marges glaciaires	171	2.2.2. – Végétation et évolution des versants post-PAG	214
3.1. – La modification des hydrosystèmes	171	Conclusion du chapitre 8	217
3.2. – Une destruction rapide des dépôts fluvio-glaciaires	172		
3.3. – Les conséquences sur les versants	174	Conclusion de la partie C	219
Conclusion du chapitre 6	175		
Chapitre 7 – Sur les versants récemment déglacés, l'expression des processus	177	CONCLUSION	221
1. – Des versants aux caractéristiques diverses	179	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	231
1.1. – Les systèmes de pente	179	INDEX	
1.1.1. – Un raidissement basal plus ou moins accusé	179	Index thématique	265
1.1.2. – Des versants supra-glaciaires plus ou moins développés	180	Index des noms de lieux	269
1.2. – Une lithologie hétérogène	180		
1.3. – Le retrait des marges glaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire :		TABLES	
des modalités variables	181	Liste des figures	275
1.3.1. – Des vitesses de retrait glaciaire variées	181	Liste des photos	279
1.3.2. – La présence d'écoulements ou de lacs proglaciaires	181	Liste des tableaux	281
1.3.3. – Les phénomènes de jökulhlaups du Skeid-arárjökull	182		
2. – Scénario d'évolution des parois rocheuses en contexte de déglaciation	183	TABLE DES MATIÈRES	285
2.1. – Un démantèlement rapide des polnis glaciaires	183		
2.2. – Une mobilisation des matériaux par divers processus	185		
2.3. – L'évacuation des matériaux en bas de paroi	186		
3. – Les facteurs influençant l'évolution actuelle des versants déglacés	189		
Conclusion du chapitre 7	192		
Chapitre 8 – Les rythmes d'évolution des versants récemment déglacés	195		
1. – La mesure des processus	197		
1.1. – L'étude des tabliers d'éboulis	197		
1.1.1. – Méthodologie pour l'étude des tabliers	197		
1.1.2. – La mesure des pentes	197		
1.1.3. – Les profils sédimentologiques	198		
1.1.4. – Le recouvrement végétal	201		
1.1.5. – Quelles conclusions tirer des caractéristiques des éboulis ?	202		
1.2. – Les écroulements : estimation volumétrique et datation des blocs	203		
1.2.1. – Méthodologie pour l'étude des blocs	203		
1.2.2. – Des résultats hétérogènes	204		
1.2.3. – Interprétation des résultats et fiabilité de la méthode	205		
1.3. – Les cônes d'accumulation au débouché des ravines	207		
1.3.1. – Estimation de taux de retrait de paroi depuis la fin du Petit Âge Glaciaire	207		
1.3.2. – Discussion	208		
2. – La morphologie des versants récemment déglacés	211		
2.1. – L'évolution de la morphologie des versants depuis la fin du Petit Âge Glaciaire ..	211		



RÉSUMÉ

La présente étude vise à évaluer l'influence des fluctuations glaciaires sur l'évolution des versants du sud-est de l'Islande à un pas de temps "long" (évolution depuis le Tardiglaciaire) et à un pas de temps "court" (évolution depuis le Petit Âge Glaciaire). À l'échelle du Tardiglaciaire (10 000 BP environ), le mode de démantèlement des parois rocheuses semble être essentiellement commandé par les paramètres climatiques et morphostructuraux qui induisent des dynamiques linéaires de versant actives. L'influence glaciaire y est faible, à l'exception du cas particulier des taux d'accumulation loessique sur les versants dominant le Skeiðarársandur. À l'échelle du Petit Âge Glaciaire (fin 19^e siècle), l'influence paraglaciale est plus marquée, notamment pendant une période d'environ 70 ans après la fonte de la glace, et se manifeste par des processus d'ébouilisation et d'écroulement rocheux. Mais l'organisation des relais de processus et les vitesses d'ajustement des parois déglacées dépendent grandement du mode de retrait glaciaire et de la configuration des versants. Les résultats obtenus dans le sud-est de l'Islande permettent ainsi de nuancer le modèle général établi pour le fonctionnement des systèmes paraglaciales.

Mots-clés : dynamiques de versant, fluctuations glaciaires, système paraglaciale, Islande.

ABSTRACT

This study intends to evaluate influences of glacial fluctuations on slope development in South-east Iceland on "long" time (Last Glacial Maximum) and on "short" time (Little Ice Age). At the scale of LGM (about 10 000 BP), erosion of rockwall seems to be mainly controlled by climatic and morphostructural parameters which induce active linear slope dynamics. Paraglacial influence is low, excepted the special case of loess accumulation rates on slopes dominating the Skeiðarársandur. At the scale of Little Ice Age (end of 19th Century), paraglacial influence is more pronounced, specially during a period of about 70 years after ice melting, and is characterised by rockfall processes. But organisation of processes and rhythm of deglaciated rockwall adjustment are highly dependant of glacial retreat mode and slope configuration. The results obtained in South-east Iceland permit to qualify general model of paraglacial landsystem.

Key-words : slope dynamics, glacial fluctuations, paraglacial landsystem, Iceland.