



HAL
open science

Processus d'extension lithosphérique en Islande. Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires

Olivier Bourgeois

► **To cite this version:**

Olivier Bourgeois. Processus d'extension lithosphérique en Islande. Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1998. Français. NNT: . tel-00619344

HAL Id: tel-00619344

<https://theses.hal.science/tel-00619344>

Submitted on 6 Sep 2011

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

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

O. BOURGEOIS

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-95-5

Processus d'extension lithosphérique en Islande

INTERACTIONS AVEC LES CALOTTES
GLACIAIRES QUATERNAIRES

MEMOIRES

2000


Géosciences


Rennes

n° 96



MEMOIRE DE GEOSCIENCES - RENNES

N° 96

Olivier BOURGEOIS

**Processus d'extension lithosphérique en Islande.
Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires.**

**Thèse de Doctorat de l' Université de Rennes
soutenue le 17 Décembre 1998**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS 4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - Rennes Cédex
(France)**

2000

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-95-5

1998

**GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex (France)**

Olivier BOURGEOIS

**Processus d'extension lithosphérique en Islande.
Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires.**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 96, 280 p.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Remerciements

Je souhaite tout d'abord exprimer ma reconnaissance à Olivier Dauteuil pour avoir eu l'intuition qu'il y avait "quelque chose à faire en Islande" en mariant tectonique et géomorphologie. Si Olivier m'a toujours laissé choisir l'orientation que je souhaitais donner à cette thèse, il n'en a pas moins suivi mon travail de très près. L'essentiel des résultats et des idées développées ici résultent de discussions quasi quotidiennes entre lui et moi. Olivier m'a fait bénéficier de ses connaissances sur la déformation lithosphérique et sur le fonctionnement des dorsales.

C'est ensemble que nous avons imaginé et mis au point les expériences analogiques destinées à modéliser l'accrétion en Islande. C'est ensemble aussi que nous nous sommes initiés aux secrets de la dynamique et de la morphologie glaciaires. C'est ensemble enfin que nous avons parcouru l'Islande, bondissant joyeusement d'un thufur à l'autre au milieu des drumlins, hyalos et autres kubabergs. C'est ensemble que nous nous sommes égarés dans le brouillard lorsque notre boussole s'obstinait à pointer vers les sombres falaises de basalte plutôt que vers le Nord magnétique. Une fois le chemin retrouvé, c'est ensemble que nous avons plongé avec délice dans les bienfaites volutes des sources chaudes... mais je m'emporte !

Merci à Brigitte Van Vliet-Lanoë de nous avoir fait partager ses connaissances sur la morphologie glaciaire et de nous avoir réconforté le soir grâce à ses talents culinaires : c'est dingue ce qu'une ménagère moderne peut faire avec une boîte de raviolis, deux ou trois tubes de poisson sursalé (là-bas, ils appellent ça "caviar"), une goutte de Pastis et un réchaud Butagaz à moitié vide !

Merci à Agust (prononcer avec l'accent viking : AOOOUgoust) Gudmundsson, grand satrape de la géologie islandaise à l'humour "bien de là-bas", pour nous avoir accueillis en son fief et nous en avoir fait découvrir les recoins secrets. Merci à lui pour l'intérêt constant qu'il a manifesté pour ce travail et pour avoir appris le français en quinze jours afin d'examiner le manuscrit.

Françoise Bergerat et Jacques Angelier sont les premiers à s'être embarqués dans l'aventure islandaise. Ils y ont entraîné Olivier Dauteuil qui m'a par la suite pris dans son sillage. C'est donc en partie grâce à Françoise et à Jacques que j'ai eu la chance de faire connaissance avec les fantastiques paysages de l'Islande... et avec l'eau glacée de ses torrents (c'est l'histoire d'une botte qui s'en va tranquillement à la dérive...). Jacques a souvent voulu venir à Rennes pour voir une manip'; jusqu'à présent, ce n'est resté qu'un rêve, mais ce n'est pas grave : Jacques possède l'extraordinaire capacité de réfléchir sur des expériences qu'il n'a

jamais vues. Françoise m'a appris à reconnaître des stries de faille dans du basalte (et j'en ai vu, en toute bonne foi !); elle a lu patiemment et méthodiquement ce manuscrit de bout en bout... et a attendu, avec plus de patience encore, sa publication. Merci à tous deux.

Catherine Homberg, juste après avoir terminé sa thèse sur le Jura, s'est embarquée pour l'Islande. Dis-moi, Catherine, tu sais qu'il existe aussi des pays où le soleil brille ? En tout cas, merci à toi pour cette délicieuse soupe Knorr, certain soir de déprime, dans la voiture garée au milieu de rien... Pour te témoigner ma gratitude, je te promets de consacrer le reste de ma vie à la recherche d'une cafetière en plastique à 10 balles.

Jean-Jacques Kermarrec a eu le talent de transformer les gribouillis qui me servaient de projets de manip' en appareillages expérimentaux réalisables. Il m'a aussi appris à retourner une galette de silicone sur un bac de miel, ce qui est chose moins aisée qu'on ne l'imagine. Merci à lui et à son acolyte Michel Lemoine.

Chris Clark m'a enseigné de subtiles techniques d'affût pour traquer le *Pleistocene ice stream*, gibier fugace s'il en est. Il a aussi décidé de me convaincre, cassettes video à l'appui, que la Grande-Bretagne est *the most marvelous country in the world for climbers*. Mouais, mouais... En tout cas, merci à lui d'avoir attentivement examiné la partie "glaciologie" de ce travail et d'avoir abandonné un instant ses emplettes de Noël pour passer la soirée du 18 décembre au milieu des *Froggies*.

Jean-Philippe Avouac, rapporteur très demandé, n'a pas hésité non plus à juger ce travail et à se rendre *en province* au beau milieu de l'hiver. Merci à lui.

Je souhaite également remercier toutes les personnes de Géosciences Rennes qui ont, d'une manière ou d'une autre, contribué à l'avancement de ce travail. En particulier Denis Gapais, Peter Cobbold, Pierre Gautier et Jean-Pierre Brun m'ont fait bénéficier de leur expérience et de leurs conseils. Jean-Pierre Brun a en outre accepté de présider le jury de soutenance.

Enfin c'est avec une larme de bonheur et de nostalgie au coin de l'oeil que je remercie Isa, Sido, Christine, Nadia, Delphine, Philippe, Stéphane, Gilles, Christophe, Richard, Marc et Tatyana pour leur soutien matériel et affectif, tout particulièrement dans la dernière longueur.

Table des matières

REMERCIEMENTS	3
INTRODUCTION	11
PREMIÈRE PARTIE - PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE DE L'ISLANDE	17
1. Cadre géodynamique	19
1.1 Le point chaud islandais	19
1.2 La dorsale médio-atlantique dans l'Atlantique Nord	24
1.2.1 La ride de Reykjanes	24
1.2.2 La ride de Kolbeinsey	24
1.2.3 La ride de Mohs	26
1.2.4 Bilan	26
2. Présentation géologique de l'Islande	28
2.1 La pile de lave	28
2.1.1 Division stratigraphique	28
2.1.2 Structure	28
2.2 Pétrologie	30
2.3 Localisation de l'activité tectonique et volcanique	31
2.3.1 La Zone Néovolcanique	31
2.3.2 Les zones de transfert d'accrétion	31
2.3.3 Localisation des systèmes volcaniques actifs	33
- La péninsule de Reykjanes	33
- La Zone Volcanique Est	35
- La Zone Volcanique Ouest	34
- Le faisceau Öraefajökull - Snaefell	35
- Le faisceau du Hofsjökull	34
- La péninsule de Snaefellsnes	35
- La Zone Volcanique Nord	34
- Bilan	36
2.4 L'unité structurale élémentaire : le système faisceau de fissures / volcan central	36
2.4.1 Structure superficielle	36
2.4.2 Structure profonde	36
2.4.3 Fonctionnement des systèmes volcaniques	38
2.4.4 Champs de contraintes associés	38
2.4.5 Modèles de systèmes volcaniques	41

3. Les glaciations quaternaires	43
3.1 Les premières glaciations	43
3.2 La dernière glaciation	43
3.2.1 Chronologie	43
3.2.2 Extension de la calotte glaciaire	45
3.2.3 Epaisseur de la calotte glaciaire	45
3.3 Le volcanisme sous-glaciaire	46
3.3.1 Structure des édifices	46
3.3.2 Fonctionnement d'une éruption sous-glaciaire	46
3.3.3 Âge des édifices	50
3.3.4 Localisation des édifices	50
4. Bilan	52
DEUXIÈME PARTIE - LE PROCESSUS D'EXTENSION	53
1. Introduction	55
2. Les particularités structurales de l'Islande	57
2.1 Structure et fonctionnement des dorsales lentes	57
2.2 Les anomalies structurales de l'Islande	57
2.2.1 Epaisseur de la croûte	57
2.2.2 Absence de vallée axiale	59
2.2.3 Largeur de la Zone Volcanique Active	59
2.2.4 Décalage entre la Zone Volcanique et la dorsale médio-atlantique	59
2.2.5 Pendage de la pile de lave	60
2.2.6 Disposition des isochrones	60
3. Modèles d'extension précédemment proposés	61
3.1 Les modèles à Zone Volcanique Active fixe	61
3.1.1 Le modèle de Bødvarsson et Walker	61
3.1.2 Le modèle de Palmason	61
3.1.3 Le modèle de Daignières et al.	63
3.2 Les modèles à Zone Volcanique Active mobile	65
3.2.1 Le modèle de Gibson et Piper	65
3.2.2 Le modèle de Helgason	67

4. Un nouveau modèle d'extension	67
4.1 Pourquoi proposer un nouveau modèle ?	67
4.2 Synthèse structurale	68
4.2.1 La Zone Volcanique Ouest	68
4.2.2 La Zone Volcanique Nord	71
- Localisation des volcans centraux	71
- La zone de failles de Bardardalur	71
- Le faisceau de Theystareykir	75
- Les faisceaux de fissures du flanc Est	75
- Epaisseur des basaltes d'âge inférieur à 0,8 Ma	76
4.2.3 Changement de style structural entre la Zone Volcanique Nord et la ride de Kolbeinsey	76
4.2.4 La structure de la pile de lave	77
4.2.5 Synthèse	84
4.3 Modélisation analogique de rifting océanique à l'aplomb d'un panache	84
4.3.1 Objectif	84
4.3.2 Rhéologie de la lithosphère	86
- Le comportement fragile	86
- Le comportement ductile	89
- Profil rhéologique de la lithosphère	89
4.3.3 Choix de matériaux analogiques	91
4.3.4 Dimensionnement des modèles	91
4.3.5 Dispositif expérimental	93
4.3.6 Résultats	95
- Dorsale non perturbée	98
- Dorsale perturbée par un panache	98
- Dorsale perturbée par un panache, enfouissement	100
4.3.7 Interprétation	104
5. Discussion	105
5.1 Le processus d'extension en Islande	105
5.2 Comparaison avec les marges passives volcaniques	105
6. Conclusion	110

TROISIÈME PARTIE - INFLUENCE DE L'ACTIVITÉ TECTONIQUE SUR L'ÉCOULEMENT GLACIAIRE	111
<u>1. Introduction</u>	<u>113</u>
<u>2. Dynamique d'une calotte glaciaire</u>	<u>114</u>
2.1 Le bilan glaciaire	114
2.1.1 Les processus d'accumulation	114
2.1.2 Les processus d'ablation	115
2.1.3 Le bilan glaciaire	115
2.2 Régime thermique	116
2.3 Processus d'écoulement de la glace	118
2.3.1 Fluage interne	118
2.3.2 Glissement basal	118
2.4 Dynamique glaciaire globale : reconstitution de calottes disparues	120
2.5 Bilan : paramètres contrôlant l'écoulement	123
<u>3. Les courants de glace</u>	<u>127</u>
3.1 Définition	127
3.2 Formation et fonctionnement	127
3.3 Recherche de paléo-courants de glace	129
3.3.1 Méthode directe	129
3.3.2 Méthode inverse	131
<u>4. Dynamique de la dernière calotte glaciaire islandaise</u>	<u>135</u>
4.1 Intérêt glaciologique de l'Islande	135
4.2 Dynamique de la dernière calotte glaciaire islandaise : influence du flux géothermique	135
4.2.1 Résumé	135
4.2.1.1 Reconstruction des lignes d'écoulement	135
4.2.1.2 Estimation de la vitesse d'un courant de glace	139
4.2.1.3 Profils topographiques de la surface des courants de glace	141
4.2.1.4 Nature du niveau de décollement	141
4.2.1.5 Influence des anomalies géothermiques sur l'emplacement des courants de glace	141
4.2.2 Article : Geothermal control on flow patterns in the Last Glacial Maximum ice sheet of Iceland	145
4.3 Comparaison avec l'écoulement actuel du Vatnajökull	165
4.4 Complément méthodologique : reconstitutions prenant en compte la distribution des précipitations	165
<u>5. Conclusion</u>	<u>167</u>

QUATRIÈME PARTIE : EFFET DE LA SURCHARGE GLACIAIRE SUR L'ACTIVITÉ TECTONIQUE	169
<u>1. Introduction</u>	171
<u>2. Effets des calottes glaciaires sur l'activité tectonique et volcanique : synthèse des travaux antérieurs</u>	171
2.1 Rebonds glaciaires	171
2.2 Effets sur l'activité tectonique	173
2.3 Effets sur le volcanisme	175
<u>3. Localisation et largeur de la Zone Volcanique Active durant les glaciations</u>	175
3.1 Résumé	175
3.2 <i>Article</i> : Pleistocene subglacial volcanism in Iceland: tectonic implications	181
<u>4. Effets d'une calotte glaciaire sur la rhéologie de la lithosphère</u>	195
4.1 Augmentation de la pression lithostatique	195
4.2 Subsidence et rééquilibrage thermique associé	195
4.3 Isolation thermique	197
4.4 Bilan	199
<u>5. Etude de l'influence d'une surcharge glaciaire sur la largeur d'un rift</u>	201
5.1 Dispositif expérimental	201
5.2 Paramétrisation des modèles	203
5.3 Résultats	203
5.4 Interprétation	206
<u>6. Conclusion</u>	208
CONCLUSION GENERALE	211
BIBLIOGRAPHIE	219
ANNEXE 1. <i>Article</i> : Ridge-plume interaction: consequences on the process of rifting in Iceland	257
ANNEXE 2. Coupes des modèles analogiques	255
ANNEXE 3. <i>Article</i> : Thufur formation in northern Iceland and its relation to Holocene climate change	259

.....

.....

.....

Introduction

.....

.....

L'Islande est une île d'une superficie de 103 000 km² située dans l'Atlantique Nord, à la latitude moyenne de 65°N et à la longitude moyenne de 20°O (Fig. 1.1, p. 20). Elle constitue la partie émergée d'un plateau basaltique de plus de 500 km de diamètre qui surplombe les fonds océaniques avoisinants de plus de 2000 mètres (Fig. 1.2, p. 20). La formation de ce plateau est liée à l'interférence entre la dorsale médio-Atlantique et le point chaud de l'Atlantique Nord [Johnson *et al.*, 1972; Vogt, 1974]. Le seul autre exemple actuel de dorsale océanique située à l'aplomb d'un point chaud est le plateau des Açores [Freire *et al.*, 1993] dont une grande partie est actuellement immergée. Ce dernier est perturbé par la présence d'une zone transformante limitant la plaque Européenne et la plaque Africaine. L'Islande constitue donc une région d'étude unique pour mettre en évidence l'influence d'un point chaud sur le processus d'extension lithosphérique liée à l'expansion océanique.

La présence d'un point chaud se manifeste en Islande par une anomalie topographique [Johnson *et al.*, 1972; Vogt, 1974], une épaisseur crustale anormale [Staples *et al.*, 1997] et une anomalie dans la composition chimique des laves émises (Fig. 1.2) [Schilling, 1973; Jakobsson, 1979]. La morphologie et la structure de la dorsale médio-Atlantique au Nord et au Sud de l'Islande sont aussi perturbées par le point chaud [Searle and Laughton, 1981; Searle *et al.*, 1998]. Ces anomalies morphologiques et structurales ont cependant été relativement peu étudiées en Islande, bien qu'elles y soient particulièrement marquées [Oskarsson *et al.*, 1985]. A l'heure actuelle, aucune étude mécanique n'a été effectuée pour mettre en évidence l'effet d'un point chaud sur le processus d'extension en contexte océanique. De plus, les coupes structurales de l'Islande qui sont actuellement proposées n'intègrent pas de manière réaliste les processus de déformation lithosphérique, en particulier la formation de failles dans la partie supérieure de la lithosphère. **Le premier objectif de ce travail est donc de déterminer l'influence du point chaud sur le processus d'extension, au moyen d'une analyse structurale et d'expériences de modélisation analogique respectant le comportement mécanique de la lithosphère.**

Le plateau islandais a subi plusieurs glaciations durant le Quaternaire. L'activité tectono-volcanique s'est alors déroulée sous une calotte glaciaire de 1000 à 1500 mètres d'épaisseur [Walker, 1965]. Plusieurs études récentes concernant la calotte glaciaire Ouest-Antarctique actuelle, qui est installée sur une région tectoniquement et volcaniquement active, semblent indiquer un fort contrôle de l'activité tectono-volcanique sur la dynamique glaciaire [Blankenship et al., 1993; Anandakrishnan et al., 1998; Blankenship et al., 1998]. Or la compréhension des paramètres qui contrôlent la dynamique de la calotte glaciaire Ouest-Antarctique est indispensable pour déterminer sa réponse à un éventuel réchauffement climatique [Bindschadler et al., 1998; Oppenheimer, 1998]. Ces paramètres restent cependant très mal établis à cause des difficultés d'observation de la base des calottes glaciaires actuelles. La majeure partie de l'Islande étant actuellement déglacée, elle offre une opportunité exceptionnelle d'étudier les processus actifs à la base des calottes glaciaires situées dans des régions tectoniquement et volcaniquement actives. **Le deuxième objectif de ce travail est donc de déterminer l'influence éventuelle de l'activité tectono-volcanique sur l'écoulement de la calotte glaciaire qui recouvrait l'Islande durant la dernière glaciation. Cette étude est basée sur une analyse géomorphologique effectuée sur le terrain et sur des images SPOT.**

La lithosphère islandaise est très peu résistante à cause de sa situation sur l'axe d'une dorsale et sur un point chaud qui induisent un gradient géothermique très élevé. Elle est donc particulièrement sensible à toute modification du champ des contraintes. Or la mise en place d'une surcharge glaciaire perturbe le champ des contraintes dans la lithosphère [Johnston, 1987; Johnston, 1989; Johnston et al., 1998]. Si cette perturbation est suffisamment importante par rapport aux contraintes tectoniques et à la résistance de la lithosphère, elle est susceptible d'affecter le mode de déformation lithosphérique. L'Islande constitue donc une région privilégiée pour préciser l'influence d'une surcharge glaciaire sur les processus de déformation de la lithosphère. **Le troisième objectif de ce travail est de déterminer si la mise en place de calottes glaciaires en Islande s'est accompagnée d'un changement du mode de déformation lithosphérique. Pour cela, nous avons comparé la localisation des structures actives pendant les glaciations (déterminée à partir de la localisation des édifices volcaniques synglaciaires) avec celle des structures actives actuellement. Cette étude a été complétée par des expériences de modélisation analogique visant à reproduire l'effet d'une surcharge sur le processus d'extension.**

Introduction

Le contexte géodynamique de l'Islande et les données géologiques générales nécessaires à la compréhension de la suite sont présentés dans la première partie. L'effet du point chaud sur le processus d'extension est abordé dans la deuxième partie. L'influence de l'activité tectono-volcanique sur la dynamique glaciaire est étudiée dans la troisième partie. Enfin, l'effet de la surcharge glaciaire sur le mode de déformation de la lithosphère est abordé dans la quatrième partie. Ces trois dernières parties ont été conçues pour pouvoir être lues indépendamment les unes des autres. Chacune comprend une présentation détaillée du problème dont elle traite, un article publié ou en voie de publication et une courte synthèse. Les résultats d'un travail sur les processus pédologiques périglaciaires en Islande sont présentés en annexe sous la forme d'une publication en collaboration.

Première partie :
Présentation géologique de l'Islande

1. Cadre géodynamique

L'Islande est située dans l'Atlantique Nord, à l'intersection entre la dorsale médio-Atlantique orientée NNE-SSO, et la ride aismique Groenland-Ecosse orientée ONO-ESE (Fig. 1.1). La ride médio-Atlantique sépare les plaques Amérique du Nord et Eurasie, qui s'écartent l'une de l'autre selon une direction N100°E et à une demi-vitesse de 1 cm/an à cette latitude [DeMets *et al.*, 1990; DeMets *et al.*, 1994]. La ride Groenland-Ecosse, avec une épaisseur crustale de l'ordre de 30 km [Zverev *et al.*, 1976; Bott and Gunnarsson, 1980], constitue la trace laissée dans chacune des plaques par le point chaud islandais qui est actif depuis l'ouverture de l'Atlantique Nord.

1.1 Le point chaud islandais

L'ouverture de l'Atlantique Nord au début du Tertiaire s'est accompagnée de la mise en place d'importantes quantités de basalte sur les marges du Groenland et de Norvège, ainsi qu'en Ecosse (Fig. 1.4). Cette activité volcanique exceptionnelle est liée à la fusion et à la mise en place de la tête d'un panache mantellique sous la lithosphère au moment de l'ouverture océanique [White *et al.*, 1987; White, 1989; White and McKenzie, 1989]. Cette grande province magmatique couvre une superficie supérieure à $1,3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ [Saunders *et al.*, 1997] et son volume total est estimé à $6,6 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ [Coffin and Eldholm, 1993]. La chronologie des événements et les caractéristiques du panache (position, dimension, composition, température, pérennité) restent fortement discutées. Le problème majeur réside dans le diamètre de l'anomalie thermique associée au panache. En se basant sur la localisation des basaltes tertiaires dans l'Atlantique Nord, certains auteurs proposent un diamètre de plusieurs milliers de kilomètres, qui pourrait correspondre à celui de la tête du panache (Fig. 1.4) [White *et al.*, 1987; White, 1989; White and McKenzie, 1989; Barton and White, 1997]. D'autres auteurs estiment au contraire que la grande étendue des basaltes tertiaires est due au déplacement vers le Sud-Est de l'axe d'un panache plus étroit (Fig. 1.5) [Lawver and Muller, 1994; Fitton *et al.*, 1997; Clift *et al.*, 1998; Tegner *et al.*, 1998].

L'activité magmatique se poursuit actuellement par la fusion de la queue du panache [Campbell and Griffiths, 1990]. Son axe est localisé au Sud-Est de l'Islande, sous le glacier Vatnajökull (Fig. 1.3) [Sigvaldason *et al.*, 1974; Vogt, 1974; Tryggvason *et al.*, 1983; Wolfe *et al.*, 1997; Shen *et al.*, 1998]. Des études par tomographie sismique ont montré que cette queue de panache avait un diamètre de 300 à 400 km, qu'elle s'étendait au moins jusqu'à 400 km de profondeur, et que la différence de température entre le panache et le manteau environnant était de l'ordre de 250° [Wolfe *et al.*, 1997]. Le panache trouverait son origine à la base du manteau inférieur, vraisemblablement dans la couche D" [Shen *et al.*, 1998].

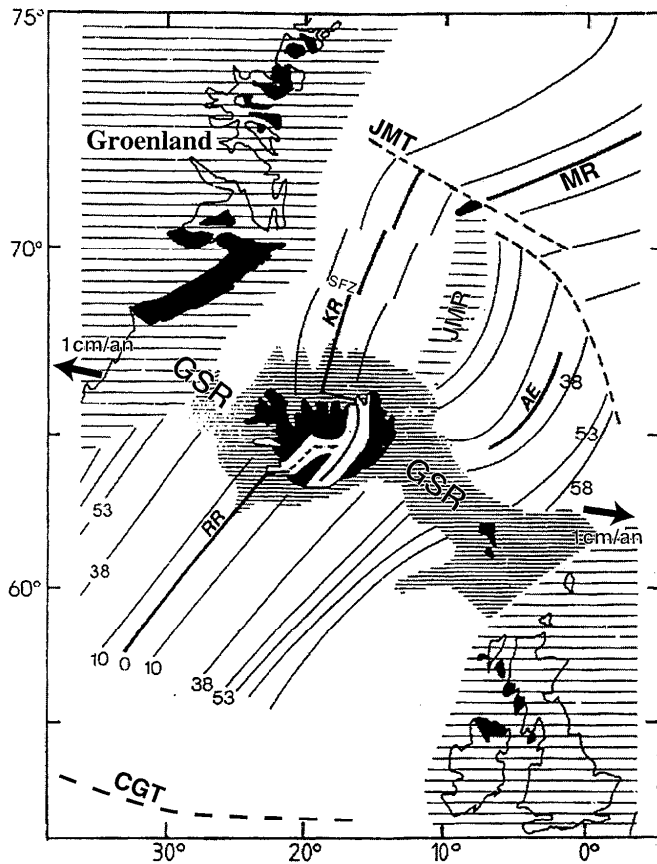


Figure 1.1. Cadre géodynamique de l'Islande (d'après Moore & Fairbridge [1997]). La ride Groenland-Ecosse est indiquée en hachures horizontales serrées, les basaltes tertiaires du Groenland et d'Ecosse en noir, et la croûte continentale en hachure horizontales larges.

AE : ride d'Aegir; CGT : zone transformante Charlie-Gibbs; RR : ride de Reykjanes; KR : ride de Kolbeinsey; SFZ : zone de fractures de Spar; MR : ride de Mohns; GSR : ride Groenland-Ecosse; JMT : zone transformante de Jan Mayen; JMR : ride de Jan Mayen.

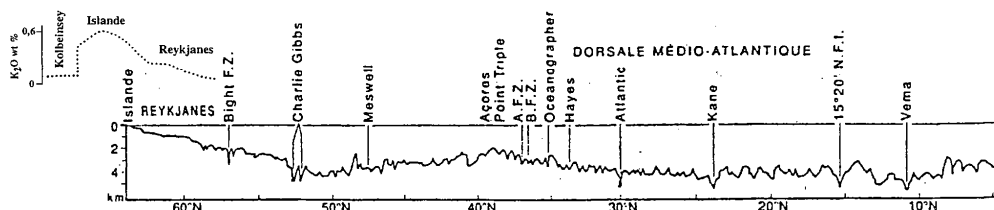
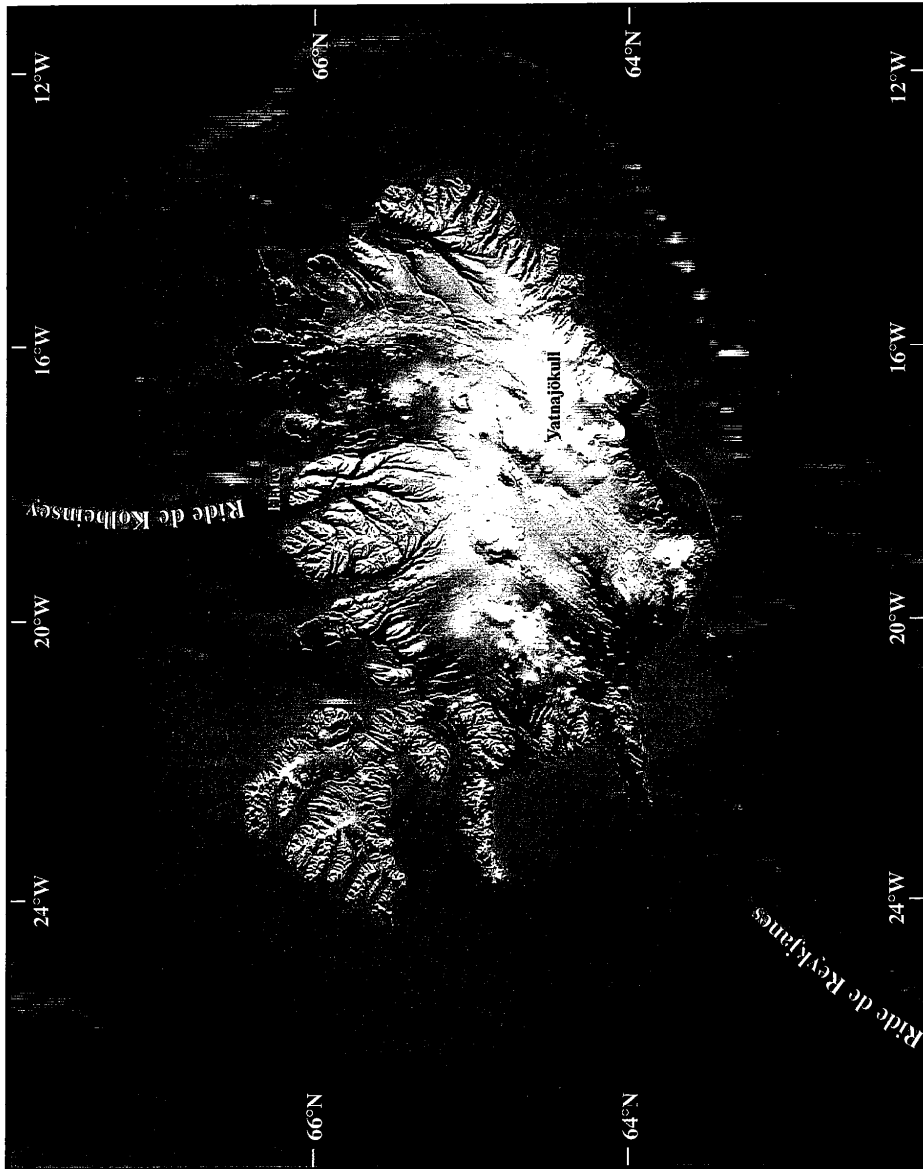


Figure 1.2. Bathymétrie de la dorsale médio-Atlantique entre 5°N et 65°N (d'après Juteau et Maury [1997]). Courbe en pointillé : variation de la concentration en K_2O dans les basaltes tholéitiques entre les rides de Reykjanes et Kolbeinsey [Jakobsson, 1979].

Figure 1.3. Topographie du plateau océanique islandais. Modèle numérique de terrain avec ombrage artificiel. L'éclairage provient de l'Est. Établi d'après les données publiques de l'USGS. La précision des données est de 30" à terre et de 5' en mer. Projection UTM.



.....

.....

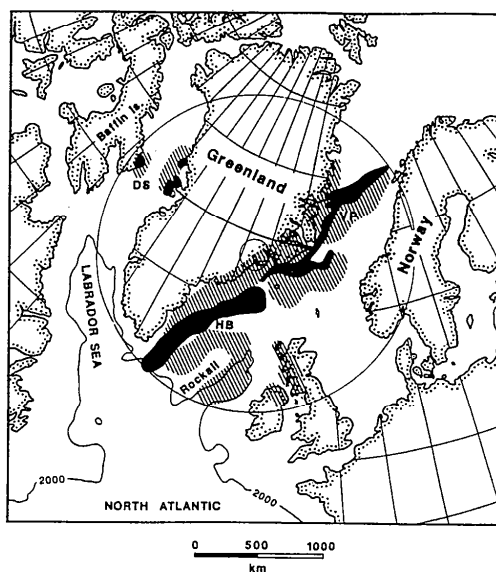


Fig. 1.4. Reconstruction de l'Atlantique Nord au moment de son ouverture (anomalie magnétique 23).
Les zones noires et hachurées indiquent la localisation des basaltes mis en place à cette époque. Le cercle indique la taille de l'anomalie thermique mantellique déduite par White [1989].

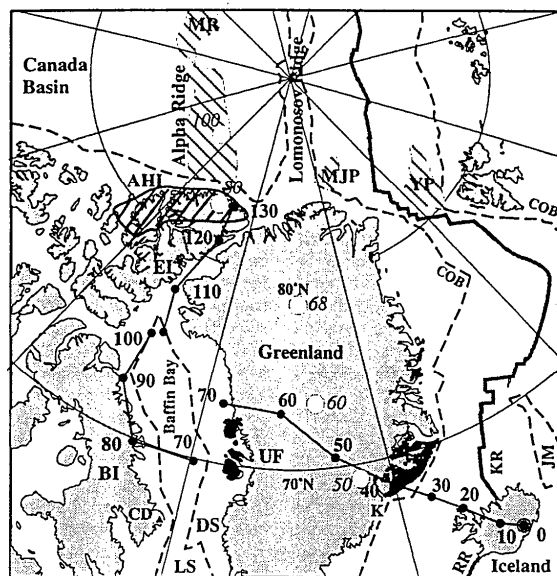


Fig. 1.5. Trajectoire du panache islandais déterminée par Lawver et Müller [1994].

1.2 La dorsale médio-Atlantique dans l'Atlantique Nord

La dorsale médio-Atlantique se trouve à une profondeur moyenne de 4 km sous le niveau de la mer. Au Nord de 52°N, cette profondeur diminue progressivement et la dorsale émerge en Islande (Fig. 1.2). Outre cette anomalie topographique, la présence du panache se manifeste par des perturbations de la morphologie et de la structure de la dorsale. Dans l'Atlantique Nord, celle-ci est divisée en plusieurs segments : la ride de Reykjanes s'étend de la zone transformante Charlie-Gibbs (52°N) à l'extrémité Sud-Ouest de l'Islande (63°N) ; la ride de Kolbeinsey s'étend du Nord de l'Islande (66°N) à la zone transformante de Jan Mayen (72°N), à partir de laquelle elle est relayée par la ride de Mohs (Fig. 1.1).

1.2.1 La ride de Reykjanes

La ride de Reykjanes, dont l'axe a une direction N36°E, est fortement oblique par rapport à la direction de divergence des plaques (Fig. 1.1). Sur plus de 1000 km, elle est donc soumise à un rifting oblique qui est à l'origine d'une structuration particulière. La Zone Volcanique Active de cette dorsale est constituée d'un système de rides volcaniques perpendiculaires à la direction d'extension et disposés en-échelon (Fig. 1.6) [Johnson and Jakobsson, 1985; Parson et al., 1993; Crane et al., 1997; Searle et al., 1998]. La Zone Volcanique Active est limitée par des failles qui sont parallèles à l'axe de la ride (Fig. 1.6) [Searle et al., 1998].

Dans sa partie Sud, la ride de Reykjanes possède une vallée axiale d'une profondeur moyenne de 700 mètres. La vallée axiale disparaît de manière abrupte à 59°N et est remplacée plus au Nord par un dôme axial similaire à celui des dorsales rapides. Ce changement a été attribué à la proximité du point chaud islandais [Searle et al., 1998]. De part et d'autre de la ride de Reykjanes, les isochrones sont linéaires et parallèles à l'axe de la ride (Fig. 1.1). Une particularité structurale est l'existence de rides obliques qui recoupent les isochrones de part et d'autre de la ride de Reykjanes (Fig. 1.7) [Vogt, 1974]. La formation de ces rides a été attribuée à la migration, le long de l'axe de la dorsale, de matériel asthénosphérique apporté épisodiquement par le panache islandais [White, 1997; Searle et al., 1998].

1.2.2 La ride de Kolbeinsey

Au Nord de l'Islande, la ride de Kolbeinsey, de direction N10°E, est approximativement perpendiculaire à la direction de divergence des plaques (Fig. 1.1). Elle est légèrement décalée par trois zones de fracture : les Zones de Fractures de Spar, de 70,8°N et de 71,3°N [Kodaira et al., 1997]. Elle ne possède pas de vallée axiale. Au contraire, son axe est marqué par un relief constitué de horsts et de grabens (Fig. 1.8). Sur ses flancs, les isochrones sont parallèles à l'axe de la ride (Fig. 1.1). Des rides obliques similaires à celles de la ride de Reykjanes y ont été observées [Vogt et al., 1980].

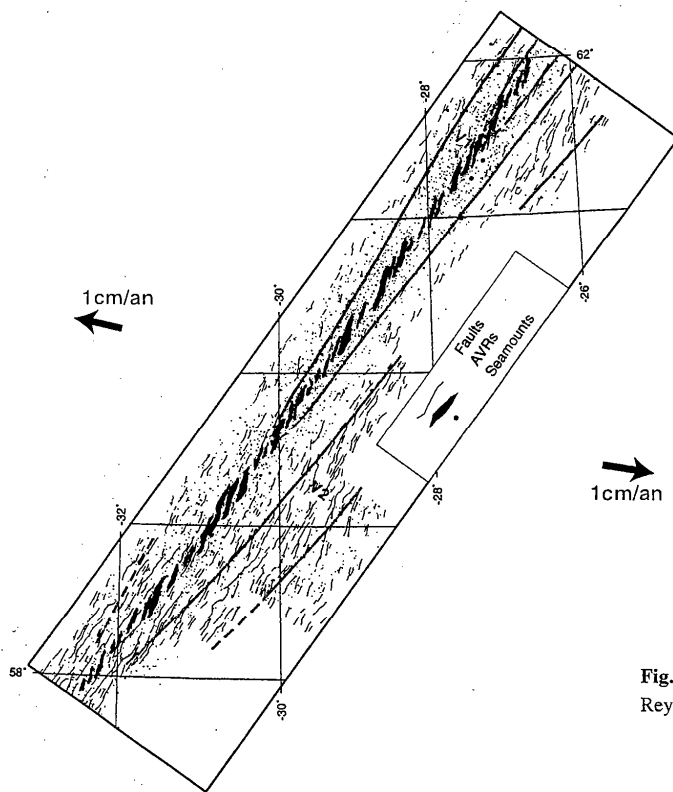


Fig. 1.6. Structure de la ride de Reykjanes [Searle et al., 1998].

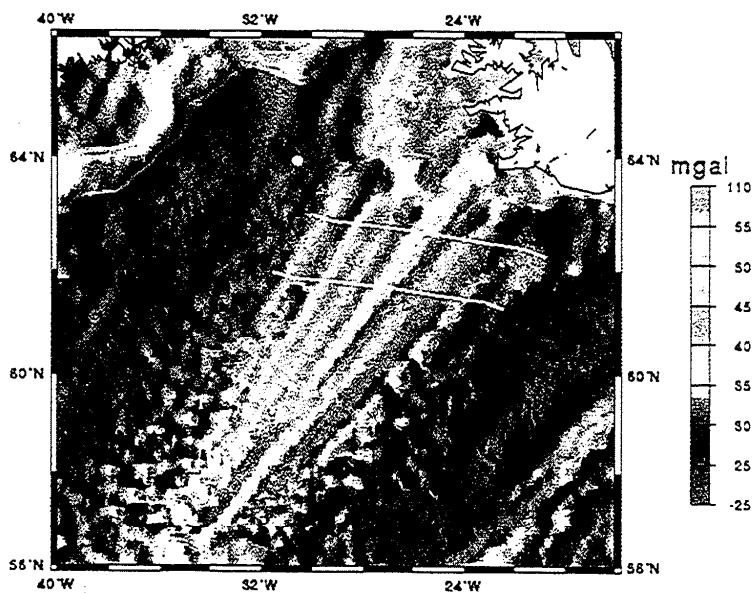


Fig. 1.7. Carte gravimétrique montrant les rides obliques situées de part et d'autre de l'axe de la ride de Reykjanes [White et al., 1995].

La disposition des isochrones de part et d'autre de l'axe d'accrétion actuel suggère que l'histoire de l'expansion océanique dans cette région est complexe (Fig. 1.1). L'océanisation aurait débuté à l'anomalie magnétique 23, au début du Tertiaire [Talwani and Eldholm, 1977; White, 1989]. Entre l'anomalie 23 et l'anomalie 12, l'accrétion se serait produite sur la ride d'Aegir (Fig. 1.1). L'axe d'accrétion aurait alors migré plus à l'Ouest, en isolant un fragment du continent Groenlandais qui forme actuellement la ride de Jan Mayen (Fig. 1.1) [Kodaira et al., 1998]. Certains auteurs ont proposé que l'axe d'accrétion se trouvait alors juste à l'Ouest de la ride de Jan Mayen, et qu'il aurait sauté une nouvelle fois pendant l'anomalie magnétique 5 pour former la ride de Kolbeinsey actuelle [Johnson et al., 1972; Gronlie et al., 1979]. Ce dernier saut de rift est fortement discuté [Vogt et al., 1980; Kodaira et al., 1998]. La complexité structurale de cette région est probablement liée à la proximité du point chaud islandais [Johnson et al., 1972]. Cette relation n'a cependant pas été mise en évidence clairement à l'heure actuelle.

1.2.3 La ride de Mohns

La ride de Mohns, orientée N60°E, est fortement oblique par rapport à la direction de divergence des plaques (Fig. 1.1). La vallée axiale, peu marquée dans la partie Sud-Ouest, s'approfondit vers le Nord-Est. Le fond de la vallée axiale est affecté par des failles normales, qui limitent des horsts et des grabens perpendiculaires à la direction d'extension et disposés en échelon (Fig. 1.9). Les murs de la vallée axiale sont affectés par des failles en échelon et sont dominés par des mouvements décrochants [Dauteuil and Brun, 1993; Dauteuil and Brun, 1996].

1.2.4 Bilan

A proximité du point chaud Islandais, la dorsale médio-Atlantique présente une structure complexe, différente de celle d'une dorsale lente classique : absence de vallée axiale, extension oblique le long de certains segments, existence de rides obliques qui recoupent les isochrones de part et d'autre de l'axe d'accrétion. La disposition des isochrones au Nord de l'Islande suggère une histoire d'expansion océanique complexe, probablement marquée par des migrations latérales de l'axe d'accrétion. Ces anomalies ont généralement été imputées à la présence du point chaud islandais. Cependant, il n'existe actuellement pas de modèle mécanique permettant d'expliquer ces anomalies par l'influence du point chaud sur le processus d'accrétion océanique.

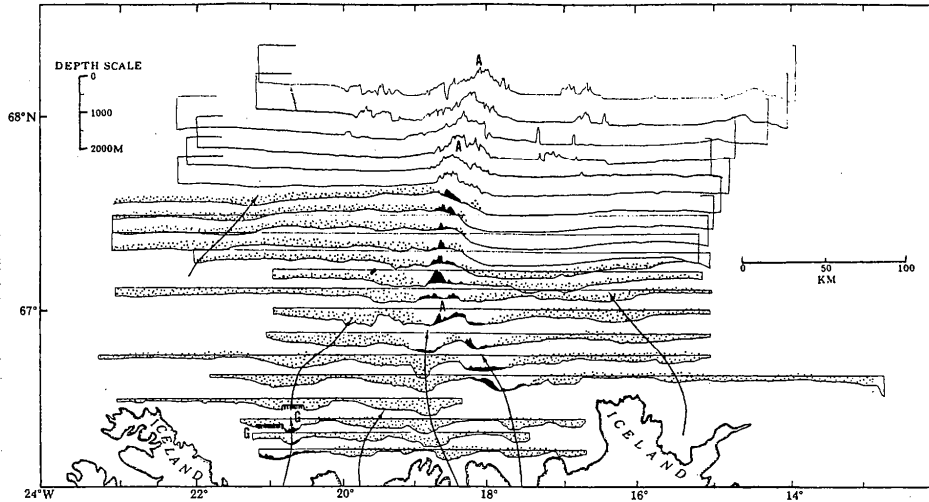


Figure 1.8. Profils bathymétriques de la ride de Kolbeinsey [Vogt *et al.*, 1980]. Les affleurements basaltiques sont indiqués en noir. Les régions couvertes de sédiments glaciaires sont indiquées par des pointillés.

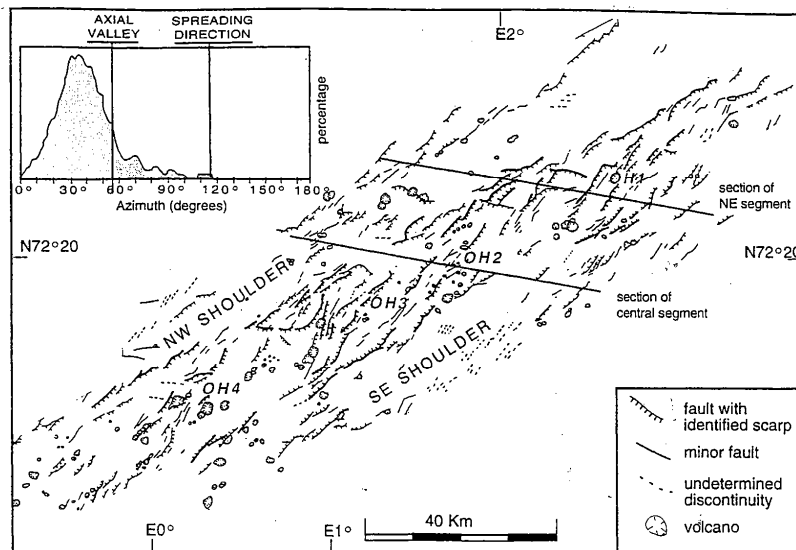


Figure 1.9. Carte structurale de la ride de Mohs [Dauteuil et Brun, 1996].

2. Présentation géologique de l'Islande

2.1 La pile de lave

2.1.1 Division stratigraphique

L'Islande est essentiellement formée de coulées de basalte empilées. Les basaltes les plus anciens datent de 15 à 17 Ma et se trouvent à l'extrémité Nord-Ouest et le long de la côte Est de l'île (Fig. 1.10) [Moorbath et al., 1968; McDougall et al., 1976a; McDougall et al., 1976b; Musset et al., 1980; McDougall et al., 1984; Hardarson et al., 1997]. Par convention, la série stratigraphique est classiquement divisée en quatre unités, dont les limites sont définies à partir de critères paléoclimatiques et paléomagnétiques.

- *La série tertiaire* est formée de coulées basaltiques d'âge supérieur à 3,3 Ma, entre lesquelles sont interstratifiés des paléosols rubéfiés.

- *La série plio-pléistocène* comprend les formations dont l'âge est compris entre 3,3 Ma et 0,8 Ma. Elle regroupe les époques paléomagnétiques Gauss et Matuyama. Cette série comprend des coulées basaltiques entre lesquelles sont interstratifiés des sédiments glaciaires et des formations volcaniques sous-glaciaires.

- *La série du Pléistocène supérieur* regroupe les formations dont l'âge est compris entre 0,8 Ma et 10 000 ans. Sa base est définie par l'inversion magnétique Matuyama-Bruhnes. De nombreux édifices volcaniques interglaciaires et sous-glaciaires de cet âge ont été préservés.

- *Les formations postglaciaires holocènes*, plus jeunes que 10 000 ans, se sont mises en place depuis la fin de la dernière glaciation.

2.1.2 Structure

La pile de lave est constituée de coulées dont l'épaisseur varie de cinq à quinze mètres. Des niveaux rouges, argileux ou tuffacés, de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, sont généralement interstratifiés entre les coulées de lave. Ces niveaux sont interprétés comme des dépôts volcanoclastiques éoliens oxydés [Saemundsson, 1979].

Les coulées de lave forment des unités lenticulaires, chaque unité ayant été produite par un système volcanique indépendant (Figs. 1.10 et 1.11) [Saemundsson, 1979]. On retrouve les traces des systèmes volcaniques sous forme de faisceaux de dykes et de volcans érodés, dont les coulées généralement acides sont interstratifiées dans la pile de lave basaltique (Fig. 1.11).

Le taux d'accumulation des coulées de lave a été déterminé à l'aide de datations paléomagnétiques. Les valeurs obtenues varient entre 360 m/Ma et 4000 m/Ma suivant la localité et la position stratigraphique [Watkins and Walker, 1977; Saemundsson et al., 1980]. L'activité magmatique présente donc de fortes variations spatiales et temporelles, qui restent inexplicables à l'heure actuelle.

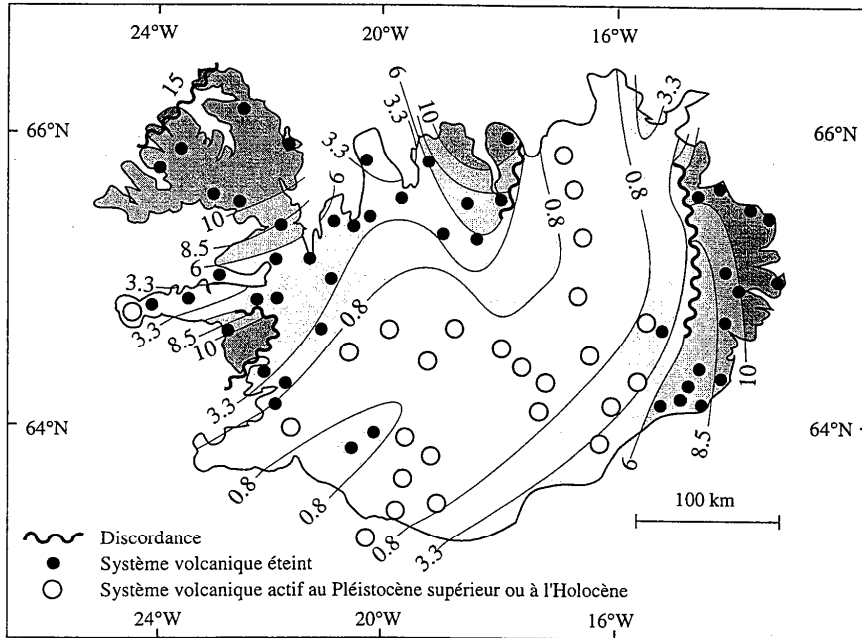


Figure 1.10. Carte des isochrones de la pile de lave (d'après Johannesson et Saemundsson [1998]). Les discordances principales sont indiquées, ainsi que la localisation des systèmes volcaniques actifs et éteints.

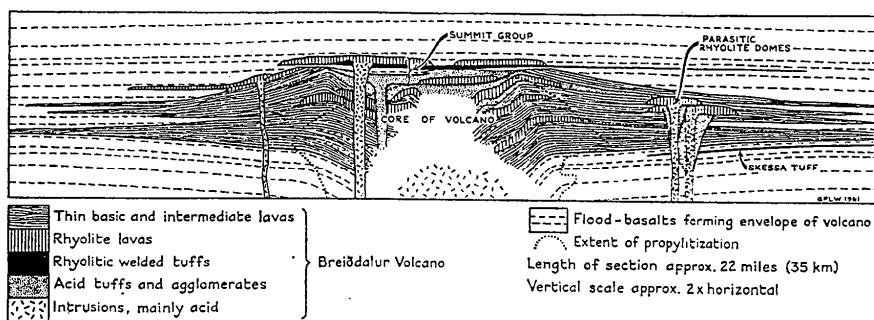


Figure 1.11. Volcan tertiaire éteint, interstratifié dans la pile de lave [Walker, 1963].

Des niveaux sédimentaires fluviaux et lacustres, contenant parfois de la lignite et des plantes fossiles, sont intercalés dans la pile de lave. Ils sont très continus et leur extension latérale couvre plusieurs dizaines de kilomètres. Ces niveaux sédimentaires indiquent des épisodes d'érosion considérable et sont parfois associés à des discordances dans la pile de lave (Fig. 1.10) [Saemundsson, 1979; Hardarson *et al.*, 1997]. Ils reflètent donc l'existence d'événements tectoniques majeurs au cours de la construction de la pile de lave. Ces événements tectoniques sont probablement associés à l'extinction de systèmes volcaniques [Saemundsson, 1979], mais leur nature reste inconnue.

2.2. Pétrologie

La pile de lave islandaise est formée essentiellement de basaltes généralement tholéitiques (80-85 %), avec une faible fraction (10 %) de laves acides et intermédiaires [Jakobsson, 1979]. Les roches acides apparaissent uniquement à proximité des principaux centres d'éruption magmatique (volcans centraux, voir § 2.4). Il s'agit de coulées de rhyolites, de dacite et d'obsidienne en surface et de plutons dioritiques et granodioritiques en profondeur. L'existence de roches acides dans un environnement océanique est surprenante. Elle a dans un premier temps été attribuée à une cristallisation fractionnée très poussée dans les chambres magmatiques. Des mesures isotopiques ont montré que la formation des roches acides résultait en fait de la fusion partielle de la croûte basaltique hydratée [Sigmarsson *et al.*, 1991; Sigmarsson *et al.*, 1992; Hémond *et al.*, 1993].

Les laves émises dans la partie centrale de l'île sont principalement tholéitiques à picritiques et peuvent être liées aussi bien au fonctionnement de la dorsale qu'à celui du panache. Les picrites étant majoritairement des roches cumulées, elles ne permettent pas de déterminer les conditions de formation des magmas (profondeur de fusion) [Révillon *et al.*, Submitted]. Les laves émises dans les régions externes de l'île sont principalement de type alcalin ou transitionnel, caractéristique d'un contexte de point chaud [Jakobsson, 1979]. On observe également une variation systématique des signatures géochimiques des roches depuis la ride de Reykjanes jusqu'à la ride de Kolbeinsey, le long de la Zone Active d'Islande (Fig. 1.2, p. 20) [Schilling, 1973]. Cette variation, reflète l'existence du panache mantellique : à l'aplomb de l'Islande, les caractères géochimiques liés à la ride médio-Atlantique et au panache se surimposent [Hémond *et al.*, 1993; Fitton *et al.*, 1997; Saunders *et al.*, 1997].

2.3 Localisation de l'activité tectonique et volcanique

2.3.1 La Zone Néovolcanique

La dorsale médio-Atlantique traverse l'Islande du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Fig. 1.1). La région couverte de formations volcaniques d'âge inférieur à 0,8 Ma est classiquement dénommée Zone Néovolcanique [Saemundsson, 1979]. Elle est composée de trois segments principaux (Fig. 1.12). La Zone Volcanique Ouest s'étend de l'Est de la péninsule de Reykjanes au glacier Langjökull. La Zone Volcanique Est s'étend des îles Vestmann au glacier Vatnajökull. La Zone Volcanique Nord s'étend du Vatnajökull à la côte Nord de l'Islande. A ces trois segments principaux s'ajoutent les zones actives du Hofsjökull au centre de l'île, d'Öraefajökull-Snaefell au Sud-Est et de Snaefellsnes à l'Ouest.

On considère généralement que La Zone Volcanique Ouest et la Zone Volcanique Nord constituent la Zone Volcanique Axiale, correspondant à l'axe de divergence supposé [Saemundsson, 1979]. La péninsule de Snaefellsnes, la zone Öraefajökull-Snaefell et la partie Sud de la Zone Volcanique Est sont considérées comme des zones volcaniques hors-axe (*off-rift flank zones*) [Saemundsson, 1979; Johannesson and Saemundsson, 1998b]. Différentes hypothèses ont été avancées pour expliquer l'existence des zones volcaniques hors-axe : elles correspondraient soit à d'anciennes Zones Axiales, soit à des Zones Axiales en cours de formation et de propagation, soit à des zones de transfert d'accrétion [Ward, 1971; Saemundsson, 1979; Gudmundsson and Brynjolfsson, 1993; Gudmundsson, 1995b]. Elles ne sont pas prises en compte dans les modèles structuraux qui sont classiquement proposés [Palmason, 1973; Daignières et al., 1975; Oskarsson et al., 1985].

2.3.2 Les zones de transfert d'accrétion

Les zones d'accrétion en Islande sont décalées vers l'Est par rapport à la ride de Reykjanes au Sud et à la ride de Kolbeinsey au Nord (Fig. 1.12). Au Sud, le décalage est accommodé en partie dans la Zone Sismique Sud-Islandaise, qui est située entre la Zone Volcanique Ouest et la Zone Volcanique Est (Fig. 1.12). Cette région montre une activité sismique importante et accomode un cisaillement sénestre [Sigmundsson et al., 1995]. On a d'abord proposé qu'il s'agisse d'une zone transformante de direction E-O [Ward, 1971]. Cependant, les failles visibles en surface ont une direction N-S à NE-SO [Johannesson et al., 1990] et les séismes en profondeur se produisent majoritairement sur des plans décrochants dextres N-S [Verrier, 1997]. La signification de la Zone Sismique Sud-Islandaise reste donc discutée [Hackman et al., 1990; Gudmundsson and Brynjolfsson, 1993; Gudmundsson, 1995b; Luxey et al., 1997; Verrier, 1997].

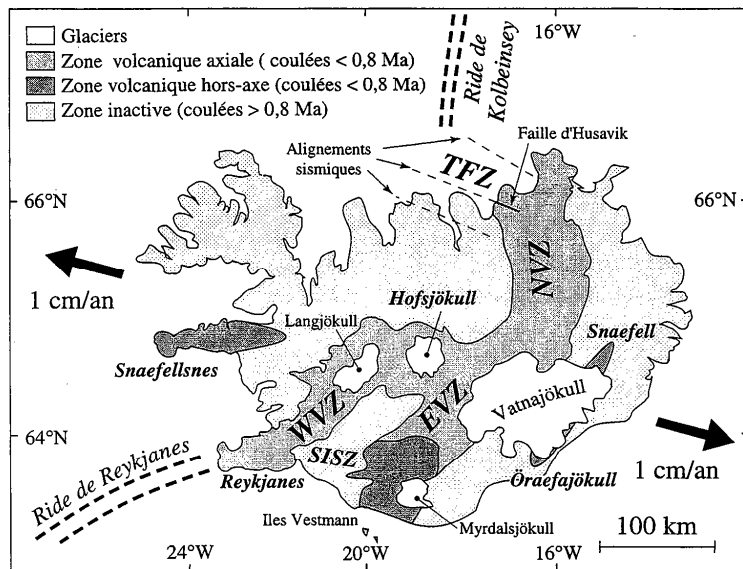


Figure 1.12. Localisation des régions actives. WVZ : Zone Volcanique Ouest. EVZ : Zone Volcanique Est. NVZ : Zone Volcanique Nord. SISZ : Zone Sismique Sud Islandaise. TFZ : Zone de Fractures de Tjörnes.

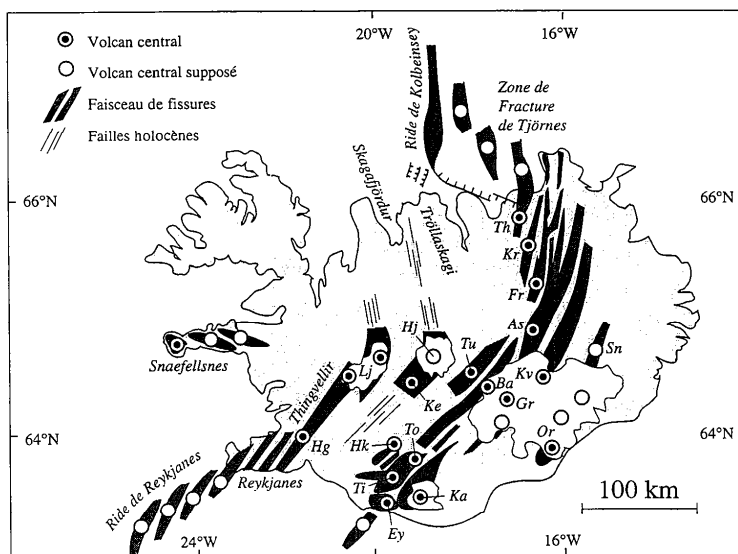


Figure 1.13. Carte des systèmes volcaniques actifs (d'après McMaster et al. [1977], Saemundsson [1978], Flovenz et Gunnarsson [1991], Gudmundsson [1996] et Johannesson et Saemundsson [1998]).

As : Askja	Gr : Grimsvötn	Ka : Katla	Lj : Langjökull	Ti : Tindfjallajökull
Ba : Bardarbunga	Hg : Hengill	Ke : Kerlingarfjöll	Or : Öraefajökull	To : Törfajökull
Ey : Eyjafjallajökull	Hj : Hofsjökull	Kr : Krafla	Sn : Snæfell	Tu : Tugnafellsjökull
Fr : Fremri-Namur	Hk : Hekla	Kv : Kverkfjöll	Th : Theystareykir	

Au Nord, le décalage entre la Zone Néovolcanique et la ride de Kolbeinsey est accommodé en mer dans la Zone de Fracture de Tjörnes (Fig. 1.12). Cette région présente une activité sismique importante. Trois alignements sismiques de direction ONO-ESE observés dans cette région sont classiquement interprétés comme des failles décrochantes dextres [Ward, 1971]. L'un de ces alignements sismiques est effectivement situé dans le prolongement de la faille d'Husavik visible à terre, dont la direction est ONO-ESE, et qui présente une composante décrochante dextre (Fig. 1.12) [Gudmundsson *et al.*, 1993]. Cependant, les données bathymétriques, sismiques et magnétiques indiquent que la Zone de Fracture de Tjörnes est dominée par des structures N-S [McMaster *et al.*, 1977]. De plus, des analyses sismotectoniques récentes ont montré que les séismes se produisaient sur des plans de décrochement sénestres de direction N-S dans la partie Nord-Est de la Zone de Fracture de Tjörnes [Rögnvaldsson *et al.*, 1998]. Comme la Zone Sismique Sud-Islandaise, la structure et la signification de la Zone de Fracture de Tjörnes restent donc débattues [Jancin *et al.*, 1985; Young *et al.*, 1985; Gudmundsson *et al.*, 1993; Gudmundsson, 1995b; Gudmundsson and Fjader, 1995; Jancin *et al.*, 1995; Rögnvaldsson *et al.*, 1998].

2.3.3 Localisation des systèmes volcaniques actifs

La Zone Néovolcanique est classiquement définie d'après l'étendue des formations volcaniques d'âge inférieur à 0.8 Ma. Cependant, les coulées de lave pouvant parcourir de grandes distances à partir de leur lieu d'émission, le tracé en carte de la Zone Néovolcanique reflète mal la localisation exacte des structures actives et leur direction. Il est donc intéressant de présenter la structure de l'Islande en se basant sur l'emplacement des systèmes volcaniques, plutôt que sur la localisation des coulées d'âge inférieur à 0,8 Ma.

L'activité actuelle est localisée dans des systèmes volcaniques qui sont composés d'un volcan central et d'un faisceau de fissures (Fig. 1.13) [Saemundsson, 1978]. Les volcans centraux sont composés de nombreux centres éruptifs adjacents et sont des lieux de production magmatique importante. Les faisceaux de fissures sont composés de failles normales, de fissures ouvertes et de fissures éruptives. Ils sont séparés les uns des autres par des zones inactives de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres de large. La structure des systèmes volcaniques est présentée en détail au paragraphe 2.4.

- La péninsule de Reykjanes

La ride de Reykjanes se prolonge à terre sur la péninsule de Reykjanes sous forme de quatre faisceaux de fissures de direction NE-SO disposés en échelon (Fig. 1.13). Les quatre faisceaux ont été actifs durant l'Holocène. La présence d'édifices volcaniques sous-glaciaires le long de ces faisceaux montre qu'ils ont aussi été actifs durant le Pléistocène supérieur

[*Johannesson and Saemundsson, 1998a*]. La limite entre les plaques Amérique et Eurasie est supposée passer par le centre des faisceaux de fissure et avoir une direction N80°E [*Einarsson, 1991*].

- La Zone Volcanique Ouest

Dans la Zone Volcanique Ouest, un seul faisceau de fissures est actif actuellement. Il s'agit du faisceau de Thingvellir, qui se prolonge vers le Nord-Est jusqu'au glacier Langjökull (Fig. 1.13). Il est associé à deux volcans centraux : Hengill au Sud-Ouest et Langjökull au Nord-Est. Le long de la bordure Est du glacier Langjökull, des édifices volcaniques sous-glaciaires constituent un faisceau qui est disposé en échelon par rapport à celui de Thingvellir. Ce faisceau, peu actif durant l'Holocène, est associé à un volcan central qui est situé sous la partie Nord-Est du glacier Langjökull [*Gudmundsson, 1996*]. Au Nord du glacier Langjökull, des édifices volcaniques sous-glaciaires indiquent que ce faisceau ou celui de Thingvellir se prolonge vers le Nord [*Piper, 1973; Johannesson and Saemundsson, 1998b*]. La limite de plaque est supposée longer le faisceau de Thingvellir [*Saemundsson, 1979*].

- Le faisceau du Hofsjökull

Le faisceau de Thingvellir est relayé à l'Est par le faisceau du Hofsjökull, dont la partie Sud a une direction NE-SO et la partie Nord une direction Nord-Sud (Fig. 1.13). Deux volcans centraux sont associés à ce faisceau : Hofsjökull et Kerlingarfjöll. Ce faisceau a été peu actif durant l'Holocène, et son extension est mal connue [*Gudmundsson, 1996*]. De nombreuses failles récentes de direction NE-SO et des formations volcaniques sous-glaciaires, situées entre la Zone Volcanique Ouest et la Zone Volcanique Est, suggèrent que le faisceau du Hofsjökull se prolonge vers le Sud-Ouest jusqu'à la Zone Sismique Sud-Islandaise (Fig. 1.13) [*Johannesson et al., 1990*]. De même, il existe de nombreuses failles normales de direction N-S sur le flanc Ouest de la péninsule de Tröllaskagi, qui suggèrent que le faisceau du Hofsjökull se prolonge vers le Nord jusqu'au fjord de Skagafjörður (Fig. 1.13) [*Piper, 1973; Johannesson and Saemundsson, 1998b*].

La région du Hofsjökull, parfois dénommée Zone Transversale Centrale, a été interprétée comme une zone transformante qui se poursuivrait jusqu'à la péninsule de Snæfellsnes [*Ward, 1971*]. Cependant, cette région est dominée par des structures de direction NE-SO à N-S, qui sont difficilement compatibles avec cette interprétation.

- La Zone Volcanique Nord

La Zone Volcanique Nord est composée de cinq faisceaux de fissures de direction NNE-SSO disposés en échelon. Chaque faisceau est associé à un volcan central : Theystareykir, Krafla, Fremri-Namur, Askja et Kverkfjöll, du Nord-Ouest au Sud-Est. Les volcans centraux

sont essentiellement formés de produits volcaniques sous-glaciaires plio-pléistocènes [Gudmundsson, 1996]. Par contre, on trouve peu de produits volcaniques sous-glaciaires le long des faisceaux de fissures, sauf dans la partie Nord des faisceaux de l'Askja et du Kverkfjöll [Helgason, 1989; Johannesson and Saemundsson, 1998a]. La partie Nord du faisceau du Kverkfjöll n'a pas été active pendant l'Holocène. L'axe de divergence des plaques est supposé se trouver dans la partie Ouest de la Zone Volcanique Nord, le long de l'alignement formé par les volcans centraux [Saemundsson, 1979].

- La Zone Volcanique Est

Les faisceaux de l'Askja et du Kverkfjöll se poursuivent vers le Sud-Ouest sous le glacier Vatnajökull, jusqu'à la Zone Volcanique Est. Là, ils sont relayés par un ensemble complexe de faisceaux associés aux volcans centraux Tugnafellsjökull, Bardarbunga, Grimsvötn, Hekla, Torfajökull, Tindfallajökull, Eyjafjallajökull et Katla (Fig. 1.13). Tous ces faisceaux ont été actifs durant le Pléistocène supérieur et l'Holocène [Johannesson and Saemundsson, 1998a]. Dans la partie Sud de la Zone Volcanique Est, les produits volcaniques plio-pléistocènes reposent en discordance sur les basaltes tertiaires érodés [Saemundsson, 1979]. La Zone Volcanique Est se serait donc formée au Plio-Pléistocène par propagation de la Zone Volcanique Nord vers le Sud [Gudmundsson and Brynjolfsson, 1993; Gudmundsson, 1995b].

- Le faisceau Öraefajökull - Snaefell

Le faisceau Öraefajökull - Snaefell est mal connu car il est presque entièrement masqué par le glacier Vatnajökull (Fig. 1.13). Il est composé de quatre strato-volcans. Ce faisceau a été actif sur toute sa longueur durant le Pléistocène supérieur. Seule sa partie Sud a été active durant l'Holocène [Gudmundsson, 1996]. Les formations du Pléistocène supérieur reposent en discordance sur des basaltes tertiaires érodés, ce qui suggère que ce faisceau est apparu récemment [Saemundsson, 1979].

- La péninsule de Snaefellsnes

La Zone Volcanique de Snaefellsnes est composée d'un volcan central, de fissures, et de failles normales de direction ONO-ESE (Fig. 1.13). L'activité volcanique est peu importante et les failles sont peu développées [Johannesson and Saemundsson, 1998b]. Cette zone a été interprétée soit comme une zone de transfert [Sigurdsson, 1970; Ward, 1971], soit comme un nouveau rift en cours de propagation vers l'Est [Gudmundsson, 1998].

- Bilan

L'activité volcanique et tectonique est localisée dans des systèmes volcaniques qui sont composés d'un volcan central et d'un faisceau de fissures. Ces systèmes volcaniques sont disposés en échelon. De nombreux systèmes volcaniques sont situés très loin de l'axe de divergence supposé. Certains systèmes volcaniques n'ont été que peu actifs durant l'Holocène. D'autres se sont formés au Plio-Pléistocène et recourent les basaltes tertiaires. L'activité volcanique et tectonique semble donc s'être déplacée de manière complexe d'un système volcanique à l'autre, dans une zone qui occupe approximativement la moitié de la surface de l'île. La notion d'axe actif, communément employée pour les dorsales océaniques, n'apparaît donc pas adaptée à la structure de l'Islande.

2.4 L'unité structurale élémentaire : le système faisceau de fissures / volcan central

2.4.1 Structure superficielle

L'association d'un faisceau de fissures et d'un volcan central constitue l'unité structurale élémentaire de l'Islande (Fig. 1.14). Les faisceaux de fissures ont une longueur de 40 à 100 km, et une largeur de quelques kilomètres. En surface, les faisceaux sont constitués de failles normales, de fissures ouvertes et de fissures éruptives [Saemundsson, 1978]. Ils sont jalonnés par quelques volcans boucliers.

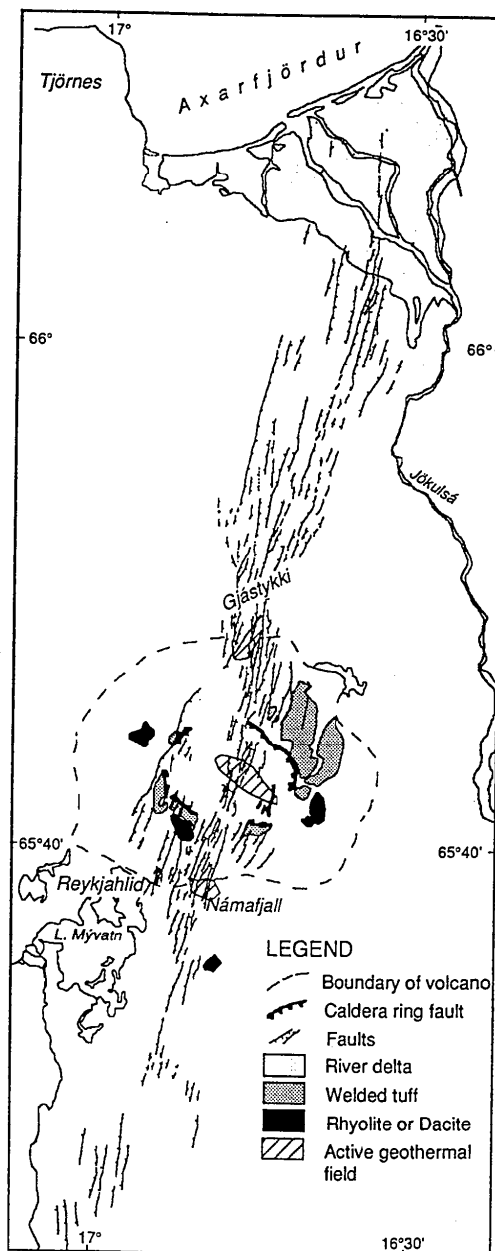
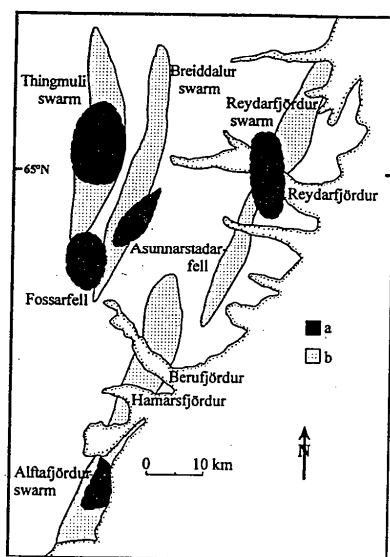
Les volcans centraux sont composés de nombreux centres éruptifs adjacents couvrant une région de 10 à 20 kilomètres de diamètre (Fig. 1.14). Ils sont caractérisés par l'émission d'importants volumes de magma, comprenant entre autres des laves acides (rhyolites et dacites), et par l'existence d'une activité géothermale importante. Une caldeira s'est développée à l'emplacement de certains volcans centraux (Askja, Krafla, Hofsjökull, Grimsvötn et Myrdalsjökull, par exemple). En général, la caldeira n'apparaît pas dans la topographie car elle est comblée par les produits volcaniques postérieurs à son effondrement (par exemple *Armansson et al.* [1987]). Des mesures géophysiques ont permis de détecter des chambres magmatiques à une profondeur de 2 à 3 km sous certains volcans centraux [Einarsson, 1978; Tryggvason, 1986; Foulger and Toomey, 1989; Brandsdottir et al., 1997].

2.4.2 Structure profonde

A l'extérieur de la Zone Néovolcanique, on retrouve les traces de systèmes volcaniques tertiaires et pléistocènes éteints (Fig. 1.10, p. 29, et 1.15). Ils ont été très fortement érodés dans les fjords des côtes Ouest et Est de l'Islande. Leur structure profonde peut donc y être observée. Les faisceaux de fissures apparaissent sous forme de faisceaux de dykes (Fig. 1.16a). Les racines des volcans centraux apparaissent sous forme de plutons acides ou basiques, auxquels sont associés des complexes filoniens annulaires (*cone-sheets*), et qui ont

Figure 1.14. Carte structurale du faisceau de fissures du Krafla [Moore et Fairbridge, 1997]. L'emplacement du volcan central est marqué par de nombreux centres éruptifs, une caldeira comblée et un champ géothermique. Certains centres éruptifs ont produit des coulées acides. Le faisceau de fissures est formé de failles normales, de fissures ouvertes, et de fissures éruptives.

Figure 1.15. Faisceaux de dykes (gris clair) et complexes filoniens annulaires (noir) dans l'Est de l'Islande. Les faisceaux de dykes sont interprétés comme représentant la structure profonde des faisceaux de fissures. Les complexes filoniens annulaires, associés à des plutons, sont interprétés comme représentant la structure profonde des volcans centraux [Gudmundsson, 1998].



été interprétés comme étant des chambres magmatiques (Fig. 1.16b) [Walker, 1959; Walker, 1963; Walker, 1964; Walker, 1974; Saemundsson, 1978; Gudmundsson, 1995a; Gudmundsson, 1998].

2.4.3 Fonctionnement des systèmes volcaniques

L'activité tectono-volcanique est caractérisée par des périodes de rifting qui durent quelques années et qui sont séparées les unes des autres par des périodes de repos d'une centaine d'années. Il semble qu'un seul faisceau de fissures soit actif à la fois pendant une période de rifting donnée [Björnsson et al., 1977; Sigurdsson and Sparks, 1978; Björnsson et al., 1979; Gudmundsson and Bäckström, 1991]. Une période de rifting a eu lieu sur le faisceau du Krafla entre 1975 et 1984. Une extension moyenne de 3 mètres, de direction E-O, a été mesurée le long du faisceau entre 1975 et 1978. Cette extension résulte de plusieurs crises actives d'une durée de quelques mois. Chaque crise est déclenchée par l'injection dans le faisceau de fissures de magma provenant de la chambre magmatique située sous le volcan central [Björnsson et al., 1977; Björnsson et al., 1979; Björnsson, 1985].

Les périodes de rifting sont suivies par des périodes de réajustement, pendant lesquelles la déformation est caractérisée par une subsidence générale du système. Cette subsidence a été attribuée à une combinaison de contraction thermique et de fluage ductile en profondeur [Sigmundsson et al., 1997]. Des mesures de déformation par GPS indiquent une direction d'extension qui est globalement compatible avec la direction de divergence des plaques pendant les périodes de réajustement [Foulger et al., 1992; Hofton and Foulger, 1996a; Hofton and Foulger, 1996b]. Cependant il existe une forte variabilité des directions et des valeurs de déplacements relatifs entre les différentes régions d'un même système volcanique. D'autre part, des valeurs d'extension de 4,5 cm/an ont été mesurées, qui excèdent largement la vitesse de divergence des plaques. Cette différence a été attribuée à la superposition du champ de déformation régional, lié à la divergence des plaques, avec un champ de déformation local, lié à la redistribution des contraintes dans la lithosphère à la suite des périodes de rifting [Foulger et al., 1992; Hofton and Foulger, 1996a; Hofton and Foulger, 1996b].

2.4.4 Champs de contraintes associés

Les champs de contraintes associés au fonctionnement des faisceaux de fissures ont été déterminés à partir d'analyses de populations de failles mineures [Bergerat et al., 1988; Bergerat et al., 1990; Gudmundsson et al., 1992; Villemin et al., 1994; Bergerat and Angelier, 1998]. Ces études ont montré que l'activité tectonique était caractérisée par le fonctionnement de failles normales, typiques d'un contexte extensif, et de décrochements, dont l'origine est plus énigmatique. Elles ont montré l'existence de deux régimes de contraintes superposés, qui correspondent à des permutations entre les contraintes principales maximale (σ_1) et intermédiaire (σ_2). Les deux régimes sont caractérisés par une contrainte minimale (σ_3)

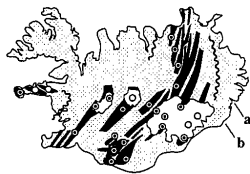


Figure 1.16a. Faisceau de dykes recoupant la pile volcanique tertiaire (Berunes, côte Est de l'Islande). Les principaux dykes sont indiqués par les flèches blanches.

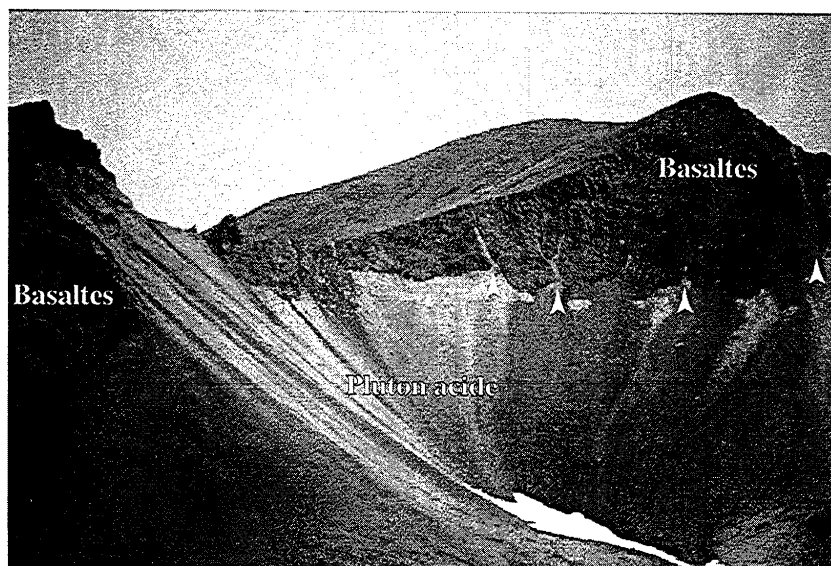


Figure 1.16b. Pluton acide dans la pile volcanique tertiaire (fjord de Papafjörður, côte Est de l'Islande). Noter les dykes acides (indiqués par les flèches blanches) qui s'injectent depuis le pluton dans les basaltes sus-jacents. Ce pluton est interprété comme étant une chambre magmatique.

1

perpendiculaire à la direction des faisceaux, compatible avec la direction d'extension. Le régime principal est caractérisé par une contrainte maximale (σ_1) verticale et est compatible avec le contexte extensif de l'Islande. Le régime secondaire est caractérisé par une contrainte maximale (σ_1) parallèle à la direction des faisceaux. Ce régime, surprenant en contexte extensif, n'est pas limité aux zones de transfert d'accrétion. Plusieurs hypothèses ont été envisagées pour l'expliquer : (1) une perturbation des contraintes à proximité des chambres magmatiques ; (2) des variations temporelles du champ de contraintes, liées à l'injection de dykes ; (3) des phénomènes de rebond élastique à la suite des crises de rifting ; (4) des perturbations du régime de contraintes principal causées par le panache mantellique [Bergerat *et al.*, 1988; Gudmundsson *et al.*, 1992].

2.4.5 Modèles de systèmes volcaniques

Angelier *et al.* [1997] ont proposé un modèle qualitatif de faisceau de fissures qui intègre les observations en surface sur les systèmes actuellement actifs et les observations en profondeur sur les systèmes anciens (Fig. 1.17). Dans ce modèle, la formation des fissures ouvertes, des failles normales et des dykes est contrôlée par l'évolution du rapport entre la pression lithostatique et la pression magmatique avec la profondeur.

Gudmundsson [1995a, 1998] a proposé un modèle incluant le faisceau de fissures et le volcan central dans un même ensemble (Fig. 1.18). Dans ce modèle, chaque faisceau de fissures est associé à un réservoir magmatique profond, situé à une dizaine de kilomètres de profondeur. Un réseau de dykes verticaux et parallèles permet la migration du magma vers la surface, où il est émis sous forme d'éruptions fissurales dans le faisceau de fissures. Dans la partie centrale du faisceau, une partie du magma est stockée dans une chambre magmatique située à une profondeur de 2 à 3 km. Cette chambre magmatique se vide à intervalles réguliers à travers le complexe filonien annulaire et alimente le volcan central. Pendant la vidange de la chambre, une partie du magma migre latéralement dans le faisceau de fissures, se mélange éventuellement au magma provenant du réservoir profond, et est émise à distance du volcan central sous forme d'éruptions fissurales.

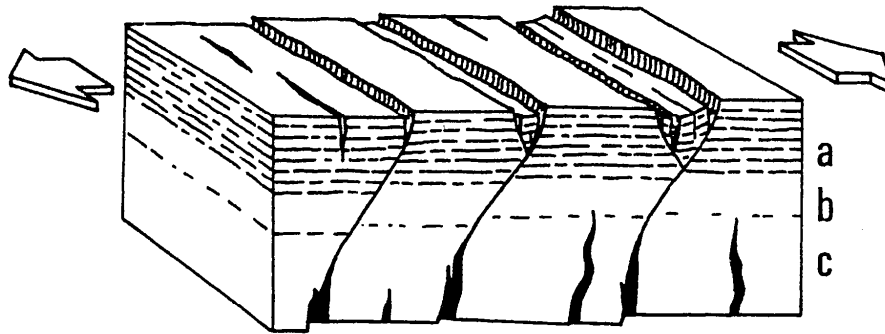


Figure 1.17. Modèle de faisceau de fissures [Angelier *et al.*, 1997]. Les fissures ouvertes se forment dans la partie superficielle de la lithosphère (a) car la contrainte lithostatique y est faible. Les failles normales se forment à profondeur intermédiaire (b), sous l'effet de l'augmentation de la pression lithostatique. A plus grande profondeur (c), des dykes subverticaux peuvent se mettre en place sous l'effet de l'augmentation de la pression magmatique.

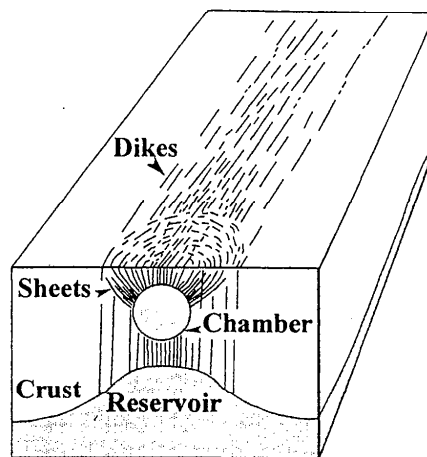


Figure 1.18. Modèle de système volcanique [Gudmundsson, 1998]. Le complexe filonien annulaire est associé à une chambre magmatique située à faible profondeur (2-3 km). Le faisceau de dykes est associé à un réservoir plus profond (≈ 10 km).

3. Les glaciations quaternaires

3.1 Les premières glaciations

Les plus anciens sédiments glaciaires connus en Islande se trouvent à l'Est de l'île et datent de 3,8 Ma [Geirsdottir and Eiriksson, 1994]. A cette époque, un refroidissement climatique est enregistré dans des sédiments fossilifères sur la péninsule de Tjörnes, au Nord de l'île [Saemundsson, 1979]. L'histoire des glaciations pourrait cependant remonter au Miocène supérieur : la mise en place d'un niveau volcanoclastique datant de 10,7 Ma sur la côte Est de l'île a été attribuée à une éruption sous-glaciaire [Duncan and Helgason, 1998].

Les premiers glaciers se trouvaient au Sud-Est de l'île et avaient une extension limitée (Fig. 1.19). A partir de 2,5 Ma, ils ont commencé à coalescer pour former une calotte glaciaire qui recouvrait l'ensemble de l'île (Fig. 1.19) [Geirsdottir and Eiriksson, 1994]. Depuis cette date, l'étendue de la calotte glaciaire a constamment varié : plus de quinze stades glaciaires se sont succédés, au cours desquels la calotte glaciaire a avancé jusqu'à la mer puis a reculé [Einarsson and Albertsson, 1988]. La fréquence de ces variations est de l'ordre de 100 000 à 120 000 ans [Saemundsson, 1979].

3.2 La dernière glaciation

3.2.1 Chronologie

La dernière glaciation a débuté aux alentours de 0,1 Ma et a culminé lors du dernier maximum glaciaire il y a 21 000 ans [Einarsson and Albertsson, 1988; Norddahl, 1990]. La déglaciation s'est produite entre 13 000 ans et 9 000 ans, avec plusieurs épisodes de recul et d'avance successifs dont le détail et les causes sont encore discutés (Fig. 1.20 et 1.21) [Norddahl, 1990; Ingolfsson, 1991; Ingolfsson and Norddahl, 1994; Rundgren, 1995; Ingolfsson et al., 1997].

Ces fluctuations, établies à partir de datations et de corrélations de moraines marginales, ont généralement été attribuées à des variations climatiques. Cependant, sur la base d'une étude sédimentologique détaillée, Geirsdottir et al. [1997] ont montré que certains dépôts, auparavant interprétés comme des moraines frontales, ne pouvaient être corrélés d'une région de l'île à l'autre car ils avaient été déposés par des *jökulhlaups*¹ et des *surges*² glaciaires locaux. Ces événements reflètent des interactions complexes entre la dynamique glaciaire, les variations du niveau marin, la topographie et l'activité volcanique sous-glaciaire [Björnsson, 1988; Geirsdottir et al., 1997].

¹ coulées de boue sous-glaciaires, souvent déclenchées par des éruptions volcaniques.

² avancées locales du front glaciaire, liées à une accélération catastrophique de la vitesse d'écoulement de la glace.

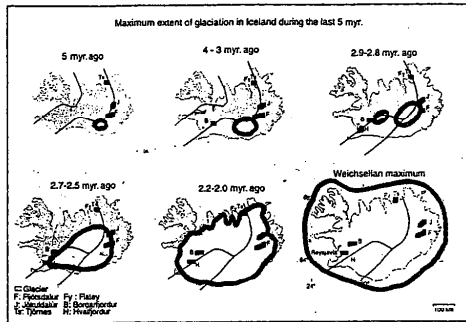


Figure 1.19. Croissance de la calotte glaciaire au cours des premières glaciations [Geirsdóttir et Eiríksson, 1994].

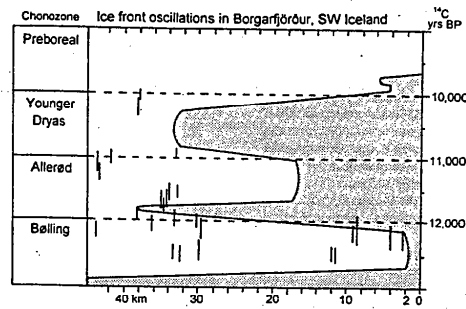


Figure 1.20. Oscillations du front de la calotte glaciaire dans le fjord de Borgarfjörður entre 13000 et 9000 ans [Ingólfsson et al., 1997].

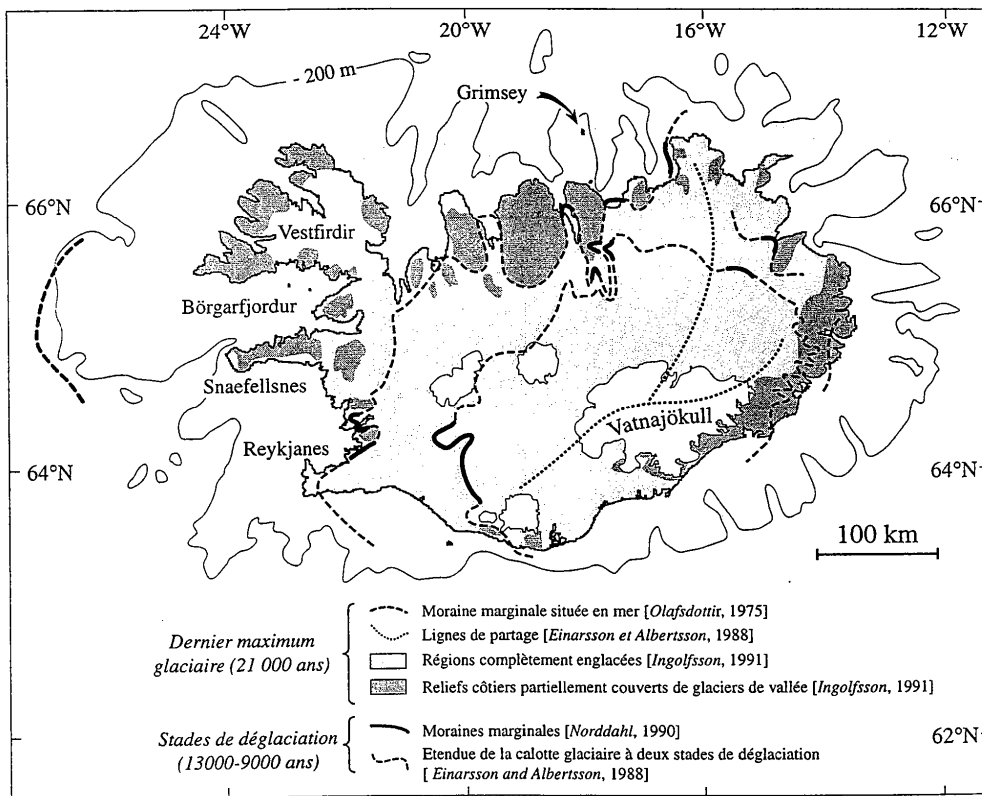


Figure 1.21. Etendue de la dernière calotte glaciaire à différentes époques.

3.2.2 Extension de la calotte glaciaire

Plusieurs indices permettent de déterminer l'extension de la calotte au dernier maximum glaciaire. Tout d'abord, des moraines marginales déposées lors de la déglaciation se trouvent le long de la côte, à une altitude inférieure à 100 mètres (Fig. 1.21) [Einarsson and Albertsson, 1988; Kaldal and Vikingsson, 1990; Norddahl, 1990; Ingolfsson, 1991; Geirsdottir et al., 1997]. Elles indiquent que l'extension de la calotte glaciaire dépassait la ligne de rivage actuelle lors du dernier maximum glaciaire. Ensuite, il existe des stries glaciaires au niveau de la mer tout au long de la côte de l'Islande, ainsi que sur les îles du fjord de Börgarfjordur à l'Ouest, et sur l'île de Grimsey à 30 km au Nord de l'Islande [Hoppe, 1968; Hoppe, 1982; Norddahl, 1990; Norddahl, 1991]. De plus, le plateau océanique qui entoure l'Islande est incisé par des vallées glaciaires dans lesquelles ont été déposés des sédiments glaciaires (Figs. 1.21 et 1.8) [Vogt et al., 1980]. Enfin, à 140 km à l'Ouest de la péninsule de Snaefellsnes, une ride sous-marine de 25 à 30 mètres de haut et de 800 mètres de large est interprétée comme une moraine frontale indiquant l'étendue maximale de la calotte glaciaire (Fig. 1.21) [Olafsdottir, 1975]. Ces différents indices ont été utilisés pour montrer que l'ensemble du plateau océanique islandais était englacé lors du dernier maximum glaciaire [Norddahl, 1990; Norddahl, 1991].

3.2.3 Epaisseur de la calotte glaciaire

En se basant sur l'étendue maximale de la calotte glaciaire islandaise et sur le profil théorique d'une calotte glaciaire, Jull et McKenzie [1996] ont estimé l'épaisseur de glace au centre de l'île à 2000 mètres. Cette épaisseur est incompatible avec celle qui a été déterminée à partir de l'altitude des plus hauts indices d'érosion ou de dépôt glaciaire sur les reliefs côtiers, et à partir de la hauteur des volcans sous-glaciaires au centre de l'île [Walker, 1965; Kjartansson, 1966; Einarsson and Albertsson, 1988; Norddahl, 1990; Norddahl, 1991]. En effet, ces études ont montré que l'épaisseur de glace était maximale dans la région du Vatnajökull (1000 à 1500 mètres), qu'elle diminuait vers le Nord et vers l'Ouest, et qu'elle atteignait 300 à 500 mètres le long de la côte actuelle. Le désaccord entre l'épaisseur de glace calculée théoriquement et celle déterminée à partir d'indices géomorphologiques, qui a déjà été noté par Sigurvinnsson [1982, 1983] et par Jull and McKenzie [1996], a été partiellement expliquée par Norddahl [1991] : la calotte glaciaire, dont le centre se trouvait à l'emplacement actuel du Vatnajökull, était drainée par des glaciers émissaires (*outlet glaciers*) dont la pente en surface était très faible. Ces glaciers émissaires étaient disposés de manière approximativement radiale et s'écoulaient entre les reliefs côtiers (Fig. 1.21). La localisation des glaciers émissaires et la faible pente de leur surface restent inexplicables.

3.3 Le volcanisme sous-glaciaire

3.3.1 Structure des édifices

Des formations volcaniques composées de *pillow-lavas* et de hyaloclastites sont interstratifiées dans les séries du Plio-Pléistocène. Elles témoignent d'une activité volcanique sous-glaciaire à cette époque [Saemundsson, 1979]. D'autre part, de nombreux édifices volcaniques sous-glaciaires du Pléistocène supérieur sont encore visibles actuellement. Deux types principaux peuvent être distingués : les volcans en table et les rides de hyaloclastites.

Les volcans en table résultent d'éruptions centrées et sont l'équivalent sous-glaciaire des volcans boucliers [Jones, 1969; Jones, 1970; Allen, 1979; Werner et al., 1996]. Ils forment des montagnes approximativement circulaires, aux flancs très raides et au sommet plat (Fig. 1.22a). Ils ont un diamètre de quelques kilomètres et une hauteur de 200 à 1000 mètres. Leur cœur est constitué d'une pile de *pillow-lavas* et de hyaloclastites. Leurs flancs sont formés de brèche volcanique. Leur sommet est constitué de coulées de lave aériennes, qui sont parfois surmontées par un cône volcanique (Fig. 1.22a).

Les rides de hyaloclastites ont une longueur pouvant atteindre 35 km, une largeur de 2 à 4 km et une hauteur de quelques centaines de mètres (Fig. 1.22b). Elles sont généralement alignées selon les directions structurales et résultent d'éruptions fissurales sous-glaciaires. Comme les volcans en table, elles sont constituées de *pillow-lavas* et de hyaloclastites. Toutefois elles sont rarement recouvertes de coulées de laves aériennes, ce qui indique qu'elles n'ont pas été suffisamment productives pour atteindre la surface de la calotte glaciaire [Allen, 1979; Allen et al., 1982].

Un autre type de formation volcanique sous-glaciaire a été reconnu. Il s'agit des *coulées volcaniques sous-glaciaires*, qui se fragmentent au fur et à mesure de leur avancée sous la glace et peuvent parcourir de grandes distances. [Walker and Blake, 1966; Bergh, 1985; Bergh and Sigvaldason, 1991; Smellie and Skilling, 1994].

3.3.2 Fonctionnement d'une éruption sous-glaciaire

Jones [1969, 1970] a proposé un modèle où une éruption sous-glaciaire unique permettait d'expliquer la formation des volcans en table (Fig. 1.23). Dans ce modèle, l'éruption fait fondre la glace et se produit dans un lac sous-glaciaire. Les premiers stades de l'éruption sont caractérisés par la mise en place de *pillow-lavas* (Fig. 1.23a). Au fur et à mesure que l'édifice croît, l'épaisseur de la tranche d'eau diminue, l'éruption devient explosive et des hyaloclastites se mettent en place (Fig. 1.23b). Une fois que la hauteur du volcan dépasse la surface de la calotte glaciaire, l'éruption devient aérienne : des coulées de lave se mettent en place au sommet de l'édifice (Fig. 1.23). A la périphérie de l'édifice, ces coulées de lave se fragmentent au contact de l'eau et forment les brèches volcaniques qu'on retrouve sur les flancs du volcan.

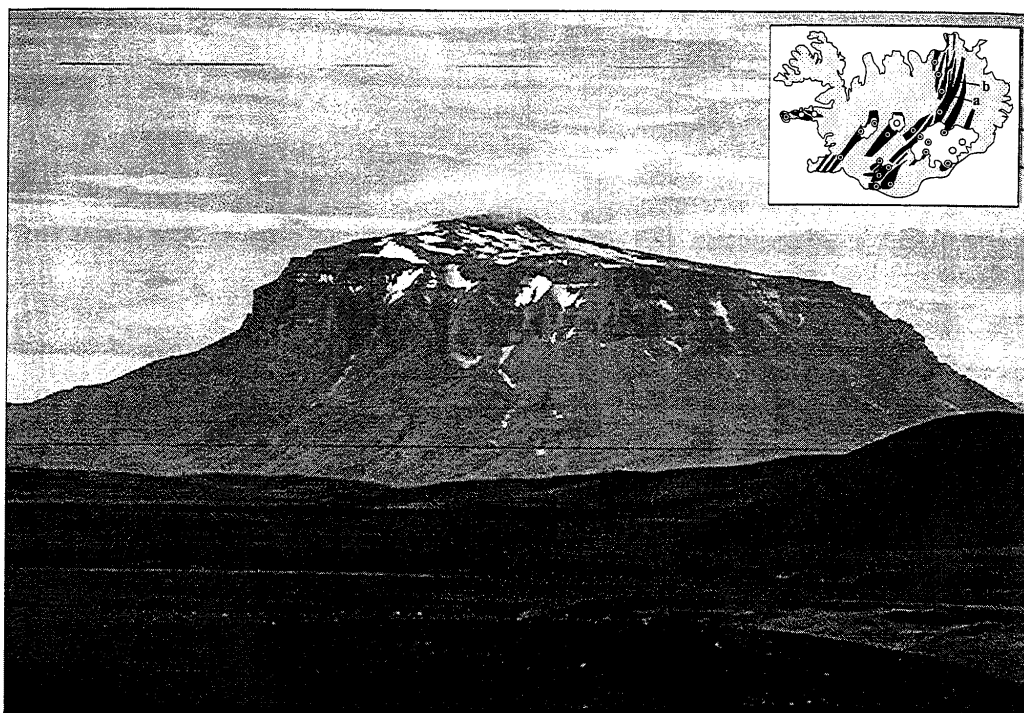


Figure 1.22a. Volcan sous-glaciaire en table (Herðubreið, NE de l'Islande). Au sommet, noter le cônes de lave aérien qui s'est formé une fois que la hauteur de l'édifice a dépassé l'épaisseur de la calotte glaciaire.

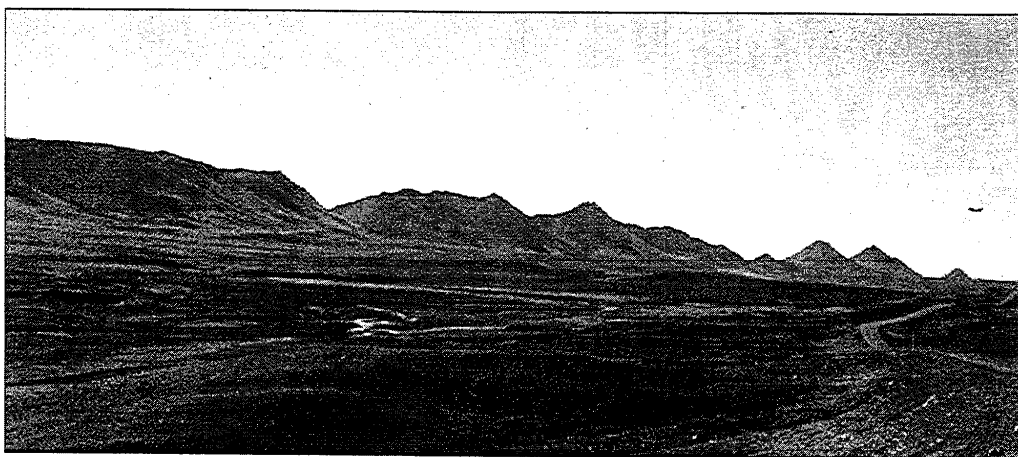


Figure 1.22b. Ride de hyaloclastite sous-glaciaire (Fjallgárdar, NE de l'Islande).

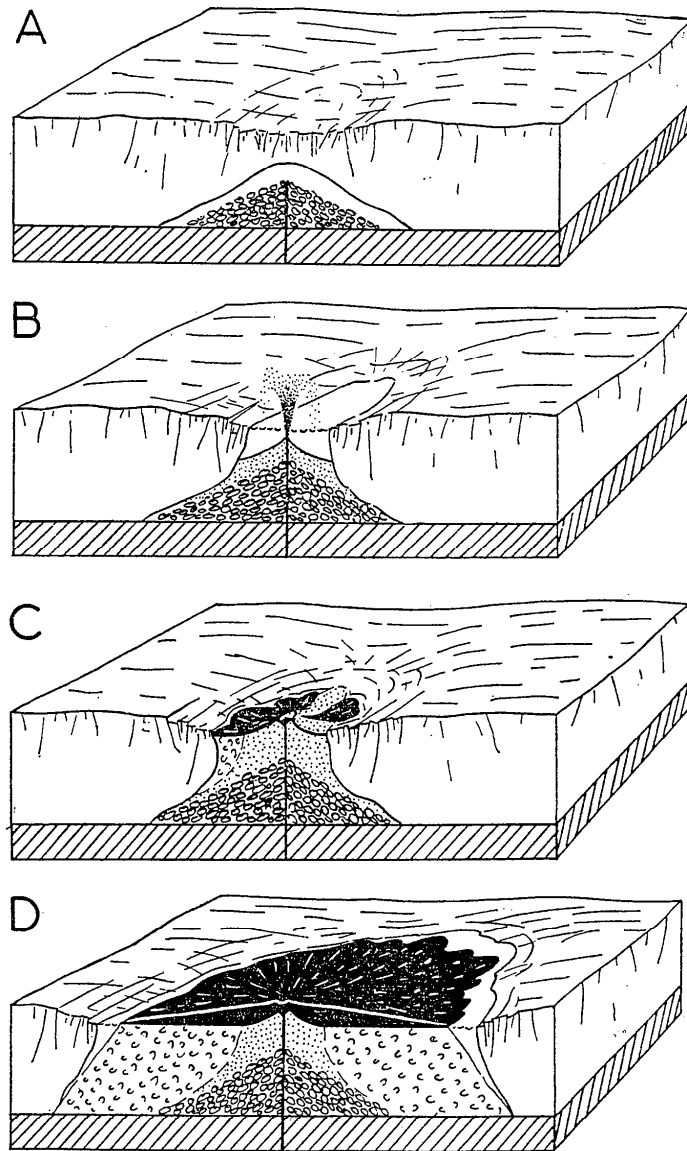


Figure 1.23. Modèle de formation d'un volcan sous-glaciaire [Jones, 1969]. **A** : le magma provoque la fusion de la glace et un lac sous-glaciaire se forme. Une pile de pillow-lavas se met en place dans le lac. **B** : Au fur et à mesure que l'édifice croît, l'épaisseur de la tranche d'eau et la pression hydrostatique diminuent. Les éruptions deviennent explosives et produisent des hyaloclastites. **C et D** : Une fois que la hauteur du volcan a dépassé l'épaisseur de la calotte glaciaire, l'éruption devient aérienne. Des coulées de lave se mettent en place au sommet de l'édifice. A la périphérie du volcan, les coulées se fragmentent au contact de l'eau et forment des brèches.

Werner *et al.* [1996] ont complété ce modèle en montrant que les volcans en table résultaient en fait de plusieurs éruptions, qui pouvaient s'étaler dans le temps sur plusieurs périodes glaciaires.

L'observation en 1996 d'une éruption sous-glaciaire sous le Vatnajökull a permis de confirmer les premiers stades de ce modèle [Einarsson *et al.*, 1997; Gudmundsson *et al.*, 1997]. L'éruption du magma en surface entraîne la fusion de la glace et la formation d'une dépression circulaire à la surface du glacier. L'eau produite par la fusion de la glace s'accumule à la base du glacier pendant quelques jours, avant d'être évacuée sous forme de *jökulhlaup* [Björnsson, 1988].

3.3.3 Age des édifices

Le paléomagnétisme permet de déterminer les édifices volcaniques sous-glaciaires qui sont plus jeunes que 0,8 Ma. En revanche, la chronologie relative entre les différentes glaciations et la mise en place des édifices sous-glaciaires est mal établie. La chronologie généralement admise est basée sur le degré d'érosion des édifices. Les édifices les plus érodés sont généralement attribués à des glaciations anciennes, alors que ceux qui sont le mieux conservés sont attribués à la dernière glaciation [Saemundsson, 1977; Saemundsson and Einarsson, 1980; Helgason, 1989; Johannesson *et al.*, 1990]. Behrendt *et al.* [1995] ont cependant montré que certains édifices volcaniques sous-glaciaires d'Antarctique avaient été érodés très rapidement par l'écoulement glaciaire. Il semble donc que le degré d'érosion d'un édifice volcanique sous-glaciaire dépende avant tout de sa localisation par rapport aux lignes d'écoulement de la glace.

3.3.4 Localisation des édifices

Dans la Zone Volcanique Ouest et dans la Zone Volcanique Nord, il existe de nombreux volcans en table. En revanche, il y a peu de rides de hyaloclastites. La situation inverse est observée dans la Zone Volcanique Est (Fig. 1.24). D'autre part, de nombreuses rides de hyaloclastites sont groupées dans une région située à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de la Zone Volcanique Nord (Figs. 1.24 et 1.3). Ces rides de hyaloclastites témoignent d'une importante activité volcanique syn-glaciaire dans cette région où aucune activité volcanique holocène ne s'est manifestée. Cette distribution géographique hétérogène reste inexplicée.

Les coulées volcaniques sous-glaciaires reconnues à l'heure actuelle sont toutes situées à proximité de la ligne de rivage actuelle (Fig. 1.24). Smellie and Skilling [1994] ont observé le même type de coulées en bordure de la calotte glaciaire Antarctique. Ils proposent qu'elles ne puissent se former que sous une faible épaisseur de glace.

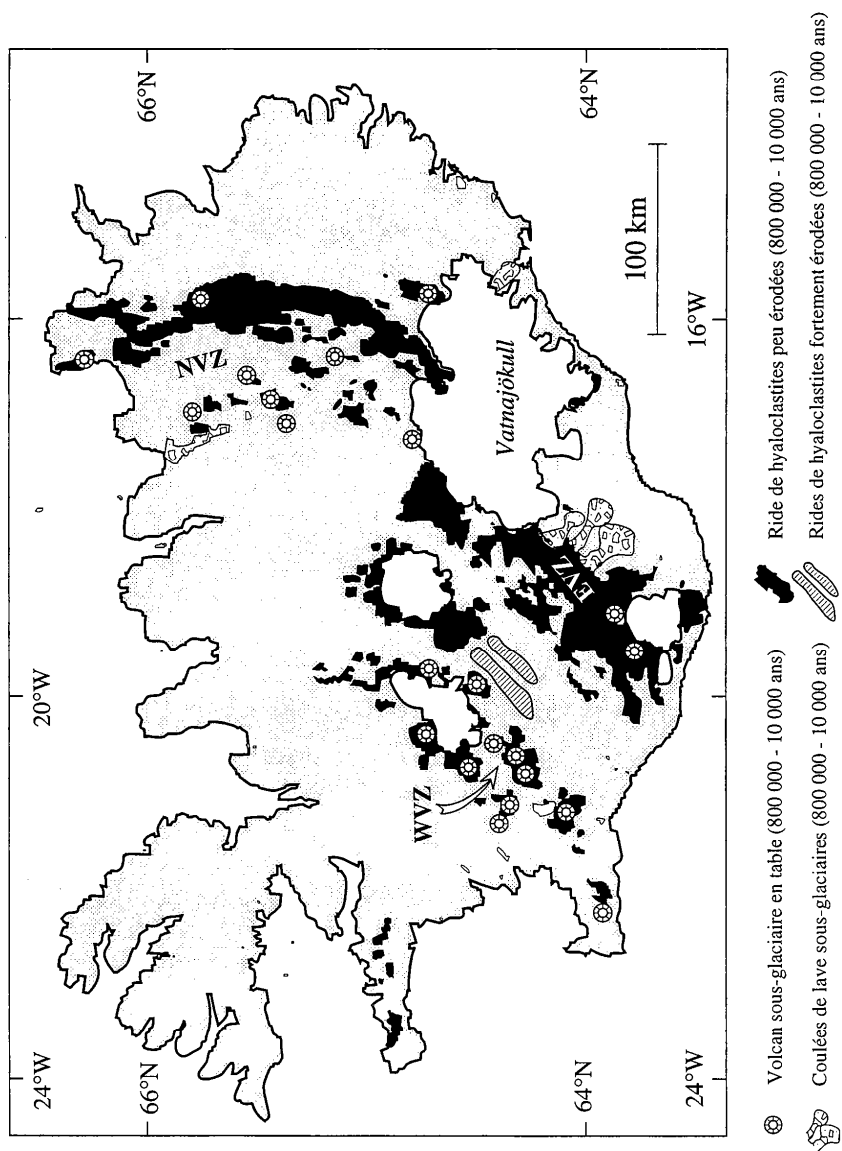


Figure 1.24. Carte de localisation des édifices volcaniques sous-glaciaires plus jeunes que 800 000 ans.

EVZ : Zone Volcanique Est. NVZ : Zone Volcanique Nord. WVZ : Zone Volcanique Ouest.

4. Bilan

Au cours de la construction de la pile de lave d'Islande, l'activité magmatique a présenté de fortes variations spatiales et temporelles. Des discordances angulaires associées à des épisodes de forte érosion reflètent l'existence d'événements tectoniques majeurs qui restent inexpliqués. L'activité holocène est distribuée sur un ensemble de systèmes volcaniques qui couvrent approximativement la moitié de la surface de l'île. L'activité volcanique semble s'être déplacée d'un système volcanique à l'autre au cours du Plio-Péistocène et du Pléistocène supérieur. L'activité des systèmes volcaniques est caractérisée par une étroite association entre tectonique extensive et tectonique décrochante. Cette association se retrouve aussi bien dans les régions classiquement interprétées comme des zones de rift que dans les régions classiquement interprétées comme des zones de transfert d'accrétion.

L'Islande possède donc une structure très complexe que les modèles d'expansion océanique définis sur les dorsales ne semblent pas pouvoir expliquer. Il est nécessaire de prendre en compte l'influence du point chaud pour expliquer cette structure.

Durant les glaciations quaternaires, l'activité tectono-volcanique s'est déroulée sous une calotte glaciaire de 1000 à 1500 mètres d'épaisseur. La localisation des édifices volcaniques sous-glaciaires est hétérogène et ne correspond pas toujours à la localisation des systèmes volcaniques holocènes. L'écoulement de la calotte glaciaire semble avoir été affecté par des processus catastrophiques locaux, induits par l'activité volcanique. La calotte glaciaire était drainée par des glaciers émissaires dont la localisation et la faible pente en surface restent inexpliquées. Pour comprendre l'ensemble de ces phénomènes, il est nécessaire de déterminer les interactions entre activité tectono-volcanique et dynamique glaciaire.

Deuxième partie :
Le processus d'extension

1. The first part of the document is a list of names and addresses.

1. Introduction

La formation et la structure de l'Islande résultent de la superposition de deux processus géodynamiques : extension lithosphérique liée à l'accrétion océanique et remontée de matériel mantellique chaud dans un panache. Un modèle d'extension applicable à l'Islande doit intégrer ces deux processus en tenant compte, d'une part, des effets du panache mantellique et, d'autre part, des mécanismes de déformation de la lithosphère.

Dans cette partie, une comparaison préliminaire entre la structure de l'Islande et celle d'une dorsale lente ordinaire fait ressortir un certain nombre de différences importantes. Ensuite sont présentés les différents modèles d'extension qui ont été précédemment proposés pour l'Islande. On verra que ces modèles ne permettent pas d'expliquer toutes les particularités structurales de l'Islande. De plus, ces modèles n'étant pas basés sur une analyse mécanique, ils n'expliquent pas pourquoi la structure de l'Islande est différente de celle d'une dorsale lente ordinaire. Un nouveau modèle est donc proposé à partir (1) d'une synthèse structurale et (2) d'expériences analogiques respectant la mécanique de la lithosphère et tenant compte de la présence du panache. Ce nouveau modèle présente l'intérêt d'expliquer la structure anormale de l'Islande comme un cas particulier de dorsale lente, perturbée par un panache mantellique. Enfin, une brève présentation de la structure des marges passives volcaniques montre que le modèle proposé peut aussi être appliqué aux premiers stades de l'ouverture océanique au-dessus d'un point chaud.

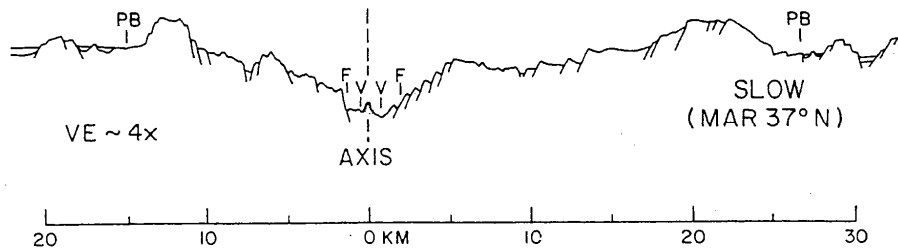


Figure 2.1. Profil topographique et structure de la ride médio-Atlantique à 37°N [Macdonald, 1982]. La Zone Volcanique Active, comprise entre les deux marques "V", est située dans une vallée dont les murs sont formés de blocs basculés. La zone où les failles sont actives (zone déformable) est comprise entre les deux marques "PB".

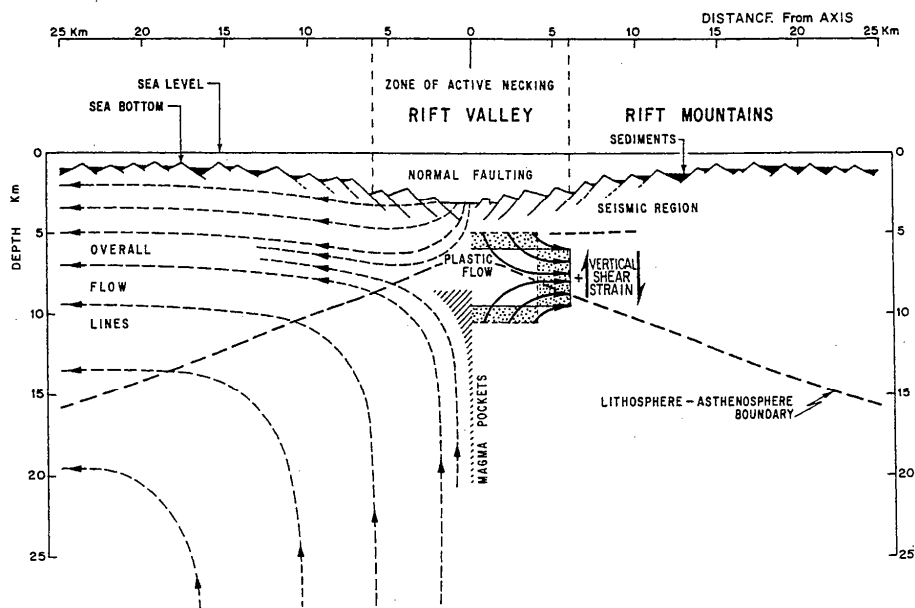


Figure 2.2. Modèle mécanique d'accrétion à l'axe d'une dorsale lente [Tapponnier et Francheteau, 1978]. Du matériel mantellique est constamment apporté à l'axe de la dorsale. La divergence des plaques entraîne l'étirement permanent de la lithosphère. Cet étirement est accommodé par fluage ductile dans la lithosphère inférieure et par formation de failles normales dans sa partie supérieure. Les failles normales limitent des blocs basculés vers l'extérieur. Quand les failles atteignent la limite de la zone déformable, elles deviennent inactives et les blocs basculés forment des collines abyssales parallèles à l'axe de la dorsale.

2. Les particularités structurales de l'Islande

L'Islande présente de nombreuses anomalies structurales par rapport aux autres parties de la dorsale médio-Atlantique. Afin de mettre en évidence ces différences, nous présentons tout d'abord une description sommaire de la structure et du fonctionnement d'une dorsale lente ordinaire. Ensuite est présentée une synthèse bibliographique de la structure de l'Islande.

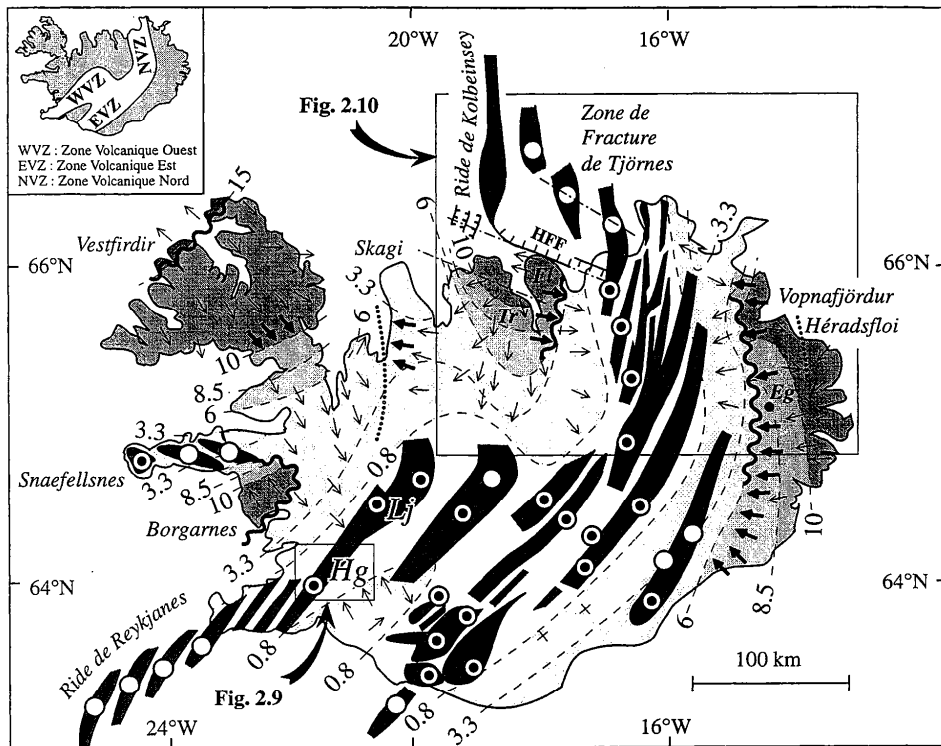
2.1 Structure et fonctionnement des dorsales lentes

La morphologie des dorsales lentes est généralement caractérisée par l'existence d'une vallée axiale d'une largeur de 1 à 20 km, bordée par deux épaules qui la dominent d'une hauteur de 1,5 à 3 km (Fig. 2.1). Le fond de la vallée est occupé par la Zone Volcanique Active, d'une largeur de 1 à 5 km, où du matériel mantellique est constamment apporté par les processus magmatiques suivants : émission de laves en surface, injection de dykes dans la lithosphère et sous-plaquage à la base de la lithosphère [Macdonald, 1982]. La séparation des plaques de part et d'autre de l'axe d'accrétion entraîne l'étirement de la lithosphère qui se forme continuellement dans la Zone Volcanique Active. L'étirement lithosphérique est accommodé d'une part par fluage visqueux de la partie inférieure de la lithosphère et d'autre part par formation de failles normales dans sa partie supérieure fragile (Fig. 2.2) [Tapponnier and Francheteau, 1978; Lin and Parmentier, 1989]. Les failles majeures pendent vers l'intérieur du rift et forment les murs de la vallée axiale. Elles limitent des blocs basculés vers l'extérieur, qui forment les épaules du rift. En s'éloignant de la Zone Volcanique Active, les failles deviennent inactives et les blocs basculés se retrouvent dans la lithosphère océanique sous forme de collines abyssales disposées parallèlement à l'axe de la dorsale (Fig. 2.2) [Tapponnier and Francheteau, 1978; Buck and Poliakov, 1998]. Les processus d'addition magmatique et d'amincissement se produisent de manière simultanée et on peut considérer que l'expansion lithosphérique s'effectue en régime permanent [Tapponnier and Francheteau, 1978]. En général, ce processus aboutit à la formation d'une croûte océanique dont l'épaisseur est de l'ordre de 7 km [White et al., 1992], et dans laquelle les isochrones sont disposées symétriquement par rapport à l'axe de la dorsale.

2.2 Les anomalies structurales de l'Islande

2.2.1 Épaisseur de la croûte

L'épaisseur de la croûte islandaise est toujours discutée. Les premières valeurs proposées variaient de 10 km [Bâth, 1960; Palmason, 1963] à 42 km [Zverev et al., 1976]. Les dernières mesures sismiques effectuées indiquent une épaisseur de 19 km sous la Zone Volcanique Nord et de 35 km dans les régions externes de l'île [Staples et al., 1997]. Ces valeurs, dépassant largement l'épaisseur d'une croûte océanique ordinaire, indiquent un apport magmatique excédentaire par rapport à la vitesse de divergence des plaques.



- Zone Volcanique Active (< 0.8 Ma)
- Zone Externe (16 - 0.8 Ma)
- Volcan central
- Volcan central supposé
- Faisceau de fissures
- Alignement sismique dans la Zone de Fracture de Tjörnes
- Pendage régional
- Zone de flexure (pendage > 10°)
- Discordance angulaire
- Isochrone
- Axe de convergence des pendages

Figure 2.3. Carte structurale simplifiée (d'après McMaster et al. [1977], Saemundsson [1978] et Johannesson et Saemundsson [1998]. Hg : Hengill. Lj : Langjökull. Tr : Tröllaskagi. Fl : Flatey. Eg : Egilsstaðir. HFF : faille d'Husavik-Flatey.

2.2.2 Absence de vallée axiale

L'Islande est un vaste dôme très aplati (Fig. 1.3, p. 21). Il n'y a pas de différence d'altitude notable entre la Zone Volcanique Active et les zones inactives. La Zone Volcanique Active n'est pas limitée par des reliefs importants. La seule exception est l'escarpement de 700 mètres qui sépare la Zone Volcanique Nord de la péninsule de Flatey (Fig. 1.3, p. 21).

2.2.3 Largeur de la Zone Volcanique Active

La Zone Volcanique Active d'Islande est classiquement divisée en deux parties (Figs. 2.3 et 1.12, p. 32). (1) On considère généralement que La Zone Volcanique Ouest et la Zone Volcanique Nord constituent la Zone Volcanique Axiale, où l'axe de divergence est supposé se trouver. (2) La péninsule de Snæfellsnes, la partie Sud de la Zone Volcanique Est et les faisceaux situés dans la partie SE de l'île sont considérés comme des Zones Volcaniques hors-axe (*off-rift flank zones*) [Saemundsson, 1979; Johannesson and Saemundsson, 1998b]. Cette distinction est basée essentiellement sur des critères pétrographiques : Les laves émises dans la Zone Axiale sont principalement de type tholéitique à picritique, alors que celles émises dans les zones hors-axe sont principalement de type alcalin ou transitionnel [Jakobsson, 1979]. Cependant, l'ensemble de l'activité volcanique de l'île s'intégrant dans un même contexte tectonique, cette distinction n'a pas lieu d'être sur un plan mécanique. Des campagnes GPS ont par exemple mesuré un taux d'extension égal à 12 mm/an dans la partie Sud de la Zone Volcanique Est [Jonsson et al., 1997]. En intégrant l'ensemble des faisceaux de fissures, la largeur de la Zone Volcanique Active est supérieure à 100 km dans le Nord de l'île, et supérieure à 150 km dans le Sud (Fig. 2.3). Cette largeur est très supérieure à celle de la Zone Volcanique Active des dorsales lentes ordinaires. L'existence de deux Zones Volcaniques parallèles dans le Sud de l'île constitue aussi une anomalie.

2.2.4 Décalage entre la Zone Volcanique et la dorsale médio-Atlantique

La Zone Volcanique Active d'Islande est décalée d'une centaine de kilomètres vers l'Est par rapport à l'axe des rides de Reykjanes et de Kolbeinsey (Fig. 2.3). Ce décalage, qui est accommodé d'une part dans les zones de transfert et d'autre part par l'arrangement en échelon des faisceaux de fissures, a été attribué au fait que l'axe du panache mantellique se trouve dans la partie Est de l'île [Saemundsson, 1979; Tryggvason et al., 1983; Oskarsson et al., 1985]. Le mécanisme par lequel le panache provoque un décalage de la Zone Volcanique Active n'a pas été étudié.

2.2.5 Pendage de la pile de lave

La pile de lave pend généralement de quelques degrés à une dizaine de degrés en direction de la Zone Volcanique Active (Fig. 2.3). Cette disposition est très différente de celle des blocs basculés vers l'extérieur qui sont observés sur les épaules des dorsales lentes (Fig. 2.2). La convergence des pendages a été interprétée comme une flexuration de la lithosphère sous le poids des coulées de lave accumulées dans la Zone Volcanique Active [Bödvarsson and Walker, 1964; Palmason, 1973; Daignières et al., 1975; Palmason, 1980].

Il existe plusieurs exceptions à cette disposition générale, et certaines structures ne peuvent pas être expliquées simplement par une flexuration de grande longueur d'onde de la lithosphère (Fig. 2.3). A l'extrémité Nord-Ouest de la péninsule de Vestfirðir, les coulées de lave d'âge supérieur à 15 Ma pendent vers le Nord-Ouest et sont recouvertes en discordance par les coulées plus jeunes qui pendent vers le Sud-Est [Hardarson et al., 1997; Johannesson and Saemundsson, 1998b]. Entre la péninsule de Vestfirðir et celle de Tröllaskagi, les pendages convergent en direction d'un axe qui longe la côte Ouest de la péninsule de Skagi. Cette structure, souvent dénommée "synclinal de Skagi", est séparée de la Zone Volcanique Nord par les péninsules de Tröllaskagi et de Flatey, qui forment un dôme et où les directions de pendage sont très variées [Jancin et al., 1985; Fjäder et al., 1993; Långbacka and Gudmundsson, 1995; Johannesson and Saemundsson, 1998b]. Entre les fjords de Vopnafjörður et de Héradsfloi, au Nord-Est de l'île, il existe un axe de convergence des pendages similaire à celui de Hunafloi-Skagi [Saemundsson, 1974; Johannesson and Saemundsson, 1998b]. Dans la région située entre les Zones Volcaniques Est et Ouest, les conditions d'affleurement sont assez mauvaises. Les rares pendages mesurés sont très faibles et ont des directions diverses [Johannesson and Saemundsson, 1998b]. Enfin, à l'Ouest de la Zone Volcanique Ouest, il existe une région parfois dénommée "anticlinal" de Börgarnes [Aronson and Saemundsson, 1975]. Elle est constituée de coulées d'âge supérieur à 10 Ma, qui pendent en direction du Nord-Ouest, et qui sont recouvertes en discordance par les coulées plus jeunes dont le pendage est vers le Sud-Est [Johannesson and Saemundsson, 1998b].

Ces exemples montrent que la structure de l'Islande est très différente de celle d'une dorsale ordinaire. Elle ne peut pas non plus être décrite simplement par une convergence des pendages en direction de la Zone Volcanique Active.

2.2.6 Disposition des isochrones

L'axe de la Zone Volcanique Active est défini par la localisation des volcans centraux actuellement actifs [Saemundsson, 1979]. La figure 2.3 montre que la disposition des isochrones n'est pas symétrique par rapport à cet axe. La distance entre l'isochrone 0.8 Ma et l'axe de la Zone Volcanique Nord est de 20 à 25 km du côté Ouest alors qu'elle est de plus de 50 km du côté Est. De même, la distance entre l'isochrone 3,3 Ma et l'axe de la Zone Volcanique Nord est de 35 km du côté Ouest, et de 75 km du côté Est. Au Sud, la distance

entre l'isochrone 0,8 Ma et l'axe de la Zone Volcanique Ouest est de quelques centaines de mètres du côté Ouest, et de 20 km du côté Est. Cette asymétrie se retrouve à l'échelle de l'île entière, de manière plus complexe, dans la disposition des isochrones plus anciennes.

3. Modèles d'extension précédemment proposés

Depuis que l'Islande a été reconnue comme une région d'accrétion et d'expansion océanique [Böðvarsson and Walker, 1964], plusieurs modèles d'extension ont été proposés. Ces différents modèles peuvent être divisés en deux groupes. Les premiers supposent *a priori* que la localisation de la Zone Volcanique Active est fixe. Les seconds sont basés sur une certaine mobilité latérale de la Zone Volcanique Active.

3.1 Les modèles à Zone Volcanique Active fixe

3.1.1 Le modèle de Böðvarsson et Walker

En se basant sur les pendages convergents de la pile de lave tertiaire, sur les relations stratigraphiques entre les coulées de lave, sur la décroissance des âges des volcans en direction de la Zone Volcanique Active, et sur la structure profonde de la croûte, Böðvarsson and Walker [1964] ont proposé que l'ensemble des basaltes islandais aient été émis dans la Zone Volcanique Active actuelle. Ils en ont déduit un modèle où la Zone Volcanique Active est fixe dans l'espace (Fig. 2.4). L'injection de dykes dans cette zone s'accompagne de la mise en place de coulées de lave en surface, provoquant simultanément l'addition de matériel mantellique à la croûte, l'extension crustale et la subsidence de la Zone Volcanique Active. La divergence des plaques étant accommodée uniquement par l'injection de dykes verticaux, les failles jouent un rôle mineur. Ce modèle, bien qu'étant très simple et uniquement qualitatif, a été le premier à intégrer l'expansion océanique dans la structuration de l'Islande. Il a été légèrement modifié par la suite afin d'expliquer le non-parallélisme entre les dykes et les isochrones des coulées de lave dans l'Est de l'île [Walker, 1974].

3.1.2 Le modèle de Palmason

Palmason [1980] a proposé un modèle numérique bidimensionnel intégrant le modèle qualitatif de Böðvarsson et Walker dans le cadre de la tectonique des plaques. Dans ce modèle physique, l'accrétion se produit dans une Zone Volcanique fixe de largeur déterminée, de part et d'autre de laquelle deux plaques rigides divergent à une vitesse spécifiée en se refroidissant. Les processus d'accrétion (intrusion de dykes, mise en place de coulées de laves, jeu de failles, ouverture de fractures, ...) et de subsidence ne sont pas explicitement formulés. Ils sont représentés par des fonctions de densité définies de manière arbitraire. Les isothermes, les

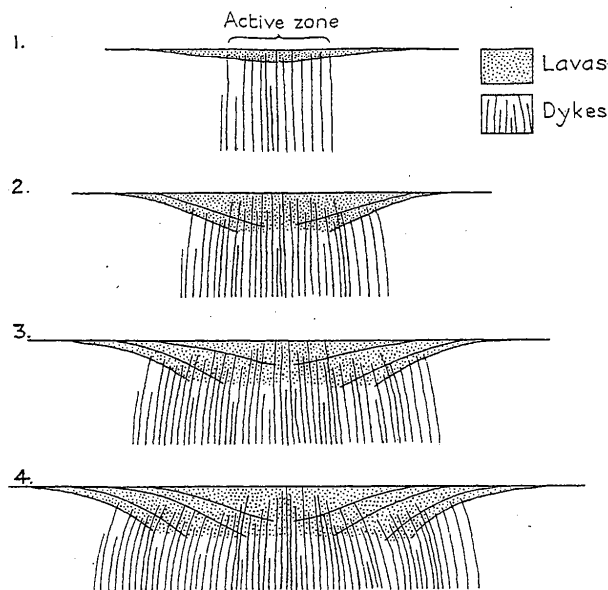


Figure 2.4. Modèle d'accrétion crustale proposé par *Böðvarsson et Walker* [1964]. La Zone Volcanique Active est fixe. L'injection de dykes et la mise en place de coulées de lave provoquent simultanément l'addition de matériel mantellique à la croûte, l'expansion crustale et la subsidence de la Zone Volcanique Active.

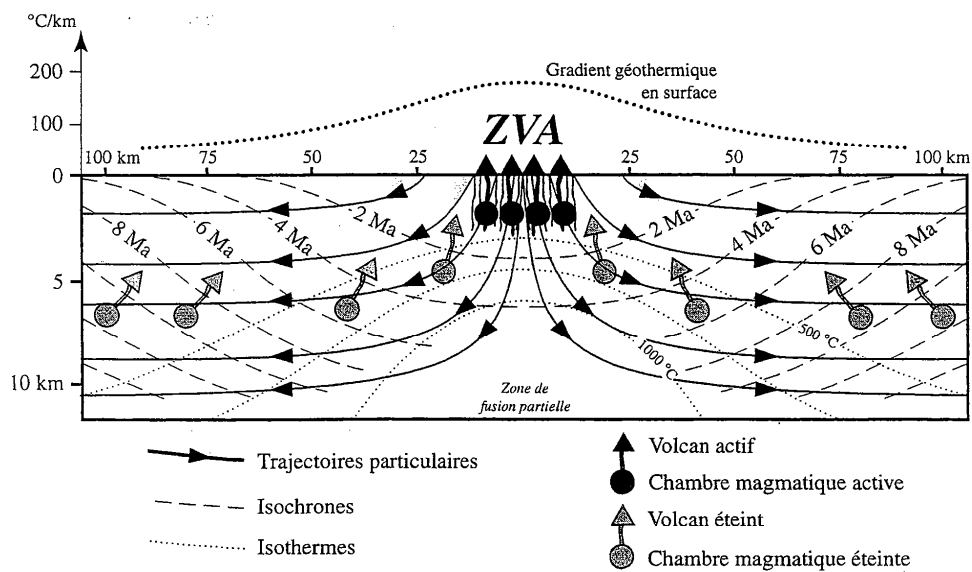


Figure 2.5. Modèle de *Palmason* [1981]. La Zone Volcanique Active (ZVA) est supposée fixe. Les processus de déformation de la lithosphère ne sont pas explicitement formulés. Les trajectoires particulières sont représentées par les flèches noires. Les isochrones sont représentées par les traits interrompus. Les isothermes, le gradient géothermique en surface et la région de fusion partielle supposée sont aussi indiqués. Noter la profondeur d'enfouissement des volcans et des chambres magmatiques après quelques millions d'années.

trajectoires particulières et les isochrones des coulées de lave calculées à partir de ce modèle sont présentées sur la figure 2.5.

L'isotherme 1000 °C se trouve à une profondeur de 15 à 20 km dans la zone externe, ce qui est en accord avec l'interprétation classique de la couche de forte résistivité électrique détectée à cette profondeur comme une couche de croûte partiellement fondue [Beblo and Björnsson, 1978; Beblo and Björnsson, 1980; Beblo et al., 1983; Eysteinnsson and Hermance, 1985]. Cependant, de nouvelles données sismiques ont récemment remis en question l'existence de fusion partielle à cette profondeur [Bjarnason et al., 1993; Bjarnason et al., 1994; Gudmundsson, 1994; Menke and Sparks, 1995; Menke et al., 1996; Staples et al., 1997]. Le modèle de Palmason [1980] a donc par la suite été légèrement modifié de manière à tenir compte des transferts de masse et de chaleur entre la croûte et le manteau [Menke and Sparks, 1995]. Dans ce modèle modifié, l'ensemble de la croûte se trouve à une température inférieure au solidus.

Le modèle de Palmason (et sa version modifiée par Menke et Sparks) prédit de manière satisfaisante le pendage des coulées de lave en direction de la Zone Volcanique Active. Ce modèle a donc rencontré un grand succès et a servi de base à la plupart des études postérieures [Saemundsson, 1974; Saemundsson, 1978; Saemundsson and Einarsson, 1980; Oskarsson et al., 1982; Oskarsson et al., 1985; Hardarson and Fitton, 1997; Hardarson et al., 1997; Staples et al., 1997]. Il présente cependant une incohérence majeure, relevée par Helgason [1984, 1985] : dans ce modèle, les volcans qui se mettent en place dans la Zone Volcanique Active à un moment donné sont rapidement ensevelis sous les coulées de lave postérieures, dont l'épaisseur peut atteindre 4 km en quelques millions d'années (Fig. 2.5). Les chambres magmatiques et les dykes qui alimentent les volcans se retrouveraient alors enfouis à une profondeur de l'ordre de 7 km après avoir quitté la Zone Volcanique Active (Fig. 2.5). Une telle profondeur d'enfouissement est incompatible avec l'existence à l'affleurement, à l'Est et à l'Ouest de l'île, de chambres magmatiques et de dykes tertiaires (Figs. 1.10 p. 29, 1.15 p. 37 et 1.16 p. 39). En effet, l'érosion des coulées de laves tertiaires est de 2000 m au maximum [Walker, 1974].

3.1.3 Le modèle de Daignières et al.

Les modèles de Palmason [1980] et de Menke and Sparks [1995] sont limités par le fait que les processus d'accrétion et d'extension lithosphérique n'y sont pas explicitement formulés. Daignières et al. [1975] ont réalisé un modèle numérique bidimensionnel, qui tente d'intégrer de manière explicite trois processus d'extension : formation de fissures ouvertes, éruptions fissurales (mise en place simultanée d'un dyke et d'une coulée de lave) et formation de failles normales. Chacun de ces processus est défini par un certain nombre de paramètres géométriques (position, largeur des dykes et des fissures, épaisseur et extension latérale des coulées de lave, pendage et rejet des failles). Le modèle fait intervenir chacun des trois processus d'extension selon une succession basée sur une loi de probabilité. Les lois mécaniques qui gouvernent ces processus ne sont pas prises en compte. Comme dans les

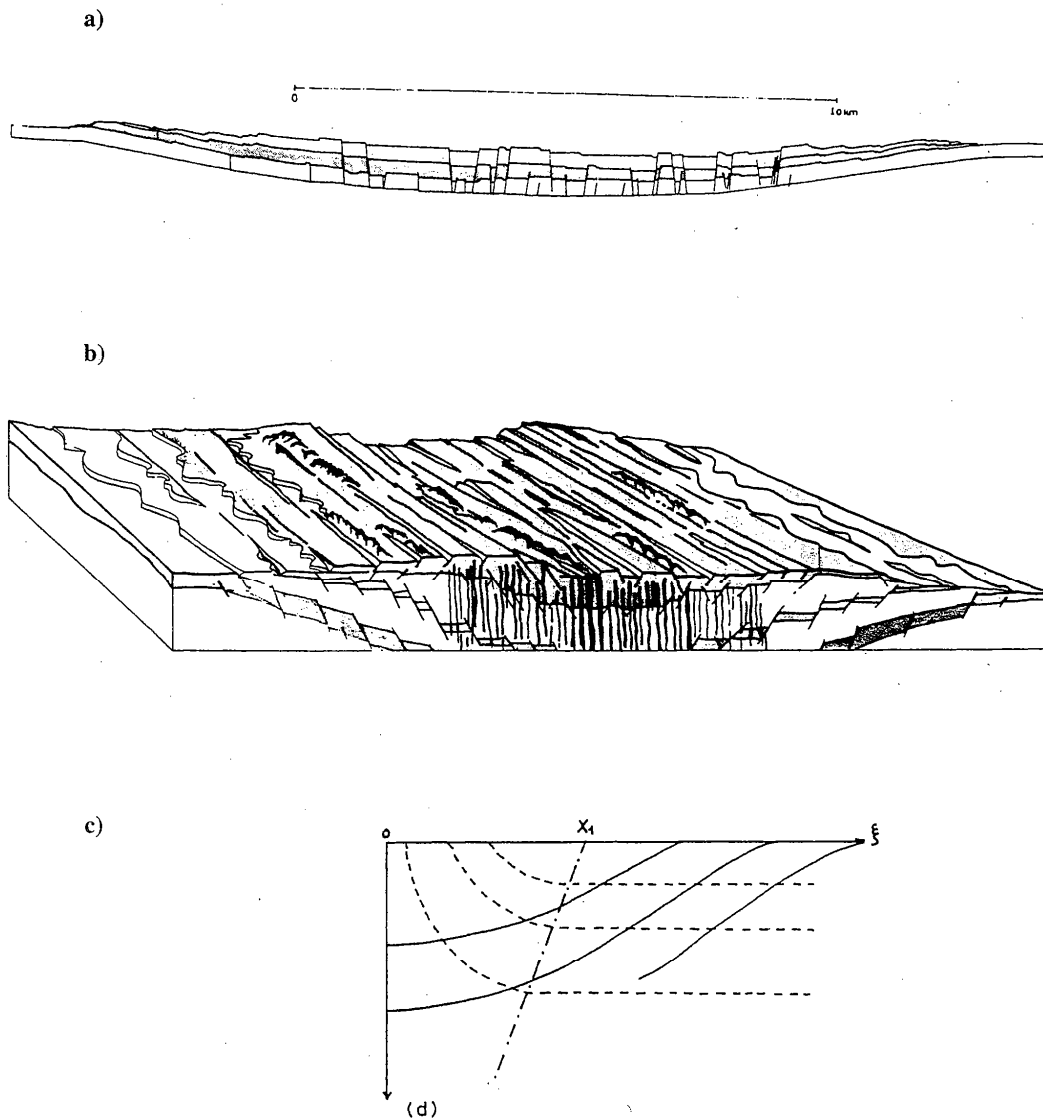


Figure 2.6. Modèle de *Daignières et al.* [1975]. La Zone Volcanique Active est supposée fixe. Les processus de déformation de la lithosphère sont définis par des paramètres géométriques et une loi de probabilité. a) Résultat d'une simulation numérique avec une largeur de 10 km pour la Zone Volcanique Active et des proportions de fissures éruptives, de fissures ouvertes et de failles normales de 45%, 45% et 10% respectivement. La correction isostatique a été effectuée *a-posteriori*. b) Représentation qualitative de la structure de l'Islande déduite de ce modèle. Seuls les dykes les plus récents sont représentés. c) Trajectoires (traits interrompus) et isochrones (traits pleins) des coulées de lave.

modèles précédents, la Zone Volcanique Active est supposée *a-priori* avoir une largeur et une position fixes.

Un exemple de structure ainsi obtenue est présenté sur la figure 2.6a. Une représentation qualitative de la structure de l'Islande, déduite de ce modèle est présentée sur la figure 2.6b. Les trajectoires et les isochrones des coulées de lave dans ce modèle (Fig. 2.6c) sont très proches de celles du modèle de *Palmason* [1980]. Ce modèle reproduit lui aussi le pendage et l'épaississement des coulées de lave en direction de la Zone Volcanique Active. Cependant, il n'explique pas non plus la mise à l'affleurement de chambres volcaniques à l'Est et à l'Ouest de l'île. De plus, il est basé sur l'hypothèse très contraignante que les failles se forment systématiquement par couples de vergence opposée et de même rejet.

Les modèles précédents envisagent une accréation continue et symétrique à partir d'une Zone Volcanique fixe et de largeur définie. Ils ne permettent d'expliquer ni l'existence de deux Zones Volcaniques dans le Sud de l'Islande, ni l'existence de volcans actifs très loin de l'axe principal d'accréation (volcanisme "hors-axe", Fig. 2.3, p. 58). De plus, la convergence des pendages dans la région de Hunafloi-Skagi, l'asymétrie des isochrones et les nombreuses discordances observées dans la pile de lave ne peuvent être expliquées dans le cadre de ces modèles qu'en supposant que la Zone Volcanique Active s'est déplacée brusquement de 100 à 200 km à plusieurs reprises durant l'histoire de l'Islande [Ward, 1971; *Palmason*, 1973; *Saemundsson*, 1974; *Jancin et al.*, 1985; *Hardarson et al.*, 1997]. Ces hypothétiques sauts de rift de grande échelle seraient dus à un déplacement relatif entre la limite de plaques et l'axe du panache mantellique [*Oskarsson et al.*, 1985]. Ainsi l'axe d'accréation "sauterait" régulièrement pour se maintenir à l'aplomb du panache. Cependant, aucune étude n'a été effectuée pour montrer que ce processus de saut de rift était mécaniquement possible. Une alternative à l'hypothèse des sauts de rift est fournie par les modèles qui envisagent une certaine mobilité intrinsèque de la Zone Volcanique Active.

3.2 Les modèles à Zone Volcanique Active mobile

3.2.1 Le modèle de *Gibson et Piper*

Afin de prendre en compte le groupement des dykes et des fissures éruptives en faisceaux indépendants, *Gibson et Piper* [1972] ont proposé un modèle qualitatif légèrement différent de celui de *Böðvarsson et Walker*. Ils montrent que la pile de lave est en fait constituée d'unités lenticulaires indépendantes, chacune ayant été produite par un faisceau de fissures différent (Fig. 2.7). Dans leur modèle, la mise en place d'un faisceau de dykes donné sur un flanc de l'axe de divergence est accompagnée par la mise en place d'une unité basaltique lenticulaire. L'ensemble est ensuite translaté vers l'extérieur par la mise en place de l'unité suivante sur l'autre flanc de l'axe de divergence (Fig. 2.7). Contrairement aux précédents, ce modèle

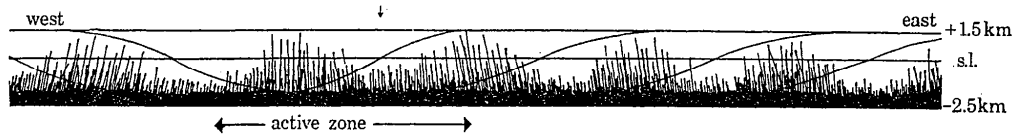


Figure 2.7. Modèle de *Gibson et Piper* [1972]. La mise en place d'un faisceau de dykes à un instant donné est associée à la mise en place de coulées de lave en surface. Les coulées de lave forment une unité lenticulaire. Celle-ci est ensuite déplacée vers l'extérieur par la mise en place de l'unité suivante à partir d'un nouveau faisceau de dykes sur l'un de ses flancs.

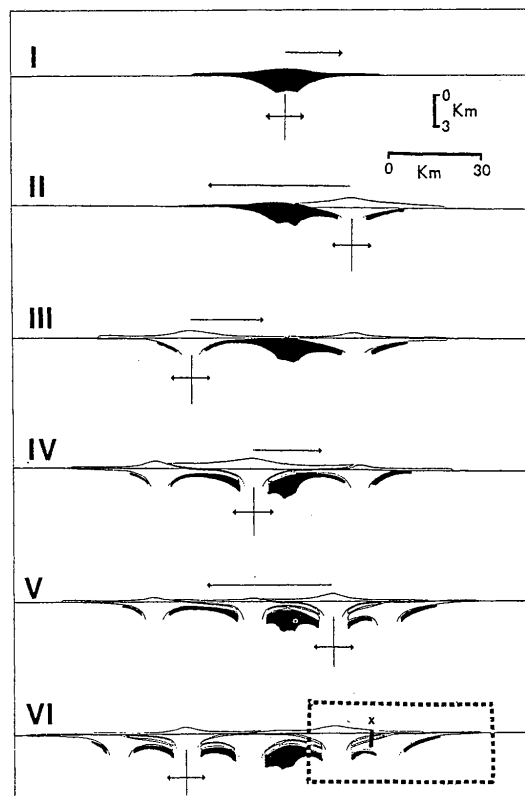


Figure 2.8. Modèle de *Helgason* [1984]. L'activité volcanique et tectonique est localisée le long de centres d'accrétion qui se développent successivement. Chaque nouveau centre d'accrétion est décalé par rapport au précédent. La distance entre deux centres d'accrétion successifs peut varier de 20 km à 200 km.

n'envisage pas l'existence d'une zone d'accrétion unique et fixe. L'accrétion se produit successivement à partir de centres éruptifs différents et décalés dans l'espace.

3.2.2 Le modèle de Helgason

Helgason [1984, 1985] a effectué une étude détaillée de la succession des coulées de lave dans l'Est de l'Islande. Cette étude est basée sur la distinction entre un faciès *proximal*, correspondant aux coulées de laves dont l'extension était limitée aux abords immédiats des centres éruptifs (coulées de laves minces, à surfaces scoriacées, dans lesquelles sont intercalées des bombes volcaniques et des niveaux de cendres), et un faciès *distal* correspondant aux coulées de lave ayant atteint des régions éloignées (coulées épaisses, entre lesquelles sont intercalés des niveaux sédimentaires). En se basant sur l'interstratification de groupes de laves *proximales* et *distales* dans la pile de lave tertiaire, Helgason [1984, 1985] rejette le modèle de Palmason [1973, 1980] et propose un modèle de rifting assez proche de celui de Gibson and Piper [1972], basé sur la formation de *centres d'accrétion* successifs décalés dans l'espace (Fig. 2.8).

Helgason [1984, 1985] intègre dans son modèle les sauts de rift présumés par Ward [1971], Palmason [1973], Saemundsson [1974], Jancin *et al.* [1985] et Hardarson *et al.* [1997]. Il suppose que la formation d'un nouveau *centre d'accrétion* puisse se faire à proximité immédiate de son prédécesseur ou, au contraire à une grande distance. Ce modèle qualitatif a rencontré peu de succès, bien que Helgason [1984, 1985] estime qu'il soit capable d'expliquer l'ensemble des anomalies structurales de l'Islande.

Tout comme celui de Gibson et Piper, le modèle de Helgason suppose a priori qu'il existe un seul faisceau actif à la fois. Or l'activité holocène est distribuée sur plusieurs faisceaux parallèles (Fig. 2.3, p. 58).

4. Un nouveau modèle d'extension

4.1 Pourquoi proposer un nouveau modèle ?

Les modèles à Zone Volcanique Active fixe ne permettent pas d'expliquer :

- l'existence de deux Zones Volcaniques dans le Sud de l'île ;
- la convergence des pendages dans la région de Hunafloi-Skagi ;
- l'asymétrie des isochrones ;
- l'existence de nombreuses discordances angulaires dans la pile de lave ;
- l'existence de chambres magmatiques tertiaires à l'affleurement.

Ni les modèles à Zone Active fixe, ni ceux à Zone Active mobile, ne permettent d'expliquer pourquoi la structure de l'Islande est différente de celles des autres parties de la ride

médio-Atlantique. De plus, ils n'expliquent pas comment cette structure anormale peut être reliée à la présence d'un panache mantellique.

Ceci est dû au fait qu'ils sont soit purement qualitatifs, soit purement géométriques. Aucun d'eux n'est basé sur une analyse mécanique des processus de déformation lithosphérique. En particulier, ils n'incluent pas les lois qui gouvernent la formation de failles dans la partie supérieure de la lithosphère et le fluage visqueux dans sa partie inférieure. Or la prise en compte de la rhéologie de la lithosphère océanique est essentielle à la compréhension du fonctionnement de l'accrétion océanique [Tapponnier and Francheteau, 1978; Lin and Parmentier, 1989; Buck and Poliakov, 1998]. Il semble donc difficile de proposer un modèle tectonique réaliste pour l'Islande, incluant les différences fondamentales avec une dorsale lente ordinaire, sans tenir compte d'une part de la stratification rhéologique de la lithosphère et d'autre part de la présence d'un panache mantellique.

Dans les modèles précédents, le rôle des failles dans le processus d'extension est soit négligé [Bödvarsson and Walker, 1964; Gibson and Piper, 1972; Palmason, 1973; Helgason, 1984; Helgason, 1985; Menke and Sparks, 1995; Bahr et al., 1997], soit défini *a priori* de manière arbitraire [Daignières et al., 1975; Palmason, 1980]. Or la formation de failles est un processus majeur de déformation de la partie supérieure de la lithosphère à l'axe des dorsales [Tapponnier and Francheteau, 1978; Macdonald, 1982; Lin and Parmentier, 1989; Buck and Poliakov, 1998]. Afin de proposer un modèle d'extension réaliste, nous avons donc dans un premier temps effectué une étude de la structure de l'Islande, destinée à mettre en évidence les failles majeures. Cette étude est basée sur une synthèse des données de la littérature et sur de nouvelles observations de terrain. Ensuite, nous avons réalisé des modèles analogiques de rifting qui prennent en compte la stratification rhéologique de la lithosphère et la présence d'un panache mantellique. Cette étude a fait l'objet d'un projet de publication qui est reproduit en annexe.

4.2. Synthèse structurale¹

4.2.1 La Zone Volcanique Ouest

La Zone Volcanique Ouest est composée d'un seul faisceau de fissures : le faisceau de Thingvellir. Celui-ci joint les volcans centraux de Hengill au SO et de Langjökull au NE (Fig. 2.3). Le faisceau se trouve à une altitude moyenne de 100 à 200 mètres. Il est couvert par des coulées de lave d'âge inférieur à 0.8 Ma [Saemundsson and Einarsson, 1980; Johannesson et al., 1990]. Il est limité au Nord-Ouest par une série de failles à regard Sud-Est, très proches les unes des autres et dont le rejet cumulé atteint plusieurs centaines de mètres (Fig. 2.9a) [Saemundsson, 1992]. L'augmentation du rejet des failles avec l'âge des coulées affectées montre que ce sont des failles de croissance [Saemundsson, 1992]. La partie SE du faisceau est

¹ voir carte structurale hors-texte (annexe 4)

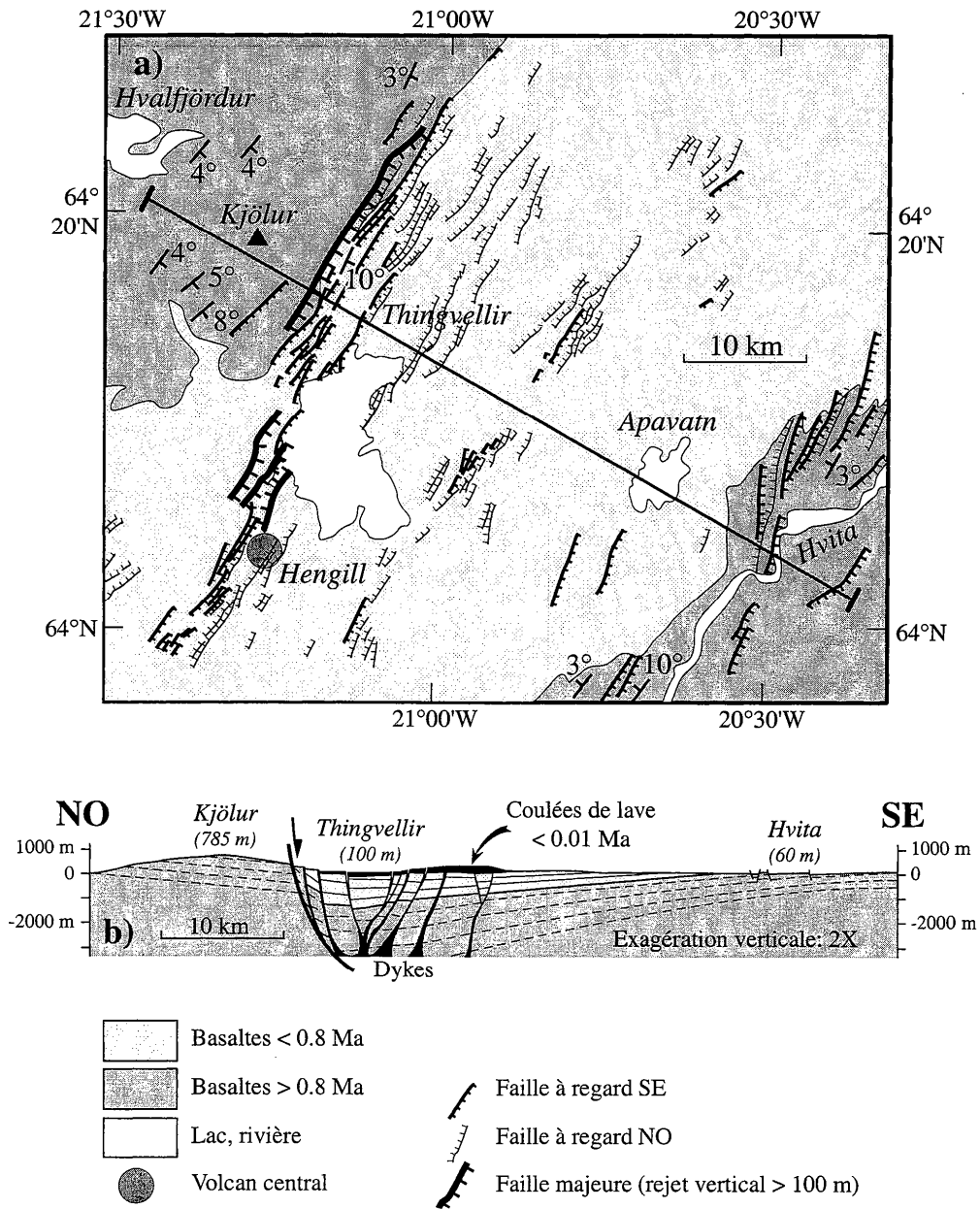


Figure 2.9. a) Carte structurale du faisceau de Thingvellir dans la Zone Volcanique Ouest (d'après Saemundsson [1992] et Johannesson et Saemundsson [1998]). Pour simplifier la figure, les coulées holocènes ne sont pas représentées. Les failles majeures sont situées sur le flanc NO du faisceau et pendent vers le SE. Les failles à regard NO sont distribuées sur toute la largeur du faisceau et ont des rejets faibles. b) Coupe structurale interprétative le long de la ligne indiquée sur la carte.

presque uniformément couverte de failles à regard Nord-Ouest, dont les rejets sont faibles (Fig. 2.9a) [Saemundsson and Einarsson, 1980; Gudmundsson, 1987; Saemundsson, 1992]. En coupe, le faisceau est donc asymétrique.

La zone de failles qui forme le flanc Nord-Ouest du faisceau est un contact tectonique marqué entre (1) les coulées de lave d'âge inférieur à 0.8 Ma situées dans le faisceau, et (2) les basaltes plus anciens qui affleurent au Nord-Ouest à une altitude de 500 à 700 mètres [Saemundsson and Einarsson, 1980; Saemundsson, 1992]. Sur le flanc Sud-Est du faisceau, les coulées de lave d'âge inférieur à 0.8 Ma reposent en contact stratigraphique sur les basaltes plus anciens qui affleurent à une altitude de 100 à 200 mètres (Fig. 2.9) [Saemundsson and Einarsson, 1980; Johannesson et al., 1990].

Le faisceau de Thingvellir est donc un demi-graben basculé vers le Nord-Ouest et contrôlé par une zone de failles majeure longeant son flanc Nord-Ouest. Une coupe interprétative en est proposée sur la figure 2.9b. Cette coupe est basée sur le modèle de faisceau de fissures d'Angelier et al. [1997] (Fig. 1.17, p. 42).

4.2.2 La Zone Volcanique Nord

- Localisation des volcans centraux

La Zone Volcanique Nord est composée de cinq faisceaux de fissures de direction NNE-SSO. Les volcans centraux sont systématiquement situés à l'extrémité SSO des faisceaux. Ils forment un alignement N-S le long du flanc Ouest de la Zone Volcanique Nord (Fig. 2.3 p. 58). En Islande, l'apport magmatique est essentiellement contrôlé par les chambres magmatiques situées sous les volcans centraux. La disposition des volcans centraux dans la Zone Volcanique Nord indique donc que l'apport magmatique provient essentiellement de sa partie Ouest.

- La zone de failles de Bardardalur

A l'Ouest, la Zone Volcanique Nord est séparée de la péninsule de Flatey par un escarpement topographique de 700 mètres : l'escarpement de Bardardalur (Fig. 1.3, p. 21). Sur la péninsule de Flatey, l'isochrone 3,3 Ma affleure à une altitude de 900 mètres et pend de quelques degrés vers l'Est (Figs. 2.10 et 2.11a) [Jancin et al., 1985]. A l'Est de l'escarpement, elle est masquée par les basaltes et les hyaloclastites quaternaires qui affleurent au niveau de la mer (Fig. 2.11a) [Jancin et al., 1985; Johannesson and Saemundsson, 1998a]. Le léger pendage de l'isochrone vers l'Est n'est pas suffisant pour expliquer ce décalage d'altitude (Fig. 2.11a). Hospers [1954] a donc proposé que l'escarpement topographique marque l'emplacement d'une zone de failles majeure. Dans la partie Nord de l'escarpement, des failles normales de direction NNE et à regard Est ont effectivement été cartographiées dans les basaltes

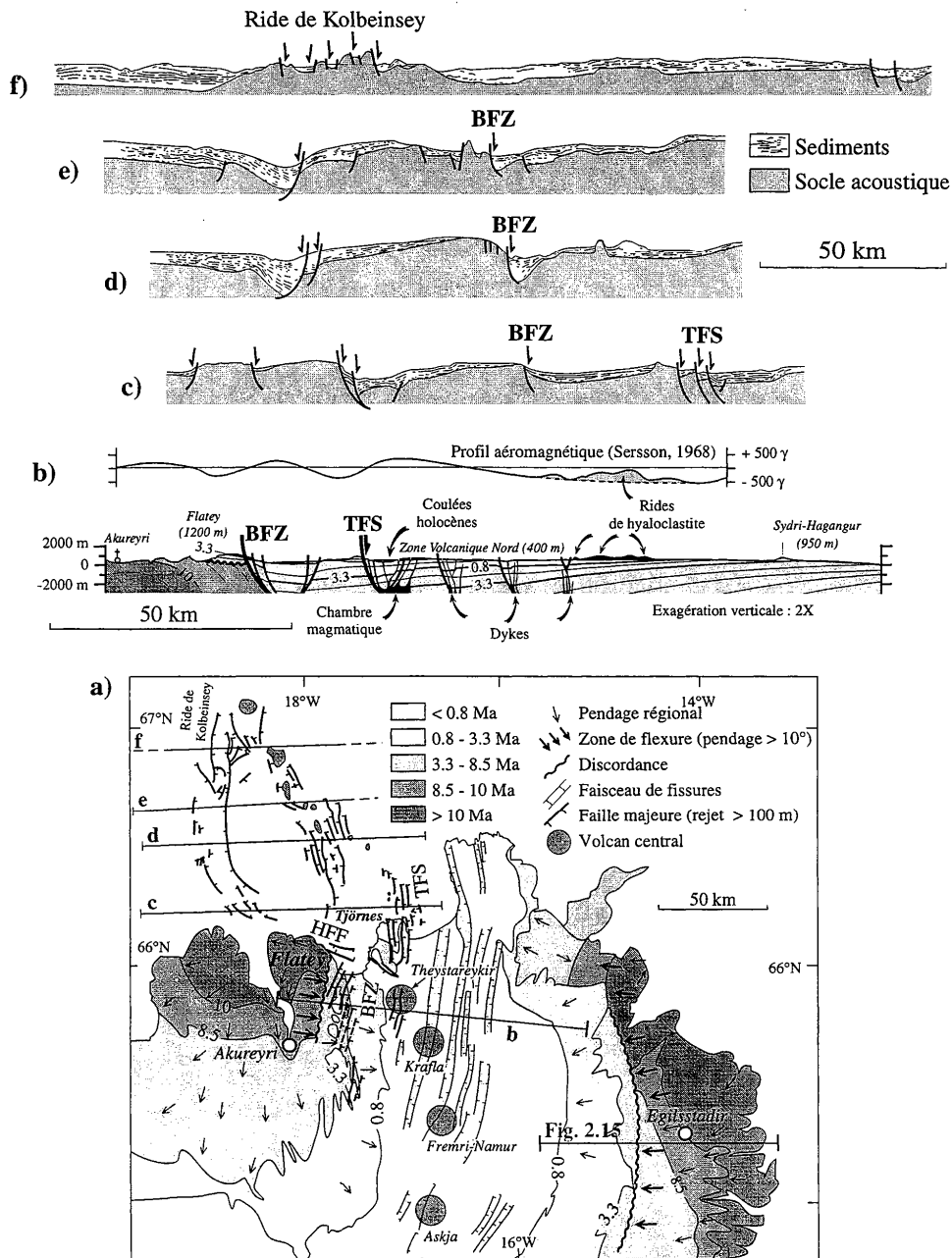
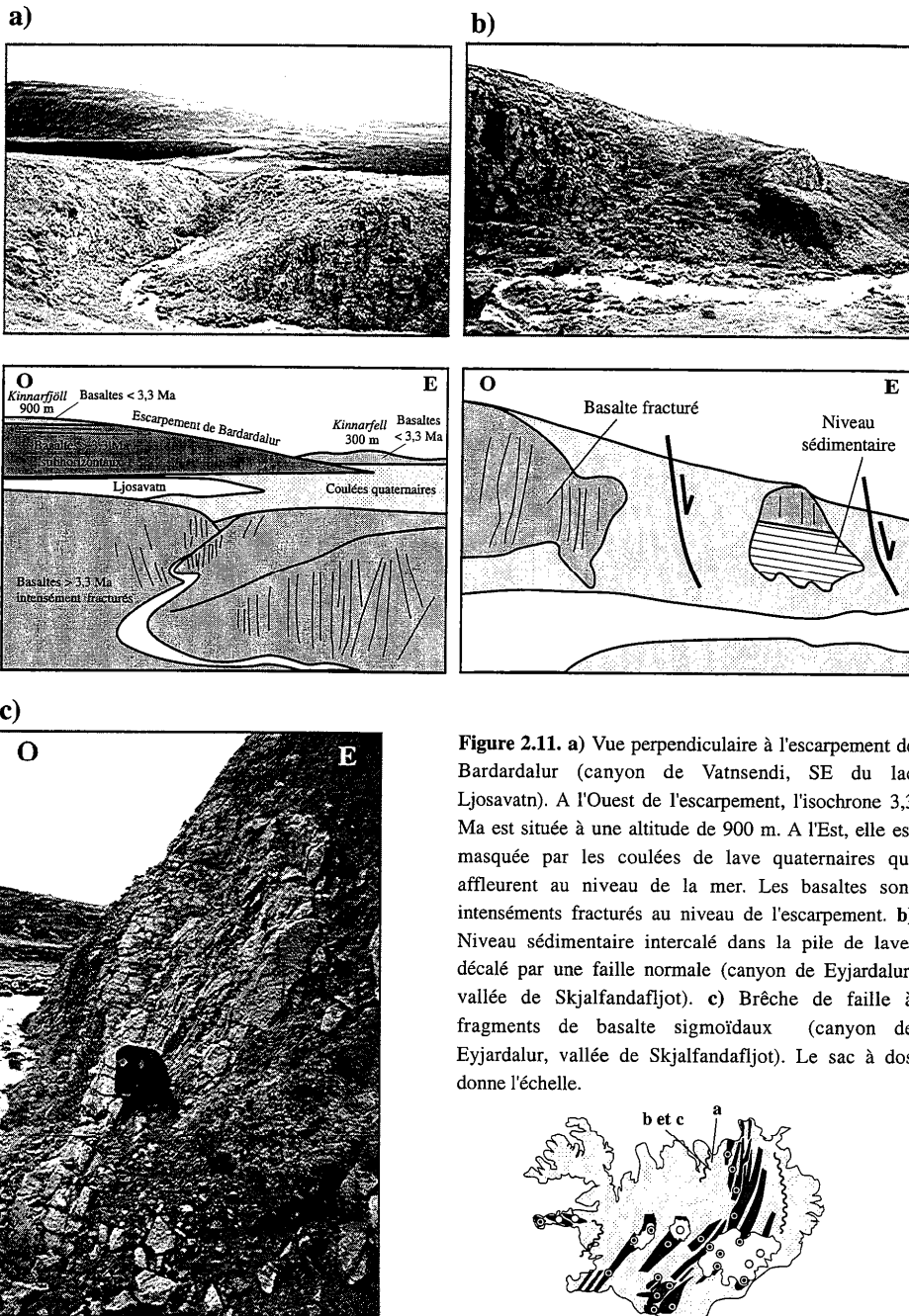


Figure 2.10. a) Carte structurale de la Zone Volcanique Nord. Pour simplifier la figure, les coulées holocènes ne sont pas représentées. La localisation de la figure 2.15 est indiquée. b) Profil aéromagnétique [Sersson et al., 1968] et coupe structurale interprétative le long de la ligne (b) indiquée sur la carte. c, d, e et f) Profils sismiques interprétés d'après McMaster et al. [1977]. La localisation des profils est indiquée sur la carte. BFZ : Zone de failles de Bardardalur. TFS : Faisceau de fissures de Theystareykir. HFF : Faille d'Husavik-Flatey



.....

.....

plus jeunes que 3.3 Ma [Jancin *et al.*, 1985]. Leur rejet cumulé est de plusieurs centaines de mètres.

La partie Sud de l'escarpement a été affectée par une érosion glaciaire intense et les conditions d'affleurement y sont assez mauvaises (voir la troisième partie). Dans les rares canyons perpendiculaires à l'escarpement, on observe cependant une fracturation subverticale très importante, de direction N10°E à N20°E (Fig. 2.11a). En de nombreux endroits, le litage des basaltes a complètement disparu (Fig. 2.11a). Dans le canyon de Eyjardalur, de nombreuses failles subverticales peuvent être observées. Un niveau sédimentaire intercalé dans les basaltes est décalé verticalement d'une dizaine de mètres au minimum par l'une de ces failles (Fig. 2.11b). Une autre faille est marquée par une formation bréchique de plusieurs mètres d'épaisseur. Cette brèche contient des fragments de basalte de taille décimétrique à métrique et de forme sigmoïdale, qui attestent de cisaillements subverticaux importants (Fig. 2.11c).

Ces observations confirment l'interprétation de l'escarpement de Bardardalur proposée par Hospers [1954]. Cet escarpement marque l'emplacement d'une zone de failles majeure, pour laquelle un rejet vertical minimal de 900 mètres peut être proposé en se basant sur le décalage vertical de l'isochrone 3,3 Ma. La zone de faille de Bardardalur peut être suivie en mer vers le Nord (Fig. 2.10a). Son compartiment Est, abaissé, y est recouvert d'une série sédimentaire de quelques centaines de mètres. Le socle basaltique affleure dans son compartiment Ouest soulevé (Fig. 2.10c) [McMaster *et al.*, 1977]. Il y a des indices d'activité volcanique récente dans la partie immergée de cette zone de failles [McMaster *et al.*, 1977]. Cependant, l'absence d'activité volcanique postglaciaire à terre indique que sa partie Sud est actuellement inactive.

- Le faisceau de Theystareykir

Le faisceau de Theystareykir est le plus occidental des faisceaux de fissures actifs de la Zone Volcanique Nord (Fig. 2.10a). Sa partie Sud a été affectée par une érosion glaciaire importante (voir la troisième partie). Dans sa partie Nord, les failles les plus importantes sont à regard Est (Fig. 2.10a). Le long de la côte Est de la péninsule de Tjörnes, leur rejet vertical cumulé est supérieur à 1000 m [Saemundsson, 1974]. Le faisceau de Theystareykir peut être suivi en mer vers le Nord (Fig. 2.10a). Son compartiment Est, abaissé, y est recouvert d'une série sédimentaire de quelques centaines de mètres d'épaisseur qui s'amincit vers l'Est. Le socle basaltique affleure dans son compartiment Ouest soulevé (Fig. 2.10c) [McMaster *et al.*, 1977]. Le faisceau de Theystareykir est volcaniquement actif à terre comme en mer [Saemundsson, 1974; McMaster *et al.*, 1977].

- Les faisceaux de fissures du flanc Est

Sur le flanc Est de la Zone Volcanique Nord, les seuls reliefs importants sont des rides de hyaloclastite de direction N-S, qui reposent sur des basaltes interglaciaires subhorizontaux. Ces rides ont été protégées de l'érosion glaciaire grâce à leur position particulière par rapport à

l'écoulement glaciaire (voir la quatrième partie). A l'exception de ces rides, le flanc Est de la Zone Volcanique Nord est une surface plane qui pend légèrement vers l'Ouest (Fig. 1.3, p. 21). Les faisceaux de fissures de Fremri-Namur et de l'Askja y définissent des grabens de quelques centaines de mètres à 3 km de large, dont les rejets verticaux de quelques mètres sont très inférieurs à ceux de la zone de failles de Bardardalur et du faisceau de Theystareykir (Fig. 2.10a) (voir par exemple *Bäckström and Gudmundsson* [1989] et *Gudmundsson and Bäckström* [1991]).

- Épaisseur des basaltes d'âge inférieur à 0,8 Ma

Les basaltes plus jeunes que 0,8 Ma se sont mis en place dans un champ paléomagnétique normal, alors que les basaltes plus anciens se sont mis en place dans un champ paléomagnétique inverse. Les anomalies magnétiques mesurées dans la Zone Volcanique Nord peuvent donc donner des indications qualitatives sur l'épaisseur des basaltes plus jeunes que 0,8 Ma. Des profils magnétiques dans la Zone Volcanique Nord ont été établis par *Serson et al.* [1968], *Piper* [1973] et *Becker* [1980]. Une carte magnétique de l'Islande a été compilée par *Jonsson et al.* [1991]. Une forte anomalie magnétique positive est située immédiatement à l'Est du faisceau de fissures de Theystareykir (Fig. 2.10b). Le flanc Ouest de cette anomalie est très abrupt, alors que son flanc Est décroît progressivement, avec quelques complications locales au-dessus des reliefs correspondant aux rides de hyaloclastite (Fig. 2.10b). Cette forme suggère que la couverture de basaltes plus jeunes que 0,8 Ma s'amincit régulièrement vers l'Est depuis le faisceau de Theystareykir, comme l'a suggéré *Piper* [1973]. Cet amincissement est compatible avec celui qu'on observe dans la couverture sédimentaire du fjord d'Axarfjörður (Fig. 2.10c).

En conclusion, la Zone Volcanique Nord est composée de deux demi-grabens basculés vers l'Ouest, qui sont contrôlés par deux failles majeures situées à l'Ouest : la zone de failles de Bardardalur, actuellement inactive, et le faisceau de Theystareykir, actuellement actif. Les volcans centraux actuellement actifs sont situés au pied de la zone de failles de Theystareykir (Fig. 2.10a). Le flanc Est de la Zone Volcanique Nord pend légèrement vers l'Ouest, et l'épaisseur de la couverture basaltique récente augmente vers l'Ouest. Une coupe interprétative de la Zone Volcanique Nord est proposée sur la figure 2.10b.

4.2.3 Changement de style structural entre la Zone Volcanique Nord et la ride de Kolbeinsey

Au Nord de l'Islande, le décalage entre la Zone Volcanique Nord et la ride de Kolbeinsey est accommodé dans la Zone de Fracture de Tjörnes (Fig. 2.3). Les trois alignements sismiques observés dans cette région sont classiquement interprétés comme des failles décrochantes dextres de direction ONO-ESE [*Ward*, 1971]. Des analyses sismotectoniques récentes ont

montré que les séismes définissent en fait des plans de décrochement sénestres de direction N-S [Rögnvaldsson *et al.*, 1998]. Les données bathymétriques, sismiques et magnétiques indiquent aussi que la topographie de cette région est dominée par trois fossés qui sont contrôlés par des structures de direction N-S disposées en échelon (Figs 1.3 et 2.10a). Des volcans sous-marins sont associés à ces fossés [McMaster *et al.*, 1977]. A l'exception de la faille d'Husavik-Flatey, dont la direction est ONO-ESE, la Zone de Fracture de Tjörnes est donc constituée de faisceaux disposés en échelon qui prolongent les faisceaux de fissures de la Zone Volcanique Nord (Fig. 2.3).

Immédiatement au Nord de l'Islande, les trois fossés correspondent à des demi-grabens basculés vers l'Ouest et contrôlés par des failles situées à l'Ouest (Fig. 2.10c). Le demi-graben oriental est situé dans le prolongement du faisceau de Theystareykir, le demi-graben central dans le prolongement de la zone de failles de Bardardalur, et le demi-graben occidental dans le prolongement du fjord d'Eyjafjörður (Fig. 2.10a). En se rapprochant de la ride de Kolbeinsey au Nord, c'est-à-dire en s'éloignant vers le Nord de l'axe du panache, la largeur de la zone déformée diminue de 120 km à 20 km (Fig. 2.10c-f). Cette diminution de largeur est associée au passage progressif d'une zone affectée par trois demi-grabens synthétiques (Fig. 2.10c) à une zone affectée par des demi-grabens antithétiques (Fig. 2.10d-e). Cette évolution s'achève sur la ride de Kolbeinsey par un ensemble de horsts et de grabens qui forment un relief ressemblant au haut axial des dorsales rapides (Fig. 2.10f).

Les séries sédimentaires déposées dans les demi-grabens ont une géométrie en éventail et sont convexes vers le haut. Cette géométrie est identique à celle des anticlinaux en *roll-over* qui se développent au pied de failles de croissance listriques dans les bassins sédimentaires extensifs (Fig. 2.12) (voir par exemple White *et al.* [1986], Dula [1991] et Mauduit and Brun [1998]).

4.2.4 La structure de la pile de lave

Sur la côte Est de l'Islande, la pile de lave est profondément incisée par des fjords. Sa structure a donc pu y être étudiée en détail [Walker, 1959; Walker, 1963; Bödvarsson and Walker, 1964; Walker, 1964; Walker, 1974; Walker, 1975; Kristjansson *et al.*, 1995]. Dans cette région, elle est constituée de coulées de laves dont l'âge est compris entre 15 Ma et 8 Ma, et qui pendent généralement vers l'Ouest (Fig. 2.3) [Johannesson and Saemundsson, 1998b]. Le pendage augmente de quelques degrés à une altitude de 1000 mètres, à une dizaine de degrés au niveau de la mer (Figs. 2.3, 2.13 et 2.14a). Le pendage augmente aussi vers l'Ouest, jusqu'à une zone de flexure située dans la région d'Egilsstadir, où les pendages atteignent une valeur de 25° (Figs. 2.13 et 2.14b). Cette zone de flexure est parallèle à la Zone Volcanique Active actuelle et peut être suivie jusqu'au Sud-Est du Vatnajökull (Fig. 2.3) [Walker, 1964; Saemundsson, 1974; Walker, 1974; Johannesson and Saemundsson, 1998b; Johannesson and Saemundsson, 1998a]. En coupe, la pile de lave présente une géométrie en éventail et une convexité vers le haut (Fig. 2.13). Cette géométrie a été observée tant à l'affleurement

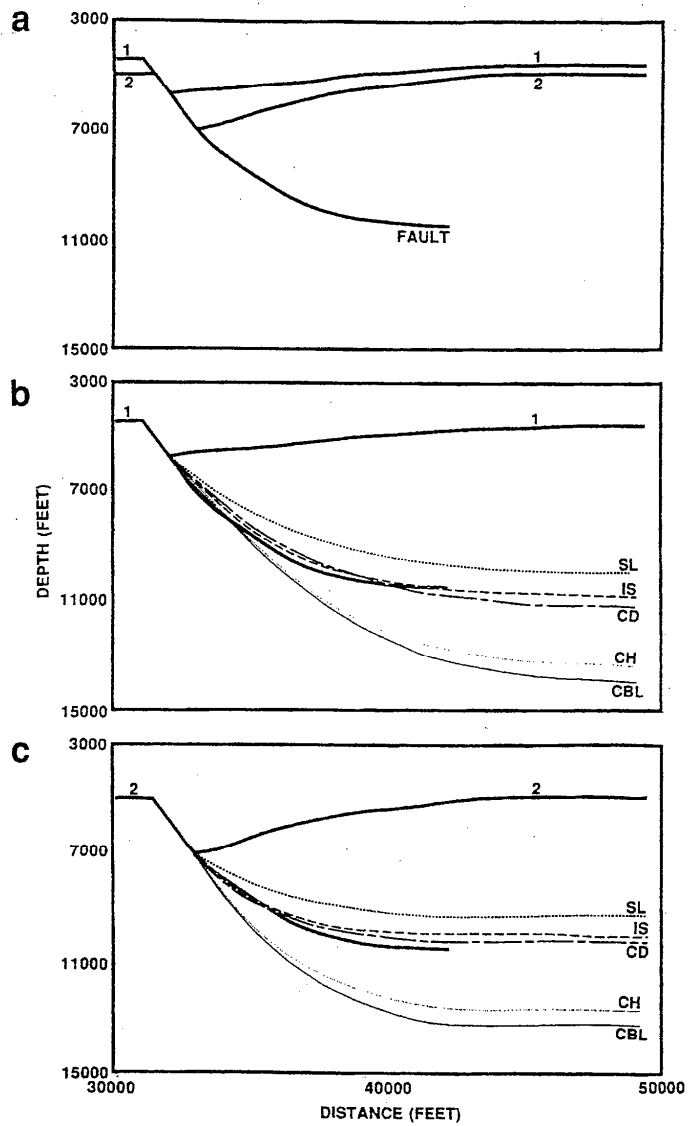
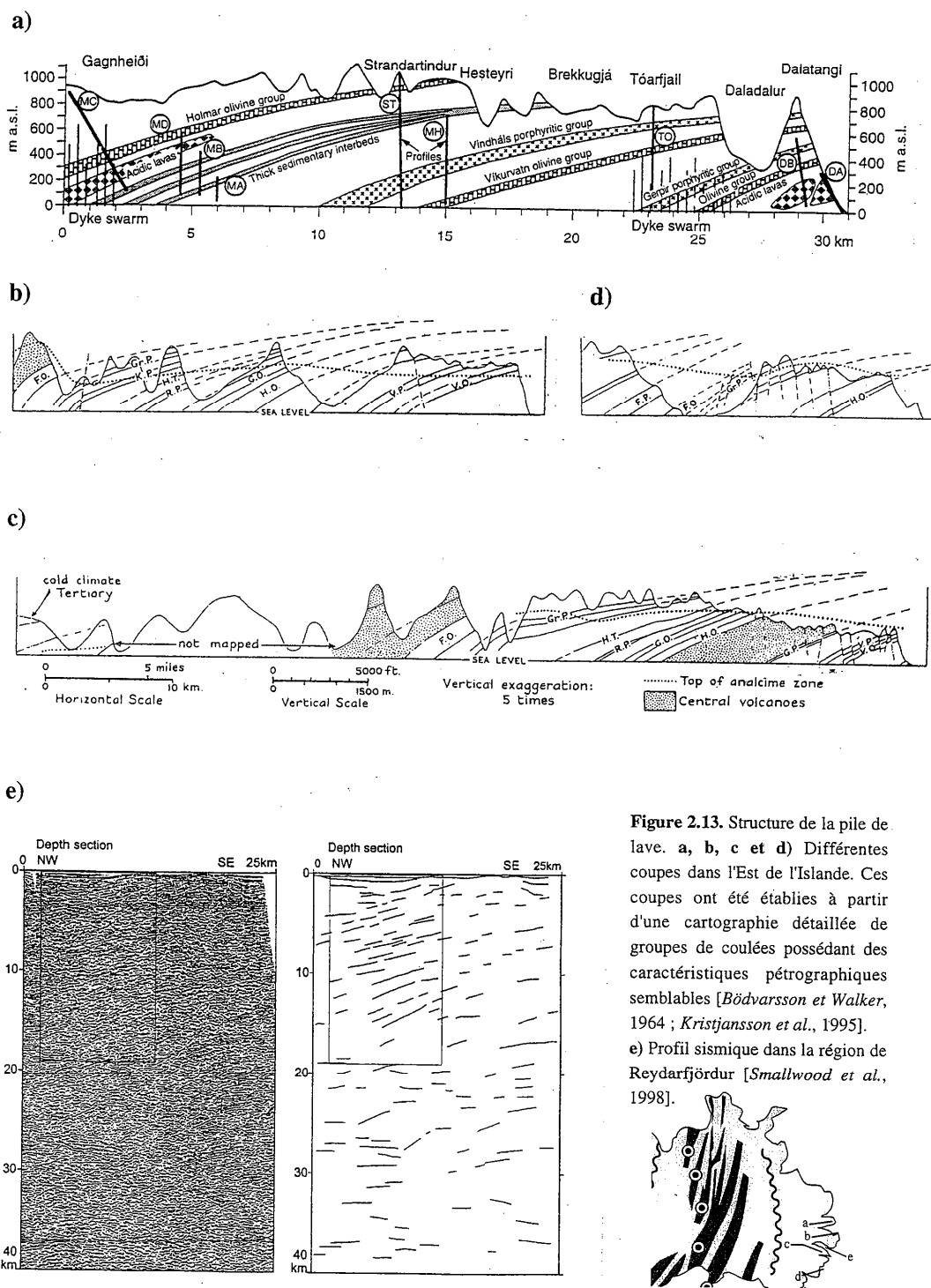


Figure 2.12. a) Coupe d'un roll-over contrôlé par une faille listrique [Dula, 1991]. b) Géométrie de la faille reconstituée à partir de la géométrie du niveau sédimentaire 1. Les différents tracés (SL, IS, CD, CH et CBL) correspondent à différents modèles théoriques de déformation. Le tracé réel de la faille est indiqué en gras. Quel que soit le modèle de déformation envisagé, la convexité des niveaux sédimentaires impose une géométrie listrique pour la faille. c) Géométrie de la faille reconstituée à partir de la géométrie du niveau sédimentaire 2.



[Bödvarsson and Walker, 1964; Walker, 1964; Walker, 1974; Kristjansson et al., 1995] qu'en sismique profonde [Smallwood et al., 1998]. La flexuration et la géométrie en éventail de la pile de lave sont typiquement celles d'un *roll-over* et impliquent l'existence d'une faille de croissance listrique à l'Ouest (Fig. 2.12) (voir par exemple White et al. [1986], Dula [1991] et Mauduit and Brun [1998]). A l'Est de la zone de flexure, il existe un ensemble de faisceaux de dykes et de volcans centraux actuellement inactifs (Fig. 1. 15, p. 37). Les travaux de Walker [1959, 1963, 1964, 1974, 1975] ont montré que les basaltes situés à l'Est de la flexure avaient été mis en place à partir de ces centres éruptifs. On retrouve donc dans cette région une structure similaire à celle qui a été mise en évidence dans les Zones Volcaniques Ouest et Nord : les centres éruptifs sont situés sur un anticlinal en *roll-over* qui pend vers l'Ouest et qui est contrôlé par une faille de croissance située à l'Ouest (Fig. 2.15).

Ce *roll-over* est recouvert en discordance par des coulées de lave dont l'âge est inférieur à 6 Ma (Fig. 2.14c) [Saemundsson, 1974; Watkins and Walker, 1977; Musset et al., 1980; Johannesson and Saemundsson, 1998b; Johannesson and Saemundsson, 1998a]. Celles-ci pendent légèrement vers l'Ouest et sont apparemment en continuité stratigraphique avec les coulées de laves mises en place récemment dans la Zone Volcanique Nord. Les seuls centres éruptifs visibles à l'Ouest de la zone de flexure d'Egilsstadir sont ceux de la Zone Volcanique Nord actuelle. Les coulées d'âge inférieur à 6 Ma qui recouvrent la zone de flexure ont donc probablement été mises en place à partir de la Zone Volcanique Nord actuelle. La forte discordance angulaire et la lacune d'environ 2 Ma au-dessus de la zone de flexure indiquent que le fonctionnement du *roll-over* d'Egilsstadir a cessé brusquement. L'activité volcano-tectonique a alors été transférée plus à l'Ouest, probablement dans la Zone Volcanique Nord actuelle.

La géométrie en éventail et la convexité qui ont été mises en évidence dans l'Est de l'Islande sont des caractéristiques qui se retrouvent systématiquement dans les autres régions de l'île. Elles sont décrites par exemple dans la péninsule de Tröllaskagi, où la pile de lave pend vers le Sud-Ouest [Saemundsson et al., 1980] et dans la péninsule de Vestfirðir, où les coulées pendent vers le Sud-Est [Kristjansson et al., 1975] (Fig. 2.16). De même, il existe une zone de flexure sur la péninsule de Flatey, à l'Ouest de la Zone Volcanique Nord (Fig. 2.3) [Saemundsson, 1974; Jancin et al., 1985]. Les pendages vers l'Est y dépassent 30° (Fig. 2.17). Cette *zone de flexure*, qui affecte des basaltes d'âge supérieur à 9,5 Ma, est recouverte en discordance par des basaltes d'âge inférieur à 7 Ma [Jancin et al., 1985]. Des *zones de flexure* ont été reconnues dans d'autres régions d'Islande telles que les péninsules de Vestfirðir et de Skagi (Fig. 2.16), mais ne sont pas documentées en détail [Johannesson and Saemundsson, 1998b].

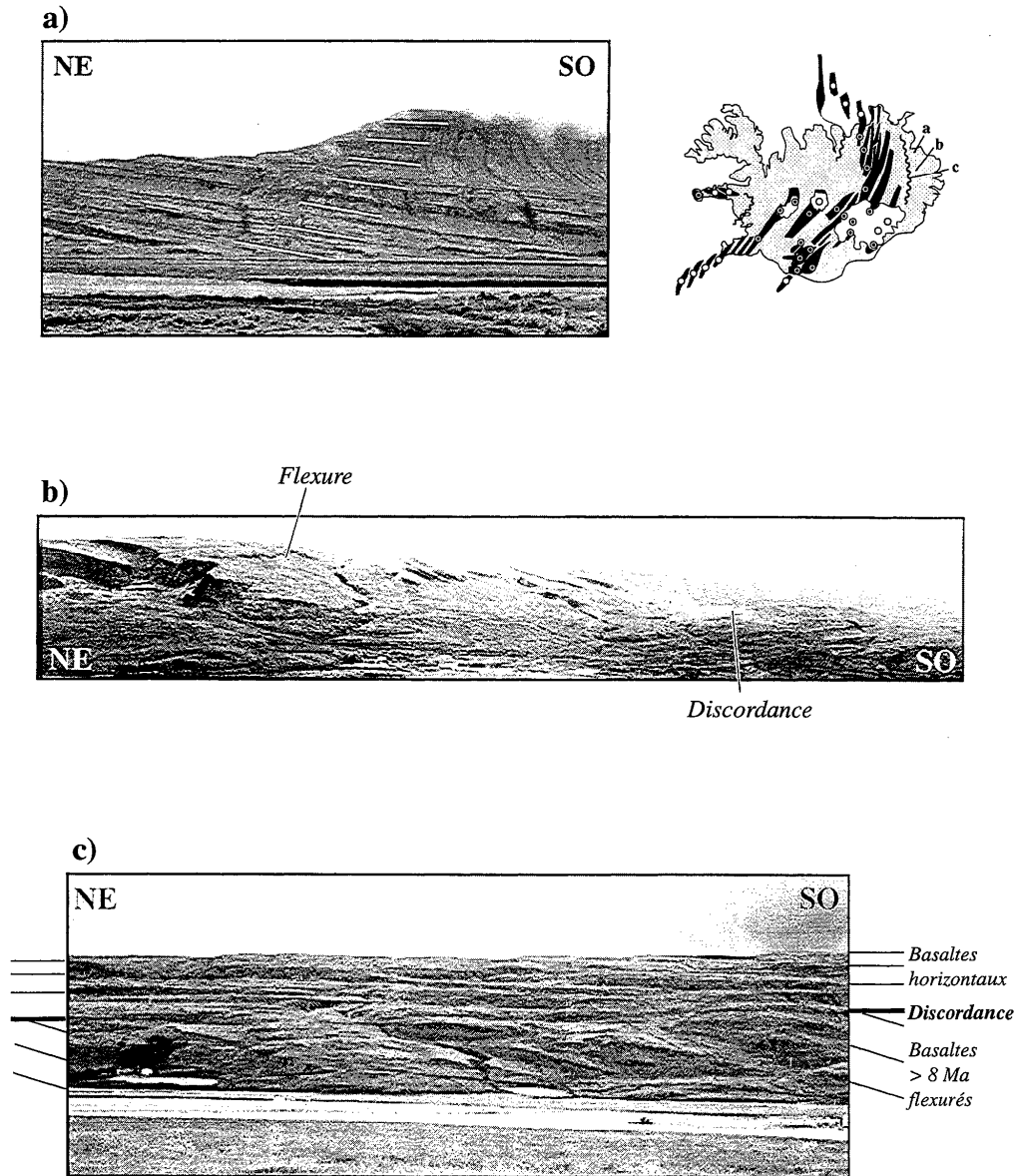


Figure 2.14. a) Structure de la pile de lave dans l'Est de l'Islande (vallée de Jökulldalur). Noter l'augmentation du pendage avec la profondeur dans la pile de lave. b) Zone de flexure d'Egilstaddir (vallée de Lagarfljót). Les basaltes d'âge supérieur à 8 Ma, à gauche sont flexurés vers l'Ouest. Ils sont recouverts en discordance par les basaltes plus jeunes, à droite. c) Détail de la discordance (vallée de Lagarfljót).

1. The first part of the document is a list of names and titles.

2.

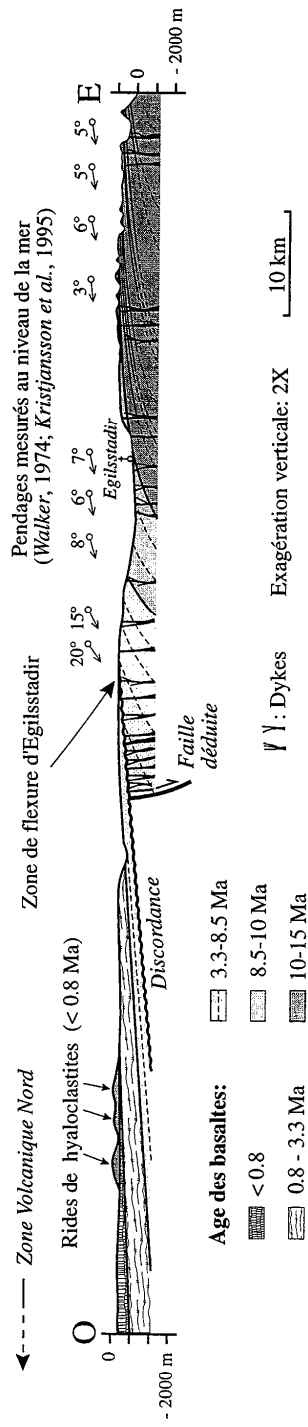


Figure 2.15. Coupe structurale interprétative de l'Est de l'Islande (localisation sur la figure 2.10a).

4.2.4 Synthèse

La Zone Volcanique Ouest et la Zone Volcanique Nord sont toutes deux constituées de demi-grabens basculés vers l'Ouest. Cette structuration en demi-grabens se retrouve en mer, au Nord de l'Islande. Elle disparaît progressivement en s'éloignant de l'axe du panache. La géométrie en éventail et la convexité des séries sédimentaires déposées en mer indiquent que le fonctionnement des demi-grabens aboutit à la formation d'anticlinaux en *roll-over*.

L'ensemble de la pile de lave tertiaire est composée de tels *roll-over*, ce qui indique que l'extension lithosphérique en Islande est caractérisée par ce processus particulier depuis au moins 15 Ma (Fig. 2.16). Certains *roll-over* pendent en direction de la Zone Volcanique Active actuelle (régions d'Egilsstaðir, de Flatey et de Vestfirðir), d'autres pendent vers l'extérieur (régions de Tröllaskagi et de Skagi). Chaque *roll-over* est recouvert en discordance par les coulées de laves émises à partir d'un autre *roll-over*. L'histoire du rifting en Islande est donc caractérisée par la formation de *roll-over* successifs et décalés dans l'espace, qui se recoupent mutuellement. Ce processus de rifting est très différent de celui des dorsales lentes ordinaires (§ 2.1). Afin de déterminer si cette différence peut être attribuée à la présence d'un panache mantellique sous l'Islande, nous avons effectué des expériences de modélisation analogique.

4.3. Modélisation analogique de rifting océanique à l'aplomb d'un panache mantellique

4.3.1 Objectif

De nombreux travaux ont porté sur les perturbations des mouvements, des températures et des taux de fusion dans l'asthénosphère causées par l'interaction entre une dorsale océanique et un panache mantellique (par exemple Morgan [1978], Schilling [1991], Ribe *et al.* [1995], Ito *et al.* [1996, 1997], Ribe [1996], Ribe and Delattre [1998] et Yale and Phipps-Morgan [1998]). L'influence des panaches mantelliens sur l'épaisseur crustale et sur la morphologie des dorsales a été abondamment étudiée (par exemple Johnson *et al.* [1972], Vogt [1974], Vogt *et al.* [1980], Canales *et al.* [1997], Kodaira *et al.* [1997] et Searle *et al.* [1998]). Phipps-Morgan and Chen [1993] ont proposé un modèle montrant que la morphologie des dorsales dépendait de l'apport magmatique et qu'elle pouvait être perturbée par la présence d'un panache mantellique. Cependant, l'influence des panaches mantelliens sur le mode de déformation de la lithosphère à l'axe des dorsales n'a pas été étudiée d'un point de vue mécanique.

L'anomalie thermique liée à la présence d'un panache mantellique a au moins deux conséquences mécaniques sur la lithosphère. D'une part, le gradient géothermique anormalement élevé réduit l'épaisseur de la partie fragile de la lithosphère et la viscosité de sa partie inférieure ductile, réduisant ainsi sa résistance totale. D'autre part, les températures anormalement élevées augmentent le taux de fusion dans le manteau, ce qui accroît l'apport magmatique par volcanisme en surface et par sous-plaquage en profondeur [White and McKenzie, 1989]. L'apport magmatique est alors excédentaire par rapport à la vitesse de

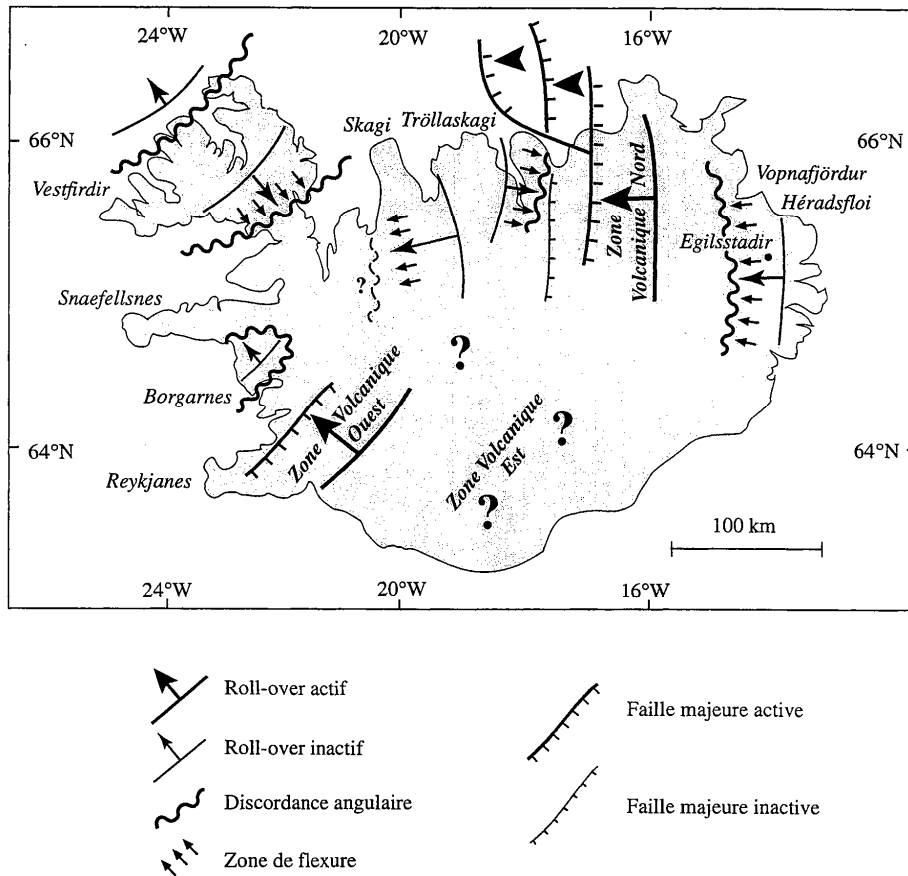


Figure. 2.16. Carte de localisation des roll-over. La Zone Volcanique Ouest et la Zone Volcanique Est sont des roll-over actifs. Des roll-over inactifs ont été identifiés dans les régions de Egilsstaðir, Flatey, Skagi, Vestfirðir et Borgarnes. Ils sont recouverts en discordance et partiellement masqués par les coulées de laves postérieures.

divergence des plaques. Bien qu'elle soit soumise à un régime tectonique extensif, la croûte s'épaissit alors constamment, contrairement au processus d'étirement en régime permanent qui se produit à l'axe des dorsales ordinaires (*steady-state necking*, Fig. 2.2, p. 56, [Tapponnier and Francheteau, 1978]).

Les conséquences mécaniques des modifications rhéologiques induites par un gradient géothermique élevé ont été étudiées (par exemple *Lin and Parmentier* [1989], *Allemand and Brun* [1991], *Buck* [1991] et *Benes and Davy* [1996]). Les expériences analogiques que nous avons effectuées visent donc à mettre en évidence les conséquences de l'apport magmatique excédentaire sur le mode de déformation de la lithosphère. Pour cela, il est nécessaire que les expériences tiennent compte du comportement mécanique de la lithosphère. Celui-ci est brièvement décrit ci-dessous.

4.3.2 Rhéologie de la lithosphère

Il existe deux mécanismes de déformation des roches : la rupture fragile et le fluage ductile. Dans un champ de contraintes donné défini par σ_1 , σ_2 et σ_3 (contraintes compressives maximale, intermédiaire et minimale, respectivement), le mécanisme de déformation qui se produit effectivement est celui pour lequel la contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$) nécessaire à la déformation est minimale.

- Le comportement fragile

Le comportement fragile obéit à une loi de type Mohr-Coulomb :

$$\tau = \tau_0 + \sigma_n \cdot \tan(\Phi) \quad (2-1)$$

où τ et σ_n représentent la contrainte cisailante et la contrainte normale sur la faille. Φ et τ_0 représentent l'angle de frottement interne et la cohésion du matériau. Pour des glissements sur des failles préexistantes, *Byerlee* [1978] a établi les lois suivantes :

$$\tau = 0.85 \cdot (\sigma_n - P_f) \quad \text{si } 33 < \sigma_n - P_f < 200 \text{ Mpa} \quad (2-2a)$$

$$\tau = 0.6 + 0.6 \cdot (\sigma_n - P_f) \quad \text{si } \sigma_n - P_f > 200 \text{ Mpa} \quad (2-2b)$$

où P_f représente la pression de fluide. Ces lois indiquent que l'angle de frottement interne des roches est compris entre 30° et 40°, et que la cohésion devient négligeable à partir d'une certaine profondeur dans la lithosphère.

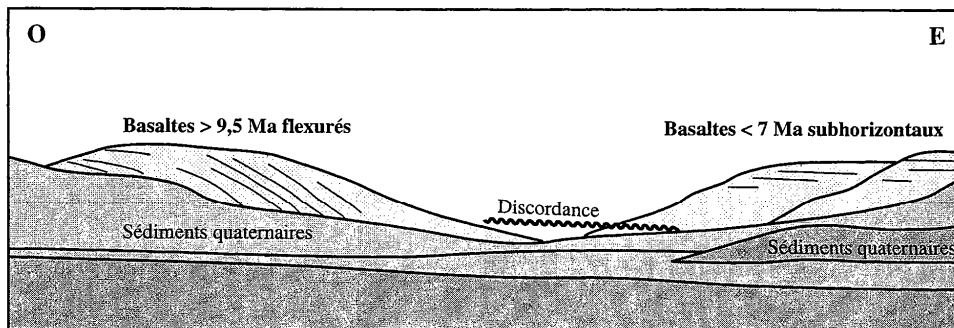
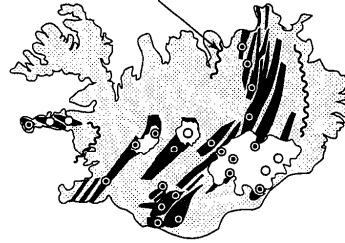


Figure 2.17. Zone de flexure à l'Ouest de la Zone Volcanique Nord, sur la péninsule de Flatey. Les basaltes d'âge supérieur à 9,5 Ma, à gauche, sont flexurés vers l'Est. Ils sont recouverts en discordance par les basaltes d'âge inférieur à 7 Ma, à droite.

La contrainte tangentielle (τ) et la contrainte normale (σ_n) sur un plan de faille donné, dont la normale forme un angle Θ avec la direction de σ_1 sont égales à :

$$\tau = \sin(2\Theta) \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) / 2 \quad (2-3)$$

$$\sigma_n = \cos(2\Theta) \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) / 2 + (\sigma_1 + \sigma_3) / 2 \quad (2-4)$$

En régime compressif, σ_3 est verticale et correspond à la pression lithostatique. En régime extensif, σ_1 est verticale et correspond à la pression lithostatique. En combinant les équations 2-1, 2-3 et 2-4, il est alors possible de montrer que les failles normales se forment à un angle de 60° par rapport à l'horizontale, et les failles inverses à un angle de 30° . La contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$) nécessaire à la déformation fragile de la lithosphère est proportionnelle à la contrainte lithostatique. Elle est indépendante de la vitesse de déformation et de la température.

- *Le comportement ductile*

Le comportement ductile obéit à une loi de type *Weertman* [1978] :

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = (\dot{\epsilon} / A)^{1/n} \cdot \exp(Q/nRT) \quad (2-5)$$

où $\dot{\epsilon}$ est le taux de déformation, T est la température et R est la constante des gaz parfaits. Q est l'énergie d'activation du processus de fluage, et A et n sont des constantes propres au matériau. L'exposant n est proche de 3 pour les matériaux de la lithosphère [Ranalli, 1987]. La relation entre le taux de déformation et la contrainte déviatorique n'est donc pas linéaire. La contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$) dépend de la température et de la vitesse de déformation.

- *Profil rhéologique de la lithosphère*

La pression et la température augmentant avec la profondeur dans la lithosphère, le processus de déformation et la résistance varient aussi. A faible profondeur, la contrainte déviatorique nécessaire à la rupture fragile est inférieure à celle qui est nécessaire au fluage ductile. A partir d'une profondeur qui dépend du gradient géothermique, de la lithologie et du taux de déformation, c'est la contrainte déviatorique nécessaire au fluage ductile qui devient la plus faible. Il existe donc dans la lithosphère océanique un niveau supérieur qui se déforme de manière fragile et un niveau inférieur qui se déforme de manière ductile (Fig. 2.18). La résistance de la partie fragile (resp. ductile) de la lithosphère correspond à l'intégration sur toute l'épaisseur du niveau fragile (resp. ductile) de la contrainte déviatorique nécessaire à sa déformation.

La figure 2.19a représente le profil rhéologique de la lithosphère dans la Zone Volcanique Active d'Islande, établi à partir des équations (2-1) et (2-5) en utilisant un gradient

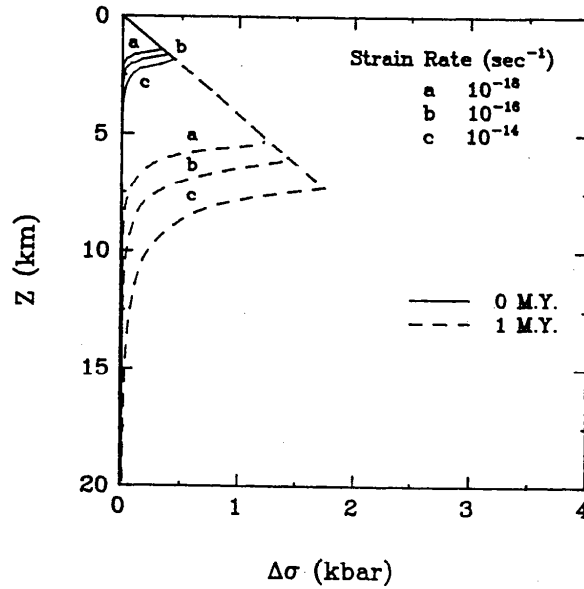


Figure 2.18. Profils rhéologiques d'une lithosphère océanique d'âge zéro (trait continu) et de 1 Ma (trait interrompu). Les comportements fragile et ductile sont indiqués par les lignes droites et incurvées, respectivement [Lin et Parmentier, 1989].

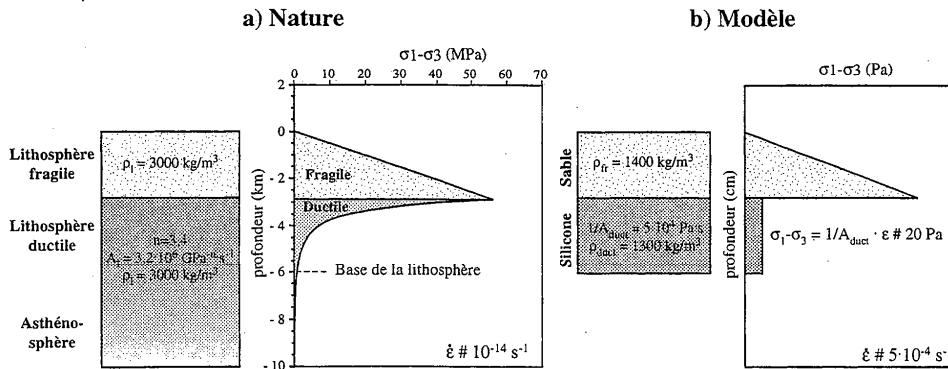


Figure 2.19. Caractéristiques et profils rhéologiques comparés de la lithosphère islandaise (a) et de la lithosphère modèle (b).

géothermique linéaire de 200°C/km, un taux de déformation $\epsilon = 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ et les paramètres rhéologiques (A, n et Q) de la diabase [Ranalli, 1987]. L'épaisseur totale de la lithosphère, définie arbitrairement par la profondeur à laquelle sa résistance devient inférieure à 1 MPa, est de l'ordre de 6 km. La transition fragile/ductile se trouve à une profondeur inférieure à 3 km, et la contribution du niveau ductile à la résistance totale de la lithosphère est de l'ordre de 25 % seulement. L'épaisseur de la croûte islandaise étant de l'ordre de 20 km [Staples et al., 1997], sa partie inférieure fait partie de l'asthénosphère.

4.3.3 Choix des matériaux analogiques

Les matériaux utilisés dans les modèles doivent être choisis de manière à reproduire les mécanismes de déformation de la lithosphère. De nombreux travaux ont montré l'intérêt de modéliser la lithosphère, aussi bien océanique que continentale, par des systèmes multicouches composés de sable et de silicone (par exemple Davy [1986], Allemand and Brun [1991], Davy and Cobbold [1991], Dauteuil and Brun [1993, 1996] Davy et al. [1995], Brun and Beslier [1996], Bonnet [1997]). La partie fragile de la lithosphère est représentée par du sable sec, dont l'angle de frottement interne de 30° est proche de celui des roches et dont la cohésion est nulle. La partie ductile de la lithosphère est représentée par de la silicone, un matériau Newtonien dont la viscosité est de $5 \cdot 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}$. Contrairement au cas naturel, la relation entre la contrainte déviatorique et le taux de déformation est linéaire pour la silicone ($n=1$ dans l'équation (2-5)). Il est cependant difficile de trouver des matériaux analogiques simples d'emploi et pour lesquels cette relation n'est pas linéaire. Le dimensionnement du modèle est donc établi de manière à ce que la résistance moyenne de la couche de silicone soit proportionnelle à la résistance moyenne de la partie ductile de la lithosphère naturelle. L'utilisation de deux matériaux distincts (sable-silicone) pour modéliser les deux comportements rhéologiques (fragile-ductile) ne permet pas de prendre en compte les phénomènes thermiques. Par exemple, le passage du mode de déformation fragile au mode de déformation ductile par enfouissement des roches ne peut pas être modélisé. Les caractéristiques rhéologiques des différents matériaux et le profil rhéologique de la lithosphère modèle sont comparés à ceux de la lithosphère islandaise sur la figure 2.19b.

4.3.4 Dimensionnement des modèles

Un modèle de déformation expérimentale est défini à partir de grandeurs caractéristiques : longueur (L_0), temps (T_0), vitesse (U_0), contrainte (σ_0), masse volumique (ρ), viscosité (η), accélération gravitaire (g), Le modèle peut être considéré comme un analogue du système lithosphérique si les grandeurs caractéristiques du modèle sont homothétiques de celles du cas naturel. Cela signifie qu'il est nécessaire que les variables sans dimension (en particulier le rapport entre les forces de déformation et les forces gravitaires, $\sigma_0/\rho \cdot g \cdot L_0$) soient égales dans le modèle et dans le cas naturel [Hubbert, 1937; Ramberg, 1981; Davy, 1986]. Les modèles que

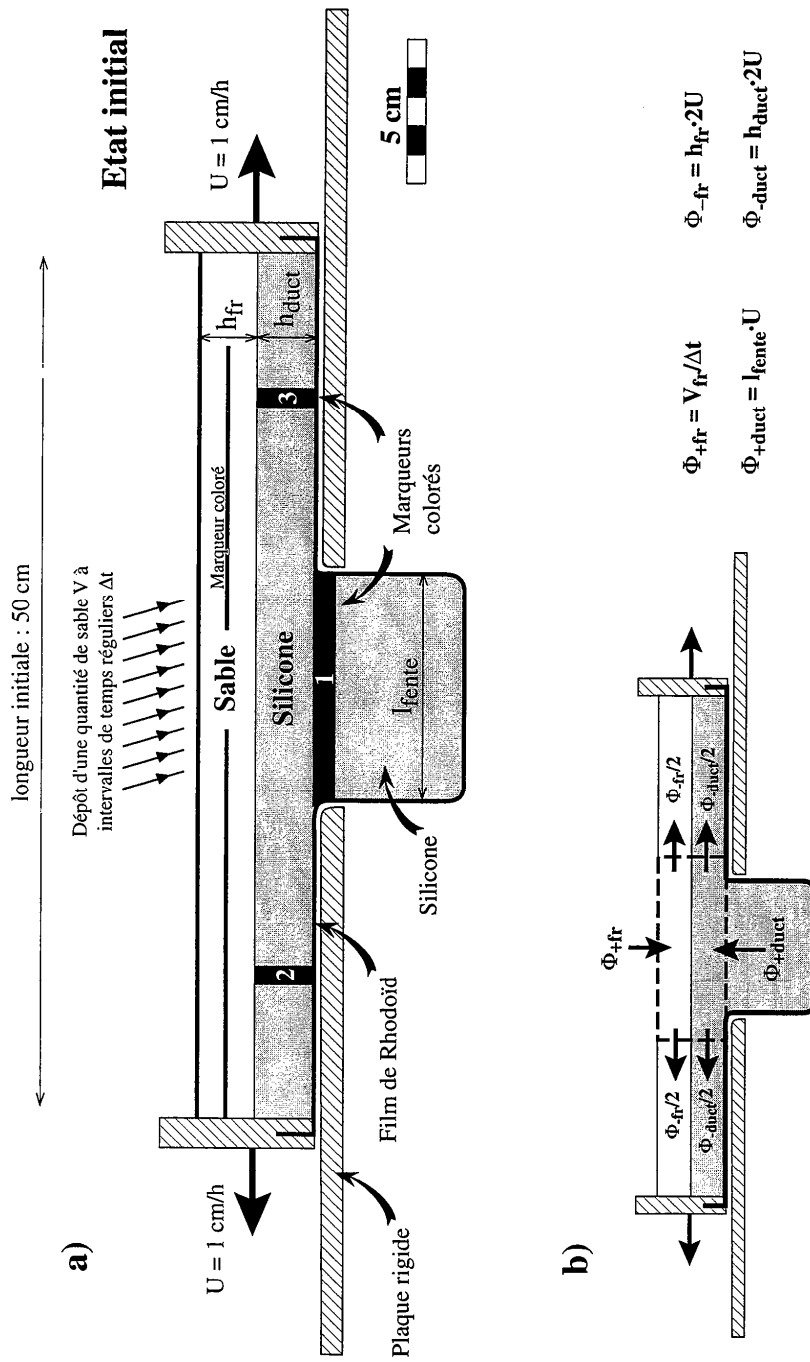


Figure 2.20. a) Schéma du dispositif expérimental utilisé dans les expériences analogiques. b) Définition des flux à l'axe du modèle.

nous avons fabriqués sont dimensionnés suivant ces principes. Le tableau 2.1 résume les réductions d'échelle qui ont été effectuées.

	L_0 m	U_0 m/s	T_0 s	ρ kg/m ³	σ_0 Pa	η_0 Pa.s	Φ	$\frac{\sigma_0}{\rho g L_0}$
Nature	10 ³ (1 km)	3·10 ⁻¹⁰ (1 cm/an)	3·10 ¹² (0,1 Ma)	3·10 ³	10 ⁷	3·10 ¹⁹	30°	10 ⁻¹
Modèle	10 ⁻² (1 cm)	3·10 ⁻⁶ (1 cm/h)	3·10 ³ (1 h)	1,3·10 ³	10	5·10 ⁴	30°	10 ⁻¹

Tableau 2.1. Comparaison entre les grandeurs caractéristiques des modèles et celles du cas naturel.

4.3.5 Dispositif expérimental

La lithosphère modèle est constituée d'une couche de sable d'épaisseur h_{fr} , et d'une couche de silicone d'épaisseur h_{duct} . Des marqueurs colorés verticaux sont placés dans la couche de silicone afin de connaître son sens de fluage. Le modèle repose sur une plaque basale rigide (Fig. 2.20). Le modèle est soumis à une extension symétrique par l'intermédiaire de deux pistons rigides qui se déplacent vers l'extérieur à une vitesse (U) de 1 cm/h, et d'un film de Rhodoïd inextensible situé à la base du modèle et fixé aux pistons. A l'axe du modèle, le film de Rhodoïd passe dans une fente de largeur l_{fente} , pratiquée dans la plaque basale.

Afin de modéliser l'apport de matériel à la lithosphère par sous-plaquage, la fente est remplie de silicone. Ainsi, l'extrusion du film de Rhodoïd entraîne l'injection de silicone dans le modèle au fur et à mesure que les deux pistons s'éloignent. Un marqueur coloré horizontal est placé au début de l'expérience au sommet de la fente. Il sépare la silicone présente dans le modèle au début de l'expérience de la silicone qui est injectée pendant l'expérience. L'accumulation de coulées de lave en surface est modélisée par sédimentation à l'axe du modèle d'un volume (V) de sable à intervalles de temps réguliers (Δt).

Quatre flux sont définis à l'axe du modèle (Fig. 2.20b) :

- **le flux de sable sortant** (Φ_{-fr}) correspond à la quantité de sable qui s'éloigne de l'axe du fait de la séparation des plaques. Il est égal à :

$$\Phi_{-fr} = h_{fr} \cdot 2U \quad (2-6)$$

- **le flux de silicone sortant** (Φ_{-duct}) correspond à la quantité de silicone qui s'éloigne de l'axe du fait de la séparation des plaques. Il est égal à :

$$\Phi_{-duct} = h_{duct} \cdot 2U \quad (2-7)$$

- le flux de sable entrant (Φ_{+fr}) correspond à la quantité de sable qui est apportée par sédimentation. Il est égal à :

$$\Phi_{+fr} = V_{fr}/\Delta t \quad (2-8)$$

- le flux de silicone entrant (Φ_{+duct}) correspond à la quantité de silicone qui est injectée à l'axe depuis la fente. Il est égal à :

$$\Phi_{+duct} = l_{fente} \cdot U \quad (2-9)$$

Trois séries d'expériences ont été effectuées. La première série était destinée à modéliser le fonctionnement d'une dorsale ordinaire, non perturbée par un panache. Afin d'établir un régime permanent, la largeur de la fente (l_{fente}) et le volume de sable sédimenté (V_{fr}) ont été fixés de telle manière que :

$$\Phi_{+fr} = \Phi_{-fr} \quad \text{et} \quad \Phi_{+duct} = \Phi_{-duct} \quad (2-10)$$

La deuxième série d'expériences était destinée à modéliser le fonctionnement d'une dorsale perturbée par un panache. Afin de modéliser un apport magmatique excédentaire tant en surface (volcanisme) qu'en profondeur (sous-plaquage), la largeur de la fente (l_{fente}) et le volume de sable sédimenté (V_{fr}) ont été fixés de telle manière que :

$$\Phi_{+fr} = 2 \cdot \Phi_{-fr} \quad \text{et} \quad \Phi_{+duct} = 2 \cdot \Phi_{-duct} \quad (2-13)$$

La troisième série d'expériences était destinée à modéliser le fonctionnement d'une dorsale perturbée par un panache, en tenant compte du réchauffement des coulées de lave au fur et à mesure de leur enfouissement. L'enfouissement et le réchauffement s'accompagnent en effet du passage d'un mode de déformation fragile à un mode de déformation ductile. L'épaisseur de la partie fragile de la lithosphère reste donc constante au cours du temps. La largeur de la fente (l_{fente}) et le volume de sable sédimenté (V_{fr}) ont donc été fixés de telle manière que :

$$\Phi_{+fr} = \Phi_{-fr} \quad \text{et} \quad \Phi_{+duct} = 2 \cdot \Phi_{-duct} \quad (2-14)$$

La deuxième série d'expériences a l'intérêt de modéliser un apport magmatique excédentaire aussi bien en surface (volcanisme) qu'en profondeur (sous-plaquage). Par contre, elle ne tient pas compte du changement de mode de déformation lié à l'enfouissement. Dans la troisième série d'expériences, l'épaisseur du niveau fragile est maintenue constante afin de prendre ce changement en compte. Par contre, l'apport de matériel n'est excédentaire qu'en

profondeur. Ces deux séries d'expériences constituent donc deux cas limités qui encadrent le processus réel.

Afin de tester la répétabilité et la robustesse du modèle, plusieurs expériences avec des épaisseurs de sable et de silicone différentes ont été effectuées dans chaque série. Les caractéristiques des expériences sont résumées dans le tableau 2.2.

Toutes les expériences sont arrêtées après 6 h d'extension. L'évolution du modèle est suivie à l'aide de photographies de surface. Sa topographie est mesurée à intervalles de temps réguliers à l'aide d'un laser. Des coupes du modèle sont effectuées à la fin de l'expérience. Sur ces coupes, seules sont visibles les failles qui ont fonctionné pendant une durée supérieure à l'intervalle de temps séparant la sédimentation de deux niveaux de sable successifs.

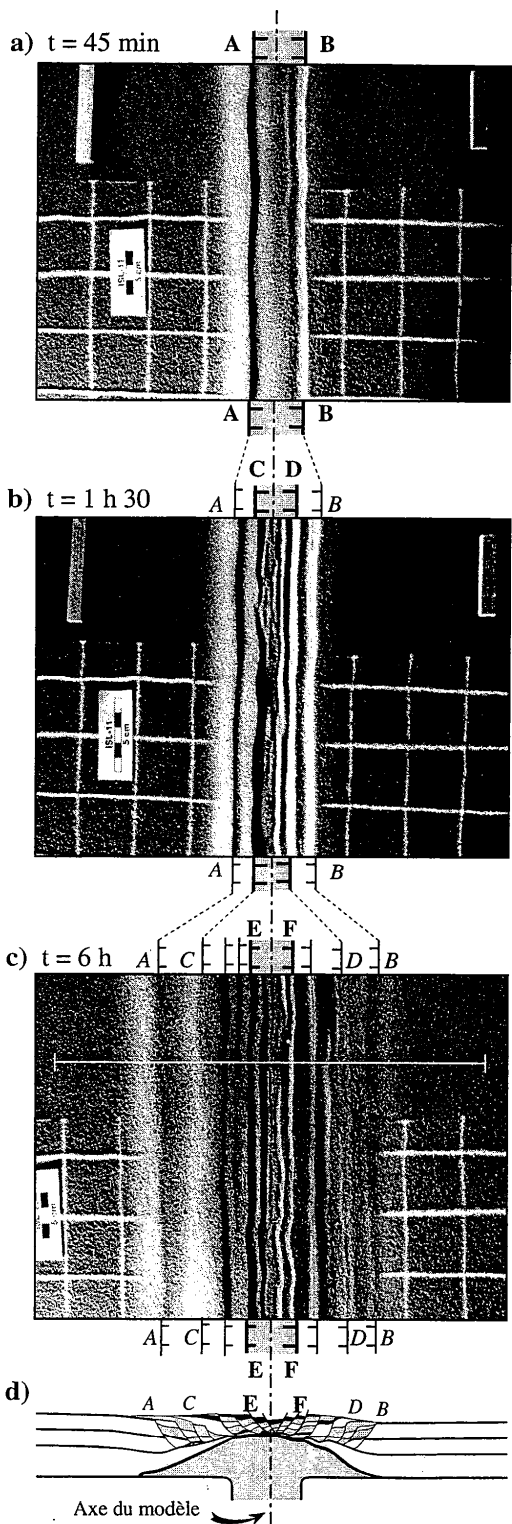
N°	h_{fr} (cm)	h_{duct} (cm)	U (cm/h)	l_{fente} (cm)	Δt (h)	V (cm ²)	$\frac{\Phi_{+fr}}{\Phi_{-fr}}$	$\frac{\Phi_{+duct}}{\Phi_{-duct}}$
Première série : dorsale non perturbée								
ISL 14	0,5	3,5	1	7	0,5	0,5	1	1
ISL 12	1	2	1	4	0,5	1	1	1
ISL 11	2	2	1	4	0,5	2	1	1
ISL 15	3	1	1	2	0,5	3	1	1
Deuxième série : dorsale perturbée par un panache								
ISL 10	1	2	1	8	0,5	2	2	2
ISL 13	2	2	1	8	0,5	4	2	2
ISL 8	2	2	1	8	0,5	4	2	2
Troisième série : dorsale perturbée par un panache + enfouissement								
ISL 16	2	2	1	8	0,5	2	1	2

h_{fr} : épaisseur du niveau fragile h_{duct} : épaisseur du niveau ductile U : demi-taux d'extension
 l_{fente} : largeur de la fente V : quantité de sable sédimenté Δt : intervalle de temps entre
 Φ_{+fr} : flux de sable entrant Φ_{-fr} : flux de sable sortant deux phases de sédimentation
 Φ_{+duct} : flux de silicone entrant Φ_{-duct} : flux de silicone sortant

Tableau 2.2. Caractéristiques des modèles analogiques. Les lignes grisées indiquent les expériences dont les résultats sont décrits en détail ci-dessous. Les résultats des autres expériences sont présentés dans l'annexe 2.

4.3.6 Résultats

Les expériences ont donné des résultats similaires au sein de chaque série. Nous présentons donc les résultats d'une seule expérience pour chaque série. Les épaisseurs initiales des niveaux de sable et de silicone sont égales à 2 cm dans ces trois expériences. Les résultats des autres expériences sont présentés dans l'annexe 2.



ISL 11
(dorsale) :

$$\Phi_{+fr} = \Phi_{-fr}$$

$$\Phi_{+duct} = \Phi_{-duct}$$



PROCESSUS DE DEFORMATION
SYMÉTRIQUE ET STABLE

BLOCS BASCULES

10 cm

Figure 2.21. a, b et c) Vues de surface de l'expérience ISL 11 à différents stades de déformation. Le rectangle gris placé aux deux extrémités de chaque photo indique la largeur de la zone déformée. Les failles actives majeures sont indiquées par un trait épais et une lettre grasse. Les traits interrompus indiquent leur déplacement d'une photo à l'autre. Une fois qu'elles sont inactives, elles sont indiquées par un trait fin et une lettre italique. d) Coupe en fin d'expérience (localisation indiquée par le trait blanc sur la figure c).

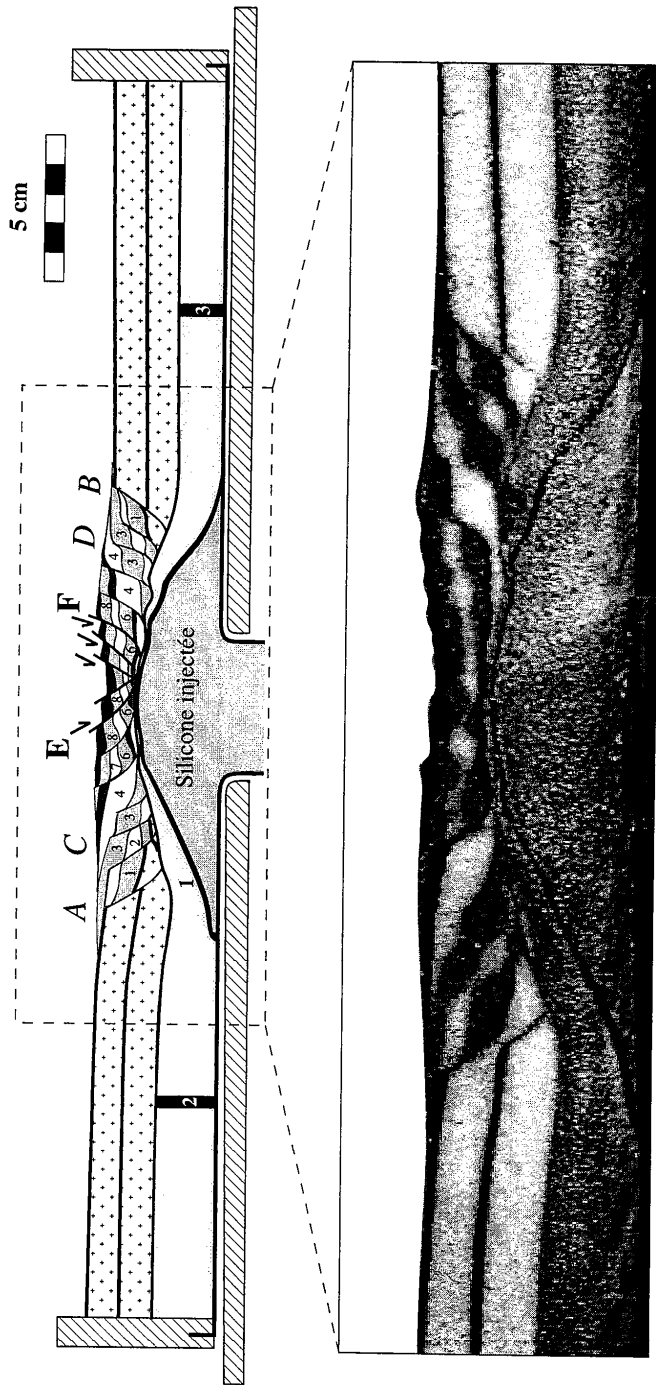


Figure 2.22. Coupe du modèle ISL.11 après 6 heures d'extension

- Dorsale non perturbée (ISL 11, fig. 2.21)

Quinze minutes après le début de l'expérience, deux failles conjuguées apparaissent à l'axe du modèle. Au moment de leur formation, elles sont séparées par une distance de 3,5 cm. Après 45 min d'extension, ces deux failles sont parfaitement visibles (failles A et B, fig. 2.21a). Elles délimitent un graben situé à l'axe du modèle. Une troisième faille commence à se former dans le graben central. Elle est située à droite de l'axe et pend vers la gauche.

Après 1 h 30 d'extension (Fig. 2.21), les deux failles initiales (A et B) ont migré vers l'extérieur et ont cessé de fonctionner. Elles commencent à être enfouies sous les niveaux de sable sédimentés postérieurement. Deux nouvelles failles conjuguées (C et D) sont apparues à proximité de l'axe du modèle. Elles délimitent un graben central qui est affecté par de nombreuses petites failles. La zone déformée (zone où les failles sont actives) est située dans une dépression topographique d'une largeur de 3,5 cm.

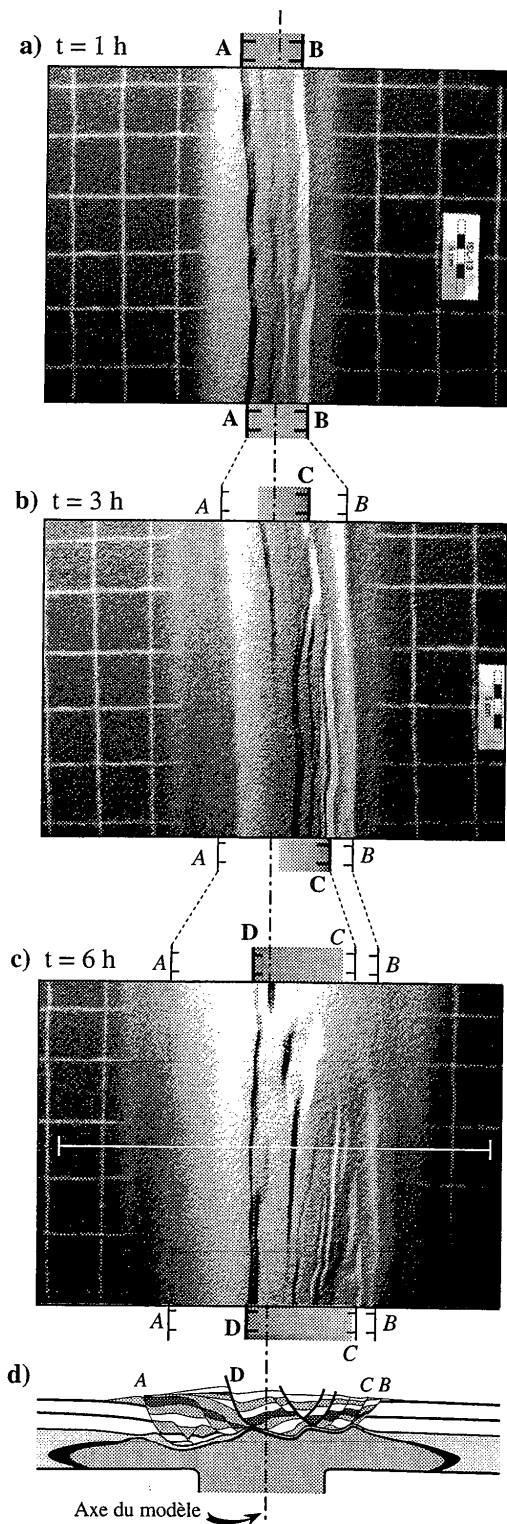
Après 6 h d'extension (Fig. 2.21c et d), les premières failles formées (A et B) se sont déplacées à une grande distance de l'axe et sont complètement recouvertes par le sable sédimenté, ce qui indique qu'elles sont inactives. De même, les failles qui étaient actives à 1 h 30 (C et D) ont migré vers l'extérieur et ont cessé de fonctionner. Deux nouvelles failles conjuguées (E et F) sont apparues à l'axe du modèle. Les failles sont très linéaires, parallèles entre elles, symétriques, et recourent le modèle d'un bord à l'autre. La structure est simple et régulière. La zone déformée est située dans une dépression topographique d'une largeur de 3,5 cm. La figure 2.22 montre une coupe du modèle à ce stade de déformation. On retrouve la structure régulière observée sur les vues de surface. La zone déformée est constituée de deux grabens actifs imbriqués. Sur ses flancs, les blocs délimités par les failles sont basculés vers l'extérieur. La zone externe est constituée de blocs inactifs basculés vers l'extérieur. La quantité de silicone injectée dans le modèle est indiquée par le marqueur 1. Les marqueurs 2 et 3, placés verticalement dans la silicone au début de l'expérience, sont restés verticaux : ils montrent que le niveau ductile et le niveau fragile se sont déplacés vers l'extérieur à la même vitesse.

- Dorsale perturbée par un panache (ISL 13, fig. 2.23)

Après 20 minutes d'extension, deux failles conjuguées apparaissent à l'axe du modèle. Au moment de leur formation, elles sont séparées par une distance de 3,5 cm. Après 1 h d'extension, ces deux failles sont parfaitement visibles (failles A et B, fig. 2.23). Elles délimitent un graben situé à l'axe du modèle. Le rejet de la faille B est plus grand que celui de la faille A. Deux autres failles commencent à se former de part et d'autre de l'axe, dans le graben central.

Après 3 h 00 d'extension (Figs. 2.23b), les failles initiales (A et B) ont migré vers l'extérieur et ont cessé de fonctionner. Elles sont enfouies sous les niveaux de sable sédimentés postérieurement. La zone déformée est asymétrique et a une largeur de 5 cm. Elle est constituée

Deuxième partie : Le processus d'extension



ISL 13
(dorsale + panache) :

$$\Phi_{+fr} = 2 \cdot \Phi_{-fr}$$

$$\Phi_{+duct} = 2 \cdot \Phi_{-duct}$$



PROCESSUS DE DEFORMATION
ASYMETRIQUE ET INSTABLE

ROLL-OVER

10 cm



Figure 2.23. a, b et c) Vues de surface de l'expérience ISL 13 à différents stades de déformation. Le rectangle gris placé aux deux extrémités de chaque photo indique la largeur de la zone déformée. Les failles actives majeures sont indiquées par un trait épais et une lettre grasse. Les traits interrompus indiquent leur déplacement d'une photo à l'autre. Une fois qu'elles sont inactives, elles sont indiquées par un trait fin et une lettre italique. d) Coupe en fin d'expérience (localisation indiquée par le trait blanc sur la figure c).

de plusieurs failles non parallèles, qui ne traversent pas le modèle d'un bord à l'autre. Des failles mineures apparaissent et disparaissent rapidement, de manière apparemment désordonnée. La figure 2.24a est une coupe du modèle à ce stade de déformation. Elle a été établie par restauration de la coupe effectuée à la fin de l'expérience, en intégrant les informations fournies par les vues de surface et les profils topographiques. Cette coupe montre que la déformation est essentiellement contrôlée par une faille listrique (C) située à droite de l'axe du modèle. Le compartiment gauche de cette faille est un demi-graben basculé vers la droite. Les couches de sable 5 et 6, déposées pendant le fonctionnement de cette faille, ont une géométrie en éventail et forment un *roll-over*. La quantité de silicone injectée dans le modèle est indiquée par le marqueur 1.

Après 6 h d'extension (Figs. 2.23c et d), la zone déformée est asymétrique et encore plus complexe qu'au stade précédent. Sa largeur est de 8 cm. Elle est constituée de nombreuses failles non parallèles. La déformation est essentiellement contrôlée par une faille listrique (D), située à l'extrême gauche de la zone déformée. Le compartiment droit de cette faille est un *roll-over* dont la flexure est accommodée par une série de failles antithétiques (Fig. 2.24b). Dans le compartiment gauche de la faille D, les couches de sables 7 à 9 recouvrent les couches de sable antérieures en discordance. Les couches 4 à 6 pendent en direction de l'axe du modèle. Ce pendage a été acquis au stade précédent, lorsque la déformation était contrôlée par la faille C. Les marqueurs 2 et 3, placés verticalement dans la silicone au début de l'expérience, ont acquis une forme convexe vers l'extérieur : ils montrent que le niveau ductile a flué vers l'extérieur plus rapidement que le niveau fragile.

- *Dorsale perturbée par un panache, enfouissement (ISL 16, Fig. 2.25)*

Après 30 minutes d'extension, deux failles conjuguées apparaissent à l'axe du modèle. Au moment de leur formation, elles sont séparées par une distance de 3,5 cm. Après 1 h d'extension, ces deux failles sont parfaitement visibles (failles A et B, fig. 2.25a). Elles délimitent un graben situé à l'axe du modèle. Le rejet de la faille A est plus grand que celui de la faille B. La différence est accommodée par une faille synthétique de la faille B, située dans le graben axial.

Après 3 h 00 d'extension (Fig. 2.25b), les failles initiales (A et B) ont migré vers l'extérieur. La faille B a cessé de fonctionner et est recouverte de sable, alors que la faille A est encore active. Elle est située à l'extrême gauche de la zone déformée, qui est asymétrique et a une largeur de 6 cm. La déformation est essentiellement contrôlée par la faille A. Le compartiment droit de cette faille est un *roll-over* basculé vers la gauche. La flexure est accommodée par de nombreuses failles antithétiques. Des failles mineures apparaissent et disparaissent rapidement, de manière apparemment désordonnée.

Après 6 h d'extension (Figs. 2.25c et d), la zone déformée est asymétrique et très complexe. Sa largeur est de 10 cm. Elle est constituée de nombreuses failles non parallèles et qui ne recoupent pas le modèle d'un bord à l'autre. La déformation est essentiellement contrôlée

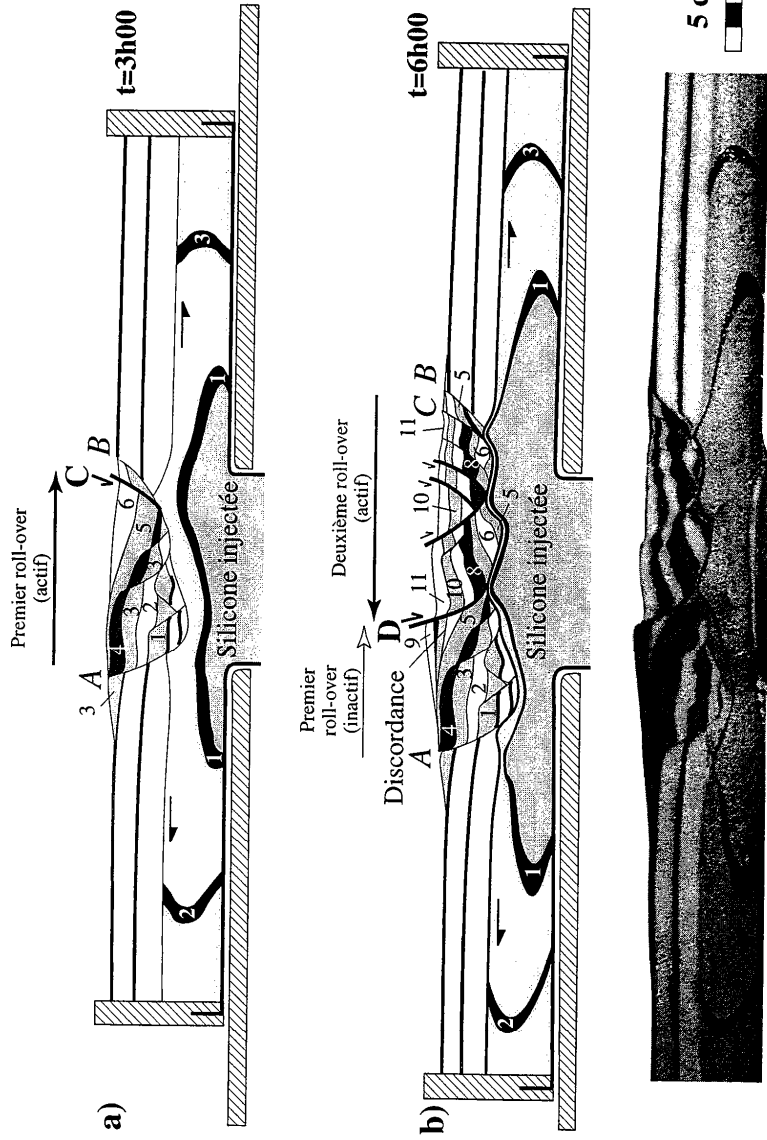
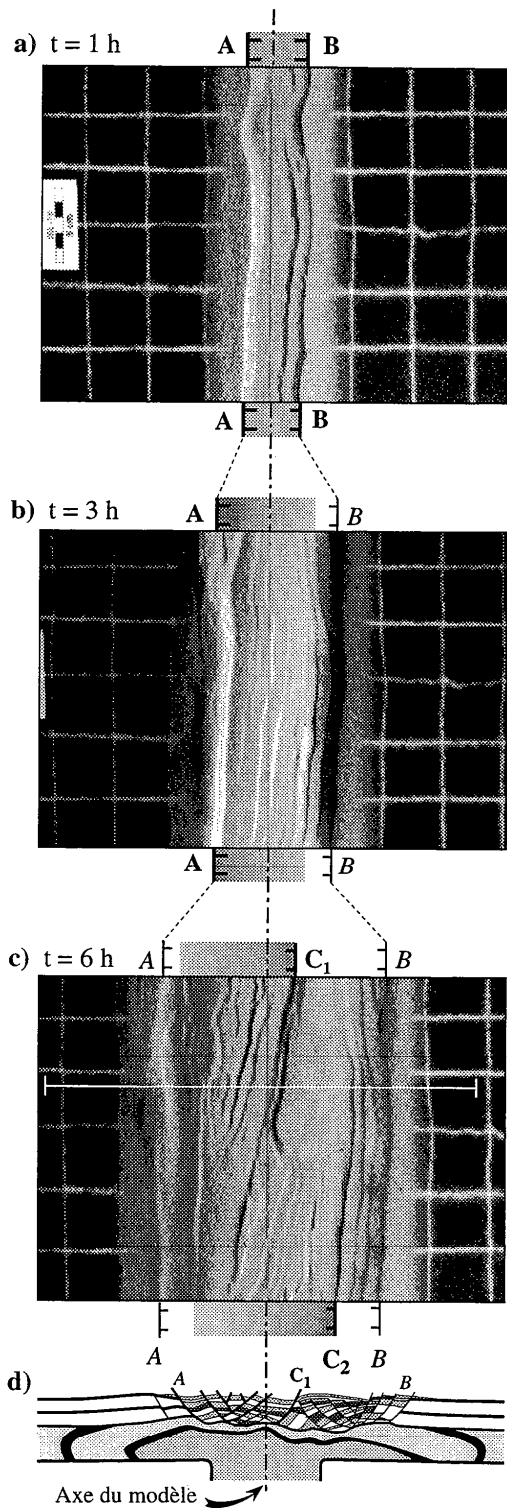


Figure 2.24. a) Coupe de l'expérience ISL.13 après trois heures d'extension. Cette coupe a été établie par restauration de la coupe effectuée en fin d'expérience. La structure du niveau fragile a été restaurée par *back-stripping*. La géométrie des marqueurs dans le niveau ductile a été restaurée par interpolation linéaire entre leur géométrie initiale et finale. b) Coupe finale du modèle, après 6 heures d'extension.



ISL 16
(dorsale + panache
+ enfouissement) :

$$\Phi_{+fr} = \Phi_{-fr}$$

$$\Phi_{+duct} = 2 \cdot \Phi_{-duct}$$



PROCESSUS DE DEFORMATION
ASYMETRIQUE ET INSTABLE

ROLL-OVER

10 cm

Figure 2.25. a, b et c) Vues de surface de l'expérience ISL 16 à différents stades de déformation. Le rectangle gris placé aux deux extrémités de chaque photo indique la largeur de la zone déformée. Les failles actives majeures sont indiquées par un trait épais et une lettre grasse. Les traits interrompus indiquent leur déplacement d'une photo à l'autre. Une fois qu'elles sont inactives, elles sont indiquées par un trait fin et une lettre italique. d) Coupe en fin d'expérience (localisation indiquée par le trait blanc sur la figure c).

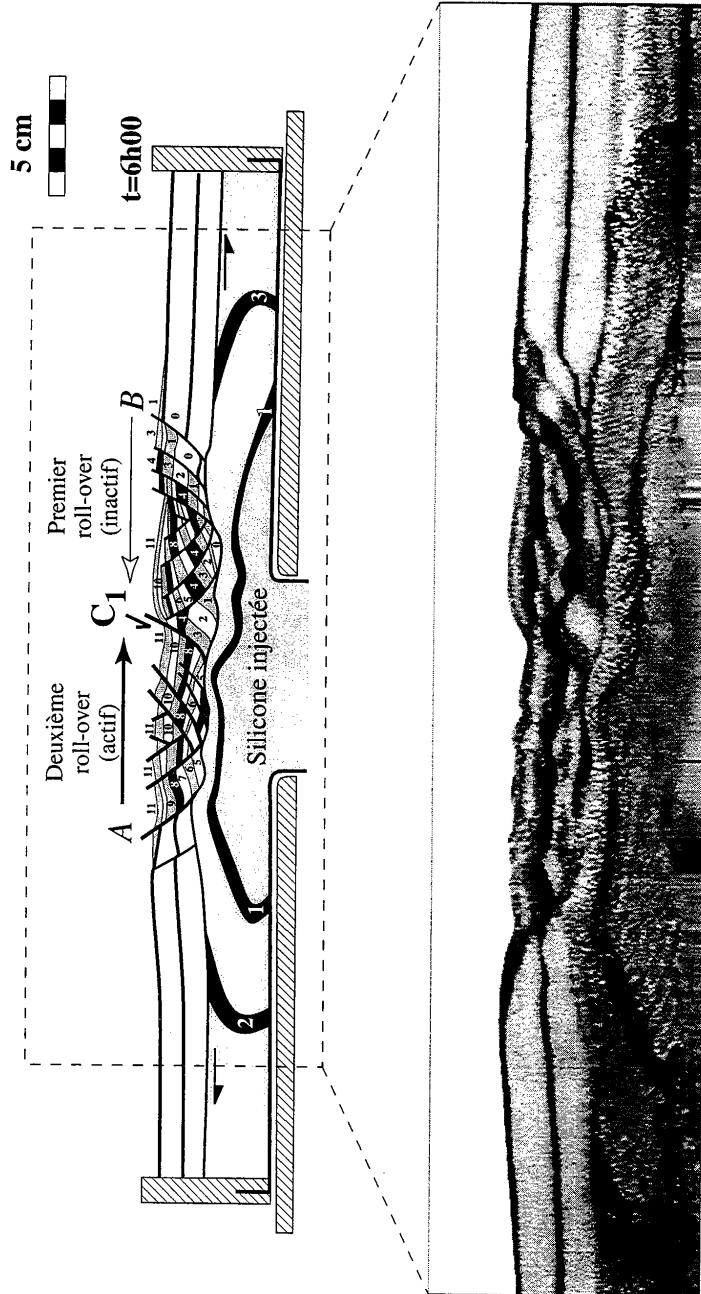


Figure 2.26. Coupe du modèle ISL16 après 6 heures d'extension

par deux failles listriques en échelon (C_1 et C_2), situées à l'extrême droite de la zone déformée. Dans le compartiment gauche de ces failles, les couches de sable 4 à 11 forment un *roll-over* dont la flexure est accommodée par une série de failles antithétiques (Fig. 2.26). Dans leur compartiment droit, les couches de sables 9 à 11 recouvrent les couches de sable antérieures en discordance. Les couches 1 à 8 pendent en direction de l'axe du modèle et présentent une géométrie en éventail. Cette géométrie a été acquise au stade précédent, lorsque la déformation était contrôlée par la faille A. La quantité de silicone injectée dans le modèle est indiquée par le marqueur 1. Les marqueurs 2 et 3, placés verticalement dans la silicone au début de l'expérience, ont acquis une forme convexe vers l'extérieur : ils montrent que le niveau ductile a flué vers l'extérieur plus rapidement que le niveau fragile.

4.3.7 Interprétation

Dans la première série d'expériences, le flux de matériel apporté au niveau de l'axe de divergence est égal au flux qui s'en éloigne du fait de l'écartement des plaques. Le niveau fragile et le niveau ductile se déplacent vers l'extérieur à la même vitesse. Le processus d'extension est très régulier et parfaitement symétrique (Fig. 2.21). La déformation est caractérisée par la formation de paires de failles antithétiques à l'axe du modèle. Les failles limitent des blocs qui sont basculés vers l'extérieur (Fig. 2.22). Elles migrent progressivement vers l'extérieur du modèle et deviennent inactives. Elles sont alors recouvertes par le sable sédimenté postérieurement, et sont remplacées par une nouvelle paire de failles antithétiques qui se forment à proximité de l'axe. La largeur de la zone active reste constante au cours du temps (Fig. 2.21). La structure finale est identique à celle qui a été obtenue par modélisation numérique du fonctionnement des dorsales [Lin and Parmentier, 1989; Buck and Poliakov, 1998]. Cette expérience reproduit parfaitement le processus d'étirement en régime permanent qui se produit à l'axe des dorsales lentes (Fig. 2.1, p. 56) [Tapponnier and Francheteau, 1978].

Dans les deuxième et troisième séries d'expériences, le flux de matériel apporté au niveau de l'axe de divergence est supérieur au flux qui s'en éloigne du fait de l'écartement des plaques. Ces deux séries d'expériences ont donné des résultats similaires. Le niveau ductile flué vers l'extérieur plus rapidement que le niveau fragile (Figs. 2.24 et 2.26). Ce déplacement différentiel est associé à un processus de déformation asymétrique et instable. La zone déformée se déplace de part et d'autre de l'axe de divergence, et sa largeur varie constamment. Elle est systématiquement plus grande que dans les expériences de la première série (Figs. 2.21, 2.23 et 2.25). Le processus de déformation est caractérisé par la formation de failles listriques qui contrôlent des demi-grabens : un demi-graben apparaît à proximité de l'axe, il évolue en *roll-over*, puis devient inactif (Figs. 2.23 et 2.25). Il est alors remplacé par un nouveau *roll-over* dont la vergence est antithétique de celle du premier. La faille de croissance associée au nouveau *roll-over* recoupe les niveaux de sable déposés pendant le fonctionnement du premier *roll-over*

(Figs. 2.24 et 2.26). Les niveaux de sable sédimentés pendant le fonctionnement du deuxième *roll-over* recouvrent les niveaux de sable antérieurs avec une forte discordance angulaire.

On peut raisonnablement supposer que, si les expériences avaient été poursuivies au-delà de 6 heures, un troisième *roll-over* se serait formé en recoupant le deuxième *roll-over* devenu inactif. Ce processus d'extension est donc caractérisé par l'initiation, l'évolution, et l'extinction de *roll-over* successifs et antithétiques les uns des autres. La succession de *roll-over* antithétiques les uns des autres aboutit à la formation d'une structure très complexe, où les couches pendent globalement en direction de l'axe de divergence, mais où il existe de nombreuses anomalies locales. Cette structure présente de fortes similitudes avec celle de l'Islande.

5. Discussion

5.1 Le processus d'extension en Islande

Les expériences de modélisation analogiques ont montré que le rapport entre la quantité de matériel apporté à l'axe d'une zone en extension et la quantité qui s'en éloigne du fait de la séparation des plaques est un paramètre essentiel de la déformation dans les régions d'extension lithosphérique. Quand ces quantités sont égales, un régime permanent peut s'établir et la structure est caractérisée par des paires de failles antithétiques qui limitent des blocs basculés vers l'extérieur de la zone active. C'est le cas des dorsales lentes ordinaires.

Quand le flux de matériel apporté à l'axe est excessif par rapport à la vitesse de divergence des plaques, un régime instable s'établit. La déformation est accommodée par la formation de failles de croissance listriques et de *roll-over* successifs. La zone active est très large et se déplace de part et d'autre de l'axe. Ce mode de rifting aboutit à une structure complexe, où les pendages convergent globalement en direction de l'axe d'accrétion. De nombreuses anomalies structurales de l'Islande (largeur de la Zone Volcanique Active, décalage entre la Zone Volcanique Active et l'axe de la dorsale médio-Atlantique, convergence des pendages, asymétrie des isochrones, nombreuses discordances angulaires) peuvent être expliquées par ce mode de rifting particulier. Contrairement aux modèles à Zone Volcanique Active fixe, qui nécessitent de faire appel à des sauts de rift soudains pour expliquer ces anomalies, le modèle que nous proposons implique une certaine mobilité intrinsèque de la Zone Volcanique Active. En ce sens, il se rapproche des modèles proposés par *Gibson and Piper* [1972] et par *Helgason* [1984, 1985].

5.2 Comparaison avec les marges passives volcaniques

On peut tenter d'extrapoler les résultats obtenus à partir de la modélisation analogique pour expliquer la structure et le fonctionnement des marges passives volcaniques. Ces marges se sont formées par l'ouverture d'un océan au-dessus d'un panache mantellique. Comme

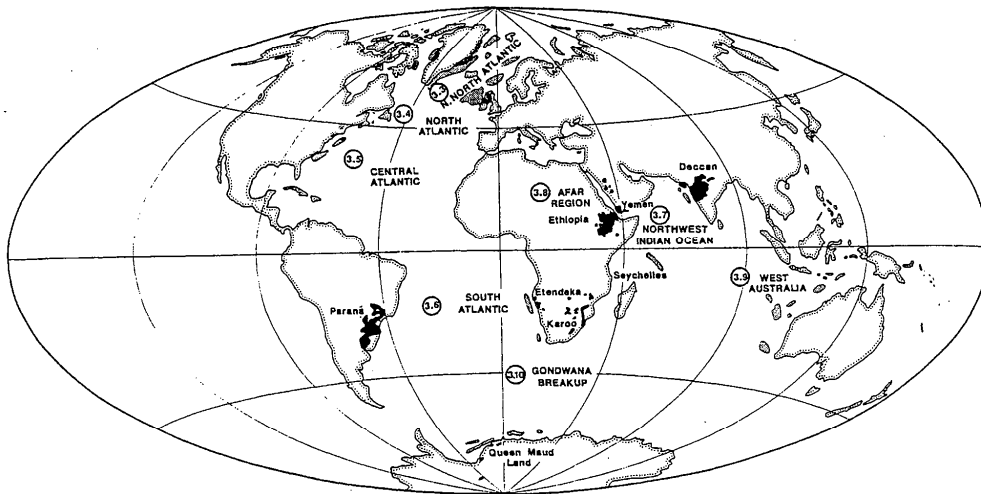


Figure 2.27. Localisation des marges passives volcaniques (en gris) et des grands épanchement volcaniques continentaux associés (en noir) [White et McKenzie, 1989].

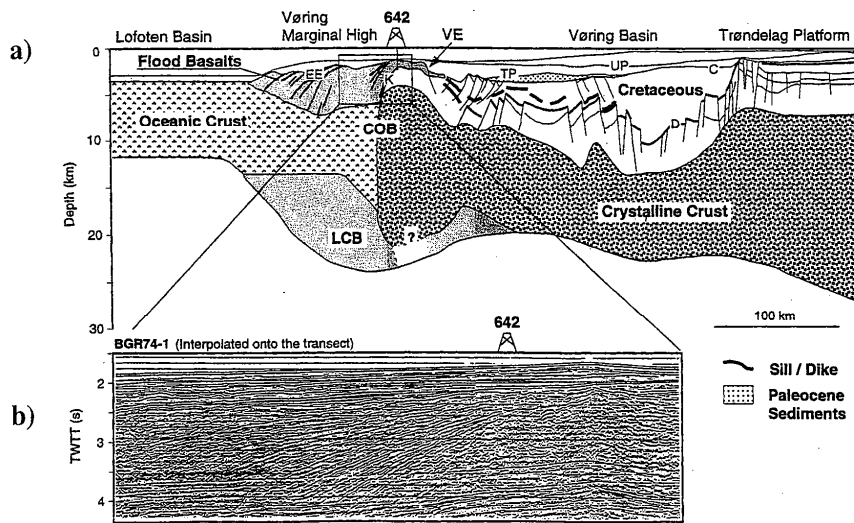


Figure 2.28. a) Coupe structurale interprétative de la marge passive volcanique de Norvège. LCB : Région à vitesse sismique anormale, interprétée comme étant un corps magmatique sous-plaqué. EE : Prisme volcano-sédimentaire penté en direction de l'océan (SDRS). COB : limite supposée entre la croûte continentale et la croûte océanique. b) Profil sismique à travers les SDRS. [Planke et Eldholm, 1994].

l'Islande, ce sont donc des zones où l'extension lithosphérique est perturbée par un panache. Il est donc intéressant de comparer leur structure à celle de l'Islande et à celle obtenue dans les expériences, afin de déterminer si le modèle d'extension que nous proposons est aussi valable pour les premiers stades de l'ouverture océanique.

Les marges volcaniques les mieux étudiées sont la marge SE du Groenland et sa marge conjuguée, qui s'étend du Nord de la Norvège au banc de Rockall (Ouest de l'Irlande, Fig. 2.27). Elles se sont formées au début du Tertiaire, lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord au-dessus du panache mantellique islandais [White et al., 1987; White, 1989; White and McKenzie, 1989]. La marge de Namibie et sa marge conjuguée au large de l'Argentine sont des marges volcaniques liées à l'ouverture de l'Atlantique Sud au début du Crétacé [Clemson et al., 1997; Gladczenko et al., 1997]. Elles sont associées à la mise en place des traps de Parana en Amérique de Sud [White and McKenzie, 1989]. La côte Ouest de l'Inde et sa marge conjuguée aux Seychelles sont liées à l'ouverture de l'Océan Indien et à la mise en place des traps du Deccan au début du Tertiaire [White and McKenzie, 1989]. Il existe aussi des marges volcaniques sur la côte Est des États-Unis, sur la côte Ouest du Groenland, sur la côte Ouest de l'Australie et au large de la Terre de la Reine Maud en Antarctique [Hinz, 1981].

Les marges volcaniques sont caractérisées par l'existence de quantités importantes de matériel magmatique sous-plaqué à la base de la croûte continentale, et d'épaisses formations volcaniques en surface (Fig. 2.28) [White et al., 1987; White and McKenzie, 1989; Eldholm et al., 1995]. Ces formations volcaniques constituent des prismes qui pendent en direction de l'océan (*seaward-dipping reflector sequences, SDRS*) [Hinz, 1981]. Une partie de ces séquences volcano-sédimentaires est en général visible à terre (Fig. 2.29) [Faller and Soper, 1979; Myers, 1980; Nielsen and Brooks, 1981; Brooks and Nielsen, 1982; Geoffroy et al., 1998; Karson et al., 1998], mais l'essentiel se trouve en mer et ne peut être étudié que par sismique et par forage [Hinz, 1981; Eldholm et al., 1989b; Eldholm et al., 1989a; Larsen et al., 1994; Barton and White, 1997a; Barton and White, 1997b; Walker et al., 1997]. Les SDRS ont une géométrie caractéristique en éventail et sont convexes vers le haut. Leur pendage augmente en direction de l'océan (Figs. 2.28, 2.29 et 2.30).

Sur le banc de Rockall, il existe deux groupes de SDRS : le premier (*inner SDRS*) recouvre la croûte continentale amincie, et le deuxième (*outer SDRS*) se trouve à la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique (Fig. 2.30) [Barton and White, 1997b]. Les deux groupes de SDRS sont séparés par une région présentant peu de réflecteurs sismiques et dont la nature est mal connue (*outer high*). Le même type de succession, formé de deux groupes de SDRS ou plus, séparés par des *outer highs*, existe sur les marges volcaniques de Namibie et du Groenland [Hinz, 1981; Larsen and Jakobsdottir, 1988].

La structure des marges volcaniques est très différente de la structure classique des marges passives, qui sont en général caractérisées par l'existence de blocs basculés en direction du continent (Fig. 2.31). Par contre, le pendage systématique des SDRS en direction de l'océan, leur géométrie en éventail et l'augmentation de leur pendage vers l'océan sont très proches de la

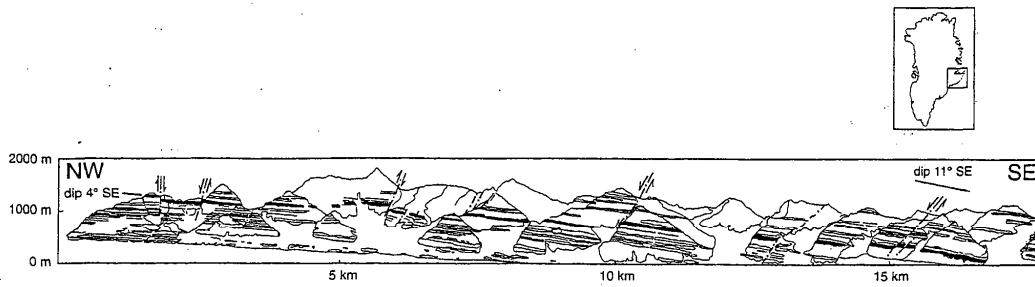


Figure 2.29. Coupe structurale de la zone de flexure de la côte Est-Groenlandaise [Pedersen et al., 1997]. Noter l'augmentation du pendage des coulées vers l'Est et les failles normales à regard Ouest. Ces basaltes sont interprétés comme étant l'équivalent des SDRS qui sont observés sur les profils sismiques en mer.

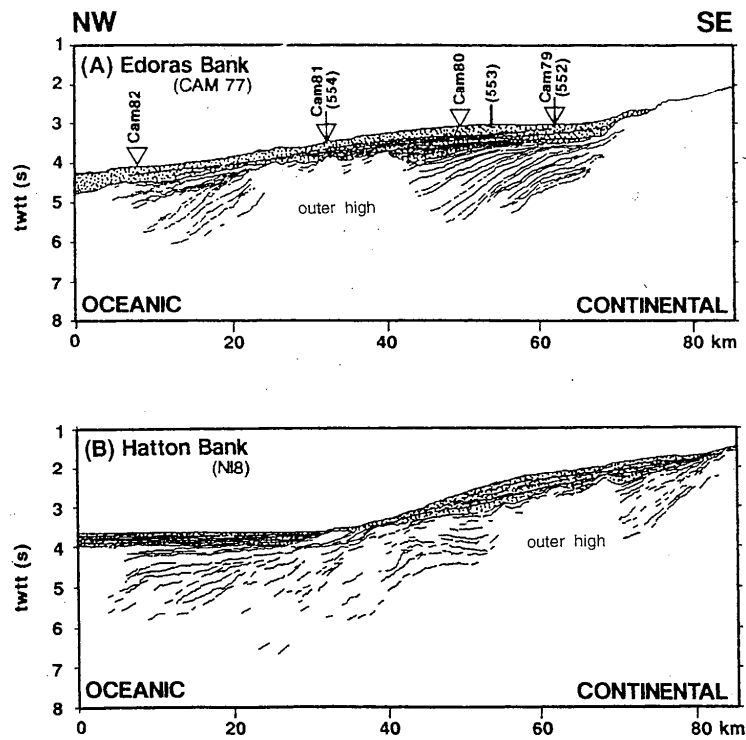
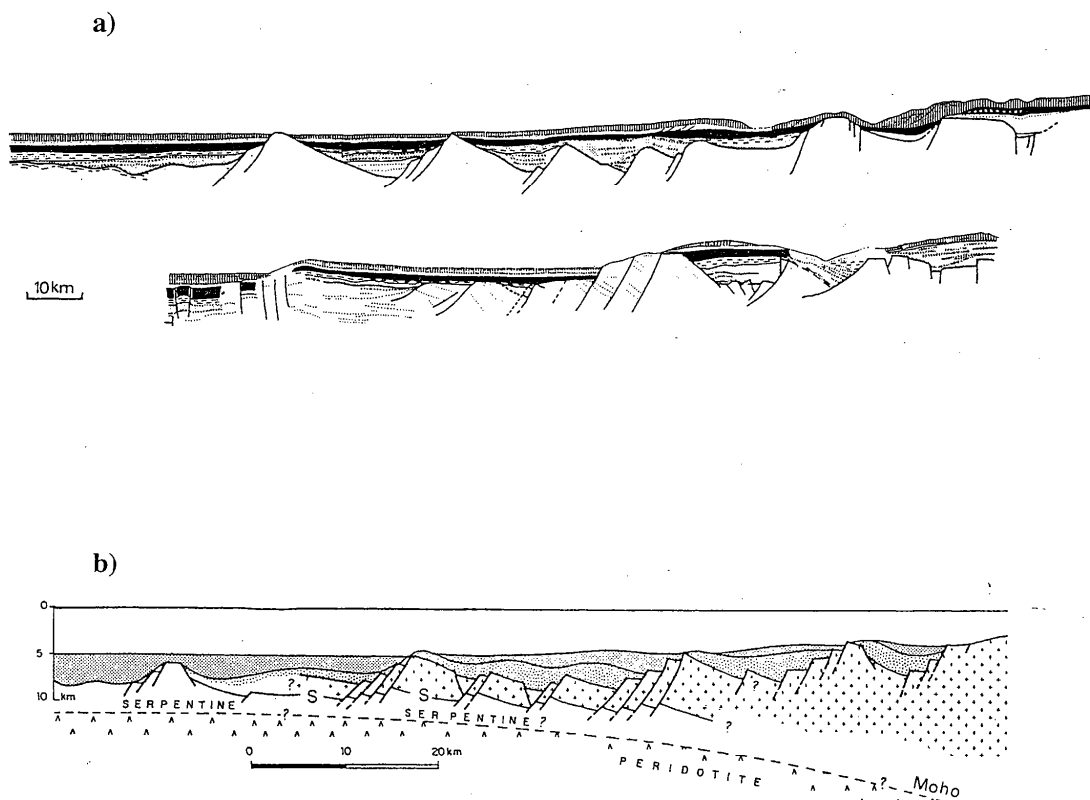


Figure 2.30. Profils sismiques interprétés à travers les SDRS des bancs de Edoras et de Hatton, au large de l'Ecosse [Barton et White, 1997].



Coupe de la marge continentale portugaise au niveau du banc de Galice (S. réflecteur sismique supposé être le contact entre la croûte continentale étirée et un épais niveau de serpentinites ayant remplacé la croûte inférieure. Ce réflecteur a été faillé dans les derniers stades du rifting.

Figure 2.31. Structure de deux marges passives ordinaires : la marge de Golan, au large de la Bretagne (a) et la marge de Galice, au large du Portugal (b) [Debelmas et Mascle, 1991].

structure de la pile de lave d'Islande. On observe les mêmes différences entre la structure d'une marge passive volcanique et la structure d'une marge passive ordinaire, qu'entre la structure de l'Islande et la structure d'une dorsale ordinaire. Le modèle d'extension proposé par *Palmason* [1973, 1981] pour l'Islande est donc généralement admis pour expliquer la structure des marges volcaniques [*Mutter et al.*, 1982; *Larsen and Jakobsdottir*, 1988; *Barton and White*, 1997a]. Cependant, *Gibson et Love* [1989] ont proposé que la forme en éventail des SDRS soit due au fonctionnement d'une faille listrique. Un modèle similaire a été proposé par *Geoffroy et al.* [1998] pour expliquer la structure de la marge volcanique ouest-groenlandaise. Notre modèle d'extension lithosphérique à l'aplomb d'un panache est compatible avec cette interprétation. De plus, ce modèle permet de résoudre le problème de la nature des *outer highs*. Pour *Barton and White* [1997b], il pourrait s'agir soit de complexes intrusifs formés essentiellement de dykes et comparables aux systèmes volcaniques islandais, soit de têtes de blocs basculés sur lesquels reposent les SDRS. Le modèle que nous proposons, où les volcans centraux marquent l'emplacement de failles listriques majeures, permet de réconcilier les deux hypothèses (comparer les figs. 2.30, 2.9 et 2.15).

6. Conclusion

L'Islande est formée de plusieurs structures de type *roll-over*, associées à des failles de croissance listriques. La modélisation analogique indique que ces structures témoignent d'un processus d'extension particulier, lié à l'apport de matériel excédentaire induit par le panache. Ce processus d'extension est caractérisé par l'initiation, l'évolution, et l'extinction de *roll-over* successifs et antithétiques les uns des autres. Cette succession aboutit à la formation d'une structure générale très complexe, où les couches pendent principalement en direction de la zone de divergence. Ce modèle d'extension semble pouvoir être aussi appliqué aux marges passives volcaniques, qui se sont formées dans un contexte d'extension lithosphérique perturbée par un point chaud.

Les modèles d'extension lithosphérique actuels prennent rarement en compte l'apport de matériel synchrone de la déformation (par exemple *Allemand and Brun* [1991], *Buck* [1991], *Dauteuil and Brun* [1993], *Brun and Beslier* [1996]). Nos résultats montrent la nécessité d'inclure cet apport de matériel pour comprendre la structure des zones d'accrétion. En particulier, la structure particulière des dorsales rapides pourrait être mieux comprise en réalisant des modèles incluant à la fois un taux d'extension élevé et un apport de matériel important.

Troisième partie :
***Influence de l'activité tectonique
sur l'écoulement glaciaire***

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

1. Introduction

La Zone Volcanique Active d'Islande a été recouverte à plusieurs reprises par une calotte glaciaire. Or il a été proposé récemment que l'écoulement de certaines calottes glaciaires actuelles puisse être très fortement influencé par l'activité tectonique et/ou volcanique sous-jacente [Blankenship *et al.*, 1993; Blankenship *et al.*, 1998; Jonsson *et al.*, 1998]. Cette relation reste cependant mal établie, du fait des difficultés d'observation de la base des calottes actuelles. Il est donc intéressant d'essayer de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse en Islande, où l'activité tectonique et volcanique est directement accessible à l'observation, en reconstruisant la géométrie et la dynamique de la calotte glaciaire disparue.

Dans le chapitre suivant, une brève présentation de la dynamique des calottes glaciaires fait ressortir les paramètres qui en contrôlent l'écoulement et les lois physiques qui permettent leur reconstruction. Ensuite, nous nous intéresserons à un phénomène observé principalement dans la calotte glaciaire Ouest-Antarctique, qui est située dans une région tectoniquement active : la formation de *courants de glace*. Ce sont des chenaux d'écoulement rapide de la glace, séparés les uns des autres par des rides de glace stagnante. La formation et le fonctionnement de ces courants de glace sont actuellement mal compris. A partir d'une reconstruction basée sur des critères géomorphologiques, nous montrons que de tels courants de glace existaient dans la calotte glaciaire qui recouvrait l'Islande durant la dernière glaciation. Nous proposons que la localisation de ces courants de glace soit contrôlée en partie par les anomalies géothermiques liées à l'activité tectonique et volcanique. Le rôle des anomalies géothermiques sur l'écoulement glaciaire est confirmé par une brève présentation de l'écoulement actuel du Vatnajökull.

2. Dynamique d'une calotte glaciaire¹

2.1 Le bilan glaciaire

2.1.1 Les processus d'accumulation

Une calotte glaciaire est une masse de glace qui s'écoule en permanence sous l'effet de la gravité. L'*accumulation* est l'accroissement de la masse de la calotte glaciaire sous l'effet des précipitations (neige, pluie, grésil). Dès leur mise en place à la surface du glacier, les cristaux de neige subissent des transformations par sublimation et fusion superficielle, qui aboutissent à la formation de grains de glace plus ou moins sphériques. Le tassement mécanique de ces grains entraîne la formation d'une couche dont la porosité est de l'ordre de 40% et la densité de l'ordre de 0,55: le *névé* (Fig. 3.1). Par la suite, des processus de diffusion moléculaire se produisent aux contacts entre les grains et la recristallisation complète du névé aboutit à la formation de *glace de glacier*. La glace de glacier est composée de glace, d'eau liquide, de poussières et de bulles de gaz non connectées. Sa densité, qui est de l'ordre de 0,85, peut atteindre 0,9 par compression des bulles d'air au fur et à mesure que la glace est enfouie (Fig. 3.1).

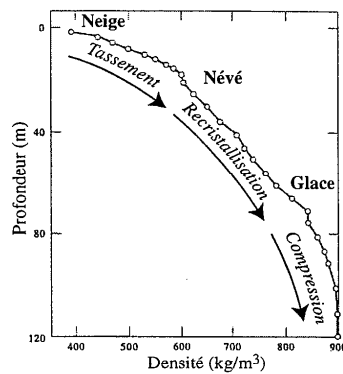


Figure 3.1. Variation de la densité avec la profondeur dans la calotte glaciaire du Groenland (d'après Paterson, 1994)

¹ Quand il n'y a pas de référence explicite, le contenu de ce chapitre est basé sur W.S.B. Paterson, 1994, *The Physics of Glaciers*, 3^{ème} édition, Pergamon Press, Oxford, 480 p.

2.1.2 Les processus d'ablation

L'*ablation* regroupe l'ensemble des processus de perte de masse de la calotte glaciaire : évaporation, sublimation, transport de neige par le vent et surtout fusion. L'essentiel de la fusion a lieu à la surface du glacier au contact de l'atmosphère; une partie peut aussi se produire au sein même de la calotte et à sa base, sous l'effet de la chaleur dégagée par les frottements dus à l'écoulement de la glace. Une faible fraction de l'eau de fonte superficielle percole vers la base du glacier à travers un système de chenaux intergranulaires ; l'essentiel est évacué par un réseau de chenaux en surface, les *bédières*. Celles-ci se jettent dans des conduits verticaux, les *moulins*, qui amènent l'eau à la base du glacier. A la base du glacier, des chenaux taillés dans la glace (*R-channels*) ou dans le socle (*N-channels*) permettent l'évacuation de l'eau vers le front du glacier. Si la calotte glaciaire s'étend jusqu'à la mer, l'ablation au front est principalement due au vêlage d'icebergs.

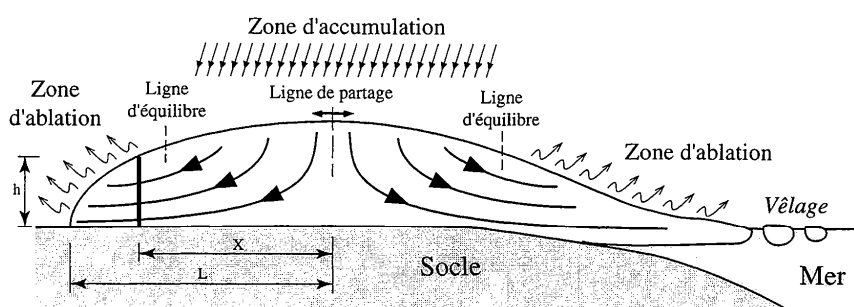


Figure 3.2. Coupe schématique d'une calotte glaciaire montrant les lignes d'écoulement. Le bilan glaciaire est positif dans la zone d'accumulation, négatif dans la zone d'ablation. La glace s'écoule sous l'effet du déséquilibre de masse entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. La vitesse d'écoulement est nulle sous la ligne de partage et au front de la calotte ; elle est maximale au niveau de la ligne d'équilibre.

2.1.3. Le bilan glaciaire

Le bilan glaciaire est la différence annuelle entre l'accumulation et l'ablation. Sur un glacier, les régions où le bilan glaciaire est positif sont appelées *zones d'accumulation*; les régions où le bilan est négatif sont les *zones d'ablation*. Elles sont séparées par la *ligne d'équilibre* (Fig. 3.2). En général, la glace s'écoule des zones d'accumulation vers les zones d'ablation.

2.2 Régime thermique

Le régime thermique d'un glacier a des implications très importantes sur son mode d'écoulement. Différentes sources de chaleur interviennent dans un glacier : le rayonnement solaire, les frottements internes dus au fluage de la glace, le flux géothermique et les frottements dus au glissement de la glace à la base. Le glacier est refroidi par l'atmosphère en surface.

Dans le cas simple d'une colonne de glace immobile, un flux géothermique moyen ($5 \cdot 10^{-2} \text{ W/m}^2$) produit un gradient thermique de 24°C/km dans la glace. Compte tenu de ce gradient thermique, si la température à la surface est suffisamment basse, la chaleur est évacuée vers l'atmosphère et le glacier est à une température inférieure au point de fusion sur toute son épaisseur, y compris à la base (Fig. 3.3a). Le glacier, dit *froid*, est alors soudé à son lit, et l'écoulement de la glace se fait uniquement par fluage interne. L'érosion du lit est nulle. C'est le cas, par exemple, de la partie centrale des calottes du Groenland et de l'Est-Antarctique (Fig. 3.3d, profils Vostok et Century), ou des glaciers du massif du Mont Blanc au-dessus de 4000 m.

Si la température à la surface n'est pas assez basse, la glace est à la température de fusion sous pression dans une tranche basale d'épaisseur variable (Fig. 3.3c). On dit que le glacier a une *base chaude*. La présence d'eau permet le glissement du glacier qui érode son lit. C'est le cas du courant de glace B dans l'Ouest-Antarctique (Fig. 3.3d).

Si le glacier est à la température de fusion sur toute son épaisseur, il est dit *tempéré*. C'est le cas, par exemple, des glaciers du massif du Mont Blanc au-dessous de 3500 m. La présence d'eau dans la glace affecte ses propriétés de fluage. La température de fusion de la glace diminuant lorsque la pression augmente, la température d'un glacier tempéré est de 0°C en surface et diminue avec la profondeur, suivant un gradient de l'ordre de $0,7^\circ\text{C/km}$ (Fig. 3.3b).

Un même glacier peut être froid dans certaines régions (en général les régions internes), avoir une base chaude dans d'autre, et être tempéré ailleurs (en général la périphérie). On notera que le cas simple d'une colonne de glace immobile est peu réaliste. Il est nécessaire de tenir compte de l'écoulement de la glace qui a deux conséquences thermiques : (1) échauffement par frottements et (2) enfouissement de la glace froide de surface qui refroidit constamment la glace profonde.

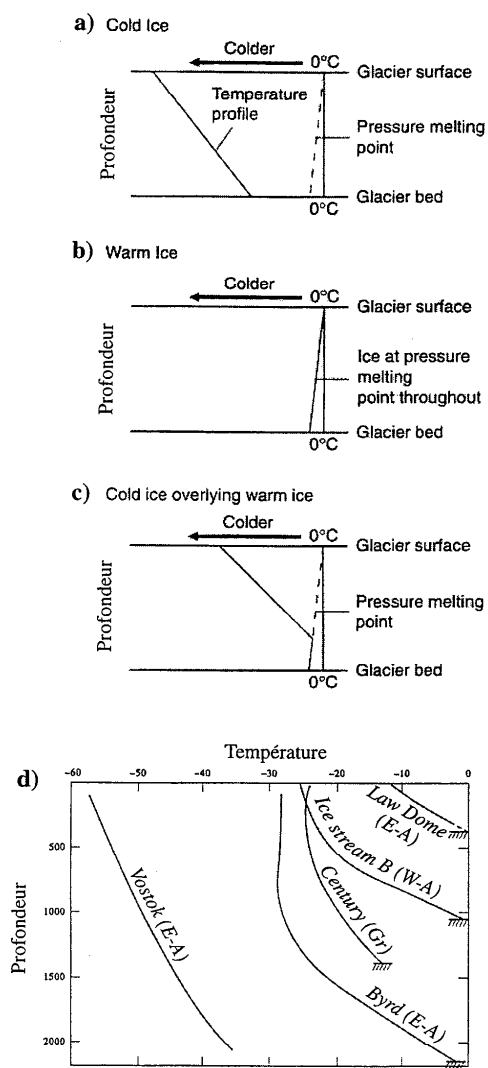


Figure 3.3. a), b) et c) Profils thermiques simplifiés d'un glacier froid (a), d'un glacier tempéré (b), et d'un glacier à base chaude (c) [Bennett and Glasser, 1996]. d) Profils thermiques mesurés dans différentes calottes glaciaires [Paterson, 1994]. W-A: Ouest-Antarctique; E-A: Est-Antarctique; Gr: Groenland.

2.3 Processus d'écoulement de la glace

2.3.1 Fluage interne

La glace de glacier est un matériau complexe : c'est un ensemble de cristaux de tailles variables, comprenant de nombreuses impuretés et bulles de gaz qui peuvent avoir des orientations variables. L'écoulement de la glace peut entraîner une réorientation des cristaux et des impuretés, conférant ainsi à la glace une structure très anisotrope. Différents mécanismes interviennent dans la déformation de la glace : mouvements de dislocation interne des cristaux, glissements intercrystallins, recristallisation. A l'échelle d'un glacier, l'ensemble de ces processus peuvent être approchés grâce à une loi de type fluage visqueux, la loi de *Glen* [1955] :

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \tau^n \quad (3-1)$$

où $\dot{\epsilon}$ est le taux de déformation par cisaillement et τ est la contrainte tangentielle. A dépend fortement de la température, de la pression, de la quantité d'impuretés et de l'anisotropie de la glace. Des mesures in-situ ont permis d'établir des valeurs de A variant de $5 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1} \text{ kPa}^{-3}$ à 0 °C à $4 \cdot 10^{-18} \text{ s}^{-1} \text{ kPa}^{-3}$ à -50 °C . L'exposant n est une constante dont la valeur déterminée par des mesures sur échantillons est comprise entre 1,5 à 4,2 [Weertman, 1973]. Une valeur de $n = 3$, compatible avec les observations d'écoulement glaciaire in-situ [Dahl-Jensen and Gundestrup, 1987], est généralement adoptée. Dans un souci de simplification, et compte tenu des nombreuses incertitudes sur les autres paramètres contrôlant l'écoulement glaciaire, on considère parfois que la glace est un matériau parfaitement plastique ($n \rightarrow \infty$ si $\tau > \tau_0$) ou newtonien ($n=1$).

2.3.2 Glissement basal

Dans le cas d'une base chaude, une partie de l'écoulement du glacier se fait par glissement sur le lit. Le glissement basal est un paramètre fondamental de la dynamique d'un glacier, mais il reste très mal connu à cause des difficultés d'observation. Différents modèles, faisant intervenir plusieurs mécanismes théoriques, ont été proposés [Weertman, 1957; Kamb, 1970; Nye, 1970; Lliboutry, 1975; Lliboutry, 1987]. Le premier mécanisme est lié à l'augmentation de pression et à la fusion de la glace à l'amont des obstacles sur le lit. L'eau produite s'écoule et regèle dans les zones abritées situées à l'aval des obstacles. Ce mécanisme nécessite un transfert de chaleur à travers l'obstacle ; il ne fonctionne donc que pour des obstacles d'une longueur inférieure au mètre. Le deuxième mécanisme est l'augmentation du taux de fluage interne dans une couche de glace basale, sous l'effet de l'augmentation locale des contraintes à proximité des obstacles. Plus les obstacles sont grands, plus l'augmentation des contraintes et du taux de déformation est importante.

Troisième partie : Influence de l'activité tectonique sur l'écoulement glaciaire

Ces deux mécanismes reposent sur l'hypothèse qu'il existe un film d'eau continu, de quelques microns d'épaisseur, à l'interface entre une glace pure et un socle rigide et imperméable. En fait, les rares observations de lits glaciaires montrent que l'interface glace/socle est beaucoup plus complexe. Par endroits, la glace repose en contact direct sur le socle, alors qu'ailleurs des cavités métriques, remplies d'eau ou d'air, peuvent se former. D'autre part, la glace basale contient en général une quantité considérable de débris : elle constitue une couche dont la rhéologie est très différente de celle de la glace sus-jacente [Hallet, 1981; Shoemaker, 1988]. Enfin, une couche de sédiments sous-glaciaires meubles (till) repose souvent sur le socle [Boulton et al., 1974; Blankenship et al., 1987; Boulton and Hindmarsh, 1987; Engelhardt et al., 1990]. On considère en général que la rhéologie du till obéit à une loi de fluage [Boulton et al., 1974; Alley et al., 1987; Boulton and Hindmarsh, 1987]. Celle-ci dépend très fortement de la teneur en eau et de la pression interstitielle. Si la teneur en eau et la pression sont importantes, la viscosité du till peut être inférieure à celle de la glace ; il se comporte alors comme un niveau de décollement, où se concentre la majeure partie de la déformation (Fig. 3.4a). Le glacier se déplace en masse sur cette couche, et le fluage interne dans la glace est très faible (Fig. 3.4b) [Clarke, 1987; Echelmeyer et al., 1994].

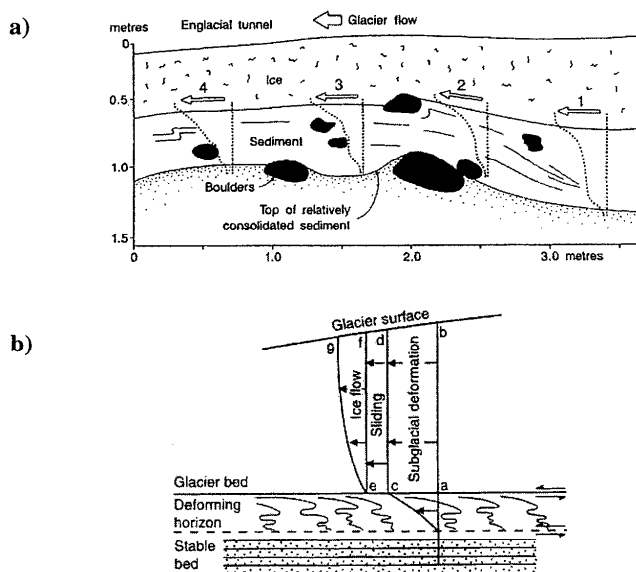


Figure 3.4. a) Déformation du till sous-glaciaire à la base du Breidamerkurjökull (Islande). Des marqueurs ont été placés verticalement dans le till, et leur déplacement a été mesuré après 136 h (lignes pointillées noires). Cette expérience montre que la couche supérieure du till (blanche) joue le rôle de niveau de décollement. La couche inférieure (pointillée) reste immobile [Boulton and Hindmarsh, 1987]. b) Profil de vitesse d'un glacier à base chaude reposant sur un niveau de décollement [Bennet, 1996].

2.4 Dynamique glaciaire globale : reconstitution de calottes disparues

Il est possible de reconstituer la géométrie et la dynamique d'une calotte glaciaire ancienne par inversion de données géomorphologiques observées sur le terrain [Boulton *et al.*, 1985; Boulton and Clark, 1990b; Boulton and Clark, 1990a; Kleman, 1990; Clark, 1992; Kleman and Borgstrom, 1996]. La position des moraines frontales donne une indication sur l'étendue de la calotte. L'altitude des moraines latérales et des plus hautes traces d'érosion glaciaire sur les reliefs périphériques permet d'estimer l'épaisseur de glace. Divers critères permettent de reconstituer les directions d'écoulement : stries, flûtes, drumlins, roches moutonnées (voir § 3.3.2). Pour reconstituer l'ensemble de la calotte, il est alors nécessaire d'intégrer toutes ces données en tenant compte des lois physiques qui gouvernent l'écoulement de la glace [Hughes, 1981; Reeh, 1982].

Une calotte glaciaire s'écoule généralement depuis les zones d'accumulation (zones internes) vers les zones d'ablation (périphérie). Considérons un écoulement de glace parallèle en régime permanent. Toute la glace accumulée au-dessus d'une section donnée doit être transférée vers l'aval à travers cette section (Fig. 3.2). Il existe donc une relation simple entre la vitesse d'écoulement à travers la section considérée (u), le bilan glaciaire moyen à l'amont de la section (b), la distance entre la section et la ligne de partage (x), et l'épaisseur de la glace (h) :

$$u = (b \cdot x) / h \quad (3-2)$$

S'il s'agit d'une calotte glaciaire circulaire en plan, la relation devient :

$$u = (b \cdot x) / 2h \quad (3-2 \text{ bis})$$

Ces équations permettent de calculer la *vitesse d'équilibre* du glacier, c'est-à-dire la vitesse qu'il aurait s'il était en régime permanent. Cependant, de nombreux glaciers ne sont jamais à l'équilibre : ils s'écoulent moins vite que la vitesse d'équilibre et stockent de grandes quantités de glace pendant plusieurs dizaines d'années. L'excès de glace est libéré brusquement au cours d'un épisode de *surge*. La vitesse est alors très élevée (~100 m/jour) pendant une courte période de quelques mois à quelques années. Ce phénomène est observé principalement dans les glaciers de vallées. Il est lié à l'apparition soudaine d'une base chaude dans un glacier ordinairement froid, mais son origine reste mal connue [Fowler, 1987; Kamb, 1987; Raymond, 1987].

Toujours dans le cas d'un écoulement parallèle et permanent, l'équilibre des forces permet d'établir une relation simple entre la contrainte de cisaillement qu'exerce le glacier sur son lit (cisaillement basal, τ_b), l'épaisseur de glace (h) et la pente de la surface du glacier (α) :

$$\tau_b = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin \alpha \quad (3-3)$$

Si l'on considère la glace comme un matériau parfaitement plastique, et si l'on suppose le substratum horizontal, on peut démontrer que le profil de la surface d'une calotte glaciaire est une parabole définie par l'équation :

$$h^2 = (2\tau_0/\rho g) \cdot (L-x) \quad (3-4)$$

où τ_0 est la contrainte limite de fluage de la glace (50-150 kPa), ρ sa densité, et $(L-x)$ la distance au front de la calotte. Cette relation est valable quelle que soit la forme de la calotte glaciaire en plan, à condition de mesurer L et x le long d'une ligne d'écoulement [Nye, 1951; Nye, 1952]. En combinant les équations (3-2) et (3-4), il est possible de reconstituer approximativement la géométrie et la dynamique d'une calotte glaciaire ancienne. A titre d'exemple, la topographie et le profil de vitesse théorique d'une calotte circulaire de 200 km de rayon, avec un bilan moyen de 300 mm/an et une contrainte limite τ_0 de 100 kPa sont présentés sur la figure 3.5a. Le profil de la calotte Est-Antarctique, présenté sur la figure 3.5c, est effectivement très proche d'une parabole.

L'équation (3-4) repose sur des hypothèses très simplificatrices. Il est possible de l'affiner en tenant compte de la loi de fluage réelle de la glace. Cependant, la rhéologie de la glace dépendant fortement de sa température, et le profil de température des calottes anciennes étant difficile à estimer, on est amené à envisager trois cas limites.

Si le glacier est tempéré, on suppose qu'il est à une température constante (température de fusion) sur toute son épaisseur. On utilise alors la loi de Glen avec n constant. Cette hypothèse n'est en général pas valide pour les calottes glaciaires car elles sont situées dans les régions polaires, où la surface peut être à une température de 30°C inférieure à celle de la base.

Dans les glaciers froids, les températures les plus élevées se situent à la base. La contrainte cisailante est elle aussi maximale à la base. Puisque le taux de déformation augmente très fortement à la fois avec la température et avec la contrainte cisailante, on peut poser l'hypothèse simplificatrice que l'ensemble de la déformation se produit dans la couche de glace basale et que la vitesse d'écoulement au-dessus de cette couche est la même à toute profondeur [Nye, 1959]. On applique alors à cette couche basale la loi de fluage de Glen, modifiée de manière à tenir compte de sa rhéologie particulière et de la présence d'obstacles [Weertman, 1957].

Dans les glaciers à base chaude, il est possible de considérer que le déplacement se produit uniquement par glissement sur le lit. Dans l'équation (3-4), la contrainte limite τ_0 est alors remplacée par la valeur du cisaillement basal τ_b [Liboutry, 1987]. Cependant, s'il existe un till sous-glaciaire meuble, l'essentiel de la déformation s'effectue dans la couche de till,

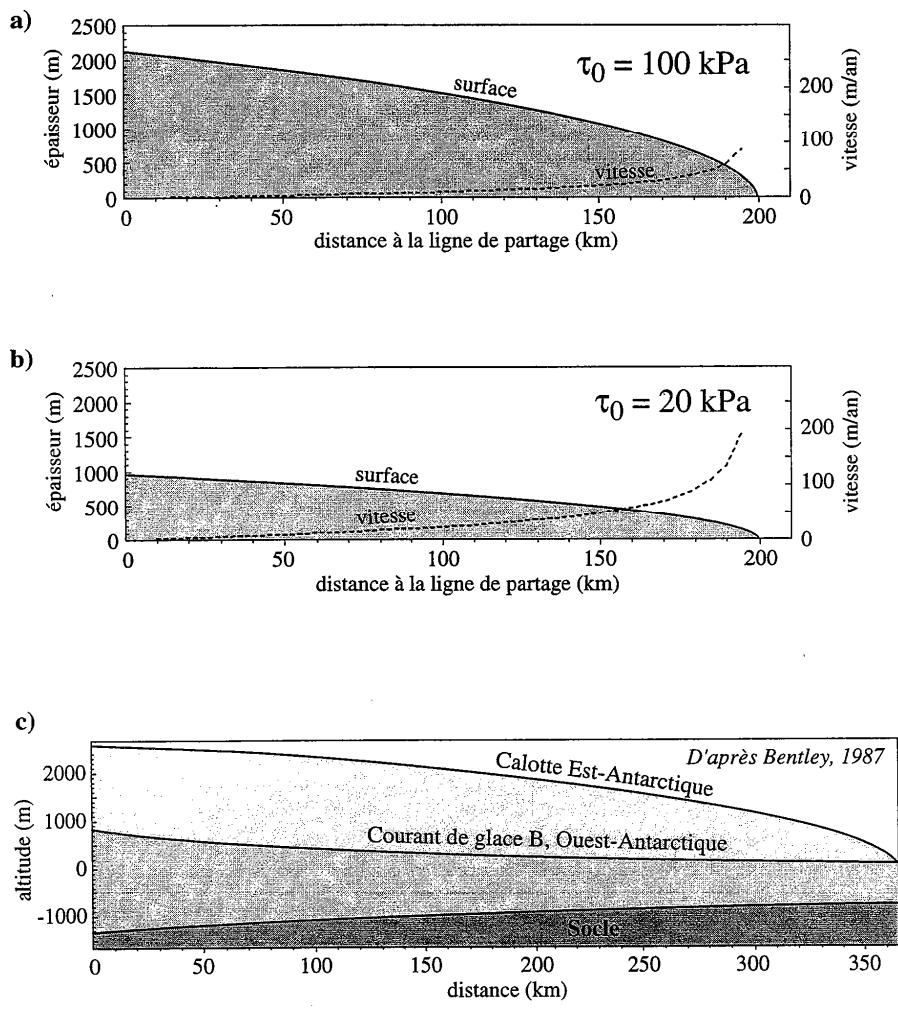


Figure 3.5. a) Topographie et profil de vitesse théoriques d'une calotte glaciaire circulaire de 200 km de rayon. La glace est considérée parfaitement plastique ($\tau_0 = 100 \text{ kPa}$). Le bilan est positif et égal à 300 mm/an sur l'ensemble de la calotte. Toute l'ablation a lieu par vèlage à la périphérie. b) Topographie et profil de vitesse théoriques d'une calotte glaciaire reposant sur un niveau de décollement ($\tau_0 = 20 \text{ kPa}$). c) Topographie de la calotte glaciaire est-antarctique et d'un courant de glace ouest-antarctique. La surface du courant de glace est concave et abaissée par rapport à celle de la calotte glaciaire.

considéré comme un matériau parfaitement plastique, visqueux (linéaire ou non) ou de type fluide de Bingham [Boulton *et al.*, 1974; Alley *et al.*, 1987; Boulton and Hindmarsh, 1987]. Dans l'équation (3-4), la contrainte limite τ_0 est alors remplacée par la contrainte limite de fluage du till, qui est de l'ordre de 10-30 kPa seulement [Bentley, 1987]. Cette couche constitue donc un niveau de décollement très efficace qui affecte considérablement l'écoulement de la glace : à bilan glaciaire identique, l'épaisseur de glace est environ deux fois moins grande et l'écoulement deux fois plus rapide pour une valeur de τ_0 de 20 kPa que pour une valeur de 100 kPa (Fig. 3.5b).

2.5 Bilan : paramètres contrôlant l'écoulement

L'écoulement d'une calotte glaciaire est contrôlé par un ensemble complexe de paramètres interagissant les uns avec les autres. Les paramètres internes sont liés à la rhéologie de la glace, qui dépend très fortement de sa composition (densité, bulles, impuretés), de son anisotropie, de la pression et de la température. Ces paramètres sont eux-mêmes modifiés par l'écoulement : (1) la densité et la pression augmentent avec l'enfouissement ; (2) les impuretés s'accumulent dans des zones préférentielles (base, marges) ; (3) le fluage de la glace entraîne son réchauffement et la rend très anisotrope [Mangeney *et al.*, 1997]. Il peut donc exister des phénomènes d'amplification ou d'amortissement d'instabilités au sein de la masse de glace : dans une zone d'écoulement rapide, par exemple, l'alignement des cristaux et des impuretés ainsi que la chaleur dégagée par les frottements auront tendance à faciliter la déformation et à accroître encore la vitesse [Payne and Dongelmans, 1997; Jacobson and Raymond, 1998].

Parmi les paramètres externes, l'accumulation et l'ablation sont contrôlées par la distribution des précipitations, les mouvements de l'atmosphère et l'ensoleillement. Là aussi, il peut y avoir des phénomènes d'amplification : la présence d'une masse de glace refroidit l'atmosphère et augmente localement les précipitations, ce qui permet la croissance de la calotte glaciaire. Sa surface se retrouve alors à une altitude plus élevée et à une température plus basse, ce qui réduit le taux d'ablation.

La topographie du socle perturbe l'écoulement glaciaire. Les reliefs jouent un rôle important dans les parties périphériques des calottes glaciaires, où l'épaisseur de glace est faible. Cependant, dans les régions internes, la direction d'écoulement est principalement contrôlée par la pente en surface de la calotte. Si les reliefs sont petits par rapport à l'épaisseur de glace, ils ne provoquent que des ondulations régulières de la surface de la calotte [Budd and Carter, 1971].

La nature du socle est très importante. Sa perméabilité détermine la pression de l'eau située à l'interface glace/socle et joue donc un rôle sur le glissement basal. [Boulton and Hindmarsh, 1987; Lliboutry, 1987; Boulton and Payne, 1994; Boulton *et al.*, 1995]. Sa lithologie a des conséquences sur la formation éventuelle d'un niveau de décollement [Clark *et al.*, 1996; Marshall *et al.*, 1996; Anandkrishnan *et al.*, 1998; Bell *et al.*, 1998].

Enfin, le régime thermique est fondamental. C'est lui qui détermine la présence ou non d'eau liquide au sein de la calotte et à sa base. Il est contrôlé par la température en surface, par le flux géothermique à la base, par les taux d'accumulation et d'ablation et par les frottements dus à l'écoulement. L'importance relative de ces différents paramètres sur l'écoulement glaciaire a été étudiée par modélisation numérique [Ritz *et al.*, 1997]. Cependant, le flux géothermique étant difficile à mesurer à la base des calottes glaciaires actuelles, son importance est mal connue et a été peu étudiée.

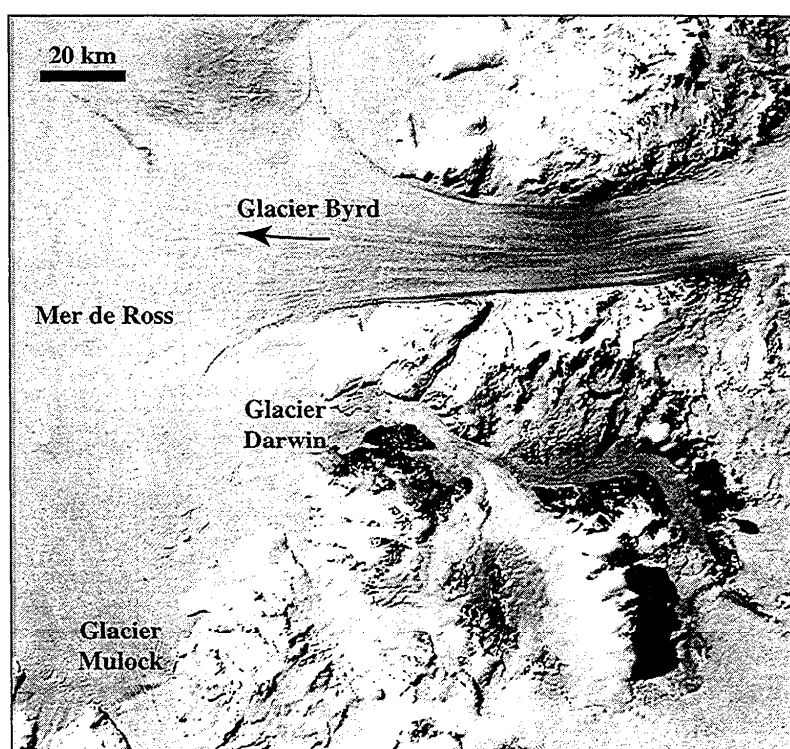


Figure 3.6 Image Landsat du glacier Byrd, un glacier émissaire qui draine la calotte est-antarctique (à droite) vers la mer de Ross (couverte de glace flottante, à gauche) à travers la chaîne Transantarctique [Bentley, 1987].

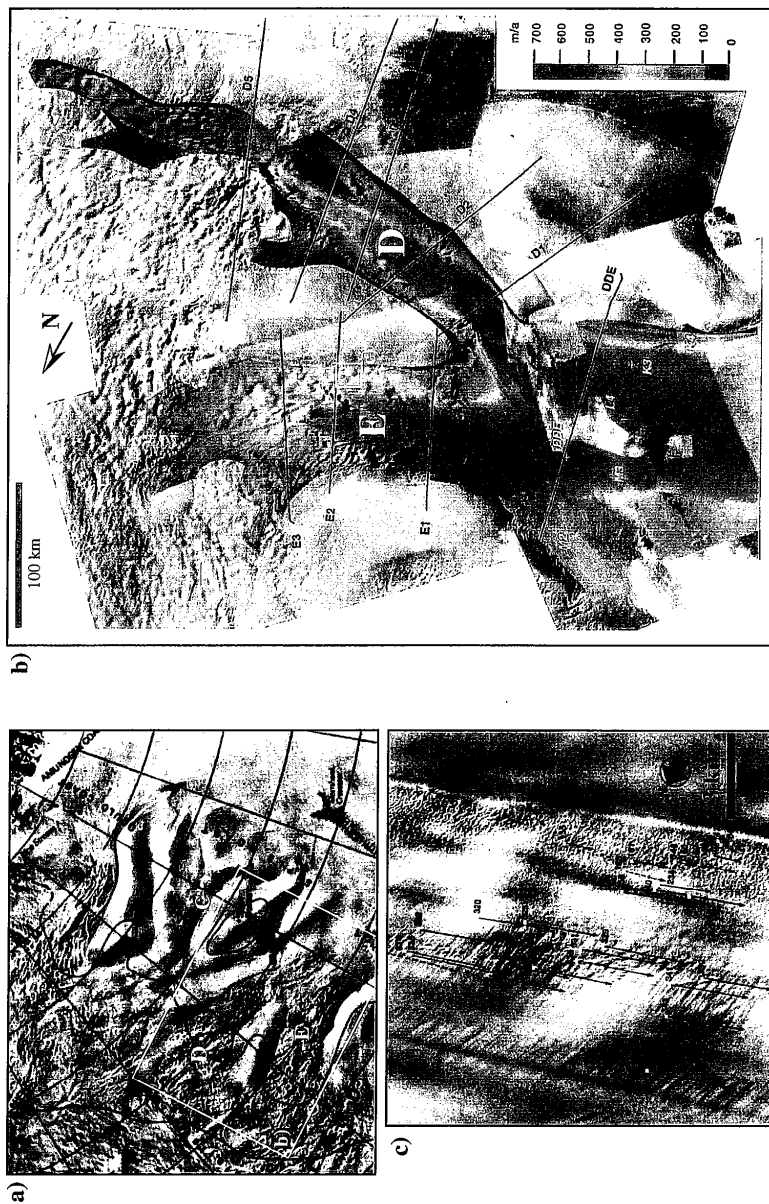


Figure 3.7. a) Image satellite AVHRR des courants de glace de la mer de Ross [Bindshadler, 1998]. Ils drainent la calotte ouest-antarctique (angle supérieur gauche) vers la mer de Ross (angle inférieur droit). b) Vitesse en surface des courants de glace D et E, déterminée à partir d'images Landsat [Bindshadler et al., 1996]. c) Image Landsat de la bordure du courant de glace E [Bindshadler and Scambos, 1991]. Le passage d'une vitesse de l'ordre de la dizaine de mètres par an (à droite) à une vitesse supérieure à 200 m/an (à gauche) s'effectue dans une bande de quelques centaines de mètres de large.

3. Les courants de glace

3.1 Définition

Certaines calottes glaciaires sont drainées vers la mer par des *glaciers émissaires* (*outlet glaciers*) et par des *courants de glace* (*ice streams*) dont l'écoulement est très rapide. Les *glaciers émissaires* sont des glaciers de vallée qui s'écoulent entre des reliefs côtiers: leur vitesse élevée s'explique simplement par la convergence de la glace vers les vallées (Fig. 3.6). Par contre, les *courants de glace* ne sont bordés par aucun relief rocheux. Ce sont des chenaux d'écoulement privilégié de la glace, d'une largeur de 20 à 100 km, d'une longueur de plusieurs centaines de kilomètres, séparés les uns des autres par des rides de glace stagnante (Fig. 3.7a et b). Le profil topographique des courants de glace, présentant une partie concave, est très différent du profil parabolique couramment observé dans les calottes glaciaires (Fig. 3.5c). Leur vitesse d'écoulement est de l'ordre de 100-1000 m/an [Whillans *et al.*, 1987; Bindschadler and Scambos, 1991; Whillans *et al.*, 1993; Whillans and Veen, 1993; Bindschadler *et al.*, 1996]. Certains d'entre eux semblent pouvoir alterner entre des périodes d'écoulement très rapide et des périodes de stagnation, selon un processus similaire à celui des *surges* des glaciers de vallée, mais à une échelle de temps de l'ordre de plusieurs siècles [Rose, 1979; Whillans *et al.*, 1987; Bindschadler, 1997]. D'autre part, des observations semblent indiquer que leurs bordures peuvent se déplacer dans l'espace [Clarke and Bentley, 1995; Jacobel *et al.*, 1996; Bindschadler and Vornberger, 1998].

3.2 Formation et fonctionnement

La formation des courants de glace et leur fonctionnement constituent actuellement l'un des problèmes majeurs de la glaciologie. En particulier, les courants de glace ont une importance considérable sur la stabilité de la calotte glaciaire Ouest-Antarctique, et sur l'élévation du niveau des mers que sa fonte brutale pourrait provoquer en cas de réchauffement climatique [Hughes, 1975; Mercer, 1978; Thomas *et al.*, 1979; MacAyeal, 1992; Bentley, 1993; Blankenship *et al.*, 1993; Bindschadler *et al.*, 1998; Oppenheimer, 1998; Scherer *et al.*, 1998].

L'écoulement rapide des courants de glace est dû à un glissement rapide sur leur lit, la composante du déplacement due à la déformation interne dans la glace étant inférieure à 1 m/an [Clarke, 1987; Echelmeyer *et al.*, 1994]. Le glissement basal très rapide a été dans un premier temps attribué à l'existence d'un film d'eau sur le socle rigide. Ce film d'eau aurait été alimenté par la convergence de l'eau de fonte provenant des rides latérales vers la base des courants de glace [Weertman and Birchfield, 1982]. Cependant, la stagnation de la glace dans les rides suggère que leur base est à une température inférieure au point de fusion [Rose, 1979; Shabtaie and Bentley, 1987; Whillans *et al.*, 1987; Bindschadler, 1997].

Plus récemment, des études sismiques et des forages ont permis de mettre en évidence la présence, à la base de certains courants de glace en Antarctique, d'une couche de till gorgée d'eau, de quelques mètres d'épaisseur [Alley *et al.*, 1987; Blankenship *et al.*, 1987; Engelhardt *et al.*, 1990]. Cette couche de faible résistance constituant un niveau de décollement très efficace, c'est le cisaillement latéral entre le courant de glace et ses bordures (Fig. 3.7c) qui contrôle principalement l'écoulement [Echelmeyer *et al.*, 1994].

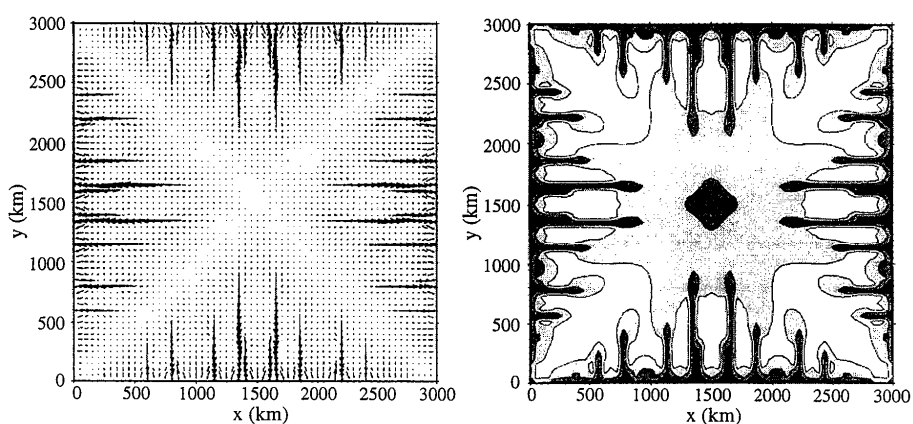


Figure 3.8. Formation de courants de glace par amplification d'instabilités thermo-mécaniques dans un modèle numérique de calotte glaciaire [Payne and Dongelmans, 1997]. a) Flux horizontal intégré sur toute l'épaisseur de glace. b) Température basale (blanc : $T \leq 260\text{K}$; gris clair : $260 < T \leq 265\text{K}$; gris foncé : $265\text{K} < T \leq 270\text{K}$; noir : $T > 270\text{K}$).

Les causes de l'initiation et de l'emplacement des courants de glace sont mal établies. La topographie sous-glaciaire ne semble pas exercer un contrôle majeur [Shabtaie *et al.*, 1987], mais son rôle reste discuté [Bentley, 1998]. Certains courants de glace sont situés dans des vallées sous-glaciaires. Dans ce cas, est-ce la vallée qui contrôle l'emplacement du courant de glace, ou bien est-ce l'érosion importante due au courant de glace qui a créé la vallée ?

Il a été proposé que l'existence des courants de glace soit due à l'auto-organisation de la masse de glace par des processus thermo-mécaniques d'amplification d'instabilités, sans contrôle externe (Fig. 3.8) [Payne and Dongelmans, 1997]. Les migrations des bordures des courants de glace ont, elles aussi été attribuées à des instabilités thermo-mécaniques [Jacobson and Raymond, 1998].

S'il est maintenant admis que l'existence simultanée de till et d'eau sous pression facilite le glissement basal des courants de glace, l'origine des matériaux constituant le till reste discutée. Il est nécessaire de trouver des "réservoirs de sédiments" pour alimenter le niveau de décollement, celui-ci se déplaçant continuellement vers l'aval [Boulton and Hindmarsh, 1987]. En Antarctique, des forages ont permis d'établir l'existence de sédiments marins au sein du till, qui serait ainsi alimenté par abrasion de niveaux sédimentaires sous-jacents [Engelhardt et al., 1990; Scherer et al., 1998]. A partir d'études géophysiques, Anandakrishnan et al. [1998] et Bell et al. [1998] ont montré que certains courants de glaces étaient situés sur des bassins sédimentaires de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, alors que les rides de glace stagnante sont situées sur des massifs cristallins. Ces auteurs en déduisent que l'existence de bassins sédimentaires est nécessaire à la formation des courants de glace. Une association similaire entre les courants de glace et les bassins sédimentaires a été proposée pour la calotte glaciaire nord-américaine durant la dernière glaciation [Clark et al., 1996; Marshall et al., 1996]. Cependant, l'emplacement systématique des courants de glace sur des bassins sédimentaires est discuté : est-ce l'existence des sédiments, ou le fait que les bassins sédimentaires constituent des dépressions topographiques, qui favorisent la formation des courants de glace [Bentley, 1998] ?

L'origine de l'eau dans le till sous-glaciaire est elle aussi controversée. Pour certains, il s'agit uniquement d'eau de fonte due à l'écoulement rapide de la glace. A partir d'un certain seuil de vitesse, l'échauffement de la glace permettrait sa fusion et conduirait à un phénomène d'auto-entretien [Payne and Dongelmans, 1997; Jacobson and Raymond, 1998]. La calotte Ouest-Antarctique reposant sur une région tectoniquement et volcaniquement active, il a aussi été proposé que l'eau provienne de la fusion de la glace au-dessus de zones géothermales [Blankenship et al., 1993; Blankenship et al., 1998]. Ce serait alors en partie la localisation des anomalies géothermiques qui contrôlerait l'emplacement des courants de glace.

3.3 Recherche de paléo-courants de glace

La plupart des études sur l'écoulement glaciaire et sur la formation des courants de glace portent sur des calottes actuelles où, du fait même de la présence de la glace, il est difficile de connaître les conditions basales. Or celles-ci sont déterminantes dans la formation et le fonctionnement des courants de glace. Il est donc intéressant d'essayer de mettre en évidence l'existence de courants de glace dans des calottes glaciaires actuellement disparues, et de comparer leur emplacement avec les caractéristiques du lit, qui est directement accessible à l'observation. Cette démarche peut s'effectuer selon deux méthodes.

3.3.1 Méthode directe

La première approche consiste à construire un modèle numérique de calotte glaciaire incluant l'ensemble des paramètres qui contrôlent l'écoulement de la glace. La géologie du socle

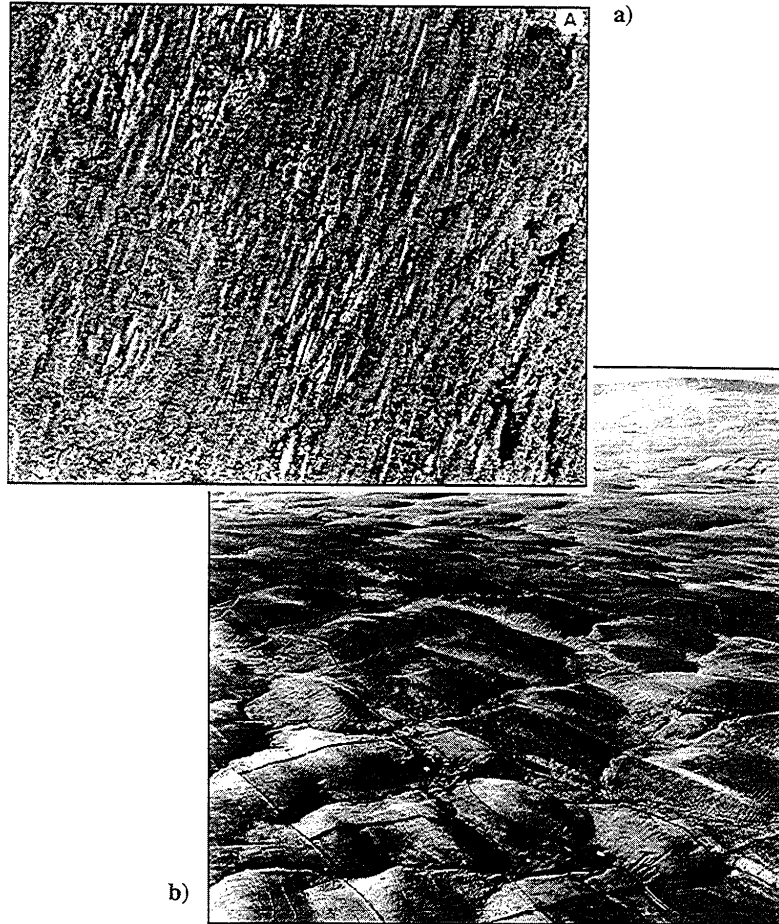


Figure 3.9. a) Image satellite radar ERS-1 du Nord du Québec, montrant des linéations de grande échelle probablement produites par un écoulement glaciaire rapide. La largeur de l'image est de 40 km [Clark, 1993]. b) Photographie aérienne d'un champ de drumlins dans le Nord de l'Angleterre. Les maisons donnent l'échelle [Bennett and Glasser, 1996].

est prise en compte : dans les régions où un socle cristallin affleure, l'écoulement est supposé être dû uniquement au fluage interne de la glace ($\tau_0 \# 100$ kPa), alors que dans les régions où affleurent des roches sédimentaires, une partie de l'écoulement est attribuée à la déformation du till ($\tau_0 \# 20$ kPa). On vérifie ensuite que les caractéristiques de la calotte glaciaire modèle sont les mêmes que celles déduites d'informations géomorphologiques (étendue, épaisseur, directions d'écoulement, ...). Cette approche a été menée pour les calottes nord-américaine et

nord-européenne [Reeh, 1984; Boulton et al., 1985; Fisher et al., 1985; Clark et al., 1996; Marshall et al., 1996]. Elle souffre de la connaissance encore imparfaite des lois de fluage de la glace et du till, et repose donc sur un grand nombre d'hypothèses *a-priori*.

3.3.2 Méthode inverse

La deuxième méthode consiste à déterminer les caractéristiques de l'écoulement glaciaire (direction, vitesse, valeur du cisaillement basal, *surges* éventuelles, ...) à partir des indices géomorphologiques qu'il a laissés sur son lit. Pour cela, il est nécessaire, d'une part, d'établir une classification des formes d'érosion et de sédimentation glaciaires et, d'autre part, de connaître leurs processus de formation. Les principales formes du relief glaciaire, et leur signification qualitative sont résumées dans les tableaux 3.1, 3.2 et 3.3.

Une estimation quantitative des paramètres de l'écoulement glaciaire (vitesse, valeur du cisaillement basal, épaisseur de glace, épaisseur et rhéologie du niveau de décollement, pression effective ...) devrait aussi être possible à partir de critères géomorphologiques. Par exemple, on peut raisonnablement supposer qu'un glissement basal rapide entraînera l'organisation du till sous-glaciaire en flûtes longues et étroites (Fig. 3.9a), alors qu'un glissement plus lent entraînera la formation de drumlins courts et larges (Fig. 3.9b) [Chorley, 1959; Clark, 1994]. Il a aussi été proposé que les rapports de forme des drumlins puissent donner des indications sur l'épaisseur et sur la rhéologie du till mobilisé dans le niveau de décollement sous-glaciaire [Hart, 1997; Hart and Smith, 1997]. De même, certaines formes permettraient, par exemple, de mettre en évidence des phénomènes de *surge* dans des glaciers disparus [Knudsen, 1995].

Différents modèles théoriques quantitatifs ont été proposés pour relier les formes du relief sous-glaciaire à la dynamique de l'écoulement qui les a créées [Boulton, 1987; Menzies and Rose, 1987]. Par inversion, ces modèles pourraient servir à déterminer les paramètres de l'écoulement glaciaire à partir de données géomorphologiques. Cependant, ces modèles sont encore approximatifs et souffrent d'observations de terrain trop rares pour les valider [Boyce and Eyles, 1991]. D'autre part, les formes du relief observées après la déglaciation ne sont qu'un état fini qui inclut toutes les modifications du lit au cours de la glaciation. Un problème essentiel est donc de déterminer si les formes du relief sont synchrones ou non, et éventuellement de les ordonner dans le temps. Il est aussi nécessaire de savoir si chacune de ces formes a été créée instantanément ou si elle résulte d'un processus de longue durée, ou encore si elle résulte de la superposition de plusieurs processus [Clark, 1994]. Du fait de ces incertitudes, la recherche de paléo-courants de glace à partir d'indices purement géomorphologiques a été rarement menée et reste controversée [Boulton and Clark, 1990a; Boulton and Clark, 1990b; Clark, 1992; Clark, 1993; Clark, 1994; Patterson, 1998].

Tableau 3.1. Description des formes d'érosion glaciaire et signification pour la reconstitution de calottes glaciaires [Bennett and Glasser, 1996].

	Ice-marginal meltwater channels
Striations	<p><i>Morphology:</i> small grooves scratched into bedrock surfaces, usually continuous over several metres. <i>Indicative of:</i> warm-based ice, orientated in the direction of local ice flow.</p>
Friction cracks	<p><i>Morphology:</i> crescentic-shaped gouges cut into bedrock surfaces. <i>Indicative of:</i> warm-based ice, may be used to indicate the direction of local ice flow.</p>
Micro crag and tails	<p><i>Morphology:</i> small tails of rock formed in the lee of resistant crystals, grains or nodules. <i>Indicative of:</i> warm-based ice and not only the orientation but also the sense of direction of local ice flow.</p>
p-forms	<p><i>Morphology:</i> smooth-walled 'sculpted' depressions and channels cut into bedrock. <i>Indicative of:</i> warm-based ice, abundant meltwater, low effective normal pressures, typical of thin ice.</p>
Whalebacks	<p><i>Morphology:</i> upstanding streamlined bedrock lumps with abraded surfaces. <i>Indicative of:</i> warm-based ice, high effective normal pressures, the absence of basal cavities. Such conditions may occur beneath thick, slow-moving ice with little available basal meltwater.</p>
Roches moutonnées	<p><i>Morphology:</i> upstanding bedrock lumps with both abraded and plucked faces. <i>Indicative of:</i> warm-based ice, low effective normal pressure, presence of basal cavities, abundant meltwater with regular fluctuations in basal water pressure. These conditions arise under thin, fast-flowing ice.</p>
Subglacial meltwater channels	<p><i>Morphology:</i> steep-sided channels cut into bedrock or till which may have an orientation that is discordant to the local topography. These channels may have an irregular up and down long profile. <i>Indicative of:</i> warm-based ice and of the pattern of subglacial drainage.</p>
	Regions of areal scour
	<p><i>Morphology:</i> areas of low relief smoothed into streamlined bumps and basins. Numerous rocks, moutonnées and whalebacks. All surfaces usually contain abundant striations and friction cracks. <i>Indicative of:</i> warm-based ice, basal cavities and fluctuating basal meltwater pressure. Common under relatively thin ice where low effective normal pressures and high ice velocities exist.</p>
	Glacial troughs
	<p><i>Morphology:</i> over-deepened valleys with smoothed, polished, steep walls and flat floors. <i>Indicative of:</i> warm-based ice, abundant meltwater and high ice velocities. The cross-sectional area of a trough may be related to ice discharge; the larger a trough, the greater the ice discharge.</p>
	Cirques
	<p><i>Morphology:</i> large armchair-shaped depressions cut into bedrock with steep walls and sides. They may contain a small enclosed basin which is often lake-filled. <i>Indicative of:</i> warm-based ice and abundant meltwater. Climate can only support local glaciers. Elevation of cirques may provide information about average regional snowlines within a deglaciated areas.</p>
	Giant stoss and lee forms
	<p><i>Morphology:</i> large upstanding bedrock hills or spurs with abraded up-ice and plucked down-ice faces. <i>Indicative of:</i> warm-based ice, low effective normal pressure, presence of basal cavities, abundant meltwater with regular fluctuations in basal water pressure. These conditions arise under thin, fast-flowing ice. They may indicate relatively low levels of glacial erosion, since they may be associated with preglacial valley spurs or bedrock hills.</p>
	Tunnel valleys
	<p><i>Morphology:</i> large, linear, steep-sided valleys or depressions which may contain enclosed basins in their floor. Tunnel valleys are usually infilled with sediment and occur both on the continental shelf and in lowland areas. <i>Indicative of:</i> origin unclear at present, although may be formed by subglacial meltwater.</p>

Ablation moraines

Morphology: variable, ranging from well-defined ridges to belts of mounds, ridges and enclosed hollows. Morphological form may be very strong and organised while buried ice persists and may reflect the structure of thrust and shear planes within the ice. *Indicative of:* the position of the ice margin. They result from high supraglacial debris content; high englacial debris content due to a mixed basal thermal regime and freezing of abundant debris; or are due to strong compressive thrusting at the ice margin transferring basal debris to the ice surface.

Hummocky moraine

Morphology: mounds, ridges and enclosed hollows with an irregular plan form distribution composed in part of supraglacial till. *Indicative of:* ice-marginal areas in which the surface cover of debris has prevented ablation. This may result from: high supraglacial debris content; high englacial debris content due to a mixed basal thermal regime and freezing on of abundant debris; or due to strong compressive thrusting at the ice margin transferring basal debris to the ice surface. It may form as a single area of hummocks or in increments at the ice margin. It is not indicative of widespread glacier stagnation. Any uniform pattern or organisation within the mound reflects the debris structure on or within the ice margin.

Morphology: low linear sediment ridges formed in the lee of boulders or bedrock obstacles ($L/W > 50$). *Indicative of:* local ice flow directions; thin ice, and the presence of warm-based ice.

Morphology: linear sediment ridges which may or may not be formed in the lee of bedrock obstacles ($L/W > 50$). *Indicative of:* local ice flow directions; thin ice, and the presence of warm-based ice.

Morphology: smooth oval-shaped or elliptical hills composed of glacial sediment ($L/W < 50$). Drumlins may possess other bedforms superimposed upon them, such as small drumlins, megaflutes and flutes. *Indicative of:* local ice flow directions, subglacial deformation, and warm-based ice. Superimposed drumlins may record changes in subglacial conditions and ice flow directions.

Morphology: streamlined ridges of glacial sediment orientated transverse to the direction of ice flow. The ridge may have a lunate form and be drumlinised. *Indicative of:* subglacial deformation and warm-based ice. May provide a record of changing ice flow patterns.

Tableau 3.2. Description des formes de sédimentation glaciaire et signification pour la reconstitution de calottes glaciaires [Bennett and Glasser, 1996].

Seasonal push moraines	<i>Morphology:</i> usually low sediment ridges transverse to the direction of ice flow. <i>Indicative of:</i> the position of the ice margin and of warm based ice in a maritime climate. They occur where winter ablation is less than winter ice velocity at the snout. Moraine spacing is usually a function of summer ablation and therefore air temperature. The number of moraines along a flow line may provide an estimate of the rate of retreat, assuming annual moraine formation.
Composite push moraines	<i>Morphology:</i> large multi-crested ridges transverse to the ice flow; the ice was not located along the crest of each ridge. <i>Indicative of:</i> position of the ice margin; may also suggest surging behaviour or strong ice compression at the ice margin either due to thermal variation at the snout or due to the presence of a focus for frontal tectonics.
Thrust moraines	<i>Morphology:</i> when ice-cored they consist of single or multicrosted ridges transverse to the ice flow. <i>Indicative of:</i> the tectonic structure, thrust and shear zones, within the ice. They do not provide direct evidence of ice marginal positions.
Dump moraines	<i>Morphology:</i> usually steep-sided ridges with well-developed scree-like bedding within them. Their morphology may be affected significantly by the withdrawal of lateral ice support. <i>Indicative of:</i> the position of the ice margin. Common as lateral moraines around the margins of warm-based glaciers, although they may occur as frontal moraines, particularly where the ice is cold-based. Cross-valley asymmetry in moraine size may indicate the patterns of debris supply within the glacier basin. Some moraines contain a distinct stratification which may be seasonal in nature.

Flutes

Megaflutes

Drumlins

Rogens

Mega-scale glacial lineations

Morphology: broad, low ridges of glacial sediment which can only be recognised clearly on satellite images (L/W>50). May possess smaller bedforms superimposed upon them.

Indicative of: regional ice flow patterns, subglacial deformation and probably the presence of warm-based ice. Superimposed bedforms record changes in subglacial conditions and ice flow directions.

**Crevasse-squeezed ridges
(Geometrical ridge network)**

Morphology: low, often straight ridges, with a rectilinear pattern in plan form.

Indicative of: stagnant ice often associated with surging glacier lobes, but may be preserved under cold ice if a change in basal thermal regime occurs post-formation. It may also be used to reconstruct crevasse patterns.

Tableau 3.3. Description des formes fluvioglaciaires et leur signification pour la reconstitution de calottes glaciaires [Bennett and Glasser, 1996].

Outwash fans	<p><i>Morphology:</i> low-angled fan-shaped accumulations of sand and gravel, with braided surface and a fan apex located at a meltwater portal. They usually have a steep ice-contact face which may contain kame and kettle topography.</p> <p><i>Indicative of:</i> a stationary ice margin with a relatively high meltwater/sediment discharge usually, although not exclusively, associated with a warm-based ice margin.</p>
Outwash plain	<p><i>Morphology:</i> flat surface of sand and gravel formed by braided river systems.</p> <p><i>Indicative of:</i> retreating ice margin with a relatively high meltwater/sediment discharge.</p>
Kames	<p><i>Morphology:</i> irregular collection of mounds and ridges, often with enclosed kettle holes or depressions.</p> <p><i>Indicative of:</i> areas of outwash deposition in which melt-out of buried ice occurred after the surface had been abandoned by the melt streams. Linear kames, often described as eskers, indicate the location of former channels and therefore stream patterns.</p>
Kame terraces	<p><i>Morphology:</i> valley-side terraces with outer edges which possess a concentration of kettle holes or belts of kame and kettle topography.</p> <p><i>Indicative of:</i> the position of the ice margin.</p>
Eskers	<p><i>Morphology:</i> steep-crested sinuous ridges of variable extent and size.</p> <p><i>Indicative of:</i> the location of discharge routes within the glacier. If they formed in englacial or subglacial tunnels they should follow the equipotential surface, in which case the eskers may be used to predict the surface slope of the glacier in which they formed.</p>
Braided eskers	<p><i>Morphology:</i> a multiple series of steep-crested sinuous ridges which form a bifurcating or anastomosing pattern.</p> <p><i>Indicative of:</i> glaciofluvial sedimentation on the surface of a glacier, may also be indicative of high-magnitude flow events.</p>

4. Dynamique de la dernière calotte glaciaire islandaise

4.1 Intérêt glaciologique de l'Islande

La plupart des études glaciologiques visent à déterminer quelles sont les caractéristiques intrinsèques de la dynamique glaciaire. En conséquence, très peu d'entre elles ont porté sur l'Islande, dont l'activité tectonique et volcanique est susceptible d'affecter considérablement l'écoulement de la glace. Cependant, les courants de glace les plus nombreux et les plus spectaculaires se trouvent dans la calotte glaciaire Ouest-Antarctique, qui est aussi une région tectoniquement et volcaniquement active. Les courants de glace de la calotte Est-Antarctique sont, quant à eux, systématiquement situés dans des paléo-rifts [Lawver *et al.*, 1993]. Durant la dernière glaciation, les principaux glaciers émissaires de la calotte patagonienne étaient eux aussi situés dans des paléo-rifts [Diraison *et al.*, 1997]. La formation de chenaux d'écoulement préférentiel de la glace est donc probablement très fortement contrôlée par la géologie et/ou l'activité tectonique et volcanique. Malheureusement, sous les calottes glaciaires actuelles, celles-ci ne peuvent être déduites que de mesures géophysiques indirectes [Anandakrishnan *et al.*, 1998; Bell *et al.*, 1998]. En particulier, le flux géothermique étant difficile à mesurer sous une calotte glaciaire, son influence sur l'écoulement de la glace est très mal connue [Siegert and Dowdeswell, 1996; Ritz *et al.*, 1997]. Pourtant, de rares études semblent montrer qu'il s'agit d'un paramètre fondamental dans les régions tectoniquement actives [Blankenship *et al.*, 1993; Blankenship *et al.*, 1998; Jonsson *et al.*, 1998].

L'environnement géologique de l'Ouest-Antarctique est proche de celui de l'Islande : il s'agit d'une zone de rift où le flux géothermique anormalement élevé présente des variations spatiales importantes et où il y a une forte activité volcanique [LeMasurier and Thomson, 1990; Behrendt *et al.*, 1992; Blankenship *et al.*, 1993; Behrendt *et al.*, 1995; Behrendt *et al.*, 1996; Blankenship *et al.*, 1998]. La reconstruction de la calotte qui recouvrait l'Islande durant la dernière glaciation et éventuellement la mise en évidence de paléo-courants de glace permettrait ainsi de mieux contraindre les causes de leur existence dans l'Ouest-Antarctique.

4.2 Dynamique de la dernière calotte glaciaire islandaise : influence du flux géothermique¹

4.2.1 Résumé

4.2.1.1 Reconstruction des lignes d'écoulement

Nous avons effectué une reconstruction de la dynamique de la dernière calotte glaciaire en Islande à partir des indices morphologiques qu'elle a laissés sur son lit. Afin de nous affranchir des incertitudes concernant les relations quantitatives entre la dynamique glaciaire et les formes

¹Le corps de cette partie est constitué d'une publication. Un résumé de la méthode utilisée et des principaux résultats obtenus est tout d'abord présenté.

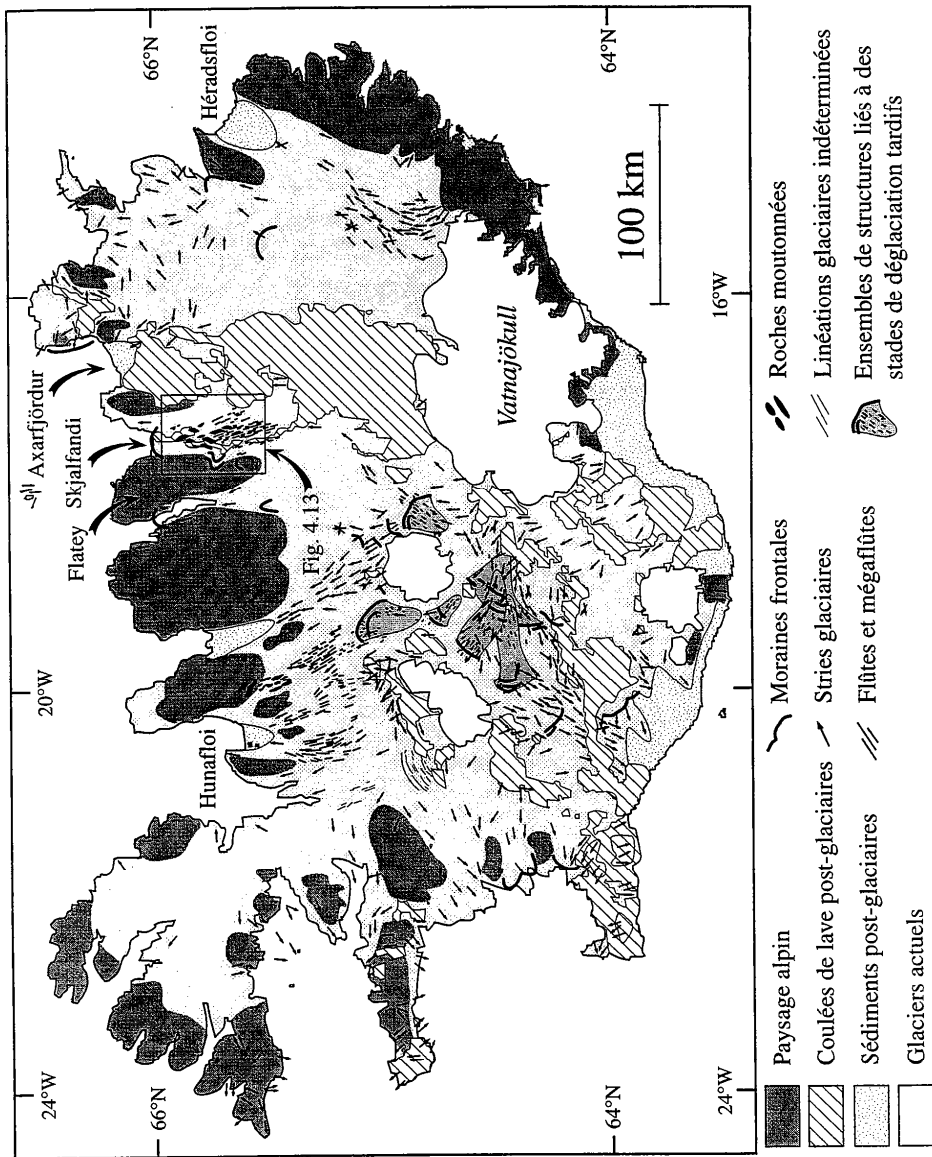


Figure 3.10. Carte de critères morphologiques des directions d'écoulement glaciaire, établie à partir d'une compilation des données de la littérature, de mesures de terrain, d'analyses d'images SPOT et de topographie numérique.

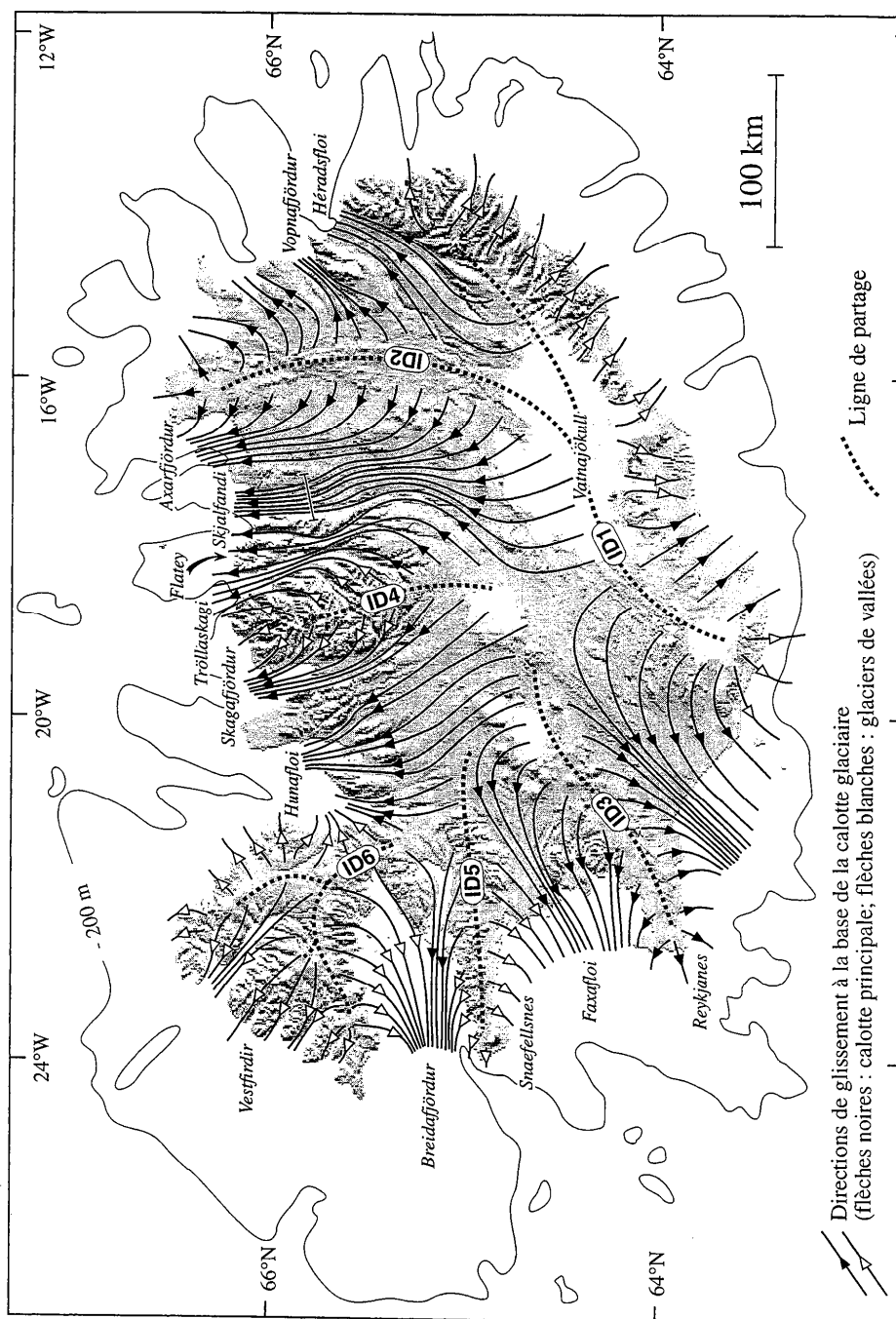


Figure 3.11. Reconstruction des lignes d'écoulement de la calotte glaciaire, basée sur les critères de la figure 3.10.

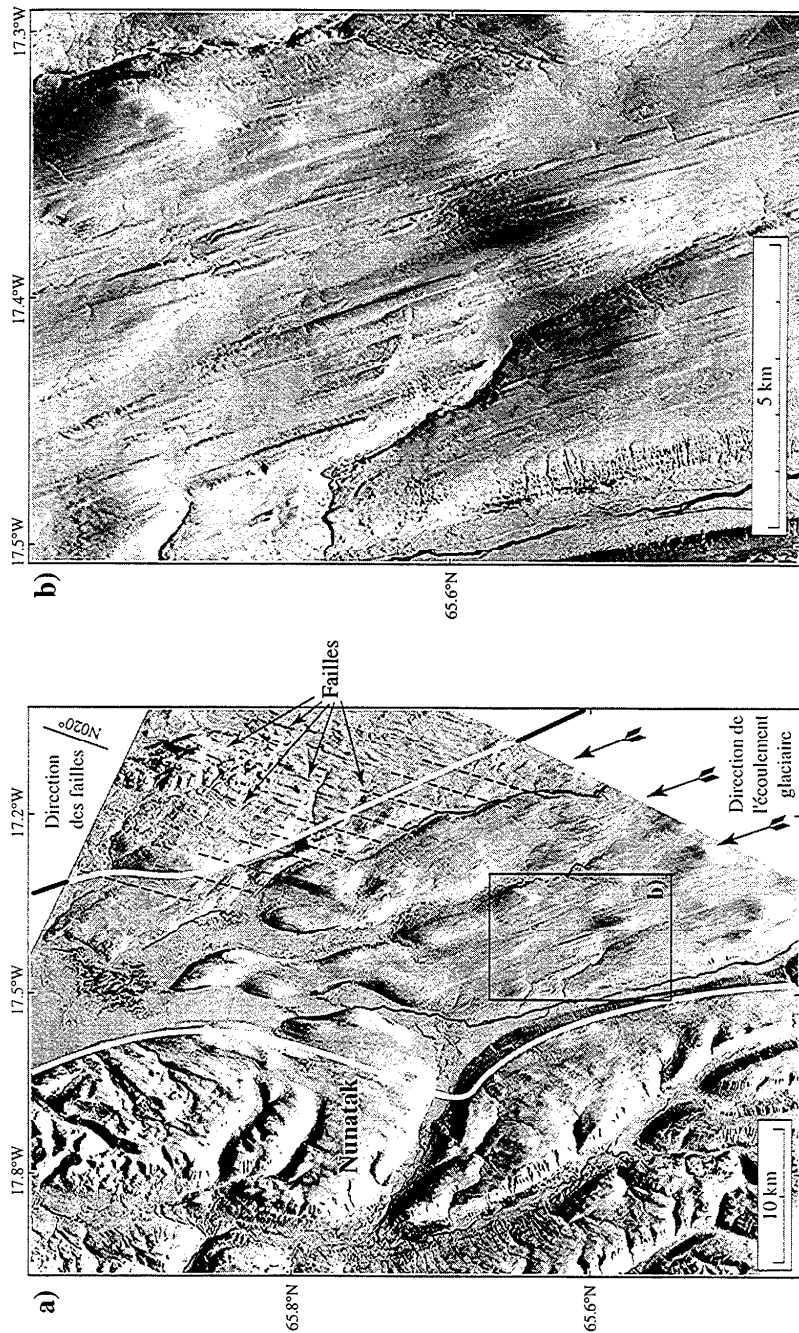


Figure 3.12. Image SPOT montrant le lit du courant glaciaire de Skjalafandi (localisation sur la figure 3.10). La région est complètement couverte de neige ; le soleil est très bas sur l'horizon, ce qui accentue le relief. **a)** Vue d'ensemble. Le contour approximatif du courant de glace est marqué par une ligne blanche. Le flanc Ouest est un nunatak qui culmine à 1000 m, et qui est reconnaissable à sa morphologie alpine. Sur le flanc Est, apparaissent des escarpements de failles parfaitement préservés. Sous le courant de glace, les blocs faillés ont été fortement érodés et ont acquis une forme losangique. **b)** Détail (localisation sur la figure 3.13a). Le till sous-glaciaire est organisé en flûtes étroites dont la longueur atteint 5 km.

du relief, discutées au § 3.2, nous n'avons utilisé ces formes que comme indices des *directions* d'écoulement. Nous avons tout d'abord effectué une synthèse des différents types d'indices directionnels (stries, flûtes, drumlins, roches moutonnées, moraines frontales et latérales) à partir de données de la littérature, d'observations de terrain, d'images SPOT et de topographie numérique (Fig. 3.10). A l'exception de quelques systèmes secondaires indépendants et liés à des stades tardifs de déglaciation au centre de l'île, nous avons considéré que tous les indices morphologiques étaient synchrones du dernier maximum glaciaire.

Nous avons tracé les lignes de partage de la calotte glaciaire dans les régions où ces indices étaient divergents. Puis nous avons tracé une série de lignes d'écoulement à intervalles réguliers, à partir des lignes de partage, en suivant les directions des indices morphologiques.

Sur le pourtour de l'île, la calotte glaciaire se divisait en glaciers émissaires qui s'écoulaient entre des nunataks partiellement couverts de glaciers de vallée [Hoppe, 1982; Norddahl, 1990; Norddahl, 1991]. Les nunataks présentent donc une morphologie alpine caractéristique, très différente de celle des régions qui étaient complètement couvertes de glace. Nous avons tracé les lignes d'écoulement de la calotte principale de telle manière qu'elles contournent les nunataks, identifiés par leur morphologie sur un modèle numérique de terrain (Fig. 3.11). A l'intérieur des nunataks, des vallées glaciaires en U, couvertes de moraines, forment des réseaux radiaux indépendants les uns des autres. Nous avons considéré que les glaciers couvrant les nunataks s'écoulaient le long de ces vallées, jusqu'à la mer ou jusqu'à leur jonction avec les glaciers émissaires de la calotte glaciaire principale (Fig. 3.11).

La reconstruction montre que la partie centrale de la calotte glaciaire était drainée par deux courants de glace principaux, qui s'écoulaient vers le SO et vers le NE, et qui étaient limités par deux groupes de lignes de partage approximativement parallèles (ID1-ID2 et ID3-ID4, Fig. 3.11). Les parties NO et NE de la calotte glaciaire étaient aussi drainées par des courants de glace, moins importants, et disposés de manière approximativement radiale. La partie SE s'écoulait jusqu'à la mer à travers un réseau plus ou moins parallèle de vallées. Dans l'ensemble, les lignes d'écoulement étaient beaucoup plus complexes que la disposition radiale à laquelle on s'attend dans le cas d'une calotte glaciaire approximativement circulaire.

4.2.1.2 Estimation de la vitesse d'un courant de glace

Le courant de glace qui drainait la partie centrale de la calotte vers le fjord de Skjalfandi, au Nord, était bordé à l'Ouest par un relief : la péninsule de Flatey (Fig. 3.11). L'altitude des plus hautes moraines latérales sur ce relief (500 - 600 m) permet d'estimer l'épaisseur de glace et d'en déduire la vitesse d'écoulement approximative. Etant donné le non-parallélisme des lignes d'écoulement, nous avons utilisé une forme bidimensionnelle de l'équation (3-2). Nous avons utilisé le taux d'accumulation fourni par des modélisations numériques du climat au dernier maximum glaciaire [Pollard and Thompson, 1997]. La vitesse d'écoulement ainsi

calculée, comprise entre 140 et 400 m/an, est tout à fait comparable à la vitesse des courants de glace actuels de l'Ouest-Antarctique, dont le contexte géologique est comparable.

La vitesse élevée de ce courant de glace est compatible avec les formes du relief observées sur son lit. Le socle basaltique est très érodé. Il présente des roches moutonnées de forme losangique, dont les flancs orientés NNE-SSO correspondent à d'anciens escarpements de failles, et dont les flancs orientés NNO-SSE représentent la direction d'écoulement glaciaire. Le till est organisé en nombreuses flûtes longues et étroites (Fig. 3.12). A l'inverse, le socle est peu érodé à côté du courant de glace : les escarpements de failles sont parfaitement préservés (Fig. 3.12).

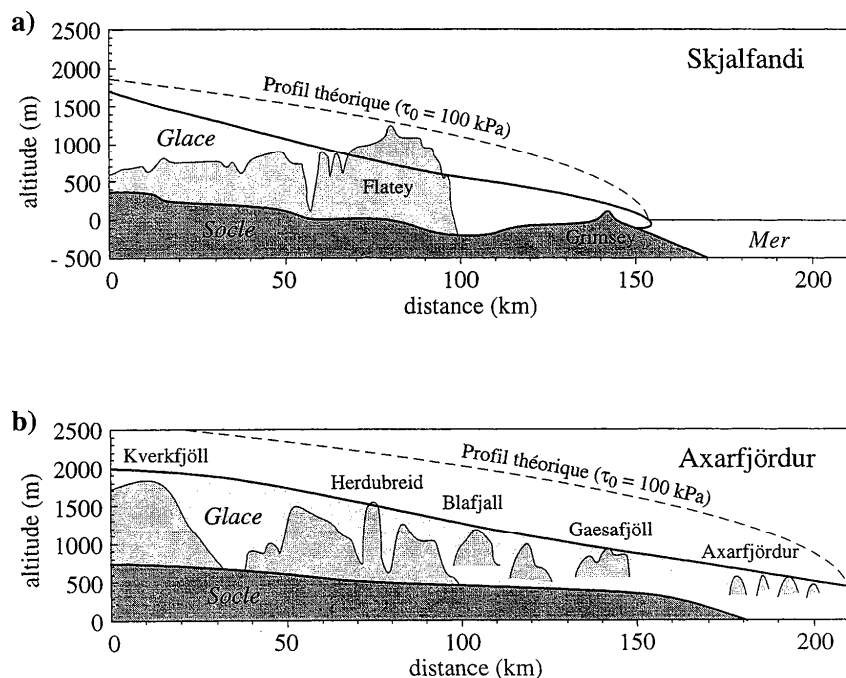


Figure 3.13. a) Profil du courant de glace de Skjalfandi reconstruit à partir de l'altitude des moraines latérales sur la péninsule de Flatey [Nordahl, 1991]. b) Profil du courant de glace d'Axarfjörður reconstruit à partir de la hauteur des volcans sous-glaciaires [Walker, 1965]. Pour comparaison, le profil théorique d'une calotte glaciaire ne reposant pas sur un niveau de décollement est indiqué sur chaque figure.

4.2.1.3 Profils topographiques de la surface des courants de glace

Norrdahl [1991] a effectué une reconstruction de la surface glaciaire dans le fjord de Skjalfandi à partir de l'altitude des moraines latérales sur la péninsule de Flatey (Fig. 3.13a). De même, *Walker* [1965] a reconstruit la surface glaciaire dans la Zone Volcanique Nord (Axarfjörður) à partir de la hauteur des volcans sous-glaciaires (Fig. 3.13b). Dans ces deux reconstructions, les profils topographiques présentent une partie concave, qui est comparable au profil topographique des courants de glace actuels en Antarctique (Fig. 3.5c). La figure 3.13 montre que les épaisseurs de glace sont très inférieures à celles d'une calotte glaciaire de 200 km de rayon, calculées à partir de l'équation (3-4). La topographie de la surface glaciaire est donc compatible avec la présence de courants de glace dans ces deux régions.

Les profils topographiques établis par *Walker* [1965] et par *Norrdahl* [1991] permettent d'estimer la valeur du cisaillement basal τ_b à l'aide de l'équation (4-3). La valeur calculée est de l'ordre de 30 kPa, ce qui suggère l'existence d'un niveau de décollement sous-glaciaire.

4.2.1.4 Nature du niveau de décollement

Nous avons observé l'existence d'un niveau de décollement sur le lit du courant de glace de Skjalfandi (Fig. 3.14a-c). Ce niveau de décollement présente de nombreuses figures d'échappement d'eau et de déformation tangentielle subhorizontale (plis d'entraînement, plis en fourreau, plans C-S, ...), qui attestent de la pression élevée de l'eau interstitielle et de la faible viscosité de l'ensemble.

Un apport permanent de sédiments meubles est nécessaire à la formation d'un niveau de décollement sous-glaciaire. Étant donnée l'absence de bassins sédimentaires en Islande, ce niveau était probablement alimenté par les produits des éruptions volcaniques sous-glaciaires. Ces produits sont principalement des hyaloclastites et des brèches basaltiques fines qui, gorgées d'eau, sont susceptibles de fournir un niveau de décollement très efficace. Cette hypothèse est confirmée par l'observation de figures de déformation tangentielle subhorizontale dans des hyaloclastites clairement identifiables, situées à proximité de leur site d'éruption (Fig. 3.14d).

4.2.1.5 Influence des anomalies géothermiques sur l'emplacement des courants de glace

Dans la partie centrale de l'île, les lignes de partage de la glace sont situées de part et d'autre de la zone de volcanisme actif. Cette dernière est occupée par des courants de glace. Cette disposition suggère un très fort contrôle de l'activité tectonique et volcanique sur l'écoulement glaciaire.

Des mesures de gradient géothermique dans des forages ont permis d'établir que le flux géothermique augmente en direction de la zone volcanique active (Fig. 3.15) [*Palmason et al.*, 1979; *Flovenz and Saemundsson*, 1993]. Dans la zone volcanique active elle-même, la valeur du flux géothermique n'est pas connue avec précision ; cependant, l'abondance des sources

hydrothermales indique qu'il s'agit d'une anomalie thermique majeure, à l'exception de la Zone Volcanique Est [Palmason *et al.*, 1979]. Il existe aussi des anomalies géothermiques en-dehors de la zone volcanique active (Fig. 3.15). Aussi bien dans la zone volcanique active qu'à l'extérieur, il existe une très bonne corrélation entre la localisation des anomalies géothermiques et l'emplacement des courants de glace déduits de la reconstruction (Fig. 3.15). La dynamique de la calotte glaciaire était donc principalement contrôlée par les variations spatiales du flux géothermique. La fusion de la glace au-dessus des anomalies géothermiques permettait la lubrification du lit et favorisait la formation de courants de glace. L'abondance d'eau dans la zone volcanique active est confirmée par l'observation de nombreux chenaux sous-glaciaires à proximité du Krafla, par exemple.

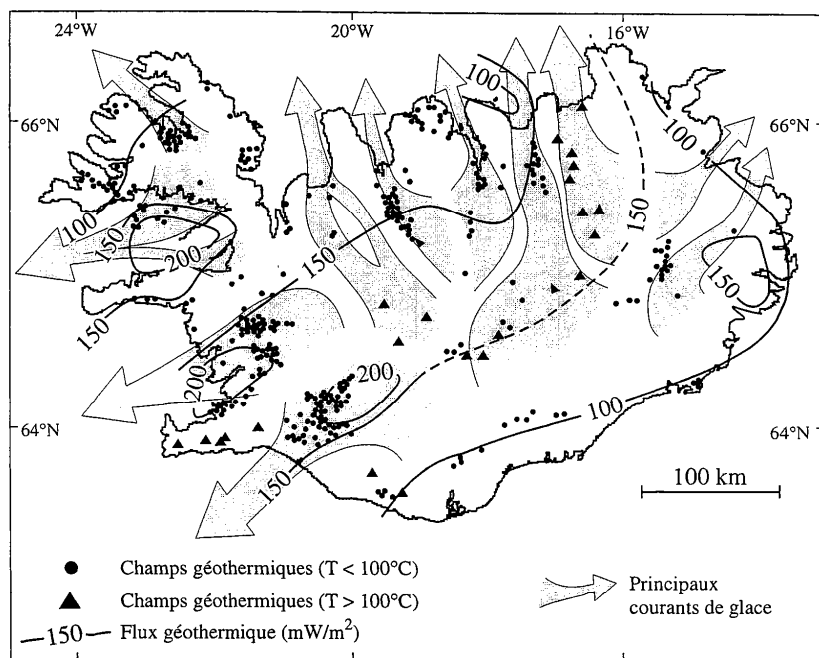
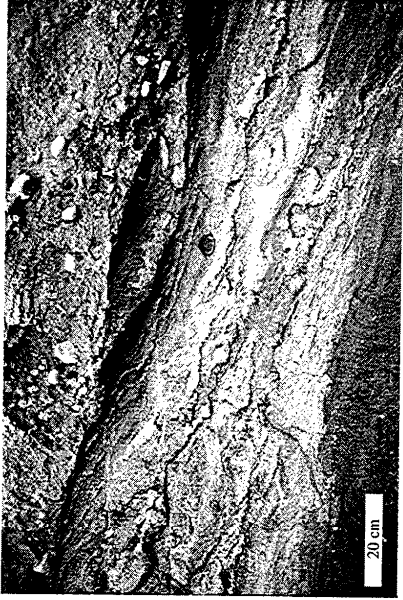


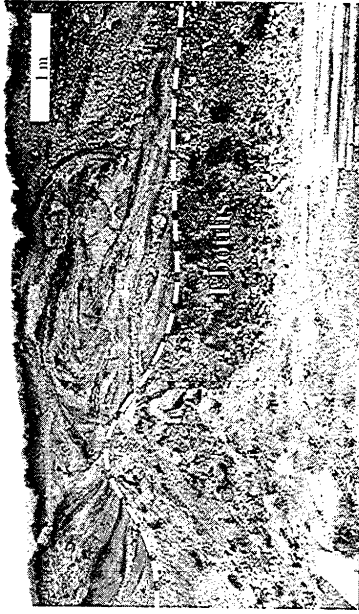
Figure 3.15. Comparaison entre la localisation des courants de glace déduits de la reconstruction et la localisation des anomalies géothermiques et des sources chaudes [Flovenz and Saemundsson, 1993; Arnorsson, 1995].



b) Plans de cisaillement subhorizontaux, till sous-glaciaire de Laugar (fjord de Skjalafandi)



d) Plan de cisaillement subhorizontal (indiqué par les flèches) et schistosité associée, hyaloclastite sous-glaciaire de Eldgja (N du Myrdalsjökull)



a) Plis d'entraînement, till sous-glaciaire de Laugar (fjord de Skjalafandi)



c) Plis d'entraînement (à droite) et figure d'échappement d'eau (à gauche, entourée en blanc), till sous-glaciaire de Laugar (fjord de Skjalafandi)

Figure 3.14. Figures de déformation et de suppression d'eau montrant que le till sous-glaciaire et les produits des éruptions volcaniques sous-glaciaires ont joué le rôle de niveaux de décollement permettant l'écoulement rapide des courants de glace.

.....

.....

.....

4.2.2 Influence du flux géothermique sur l'écoulement de la dernière calotte glaciaire islandaise, *article sous presse, Earth Surface Processes and Landforms, 24, 1-18 (1999)*
Copyright John Wiley & Sons Limited, reproduced with permission

GEOHERMAL CONTROL ON FLOW PATTERNS IN THE LAST GLACIAL MAXIMUM ICE SHEET OF ICELAND

OLIVIER BOURGEOIS*, OLIVIER DAUTEUIL AND BRIGITTE VAN VLIET-LANOË†
Géosciences Rennes, CNRS (UPR 4661), Campus Beaulieu, bât. 15, 35042 Rennes Cedex, France

Received 7 August 1998; Revised 6 May 1999; Accepted 28 June 1999

ABSTRACT

Because it is located both on the Mid-Atlantic Ridge and on a mantle plume, Iceland is a region of intense tectonics and volcanism. During the last glaciation, the island was covered by an ice sheet approximately 1000 m thick. A reconstruction of the ice flow lines, based on glacial directional features, shows that the ice sheet was partly drained through fast-flowing streams. Fast flow of the ice streams has been recorded in megascale lineations and flutes visible on the currently deglaciated bedrock, and is confirmed by simple mass balance considerations. Locations of the major drainage routes correlate with locations of geothermal anomalies, suggesting that ice stream activity was favoured by lubrication of the bed by meltwater produced in regions of high geothermal heat flux. Similar control of ice flow by geothermal activity is expected in ice sheets currently covering tectonically and volcanically active areas such as the West Antarctic ice sheet. Copyright © 1999 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS: ice stream; volcanism; heat flux; rift; Iceland; Antarctica

INTRODUCTION

The dynamics of ice sheets depends on internal parameters, such as the mechanical and thermal properties of the ice, and on external boundary conditions. The external conditions are (1) the topography, (2) the nature of the bed, (3) the distribution of accumulation, ablation and temperature at the surface, and (4) the geothermal heat flux at the base (Paterson, 1994). When past and present ice sheets are studied or modelled, proper attention is given to the topography, to the nature of the bed and to the atmospheric conditions (e.g. Marsiat, 1994; Clark *et al.*, 1996; Marshall *et al.*, 1996). In contrast, because the geothermal heat flux is measured with difficulty in glaciated regions, its effect on glacial flow is poorly known and is rarely taken into account (e.g. Ritz *et al.*, 1997; Jonsson *et al.*, 1998).

In tectonically and volcanically quiet regions, such as the Greenland and East Antarctica cratons, variations of geothermal heat flux in space and time are small and probably do not significantly affect glacial flow. However, there are major glaciated regions of the world that are also tectonically or volcanically active: tectonic control on glacier dynamics has been suggested in West Antarctica (Anandakrishnan *et al.*, 1998), East Antarctica (Lawver *et al.*, 1993), North America (Post, 1969) and South America (Diraison *et al.*, 1997).

In tectonically active regions, the mean geothermal heat flux can reach values up to four times greater than typical continental values. In addition to the overall high heat flux, local geothermal anomalies of kilometric size, exceeding the mean value by up to several orders of magnitude, can be associated with volcanoes (Björnsson, 1988; Blankenship *et al.*, 1993; Jonsson *et al.*, 1998). Contemporary examples suggest that these anomalies can strongly affect glacial flow. In Iceland, the central part of the Vatnajökull ice cap is partly

* Correspondence to: O. Bourgeois, Géosciences Rennes, CNRS (UPR 4661), Campus Beaulieu, bât. 15, 35042 Rennes Cedex, France. E-mail: olivier.bourgeois@univ-rennes1.fr

† Now at URA 719 CNRS, Sedimentologie et Géodynamique, SN5, Université Sciences et Techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

Contract/grant sponsor: CNRS-INSU

Contract/grant sponsor: Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires

Contract/grant sponsor: Groupe de Recherche Etudes Arctique

drained towards ice cauldrons created by melting above subglacial geothermal areas (Björnsson, 1988; Jonsson *et al.*, 1998). The West Antarctic ice sheet, located above an active rift zone (LeMasurier and Thomson, 1990; Blankenship *et al.*, 1993), is drained by ice streams flowing much more rapidly than the surrounding ice (Bentley, 1987). The mechanisms that allow fast flow of ice streams and the factors controlling their spatial distribution remain obscure (e.g. Alley *et al.*, 1987; Bentley, 1987; Clarke, 1987; Anandakrishnan and Alley, 1997; Marshall and Clarke, 1997; Payne and Dongelmans, 1997). Along with other hypotheses, the fast flow of the West Antarctic ice streams has been related to deformation of a water-saturated till layer, with the necessary meltwater supply originating from a subglacial geothermal anomaly upstream (Blankenship *et al.*, 1993).

These examples show that tectonic or volcanic activity can significantly affect glacial flow. However, these effects cannot be constrained easily in currently glaciated regions, because the conditions at the base and the presence of tectonic or volcanic activity can be inferred only from indirect geophysical measurements (e.g. Blankenship *et al.*, 1993). It is therefore suitable to study an area of well known tectonic and volcanic activity, formerly covered by an ice sheet and currently deglaciated. In Iceland, tectonics and volcanism, due to lithospheric spreading at the Mid-Atlantic Ridge, occurred during the last glaciation beneath an ice sheet approximately 1000 m thick. From a reconstruction of the flow patterns of this ice sheet, and from simple calculations, we illustrate how ice dynamics can be controlled by the geothermal heat flux associated with tectonic and volcanic activity.

GEOLOGICAL SETTING

Iceland is an emergent part of the Mid-Atlantic Ridge located above a mantle plume (Vogt, 1974; Wolfe *et al.*, 1997). The direction of divergence between the North American and European plates is N110°E, and the half-spreading rate is 0.9 cm a⁻¹ (DeMets *et al.*, 1994). At the present time, volcanism and tectonics due to lithospheric accretion occur in the Neovolcanic Zone, which connects the Reykjanes Ridge in the southwest, to the Kolbeinsey Ridge in the north (Figure 1). This area is covered by interglacial and subglacial volcanic formations younger than 700 ka. On both sides of the Neovolcanic Zone, the currently inactive external zone is made up of Tertiary basalts emplaced from 16 Ma to 700 ka. These basalts are affected by numerous normal faults and dykes trending NE to NNE (Moorbath *et al.*, 1968; Saemundsson, 1979).

The Neovolcanic Zone has been classically subdivided into three rift systems (Figure 1) (Saemundsson, 1979). The Western Volcanic Zone (WVZ) is the terrestrial prolongation of the Reykjanes Ridge. The Eastern Volcanic Zone (EVZ) lies 100 km farther east and extends from the Vestmann Islands in the south to the Vatnajökull glacier in the north. The Northern Volcanic Zone (NVZ) extends from the Vatnajökull glacier to the northern coast of Iceland. In addition, volcanism and tectonics are active in the Snaefellsnes peninsula in western Iceland. In the Neovolcanic Zone, lithospheric accretion is controlled by NNE-trending volcanic systems, generally comprising a central volcano dissected by a fissure swarm composed of tension fractures, normal faults and eruptive fissures (Saemundsson, 1978; Gudmundsson, 1998). Volcanic activity during the last glaciation is attested by the existence of numerous subglacial volcanoes, which display very characteristic morphologies and compositions (Kjartansson, 1966; Jones, 1969, 1970; Allen, 1979; Werner *et al.*, 1996). The location of these volcanoes shows that the eastern flank of the NVZ and the area located between the WVZ and the EVZ were active during glacial times (Bourgeois *et al.*, 1998).

THE WEICHSELIAN ICE SHEET

For the last 4 Ma, at least 20 glacial stages have affected Iceland (Einarsson and Albertsson, 1988; Geirsdottir and Eiriksson, 1994). The extent of the first glaciations was limited to the south-eastern part of the island, but, after 2.5 Ma, an ice sheet covered most of Iceland (Geirsdottir and Eiriksson, 1994). The last glaciation (Weichselian) probably began around 100 ka BP, culminated 21 ka BP at the Last Glacial Maximum (LGM), and ended around 10 ka BP (Einarsson and Albertsson, 1988; Norddahl, 1990; Ingolfsson, 1991).

Several lines of evidence have been used to estimate the extent of the ice sheet at the LGM. Terminal moraines, located at elevations of less than 100 m along the present-day coastline, have been related to

DYNAMICS OF ICE SHEETS

3

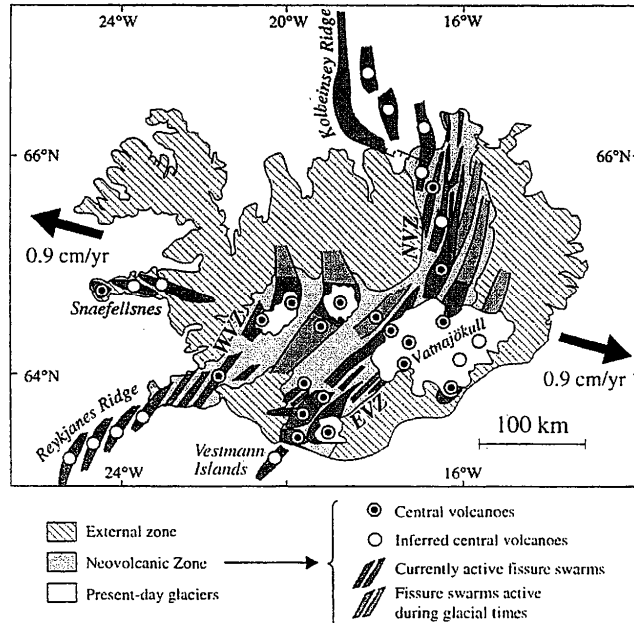


Figure 1. Geological setting. Iceland is a part of the Mid-Atlantic Ridge located between the Reykjanes Ridge to the southwest, and the Kolbeinsey Ridge to the north. At the present time, tectonic and volcanic activities occur in the Neovolcanic Zone, composed of three main branches, the Northern (NVZ), Western (WVZ) and Eastern (EVZ) Volcanic Zones. Within these zones, activity is located in fissure swarms associated with central volcanoes. During the last glaciation, the eastern flank of the NVZ and the region between the WVZ and the EVZ were also active

deglaciation stages around 12–10 ka; they suggest a wider extent of the ice sheet at the LGM (Figure 2) (Einarsson and Albertsson, 1988; Kaldal and Vikingsson, 1990; Norddahl, 1990; Ingolfsson, 1991; Geirsdottir *et al.*, 1997). Glacial coverage of the Iceland shelf is confirmed by the presence of glacial striae at sea level all along the coast and on Grimsey island, located 30 km to the north (Hoppe, 1982; Norddahl, 1990). On the shelf, 140 km west of Snæfellsnes, a ridge 25 to 30 m high and 800 m wide has been interpreted as being a terminal moraine, marking the maximal extent of the Weichselian ice sheet (Olafsdottir, 1975). At the edge of the shelf, Vogt *et al.* (1980) mapped glacially incised troughs filled by glacial sediment. For these reasons, the edge of the shelf, marked by the 200 m depth contour, is believed to have constituted the grounding line of the Weichselian ice sheet at the LGM (Norddahl, 1991). Down slope from the grounding line, the ice sheet turned into an ice shelf extending, at least during winter, over the whole Greenland–Norway–Iceland sea (CLIMAP Project Members, 1976).

The ice sheet, centred above SE Iceland, was drained by outlet glaciers disposed more or less radially between coastal nunataks (Figure 2). The nunataks, displaying a characteristic 'alpine' morphology, were covered by systems of valley glaciers, but their flat tops were not overlain by the main ice sheet (Sigbjarnarson, 1983; Norddahl, 1990, 1991). Vestfirðir peninsula, in the NW, was covered by a small independent ice cap (Hoppe, 1982).

The thickness of the ice sheet has been inferred from the elevations of the highest signs of glacial deposition or erosion and from the altitudes of subglacial volcanoes. In the southern and central parts of the island, its upper surface lay between 1500 and 2000 m in elevation. It decreased northwards, down to 300–

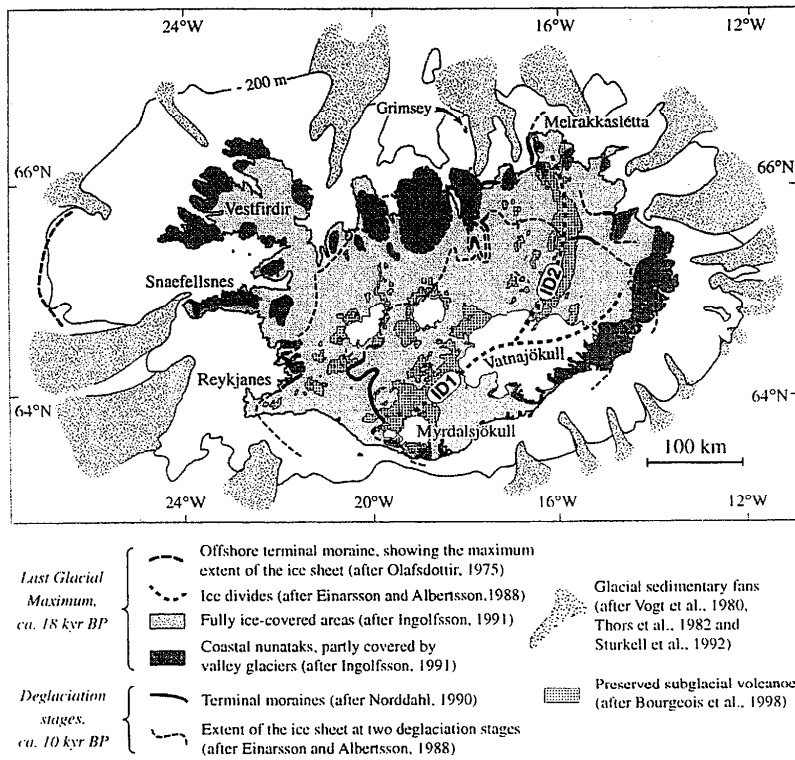


Figure 2. Extent of the Weichselian ice sheet. At the LGM, the ice sheet extended to the edge of the Icelandic shelf, marked by the 200 m depth contour. Some nunataks, partly covered by valley glaciers, remained in coastal areas. The main recognized ice divide (ID1) extended along the southeastern coast; a second one (ID2) extended northwards from Vatnajökull to Melrakkaslétta. Also shown are terminal moraines previously used to infer the extent of the ice sheet at two deglaciation stages, offshore glacial sedimentary fans, and preserved subglacial volcanic edifices

500 m along the present-day coastline (Walker, 1965; Kjartansson, 1966; Einarsson and Albertsson, 1988; Norddahl, 1990, 1991). Locations of the ice divides have been inferred from directions of glacial striae (Einarsson and Albertsson, 1988; Pétursson, 1991). The main ice divide (hereafter referred to as ID1) passed through Myrdalsjökull and Vatnajökull, parallel to the southeastern coast of Iceland. A second one (hereafter referred to as ID2) extended northwards from Vatnajökull to Melrakkaslétta in the northeast. The flow of the ice sheet from the ice divides towards the sea has been little studied (Kaldal and Vikingsson, 1990; Norddahl, 1991). In order to determine the effect of geothermal heat flux on glacial flow, we have performed a reconstruction of former ice flow lines on the basis of glacial directional features.

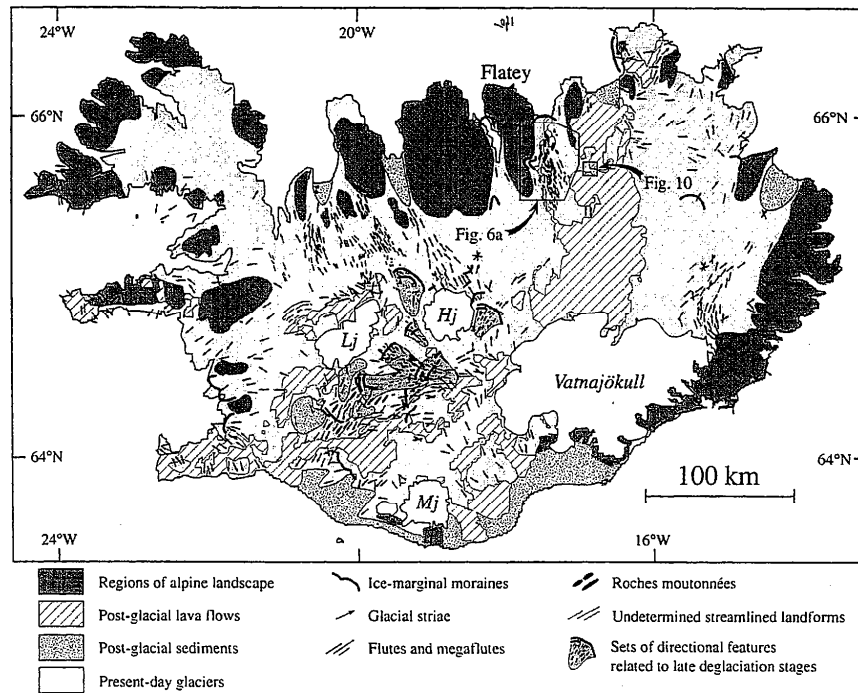


Figure 3. Map of glacial directional features used to reconstruct the flow patterns of the ice sheet (including new field data, data observed on SPOT and Landsat images, and field data from Kjartansson (1966, 1983), Saemundsson (1977), Saemundsson and Einarsson (1980), Hoppe (1982), Sigbjarnarson (1983), Johannesson *et al.* (1990), Kaldal and Vikingsson (1990), Norddahl (1991) and Pétursson (1991)). Boxes show the locations of Figures 6a and 10. Lj, Langjökull; Mj, Myrdalsjökull; Hj, Hofsjökull

FLOW PATTERNS OF THE ICE SHEET

Available data

To reconstruct the flow patterns of the ice sheet, we used several kinds of glacial directional features: striations, *roches moutonnées*, drumlins, flutes, megaflutes and ice-marginal moraines. The data set (Figure 3) includes glacial striae measured in the field, large-scale streamlined landforms observed on SPOT and Landsat images in northwest and north Iceland, and other data from the literature (Kjartansson, 1966, 1983; Saemundsson, 1977; Saemundsson and Einarsson, 1980; Hoppe, 1982; Sigbjarnarson, 1983; Johannesson *et al.*, 1990; Kaldal and Vikingsson, 1990; Norddahl, 1991; Pétursson, 1991). In addition, a digital elevation model (DEM), produced from the US Geological Survey files at 30 arcsec resolution, has been used to identify very large-scale landforms such as glacial valleys and nunataks.

Data consistency

Directional features mapped in Figure 3 seldom cross-cut each other. The more external ice-marginal moraines, corresponding to successive stages of deglaciation, are concentric and orthogonal to streamlined

landforms and striae. This arrangement shows that no major change in flow lines occurred during the first deglaciation stages, whilst the ice sheet covered the whole island. Thus in a first approximation, the directional features can be considered to represent the flow lines of the ice sheet at its maximal stage.

The only exceptions are located in central Iceland: in this area, glacial directional features are arranged in distinct sets, which cross-cut each other (Figure 3). Southeast of Langjökull, a set of NW-trending flutes and striae, associated with NE-trending moraines, are oblique to the general SW trend of striae. Northeast of Langjökull, a set of NNE-trending flutes, associated with WNW-trending moraines, are oblique to striae trending NNW. These sets are related to late deglaciation stages, when the ice sheet had already receded to the most central part of Iceland (Kjartansson, 1966; Kaldal and Vikingsson, 1990).

Reconstruction of flow patterns

In central Iceland, we drew ice divides in regions where the streamlined landforms were divergent. North of Vatnajökull, the location of ice divides is poorly constrained by glacial directional data (Figure 3). However, the location of preserved subglacial volcanoes can be used as a proxy for the location of ice divides: volcanic products erupted beneath an ice sheet are generally removed by ice flow as eruptions proceed, but are preserved beneath ice divides thanks to slow ice motion (Behrendt *et al.*, 1995; Bourgeois *et al.*, 1998). North of Vatnajökull, the location of ice divides inferred by Einarsson and Albertsson (1988) and by Pétursson (1991) is consistent with the location of preserved subglacial volcanoes younger than 0.8 Ma (Figure 2).

We drew flow lines at regular intervals from the ice divides towards the sea, following glacial directional features. Minor sets of streamlined landforms located in central Iceland and related to late deglaciation stages were neglected.

In coastal regions, the areas of alpine landscape (Figure 3), corresponding to nunataks, have been identified on the DEM. By comparison with current ice flow in Antarctica (see for example Bentley, 1987), the main ice sheet was assumed to flow around these nunataks, which behaved as emergent obstacles. Except in the Flatey Peninsula (northern Iceland, Figure 3), glacial valleys on the nunataks are arranged in individual radial systems centred at the summit of each nunatak. This arrangement shows that each nunatak had its own glacial system, whose dynamics were independent of the dynamics of the main ice sheet (Hoppe, 1982; Norddahl, 1991). We therefore considered the flow of glaciers on the nunataks independently from the flow of the main ice sheet: we assumed that alpine-type glaciers flowed radially away from nunatak summits, along present-day valleys, either to the sea, or until they joined outlet glaciers of the main ice sheet.

The map of flow lines for the whole ice sheet is presented in Figure 4. Because streamlined landforms reflect only the directions of sliding at the base of the ice, the overall flow, including internal creep, was probably slightly different from the proposed reconstruction. It should also be noted that the distribution of precipitation has not been taken into account in the reconstruction. Therefore, flow lines represent the direction of sliding at any given point of the map, but not the amount of ice flowing through this point.

Results

The two ice divides previously recognized by Einarsson and Albertsson (1988) and by Pétursson (1991) in south and east Iceland appear clearly (ID1 and ID2). Other ice divides extend from Reykjanes to Langjökull (ID3), from Hofsjökull to Tröllaskagi (ID4), along Snæfellsnes peninsula (ID5) and on Vestfirðir peninsula (ID6) (Figure 4). For a minor part of the ice sheet, located southeast of ID1, flow lines are approximately parallel and trend southeastwards. Another part of the ice sheet, located east of ID2, flows northeastwards and is channelled in Héradsfloi and Vopnafjörður areas. The central part of the ice sheet is channelled between ID1–ID2 to the east, and ID3–ID4 to the west. It flows either southwestwards along the present-day Hvita river, or northwards through channels located in Axarfjörður and Skjalfandi. To the NW of ID3–ID4, the overall radial flow is channelled in Skagafjörður, Hunafloi, Breidafjörður and Faxafloi. The ice, which flows radially away from the top of Vestfirðir towards the sea, joins outlet glaciers of the main ice sheet in Breidafjörður and Hunafloi.

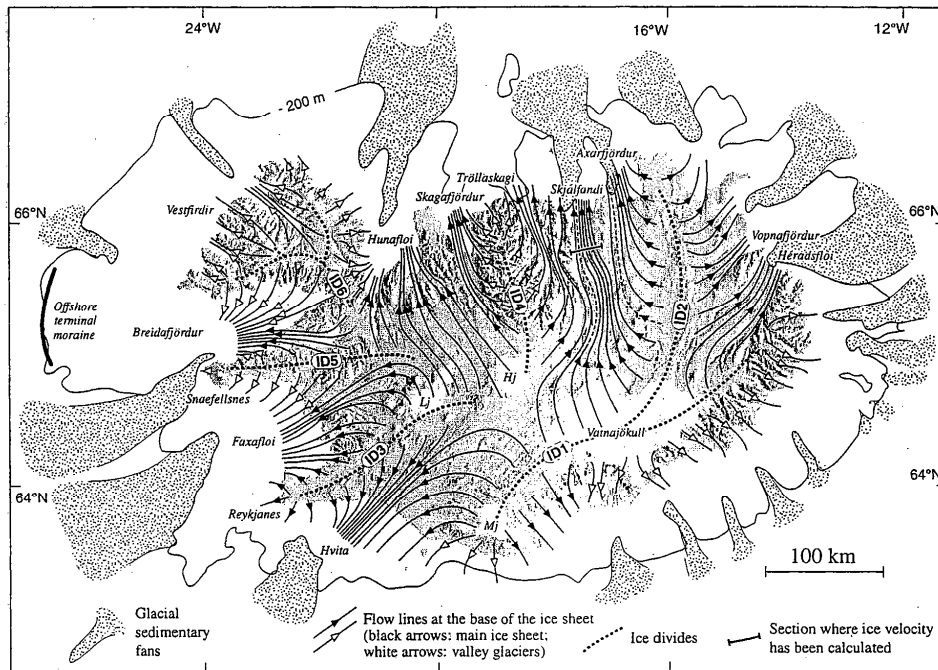


Figure 4. Reconstruction of the flow patterns of the ice sheet. Background: artificially shaded digital elevation model (DEM) established from US Geological Survey files at 30 arcsec resolution. The reconstruction is based on streamlined landforms mapped in Figure 3 and on large-scale glacial landforms (nunataks, glacial valleys) visible on the DEM. The main ice sheet (black arrow heads) has been distinguished from the valley glaciers flowing down from coastal nunataks (white arrow heads). In addition to the two ice divides formerly recognized on the eastern flank of the Neovolcanic Zone (ID1 and ID2), there are two other ice divides on its western flank (ID3 and ID4). The central part of the ice sheet is channelled between ID1-ID2 to the east, and ID3-ID4 to the west. It flows either southwestwards along the present-day Hvita river, or northwards through channels located in Axarfjörður and Skjalafandi. Other major ice routes are located in Héradsfloi, Vopnafjörður, Skagafjörður, Hunafloi, Breidafjörður and Faxafloi. Locations of off-shore glacial sedimentary fans (after Vogt *et al.*, 1980; Thors, 1982; Sturkell *et al.*, 1992) are consistent with locations of main ice routes. Stippled flow lines in Axarfjörður and Skjalafandi areas indicate locations of surface profiles shown on Figure 5

EVIDENCE FOR ICE STREAM ACTIVITY

A nearly circular ice sheet, as was the Weichselian ice sheet in Iceland, is expected to display a homogeneous pattern of radial flow from a more or less central area (e.g. Morland, 1997). Instead, in the reconstruction the ice sheet is drained through a number of narrow channels of parallel flow fed by convergent onset zones. The most prominent channels are those located in Skjalafandi, Axarfjörður and Hvita (Figure 4). They are bounded by two sets of parallel ice divides trending NE-SW (ID1-ID2 and ID3-ID4). Other channels are located in Faxafloi, Breidafjörður, Hunafloi, Skagafjörður, Vopnafjörður and Héradsfloi (Figure 4). Convergence of flow lines towards narrow channels of parallel flow strongly suggests ice stream activity. Geomorphological criteria for identifying ice streams in former ice sheets have been reviewed by Stokes and Clark (1999). Some of these criteria are:

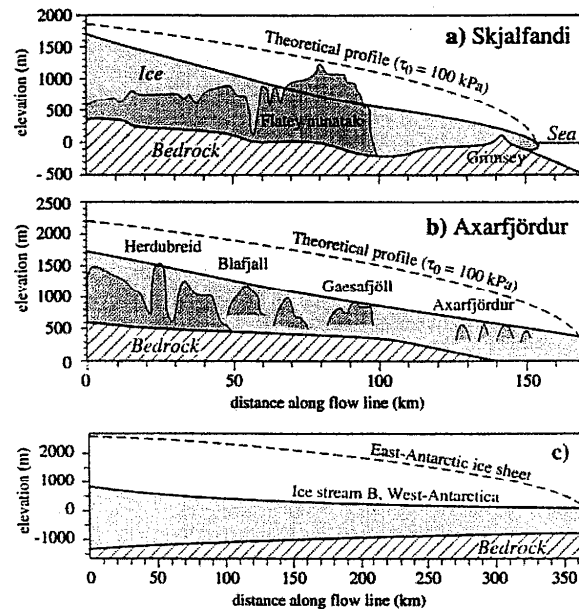


Figure 5. (a and b) Reconstructed profiles of the ice sheet in the Skjalafandi and Axarfjörður areas (locations shown by stippled flow lines in Figure 4; after Walker, 1965; Norddahl, 1991). The theoretical profile of a perfectly plastic circular ice sheet with a 200 km radius and a 100 kPa driving stress is drawn for comparison. (c) Surface profiles of Ice Stream B (West Antarctica) and of the East Antarctic ice sheet (after Bentley, 1987)

1. Shape and dimension in map view (length ≥ 150 km, width ≥ 20 km, parallel margins, highly convergent flow patterns in the onset area).
2. Swarms of streamlined bedforms with a large length to width ratio:
3. Abrupt lateral margins, revealed by sharp zonation of landforms.
4. Evidence of pervasively deformed basal till.
5. Offshore sediment accumulation fans.

Two criteria should be considered in addition to those listed by Stokes and Clark (1999):

6. Shape of the upper surface of the hypothesized ice stream. Most present-day ice streams display a concave-up long profile and are characterized by low surface slopes and elevations, compared to the theoretical convex-up profile of ice sheets (Figure 5c) (Bentley, 1987). Reconstructing the long profile of the former ice surface on the basis of geomorphological data (lateral moraines, trim lines on nunataks, etc.) could thus help identify former ice streams.
7. Ice velocity. Present-day ice streams are arteries of fast-flowing ice (typically 200 to 1000 m a^{-1} (Bentley, 1987; Clarke, 1987)). Estimating former ice velocities could thus provide additional evidence for ice stream activity.

None of the criteria listed above is sufficient by itself to postulate the existence of ice streams. On the other hand, it would be highly unlikely that all of the criteria should have been preserved in one location and that a former ice stream should be identified unambiguously. However, the combination in one location of a number of the criteria should be indicative of ice stream activity (Stokes and Clark, 1999). We now use these criteria in order to determine whether flow channels of the LGM Icelandic ice sheet were ice streams.

Shape and dimension in map view

As stated above, the channels of parallel flow located in Skjalfandi, Axarfjörður and Hvita are fed by highly convergent onset zones at their heads (Figure 4). These channels are approximately 20 km wide, which fits with the typical width of present-day ice streams. Their minimal length, measured from their head to the present-day coastline, is approximately 100 km. If the channels are assumed to have reached the edge of the shelf (200 m depth contour; Figure 4), their length is approximately 150–200 km, which lies in the lower range of present-day ice streams. Channels located in Faxaflói, Breidafjörður, Hunafloi, Skagafjörður, Vopnafjörður and Héradsfloi display less convergent flow patterns and smaller sizes.

Surface shape

Norrdahl (1991) used the highest signs of glacial erosion and deposition on nunataks to reconstruct the surface shape of the ice sheet in the Skjalfandi area. Walker (1965) used the elevation of subglacial volcanoes to reconstruct the surface shape of the ice sheet in the Axarfjörður area. Both reconstructions display a concave-up long profile (Figure 5a and b). The elevation of the ice surface is significantly lower than the theoretical profile calculated for a circular ice sheet with a 200 km radius and a 100 kPa driving stress. The reconstructed profiles are consistent with the surface shape of present-day ice streams (Figure 5c).

Ice velocity

Ice velocity can be estimated for the Skjalfandi channel from simple mass balance considerations (Figure 4). All the ice accumulating in the catchment basin above any section of the channel must be transferred downstream through this section. Steady-state velocity u through the section is then given by:

$$u = (bS)/(lh) \quad (1)$$

where b is the mean balance (accumulation minus ablation) of the glacier above the section, S is the surface area of the catchment basin above the section, and l and h are the width and thickness of the channel (Clarke, 1987).

Elevations of nunatak bases indicate an ice thickness (h) of 500 to 600 m for the section indicated on Figure 4 (Norrdahl, 1991). In this area, the channel width (l) is 20 km. The catchment basin has a surface area (S) of 8000 km². Numerical simulations indicate a mean balance (b) of 200 to 500 m ya⁻¹ for central Iceland at the LGM (Pollard and Thompson, 1997). Taking these ranges of values, Equation 1 gives a velocity (u) of between 140 and 400 m ya⁻¹. This high value is comparable to the velocities measured in the Greenland and West Antarctic ice streams. Highly convergent flow patterns suggest velocities of the same order of magnitude for the Axarfjörður and Hvita channels.

Bedforms and subglacial till deformation

A SPOT image of the bed of the former Skjalfandi channel is shown in Figure 6. The basaltic bedrock has been heavily scoured and displays numerous *roches moutonnées*. Networks of former faulted blocks in the basement, clearly visible on the eastern flank of the channel, have been intensively reshaped in the direction of ice flow beneath the channel (Figure 6a). The border between the area of intense erosion and the area where fault scarps are clearly visible is very sharp (< 3 km wide).

Beneath the channel, the subglacial till is organized in long, narrow flutes and mega-scale lineations, up to 5 km in length (Figure 6b). Field observations reveal intense and spatially extensive deformation of the subglacial till. Deformation figures include subhorizontal shear bands, drag folds with subhorizontal axial

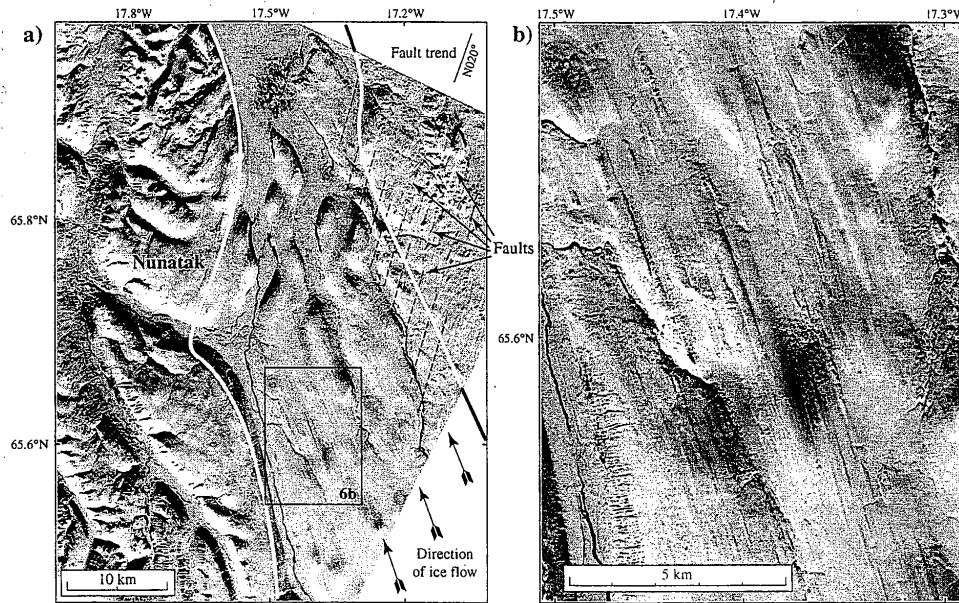


Figure 6. SPOT image (K–J: 714–214, date: 89/03/19, Panchromatic mode; location indicated on Figures 3 and 9), showing the bed of the Skjalafandi ice stream, on the western flank of the NVZ. The whole area is snow-covered. Relief is enhanced by low-angle sun illumination. (a) General view. The approximate margin of the stream is shown by a white line. The western flank is a nunatak, culminating at 1000 m elevation and deeply incised by glacial valleys. On the eastern flank, well preserved fault scarps trending NNE show that the basaltic bedrock has been little eroded. Scarcity of streamlined landforms suggests that this area was covered by nearly stagnant ice. In contrast, the bedrock beneath the stream has been heavily scoured. Former fault blocks, trending NNE, have been reshaped in the direction of ice flow. Elevation of the bed and of the eastern flank of the stream is 300 m. (b) Detailed view (location shown by box in (a)). Subglacial till is arranged in long, narrow flutes and mega-scale lineations, up to 5 km in length

planes, boudins, decollement surfaces and water escape features (Bourgeois, 1998). These features indicate that the water-saturated subglacial till behaved as a decollement layer, allowing fast flow of the overlying ice.

Most parts of the beds of the Axarfjörður and Hvíta channels are now covered by postglacial lava flows and sediments (Figure 3). However, in places where the glacial bed has not been concealed by Holocene formations, swarms of streamlined landforms with a large length to width ratio are visible on satellite images (Figure 3). Numerous flutes and megaflutes are also visible on the beds of the Hunafloi channels (Figure 3). These features, generally indicative of abundant basal meltwater, thin ice and fast flow, are consistent with ice stream activity (Clark, 1993, 1994; Bennett and Glasser, 1996).

Offshore sediment accumulation fans

Vogt *et al.* (1980) mapped several sedimentary fans of glacial origin at the edge of the shelf around Iceland (Figure 4). Seismic surveys also indicate 2 km thick sedimentary wedges at the mouths of Axarfjörður and Skjalafandi (Thors, 1982; Sturkell *et al.*, 1992). The most important fans are located downstream from ice flow channels (Figure 4). Though their ages and sedimentation rates are unknown, these fans provide evidence of focused accumulations of substantial sediment, which is consistent with ice stream activity.

The arguments listed above strongly suggest that the Skjalafandi channel was an ice stream. The highly convergent flow patterns in the onset areas of the Axarfjörður and Hvíta channels and the wide spatial extent

of their catchment basins suggest that these were also ice streams. However, streamlined bedforms and subglacial till deformation cannot be extensively observed on their beds because these regions are now concealed by postglacial lava flows and sediments. Though channels located in Faxafloi, Breidafjörður, Hunafloi, Skagafjörður, Vopnafjörður and Héradsfloi are less obvious candidates for ice streams, they undoubtedly were major drainage routes for the ice sheet.

DISCUSSION

External parameters controlling the direction and velocity of flow in an ice sheet are (1) the distribution of precipitation at the surface, (2) the bed topography, (3) the thermal conditions at the base and (4) the subglacial lithology. We now review these parameters in Iceland in order to determine how they can explain the reconstructed flow patterns and velocities.

Distribution of precipitation

Ice sheets flow from accumulation areas towards ablation areas. Hence locations of ice divides, and subsequently of drainage routes, can be controlled by locations of precipitation maxima. At the present day, oceanic and atmospheric circulation in the North Atlantic causes more abundant precipitation in the southern part of the island than in its northern part (Figure 7) (Björnsson *et al.*, 1979; Einarsson, 1988). Atmospheric and oceanic circulation obtained from climate reconstructions and numerical simulations suggests that this disparity also existed at the LGM (Figure 7) (CLIMAP Project Members, 1976; Sarnthein *et al.*, 1995; Ganopolski *et al.*, 1998). This disparity is consistent with the thickest part of the ice sheet being located in the

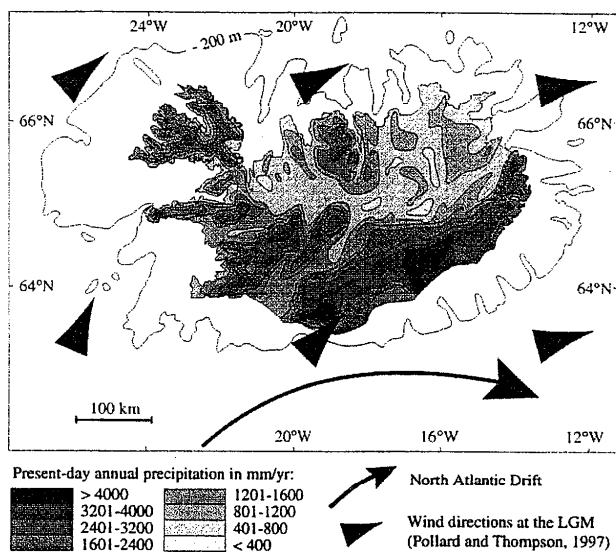


Figure 7. Present-day distribution of precipitation (Björnsson, 1979). Precipitation is very abundant in the southern part of the island, and decreases towards the north. Oceanic and atmospheric circulation obtained from climatic reconstructions (Sarnthein *et al.*, 1995; Pollard and Thompson, 1997) suggest that this disparity also existed at the LGM and was responsible for the location in south Iceland of the thickest part of the ice sheet

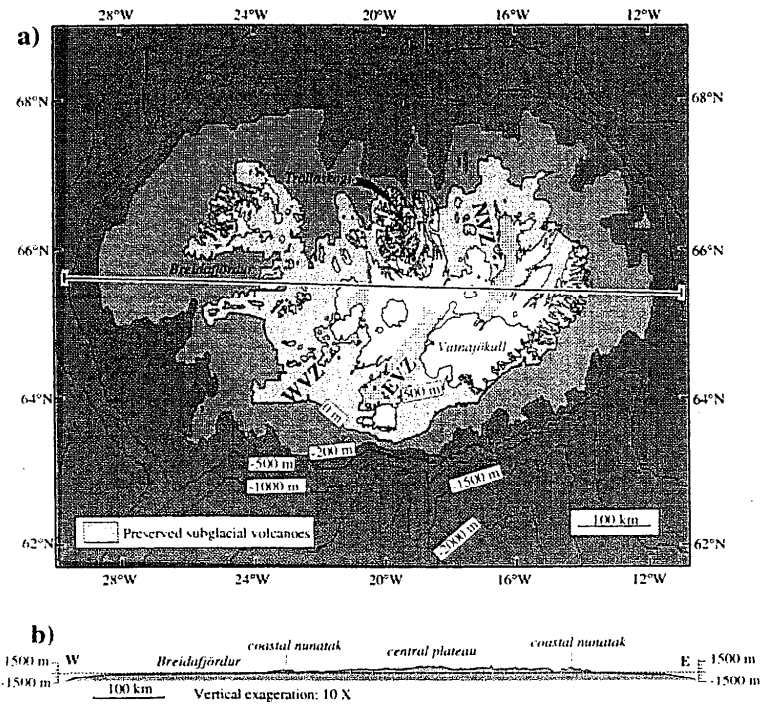


Figure 8. Topography of Iceland. (a) Topographic map. Elevation contours are drawn every 500 m, except for the -200 m contour, which marks the edge of the shelf. NVZ, Northern Volcanic Zone; EVZ, Eastern Volcanic Zone. (b) Topographic cross-section. Elevations are averaged on a 5 km wide interval along the line drawn in (a). The altitude of the flat tops of the coastal nunataks is comparable to the altitude of central Iceland (800–1200 m). Except for the glacially incised valleys; Iceland is a rather flat dome rising c. 2500 m above the surrounding ocean floor. The Neovolcanic Zone is poorly expressed in the topography

south of the island (Walker, 1965; Einarsson and Albertsson, 1988; Pétursson, 1991). On the other hand, given the oceanic and atmospheric circulation at the LGM, there is no climatic reason for ID1 and ID3 to trend NE. The existence around ID2 of a precipitation maximum, shaped as a 250 km long and 50 km wide N–S trending stripe, is also unlikely. The flowing pattern evidenced in the reconstruction cannot be explained solely by the distribution of precipitation.

Bed topography

If bedrock relief is sufficiently high with respect to ice thickness, it can play an important part in controlling the direction of ice flow. Similarity of elevations between the central plateau of Iceland and the flat tops of coastal nunataks suggests that Iceland would constitute a rather flat dome extending to the sea if it had not been dissected by glacial erosion (Figure 8). High elevations on the eastern flank of the NVZ and in the EVZ are due to subglacial volcanoes resting on the basaltic basement (Figure 8). Because subglacial volcanoes, composed of unconsolidated basaltic breccia and hyaloclastites, are easily removed by ice flow, they cannot have controlled locations of ice divides (Bourgeois *et al.*, 1998).

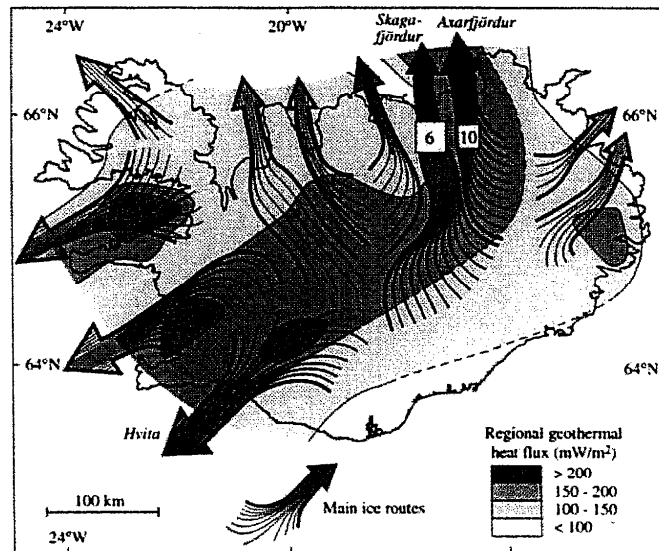


Figure 9. Correlation between flow patterns of ice sheet and geothermal heat flux. In order to avoid perturbations caused by circulation of warm water, the map of regional heat flux is based on values measured at carefully chosen sites away from hydrothermal areas (Flovenz and Saemundsson, 1993). The coincidence between location of main ice routes and location of thermal anomalies is striking. Locations of Figures 6 and 10 are shown by boxes

In the north, the uplifted Tröllaskagi area departs from the general dome shape of the island (Figure 8). This uplifted area flanks the Skjalfandi ice stream. In contrast, the Axarfjörður and Hvita ice streams are not controlled by bedrock relief (Figures 4 and 8). Except for the locations of ID4 and of the Skjalfandi stream, which may be explained by high elevations in the Tröllaskagi area, the flow of the ice sheet and the location of the main ice routes cannot be explained solely by the initial bed topography.

Geothermal heat flux

The geothermal heat flux can affect glacial flow in two ways. First, the ice can flow towards geothermal anomalies because the ablation rate in these regions is increased by intense basal melting (Jonsson *et al.*, 1998). Second, meltwater production above geothermal anomalies can favour saturation and deformation of the subglacial till, thus creating channels of preferential flow for the ice (Blankenship *et al.*, 1993). A current example of such enhanced melting above a subglacial geothermal anomaly is the subglacial lake filling the Grimsvötn caldera, beneath Vatnajökull. The 50 W m^{-2} heat flux associated with the caldera is responsible for melting $c. 8 \text{ m}_{\text{ice}} \text{ a}^{-1}$ on a surface area of 60 km^2 . The meltwater accumulates for a few years in the lake, until it drains suddenly in a flood through subglacial channels (Björnsson, 1988).

A map of geothermal heat flux is presented in Figure 9. There are two kinds of geothermal anomalies in Iceland: (1) anomalies caused by circulation of warm groundwater, and (2) anomalies with a deep lithospheric origin (Flovenz and Saemundsson, 1993; Arnorsson, 1995a, 1995b). In order to avoid

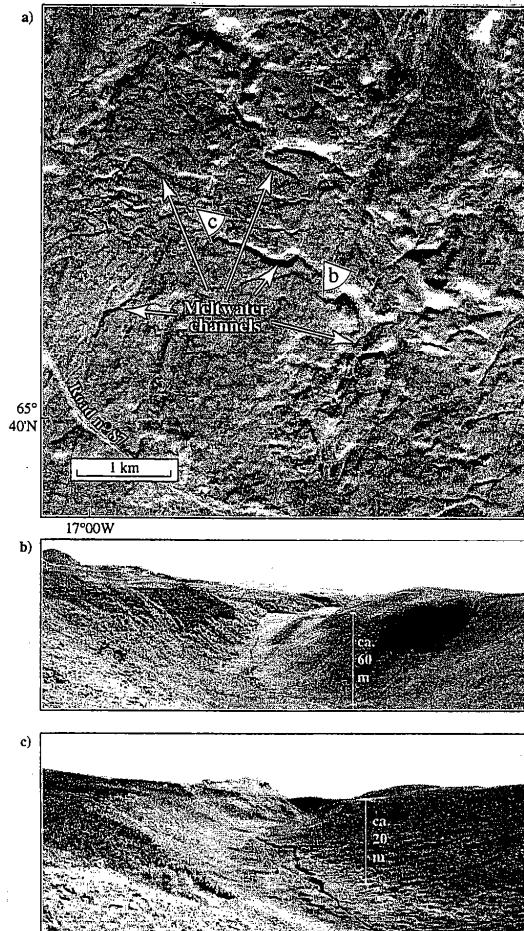


Figure 10. Subglacial meltwater channels near the Krafla volcano. (a) SPOT image (K-J: 717-214; date: 89/10/09; location indicated on Figures 3 and 9) showing part of the network. (b and c) Field photographs of two channels (angles of views shown in (a))

perturbations caused by water circulation, the presented map is based on values of geothermal gradient measured at carefully selected sites away from hydrothermal areas. Thus this map shows thermal anomalies with a deep lithospheric origin only (Flovenz and Saemundsson, 1993).

At first view, the conductive geothermal heat flux increases towards the Neovolcanic Zone, where it reaches its maximal values (Figure 9) (Palmason and Saemundsson, 1979; Flovenz and Saemundsson, 1993). Within the Neovolcanic Zone itself, because of the presence of a 500–1000 km thick permeable basalt

formation at the surface, heat is mainly transported by thermal convection of geothermal water and is evacuated through discrete high-temperature hydrothermal fields. This results in an apparently low conductive heat flux between hydrothermal fields. However, the average heat flux in the Neovolcanic Zone has been estimated to be as high as 375 mW m^{-2} (Flovenz and Saemundsson, 1993). Heat flux values are low in the EVZ, compared to the WVZ and NVZ (Figure 9). In addition to the general pattern of increasing heat flow towards the Neovolcanic Zone, there are four major anomalies: one on each side of the WVZ, one in Breidafjörður in west Iceland and one in east Iceland (Figure 9).

Comparison of reconstructed ice flow lines with the map of geothermal heat flux shows that positions of main ice routes correlate with locations of geothermal anomalies (Figure 9). The most probable ice streams (Skjalfandi, Axarfjörður and Hvita) were located in or close to the Neovolcanic Zone, where the geothermal heat flux reaches maximal values. A striking feature is the parallelism between the ice divides and the Neovolcanic Zone: ID1 and ID2 are on its eastern flank, ID3 and ID4 are on its western flank (compare Figures 1 and 4).

This spatial correlation suggests that the dynamics of the ice sheet was partly controlled by the geothermal heat flux. Enhanced ice melting above geothermal anomalies probably involved intense water production at the base of the ice sheet, thus favouring lubrication of the bed and controlling the location of major ice routes and ice streams.

Geomorphic evidence supports this interpretation: meltwater channels, up to 60 m deep, have been preserved in the NVZ, near the Krafla central volcano (Figure 10). The Krafla region is a very active geothermal area (Armansson *et al.*, 1987). Some of the channels are orientated transverse to the surface contours of the present-day topography, or have an 'up and down' long profile, which indicates that the channels are subglacial in origin. These channels give evidence of substantial ice melting in this area. Meltwater production was probably sufficient to allow initiation of ice stream activity in the Skjalfandi and Axarfjörður areas.

Subglacial lithology

Several studies have emphasized the importance of subglacial lithology on controlling the dynamics of ice sheets and the locations of ice streams. Constant supply of soft material from subglacial sedimentary basins would be necessary to maintain a layer of deformable till beneath ice streams (e.g. Clark *et al.*, 1996; Anandkrishnan *et al.*, 1998; Bell *et al.*, 1998). There are no sedimentary basins in Iceland. Subglacial volcanoes, however, might constitute sources for recharging the subglacial till layer: subglacial eruptions produce large amounts of fine-grained basaltic breccia and glass shards (hyaloclastites), which are transported downstream by ice flow and by subglacial floods (Bourgeois *et al.*, 1998). Further study of the composition of the subglacial till beneath the inferred ice streams would be necessary to support this hypothesis.

CONCLUSIONS

Flow lines of the Weichselian ice sheet in Iceland have been reconstructed on the basis of glacial directional features. The reconstruction reveals the existence of channels of preferential flow and of fast-flowing ice streams. Mega-scale lineations and pervasively deformed subglacial till have been well preserved on the bed of some ice streams. Iceland thus provides a unique opportunity to study the bed of former ice streams.

Dynamics of the ice sheet were controlled by a combination of several parameters. More abundant precipitation along the southern coast was responsible for the location of the thickest part of the ice sheet in the south of the island. Major ice routes were located above areas of high geothermal heat flux. Ice streams, draining the central part of the ice sheet, were located in the Neovolcanic Zone. Formation of ice streams was favoured by high geothermal heat flux values and probably also by the availability of soft material produced by subglacial volcanic eruptions. Quantification of the relative importance of geothermal heat flux, topography, climate and availability of soft material on controlling the dynamics of the ice sheet would require numerical modelling. This work, however, shows that the geothermal heat flux is a first-order parameter of the dynamics of ice sheets. Similar control of ice flow by geothermal activity is strongly

expected in ice sheets currently covering tectonically and volcanically active areas, such as the West Antarctic ice sheet (Blankenship *et al.*, 1993).

ACKNOWLEDGEMENTS

The field work was funded by CNRS-INSU (programme TECTOSCOPE), by the Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires (IFRTP) and by the Groupe de Recherche Etudes Arctique (GDRE 1069). SPOT images were purchased thanks to programmes PNTS, ISIS and to IFRTP. The digital elevation model of Iceland was produced from US Geological Survey public files. We are particularly grateful to Agust Gudmundsson for his constant interest in our work and for his help in the field, and to Denis Gapais for helpful comments about the manuscript. Very constructive reviews by Chris D. Clark and by an anonymous reviewer are acknowledged. And thanks to Chris R. Stokes and Chris D. Clark for sending us a pre-print of their paper on geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams.

REFERENCES

- Allen, C. C. 1979. 'Volcano-ice interactions on Mars', *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8048-8059.
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T. and Bentley, C. R. 1987. 'Till beneath ice stream B. 4. A coupled ice-till flow model', *Journal of Geophysical Research*, **92**, 8931-8940.
- Anandakrishnan, S. and Alley, R. B. 1997. 'Stagnation of ice stream C, West Antarctica by water piracy', *Geophysical Research Letters*, **24**, 265-268.
- Anandakrishnan, S., Blankenship, D. D., Alley, R. B. and Stoffa, P. L. 1998. 'Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations', *Nature*, **394**, 62-65.
- Arnason, H., Gudmundsson, A. and Steingrimsdottir, B. S. 1987. 'Exploration and development of the Krafla geothermal area', *Jökull*, **37**, 13-25.
- Arnorsson, S. 1995a. 'Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models-I. High-temperature areas', *Geothermics*, **24**, 561-602.
- Arnorsson, S. 1995b. 'Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models-II. Low-temperature areas', *Geothermics*, **24**, 603-629.
- Behrendt, J. C., Blankenship, D. D., Damaske, D. and Cooper, A. K. 1995. 'Glacial removal of late Cenozoic subglacially emplaced volcanic edifices by the West Antarctic ice sheet', *Geology*, **23**, 1111-1114.
- Bell, R. E., Blankenship, D. D., Finn, C. A., Morse, D. L., Scambos, T. A., Brozena, J. M. and Hodge, S. M. 1998. 'Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations', *Nature*, **394**, 58-62.
- Bennett, M. R. and Glasser, N. F. 1996. *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*, John Wiley & Sons, Chichester, 364 pp.
- Bentley, C. R. 1987. 'Antarctic ice streams: a review', *Journal of Geophysical Research*, **92**, 8843-8858.
- Björnsson, A., Johnsen, G., Sigurdsson, S., Thorbergsson, G. and Tryggvason, E. 1979. 'Rifting of the plate boundary in North Iceland 1975-1978', *Journal of Geophysical Research*, **84**, 2855-2860.
- Björnsson, H. 1979. 'Glaciers in Iceland', *Jökull*, **29**, 74-80.
- Björnsson, H. 1988. *Hydrology of Ice Caps in Volcanic Regions*, Societas Scientiarum Islandica-University of Iceland, Reykjavik, 139 pp.
- Blankenship, D. D., Bell, R. E., Hodge, S. M., Brozena, J. M., Behrendt, J. C. and Finn, C. A. 1993. 'Active volcanism beneath the West Antarctic ice sheet and implications for ice-sheet stability', *Nature*, **361**, 526-529.
- Bourgeois, O. 1998. *Processus d'extension lithosphérique en Islande. Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires (Lithospheric extension in Iceland. Interactions with Quaternary ice sheets)*, PhD thesis, University of Rennes 1, Rennes, France.
- Bourgeois, O., Dauteuil, O. and Van Vliet-Lanoë, B. 1998. 'Subglacial volcanism in Iceland: tectonic implications', *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 165-178.
- Clark, C. D. 1993. 'Mega-scale lineations and cross-cutting ice flow landforms', *Earth Surface Processes and Landforms*, **18**, 1-29.
- Clark, C. D. 1994. 'Large-scale ice moulding: a discussion of genesis and glaciological significance', *Sedimentary Geology*, **91**, 253-268.
- Clark, P. U., Licciardi, J. M., MacAyeal, D. R. and Jenson, J. W. 1996. 'Numerical reconstruction of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet during the last glacial maximum', *Geology*, **24**, 679-682.
- Clarke, G. K. 1987. 'Fast glacial flow: ice streams, surging, and tidewater glaciers', *Journal of Geophysical Research*, **92**, 8835-8841.
- CLIMAP Project Members 1976. 'The surface of the Ice-Age Earth', *Science*, **191**, 1131-1137.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S. 1994. 'Effect of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions', *Geophysical Research Letters*, **21**, 2191-2194.
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D. and Rossello, E. A. 1997. 'Magellan Strait: part of a Neogene rift system', *Geology*, **25**, 703-706.
- Einarsson, M. A. 1988. 'Precipitation in southwestern Iceland', *Jökull*, **38**, 61-67.
- Einarsson, T. and Albertsson, K. J. 1988. 'The glacial history of Iceland during the past three million years', *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **318**, 637-644.
- Flovenz, O. G. and Saemundsson, K. 1993. 'Heat flow and geothermal processes in Iceland', *Tectonophysics*, **225**, 123-138.

- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Petoukhov, V. and Claussen, M. 1998. 'Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity', *Nature*, **391**, 351–356.
- Geirsdóttir, A. and Eiríksson, J. 1994. 'Growth of an intermittent ice sheet in Iceland during the Late Pliocene and Early Pleistocene', *Quaternary Research*, **42**, 115–130.
- Geirsdóttir, A., Hardardóttir, J. and Eiríksson, J. 1997. 'The depositional history of the Younger Dryas-Preboreal Budi moraines in south-central Iceland', *Arctic and Alpine Research*, **29**, 13–23.
- Gudmundsson, A. 1998. 'Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics', *Journal of Geophysical Research*, **103**, 7401–7412.
- Hoppe, G. 1982. 'The extent of the last inland ice sheet of Iceland', *Jökull*, **32**, 3–11.
- Ingólfsson, O. 1991. 'A review of the Late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland', in Maizels, J. L. and Caseldine C. J. (Eds), *Environmental Changes in Iceland: Past and Present*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 13–29.
- Johannesson, H., Jakobsson, S. P. and Saemundsson, K. 1990. Geological Map of Iceland, Sheet 6, South-Iceland, Museum of Natural History and the Iceland Geodetic Survey, Reykjavik.
- Jones, J. G. 1969. 'Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland-I', *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **124**, 197–211.
- Jones, J. G. 1970. 'Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, southwest Iceland-II', *Journal of Geology*, **78**, 127–140.
- Jonsson, S., Adam, N. and Björnsson, H. 1998. 'Effects of subglacial geothermal activity observed by satellite radar interferometry', *Geophysical Research Letters*, **25**, 1059–1062.
- Kaldal, I. and Víkingsson, S. 1990. 'Early Holocene deglaciation in central Iceland', *Jökull*, **40**, 51–66.
- Kjartansson, G. 1966. 'Sur la récession glaciaire et les types volcaniques dans la région du Kjölur sur le plateau central de l'Islande', *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **16**, 23–39.
- Kjartansson, G. 1983. Geological Map of Iceland, Sheet 5, Mid-Iceland, Cultural Fund, Reykjavik.
- Lawver, L. A., Dalziel, I. W. D. and Sandwell, D. T. 1993. 'Antarctic plate: tectonics from a gravity anomaly and infrared satellite image', *GSA Today*, **3**, 117–122.
- LeMasurier, W. E. and Thomson, J. W. 1990. Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans, Antarctic Research Series, American Geophysical Union, Washington D.C., 487 pp.
- Marshall, S. J. and Clarke, G. K. C. 1997. 'A continuum mixture model of ice stream thermomechanics in the Laurentide Ice Sheet 2. Application to the Hudson Strait Ice Stream', *Journal of Geophysical Research*, **102**, 20615–20637.
- Marshall, S. J., Clarke, G. K. C., Dyke, A. S. and Fisher, D. A. 1996. 'Geologic and topographic controls on fast flow in the Laurentide and Cordilleran Ice Sheets', *Journal of Geophysical Research*, **101**, 17827–17839.
- Marsiat, I. 1994. 'Simulation of the northern hemisphere continental ice sheets over the last glacial-interglacial cycle: experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice sheet model coupled to a zonally averaged climate model', *Paleoclimates*, **1**, 59–98.
- Moorbath, S., Sigurdsson, H. and Goodwin, R. 1968. 'K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland', *Earth and Planetary Science Letters*, **4**, 197–205.
- Morland, L. W. 1997. 'Radially symmetric ice sheet flow', *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, **355**, 1873–1904.
- Norddahl, H. 1990. 'Late Weichselian and Early Holocene deglaciation history of Iceland', *Jökull*, **40**, 27–50.
- Norddahl, H. 1991. 'A review of the glacial maximum concept and the deglaciation of Eyjafjörður, North Iceland', in Maizels, J. L. and Caseldine, C. J. (Eds), *Environmental Changes in Iceland: Past and Present*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 31–47.
- Ólafsdóttir, T. 1975. 'A moraine ridge on the Iceland shelf, west of Breidafjörður' (in Icelandic with english summary), *Naturvæðingurinn*, **45**, 31–36.
- Palmason, G. and Saemundsson, K. 1979. 'Summary of conductive heat flow in Iceland', in Cermak, V. and Rybach, L. (Eds), *Terrestrial Heat Flow in Europe*, Springer, Berlin, 218–220.
- Paterson, W. S. B. 1994. *The Physics of Glaciers*, 3rd edn, Pergamon Press, Oxford, 480 pp.
- Payne, A. J. and Dongelmans, P. W. 1997. 'Self-organization in the thermomechanical flow of ice sheets', *Journal of Geophysical Research*, **102**, 12219–12233.
- Pétursson, H. G. 1991. 'The Weichselian glacial history of West Melrakkaslétta, Northeastern Iceland', in Maizels, J. L. and Caseldine, C. J. (Eds), *Environmental Changes in Iceland: Past and Present*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 49–65.
- Pollard, D. and Thompson, S. L. 1997. 'Climate and ice-sheet mass balance at the Last Glacial Maximum from the Genesis version 2 global climate model', *Quaternary Science Reviews*, **16**, 841–863.
- Post, A. S. 1969. 'Distribution of surging glaciers in western North America', *Journal of Glaciology*, **8**, 229–240.
- Ritz, C., Fabre, A. and Letreguilly, A. 1997. 'Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters: Consequences for the evolution through the last climatic cycle', *Climate Dynamics*, **13**, 11–24.
- Saemundsson, K. 1977. Geological Map of Iceland, Sheet 7, NE-Iceland, Iceland Geodetic Survey and Museum of Natural History, Reykjavik.
- Saemundsson, K. 1978. 'Fissure swarms and Central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland', *Geological Journal, Special Issue*, **10**, 415–432.
- Saemundsson, K. 1979. 'Outline of the geology of Iceland', *Jökull*, **29**, 7–28.
- Saemundsson, K. and Einarsson, S. 1980. Geological Map of Iceland, Sheet 3, SW-Iceland, Museum of Natural History and the Iceland Geodetic Survey, Reykjavik.
- Samthein, M. et al. 1995. 'Variations in Atlantic surface paleoceanography, 50–80N: a time slice record of the last 30 000 years', *Paleoceanography*, **10**, 1063–1094.
- Sigbjarnarson, G. 1983. 'The Quaternary Alpine Glaciation and Marine Erosion in Iceland', *Jökull*, **33**, 87–98.
- Stokes, C. R. and Clark, C. D. 1999. 'Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams', *Annales of Glaciology*, **28** (in press).
- Sturkell, E., Brandsdóttir, B., Shimamura, H. and Mochizuki, M. 1992. 'Seismic crustal structure along the Axarfjörður trough at the

- eastern margin of the Tjörnes fracture zone, N-Iceland', *Jökull*, **42**, 13–23.
- Thors, K. 1982. 'Shallow seismic stratigraphy and structure of the southernmost part of the Tjörnes Fracture Zone', *Jökull*, **32**, 107–112.
- Vogt, P. R. 1974. 'The Iceland Phenomenon: Inprints of a hot spot on the ocean crust, and implications for flow beneath the plates', in Kristjansson, L. (Ed.), *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, Reidel, Dordrecht, 105–126.
- Vogt, P. R., Johnson, G. L. and Kristjansson, L. 1980. 'Morphology and magnetic anomalies north of Iceland', *Journal of Geophysics*, **47**, 67–80.
- Walker, G. P. L. 1965. 'Some aspects of Quaternary volcanism in Iceland', *Transactions of the Leicester Literary and Philosophical Society*, **49**, 25–40.
- Werner, R., Schmincke, H. U. and Sigvaldason, G. 1996. 'A new model for the evolution of table mountains: volcanological and petrological evidence from Herdubreid and Herdubreidatögl volcanoes (Iceland)', *Geologisches Rundschau*, **85**, 390–397.
- Wolfe, C. J., Bjarnason, I. T., VanDecar, J. C. and Solomon, S. C. 1997. 'Seismic structure of the Iceland mantle plume', *Nature*, **385**, 245–247.

Troisième partie : Influence de l'activité tectonique sur l'écoulement glaciaire

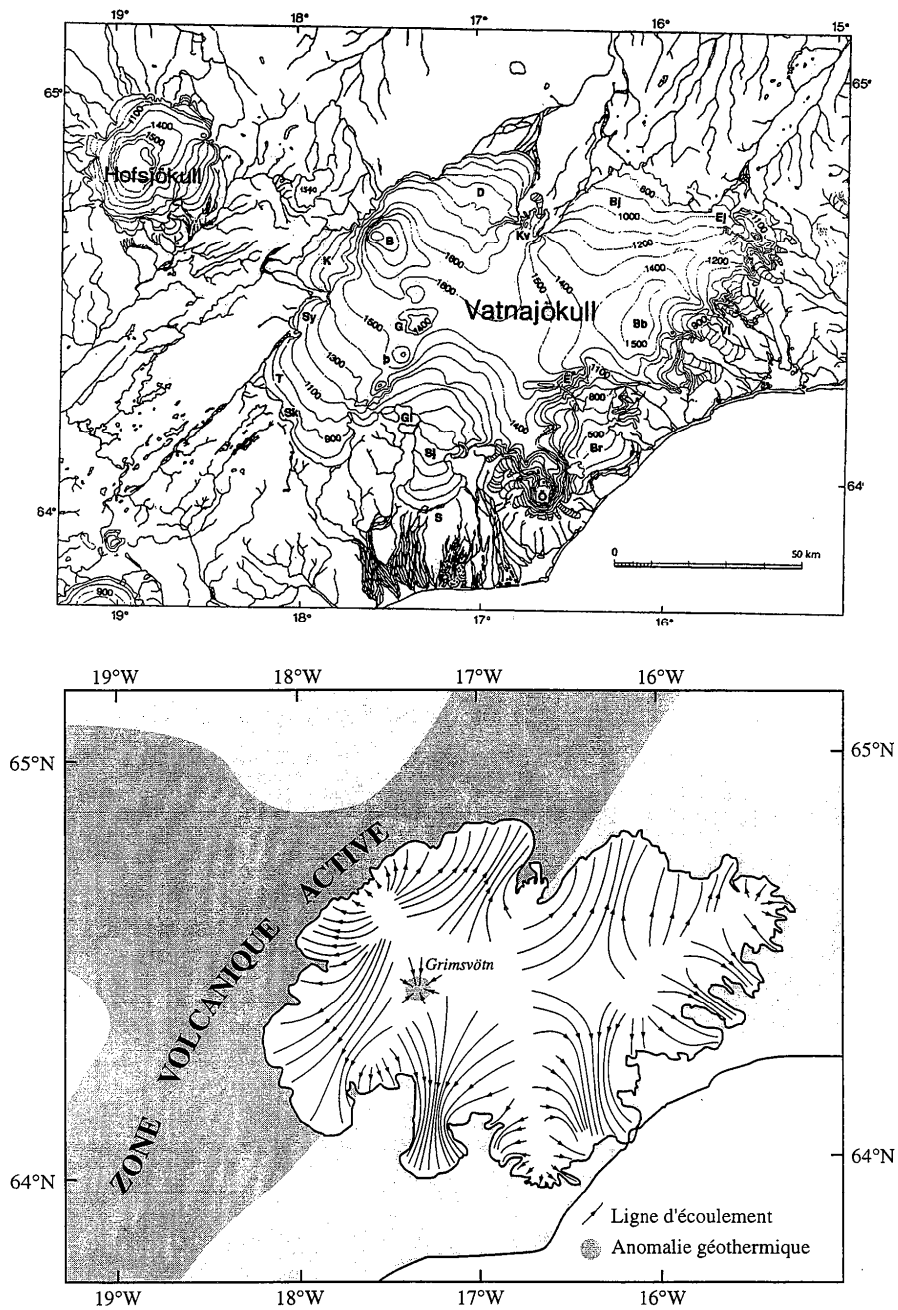


Figure 3.16. a) Topographie de la surface du Vatnajökull [Björnsson, 1988]. b) Lignes d'écoulement de la glace, tracées en supposant que l'écoulement se fait dans la direction de plus grande pente en surface. La partie Ouest du glacier est constituée de deux lobes qui s'écoulent vers le SW et vers le NE, parallèlement à la direction de la zone volcanique active. L'intérieur du glacier est partiellement drainé vers l'anomalie géothermique causée par le volcan sous-glaciaire de Grimsvötn.

4.3 Comparaison avec l'écoulement actuel du Vatnajökull

La partie Ouest du Vatnajökull se trouve actuellement sur la zone volcanique active, alors que sa partie Est est située dans une région inactive. Le tracé des lignes d'écoulement actuelles du Vatnajökull montre que la partie Ouest est constituée de deux lobes qui s'écoulent vers le NE et le SO, parallèlement à l'axe de la zone volcanique (Fig. 3.16). Ces lobes, dont la pente en surface est faible, sont soumis à des phénomènes de *surge*, contrairement aux glaciers émissaires de la partie Est, dont la pente en surface est importante [Paterson, 1994]. Enfin, les régions internes du Vatnajökull sont actuellement drainées en partie vers des lieux de fusion préférentielle de la glace, situés au-dessus d'anomalies géothermiques [Björnsson, 1988; Jonsson et al., 1998]. Ces observations confirment l'importance de l'activité tectonique et volcanique sur l'écoulement glaciaire.

4.4 Complément méthodologique : reconstitutions prenant en compte la distribution des précipitations

Dans la reconstitution bidimensionnelle présentée, les lignes représentent la direction de glissement basal en chaque point. Elles ne peuvent être considérées comme des lignes de flux au sens physique, que si l'on pose les hypothèses suivantes :

- (1) le déplacement de la glace s'effectue uniquement par glissement basal ;
- (2) l'ablation a lieu uniquement à la périphérie ;
- (3) l'accumulation a lieu uniquement sur les lignes de partage.

Lorsque le glissement basal est facilité par la présence d'eau et/ou d'un niveau de décollement, la composante du déplacement due au fluage interne est très faible [Clarke, 1987; Echelmeyer et al., 1994]. La première hypothèse est donc valide. De même, compte tenu de la température atmosphérique négative en Islande durant la dernière glaciation [Pollard and Thompson, 1997; Ganopolski et al., 1998], seule la périphérie de la calotte glaciaire présentait un bilan négatif. Par contre, il y avait probablement des précipitations sur l'ensemble de sa surface. Leur distribution n'est pas connue. Afin d'établir des reconstitutions ayant une valeur quantitative, nous avons donc envisagé deux cas limites. Dans une première reconstitution (Fig. 3.17a), nous avons supposé une distribution uniforme des précipitations sur l'ensemble de la surface de la calotte glaciaire. Pour cela, au lieu de tracer les lignes d'écoulement à partir des lignes de partage, nous les avons tracées à partir des noeuds d'une grille régulière posée sur la carte de stries. Dans une deuxième reconstitution, nous avons supposé que les précipitations étaient deux fois plus abondantes dans le Sud que dans le Nord de l'île, par analogie avec la situation actuelle. Pour cela, la densité de la grille de points étaient deux fois plus faible au Nord qu'au Sud (Fig. 3.17b).

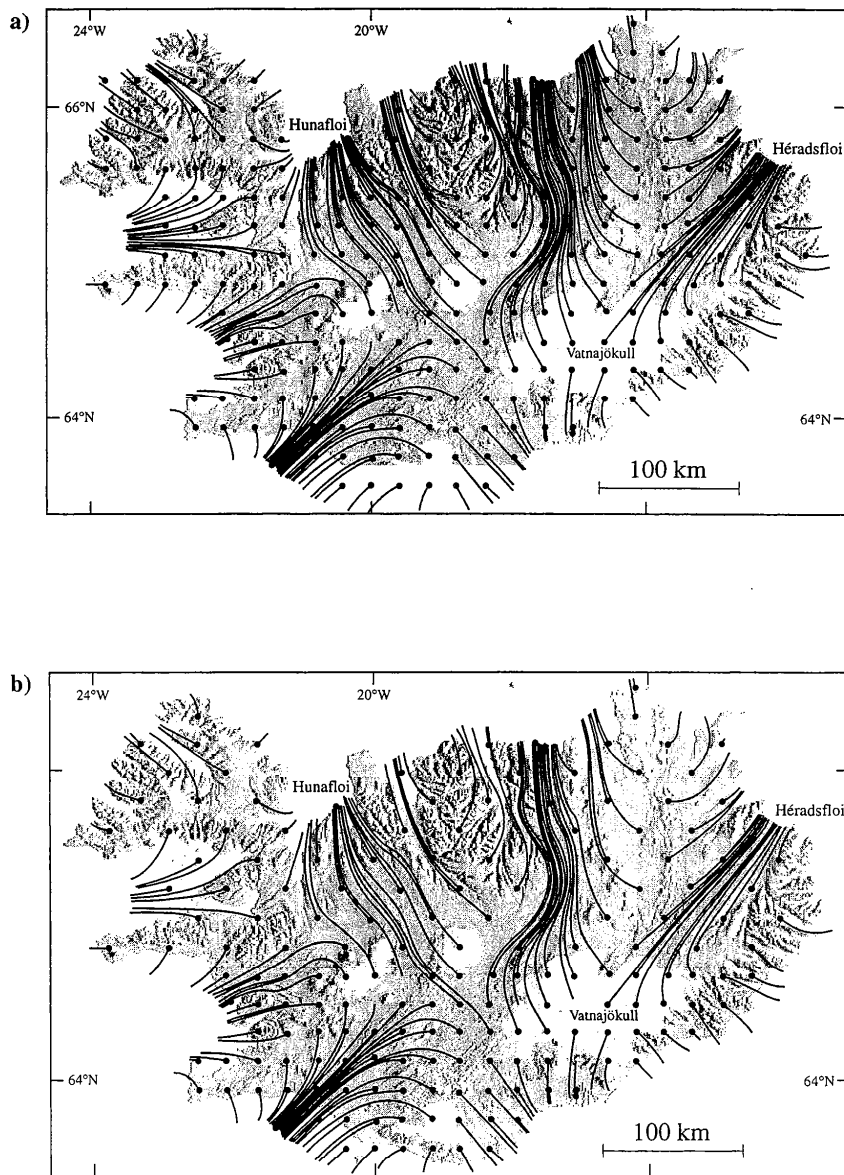


Figure 3.17. Reconstructions de l'écoulement de la calotte glaciaire prenant en compte la distribution des précipitations. Deux cas limites sont envisagés. **a)** Précipitations uniformes sur l'ensemble de la calotte glaciaire ; ablation uniquement à la périphérie. Les lignes d'écoulement sont tracées à partir des noeuds d'une grille régulière. **b)** Précipitations deux fois plus abondantes dans la moitié Sud de l'île que dans la moitié Nord ; ablation uniquement à la périphérie. La densité de la grille est deux fois plus petite au Nord qu'au Sud.

Ces deux reconstitutions ne modifient pas les conclusions déduites de celle présentée sur la figure 3.11. Par contre, elles ont l'intérêt de donner une meilleure image de la quantité de glace qui s'écoule en chaque point. En particulier, elles font apparaître de manière très nette les courants de glace qui se jettent dans les fjords de Hunafloi et Héradsfloi. De plus, elles sont basées sur une méthode originale et simple à appliquer, qui pourrait être utilisée pour déceler des paléo-courants de glace dans d'autres régions où la distribution des précipitations est connue. La méthode pourrait être automatisée grâce à un algorithme basé sur la minimisation des angles entre les stries mesurées sur le terrain et les lignes d'écoulement calculées, tel que le programme LISSAGE [Lee and Angelier, 1994].

Il serait aussi possible d'améliorer la reconstruction en y incluant des informations sur l'épaisseur de glace, fournies par la hauteur des volcans sous-glaciaires [Walker, 1965]. Cependant, cette amélioration se heurte au problème de l'âge des volcans sous-glaciaires, qui n'est pas connu avec précision actuellement.

5. Conclusion

La reconstitution de l'écoulement de la dernière calotte glaciaire islandaise montre une très bonne corrélation entre la localisation des courants de glace et celle des anomalies géothermiques. Dans une région très active telle que l'Islande, la fusion préférentielle de la glace dans les régions où le flux géothermique est élevé peut donc favoriser la formation des courants de glace. Le rôle du flux géothermique sur l'écoulement glaciaire est donc très important et ne peut être négligé, tant pour l'étude des calottes actuelles que pour la reconstruction de calottes anciennes.

La plupart des anomalies géothermiques en Islande sont situées dans des dépressions topographiques ou dans des fjords (Figs. 3.11 et 3.15). Dans l'hypothèse que nous favorisons, où ce sont les anomalies géothermiques qui contrôlent principalement l'écoulement glaciaire, les fjords résulteraient simplement d'une érosion glaciaire préférentielle dans les zones de flux géothermique élevé. Cependant, les fjords peuvent aussi avoir été formés sur des dépressions topographiques préexistantes. Si ces dépressions étaient suffisamment profondes, elles peuvent avoir joué un rôle sur l'emplacement des courants de glace. A l'extrême, la coïncidence entre les anomalies géothermiques et les courants de glace pourrait être fortuite, et due uniquement au rapprochement des isothermes dans la lithosphère sous les dépressions topographiques. Les relations entre le flux géothermique, la topographie et l'écoulement glaciaire sont donc complexes et impliquent probablement des phénomènes d'auto-entretien. Pour déterminer la part relative de la topographie et du flux géothermique sur l'écoulement glaciaire, il faudrait les inclure indépendamment dans un modèle numérique de calotte glaciaire, que l'on comparerait aux informations géomorphologiques de terrain.

Quatrième partie :
***Effet de la surcharge glaciaire
sur l'activité tectonique***

1. Introduction

La mise en place d'une surcharge glaciaire perturbe le champ des contraintes dans la lithosphère [Johnston, 1987; Johnston, 1989; Johnston et al., 1998]. Si cette perturbation est suffisamment importante par rapport aux contraintes tectoniques et à la résistance de la lithosphère, elle est susceptible d'affecter le mode de déformation lithosphérique en provoquant, par exemple, un changement de la largeur de la zone active [Buck, 1991]. Or la lithosphère islandaise est très peu résistante à cause du fort gradient géothermique induit par sa situation sur l'axe d'une dorsale et sur un point chaud (Fig. 2.19, p. 90). La lithosphère islandaise est donc potentiellement sensible à la modification du champ des contraintes induite par la mise en place d'une calotte glaciaire.

Nous avons donc cherché à déterminer si la largeur de la zone active pendant les glaciations était différente de la largeur actuelle. Pour cela, nous avons comparé la localisation des édifices volcaniques sous-glaciaires avec celle des faisceaux de fissures actifs durant l'Holocène. Cette étude a été complétée par une analyse théorique et des modélisations analogiques qui mettent en évidence les effets mécaniques d'une calotte glaciaire sur la déformation de la lithosphère. Une synthèse des travaux antérieurs concernant l'effet des calottes glaciaires sur l'activité tectonique et volcanique est tout d'abord présentée.

2. Effets des calottes glaciaires sur l'activité tectonique et volcanique : synthèse des travaux antérieurs

2.1 Rebonds glaciaires

Lorsqu'une surcharge glaciaire est appliquée sur la lithosphère, celle-ci fléchit de manière à conserver l'équilibre isostatique. La réponse de la lithosphère aux surcharges glaciaires a été abondamment étudiée et est à présent relativement bien comprise (par exemple Peltier [1986, 1996], Lambeck [1993a, 1993b, 1996], Lambeck et al. [1996]). La flexure est accommodée d'une part par déformation élastique de la lithosphère et d'autre part par fluage visqueux de l'asthénosphère. La longueur d'onde, l'amplitude et la vitesse de formation de la flexure dépendent des caractéristiques de la calotte glaciaire (étendue, épaisseur, vitesse de croissance), de celles de la lithosphère (épaisseur, élasticité), et de celles de l'asthénosphère (viscosité). Lors de la déglaciation, le relâchement des contraintes élastiques accumulées dans la lithosphère et le fluage de l'asthénosphère font rebondir la lithosphère qui se soulève.

L'étude du rebond glaciaire en Islande a montré que, durant le dernier maximum glaciaire, la déflexion de la lithosphère était de l'ordre de 500 m au centre de l'île et de 50-80 m à sa périphérie (Fig. 4.1) [Sigmundsson, 1991; Sigmundsson and Einarsson, 1992]. Le rebond post-glaciaire s'est effectué en moins de 1000 ans, à un taux de l'ordre de 5-10 cm/an le long de la côte [Ingolfsson et al., 1995; Rundgren et al., 1997]. Ce taux particulièrement élevé a permis

Figure 4.1. Modélisation numérique du rebond glaciaire lié à la dernière glaciation en Islande [Sigmundsson, 1991]. a) La calotte glaciaire est modélisée par une pile de disques, qui sont enlevés successivement au cours de la déglaciation. b) La lithosphère est modélisée par une plaque élastique de 10 km d'épaisseur et l'asthénosphère par un fluide newtonien de viscosité égale à 10^{19} Pa·s. Les différentes courbes correspondent à la position de la surface topographique à différentes dates après le début de la déglaciation (10 000 ans BP). Exagération verticale : 300 X. La ligne verticale pointillée représente la marge de la calotte glaciaire. Avant la déglaciation, la déflexion de la lithosphère est de l'ordre de 500 m au centre de l'île.

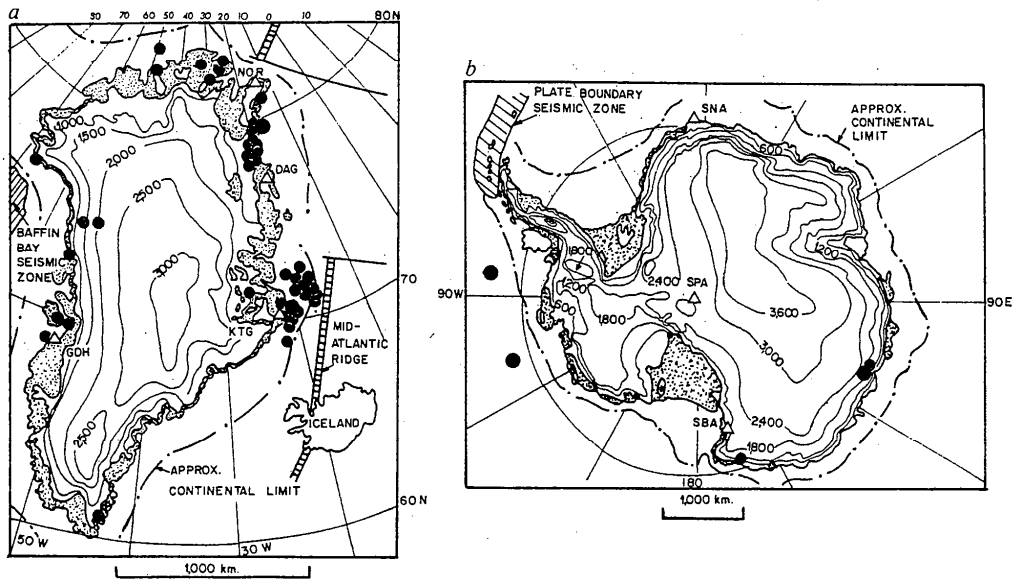
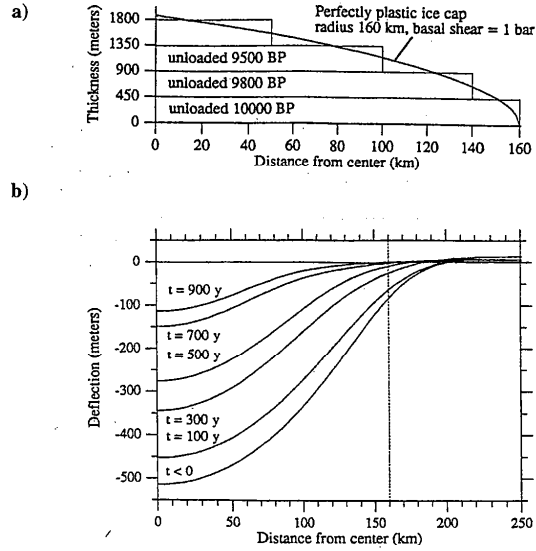


Figure 4.2. Sismicité du Groenland et de l'Antarctique entre 1963 et 1986 [Johnston, 1987]. Seule la périphérie de chacun de ces continents est sismiquement active. L'absence d'activité sismique dans leurs régions internes est probablement due à la surcharge glaciaire.

de calculer une viscosité asthénosphérique de 10^{18} à 10^{19} Pa·s, c'est-à-dire de deux ordres de grandeur plus faible que la viscosité moyenne du manteau [Sigmundsson, 1991; Sigmundsson and Einarsson, 1992]. Cette faible viscosité est imputable à la présence du point chaud.

2.2 Effets sur l'activité tectonique

L'intérieur de l'Antarctique et du Groenland sont des régions asismiques, contrairement aux autres cratons où des séismes de magnitude supérieure à 5 se produisent régulièrement (Fig. 4.2). Cette particularité peut être partiellement attribuée aux conditions d'accès difficiles et au manque d'observations dans ces deux régions. Cependant, Johnston [1987, 1989] a proposé que la surcharge constituée par les calottes glaciaires qui couvrent le Groenland et l'Antarctique puisse y inhiber l'activité sismique. En effet, le glissement le long d'un plan de faille se produit si le rapport entre la contrainte tangentielle (τ) et la contrainte normale (σ_n) sur la faille excède une valeur limite [Byerlee, 1978]. Dans un champ de contraintes donné, défini par σ_1 , σ_2 et σ_3 (contraintes compressives maximale, intermédiaire et minimale, respectivement), la contrainte tangentielle et la contrainte normale sur une faille dont la normale forme un angle Θ avec la direction de σ_1 sont égales à :

$$\tau = \sin(2\Theta) \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) / 2 \quad (4-1)$$

$$\sigma_n = \cos(2\Theta) \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) / 2 + (\sigma_1 + \sigma_3) / 2 \quad (4-2)$$

En régime compressif, ce qui est le cas des régions internes de la plupart des cratons, σ_3 est verticale et correspond à la pression lithostatique. L'addition d'une surcharge glaciaire à la pression lithostatique induit une augmentation de σ_n et une réduction de τ , ce qui a tendance à bloquer le jeu des failles [Johnston, 1987; Johnston, 1989].

Dans les régions tectoniquement stables (à l'intérieur des plaques), de nombreux travaux montrent que les rebonds post-glaciaires s'accompagnent de la formation de nouvelles failles ou de la réactivation de failles anciennes (par exemple Mörner [1978], Quinlan [1984], Adams [1989], Andrews [1991], Dyke *et al.* [1991]). Une part de cette activité serait due au rebond lui-même. L'autre part serait due au relâchement brutal des contraintes qui inhibaient l'activité sismique pendant la glaciation, selon un processus similaire à celui invoqué par Johnston [1987, 1989] et décrit en détail par Wu and Hasegawa [1996] et par Johnston *et al.* [1998].

Dans les régions tectoniquement actives (limites des plaques), certains auteurs ont proposé que les cycles d'avance et de recul des glaciers puissent contrôler l'accumulation et le relâchement des contraintes d'origine tectonique [Cohen, 1993; Thorson, 1996]. Cependant, les données actuelles ne permettent pas de confirmer ni d'infirmier cette hypothèse [Thorson, 1996].

Figure 4.3. Evolution du taux de production magmatique de l'Askja depuis la fin de la dernière glaciation (d'après *Sigvaldason et al.* [1992], graphe disponible sur <http://www.norvol.hi.is/askja.html>). La production magmatique montre une décroissance très nette. La forte production magmatique immédiatement après la déglaciation peut être due à une augmentation de la fusion dans le manteau et/ou à l'ouverture de chemins de migration du magma lors du rebond post-glaciaire.

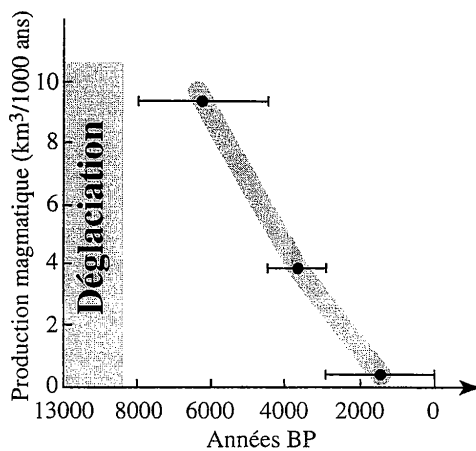
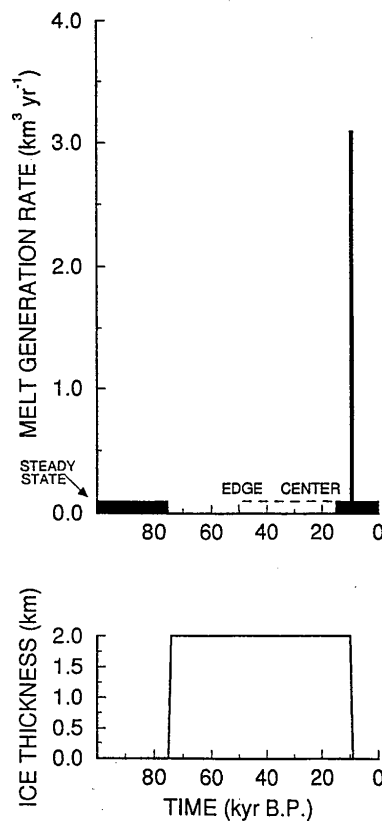


Figure 4.4. Modélisation numérique de l'évolution du taux de production magmatique dans le manteau au cours d'un cycle glaciaire en Islande (d'après *Jull et McKenzie* [1996]). La surcharge glaciaire inhibe la fusion mantellique. Un volume de magma équivalent au volume de magma qui n'a pas été produit pendant la glaciation est produit presque instantanément lors de la déglaciation.



2.3 Effets sur le volcanisme

Bien qu'il existe des volcans sous-glaciaires dans plusieurs régions du monde (Ouest-Antarctique, Colombie Britannique, Chili, ...), l'effet des surcharges glaciaires sur l'activité volcanique n'a été étudié qu'en Islande. Les volumes de magma émis par les volcans islandais ont considérablement diminué depuis 10 000 ans, c'est-à-dire depuis la disparition de la dernière calotte glaciaire. A partir d'études téphrochronologiques, *Sigvaldason et al.* [1992] ont estimé que la production magmatique de l'Askja (Fig. 1.13, p. 32) était de 20 à 30 fois plus importante entre 10 000 et 4500 ans que depuis 2900 ans (Fig. 4.3). De même, dans le faisceau volcanique de Veidivötn, au SO du Vatnajökull (Fig. 1.13, p. 32), la moitié des 45 km³ de magma émis depuis la déglaciation l'ont été entre 10 000 et 8000 ans [*Vilmundardottir and Larsen*, 1986]. Sur la Péninsule de Reykjanes (Fig. 1.13, p. 32), le volume total de magma mis en place depuis la déglaciation est 20 fois supérieur à celui émis depuis 1100 ans, et semble avoir été émis principalement entre 9000 et 8000 ans [*Gudmundsson*, 1986]. Il semble donc que la production magmatique en Islande ait été très importante juste après la déglaciation, et qu'elle ait diminué depuis.

Gudmundsson [1986] a proposé un modèle mécanique reliant la forte production magmatique lors de la déglaciation au rebond post-glaciaire : la flexuration de la lithosphère aurait permis l'ouverture de chemins de migration du magma vers la surface. *Sigvaldason et al.* [1992] estiment que la surcharge glaciaire bloque l'ascension du magma vers la surface : celui-ci s'accumule dans les chambres magmatiques pendant les phases d'englacement. Il est libéré lors de la déglaciation grâce à la décompression de la lithosphère et à l'apparition de failles dues au rebond post-glaciaire. A l'aide de modèles numériques, *Hardarson and Fitton* [1991] et *Jull and McKenzie* [1996] proposent quant à eux que la forte production magmatique lors de la déglaciation soit due à un accroissement du taux de fusion dans le manteau sous l'effet de la décompression (Fig. 4.4).

3. Localisation et largeur de la Zone Volcanique Active d'Islande durant les glaciations¹

3.1 Résumé

Nous avons vu dans la première partie que la Zone Volcanique Active était actuellement composée de trois branches : les Zones Volcaniques Nord, Est et Ouest. L'activité volcanique y est distribuée sur des faisceaux de fissures dont chacun est associé à un volcan central situé au-dessus d'une chambre magmatique. Dans les faisceaux de fissures, l'activité volcanique est essentiellement de type fissural, mais il existe aussi quelques volcans boucliers. La production

¹Le corps de cette partie est constitué d'une publication. Un résumé en est tout d'abord présenté.

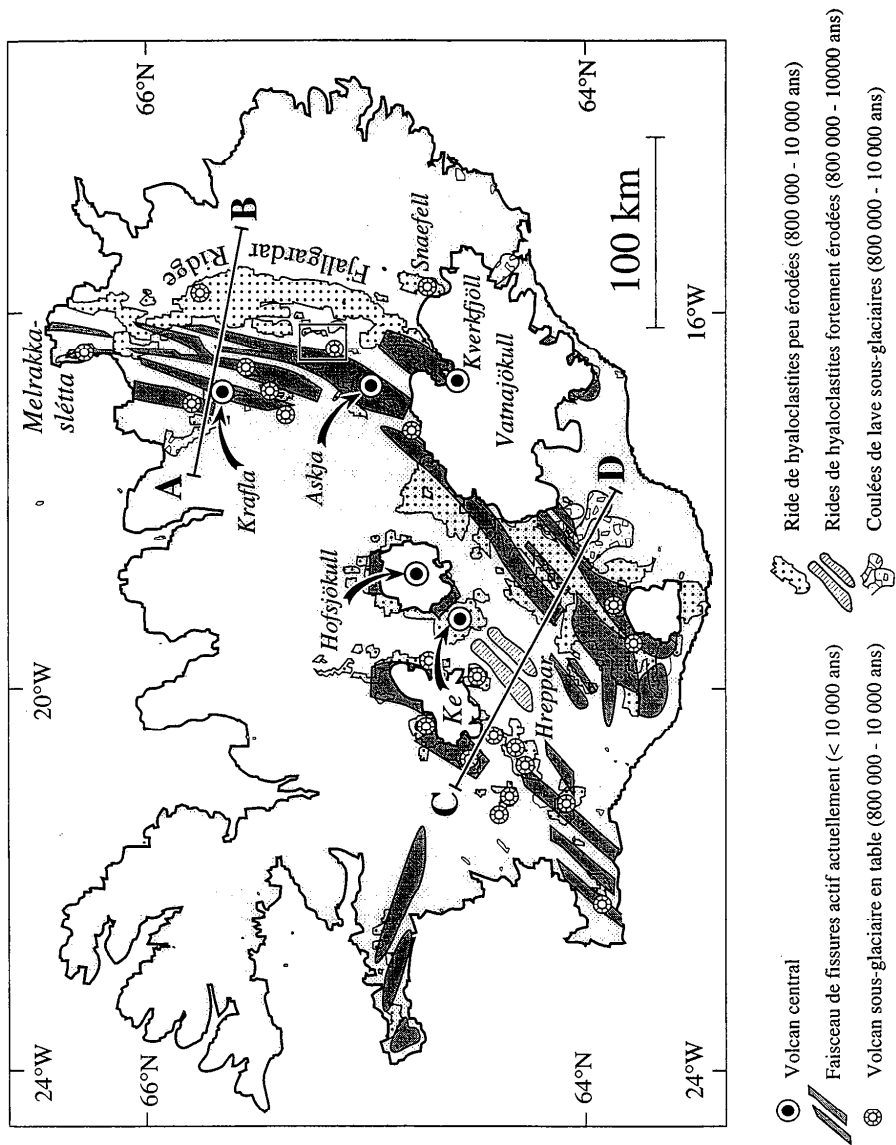


Figure 4.5. Carte de localisation des édifices volcaniques sous-glaciaires plus jeunes que 800 000 ans. Les faisceaux de fissures actifs pendant l'Holocène sont indiqués. Il existe de nombreuses rides de hyaloclastite à l'extérieur de la Zone Volcanique active actuellement. Il y en a peu dans la Zone Volcanique Nord et dans la Zone Volcanique Ouest. Il ya peu de volcans en table dans la Zone Volcanique Est.

volcanique des volcans boucliers est d'un ordre de grandeur supérieure à celle des fissures éruptives [Gudmundsson, 1986].

Les rides de hyaloclastites sont l'équivalent sous-glaciaire des fissures éruptives et les volcans en table sont l'équivalent sous-glaciaire des volcans boucliers [Jones, 1969; Jones, 1970; Allen, 1979; Werner *et al.*, 1996]. La localisation de la Zone Volcanique Active durant les glaciations peut donc être déterminée à partir de l'étude de la distribution géographique des édifices volcaniques sous-glaciaires. Nous nous sommes intéressés uniquement aux formations volcaniques sous-glaciaires plus jeunes que 800 000 ans, qui peuvent être aisément identifiées grâce à leur aimantation paléomagnétique normale.

La figure 4.5 montre qu'il existe de nombreuses rides de hyaloclastite en-dehors des Zones Volcaniques Actives actuelles. Certaines sont parfaitement préservées, comme dans la ride de Fjallgardar, à l'Est de la Zone Volcanique Nord. D'autres sont très érodées, comme dans la région de Hreppar entre la Zone Volcanique Ouest et la Zone Volcanique Est. D'autre part, il existe très peu de rides de hyaloclastite dans la Zone Volcanique Nord. Helgason [1984, 1985, 1989] a suggéré que le décalage de 50 km entre la ride de Fjallgardar et la Zone Volcanique Nord indique qu'un saut de l'axe d'accrétion s'est produit au cours des derniers 800 000 ans. Cependant, de nombreux volcans en table indiquent la présence d'une activité volcanique sous-glaciaire importante à l'intérieur de la Zone Volcanique Nord. De plus, les centres volcaniques majeurs de la Zone Volcanique Nord (Kverkfjöll, Askja, Krafla, fig. 4.5) sont formés pour une grande part de produits volcaniques sous-glaciaires recouverts par les coulées holocènes [Armansson *et al.*, 1987; Brown *et al.*, 1991; Gudmundsson, 1996]. Enfin, il n'existe aucun volcan central dans la ride de Fjallgardar : celle-ci est uniquement constituée de rides de hyaloclastite dont la direction NNE peut être prolongée jusqu'aux volcans centraux de la Zone Volcanique Nord [Helgason, 1989]. Il apparaît donc que l'activité magmatique sous-glaciaire a été importante à la fois dans la Zone Volcanique Nord et dans la ride de Fjallgardar. La position excentrée de la ride de Fjallgardar par rapport à la Zone Volcanique Nord est difficilement explicable par un simple saut de l'axe d'accrétion.

Une autre explication est proposée à partir de la reconstruction des lignes d'écoulement de la dernière calotte glaciaire présentée dans la troisième partie. La position des courants de glace et des lignes de partage de la calotte glaciaire est superposée à la localisation des édifices volcaniques sous-glaciaires sur la figure 4.6. Les rides de hyaloclastites les mieux préservées sont systématiquement situées sous les lignes de partage. Au contraire, elles sont soit absentes, soit fortement érodées sous les courants de glace. Les volcans en table sont situés aussi bien sous les courants de glace que sous les lignes de partage.

La coïncidence entre la localisation des rides de hyaloclastite et les lignes de partage peut être expliquée à partir du modèle simple d'écoulement glaciaire présenté sur la figure 4.7. Sous les lignes de partage, il existe une région où la glace est presque immobile. Si une éruption volcanique se produit dans cette région, les produits pourront rester sur place et s'accumuler d'une éruption à l'autre. Au contraire, si une éruption se produit en-dehors de cette région, les produits seront entraînés par l'écoulement de la glace. L'évacuation des produits volcaniques

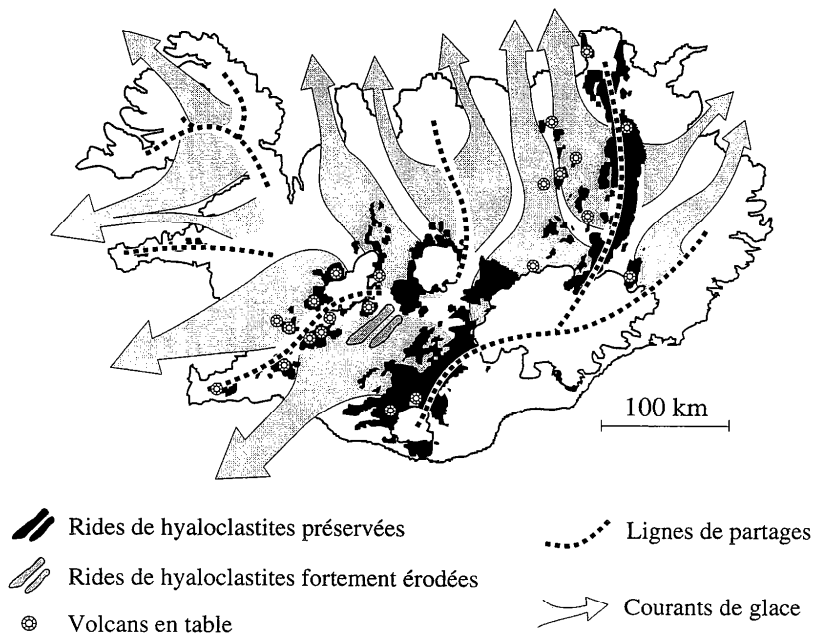


Figure 4.6. : Comparaison entre la localisation des édifices volcaniques sous-glaciaires et l'écoulement de la dernière calotte glaciaire. Les rides de hyaloclastites les mieux préservées sont systématiquement situées sous les lignes de partage. Au contraire, elles sont soit absentes, soit fortement érodées sous les courants de glace. Les volcans en table sont situés aussi bien sous les courants de glace que sous les lignes de partage.

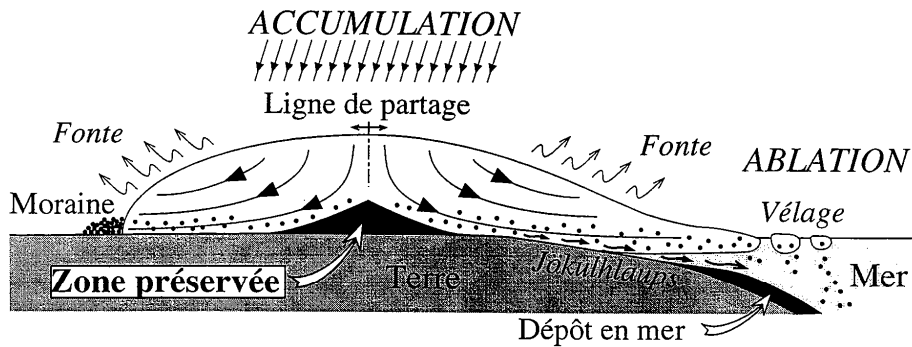


Figure 4.7. : Coupe schématique indiquant les processus impliqués dans l'évacuation des produits volcaniques sous-glaciaires. La glace s'écoule depuis les zones d'accumulation vers les zone d'ablation, en laissant un prisme de glace stagnante sous les lignes de partage. Le matériel volcanique émis dans cette région s'accumule d'une éruption à l'autre. Le matériel volcanique émis en dehors de cette région est incorporé dans l'écoulement glaciaire (points noirs) et transporté jusqu'au front de la calotte. Les jökulhlaups déclenchés par les éruptions participent aussi à ce transport.

Quatrième partie : Effet de la surcharge glaciaire sur l'activité tectonique

sous-glaciaires sera particulièrement efficace sous les courants de glace. Seuls les volcans les plus productifs, tels que les volcans en table, pourront être préservés dans ces régions.

L'évacuation des produits volcaniques sous-glaciaires par l'écoulement de la glace permet d'expliquer l'absence de rides de hyaloclastite dans la Zone Volcanique Nord et leur érosion importante dans la région de Hreppar, toutes deux occupées par des courants de glace durant la dernière glaciation. Cependant, l'existence d'édifices volcaniques dans la ride de Fjallgardar et dans la région de Hreppar, qui sont actuellement inactives, suggère soit que la zone active était plus large durant les glaciations qu'actuellement (Fig. 4.8) soit que l'axe d'accrétion s'est déplacé au cours des derniers 800 000 ans, comme l'a proposé *Helgason* [1984, 1985, 1989].

Les directions des rides de hyaloclastites dans les régions de Fjallgardar et de Hreppar peuvent être prolongées jusqu'aux volcans centraux de la Zone Volcanique Active actuelle. Ceci suggère que les rides de hyaloclastites se sont mises en place sur des faisceaux de fissures associés aux volcans centraux situés dans la Zone Volcanique actuelle. De plus, l'absence de centres volcaniques majeurs dans la ride de Fjallgardar et dans la région de Hreppar indique que l'axe d'accrétion n'y a jamais été situé. Ces arguments sont défavorables à l'hypothèse d'un saut de l'axe d'accrétion. Cependant, on a vu dans la deuxième partie que la notion d'axe d'accrétion ne semblait pas être applicable à l'Islande : le processus d'accrétion est caractérisé par une très grande mobilité de l'activité tectono-volcanique d'un faisceau de fissures à l'autre. Il est donc possible que certains faisceaux aient été très actifs durant les glaciations et qu'ils le soient moins actuellement, du simple fait de l'instabilité intrinsèque du processus d'accrétion.

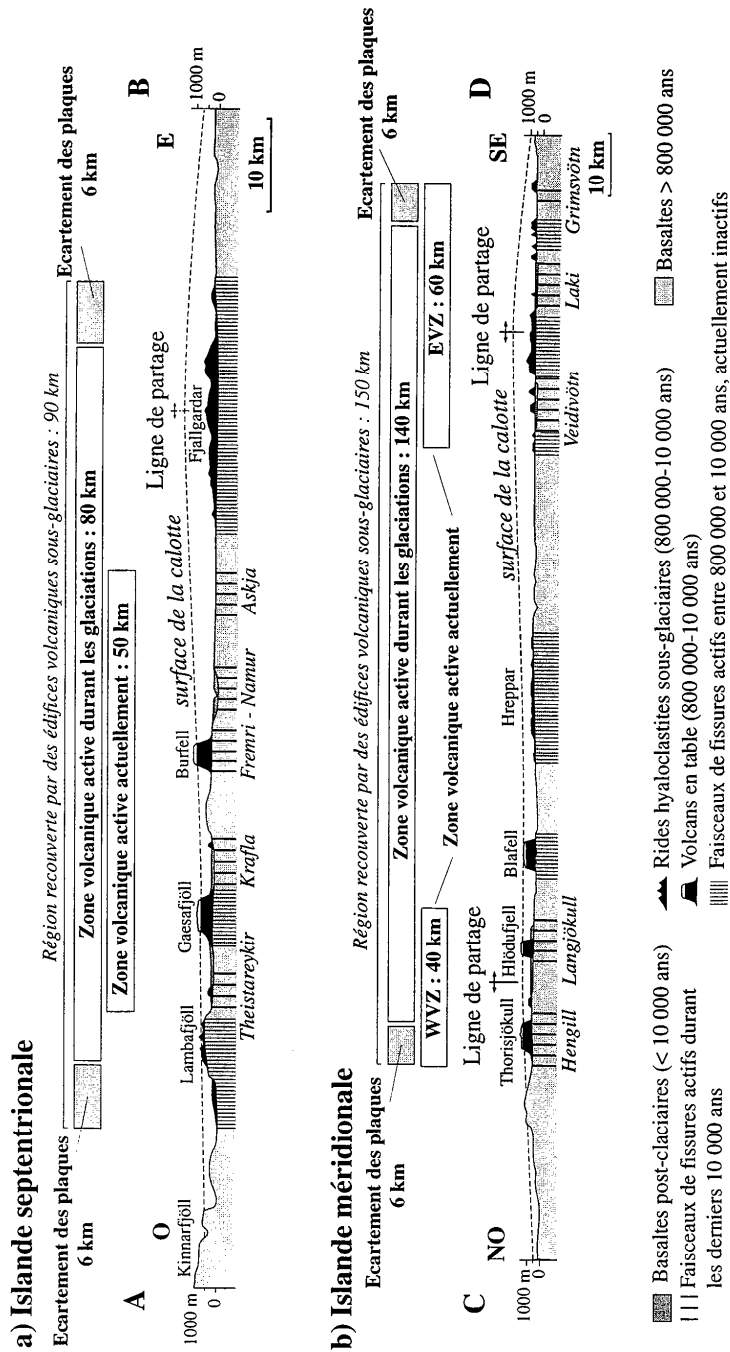


Figure 4.8. : Coupes à travers la Zone Néovolcanique (localisation sur la Fig.4.5). Exagération verticale : 2x. La surface de la calotte glaciaire est représentée schématiquement. **a)** Islande septentrionale. Des rides de hyaloclastites sont préservées sous la ligne de partage de Fjalldardar. Des volcans en table (Gaersafjöll, Burfell) sont préservés dans la Zone Volcanique Nord. L'activité volcanique syn-glaciaire est enregistrée sur une largeur de 90 km. Les faisceaux de fissures actifs actuellement couvrent une région de 50 km de large seulement. **b)** Islande méridionale. Des édifices volcaniques sous-glaciaires sont préservés sous la ligne de partage dans la Zone Volcanique Ouest (WVZ) et la Zone Volcanique Est (EVZ). Ils sont érodés dans la région de Hreppar. L'activité volcanique syn-glaciaire est enregistrée sur 150 km de large, alors que la largeur cumulée de la WVZ et EVZ n'est que de 100 km. L'écartement des plaques depuis 800 000 ans (12 km) ne permet pas d'expliquer une telle différence.

3.2 Le volcanisme sous-glaciaire pléistocène en Islande : implications tectoniques

article publié, *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 165-178 (1998)

Copyright (1998), reprinted with permission from Elsevier Science



ELSEVIER

Earth and Planetary Science Letters 164 (1998) 165-178

EPSL

Pleistocene subglacial volcanism in Iceland: tectonic implications

Olivier Bourgeois*, Olivier Dauteuil, Brigitte Van Vliet-Lanoë¹

Géosciences Rennes, CNRS (UPR 4661), Campus Beaulieu, bât. 15, 35042 Rennes cedex, France

Received 17 November 1997; revised version received 7 September 1998; accepted 7 September 1998

Abstract

At several stages during the last 700 kyr, tectonic and volcanic activity due to lithospheric spreading occurred beneath a 1000–1500 m thick ice cap in Iceland. Magmatic activity has been recorded by the emplacement of subglacial volcanic edifices. Table volcanoes are the subglacial equivalent of aerial shield volcanoes. Hyaloclastite ridges are the subglacial equivalent of aerial eruptive fissures. Some hyaloclastite ridges are located in currently inactive areas, whereas they are nearly absent in some parts of the currently active Neovolcanic Zone. A part of this discrepancy can be attributed to glacial erosion. A manual reconstruction of the flowing pattern of the ice cap, based on glacial landforms, shows that some parts of the Neovolcanic Zone were occupied by fast flowing ice streams. In these areas, most hyaloclastite ridges have been removed as eruptions proceeded: fast ice flow and water/debris flows triggered by volcanic eruptions have transported subglacial volcanic products to the sea. Subglacial volcanic products have been preserved beneath ice divides, where ice motion was slower, and in some table volcanoes, where magma supply was sufficient to counteract removal by ice flow. Once the effect of glacial removal has been subtracted, the arrangement of the subglacial volcanic edifices appears clearly. Similarly to the post-glacial eruptive fissures, the hyaloclastite ridges are gathered in swarms associated with central volcanoes located in the Neovolcanic Zone. However, the area covered by hyaloclastite ridges is wider than the extent of the currently active fissure swarms. This discrepancy suggests either continuous wandering of the volcanic activity from one fissure swarm to another for the last 700 kyr, or narrowing of the active rift zone at the end of the last glaciation. © 1998 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: ice movement; subglacial environment; volcanism; rift zones; Iceland

1. Introduction

Iceland is a part of the Mid-Atlantic Ridge located above a mantle plume [1,2]. Because of the topographical anomaly caused by the plume, vol-

canism and tectonics have been active in subaerial conditions for at least 16 Myr [3]. Lithospheric accretion is controlled by volcanic systems, generally comprising a central volcano dissected by a fissure swarm composed of tension fractures, normal faults and eruptive fissures [4].

During the last 4 Myr, Iceland has been subject to several glaciations, with an ice cap covering the whole island [5]. Several authors have proposed that mechanical effects due to glacial loading and deloading might have caused some variations in the

* Corresponding author. Tel.: +33 2 9928 1650; Fax: +33 2 9928 6088; E-mail: olivier.bourgeois@univ-rennes1.fr

¹ Present address: URA 719 CNRS, Sedimentologie et Géodynamique, SNS, Université Sciences et Techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

amount of magma production in the mantle and/or magma release towards the surface, hence affecting volcanism in the axial rift zone during glacial times [6–8]. It has also been suggested that the rift zone in north Iceland has jumped some 50 km westwards at the end of the last glaciation [9,10]. This jump and other changes in the rifting mode may be due to the glacial load modifying the state of stress of the lithosphere [11–14].

The proposed changes in rifting mode and volcanic activity during glacial times can be tested by comparing volcanoes emplaced during glacial times with those emplaced since the deglaciation. Indeed, volcanic activity during glacial times has been recorded by the emplacement of subglacial volcanoes, which display very characteristic morphologies and compositions [15]. Many subglacial volcanoes younger than 700 kyr have been preserved and are still visible as individual edifices. These volcanoes therefore provide much information about the history of lithospheric accretion in Iceland during the last 700 kyr. Their location can be used to determine the location of the active rift zone during glacial times. However, because they were emplaced in a subglacial environment, they have been subject to glacial erosion and transport. In this paper, we attempt to determine how glacial processes have altered the tectonic information provided by subglacial volcanoes. From a reconstruction of the flowing pattern of the last ice cap, we discuss the role of the ice cap on the mode of emplacement of the volcanoes and on their preservation. Then, after subtracting glacial effects, we discuss the tectonic implications of the misfit between the location of some subglacial volcanic edifices and the location of the currently active rift zone.

2. Geological setting

In Iceland, the direction of divergence between the North American and European plates is N110°E, and the half spreading rate is 0.9 cm/yr [16]. At the present time, lithospheric accretion occurs in the Neovolcanic Zone, which connects the Reykjanes Ridge in the southwest to the Kolbeinsey Ridge in the north (Fig. 1). This area is covered by interglacial and subglacial basalts younger than 700 kyr. On both

sides of the Neovolcanic Zone, the external zone is made up of Tertiary basalts, emplaced from 16 Ma to 700 kyr [3,17].

The Neovolcanic Zone has been subdivided into three rift systems (Fig. 1) [17]. The Western Volcanic Zone (WVZ) is the onland prolongation of the Reykjanes Ridge. The Eastern Volcanic Zone (EVZ) lies 100 km farther east and extends from the Vestmanna Islands in the south to the Vatnajökull glacier in the north. The Northern Volcanic Zone (NVZ) extends from the Vatnajökull glacier to the northern coast of Iceland.

Within these zones, lithospheric accretion is controlled by NNE-trending fissure swarms composed of tension fractures, normal faults and eruptive fissures. Most of them are associated with central volcanoes underlain by magma chambers, which strongly control magma supply at surface [4,18–20].

Fissure swarms are arranged in a left-stepping en-échelon pattern in the south and in a right-stepping en-échelon pattern in the north (Fig. 1). Along the northern coast, this arrangement is completed by a WNW-trending transfer fault (the Husavik-Flatey fault), which connects the westernmost fissure swarm of the NVZ to the Kolbeinsey Ridge. This disposition has been attributed to the axis of the mantle plume being located in the eastern part of the island, thus causing an eastwards deflection of the Neovolcanic Zone with respect to the Mid-Atlantic Ridge [21]. In addition, WNW-trending fissure swarms are active in the Snaefellsnes peninsula in western Iceland.

3. Subglacial volcanism

During the Pleistocene, numerous volcanoes have been emplaced in subglacial conditions. In this paper, we refer only to those subglacial volcanoes that post-date the last geomagnetic reversal at 700 kyr. Subglacial volcanic edifices can be split into two main types: table volcanoes and ridge-shaped hyaloclastite deposits (Fig. 2).

Table volcanoes result from central vent eruptions and are the subglacial equivalent of shield volcanoes [22,23]. They form roughly circular, steep-sided and flat-topped mountains (Fig. 2). They are a few kilometres in diameter and 200–1000 metres in

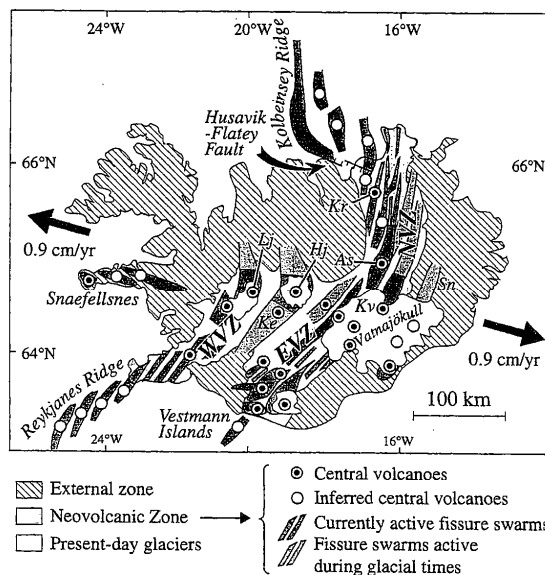


Fig. 1. Geological setting (modified after [17,69]). Iceland lies at the junction between the Reykjanes Ridge to the southwest, and the Kolbeinsey Ridge to the north. Current tectono-volcanic activity occurs in the Neovolcanic Zone, composed of three main branches, the Northern (NVZ), Western (WVZ) and Eastern (EVZ) Volcanic Zones. The Saefellsnes peninsula, in western Iceland, is also active. Lithospheric spreading occurs in fissure swarms associated with central volcanoes (dark grey: currently active swarms; light grey: swarms active during glacial times, evidenced by this work). Offset of the Neovolcanic Zone with respect to the Mid-Atlantic Ridge is accommodated by en-échelon arrangement of the swarms and by the WNW-trending Husavik-Flatey transfer fault. *As* = Askja; *Hj* = Hofsjökull; *Ke* = Kerlingarfjöll; *Kr* = Krafla; *Lj* = Langjökull; *Sn*: Snæfell.

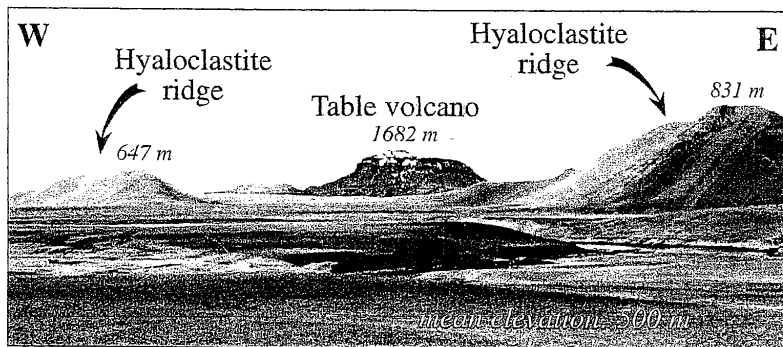


Fig. 2. Two kinds of subglacial volcanic edifices in northern Iceland (location on Fig. 3). Herdubreid, in the background, is a typical table volcano. The lower part is composed of volcanic breccia, hyaloclastites and pillow-lavas erupted in subglacial conditions. It is capped by aerial lava flows emplaced above the ice cap surface and forming a shield volcano. In the foreground are two typical hyaloclastite ridges emplaced in subglacial conditions above eruptive fissures.

height. Usually, they consist of a pile of pillow-lavas and hyaloclastites surrounded by volcanic breccia. Where magmatic supply was sufficient, these volcanoes have grown up to the ice surface and have been capped by flat aerial lava flows emplaced above the ice cap. Their height thus provides a good indication of ice thickness at the time of their emplacement [15,22,24].

Hyaloclastite ridges are up to 35 km long, 2–4 km wide and a few hundreds of metres high (Fig. 2). They are commonly aligned with the overall tectonic trend and are the subglacial equivalent of eruptive fissures. They are made up of fragmented pillow-lavas and hyaloclastites similar to the base of table volcanoes. The cap of lava flows is rarely encountered, suggesting that their activity has neither

been long enough nor sufficiently intense to reach the surface of the ice cap [22]. This is consistent with the low volume of lava currently produced by fissure eruptions, compared with the production of shield volcanoes [6].

In southern Iceland, there are table volcanoes and hyaloclastite ridges both in the currently active WVZ and EVZ (Fig. 3). In the EVZ, none of them are covered by aerial lava flows though their altitudes reach 1000 m in places. This indicates that the ice cap was thicker in the EVZ than in the WVZ. In addition, heavily eroded hyaloclastite ridges are visible in the topography of the currently inactive Hreppar region, located between the WVZ and EVZ (Figs. 3 and 4). Because of their intense erosion, these ridges have been inferred to be older than 700 kyr [25]. Accord-

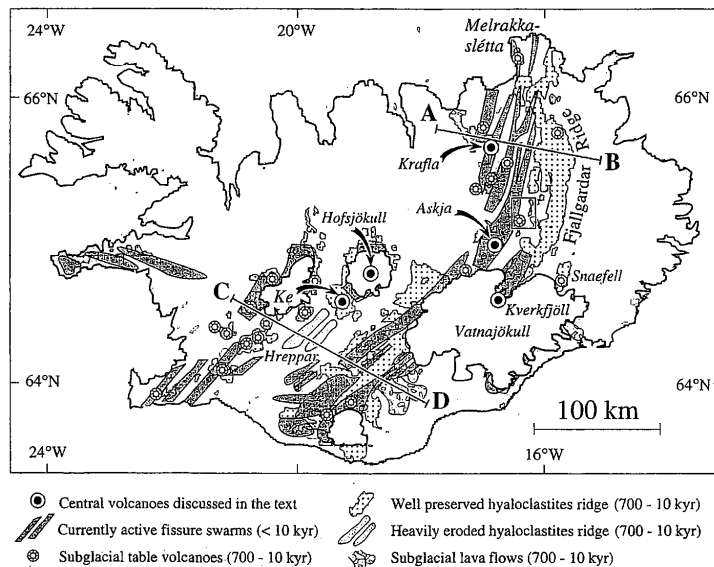


Fig. 3. Location of subglacial volcanic formations younger than 700 kyr, compared to location of currently active fissure swarms. In southern Iceland, well preserved subglacial volcanic edifices are preferentially located in the currently active WVZ and EVZ. There are also heavily eroded hyaloclastite ridges in the Hreppar area, located between the WVZ and the EVZ. These ridges can be traced to the Hofsjökull and Kerlingarfjöll (*Ke*) central volcanoes. In northern Iceland, the main subglacial formation (the Fjallgárdar Ridge) is offset 50 km to the east of the Northern Volcanic Zone. It consists of NNE-trending hyaloclastite ridges, which can be traced to the Askja and Kverkfjöll central volcanoes. Also indicated are the known subglacial lava flows, which can be traced up to their eruption sites. The overall area covered by subglacial volcanic edifices is wider than the currently active Neovolcanic Zone. Also indicated are the locations of cross-sections A–B and C–D, presented on Fig. 8. Location of Fig. 2 shown by a box.

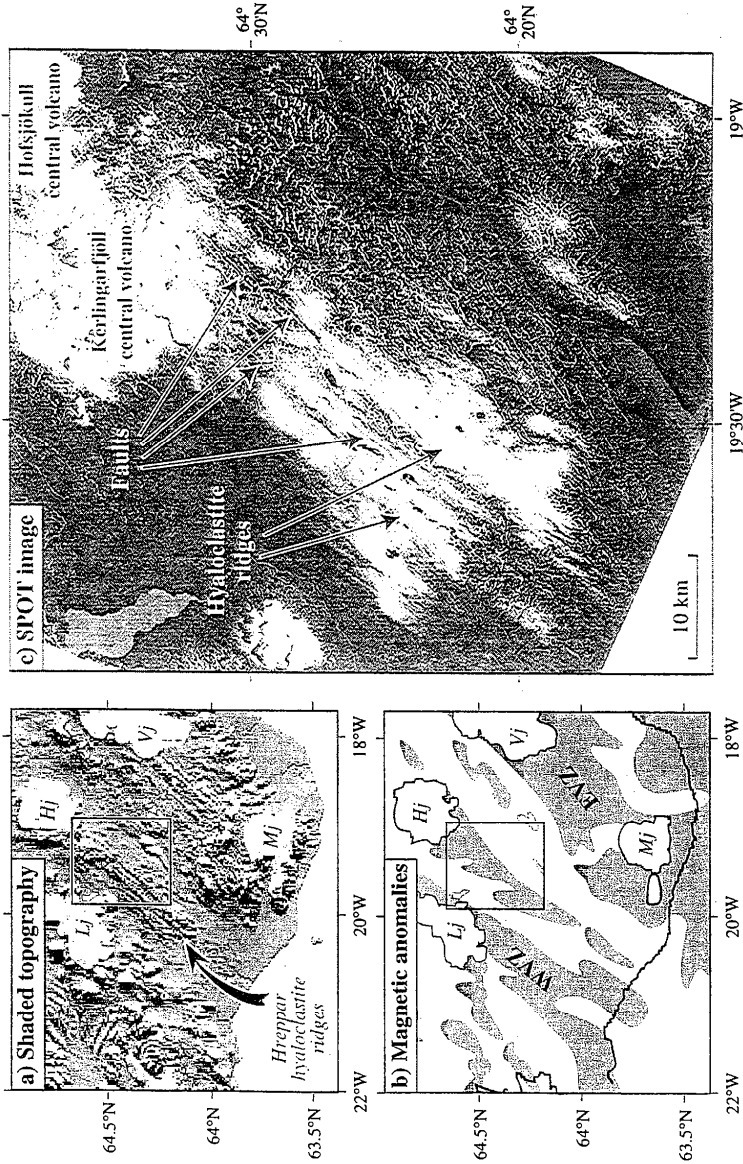


Fig. 4. Hyaloclastite ridges of the Hreppar area in southern Iceland. (a) Shaded topography from U.S. Geological Survey files at 30 arcsec resolution. The morphology of the Hreppar hyaloclastite ridges is very similar to that of the hyaloclastite ridges of the EVZ. (b) Magnetic anomalies [26]. Positive magnetic anomalies are associated with the Hreppar ridges, as well as with subglacial volcanic edifices of the WVZ and EVZ. (c) SPOT image 1-713-217-90/09/29 (location shown by a box in (a) and (b)). Areas located above 500 m are covered by snow. The heavily eroded Hreppar ridges lie on subhorizontal basalts emplaced between 3.1 Myr and 700 kyr. Together with NE-trending faults affecting the basement, they form a fissure swarm which can be traced to the Kerlingarfjöll and Hofsjökull central volcanoes. Hj = Hofsjökull; Lj = Langjökull; Mj = Myrdalsjökull; Vj = Vánajökull.

ing to this view, they would have been erupted in the WVZ and would have passively drifted eastwards up to their current location, following lithospheric spreading. However, on SPOT images, they appear as distinct morphological ridges associated with NE-trending faults (Fig. 4c). Together, the ridges and the faults form a fissure swarm connected to the Kerlingarfjöll and Hofsjökull central volcanoes, which have been active during the last 700 kyr. Strong positive magnetic anomalies associated with these ridges further confirm that they are younger than 700 kyr (Fig. 4b) [26]. Volcanic activity in this area is also compatible with the strong geothermal anomaly located there [27].

In northern Iceland, there are very few hyaloclastite ridges in the currently active NVZ. Most of them are located in a 15–20 km wide area, offset 50 km to the east of the NVZ (Fig. 3). They form a 400–600 m high ridge, extending for 200 km from the Vatnajökull glacier to the Melrakasléttá peninsula in the north. This ridge is known as the Fjallgardar Ridge [10]. In addition, the currently inactive Snaefell volcano and fissure swarm in eastern Iceland are mostly made up of subglacial hyaloclastites (Fig. 3).

Helgason [9] explained the offset of the subglacial Fjallgardar Ridge with respect to the currently active NVZ by rift jumping at the end of the last glaciation. However, several observations contradict this explanation. First, the overall N–S trend of the Fjallgardar Ridge is oblique to the NNE trend of the fissure swarms of the NVZ, suggesting that it is not controlled by tectonics (Fig. 3). Second, central volcanoes are absent in the Fjallgardar Ridge, suggesting that it has never been a rift axis. It is actually composed of a series of NNE-trending hyaloclastite ridges which can be traced southwards up to the Askja and Kverkfjöll central volcanoes (Fig. 3). These ridges have been produced by fissure swarms associated with central volcanoes located in the NVZ [10,25]. Third, activity of the central volcanoes of the NVZ during glacial times is indicated by subglacial volcanic products making up a great part of the Kverkfjöll, Askja and Krafla volcanoes (Fig. 3) [28–30]. Finally, vigorous subglacial activity in the NVZ is also indicated by the abundance of table volcanoes. Their caps of aerial lava flows imply sufficient magma supply to allow growth of

the volcanoes up to the ice cap surface. In the Fjallgardar Ridge, lack of table volcanoes suggests less intense magma supply. It probably also reflects greater ice thickness. At the present time, magmatic supply in Iceland is mostly controlled by shield volcanoes, whereas eruptive fissures are only a secondary feature [6]. If this relation is assumed to hold in subglacial conditions also, then magmatic supply was at least as important in the table volcanoes of the NVZ as in the hyaloclastite ridges of the Fjallgardar Ridge.

Hence, volcanic activity occurred both in the NVZ and in the Fjallgardar Ridge during glacial times. Hyaloclastite ridges located in the Fjallgardar Ridge have been produced by fissure swarms associated with central volcanoes located in the NVZ. An explanation, different from the rift jump hypothesis, has to be invoked for the offset of the Fjallgardar Ridge with respect to the NVZ. Because these volcanoes have been emplaced in a subglacial environment, the role of glacial erosion and transport cannot be neglected when considering their current location. In order to determine whether glacial processes can account for the misfit between the location of hyaloclastite ridges and the location of current volcanic activity, we now examine the extent, the geometry and the flowing pattern of the last ice cap.

4. The Weichselian ice cap

At least 20 glacial stages have affected Iceland for the last 4 Ma [5,31]. The last glaciation probably began around 110 kyr BP, culminated at 21 kyr BP and ended around 10 kyr BP [31–33]. Several lines of evidence have been used to estimate the maximal extent of the ice cap. Multiple terminal moraines have been recognised on land and have been related to successive re-advances during the deglaciation [31,33–35]. The oldest ones, dated around 12–10 kyr, are located at elevations of less than 100 m in the vicinity of the present coastline, suggesting a wider extent of the ice cap at its maximum (Fig. 5) [32]. This is confirmed by the presence of glacial striae all along the coast of Iceland and on Grimsey island, located 30 km to the north [32,36]. On the Icelandic shelf, 140 km west of Snaefellsnes, Olafsdottir [37] described a 25 to 30 m high and 800 m wide ridge, at a depth of 250 m. She

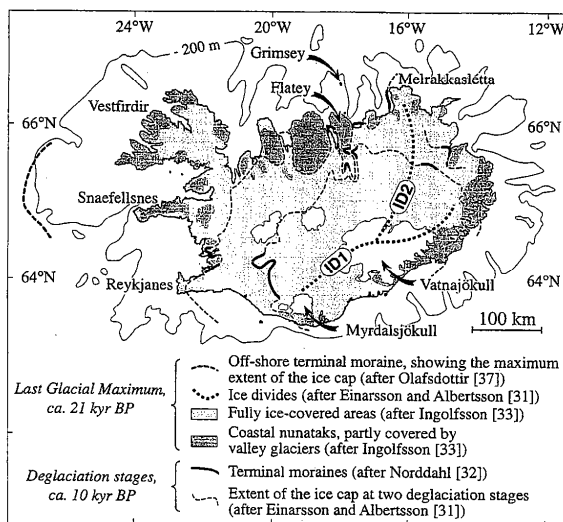


Fig. 5. Extent of the Weichselian ice cap. At the Last Glacial Maximum, the ice cap extended up to the edge of the Icelandic shelf, marked by the 200 m depth contour. Some nunataks, partly covered by valley glaciers, remained in coastal areas. The main recognised ice divide (*ID1*) extended along the southeastern coast; a second one (*ID2*) extended northwards from Vatnajökull to Melrakkaslétta. Also shown are terminal moraines previously used to infer the extent of the ice cap at two deglaciation stages.

proposed this ridge to be an end moraine, marking the maximal extent of the Weichselian glaciation. Around the edge of the Icelandic shelf, Vogt et al. [38] mapped glacially incised troughs and associated fans of glacial sediments. For these reasons, the border of the Iceland shelf, marked by the 200 m depth contour, probably was the grounding line of the ice cap at its maximum [39]. Down slope from the grounding line, the ice cap turned into an ice shelf extending, at least seasonally, over the whole Greenland–Norway–Iceland sea [40].

The thickness of the ice cap has been tentatively inferred from the altitude of the highest signs of glacial deposition or erosion and from the altitude of subglacial volcanoes [24,31,32,39,41]. In central Iceland, it was apparently comprised between 1000 m and 1500 m. Along the present-day coastline, it reached only 300–500 m.

Central Iceland was covered by a single, thick, continuous ice cap, away from which outlet glaciers flowed radially between coastal nunataks (Fig. 5)

[32,42]. The present-day ‘alpine’ morphology and the presence of ground and lateral moraines in the valleys of these coastal nunataks suggest that they were occupied by systems of valley glaciers, but that their top was not overlain by the main ice cap [39, 42]. Except in the Flatey Peninsula (northern Iceland, Fig. 5), glacial valleys in the coastal nunataks are arranged in individual radial systems centred at the summit of each nunatak. Each nunatak had its own glacial system, whose dynamics were independent of the dynamics of the main ice cap [36,39].

Locations of the ice divides of the main ice cap have been inferred from directions of glacial striae [31,43]. The main ice divide (hereafter referred to as *ID1*) passed through Myrdalsjökull and Vatnajökull, parallel to the southeastern coast of Iceland (Fig. 5). A second one (hereafter referred to as *ID2*) extended northwards from Vatnajökull, up to Melrakkaslétta in the northeast. The flow of the ice cap from the ice divides towards the sea has been little studied [34,39]. Consequently, we have performed a manual

reconstruction of the flowing pattern of the ice cap on the basis of glacial geomorphic features.

5. Flowing pattern of the ice cap

5.1. Method

An ice cap flows both by internal creep and by sliding on its bed. After the ice cap has vanished, the sliding component is recorded in striae, flutes and drumlins visible on the deglaciated bed. We used these geomorphic features to reconstruct the pattern of basal sliding of the Weichselian ice cap. Because the creep component has been neglected, the overall flow was probably slightly different from the proposed reconstruction. We used measured glacial striae described in the literature [24,36,39,42–44] and observed in the field. These data have been combined with geomorphic features (glacial valleys, nunataks, flutes, drumlins, *roches moutonnées*) observed in the field, on SPOT images, and on a digital elevation model established from U.S. Geological Survey files at 30 arcsec resolution (Fig. 6).

We assumed that all these features were Weichselian in age, i.e. that the last glaciation had obliterated older small-scale landforms, as previously proposed [24,36]. We also assumed that the landforms used in the reconstruction could be considered synchronous. This assumption is reasonable at our working scale. Indeed, the preserved moraines corresponding to the successive stages of deglaciation can be split into two consistent sets: successive end moraines at the front of the ice cap are concentric and nearly orthogonal to striae, whereas successive lateral moraines along the flanks of valleys formerly occupied by outlet glaciers are parallel to striae (compare Figs. 5 and 6). This arrangement shows that no major changes in the ice flow lines occurred during the deglaciation.

First, the divides of the main ice cap were drawn from the directions of glacial striae in central Iceland (Fig. 6). Second, a series of sliding lines were drawn at regular intervals from the ice divides towards the sea, following the directions of striae (Fig. 6). These lines represent ice flow trajectories, but they do not reflect the amount of ice flowing at each place because the distribution of precipitation has not been

taken into account in the reconstruction. In coastal areas, the ice cap was assumed to divide into outlet glaciers flowing between nunataks that behaved as emerging obstacles [32,42]. We considered the flow of glaciers on the nunataks independently from the flow of the main ice cap: we assumed that valley glaciers flowed radially away from nunatak summits, either up to the sea, or until they joined outlet glaciers of the main ice cap [36,39].

5.2. Results

In addition to the two ice divides recognised by Einarsson and Albertsson [31] in South and East Iceland (ID1 and ID2), this reconstruction outlines a third one, extending from Reykjanes to Langjökull (ID3), and a fourth one extending from Hofsjökull to Tröllaskagi (ID4) (Fig. 6). Other ice divides were located on Vestfirðir and Snaefellsnes peninsulas. Between the ice divides, the flow was channelled into streams. Between ID1 and ID3, an ice stream flowed southwestwards along the eastern flank of the WVZ. Between ID2 and ID4, two ice streams flowed northwards along the NVZ. Flow lines converging towards these ice streams show that they drained the major part of the ice cap and imply higher velocities relative to the surrounding ice. Similar ice streams are known at the present day in the ice cap covering the volcanically active West Antarctic Rift System [45–47].

6. Glacial removal of subglacial volcanic edifices

There is a striking correlation, everywhere in Iceland, between the location of well preserved subglacial hyaloclastite ridges and the location of the ice divides in the reconstruction (Fig. 6b). On the other hand, in areas occupied by ice streams in the reconstruction, hyaloclastite ridges are either nearly absent (NVZ) or heavily eroded (Hreppar area). This correlation can be explained by the theoretical flowing pattern of an ice cap, presented in cross-section in Fig. 7. Ice flows away from the ice divide, leaving at its base a wedge of stagnant ice [48]. If a subglacial eruption occurs within this preserved area, its products will stay in situ and will pile up from one eruption to another.

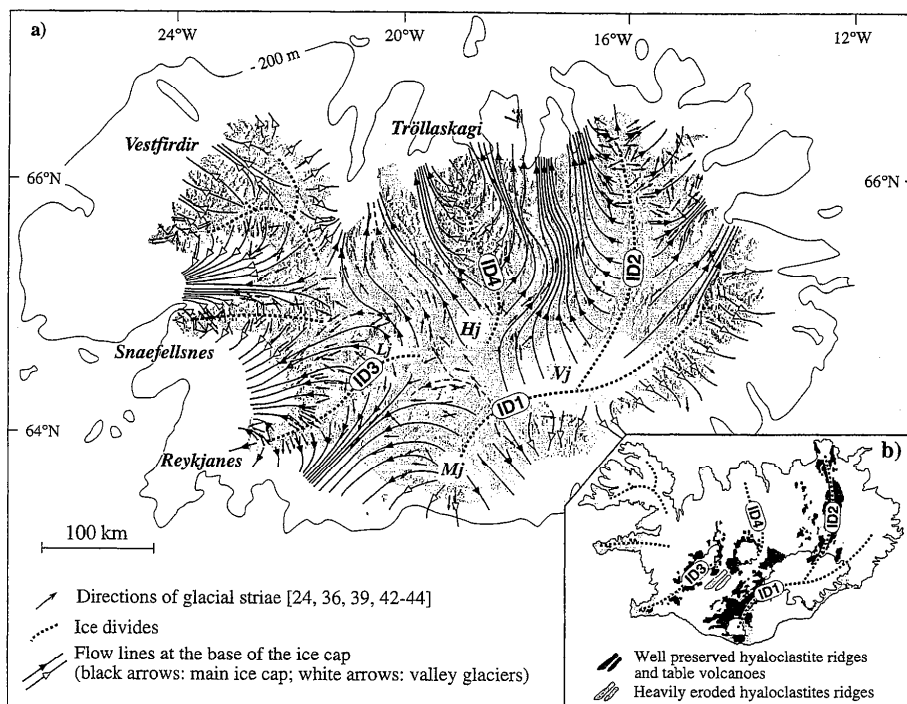


Fig. 6. (a) Reconstruction of the pattern of basal sliding of the ice cap. Background: artificially shaded digital elevation model of Iceland from U.S. Geological Survey files at 30 arcsec resolution. The reconstruction is based on glacial striae described in the literature, combined with morphological features visible on the digital elevation model and on SPOT images. The main ice cap (black arrows) has been distinguished from the valley glaciers flowing through coastal mountains (white arrows). In addition to the two ice divides formerly recognised on the eastern flank of the Neovolcanic Zone (ID1 and ID2), two other ice divides lying on its western flank are shown (ID3 and ID4). Between the ice divides, the flow is channelled into streams. Two of them are located in the NVZ, another one is located on the eastern flank of the WVZ. (b) Comparison of the location of preserved subglacial volcanic edifices with the location of the ice divides in the reconstruction. Subglacial volcanic edifices have been preserved preferentially beneath ice divides. They are either nearly absent, or heavily eroded in areas occupied by ice streams.

On the other hand, extensively fragmented and unconsolidated products [15,49] erupted subglacially in a site far away from the ice divide will be easily dislocated, incorporated to the moving ice, and continuously removed in the time lap between eruptions. Such removal of subglacial volcanic edifices has been proposed beneath the West Antarctic ice sheet [50]. Once they have reached the calving line, the debris will be released to the sea and will accu-

mulate in coastal sedimentary wedges. The basaltic shelf around Iceland is indeed surrounded by impressive sedimentary wedges, up to 2 km thick and more than 20 km wide [51,52]. Icebergs will carry some of the debris farther into the ocean where they will be released as dropstones (ice-rafted debris). Near the Reykjanes Ridge, Lackschewitz and Wallrabe-Adams [53] have indeed reported sedimentary lenses composed of ice rafted debris and basaltic glass

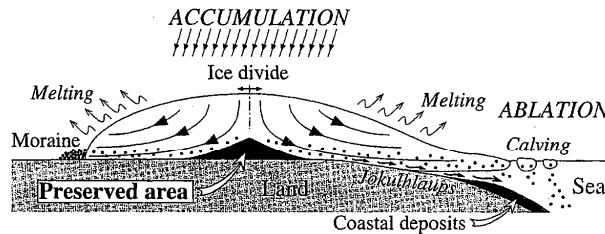


Fig. 7. Schematic cross-section showing processes implied in the removal of subglacial volcanic material. Ice flows from accumulation areas towards ablation areas, leaving a wedge of almost stagnant ice beneath ice divides. Volcanic material erupted in this preserved area piles up in situ from one eruption to another. Volcanic material erupted elsewhere is incorporated to the ice (black dots) and continuously removed. It is deposited in moraines at the front of the ice cap (left-hand side), or released to the sea by rain-out from icebergs (right-hand side). Eruption-triggered jökulhlaups and subglacial lava flows also carry a great amount of subglacial volcanic material towards the sea. Coastal deposits are formed by quiet sedimentation from melting icebergs, alternating with catastrophic debris flows followed by turbidity currents.

shards similar to those erupted in subglacial conditions. These particles were incorporated into the Icelandic ice cap and released to the ocean by icebergs [53]. Ice-rafted debris of Icelandic origin have also been recognised in deep-sea sediments lying 200 km to the south of Iceland [54]. In addition, Geirsdóttir et al. [35] interpreted fresh tephra lenses found near the southern coast of Iceland, as having been deposited by rain-out from icebergs laden with debris originating in subglacial eruptions.

At the present time, subglacial eruptions beneath Vatnajökull and Myrdalsjökull systematically trigger jökulhlaups (catastrophic subglacial water and debris flows) [55–58]. These catastrophic flows are able to carry up to 80% of solid material [55]. A great part probably originates in the eruption itself. Usually, the transported material is deposited in extensive outwash plains lying at sea level (sandurs), but the most catastrophic flows can reach the sea and end as turbidity currents [55]. There are geomorphic evidences of paleo-jökulhlaups in northeastern Iceland [59]. Near the southern coast of Iceland, volcanic sediments have been deposited in the sea, at the front of the ice cap, by eruption-triggered jökulhlaups 10 kyr ago [35]. Subglacial water and debris flows triggered by volcanic eruptions were thus widespread during glacial times and participated in transporting volcanic products from their eruption site towards the sea. Both ice flow lines and jökulhlaups pathways are primarily controlled by the slope of the ice cap surface [56]. At the present day, jökulhlaups path-

ways beneath the Vatnajökull ice cap follow closely the ice flow lines [56]. Hence, jökulhlaups pathways during glacial times were probably located at the same places as the ice streams in the reconstruction.

Long-distance subglacial lava flows occurred in southern Iceland during glacial times [60,61]. They have deposited, at sea-level, impressive lobe-shaped formations composed of interfingered lava lenses, pillow fragments, hyaloclastites and sediments (Fig. 3) [61,62]. On the western flank of the NVZ, a hyaloclastite formation displays similar sedimentological characteristics (Fig. 3) [63]. Long distance subglacial lava flows thus played also a part in removing subglacial volcanic products from their eruption sites.

Because three glacial stages at least occurred during the last 700 kyr, subglacial volcanoes cannot directly be related to the last glaciation. However, the correlation between the location of preserved subglacial volcanic edifices and the location of the ice divides in the reconstruction suggests either that the volcanoes are Weichselian in age, or that the successive ice caps that have covered Iceland for the last 700 kyr had similar flowing patterns.

7. Tectonic implications

Once the effect of glacial removal has been subtracted, the arrangement of subglacial volcanic edifices appears clearly. Similarly to post-glacial

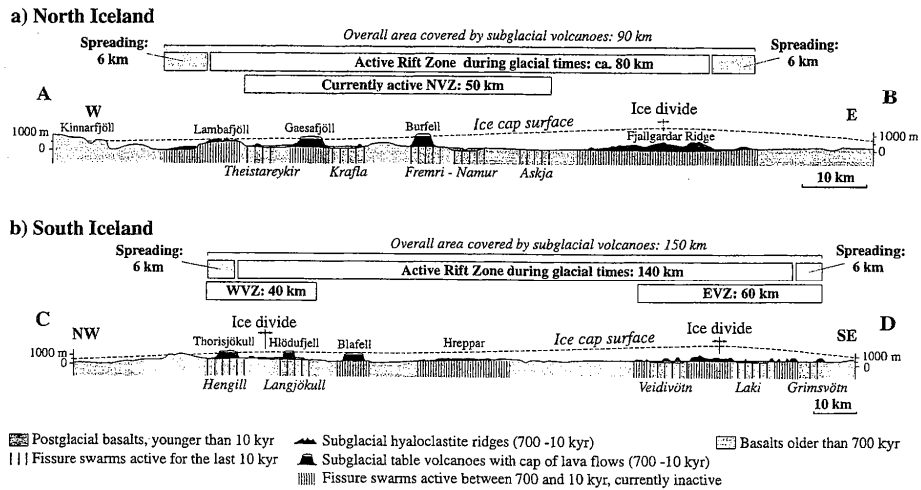


Fig. 8. Cross-sections across the Neovolcanic Zone (location on Fig. 3). Vertical exaggeration: 2×. The surface of the former ice cap is drawn schematically. (a) Northern Iceland. Hyaloclastite ridges have been preserved beneath the Fjallgardar ice divide. Table volcanoes (Gaesafjöll, Burfell) have been preserved in the NVZ. Subglacial volcanic activity has been recorded in a 90 km wide region. The currently active fissure swarms (Theistareykir, Krafla, Fremri-Namur and Askja) affect a 50 km wide area only. (b) Southern Iceland. Subglacial volcanic edifices have been preserved beneath ice divides in the WVZ and EVZ. They have been eroded in the Hreppar area. Subglacial volcanic activity has been recorded in a 150 km wide area, whereas the cumulative width of the WVZ and EVZ is only 100 km. Lithospheric spreading rate (1.8 cm/yr, full rate) can account for only 12 km of this width discrepancy. Either fissure swarms have wandered around their current location for 700 kyr, or the active rift zone has narrowed at the deglaciation.

eruptive fissures, hyaloclastite ridges are gathered in swarms associated with central volcanoes located in the Neovolcanic Zone (Fig. 3).

Because the NVZ was occupied by an ice stream, subglacially erupted volcanics have been actively removed by fast ice flow. Few relics remain at the present time, except in table and central volcanoes where magmatic supply was sufficiently frequent to counteract removal by ice flow (see [20]). Products of subglacial fissure eruptions have been preserved in the Fjallgardar Ridge, located beneath a former ice divide. The area where subglacial volcanic edifices have been preserved is 90 km wide, including table volcanoes of the NVZ and hyaloclastite ridges of the Fjallgardar Ridge. In contrast, the currently active NVZ is only 50 km wide (Fig. 8).

In southern Iceland, present-day activity is restricted to the WVZ and EVZ, whereas hyaloclastite ridges give evidence of subglacial volcanic activity between them. Subglacial activity has been recorded

in a 150 km wide zone, whereas the cumulative width of the WVZ and EVZ is only 100 km (Fig. 8).

Rift spreading at the current rate can account for a maximal 6 km drift of the subglacial volcanic edifices in 700 kyr. This value is not sufficient to explain the present-day location of subglacial hyaloclastite ridges out of the currently active rift zones, both in northern and southern Iceland. Three alternative explanations can be proposed. (1) Volcanic activity might have continuously wandered from swarm to swarm for the last 700 kyr, progressively covering a wide area with subglacial volcanics. Then, subglacial fissure swarms should be asynchronous. Wandering might be due to the process of rifting alone. However, complete lack of post-glacial lavas in the Fjallgardar Ridge, in the Hreppar area, and in the Snaefell volcano, suggests that cessation of their activity is related to the deglaciation. (2) Width of rift zones is controlled by the strength of the lithosphere, which can be affected by glacial over-

loads [11,64,65]. In Iceland, because of the thermal anomaly related to the mantle plume, the lithosphere is very weak and highly sensitive to ice loading and deloading [66–68]. Mechanical or thermal effects of the ice cap could thus have caused widening of the active rift zone and multiplication of the number of active fissure swarms during glacial times. This explanation is consistent with the lack of post-glacial activity in the Snaefell swarm and its paucity in the Hofsjökull swarm [25,30]. (3) Mechanical or thermal effects of the ice cap could also have increased the length of the active parts of the Askja, Kverkfjöll and Hofsjökull fissure swarms. This change is compatible with the fact that the central part of the Askja and Kverkfjöll swarms are still active at the present time [25,30], whereas their tips are inactive.

8. Conclusions

During the last glaciation, the rift zone of Iceland was occupied by ice streams that drained the major part of the ice cap. Fast flow of these ice streams, combined with subglacial jökulhlaups and long-distance subglacial lava flows, have contributed in removing most subglacially emplaced volcanics as eruptions proceeded. Volcanic products have been released to the sea at the front of the ice cap by sedimentation from melting of debris laden icebergs, catastrophic debris flows and turbidity currents. Only those volcanoes where magma supply was sufficiently intense and frequent and those emplaced beneath ice divides have been preserved. Subglacial hyaloclastite ridges are arranged in a pattern similar to that of present-day eruptive fissures: they have been emplaced above fissure swarms related to central volcanoes located in the currently active rift zones. Both in northern and in southern Iceland, the extent of the hyaloclastite ridges is greater than the extent of the currently active fissure swarms. This discrepancy suggests either continuous wandering of the volcanic activity from fissure swarm to fissure swarm for the last 700 kyr, or narrowing of the active rift zone and/or decrease of the length of the active part of the fissure swarms at the end of the last glaciation.

Acknowledgements

The field work was funded by CNRS-INSU (programme TECTOSCOPE), by the 'Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires' (IFRTP) and by the 'Groupe de Recherche Etudes Arctique 049' (GDRE 1069). SPOT images were purchased thanks to programs PNTS, ISIS, and to IFRTP. The digital elevation model of Iceland was established from U.S. Geological Survey public files. We are particularly grateful to A. Gudmundsson for his help in the field and to D. Gapais and P.R. Cobbold for fruitful comments about the manuscript. Reviews by D. McKenzie and an anonymous reviewer were very helpful. [FA]

References

- [1] P.R. Vogt, The Iceland Phenomenon: Inprints of a hot spot on the ocean crust, and implications for flow beneath the plates, in: L. Kristjansson (ed.), *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, NATO Advanced Study Institute Series, Reidel, Dordrecht, 1974, pp. 105–126.
- [2] C.J. Wolfe, I.T. Bjarnason, J.C. VanDecar, S.C. Solomon, Seismic structure of the Iceland mantle plume, *Nature* 385 (1997) 245–247.
- [3] S. Moorbath, H. Sigurdsson, R. Goodwin, K–Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.* 4 (1968) 197–205.
- [4] K. Saemundsson, Fissure swarms and Central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland, *Geol. J. Spec. Issue* 10 (1978) 415–432.
- [5] A. Geirsdóttir, J. Eiriksson, Growth of an intermittent ice sheet in Iceland during the Late Pliocene and Early Pleistocene, *Quat. Res.* 42 (1994) 115–130.
- [6] A. Gudmundsson, Mechanical aspects of postglacial volcanism and tectonics of the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland, *J. Geophys. Res.* 91 (1986) 12711–12721.
- [7] G.E. Sigvaldason, K. Annertz, M. Nilsson, Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjufjöll area, central Iceland, *Bull. Volcanol.* 54 (1992) 385–392.
- [8] M. Jull, D. McKenzie, The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland, *J. Geophys. Res.* 101 (1996) 21815–21828.
- [9] J. Helgason, Frequent shifts of the volcanic zone in Iceland, *Geology* 12 (1984) 212–216.
- [10] J. Helgason, The Fjallgardar volcanic ridge in NE Iceland: an aborted early stage plate boundary or a volcanically dormant zone, in: A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.), *Magma-tism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Publ. 42 (1989) 201–213.
- [11] A.C. Johnston, The effect of large ice sheets on earthquake

- genesis, in: S. Gregersen, P.W. Basham (eds.), Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-glacial Rebound, Kluwer, Dordrecht, 1989, pp. 581–599.
- [12] S.C. Cohen, Does rapid change in ice loading modulate strain accumulation and release in glaciated, tectonically active regions, *Geophys. Res. Lett.* 20 (1993) 2123–2126.
- [13] R.M. Thorson, Earthquake recurrence and glacial loading in western Washington, *Geol. Soc. Am. Bull.* 108 (1996) 1182–1191.
- [14] P. Wu, H.S. Hasegawa, Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a realistic load: A preliminary analysis, *Geophys. J. Int.* 127 (1996) 215–229.
- [15] J.G. Jones, Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland — I, *Q. J. Geol. Soc. London* 124 (1969) 197–211.
- [16] C. DeMets, R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.* 21 (1994) 2191–2194.
- [17] K. Saemundsson, Outline of the geology of Iceland, *Jökull* 29 (1979) 7–28.
- [18] A. Björnsson, Dynamics of crustal rifting in NE Iceland, *J. Geophys. Res.* 90 (1985) 10151–10162.
- [19] J.A. Ophelm, Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla fissure swarm, northeast Iceland, *Geol. Soc. Am. Bull.* 101 (1989) 1608–1622.
- [20] A. Gudmundsson, Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics, *J. Geophys. Res.* 103 (1998) 7401–7412.
- [21] K. Tryggvason, E.S. Huseby, R. Stefansson, Seismic image of the hypothesized Icelandic hot spot, *Tectonophysics* 100 (1983) 97–118.
- [22] C.C. Allen, Volcano–ice interactions on Mars, *J. Geophys. Res.* 84 (1979) 8048–8059.
- [23] R. Werner, H.U. Schmincke, G. Sigvaldason, A new model for the evolution of table mountains: volcanological and petrological evidence from Herdubreid and Herdubreidatögl volcanoes (Iceland), *Geol. Rundsch.* 85 (1996) 390–397.
- [24] G. Kjartansson, Sur la récession glaciaire et les types volcaniques dans la région du Kjölur sur le plateau central de l'Islande, *Rev. Geomorphol. Dynam.* 16 (1966) 23–39.
- [25] H. Johannesson, K. Saemundsson, Geological Map of Iceland at 1/500 000, Bedrock Geology, Icelandic Museum of Natural History and Iceland Geodetic Survey, Reykjavik, 1989.
- [26] G. Jonsson, L. Kristjansson, M. Sverrisson, Magnetic surveys of Iceland, *Tectonophysics* 189 (1991) 229–247.
- [27] O.G. Flovenz, K. Saemundsson, Heat flow and geothermal processes in Iceland, *Tectonophysics* 225 (1993) 123–138.
- [28] H. Armannsson, A. Gudmundsson, B.S. Steingrímsson, Exploration and development of the Krafla geothermal area, *Jökull* 37 (1987) 13–25.
- [29] G.C. Brown, S.P. Everett, H. Rymer, D.W. McGarvie, I. Foster, New light on caldera evolution — Askja, Iceland, *Geology* 19 (1991) 352–355.
- [30] A.T. Gudmundsson, Volcanoes in Iceland: 10 000 Years of Volcanic History, Vaka-Helgafell, Reykjavik, 1996, 136 pp.
- [31] T. Einarsson, K.J. Albertsson, The glacial history of Iceland during the past three million years, *Philos. Trans. R. Soc. London* 318 (1988) 637–644.
- [32] H. Norddahl, Late Weichselian and Early Holocene deglaciation history of Iceland, *Jökull* 40 (1990) 27–50.
- [33] O. Ingólfsson, A review of the Late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland, in: J.L. Maizels, C.J. Caseldine (eds.), Environmental Changes in Iceland: Past and Present, Kluwer, Dordrecht, 1991, pp. 13–29.
- [34] I. Kaldal, S. Víkingsson, Early Holocene deglaciation in central Iceland, *Jökull* 40 (1990) 51–66.
- [35] A. Geirsdóttir, J. Hardardóttir, J. Eiríksson, The depositional history of the Younger Dryas–Preboreal Budi moraines in south-central Iceland, *Arctic Alp. Res.* 29 (1997) 13–23.
- [36] G. Hoppe, The extent of the last inland ice sheet of Iceland, *Jökull* 32 (1982) 3–11.
- [37] T. Ólafsdóttir, A moraine ridge on the Iceland shelf, west of Breidafjörður, *Naturrufræðingurinn* 45 (1975) 31–36 (in Icelandic with English summary).
- [38] P.R. Vogt, G.L. Johnson, L. Kristjansson, Morphology and magnetic anomalies north of Iceland, *J. Geophys.* 47 (1980) 67–80.
- [39] H. Norddahl, A review of the glaciation maximum concept and the deglaciation of Eyjafjörður, North Iceland, in: J.L. Maizels, C.J. Caseldine (eds.), Environmental Changes in Iceland: Past and Present, Kluwer, Dordrecht, 1991, pp. 31–47.
- [40] CLIMAP Project Members, The surface of the Ice-Age Earth, *Science* 191 (1976) 1131–1137.
- [41] G.P.L. Walker, Some aspects of Quaternary volcanism in Iceland, *Trans. Leicester Lit. Philos. Soc.* 49 (1965) 25–40.
- [42] G. Sigbjarnarson, The Quaternary Alpine Glaciation and marine erosion in Iceland, *Jökull* 33 (1983) 87–98.
- [43] H.G. Pétursson, The Weichselian glacial history of West Melrakkaslétta, Northeastern Iceland, in: J.L. Maizels, C.J. Caseldine (eds.), Environmental Changes in Iceland: Past and Present, Kluwer, Dordrecht, 1991, pp. 49–65.
- [44] K. Saemundsson, Geological Map of Iceland at 1/250 000, Sheet 7, Northeast-Iceland, Iceland Geodetic Survey and Museum of Natural History, Reykjavik, 1977.
- [45] C.R. Bentley, Antarctic ice streams: a review, *J. Geophys. Res.* 92 (1987) 8843–8858.
- [46] D.D. Blankenship, R.E. Bell, S.M. Hodge, J.M. Brozina, J.C. Behrendt, C.A. Finn, Active volcanism beneath the West Antarctic ice sheet and implications for ice-sheet stability, *Nature* 361 (1993) 526–529.
- [47] J.C. Behrendt, R. Saltus, D. Damaske, A. McCafferty, C.A. Finn, D. Blankenship, R.E. Bell, Patterns of late Cenozoic volcanic and tectonic activity in the West Antarctic rift system revealed by aeromagnetic surveys, *Tectonics* 15 (1996) 660–676.
- [48] J.F. Nye, The flow of glaciers and ice sheets as a problem in plasticity, *Proc. R. Soc. London A* 207 (1951) 554–572.

- [49] C.C. Allen, Icelandic subglacial volcanism: thermal and physical studies, *J. Geol.* 88 (1980) 108–117.
- [50] J.C. Behrendt, D.D. Blankenship, D. Damaske, A.K. Cooper, Glacial removal of late Cenozoic subglacially emplaced volcanic edifices by the West Antarctic ice sheet, *Geology* 23 (1995) 1111–1114.
- [51] L. Kristjánsson, A marine magnetic survey off southern Iceland, *Mar. Geophys. Res.* 2 (1976) 315–326.
- [52] E. Sturkell, B. Brandsdóttir, H. Shimamura, M. Mochizuki, Seismic crustal structure along the Axarfjörður trough at the eastern margin of the Tjörnes fracture zone, N-Iceland, *Jökull* 42 (1992) 13–23.
- [53] K.S. Lackschewitz, H.J. Wallrabe-Adams, Composition and origin of volcanic ash zones in Late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: Evidence for ash fallout and ice-rafting, *Mar. Geol.* 136 (1997) 209–224.
- [54] C. Lacasse, H. Sigurdsson, H. Johannesson, M. Paterno, S. Carey, Source of Ash Zone 1 in the North Atlantic, *Bull. Volcanol.* 57 (1995) 18–32.
- [55] J. Jonsson, Notes on the Katla volcanoglacial debris flows, *Jökull* 32 (1982) 61–68.
- [56] H. Björnsson, Hydrology of Ice Caps in Volcanic Regions, *Soc. Sci. Isl., Reykjavik*, 1988, 139 pp.
- [57] P. Einarsson, B. Brandsdóttir, M.T. Gudmundsson, H. Björnsson, K. Grinnvold, Center of the Icelandic hot spot experiences volcanic unrest, *Eos* 78 (1997) 369–375.
- [58] M.T. Gudmundsson, F. Sigmundsson, H. Björnsson, Ice–volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland, *Nature* 389 (1997) 954–957.
- [59] I. Ashwell, Geomorphology of Fljotsdalshérad, eastern Iceland, and its implications, *Jökull* 35 (1985) 31–49.
- [60] G.P.L. Walker, D.H. Blake, The formation of a palagonite breccia mass beneath a valley glacier in Iceland, *Q. J. Geol. Soc. London* 122 (1966) 45–61.
- [61] S.G. Bergh, Structure, depositional environment and mode of emplacement of basaltic hyaloclastites and related lavas and sedimentary rocks: Plio-Pleistocene of the Eastern Volcanic Rift Zone, southern Iceland, *Nordic Volcanological Institute Rep.* 8502, Reykjavik, 1985, 91 pp.
- [62] S.G. Bergh, G.E. Sigvaldason, Pleistocene mass-flow deposits of basaltic hyaloclastite on a shallow submarine shelf, South Iceland, *Bull. Volcanol.* 53 (1991) 597–611.
- [63] T. Einarsson, Submarine volcanic breccia in the area south of Tjörnes, *Soc. Sci. Isl. Greinar* 4 (1966) 29–48.
- [64] W.R. Buck, Modes of continental lithospheric extension, *J. Geophys. Res.* 96 (1991) 20161–20178.
- [65] V. Benes, P. Davy, Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes, *Tectonophysics* 254 (1996) 69–87.
- [66] F. Sigmundsson, Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland, *Geophys. Res. Lett.* 18 (1991) 1131–1134.
- [67] O. Ingólfsson, H. Norddahl, H. Haflidason, Rapid isostatic rebound in southwestern Iceland at the end of the last glaciation, *Boreas* 24 (1995) 245–259.
- [68] F.F. Pollitz, Viscosity structure beneath northeast Iceland, *J. Geophys. Res.* 101 (1996) 17771–17793.
- [69] R.L. McMaster, J.G. Schilling, P.R. Pinet, Plate boundary within Tjörnes Fracture Zone on Northern Iceland's insular margin, *Nature* 269 (1977) 663–668.

4. Effets mécaniques et thermiques d'une calotte glaciaire sur la rhéologie de la lithosphère

En Islande, les volcans sous-glaciaires couvrent une région plus large que la Zone Volcanique Active actuelle. Cette différence peut être due soit à l'instabilité du processus d'accrétion islandais, soit à un élargissement de la Zone Volcanique induit par la présence de la calotte glaciaire. En effet, la mise en place d'une calotte glaciaire est susceptible d'affecter la largeur de la zone active par l'intermédiaire de modifications rhéologiques. Ces modifications rhéologiques éventuelles peuvent être causées par quatre processus : (1) augmentation de la pression lithostatique, (2) subsidence et réajustement thermique, (3) isolation thermique provoquant une augmentation du gradient géothermique, et (4) modification éventuelle de la pression de fluide.

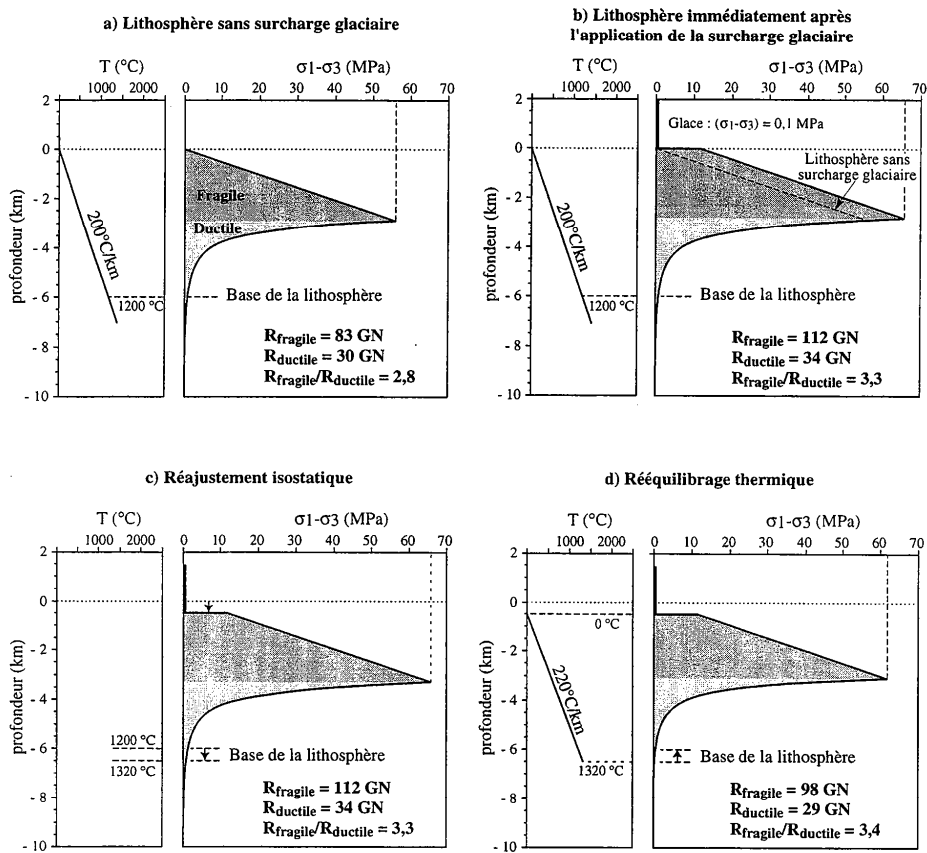
Johnston [1989] a proposé que la présence d'une calotte glaciaire à base froide soit susceptible de bloquer l'apport d'eau météoritique et de modifier la pression de fluides dans la lithosphère. Les effets rhéologiques liés à la présence d'eau dans la lithosphère étant actuellement très mal connus, il serait illusoire de vouloir prendre en compte quantitativement les modifications de la pression de fluides provoquées par une calotte glaciaire. C'est pourquoi nous ne discutons ici que des trois premiers processus.

4.1 Augmentation de la pression lithostatique

La figure 4.9a représente le profil rhéologique de la lithosphère islandaise, tel qu'il a été calculé dans la deuxième partie (p. 90). La figure 4.9b représente le profil rhéologique de la même lithosphère, immédiatement après l'application d'une surcharge glaciaire de 2000 m d'épaisseur, c'est-à-dire avant que le rééquilibrage isostatique et thermique n'ait eu lieu. Les équations qui ont permis d'établir ce profil sont indiquées sur la figure. La résistance totale de la lithosphère est augmentée de 30 % environ par l'application de la surcharge. Cette augmentation est principalement due à une augmentation de 35 % de la résistance du niveau fragile sous l'effet de l'augmentation de la contrainte lithostatique. La résistance du niveau ductile étant peu affectée, le rapport de résistance $R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$ montre une augmentation significative de 15 à 20 %. Or ce rapport a une très grande importance sur le mode de déformation de la lithosphère [*Allemand and Brun*, 1991; *Davy et al.*, 1995; *Benes and Davy*, 1996; *Bonnet*, 1997].

4.2 Subsidence et rééquilibrage thermique associé

L'application d'une surcharge glaciaire induit une subsidence de la lithosphère, de manière à conserver l'équilibre isostatique. Compte tenu de la faible résistance de la lithosphère islandaise, on peut en première approche se servir d'un modèle de rééquilibrage isostatique local de type Airy, où la valeur de la subsidence est égale à :



$$\begin{aligned}
 (\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{fragile}} &= 0,66 \cdot (\rho_{\text{basalte}} \cdot g \cdot z + \rho_{\text{glace}} \cdot g \cdot \text{é}p_{\text{glace}}) & \rho_{\text{basalte}} &= 3000 \text{ kg/m}^3; \rho_{\text{glace}} = 900 \text{ kg/m}^3 \\
 (\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{ductile}} &= (\epsilon/A)^{1/n} \cdot \exp(Q/nRT) & \dot{\epsilon} &= 10^{-14} \text{ s}^{-1}; A = 3,2 \cdot 10^6 \text{ GPa} \cdot \text{n} \cdot \text{s}^{-1}; \\
 (\sigma_1 - \sigma_3) &= \min [(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{fragile}}, (\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{ductile}}] & n &= 3,4; Q = 250 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1}
 \end{aligned}$$

Figure 4.9. Effet d'une surcharge glaciaire de 2000 m d'épaisseur sur la rhéologie de la lithosphère dans la Zone Volcanique Active d'Islande. La contrainte de rupture fragile est calculée avec la loi de *Byerlee* [1978]. La contrainte de fluage ductile est calculée avec la loi de *Weertman* [1978]. Les paramètres rhéologiques utilisés sont ceux de la diabase [*Ranalli*, 1987]. Le gradient géothermique est celui mesuré dans la Zone Volcanique Active [*Flovenz et Saemundsson*, 1993]. a) Profil rhéologique sans surcharge glaciaire. A cause du gradient géothermique anormalement élevé, l'épaisseur de la partie fragile de la lithosphère islandaise est inférieure à 3 km. L'épaisseur totale de la lithosphère est de 6 km. b) Profil rhéologique immédiatement après l'application de la surcharge. La résistance de la partie fragile de la lithosphère (R_{fragile}) et le rapport de résistance ($R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$) sont significativement augmentés par la surcharge glaciaire. c) Réajustement isostatique. La surcharge provoque une subsidence de l'ordre de 600 m de la lithosphère dont la base se retrouve à une température de 1320 °C. d) Rééquilibrage thermique. Le gradient géothermique augmente pour s'adapter aux nouvelles conditions de température à la base de la lithosphère. L'épaisseur totale de la lithosphère diminue légèrement, ainsi que l'épaisseur du niveau fragile. La résistance du niveau ductile diminue. La résistance totale de la lithosphère, la résistance du niveau fragile et le rapport de résistance ($R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$) restent supérieurs à ceux d'une lithosphère sans surcharge glaciaire.

$$\Delta h = h_g \cdot \rho_g / \rho_l \quad (4-3)$$

où Δh est la valeur de la subsidence, h_{glace} est l'épaisseur de glace, ρ_g est la masse volumique de la glace, et ρ_l est la masse volumique de la lithosphère.

En prenant des valeurs de ρ_{glace} et de $\rho_{\text{lithosphère}}$ égales à 900 kg/m^3 et 3000 kg/m^3 , la subsidence provoquée par une surcharge de 2000 m de glace est de 600 m. Cette valeur est proche de la valeur du rebond glaciaire estimée par *Sigmundsson* [1991].

La subsidence de la lithosphère entraîne un réchauffement de sa base, alors que sa surface reste à la température atmosphérique. Le gradient géothermique se réajuste alors lentement dans la lithosphère. La base de la lithosphère islandaise se trouve à une profondeur de l'ordre de 6 km et à une température de $1200 \text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 4.9a). Une subsidence de 600 m l'amène dans une région dont la température est de $1320 \text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 4.9c). Après réajustement thermique, le gradient géothermique dans la lithosphère passe alors à $220 \text{ }^\circ\text{C/km}$ (Fig. 4.9d). Le profil rhéologique est modifié par le réajustement thermique : l'épaisseur du niveau fragile diminue, de même que la résistance du niveau ductile (Fig. 4.9d). Cependant, la résistance totale du niveau fragile reste de 20% supérieure à celle d'une lithosphère sans surcharge glaciaire et le rapport $R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$ est encore augmenté.

4.3 Isolation thermique

Une calotte glaciaire constituant un isolant thermique, elle est éventuellement susceptible de modifier la distribution de température dans la lithosphère et sa rhéologie. En régime permanent, le transfert de chaleur à travers la lithosphère et la glace est régi par les équations suivantes :

$$Q_g = - K_g \cdot (T_{\text{surf}} - T_{\text{interf}}) / h_g \quad (4-4)$$

$$Q_l = - K_l \cdot (T_{\text{interf}} - T_{\text{base}}) / h_l \quad (4-5)$$

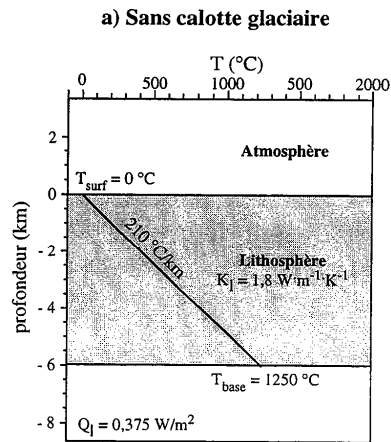
où Q_g est le flux thermique à travers la glace, Q_l le flux thermique à travers la lithosphère, K_g la conductivité thermique de la glace ($2,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ [*Paterson*, 1994]), K_l la conductivité thermique de la lithosphère, T_{surf} la température à la surface de la glace, T_{interf} la température à l'interface lithosphère/glace, T_{base} la température à la base de la lithosphère, h_g l'épaisseur de glace et h_l l'épaisseur de la lithosphère.

La figure 4.10a représente le profil thermique de la lithosphère islandaise sans glace, calculé à partir de l'équation (4-5) sur la base d'un flux géothermique (Q_l) de $0,375 \text{ W/m}^2$ et d'une conductivité thermique de la lithosphère (K_l) de $1,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ [*Flovenz and Saemundsson*, 1993].

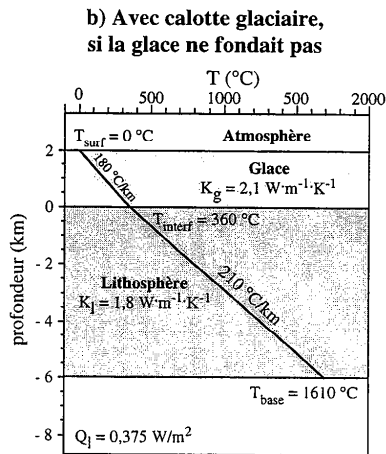
Considérons maintenant la même lithosphère, recouverte de 2000 m de glace. Nous supposons que le flux géothermique (Q_l) n'est pas modifié par la mise en place de la calotte

Figure 4.10. Modification du profil thermique de la lithosphère par l'effet isolant d'une calotte glaciaire.

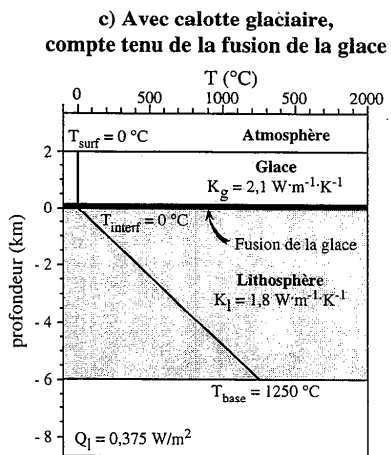
a) Profil thermique de la lithosphère sans calotte glaciaire. Compte tenu du flux géothermique ($Q_1 = 0,375 \text{ W/m}^2$) et de la conductivité thermique du basalte ($K_l = 1,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), le gradient géothermique est égal à $210 \text{ }^\circ\text{C/km}$.



b) Profil thermique avec une calotte glaciaire de 2000 m d'épaisseur. Si on suppose que le flux géothermique n'est pas affecté par la surcharge glaciaire, et compte tenu de la conductivité thermique de la glace ($K_g = 2,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), il s'établirait un gradient thermique de $180 \text{ }^\circ\text{C/km}$ dans la glace si celle-ci ne fondait pas. La lithosphère serait alors considérablement réchauffée.



c) En fait, à cause de la fusion de la glace, l'interface lithosphère/glace est maintenue à une température de $0 \text{ }^\circ\text{C}$. La distribution des températures dans la lithosphère reste identique à ce qu'elle serait s'il n'y avait pas de glace.



glaciaire. Si toute la glace restait au-dessous de la température de fusion, le flux géothermique serait intégralement transféré à travers la glace vers l'atmosphère :

$$Q_g = Q_l \quad (4-6)$$

La différence de température entre la surface et la base de la glace ($T_{\text{surf}} - T_{\text{interf}}$) pourrait alors être calculée à l'aide de l'équation (4-4) et la nouvelle distribution de température dans la lithosphère pourrait en être déduite à l'aide de l'équation (4-5). La figure 4.10b, qui représente le profil thermique ainsi calculé, montre que la lithosphère serait considérablement réchauffée. Cependant, sur ce profil, la température à l'interface lithosphère/glace est de 360 °C, ce qui montre qu'une partie du flux géothermique sert en fait à fondre la glace et que l'équation (4-6) n'est pas valide.

Par contre, on sait que, du fait de la fusion, l'interface lithosphère/glace est maintenue à la température de fusion de la glace : $T_{\text{interf}} = 0$ °C. La chaleur est évacuée par l'eau de fonte qui sort du système. Le gradient thermique dans la glace reste donc très faible. La distribution de température dans la lithosphère reste identique à ce qu'elle serait s'il n'y avait pas de glace (Fig. 4.10c).

4.4 Bilan

La faible résistance de la lithosphère islandaise la rend potentiellement très sensible à l'application d'une surcharge glaciaire. Immédiatement après l'application de la surcharge, la résistance totale de la lithosphère augmente significativement. Cette augmentation est principalement due à l'augmentation de la résistance du niveau fragile sous l'effet de la contrainte lithostatique supplémentaire. Le rapport de résistance $R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$ est aussi augmenté de manière significative. Le réajustement isostatique et le réajustement thermique associés réduisent ensuite légèrement l'épaisseur du niveau fragile et la résistance du niveau ductile. L'augmentation de résistance provoquée par l'augmentation de la contrainte lithostatique domine la diminution de résistance induite par le réajustement thermique. L'effet isolant de la glace n'affecte en rien le profil thermique dans la lithosphère, à cause de la fusion de la glace qui maintient l'interface lithosphère/glace à une température de 0 °C.

Compte tenu des nombreuses incertitudes sur la rhéologie de la lithosphère, en particulier sur le rôle des pressions de fluide, nous avons fait appel à des hypothèses très simplificatrices : en particulier nous avons supposé que le gradient géothermique était linéaire, que le rebond glaciaire obéissait à un modèle isostatique de type Airy, et que le réajustement thermique ne concernait que la lithosphère. Bien que ces hypothèses soient probablement assez éloignées de la réalité, elles permettent de mettre en évidence de manière simple l'influence éventuelle d'une calotte glaciaire sur la structure rhéologique de la lithosphère.

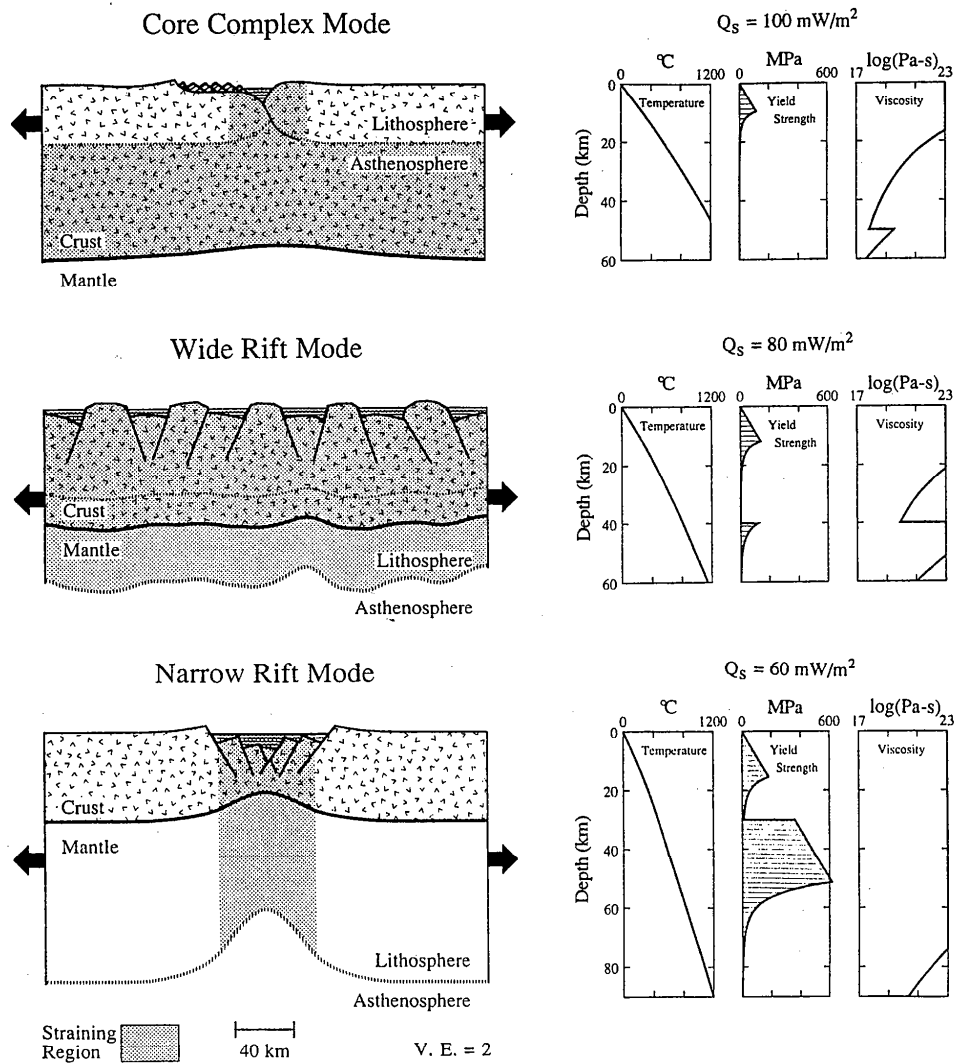


Figure 4.11. Les trois modes d'extension lithosphérique [Buck, 1991]. a) *Rift étroit*. La déformation est concentrée dans un rift unique dont la largeur est de l'ordre de grandeur de l'épaisseur de la lithosphère. b) *Rift large*. La déformation est distribuée sur un ensemble de failles couvrant une région dont la largeur est très supérieure à l'épaisseur de la lithosphère. c) *Core complex*. La déformation de la partie supérieure de la lithosphère est localisée sur un plusieurs rifts. Du fait de sa faible viscosité, la partie inférieure de la lithosphère flue en direction des rifts. Sur chaque figure, la zone déformée est indiquée en gris.

5. Etude par modélisation analogique de l'influence d'une surcharge glaciaire sur la largeur d'un rift

Buck [1991] et Benes and Davy [1996] ont montré qu'il existe trois modes d'extension, qui dépendent de la structure rhéologique de la lithosphère. Le mode rift *étroit* se produit quand la résistance du niveau fragile, qui a tendance à localiser la déformation, domine la résistance du niveau ductile, qui a tendance en revanche à la distribuer (Fig. 4.11a). La déformation se concentre alors au cours du temps dans une zone dont la largeur est du même ordre de grandeur que l'épaisseur de la lithosphère. Dans ce cas, la largeur initiale du rift est directement proportionnelle à l'épaisseur de la partie fragile de la lithosphère [Allemand and Brun, 1991]. Le graben du Rhin, le Golfe de Suez et le Rift Baïkal sont des exemples de rifts continentaux étroits.

Le mode *rift large* apparaît quand la résistance du niveau fragile est dominée par la résistance du niveau ductile (Fig. 4.11b). La déformation migre au cours du temps vers les régions non déformées, et couvre finalement une zone dont la largeur est très supérieure à l'épaisseur de la lithosphère. L'exemple type de *rift large* continental est la province du Basin and Range.

Le mode *core complex* se produit quand la partie fragile de la lithosphère est mince et sa partie ductile peu visqueuse (Fig. 4.11c). Du fait de la faible résistance du niveau fragile, la déformation est initialement distribuée sur plusieurs rifts, qui couvrent une zone dont la largeur est très supérieure à l'épaisseur de la lithosphère. Du fait de sa faible viscosité, la partie ductile de la lithosphère flue alors vers ces rifts, où la déformation se concentre au cours du temps. Des exemples de *core complexes* se trouvent dans le Basin and Range et dans la Mer Egée.

Les trois modes d'extension ont été définis pour une lithosphère continentale. Cependant, la transition entre ces modes d'extension dépendant essentiellement du rapport de résistance $R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$ de la lithosphère [Davy *et al.*, 1995; Benes and Davy, 1996; Bonnet, 1997], la notion de mode d'extension peut être extrapolée à la lithosphère océanique.

On a vu au § 4 que la présence d'une surcharge glaciaire sur une lithosphère très sensible, telle que celle de l'Islande, affecte considérablement le rapport $R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$. Afin de déterminer si cette modification est susceptible d'influencer le mode d'extension, nous avons effectué des expériences de modélisation analogique. Les effets thermiques dus à la subsidence de la lithosphère et à l'effet isolant de la glace étant faibles par rapport à l'effet mécanique dû à l'augmentation de pression lithostatique, seul ce dernier phénomène a été pris en compte dans les expériences.

5.1 Dispositif expérimental

Dans les modèles, la partie supérieure fragile de la lithosphère est représentée par une couche de sable d'épaisseur h_{fragile} et sa partie inférieure ductile par une couche de silicone d'épaisseur h_{ductile} . L'ensemble repose sur du miel de faible viscosité, représentant

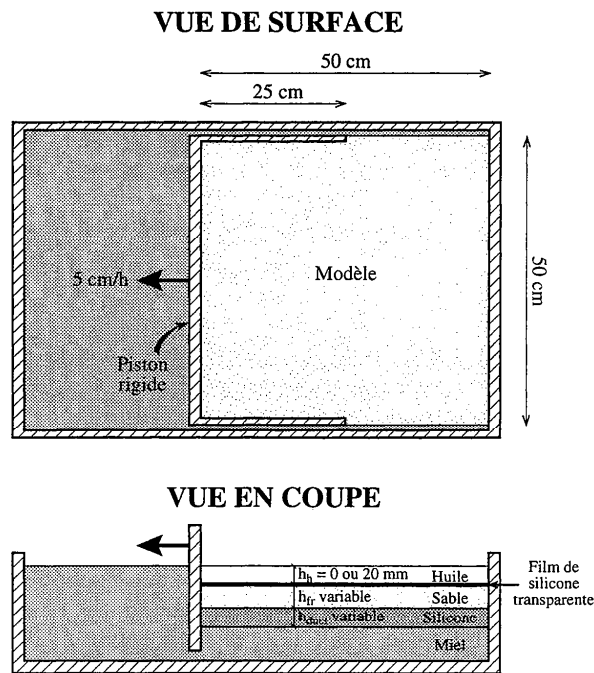


Figure 4.12. Dispositif expérimental. La lithosphère modèle, constituée d'une couche de sable et d'une couche de silicone, est placée dans une boîte remplie de miel. La surcharge glaciaire est modélisée par une couche d'huile disposée sur le modèle. L'huile est séparée du sable par un film de silicone transparent. L'ensemble est soumis à une extension par un piston rigide en U qui se déplace à une vitesse de 5 cm/h.

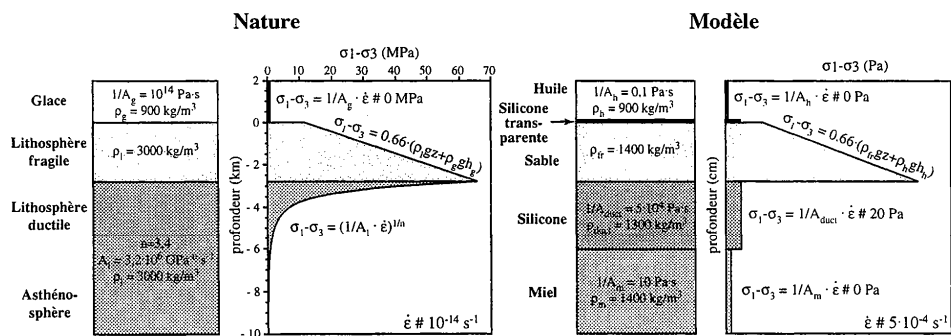


Figure 4.13. Caractéristiques et profils rhéologiques comparés de la lithosphère islandaise et de la lithosphère modèle.

l'asthénosphère (Fig. 4.12). Le modèle est placé dans une boîte carrée de 50 cm de côté et est soumis à une extension par l'intermédiaire d'un piston en U qui se déplace à une vitesse de 5 cm/h (Fig. 4.12).

Les modèles sont dimensionnés suivant les principes exposés dans la deuxième partie (p. 91). La glace peut être considérée comme un matériau Newtonien avec une viscosité de l'ordre de 10^{14} Pa.s [Paterson, 1994], c'est-à-dire de cinq ordres de grandeur inférieure à celle de la partie ductile de la lithosphère islandaise (10^{19} Pa.s). Une huile dont la viscosité (10^{-1} Pa.s) est de cinq ordres de grandeur inférieure à celle de la silicone (10^4 Pa.s) est donc utilisée pour représenter la surcharge glaciaire. Afin que l'huile ne mouille pas le sable, elle en est séparée par un film de silicone transparente de 1 mm d'épaisseur. Ce film de faible résistance se déforme passivement avec le niveau de sable. Les caractéristiques rhéologiques des différents matériaux et le profil rhéologique de la lithosphère modèle sont comparés à ceux de la lithosphère islandaise sur la figure 4.13.

5.2 Paramétrisation des modèles

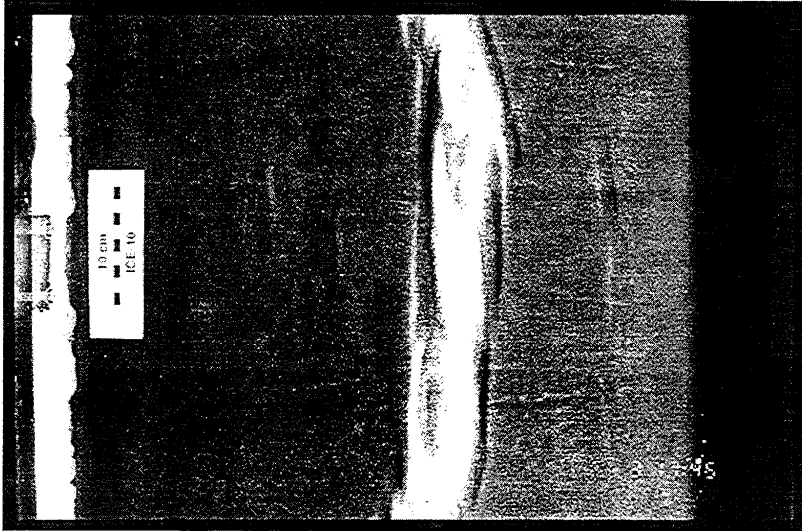
Deux séries d'expériences ont été effectuées : la première sans surcharge, la deuxième avec une surcharge constituée par une couche de 20 mm d'huile. Cette épaisseur importante par rapport à celle de la lithosphère modèle a été choisie afin de mettre en évidence clairement les effets de la surcharge. Afin de s'affranchir d'éventuels effets dûs au film de silicone transparente, celui-ci a été placé dans les deux séries d'expériences.

Dans chaque série d'expérience, nous avons déterminé à quel rapport $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ correspondait la transition entre le mode *rift étroit* et le mode *rift large*. Nous avons donc fait varier les épaisseurs des niveaux de sable et de silicone d'une expérience à l'autre, en conservant une épaisseur totale de lithosphère de 30 mm. Le rapport d'épaisseur $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ a été utilisé comme variable d'entrée. La largeur de la zone déformée a été mesurée après une heure d'extension. Dans les expériences où un seul rift s'est développé, c'est la largeur du rift qui a été mesurée. Dans les expériences où plusieurs rifts sont apparus, la largeur déformée a été calculée en cumulant la largeur de chaque rift. Cette méthode de mesure ne prend en compte que la déformation accommodée par les failles et néglige la déformation par glissement intergranulaire dans le sable [Benes and Davy, 1996]. Elle fournit donc une estimation minimale de la largeur déformée. Le rapport de résistance $R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$, dépendant de la largeur de la zone déformée, n'a pu être estimé qu'*a posteriori*, en se basant sur la largeur déformée mesurée. Les caractéristiques rhéologiques et les largeurs déformées de chaque expérience sont présentées sur la figure 4.15.

5.3 Résultats

Deux styles d'extension ont été obtenus. Le premier est caractérisé par la formation d'un graben à l'axe du modèle. La déformation est localisée dans ce graben pendant toute la durée de

a) Rift étroit (ICE 10)



b) Rift large (ICE 4)

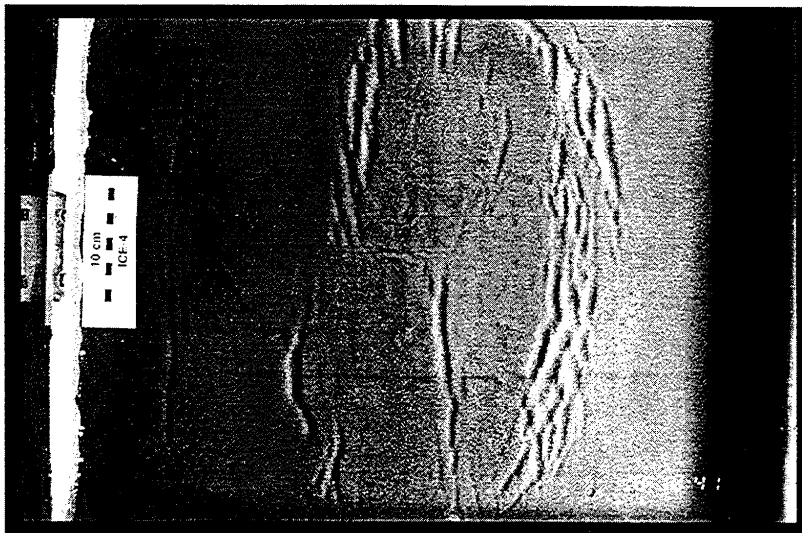


Figure 4.14. Vues de surface de deux expériences montrant les deux styles d'extension obtenus dans les modèles analogiques

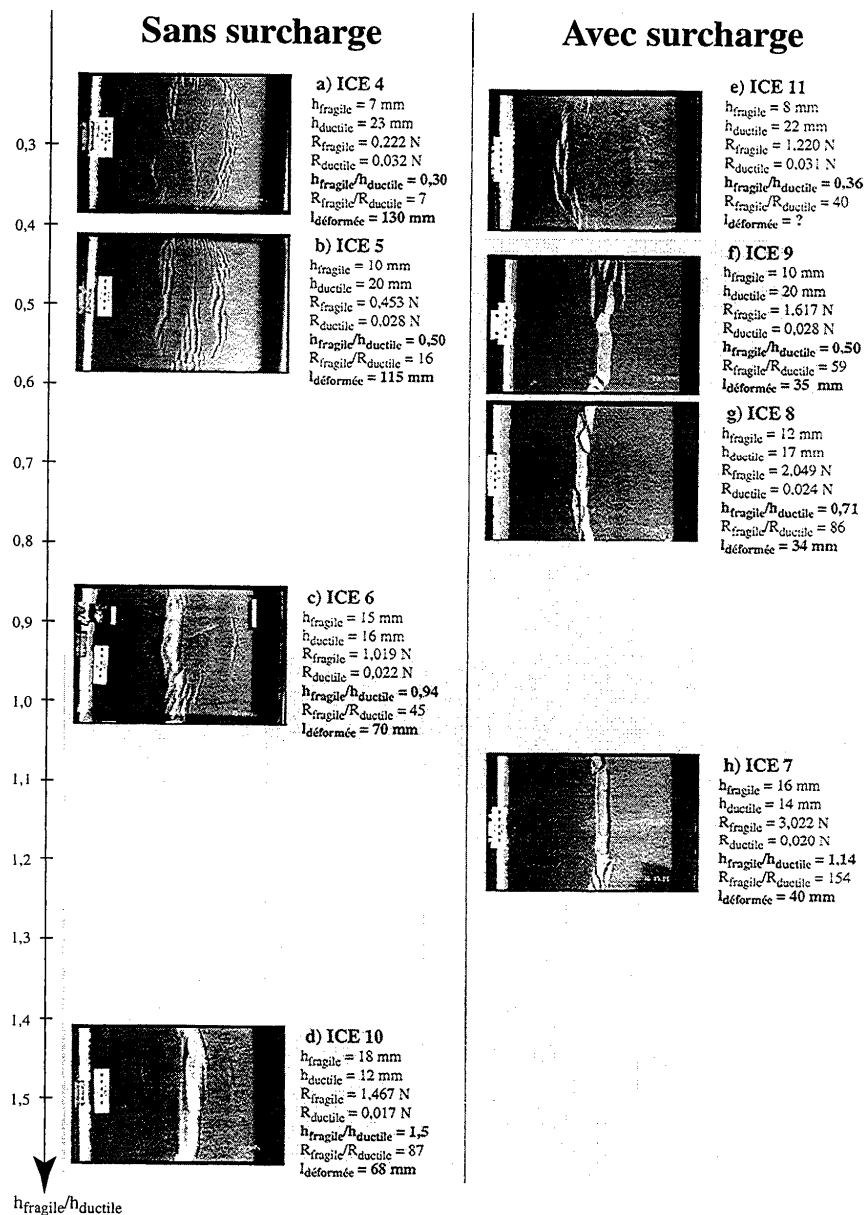


Figure 4.15. Tableau récapitulatif des caractéristiques et des résultats des expériences. Les photographies sont des vues de surface après une heure d'extension. Les expériences sans surcharge sont présentées dans la colonne de gauche. Celles avec surcharge sont dans la colonne de droite. Les expériences ayant donné un résultat du type *rift étroit* sont représentées sur fond gris. Les expériences ayant donné un résultat du type *rift large* sont représentées sur fond blanc. Dans les expériences sans surcharge, la transition *rift étroit*/*rift large* se produit pour un rapport $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}} \# 1$. Dans les expériences avec surcharge, elle se produit pour un rapport $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}} \# 0,4$. Une lithosphère de rapport $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ donné peut donc passer du mode *rift large* au mode *rift étroit* sous l'effet d'une surcharge glaciaire.

l'expérience (Fig. 4.14a). Le second style est caractérisé par la formation de failles qui couvrent une surface importante du modèle (Fig. 4.14b). Ces deux styles de déformation sont interprétés comme étant les équivalents des modes rift étroit et rift large définis par *Buck* [1991] (Fig. 4.11).

Dans la série d'expériences sans surcharge, le mode *rift étroit* a été obtenu dans l'expérience ICE10 (Figs. 4.15d) et le mode *rift large* dans les expériences ICE5 et ICE4 (Fig. 4.15a et b). La transition entre le mode *rift étroit* et le mode *rift large* apparaît sur l'expérience ICE6 (Fig. 4.15c).

Dans la série d'expériences avec surcharge, le mode *rift étroit* a été reproduit dans les expériences ICE7 à ICE9 (Figs. 4.15f à g). A cause de la très faible épaisseur du niveau de sable dans l'expérience ICE11 (Fig. 4.15e), l'essentiel de la déformation y est accomodé par glissement intergranulaire, ce qui rend l'estimation de la largeur déformée difficile. Cependant, le nombre de failles qui se sont formées et leur position décalée par rapport au milieu du modèle, indiquent que cette expérience correspond au mode *rift large*. La transition *rift étroit / rift large* se produit donc entre les expériences ICE9 et ICE11.

5.4 Interprétation

La Figure 4.16 représente la largeur de la zone déformée en fonction du rapport d'épaisseur $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ de chaque expérience. Dans les expériences sans surcharge, la transition *rift étroit / rift large* se produit pour un rapport d'épaisseur $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ de l'ordre de 1. Dans les expériences avec surcharge, elle se produit pour un rapport d'épaisseur $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ de l'ordre de 0,4. Cette différence est due à l'augmentation du rapport de résistance $R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$ induite par l'application de la surcharge. En effet, la transition rift étroit / rift large dépend du rapport de résistance $R_{\text{fragile}}/R_{\text{ductile}}$ [*Benes and Davy*, 1996] L'application d'une surcharge glaciaire sur une lithosphère de rapport d'épaisseur $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ donné peut donc permettre le passage du mode *rift large* vers le mode *rift étroit*.

Bonnet [1997] a proposé que le caractère *localisé* ou *distribué* de la déformation lithosphérique soit contrôlé par un paramètre de localisation adimensionnel Γ , défini comme :

$$\Gamma = 2 \cdot R_{\text{fragile}} / (\eta \cdot U) \quad (4-7)$$

où R_{fragile} représente la résistance totale du niveau fragile, η la viscosité moyenne du niveau ductile ($\eta = 1/A$) et U la vitesse de déformation. Afin de déterminer si ce paramètre contrôle aussi la transition *rift étroit / rift large*, sa valeur a été calculée pour chacune de nos expériences. La Figure 4.17, qui représente la largeur de la zone déformée en fonction du paramètre Γ , montre que la transition *rift étroit / rift large* se produit pour un paramètre Γ compris entre 4 et 6, dans les expériences avec surcharge comme dans les expériences sans surcharge. Il semble que le paramètre Γ constitue un bon indice de la tendance de la lithosphère à se déformer en mode *rift large* ou en mode *rift étroit*. La valeur de Γ que nous avons observée

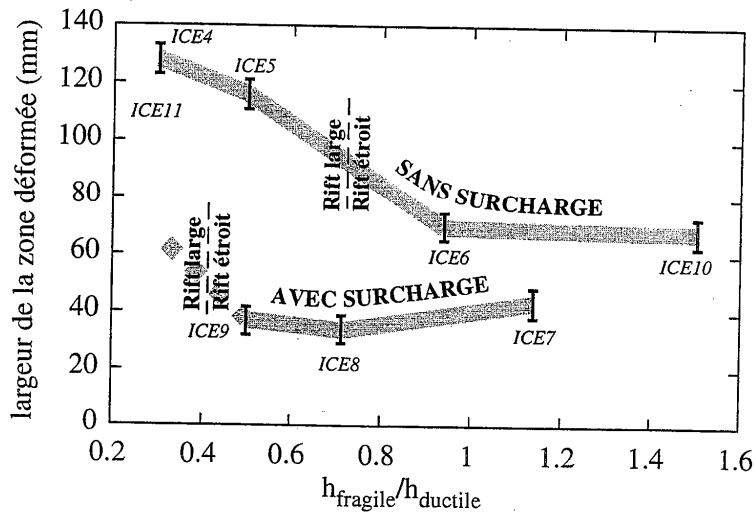


Figure 4.16. Evolution de la largeur de la zone déformée en fonction du rapport d'épaisseur $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ de la lithosphère modèle. La transition rift étroit / rift large se produit pour un rapport $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ inférieur dans les expériences avec surcharge. La largeur déformée est systématiquement plus petite dans les expériences avec surcharge que dans les expériences sans surcharge.

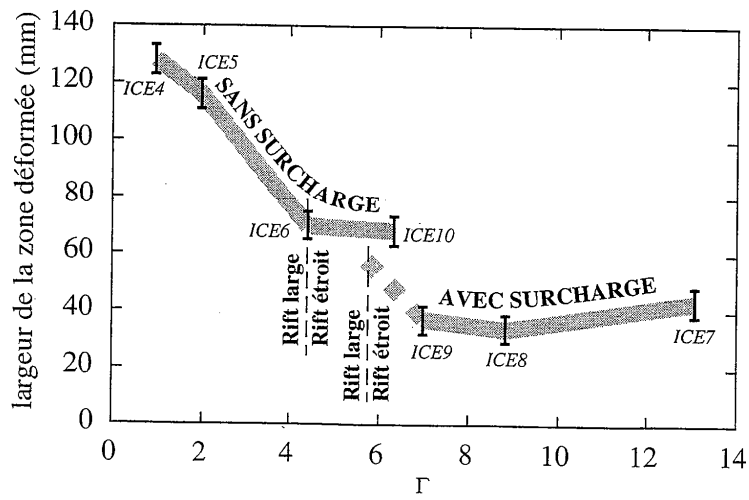


Figure 4.17. Evolution de la largeur de la zone déformée en fonction du paramètre de localisation adimensionnel Γ . La transition rift étroit / rift large se produit pour un paramètre de localisation voisin de 5 dans les expériences avec surcharge comme dans les expériences sans surcharge.

à la transition *rift large* / *rift étroit* (4 à 6) est différente de la valeur obtenue par *Bonnet* [1997] (0,5). La différence peut être due au fait que nos expériences modélisent un contexte extensif, alors que la valeur obtenue par *Bonnet* [1997] est déduite d'expériences en contexte décrochant. Une autre explication possible est la présence d'un film de silicone à la surface de la lithosphère modèle dans nos expériences. Malgré ces différences, les expériences effectuées montrent que l'application d'une surcharge glaciaire sur une lithosphère de rapport d'épaisseur $h_{\text{fragile}}/h_{\text{ductile}}$ donné induit une augmentation du paramètre Γ , due à l'augmentation de la résistance du niveau fragile, et permet éventuellement le passage du mode *rift large* au mode *rift étroit*.

D'autre part, la Figure 4.16 montre que, tant que le mode d'extension correspond au mode *rift étroit*, la zone déformée est systématiquement plus étroite dans les expériences avec surcharge que dans les expériences sans surcharge. La présence d'une surcharge glaciaire aura donc tendance à réduire la largeur d'un *rift étroit*. A cause des difficultés rencontrées pour mesurer la largeur déformée dans l'expérience ICE11, il n'a pas été possible de déterminer si la présence d'une surcharge augmente ou réduit la largeur déformée dans le cas d'un *rift large*.

6. Conclusion

La localisation géographique des volcans sous-glaciaires en Islande ne correspond pas à la localisation de la Zone Volcanique Active actuelle. Le nombre réduit de volcans sous-glaciaires dans la Zone Volcanique Nord peut être expliqué par l'existence dans cette région d'un courant de glace, dont l'écoulement rapide a permis l'évacuation des produits des éruptions sous-glaciaires vers la mer. L'existence de volcans sous-glaciaires en-dehors de la Zone Volcanique Active actuelle ne peut être expliquée ni par la divergence des plaques ni par un déplacement de l'axe d'accrétion. Deux explications sont envisagées. Il est possible que certains faisceaux aient été très actifs durant les glaciations et qu'ils le soient moins actuellement, du simple fait de l'instabilité intrinsèque du processus d'accrétion. Il est aussi possible que la surcharge glaciaire ait entraîné l'élargissement de la Zone Volcanique Active.

Des expériences analogiques ont été effectuées, afin de déterminer si un tel élargissement de la Zone Volcanique Active par la surcharge glaciaire était mécaniquement possible. Les expériences montrent, au contraire, que la présence d'une surcharge glaciaire sur une lithosphère donnée a tendance à réduire la largeur des rifts, voire à causer une transition du mode *rift large* vers le mode *rift étroit*. Le rétrécissement et la transition *rift large* / *rift étroit* sont dus à l'augmentation de la résistance de la partie supérieure fragile de la lithosphère, qui domine alors la résistance de sa partie inférieure ductile [*Buck*, 1991; *Davy et al.*, 1995; *Benes and Davy*, 1996; *Bonnet*, 1997]. Ces modifications du mode d'extension peuvent se produire dans le cas d'une lithosphère initialement peu résistante, telle que celle de l'Islande. Par contre, les calculs développés au § 4.2 montrent que la rhéologie et le mode de déformation d'une lithosphère océanique ou continentale initialement résistante seront peu affectés par la présence d'une surcharge glaciaire.

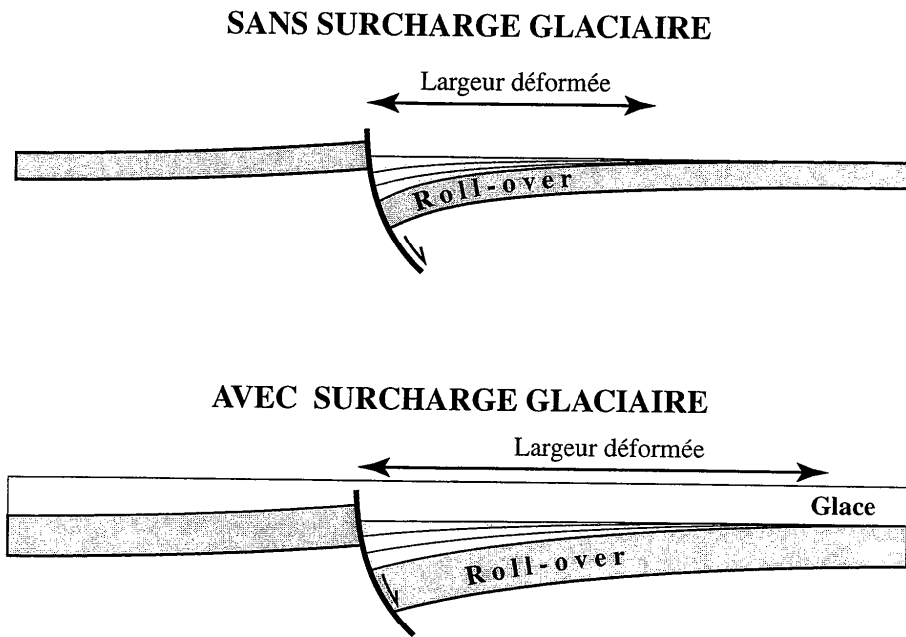


Figure 4.18. Un mécanisme possible permettant d'expliquer l'élargissement de la Zone Volcanique Active d'Islande pendant les glaciations. Le style de rifting de l'Islande est caractérisé par la formation de *roll-over* contrôlés par des failles de croissance. Ce style de rifting nécessite la flexuration de la lithosphère dans les *roll-over*. Il est possible que l'application d'une surcharge glaciaire augmente le module d'élasticité ou l'épaisseur élastique équivalente de la lithosphère, augmentant ainsi le rayon de courbure de la flexure et la largeur de la zone déformée.

La divergence entre les observations sur la largeur de la Zone Volcanique Active d'Islande et les résultats des expériences analogiques suggère que l'existence de nombreux édifices volcaniques sous-glaciaires à l'extérieur de la Zone Volcanique Actuelle est plus probablement liée au processus d'accrétion particulier de l'Islande qu'à un élargissement de la Zone Active induit par la surcharge glaciaire.

Cependant, le processus d'extension islandais diffère fortement de celui des rifts continentaux pour lesquels les modes *rift large*, *rift étroit* et *core complex* ont été définis. Le processus d'extension particulier de l'Islande n'a pas été pris en compte dans les expériences analogiques car il est techniquement difficile de réaliser des expériences intégrant à la fois l'effet du panache et celui de la surcharge glaciaire. Il est possible que la surcharge glaciaire ait provoqué un élargissement de la Zone Active du fait du processus d'extension particulier de l'Islande. En effet, la formation d'un *roll-over* nécessite la flexuration de la lithosphère dans les *roll-over* (Fig. 4.18a). La longueur d'onde de la flexure est fonction de l'élasticité et de l'épaisseur élastique équivalente de la lithosphère (par exemple *Bott* [1997]). Or la présence d'une calotte glaciaire entraîne une augmentation de la résistance à la rupture de la partie supérieure de la lithosphère. Si cette augmentation s'accompagne d'une augmentation du module d'élasticité ou de l'épaisseur élastique équivalente, alors la présence d'une calotte glaciaire entraînera aussi une augmentation de la longueur d'onde de la flexure et un élargissement de la zone déformée (Fig. 4.18b). L'étude de ce mécanisme de flexuration est nécessaire à la compréhension des relations entre surcharge glaciaire et extension lithosphérique en Islande.

Conclusion

1. Processus d'extension

L'analyse structurale et la modélisation analogique présentées dans ce travail apportent de nouvelles contraintes sur la structure et sur le processus d'extension de l'Islande.

La Zone Volcanique Ouest et la Zone Volcanique Nord sont des demi-grabens basculés vers l'Ouest, contrôlés par des failles de croissance à regard Est. La géométrie en éventail et la convexité vers le haut des coulées de lave (à terre) et des niveaux sédimentaires (en mer) indiquent que le fonctionnement des demi-grabens aboutit à la formation de systèmes de type *roll-over*. Cette structuration en *roll-over* disparaît en direction de la ride de Kolbeinsey, en s'éloignant de l'axe du panache.

La modélisation analogique indique que cette structure peut être expliquée par l'initiation, le développement et l'extinction de plusieurs systèmes *roll-over* / faille de croissance successifs et antithétiques les uns des autres. Ce processus d'extension particulier est associé au fluage de la partie inférieure ductile de la lithosphère vers l'extérieur de la zone active. Il résulte d'un apport de matériel excédentaire induit par le point chaud.

Dans les expériences, la région à l'intérieur de laquelle les *roll-over* successifs apparaissent est plus large que la région qui est active pendant le fonctionnement d'un *roll-over* donné. Nous proposons d'appeler *zone active à court terme* la région qui est active pendant le fonctionnement d'un *roll-over* donné, et *zone déformable à long terme* la région (plus large) à l'intérieur de laquelle se forment successivement les *roll-over*. En Islande, les Zones Volcaniques Ouest, Est et Nord correspondraient à des zones actives à court terme, chacune d'elles étant liée au fonctionnement d'un *roll-over* donné. Les expériences analogiques suggèrent que l'activité de ces zones actives à court terme cessera un jour ; l'extension sera alors transférée sur d'autres *roll-over* qui apparaîtront à l'intérieur de la zone déformable à long terme. Dans le Sud de l'Islande, cette zone déformable à long terme s'étendrait de la Zone Volcanique Ouest au faisceau d'Öraefajökull-Snaefell (Fig. 5.1). Dans le Nord de l'île, elle

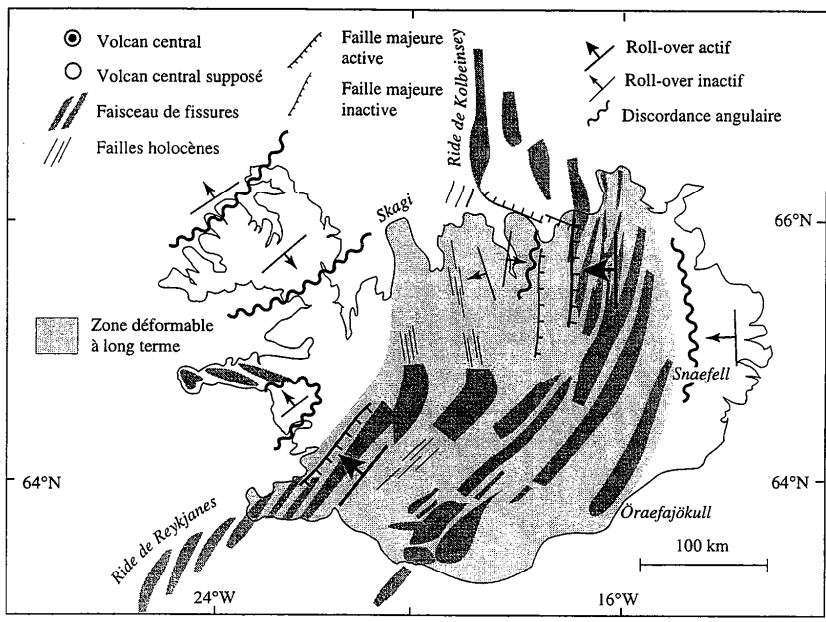


Figure 5.1. Schéma structural synthétique. Les roll-over actifs et inactifs sont indiqués. La largeur de la zone déformable à long terme, indiquée en gris clair, est supérieure à 200 km.

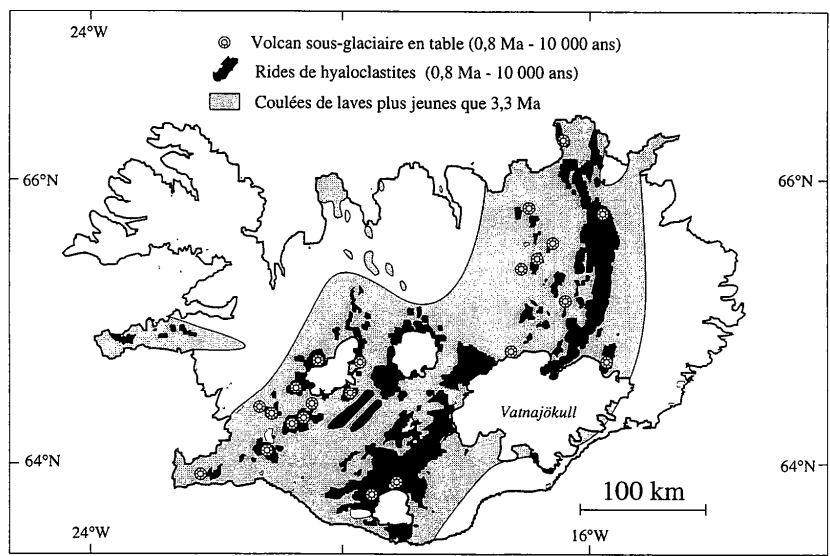


Figure 5.2. Carte de localisation des formations plus jeunes que 3,3 Ma

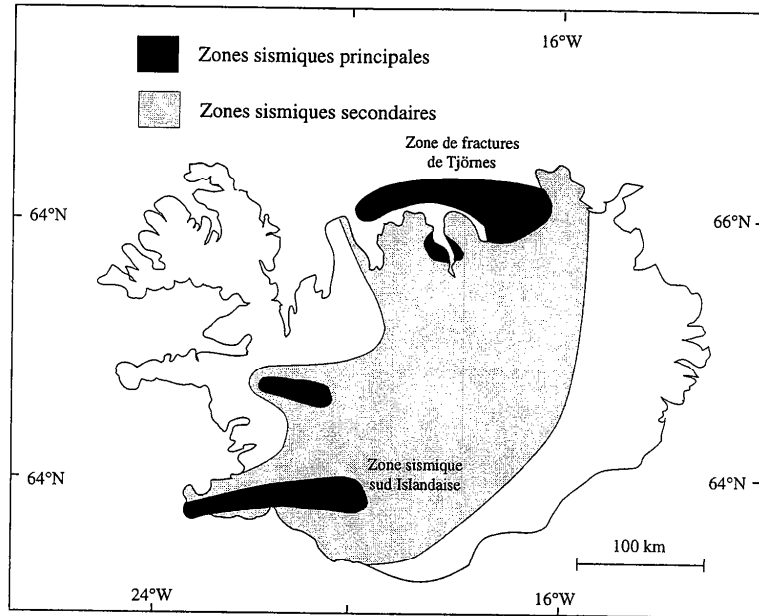


Figure 5.3. Localisation de la sismicité historique (d'après Einarsson [1994])

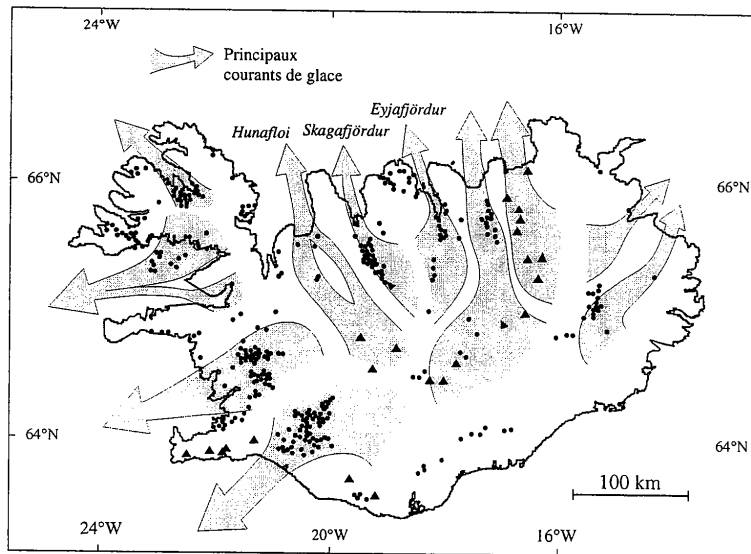


Figure 5.4. Localisation des courants de glace et des champs géothermiques

comprendrait toute la région située entre la péninsule de Skagi et la Zone Volcanique Nord, comme le suggère l'existence dans toute cette région :

- de coulées de laves plio-pléistocènes (Fig. 5.2),
- d'édifices volcaniques sous-glaciaires du Pléistocène supérieur (Fig. 5.2),
- de failles holocènes (Fig. 5.1),
- d'une activité sismique actuelle (Fig. 5.3).

Le modèle d'extension proposé permet d'expliquer de nombreuses particularités structurales de l'Islande :

- largeur importante de la zone active ;
- absence de vallée axiale ;
- zones de flexure ;
- zones de convergence des pendages ;
- discordances angulaires ;
- asymétrie des isochrones ;
- forte variabilité temporelle de l'activité volcanique locale ;
- existence de volcans sous-glaciaires hors de la Zone Volcanique Active actuelle.

Ce modèle d'extension semble aussi pouvoir être extrapolé pour expliquer la structure des marges passives volcaniques, qui se sont formées dans un contexte similaire à celui de l'Islande : extension lithosphérique à l'aplomb d'un point chaud.

2. Contrôle de l'activité tectono-volcanique sur l'écoulement glaciaire

L'analyse géomorphologique a permis de montrer que la dernière calotte glaciaire était drainée par des courants de glace dont la localisation était contrôlée par les anomalies géothermiques. L'écoulement rapide des courants de glace était favorisé par la présence d'un niveau de décollement constitué de produits volcaniques sous-glaciaires imbibés d'eau de fonte. Du fait de la vitesse d'écoulement rapide des courants de glace, l'épaisseur de la calotte glaciaire était faible en comparaison de son étendue. Un contrôle similaire des anomalies géothermiques sur la formation des courants de glace de l'Ouest-Antarctique est probable.

Les courants de glace principaux étaient situés dans la Zone Volcanique Active actuelle (Fig. 5.4). Les courants de glace de Hunafloi, Skagi et Eyjafjörður étaient contrôlés par des anomalies géothermiques situées à l'extérieur de la Zone Volcanique Active actuelle, mais à l'intérieur de la zone déformable à long terme proposée (Figs. 5.1 et 5.4). Ceci suggère que les fjords de Hunafloi, de Skagi et d'Eyjafjörður correspondent à d'anciennes Zones Volcaniques Actives.

3. Evacuation des produits volcaniques sous-glaciaires

La comparaison entre la localisation des édifices volcaniques sous-glaciaire et les lignes d'écoulement de la dernière calotte glaciaire a permis de montrer que la plupart des produits d'éruptions sous-glaciaires étaient évacués au fur et à mesure de leur mise en place. Seuls sont préservés ceux qui sont émis dans des régions d'écoulement glaciaire peu rapide. Le degré d'érosion des édifices volcaniques sous-glaciaires dépend donc avant tout de leur emplacement par rapport aux lignes d'écoulement de la glace. Il est probable que de nombreux édifices généralement attribués à d'anciennes glaciations soient en fait plus récents. Il est aussi possible que toute trace d'activité sous-glaciaire ait disparu dans certaines régions d'Islande.

4. Effet de la surcharge glaciaire sur le mode d'extension

Une analyse théorique a montré que la structure rhéologique d'une lithosphère très sensible, telle que celle de l'Islande, était modifiée sous l'effet d'une surcharge glaciaire. En revanche, la rhéologie d'une lithosphère initialement résistante est peu affectée. Des expériences de modélisation analogique ont montré que les modifications rhéologiques induites par une surcharge glaciaire sont susceptibles d'entraîner la diminution de la largeur active d'un rift. Cependant, ces conclusions ne sont pas applicables à l'Islande, du fait du processus d'extension particulier induit par le point chaud. Il est nécessaire de prendre en compte ce processus particulier pour déterminer si l'existence de volcans sous-glaciaires hors de la Zone Volcanique Active actuelle est due à une modification du mode de déformation de la lithosphère sous l'effet de la surcharge glaciaire.

Bibliographie générale

Bibliographie

- Adams, J., Postglacial faulting in eastern Canada: nature, origin, and seismic hazard implications, *Tectonophysics*, 163, 323-331, 1989.
- Allemand, P., and J.P. Brun, Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 63-69, 1991.
- Allen, C.C., Volcano-ice interactions on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 84 (B14), 8048-8059, 1979.
- Allen, C.C., Icelandic subglacial volcanism: thermal and physical studies, *Journal of Geology*, 88, 108-117, 1980.
- Allen, C.C., M.J. Jercinovic, and J.S.B. Allen, Subglacial volcanism in north-central British Columbia and Iceland, *Journal of Geology*, 90, 699-715, 1982.
- Alley, R.B., D.D. Blankenship, S.T. Rooney, and C.R. Bentley, Till beneath ice stream B. 4. A coupled ice-till flow model, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9), 8931-8940, 1987.
- Anandakrishnan, S., and R.B. Alley, Stagnation of ice stream C, West Antarctica by water piracy, *Geophysical Research Letters*, 24 (3), 265-268, 1997.
- Anandakrishnan, S., D.D. Blankenship, R.B. Alley, and P.L. Stoffa, Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations, *Nature*, 394 (6688), 62-65, 1998.
- Andrews, J.T., Late Quaternary glacial isostatic recovery of North America, Greenland, and Iceland: a neotectonics perspective, in *Neotectonics of North America, Decade Map Volume 1*, edited by D.B. Stemmmon, E.R. Engdahl, M.D. Zoback, and D.D. Blackwell, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1991.
- Angelier, J., F. Bergerat, O. Dauteuil, and T. Villemin, Effective tension-shear relationships in extensional fissure swarms, axial rift zone of northeastern Iceland, *Journal of Structural Geology*, 19 (5), 673-685, 1997.
- Armansson, H., A. Gudmundsson, and B.S. Steingrímsson, Exploration and developement of the Krafla geothermal area, *Jökull*, 37, 13-25, 1987.
- Arnorsson, S., Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models, *Geothermics*, 24 (5/6), 561-629, 1995a.
- Arnorsson, S., Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models-I. High-temperature areas, *Geothermics*, 24 (5/6), 561-602, 1995b.
- Arnorsson, S., Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models-II. Low-temperature areas, *Geothermics*, 24 (5/6), 603-629, 1995c.
- Aronson, J., and K. Saemundsson, Relatively old basalts from structurally high areas in central Iceland, *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 83-97, 1975.
- Ashwell, I., Geomorphology of Fljotsdalsþérad, eastern Iceland, and its implications, *Jökull*, 35, 31-49, 1985.
- Bäckström, K., and A. Gudmundsson, The grabens of Sveinar and Sveinagja, NE Iceland, Nordic Volcanological Institute, 1989.
- Bahr, D.B., M.F. Meier, and S.D. Peckham, The physical basis of glacier volume-area scaling, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B9), 20355-20362, 1997.
- Barton, A.J., and R.S. White, Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B2), 3109-3129, 1997a.
- Barton, A.J., and R.S. White, Volcanism on the Rockall continental margin, *Journal of the Geological Society of London*, 154, 531-536, 1997b.
- Båth, M., Crustal structure of Iceland, *J. Geophys. Res.*, B65, 1793-1807, 1960.
- Beblo, M., and A. Björnsson, Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland, *Journal of Geophysics*, 45, 1-16, 1978.
- Beblo, M., and A. Björnsson, A model of electrical resistivity beneath NE-Iceland, correlation with temperature, *Journal of Geophysics*, 47, 184-180, 1980.
- Beblo, M., A. Björnsson, K. Arnason, B. Stein, and P. Wolfgram, Electrical conductivity beneath Iceland - Constraints imposed by magnetotelluric results on temperature, partial melt, crust and mantle structure, *Journal of Geophysics*, 53, 16-23, 1983.
- Becker, H., Magnetic anomalies (DZ) in NE-Iceland and their interpretation based on rock-magnetic investigations, *Journal of Geophysics*, 47, 43-56, 1980.
- Behrendt, J.C., D.D. Blankenship, D. Damaske, and A.K. Cooper, Glacial removal of late Cenozoic subglacially emplaced volcanic edifices by the West Antarctic ice sheet, *Geology*, 23, 1111-1114, 1995.

- Behrendt, J.C., W. LeMasurier, and A.K. Cooper, The West Antarctic Rift System: A propagating rift "captured" by a mantle plume?, in *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, edited by Y. Yoshida, pp. 315-322, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 1992.
- Behrendt, J.C., R. Saltus, D. Damaske, A. McCafferty, C.A. Finn, D. Blankenship, and R.E. Bell, Patterns of late Cenozoic volcanic and tectonic activity in the West Antarctic rift system revealed by aeromagnetic surveys, *Tectonics*, *15* (2), 660-676, 1996.
- Bell, R.E., D.D. Blankenship, C.A. Finn, D.L. Morse, T.A. Scambos, J.M. Brozena, and S.M. Hodge, Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations, *Nature*, *394*, 58-62, 1998.
- Benes, V., and P. Davy, Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes, *Tectonophysics*, *254*, 69-87, 1996.
- Bennett, M.R., and N.F. Glasser, *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*, 364 pp., John Wiley & Sons, Chichester, UK, 1996.
- Bentley, C., No ice-sheet collapse, *Nature*, *364*, 766, 1993.
- Bentley, C.R., Antarctic ice streams: a review, *Journal of Geophysical Research*, *92* (B9), 8843-8858, 1987.
- Bentley, C.R., Ice on the fast track, *Nature*, *394*, 21-22, 1998.
- Bergerat, F., and J. Angelier, Fault systems and paleostresses in the Vestfirðir Peninsula. Relationships with the Tertiary paleo-rifts of Skagi and Snaefells (Northwest Iceland), *Geodinamica Acta*, *11* (2-3), 105-118, 1998.
- Bergerat, F., J. Angelier, and T. Villemin, Systèmes de failles et états de contrainte sur une dorsale océanique émergée : l'Islande, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *307* (2), 1397-1403, 1988.
- Bergerat, F., J. Angelier, and T. Villemin, Fault systems and stress patterns on emerged oceanic ridges: a case study in Iceland, *Tectonophysics*, *179*, 183-197, 1990.
- Bergh, S.G., *Structure, depositional environment and mode of emplacement of basaltic hyaloclastites and related lavas and sedimentary rocks: Plio-Pleistocene of the Eastern Volcanic Rift Zone, southern Iceland*, 91 pp., Nordic Volcanological Institute, Reykjavik, 1985.
- Bergh, S.G., and G.E. Sigvaldason, Pleistocene mass-flow deposits of basaltic hyaloclastite on a shallow submarine shelf, South Iceland, *Bulletin of Volcanology*, *53*, 597-611, 1991.
- Bindschadler, R., Actively surging West Antarctic ice streams and their response characteristics, *Journal of Glaciology*, *24*, 409-414, 1997.
- Bindschadler, R., P. Vornberger, D. Blankenship, T. Scambos, and R. Jacobel, Surface velocity and mass balance of Ice Streams D and E, West Antarctica, *Journal of Glaciology*, *42* (142), 461-475, 1996.
- Bindschadler, R.A., R.B. Alley, J. Anderson, S. Shipp, H. Borns, J. Fastook, S. Jacobs, C.F. Raymond, and C.A. Shuman, What is happening to the West Antarctic ice sheet?, *EOS*, *79* (22), 257-265, 1998.
- Bindschadler, R.A., and T.A. Scambos, Satellite-image-derived velocity field of an Antarctic ice stream, *Science*, *252* (5003), 242-246, 1991.
- Bindschadler, R.A., and P.L. Vornberger, Changes in West Antarctic ice sheet since 1963 from declassified satellite photography, *Science*, *279* (5351), 689-692, 1998.
- Bjarnason, I.T., W. Menke, O.G. Flovenz, and D. Caress, Tomographic image of the mid-atlantic plate boundary in southwestern Iceland, *Journal of Geophysical Research*, *98* (B4), 6607-6622, 1993.
- Bjarnason, I.T., W. Menke, O.G. Flovenz, and D. Caress, Reply, *Journal of Geophysical Research*, *99*, 17915-17917, 1994.
- Björnsson, A., Dynamics of Crustal Rifting in NE Iceland, *Journal of Geophysical Research*, *90* (B12), 10151-10162, 1985.
- Björnsson, A., G. Johnsen, S. Sigurdsson, G. Thorbergsson, and E. Tryggvason, Rifting of the plate boundary in North Iceland 1975-1978, *Journal of Geophysical Research*, *84* (B6), 3029-3038, 1979.
- Björnsson, A., K. Saemundsson, P. Einarsson, E. Tryggvason, and K. Grönvold, Current Rifting Episode in North Iceland, *Nature*, *266*, 318-323, 1977.
- Björnsson, H., Glaciers in Iceland, *Jökull*, *29*, 74-80, 1979.
- Björnsson, H., *Hydrology of Ice Caps in Volcanic Regions*, 139 pp., Soc. Sci. Isl., Reykjavik, 1988.
- Blankenship, D.D., R.E. Bell, S.M. Hodge, J.M. Brozena, J.C. Behrendt, and C.A. Finn, Active volcanism beneath the West Antarctic ice sheet and implications for ice-sheet stability, *Nature*, *361*, 526-529, 1993.

Bibliographie

- Blankenship, D.D., C.R. Bentley, S.T. Rooney, and R.B. Alley, Till beneath ice stream B. 1. Properties derived from seismic travel times, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B7), 8903-8911, 1987.
- Blankenship, D.D., C.A. Finn, D.L. Morse, R.E. Bell, M.E. Peters, and S.D. Kempf, Geologic controls on subglacial melting in West Antarctica: a systematic evaluation of integrated aerogeophysical observations, *West Antarctic Ice Sheet Meeting*, submitted.
- Bödvarsson, G., and G.P.L. Walker, Crustal drift in Iceland, *Geophysical Journal of the Astronomical Society*, 8 (3), 285-300, 1964.
- Bonnet, E., *La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : approche expérimentale et application à la lithosphère continentale*, Géosciences Rennes, Rennes, 1997.
- Bott, M.H., and K. Gunnarsson, Crustal structure of the Iceland-Faeroe Ridge, *Journal of Geophysics*, 47, 221-227, 1980.
- Bott, M.H.P., Modeling the formation of a half graben using realistic upper crustal rheology, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B11), 24605-24617, 1997.
- Boulton, G.S., A theory of drumlin formation by subglacial deformation, in *Drumlin Symposium*, edited by J. Menzies, and J. Rose, pp. 25-80, Balkema, Rotterdam, 1987.
- Boulton, G.S., P.E. Caban, and K.V. Gijssels, Groundwater flow beneath ice sheets: Part 1 - Large scale patterns, *Quaternary Science Reviews*, 14, 545-562, 1995.
- Boulton, G.S., and C.D. Clark, A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations, *Nature*, 346 (6287), 813-817, 1990a.
- Boulton, G.S., and C.D. Clark, The Laurentide ice sheet trough the last glacial cycle: the topology of drift lineations as a key to the dynamic behaviour of former ice sheets, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 81 (327-347), 1990b.
- Boulton, G.S., D.L. Dent, and E.M. Morris, Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressures in tills from south-east Iceland, *Geografiska Annaler*, 56A, 135-145, 1974.
- Boulton, G.S., and C.A. Hindmarsh, Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9), 9059-9082, 1987.
- Boulton, G.S., and T. Payne, Mid-latitude ice sheets through the last glacial cycle: glaciological and geological reconstructions, in *Long-term climatic variations*, edited by J.C. Duplessy, and M.T. Spyridakis, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1994.
- Boulton, G.S., G.D. Smith, A.S. Jones, and J. Newsome, Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets, *Journal of the Geological Society of London*, 142, 447-474, 1985.
- Bourgeois, O., O. Dauteuil, and B.V. Vliet-Lanoë, Subglacial volcanism in Iceland: tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, in the press.
- Bourgeois, O., O. Dauteuil, and B.V. Vliet-Lanoë, Geothermal control on fast glacial flow in Iceland, *Earth Surface Processes and Landforms*, submitted.
- Boyce, J.I., and N. Eyles, Drumlins carved by deforming till streams below the Laurentide ice sheet, *Geology*, 19, 787-790, 1991.
- Brandsdóttir, B., W. Menke, P. Einarsson, R.S. White, and R.K. Staples, Färoe-Iceland Ridge Experiment. 2. Crustal structure of the Krafla central volcano, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B4), 7867-7886, 1997.
- Brooks, C.K., and T.F.D. Nielsen, The E Greenland continental margin: a transition between oceanic and continental magmatism, *Journal of the Geological Society of London*, 139, 265-275, 1982.
- Brown, G.C., S.P. Everett, H. Rymer, D.W. McGarvie, and I. Foster, New light on caldera evolution-Askja, Iceland, *Geology*, 19, 352-355, 1991.
- Brun, J.P., and M.O. Beslier, Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 161-173, 1996.
- Buck, W.R., Modes of Continental Lithospheric Extension, *Journal of Geophysical Research*, 96 (B12), 20161-20178, 1991.
- Buck, W.R., and A.N.B. Poliakov, Abyssal hills formed by stretching oceanic lithosphere, *Nature*, 392, 272-275, 1998.
- Budd, W.F., and D.B. Carter, An analysis of the relation between the surface and bedrock profiles of ice caps, *Journal of Glaciology*, 10, 197-209, 1971.
- Byerlee, J.D., Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626, 1978.

- Campbell, I.H., and R.W. Griffiths, Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, 99, 79-93, 1990.
- Canales, J.P., J.J. Danobeitia, R.S. Detrick, E.E.E. Hooft, R. Bartolomé, and D.F. Naar, Variations in axial morphology along the Galapagos spreading center and the influence of the Galapagos hotspot, *Journal of Geophysical Research*, 102, 27341-27354, 1997.
- Chorley, R.J., The shape of drumlins, *Journal of Glaciology*, 3, 339-344, 1959.
- Clark, C.D., Mega-scale lineations and cross-cutting ice flow landforms, *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 1-29, 1993.
- Clark, C.D., Large-scale ice moulding: a discussion of genesis and glaciological significance, *Sedimentary Geology*, 91, 253-268, 1994.
- Clark, P.U., Surface form of the southern Laurentide ice sheet and its implications to ice-sheet dynamics, *Geological Society of America Bulletin*, 104, 595-605, 1992.
- Clark, P.U., J.M. Licciardi, D.R. MacAyeal, and J.W. Jenson, Numerical reconstruction of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet during the last glacial maximum, *Geology*, 24 (8), 679-682, 1996.
- Clarke, G.K., Fast glacial flow: ice streams, surging, and tidewater glaciers, *Journal of Geophysical Research*, 92 (9), 8835-8841, 1987.
- Clarke, T.S., and C.R. Bentley, Evidence for a recently abandoned ice stream shear margin, *Eos Trans. AGU*, 76 (46), F194, 1995.
- Clemson, J., J. Cartwright, and J. Booth, Structural segmentation and the influence of basement structure on the Namibian passive margin, *Journal of the Geological Society of London*, 154, 477-482, 1997.
- Clift, P.D., A. Carter, and J. Hurford, The erosional and uplift history of NE Atlantic passive margins: constraints on a passing plume, *Journal of the Geological Society of London*, 155, 787-800, 1998.
- CLIMAPPProjectMembers, The surface of the Ice-Age Earth, *Science*, 191, 1131-1137, 1976.
- Coffin, M.F., and O. Eldholm, Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces., *Geology*, 21, 515-518, 1993.
- Cohen, S.C., Does rapid change in ice loading modulate strain accumulation and release in glaciated, tectonically active regions, *Geophysical Research Letters*, 20 (19), 2123-2126, 1993.
- Crane, K., L. Johnson, B. Appelgate, C. Nishimura, R. Buck, C. Jones, P. Vogt, and R. Kosyan, Volcanic and seismic swarm events on the Reykjanes Ridge and their similarities to events on Iceland: Results of a rapid response mission, *Marine Geophysical Researches*, 19 (4), 319-338, 1997.
- Dahl-Jensen, D., and N.S. Gundestrup, Constitutive properties of ice at Dye 3, Greenland, *IAHS*, 170, 31-43, 1987.
- Daignières, M., V. Courtillot, R. Bayer, and P. Tapponnier, A model for the evolution of the axial zone of mid-ocean ridges as suggested by Icelandic tectonics, *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 222-232, 1975.
- Dauteuil, O., and J.-P. Brun, Oblique rifting in a slow-spreading ridge, *Nature*, 361, 145-148, 1993.
- Dauteuil, O., and J.-P. Brun, Deformation partitioning in a slow spreading ridge undergoing oblique extension: Mohns Ridge, Norwegian Sea, *Tectonics*, 15 (4), 870-884, 1996.
- Davy, P., *Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale*, 233 pp., Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Rennes, France, 1986.
- Davy, P., and P.R. Cobbold, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25, 1991.
- Davy, P., A. Hansen, E. Bonnet, and S.-Z. Zhang, Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: implications for deformation of the continental lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 100 (B12), 6281-6294, 1995.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425-478, 1990.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194, 1994.
- Diraison, M., P.R. Cobbold, D. Gapais, and E.A. Rossello, Magellan Strait: part of a Neogene rift system, *Geology*, 25, 703-706, 1997.
- Dula, W.F., Geometric models of listric normal faults and rollover folds, *AAPG Bulletin*, 75 (10), 1609-1625, 1991.

Bibliographie

- Duncan, R.A., and J. Helgason, Precise dating of the Holmatindur cooling event in eastern Iceland: evidence for mid-Miocene bipolar glaciation, *Journal of Geophysical Research*, 103 (B6), 12397-12404, 1998.
- Dyke, A.S., T.F. Morris, and D.E.C. Green, Postglacial tectonic and sea-level history of the Central Canadian Arctic, *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, 397, 1991.
- Echelmeyer, K.A., W.D. Harrison, C. Larsen, and J.E. Mitchell, The role of the margins in the dynamics of an active ice stream, *Journal of Glaciology*, 40 (136), 527-538, 1994.
- Einarsson, M.A., Precipitation in southwestern Iceland, *Jökull*, 38, 61-67, 1988.
- Einarsson, P., S-wave Shadows in the Krafla Caldera in NE-Iceland, Evidence for a Magma Chamber in the Crust, *Bulletin of Volcanology*, 41 (3), 187-195, 1978.
- Einarsson, P., Earthquakes and present-day tectonism in Iceland, *Tectonophysics*, 189, 261-279, 1991.
- Einarsson, P., B. Brandsdóttir, M.T. Gudmundsson, H. Björnsson, and K. Grinnvold, Center of the Icelandic hot spot experiences volcanic unrest, *Eos*, 78 (35), 369-375, 1997.
- Einarsson, T., Submarine volcanic breccia in the area south of Tjörnes, *Soc. Sci. Isl. Greinar*, 4 (1), 29-48, 1966.
- Einarsson, T., and K.J. Albertsson, The glacial history of Iceland during the past three million years, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 318, 637-644, 1988.
- Eldholm, O., J. Skogseid, S. Planke, and T.P. Gladchenko, Volcanic margin concepts, in *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, edited by E.B.e. al., pp. 1-16, Kluwer Academic Publishers, 1995.
- Eldholm, O., J. Thiede, and E. Taylor, Evolution of the Voring volcanic margin, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by O. Eldholm, J. Thiede, and E. Taylor, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1989a.
- Eldholm, O., J. Thiede, and E. Taylor, The Norwegian continental margin: tectonic, volcanic, and paleoenvironmental framework, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by O. Eldholm, J. Thiede, and E. Taylor, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1989b.
- Engelhardt, H., B. Humphrey, B. Kamb, and M. Fahnestock, Physical conditions at the base of a fast moving Antarctic ice stream, *Science*, 248, 57-59, 1990.
- Eysteinsson, H., and J.F. Hermance, Magnetotelluric measurements across the eastern neovolcanic zone in south Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 90, 10093-10103, 1985.
- Faller, A.M., and N.J. Soper, Paleomagnetic evidence for the origin of the coastal flexure and dyke swarm in central E Greenland, *Journal of the Geological Society of London*, 136, 737-744, 1979.
- Fisher, D.A., N. Reeh, and K. Langley, Objective reconstructions of the late Wisconsinan Laurentide ice sheet and the significance of deformable beds, *Géographie Physique et Quaternaire*, 39, 229-238, 1985.
- Fitton, J.G., A.D. Saunders, M.J. Norry, B.S. Hardarson, and R.N. Taylor, Thermal and chemical structure of the Iceland plume, *Earth and Planetary Science Letters*, 153, 197-208, 1997.
- Fjäder, K., A. Gudmundsson, and T. Forslund, Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland, *Journal of Structural Geology*, 16 (1), 109-119, 1993.
- Flovenz, O.G., and K. Saemundsson, Heat flow and geothermal processes in Iceland, *Tectonophysics*, 225, 123-138, 1993.
- Foulger, G.R., C.H. Jahn, G. Seeber, P. Einarsson, B.R. Julian, and K. Heki, Post-rifting stress relaxation at the divergent plate boundary in Northeast Iceland, *Nature*, 358, 488-490, 1992.
- Foulger, G.R., and D.R. Toomey, Structure and evolution of the Hengill-Grensdalur volcanic complex, Iceland: geology, geophysics, and seismic tomography, *Journal of Geophysical Research*, 94, 17511-17522, 1989.
- Fowler, A.C., A theory of glacier surges, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9), 9111-9120, 1987.
- Freire, L., and e. al., Constraints on the Azores Triple Junction evolution since 10 Ma from an aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, submitted, 1993.
- Ganopolski, A., S. Rahmstorf, V. Petoukhov, and M. Claussen, Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity, *Nature*, 391, 351-356, 1998.
- Geirsdóttir, A., and J. Eiriksson, Growth of an intermittent ice sheet in Iceland during the Late Pliocene and Early Pleistocene, *Quaternary Research*, 42, 115-130, 1994.
- Geirsdóttir, A., J. Hardardóttir, and J. Eiriksson, The depositional history of the Younger Dryas-Preboreal Búi moraines in south-central Iceland, *Arctic and Alpine Research*, 29 (1), 13-23, 1997.

- Geoffroy, L., J.P. Gelard, C. Lepvrier, and P. Olivier, The coastal flexure of Disko (West Greenland), onshore expression of the 'oblique reflectors', *Journal of the Geological Society*, 155 (3), 463-473, 1998.
- Gibson, I.L., and D. Love, A listric fault model for the formation of the dipping reflectors penetrated during the drilling of hole 642E, ODP LEG 104, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by O. Eldholm, J. Thiede, and E. Taylor, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1989.
- Gibson, I.L., and J.D.A. Piper, Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A* (271), 141-150, 1972.
- Gladczenko, T.P., K. Hinz, O. Eldholm, H. Meyer, S. Neben, and J. Skogseid, South Atlantic volcanic margins, *Journal of the Geological Society of London*, 154, 465-470, 1997.
- Glen, J.W., The creep of polycrystalline ice, *Proceedings of the Royal Society of London*, 228, 519-538, 1955.
- Gronlie, G., M. Chapmann, and M. Talwani, Jan Mayen Ridge and Iceland Plateau: origin and evolution, *Nor. Polarinst. Skr.*, 170, 25-47, 1979.
- Gudmundsson, A., Mechanical Aspects of Postglacial Volcanism and Tectonics of the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 91 (B12), 12711-12721, 1986.
- Gudmundsson, A., Tectonics of the Thingvellir fissure swarm, SW Iceland, *Journal of Structural Geology*, 9 (1), 61-69, 1987.
- Gudmundsson, A., Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64, 1-22, 1995a.
- Gudmundsson, A., Ocean-ridge discontinuities in Iceland, *Journal of the Geological Society of London*, 152, 1011-1015, 1995b.
- Gudmundsson, A., Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics, *Journal of Geophysical Research*, 103 (B4), 7401-7412, 1998.
- Gudmundsson, A., and K. Bäckström, Structure and development of the Sveinagja graben, Northeast Iceland, *Tectonophysics*, 200, 111-125, 1991.
- Gudmundsson, A., F. Bergerat, J. Angelier, and T. Villemin, Extensional tectonics of southwest Iceland, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163 (5), 561-570, 1992.
- Gudmundsson, A., and S. Brynjolfsson, Overlapping rift-zone segments and the evolution of the South Iceland Seismic Zone, *Geophysical Research Letters*, 20 (18), 1903-1906, 1993.
- Gudmundsson, A., S. Brynjolfsson, and M.T. Jonsson, Structural analysis of a transform fault-rift zone junction in North Iceland, *Tectonophysics*, 220, 205-221, 1993.
- Gudmundsson, A., and K. Fjader, Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland: Reply, *Journal of Structural Geology*, 17 (11), 1633-1636, 1995.
- Gudmundsson, A.T., *Volcanoes in Iceland: 10 000 Years of Volcanic History*, 136 pp., Vaka-Helgafell, Reykjavik, 1996.
- Gudmundsson, M.T., F. Sigmundsson, and H. Björnson, Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland, *Nature*, 389, 954-957, 1997.
- Gudmundsson, O., Comment on "Tomographic image of the Mid-Atlantic plate boundary in southwestern Iceland" by Ingi T. Bjarnason, William Menke, Olafur G. Flovenz and David Caress, *Journal of Geophysical Research*, 99 (B9), 17909-17914, 1994.
- Hackman, M.C., G.C.P. King, and R. Bilham, The Mechanics of the South Iceland Seismic Zone, *Journal of Geophysical Research*, 95 (B11), 17339-17351, 1990.
- Hallet, B., Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice, *Annales of Glaciology*, 2, 23-28, 1981.
- Hardarson, B.S., and J.G. Fitton, Increased mantle melting beneath Snafellsjökull volcano during Late Pleistocene deglaciation, *Nature*, 353, 62-64, 1991.
- Hardarson, B.S., and J.G. Fitton, Mechanisms of crustal accretion in Iceland, *Geology*, 25 (11), 1043-1046, 1997.
- Hardarson, B.S., J.G. Fitton, R.M. Ellam, and M.S. Pringle, Rift relocation: a geochemical and geochronological investigation of a palaeo-rift in northwest Iceland, *Earth and Planetary Science Letters*, 153, 181-196, 1997.
- Hart, J.K., The relationship between drumlins and other forms of subglacial glaciotectionic deformation, *Quaternary Science Reviews*, 16, 93-107, 1997.

Bibliographie

- Hart, J.K., and B. Smith, Subglacial deformation associated with fast ice flow, from the Columbia Glacier, Alaska, *Sedimentary Geology*, 111 (1-4), 177-197, 1997.
- Helgason, J., Frequent shifts of the volcanic zone in Iceland, *Geology*, 12, 212-216, 1984.
- Helgason, J., Shifts of the plate boundary in Iceland: some aspects of Tertiary volcanism, *Journal of Geophysical Research*, 90, 10084-10092, 1985.
- Helgason, J., The Fjallgárdar volcanic ridge in NE Iceland: an aborted early stage plate boundary or a volcanically dormant zone, in *Magmatism in the ocean basins*, edited by A.D. Saunders, and M.J. Norry, pp. 201-213, 1989.
- Hémond, C., N.T. Arndt, U. Lichtenstein, and e. al., The heterogeneous Iceland mantle plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints, *Journal of Geophysical Research*, 98, 15833-15850, 1993.
- Hinz, K., A hypothesis of terrestrial catastrophes. Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins, *Geologisches Jahrbuch*, E 22, 1-28, 1981.
- Hofton, M.A., and G. R.Foulger, Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland. 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth structure, *Journal of Geophysical Research*, 101, 25403-25421, 1996a.
- Hofton, M.A., and G. R.Foulger, Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland. 2. Implications of the model derived from the 1987-1992 deformation field, *Journal of Geophysical Research*, 101, 25423-25436, 1996b.
- Hoppe, G., Grimsey and the maximum extent of the last glaciation of Iceland, *Geografiska Annaler*, 50A (1), 16-24, 1968.
- Hoppe, G., The extent of the last inland ice sheet of Iceland, *Jökull*, 32, 3-11, 1982.
- Hospers, J., The geology of the country between Akureyri and Myvatn in northern Iceland, *Geol. Mijnbouw*, 16, 491-508, 1954.
- Hubbert, M.K., Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, *Geological Society of America Bulletin*, 48, 1459, 1937.
- Hughes, T., The West Antarctic ice sheet: instability, disintegration and initiation of ice ages, *Review of Geophysics and Space Physics*, 13 (4), 502-526, 1975.
- Hughes, T.J., Numerical reconstruction of paleo ice sheets, in *The Last Great Ice Sheets*, edited by G.H. Denton, and T.J. Hughes, pp. 221-261, Wiley-Interscience, New York, 1981.
- Ingólfsson, O., A review of the Late Weichselien and early Holocene glacial and environmental history of Iceland, in *Environmental Changes in Iceland: Past and Present*, edited by J.L. Maizels, and C.J. Caseldine, pp. 13-29, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1991.
- Ingólfsson, O., S. Björck, H. Hafliðason, and M. Rundgren, Glacial and climatic events in Iceland reflecting regional North Atlantic climatic shift during the Pleistocene-Holocene transition, *Quaternary Science Reviews*, 16, 1135-1144, 1997.
- Ingólfsson, O., and H. Norddahl, A review of the environmental history of Iceland, 13000-9000 yr BP, *Journal of Quaternary Science*, 9, 147-150, 1994.
- Ingólfsson, O., H. Norddahl, and H. Hafliðason, Rapid isostatic rebound in southwestern Iceland at the end of the last glaciation, *Boreas*, 24, 245-259, 1995.
- Ito, G., J. Lin, and C.W. Gable, Dynamics of mantle flow and melting at a ridge-centered hotspot: Iceland and the Mid-Atlantic Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 144 (1-2), 53-74, 1996.
- Ito, G., J. Lin, and C.W. Gable, Interaction of mantle plumes and migrating mid-ocean ridges: implications for the Galapagos plume-ridge system, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B7), 15403-15417, 1997.
- Jacobel, R.W., A. Scambos, C.F. Raymond, and A.M. Gades, Changes in the configuration of ice stream flow from the West Antarctic ice sheet, *Journal of Geophysical Research*, 101 (B3), 5499-5504, 1996.
- Jacobson, H.P., and C.F. Raymond, Thermal effects on the location of ice stream margins, *Journal of Geophysical Research*, 103, 12111-12122, 1998.
- Jakobsson, S.P., Outline of the petrology of Iceland, *Jökull*, 29, 57-73, 1979.
- Jancin, M., K.D. Young, B. Voight, J.L. Aronson, and K. Saemundsson, Stratigraphy and K-Ar ages across the west flank of the Northeast Iceland Axial Rift Zone, in relation to the 7 Ma volcano-tectonic reorganization of Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 90, 9961-9985, 1985.
- Jancin, M., K.D. Young, B. Voight, and N.I. Orkan, Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland: Discussion, *Journal of Geophysical Research*, 17 (11), 1627-1631, 1995.

- Johannesson, H., S.P. Jakobsson, and K. Saemundsson, Geological Map of Iceland, Sheet 6, South-Iceland, Museum of Natural History and the Iceland Geodetic Survey, Reykjavik, 1990.
- Johannesson, H., and K. Saemundsson, Geological Map of Iceland at 1/500 000, Bedrock Geology, Icelandic Museum of Natural History and Iceland Geodetic Survey, Reykjavik, 1989.
- Johannesson, H., and K. Saemundsson, Geological Map of Iceland at 1/500 000. Bedrock Geology, Icelandic Institute of Natural History, Reykjavik, 1998a.
- Johannesson, H., and K. Saemundsson, Geological Map of Iceland at 1/500 000. Tectonics, Icelandic Institute of Natural History, Reykjavik, 1998b.
- Johnson, G.L., and S.P. Jakobsson, Structure and Petrology of the Reykjanes Ridge Between 62°55'N and 63°48'N, *Journal of Geophysical Research*, 90 (B12), 10073-10083, 1985.
- Johnson, G.L., J.R. Southall, P.W. Young, and P.R. Vogt, Origin and structure of the Iceland plateau and Kolbeinsey Ridge, *Journal of Geophysical Research*, 77, 5688-5696, 1972.
- Johnston, A.C., Suppression of earthquakes by large continental ice sheets, *Nature*, 330, 467-469, 1987.
- Johnston, A.C., The effect of large ice sheets on earthquake genesis, in *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins. Neotectonics and Postglacial Rebound*, edited by S. Gregersen, and P.W. Basham, pp. 581-599, Kluwer Academic Publishers, 1989.
- Johnston, P., P. Wu, and K. Lambeck, Dependence of horizontal stress magnitude on load dimension in glacial rebound models, *Geophysical Journal International*, 132, 41-60, 1998.
- Jones, J.G., Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland - I, *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 124, 197-211, 1969.
- Jones, J.G., Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, southwest Iceland - II, *Journal of Geology*, 78, 127-140, 1970.
- Jonsson, G., L. Kristjánsson, and M. Sverrisson, Magnetic surveys of Iceland, *Tectonophysics*, 189, 229-247, 1991.
- Jonsson, J., Notes on the Katla volcanoglacial debris flows, *Jökull*, 32, 61-68, 1982.
- Jonsson, S., N. Adam, and H. Björnsson, Effects of subglacial geothermal activity observed by satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 25 (7), 1059-1062, 1998.
- Jonsson, S., P. Einarsson, and F. Sigmundsson, Extension across a divergent plate boundary, the eastern Volcanic Rift Zone, south Iceland, 1967-1994, observed with GPS and electronic distance measurements, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B6), 11913-11929, 1997.
- Jull, M., and D. McKenzie, The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 101 (10), 21815-21828, 1996.
- Kaldal, I., and S. Víkingsson, Early Holocene deglaciation in central Iceland, *Jökull*, 40, 51-66, 1990.
- Kamb, B., Sliding motion of glaciers: theory and observation, *Review of Geophysics and Space Physics*, 1970.
- Kamb, B., Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9), 9083-9100, 1987.
- Karson, J.A., C.K. Brooks, M. Storey, and M.S. Pringle, Tertiary faulting and pseudotachylytes in the East Greenland volcanic rifted margin: Seismogenic faulting during magmatic construction, *Geology*, 26 (1), 39-42, 1998.
- Kjartansson, G., Sur la récession glaciaire et les types volcaniques dans la région du Kjöfur sur le plateau central de l'Islande, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 16, 23-39, 1966.
- Kjartansson, G., Geological Map of Iceland, Sheet 5, Mid-Iceland, Cultural Fund, Reykjavik, 1983.
- Kleman, J., On the use of glacial striae for reconstruction of paleo-ice sheet flow patterns-With application to the Scandinavian ice sheet, *Geografiska Annaler*, 72A (3-4), 217-236, 1990.
- Kleman, J., and I. Borgstrom, Reconstruction of palaeo-ice sheets: The use of geomorphological data, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21 (10), 893-909, 1996.
- Knudsen, O., Concertina eskers, Bruarjökull, Iceland: an indicator of surge-type glacier behaviour, *Quaternary Science Review*, 14, 487-493, 1995.
- Kodaira, S., R. Mjelde, K. Gunnarsson, H. Shiobara, and H. Shimamura, Structure of the Jan Mayen microcontinent and implications for its evolution, *Geophysical Journal International*, 132 (2), 383-400, 1998.

Bibliographie

- Kodaira, S., R. Mjelde, K. Gunnarsson, H. Shiobara, and H. Shimamura, Crustal structure of the Kolbeinsey Ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom seismographs, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B2), 3131-3151, 1997.
- Kodaira, S., R. Mjelde, K. Gunnarsson, H. Shiobara, and H. Shimamura, Evolution of oceanic crust on the Kolbeinsey Ridge, north of Iceland, over the past 22 Myr, *Terra Nova*, 10, 27-31, 1998.
- Kristjansson, L., A marine magnetic survey off southern Iceland, *Marine Geophysical Researches*, 2, 315-326, 1976.
- Kristjansson, L., A. Gudmundsson, and H. Haraldsson, Stratigraphy and paleomagnetism of a 3-km-thick Miocene lava pile in the Mjoi fjörður area, eastern Iceland, *Geologisches Rundschau*, 84, 813-830, 1995.
- Kristjansson, L., R. Pätzold, and J. Preston, The paleomagnetism and geology of the Patreksfjörður-Arnarfjörður region of Northwest Iceland, *Tectonophysics*, 25, 201-216, 1975.
- Lacasse, C., H. Sigurdsson, H. Johannesson, M. Paterne, and S. Carey, Source of Ash Zone 1 in the North Atlantic, *Bulletin of Volcanology*, 57, 18-32, 1995.
- Lackschewitz, K.S., and H.J. Wallrabe-Adams, Composition and origin of volcanic ash zones in Late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: Evidence for ash fallout and ice-rafting, *Marine Geology*, 136 (3-4), 209-224, 1997.
- Lambeck, K., Glacial rebound of the British Isles-I. Preliminary model results, *Geophysical Journal International*, 115, 941-959, 1993a.
- Lambeck, K., Glacial rebound of the British Isles-II. A high-resolution, high-precision model, *Geophysical Journal International*, 115, 960-990, 1993b.
- Lambeck, K., Limits on the areal extent of the Barents Sea ice sheet in Late Weichselian time, *Global and Planetary Change*, 12, 41-51, 1996.
- Lambeck, K., P. Johnston, C. Smither, and M. Nakada, Glacial rebound of the British Isles-III. Constraints on mantle viscosity, *Geophysical Journal International*, 125, 340-354, 1996.
- Långbacka, B.O., and A. Gudmundsson, Extensional tectonics in the vicinity of a transform fault in north Iceland, *Tectonics*, 14 (2), 294-306, 1995.
- Larsen, H.C., and S. Jakobsdóttir, Distribution, crustal properties and significance of seawards-dipping sub-basement reflectors off E Greenland, in *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*, edited by A.C. Morton, and L.M. Parson, pp. 95-114, 1988.
- Larsen, H.C., A.D. Saunders, and P.D. Clift, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1994.
- Lawver, L.A., I.W.D. Dalziel, and D.T. Sandwell, Antarctic plate: tectonics from a gravity anomaly and infrared satellite image, *GSA Today*, 3 (5), 117-122, 1993.
- Lawver, L.A., and R.D. Muller, Iceland hotspot track, *Geology*, 22, 311-314, 1994.
- Lee, J.C., and J. Angelier, Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the 'lissage' program, *Computers and Geosciences*, 20 (2), 161-191, 1994.
- LeMasurier, W.E., and J.W. Thomson, *Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans*, 487 pp., American Geophysical Union, Washington D.C., 1990.
- Lin, J., and E.M. Parmentier, Mechanisms of lithospheric extension at mid-ocean ridges, *Geophysical Journal International*, 96, 1-22, 1989.
- Lliboutry, L., Loi de glissement d'un glacier sans cavitation, *Annales de Géophysique*, 31, 207-226, 1975.
- Lliboutry, L., Realistic, yet simple bottom boundary conditions for glaciers and ice sheets, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9), 9101-9109, 1987.
- Luxey, P., P. Blondel, and L.M. Parson, Tectonic significance of the South Iceland Seismic Transform Zone, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B8), 17967-17980, 1997.
- MacAyeal, D.R., Irregular oscillations of the West Antarctic ice sheet, *Nature*, 359, 29-32, 1992.
- Macdonald, K.C., Mid-ocean ridges: Fine scale tectonics, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10, 155-190, 1982.
- Mangeney, A., F. Califano, and K. Hutter, A numerical study of anisotropic, low Reynolds number, free surface flow for ice sheet modelling, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B10), 22749-22764, 1997.

- Marshall, S.J., and G.K.C. Clarke, A continuum mixture model of ice stream thermomechanics in the Laurentide Ice Sheet .2. Application to the Hudson Strait Ice Stream, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B9), 20615-20637, 1997.
- Marshall, S.J., G.K.C. Clarke, A.S. Dyke, and D.A. Fisher, Geologic and topographic controls on fast flow in the Laurentide and Cordilleran Ice Sheets, *J. Geophys. Res.*, 101 (B8), 17827-17839, 1996.
- Marsiat, I., Simulation of the northern hemisphere continental ice sheets over the last glacial-interglacial cycle: experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice sheet model coupled to a zonally averaged climate model, *Paleoclimates*, 1, 59-98, 1994.
- Mauduit, T., and J.P. Brun, Growth fault/rollover systems: birth, growth and decay, *Journal of Geophysical Research*, 103 (B8), 18119-18136, 1998.
- McDougall, I., L. Kristjansson, and K. Saemundsson, Magnetostratigraphy and geochronology of northwest Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 89, 7029-7060, 1984.
- McDougall, I., N.D. Watkins, and L. Kristjansson, Geochronology and paleomagnetism of a Miocene-Pliocene lava sequence at Bessastadaa, eastern Iceland, *American Journal of Science*, 276, 1078-1095, 1976a.
- McDougall, I., N.D. Watkins, P.L. Walker, and L. Kristjansson, Potassium-argon and paleomagnetic analysis of Icelandic lava flows: Liits on the age of anomaly 5, *Journal of Geophysical Research*, 81, 1505-1512, 1976b.
- McMaster, R.L., J.G. Schilling, and P.R. Pinet, Plate boundary within Tjörnes Fracture Zone on Northern Iceland's insular margin, *Nature*, 269, 663-668, 1977.
- Menke, W., B. Brandsdottir, P. Einarsson, and I.T. Bjarnason, Reinterpretation of the RRISP-77 Iceland shear-wave profiles, *Geophysical Journal International*, 126, 166-172, 1996.
- Menke, W., and D. Sparks, Crustal accretion model for Iceland predicts 'cold' crust, *Geophysical Research Letters*, 22 (13), 1673-1676, 1995.
- Menzies, J., and J. Rose, *Drumlin Symposium*, Balkema, Rotterdam, 1987.
- Mercer, J.H., West Antarctic ice sheet and CO2 greenhouse effect: a threat of disaster, *Nature*, 271, 321-325, 1978.
- Moorbath, S., H. Sigurdsson, and R. Goodwin, K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland, *Earth and Planetary Science Letters*, 4, 197-205, 1968.
- Morgan, W.J., Rodriguez, Darwin, Amsterdam, ..., a second type of hotspot island, *Journal of Geophysical Research*, 83, 5355-5360, 1978.
- Mörner, N.A., Faulting, fracturing and seismicity as functions of glacio-isostasy in Fennoscandia, *Geology*, 6, 41-45, 1978.
- Moore, E.M., and R.W. Fairbridge (Eds.), *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*, Chapman and Hall, London, 1997.
- Musset, A.E., J.G. Ross, and I.L. Gibson, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates of eastern Iceland lavas, *Geophysical Journal of the Astronomical Society*, 60, 37-52, 1980.
- Mutter, J.C., M. Talwani, and P.L. Stoffa, Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading", *Geology*, 10, 353-357, 1982.
- Myers, J.S., Structure of the coastal dyke swarm and associated plutonic intrusions of East Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 407-418, 1980.
- Nielsen, T.F.D., and C.K. Brooks, The E Greenland rifted continental margin: an examination of the coastal flexure, *Journal of the Geological Society of London*, 138, 559-568, 1981.
- Norrdahl, H., Late Weichselian and Early Holocene deglaciation history of Iceland, *Jökull*, 40, 27-50, 1990.
- Norrdahl, H., A review of the glaciation maximum concept and the deglaciation of Eyjafjörður, North Iceland, in *Environmental Changes in Iceland: Past and Present*, edited by J.L. Maizels, and C.J. Caseldine, pp. 31-47, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1991.
- Nye, J.F., The flow of glaciers and ice sheets as a problem in plasticity, *Proceedings of the Royal Society of London*, 207A, 554-572, 1951.
- Nye, J.F., The mechanics of glacier flow, *Journal of Glaciology*, 2, 82-93, 1952.
- Nye, J.F., The motion of ice sheets and glaciers, *Journal of Glaciology*, 3, 493-507, 1959.
- Nye, J.F., Glacier sliding without cavitation in a linear viscous approximation, *Proceedings of the Royal Society of London*, 311, 445-467, 1970.

Bibliographie

- Olafsdottir, T., A moraine ridge on the Iceland shelf, west of Breidafjörður (in Icelandic with english summary), *Naturufraedingurinn*, 45, 31-36, 1975.
- Opheim, J.A., Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla fissure swarm, northeast Iceland, *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1608-1622, 1989.
- Oppenheimer, M., Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet, *Nature*, 393, 325-332, 1998.
- Oskarsson, N., G.E. Sigvaldason, and S. Steinthorsson, A dynamic model of rift zone petrogenesis and the regional petrology of Iceland, *Journal of Petrology*, 23, 28-74, 1982.
- Oskarsson, N., S. Steinthorsson, and G.E. Sigvaldason, Iceland geochemical anomaly: origin, volcanotectonics, chemical fractionation and isotope evolution of the crust, *Journal of Geophysical Research*, 90 (B12), 10011-10025, 1985.
- Palmason, G., Seismic refraction investigation of the basalt lavas in Northern and Eastern Iceland, *Jökull*, 13, 39-60, 1963.
- Palmason, G., Kinematics and Heat Flow in a Volcanic Rift Zone, with Application to Iceland, *Geophysical Journal of the Astronomical Society*, 33, 451-481, 1973.
- Palmason, G., Continuum model of crustal generation in Iceland, kinematics aspects, *Journal of Geophysics*, 47, 7-18, 1980.
- Palmason, G., Crustal Rifting, and Related Thermo-Mechanical Processes, *Geologisches Rundschau*, 70 (1), 245-260, 1981.
- Palmason, G., S. Arnorsson, I.B. Fridleifsson, H. Kristmannsdottir, K. Saemundsson, V. Stefansson, B. Steingrímsson, J. Tomasson, and L. Kristjansson, The Iceland crust: evidence from drillhole data on structure and processes, in *Deep drilling results in the Atlantic ocean: oceanic crust*, pp. 43-65, Am. Geophys. Union, 1979.
- Palmason, G., and K. Saemundsson, Summary of conductive heat flow in Iceland, in *Terrestrial heat flow in Europe*, edited by V. Cermak, and L. Rybach, pp. 218-220, Springer, Berlin, 1979.
- Parson, L.M., B.J. Murton, R.C. Searle, D. Booth, J. Evans, P. Field, J. Keeton, A. Laughton, E. McAllister, N. Millard, L. Redbourne, I. Rouse, A. Shor, D. Smith, S. Spencer, C. Summerhayes, and C. Walker, En echelon axial volcanic ridges at the Reykjanes Ridge: a life cycle of volcanism and tectonics, *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 73-87, 1993.
- Paterson, W.S.B., *The Physics of Glaciers. 3rd Edition*, 480 pp., Pergamon Press, Oxford, 1994.
- Patterson, C.J., Laurentide glacial landscapes: the role of ice streams, *Geology*, 26 (7), 643-646, 1998.
- Payne, A.J., and P.W. Dongelmans, Self-organization in the thermomechanical flow of ice sheets, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B6), 12219-12233, 1997.
- Peltier, W.R., Deglaciation-induced vertical motion of the North American continent and transient lower mantle rheology, *Journal of Geophysical Research*, 91, 9099-9123, 1986.
- Peltier, W.R., Mantle viscosity and ice-age ice sheet topography, *Science*, 273, 1359-1364, 1996.
- Pétursson, H.G., The Weichselian glacial history of West Melrakkaslétta, Northeastern Iceland, in *Environmental Changes in Iceland: Past and Present*, edited by J.L. Maizels, and C.J. Caseldine, pp. 49-65, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1991.
- Phipps-Morgan, J., and J. Chen, Dependence of ridge-axis morphology on magma supply and spreading rate, *Nature*, 364, 706-708, 1993.
- Piper, J.D.A., Ground magnetic studies of crustal growth in Iceland, *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 199-207, 1971.
- Piper, J.D.A., Interpretation of some magnetic anomalies over Iceland, *Tectonophysics*, 16, 163-187, 1973a.
- Piper, J.D.A., Volcanic history and tectonics of the north Langjökull region, central Iceland, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10, 164-179, 1973b.
- Planke, S., and O. Eldholm, Seismic response and construction of seaward dipping reflectors in flood basalts: Vöring volcanic margin, *Journal of Geophysical Research*, 99, 9263-9278, 1994.
- Pollard, D., and S.L. Thompson, Climate and ice-sheet mass balance at the Last Glacial Maximum from the Genesis version 2 global climate model, *Quaternary Science Reviews*, 16, 841-863, 1997.
- Pollitz, F.F., Viscosity structure beneath northeast Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 101 (B8), 17771-17793, 1996.

- Post, A.S., Distribution of surging glaciers in western North America, *Journal of Glaciology*, 8, 229-240, 1969.
- Quinlan, G., Postglacial rebound and the focal mechanisms of eastern Canadian earthquakes, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 1018-1023, 1984.
- Ramberg, H., *Gravity deformation and the Earth's crust*, 452 pp., Academic Press, London and New York, 1981.
- Ranalli, G., *Rheology of the Earth*, 366 pp., Allen & Unwin, 1987.
- Raymond, C.F., How do glaciers surge? A review, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9), 9121-9134, 1987.
- Reeh, N., A plasticity theory approach to the steady-state shape of a three-dimensional ice sheet, *Journal of Glaciology*, 28, 431-455, 1982.
- Reeh, N., Reconstruction of the glacial ice covers of Greenland and the Canadian Arctic islands by three-dimensional, perfectly plastic ice-sheet modelling, *Annales of Glaciology*, 5, 115-121, 1984.
- Révilion, S., N.T. Arndt, E. Halot, A.C. Kerr, and J. Tarney, Petrogenesis of picrites from the Caribbean plateau and the north Atlantic magmatic province., *Lithos*, Submitted.
- Ribe, N., and W. Delattre, The dynamics of plume-ridge interaction - III. The effects of ridge migration, *Geophysical Journal International*, 133 (3), 511-518, 1998.
- Ribe, N.M., The dynamics of plume-ridge interaction, 2. Off-ridge plumes, *Journal of Geophysical Research*, 101, 16195-16204, 1996.
- Ribe, N.M., U. Christensen, and J. Theissing, The dynamics of plume-ridge interaction, 1: ridge-centered plumes, *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 155-168, 1995.
- Ritz, C., A. Fabre, and A. Letreguilly, Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters: Consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Climate Dynamics*, 13 (1), 11-24, 1997.
- Rögnvaldsson, S.T., A. Gudmundsson, and R. Slunga, Seismotectonic analysis of the Tjörnes Fracture Zone, an active transform fault in north Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 103 (B12), 30117-30129, 1998.
- Rose, K.E., Characteristics of ice flow in Marie Byrd Land, Antarctica, *Journal of Glaciology*, 24 (90), 63-75, 1979.
- Rundgren, M., Biostratigraphic evidence of the Allerød-Younger Dryas-Preboreal oscillation in Northern Iceland, *Quaternary Research*, 44, 405-416, 1995.
- Rundgren, M., O. Ingólfsson, S. Björck, H. Jiang, and H. Haflidason, Dynamic sea-level change during the last deglaciation of northern Iceland, *Boreas*, 26, 201-215, 1997.
- Saemundsson, K., Evolution of the Axial Rifting Zone in Northern Iceland and the Tjörnes Fracture Zone, *Geological Society of America Bulletin*, 85, 495-504, 1974.
- Saemundsson, K., Geological Map of Iceland, Sheet 7, NE-Iceland, Iceland Geodetic Survey and Museum of Natural History, Reykjavik, 1977.
- Saemundsson, K., Fissure swarms and Central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland, *Geological Journal Special Issue*, 10, 415-432, 1978.
- Saemundsson, K., Outline of the geology of Iceland, *Jökull*, 29, 7-28, 1979.
- Saemundsson, K., Geology of the Thingvallavatn area, *Oikos*, 64, 40-68, 1992.
- Saemundsson, K., and S. Einarsson, Geological Map of Iceland, Sheet 3, SW-Iceland, Museum of Natural History and the Iceland Geodetic Survey, Reykjavik, 1980.
- Saemundsson, K., L. Kristjánsson, I. McDougall, and N.D. Watkins, K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5-km lava succession in northern Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 85 (B7), 3628-3646, 1980.
- Sarnthein, M., and e. al., Variations in Atlantic surface paleoceanography, 50-80N: a time slice record of the last 30 000 years, *Paleoceanography*, 10, 1063-1094, 1995.
- Saunders, A.D., J.G. Fitton, A.C. Kerr, M.J. Norry, and R.W. Kent, The North Atlantic Igneous Province, in *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism.*, edited by J.J. Mahoney, and M.C. Coffin, pp. p. 95-122, American Geophysical Union, Washington, 1997.
- Scherer, R., A. Aldahan, S. Tulaczyk, G. Possnert, H. Engelhardt, and B. Kamb, Pleistocene collapse of the West Antarctic ice sheet, *Science*, 281 (5373), 82-85, 1998.
- Schilling, J.G., Iceland mantle plume, geochemical evidence along Reykjanes Ridge, *Nature*, 242, 565-571, 1973.

Bibliographie

- Schilling, J.G., Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges, *Nature*, 352, 397-403, 1991.
- Searle, R.C., J.A. Keeton, R.B. Owens, R.S. White, R. Mecklenburgh, B. Parsons, and S.M. Lee, The Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 463-478, 1998.
- Searle, R.C., and A.S. Laughton, Fine scale sonar study of tectonics and volcanism on the Reykjanes Ridge, *Oceanol. Acta*, 1981, 5-13, 1981.
- Serson, P.H., W. Hanaford, and G.V. Haines, Magnetic anomalies over Iceland, *Science*, 162, 355-357, 1968.
- Shabtaie, S., and C.R. Bentley, West Antarctic ice streams draining into the Ross ice shelf: configuration and mass balance, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B2), 1311-1336, 1987.
- Shabtaie, S., I.M. Whillans, and C.R. Bentley, The morphology of ice streams A, B and C, West Antarctica, and their environs, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9), 8865-8883, 1987.
- Shen, Y., S.C. Solomon, I.T. Bjarnason, and C.J. Wolfe, Seismic evidence for a lower-mantle origin of the Iceland plume, *Nature*, 395, 62-65, 1998.
- Shoemaker, E.M., On the formulation of basal debris drag for the case of sparse debris, *Journal of Glaciology*, 34, 259-264, 1988.
- Siegert, M.J., and J.A. Dowdeswell, Spatial variations in heat at the base of the Antarctic ice sheet from analysis of the thermal regime above subglacial lakes, *Journal of Glaciology*, 42 (142), 501-509, 1996.
- Sigbjarnarson, G., The Quaternary Alpine Glaciation and Marine Erosion in Iceland, *Jökull*, 33, 87-98, 1983.
- Sigmarsson, O., M. Condomines, and S. Fourcade, A detailed Th, Sr, and O isotope study of Hekla: differentiation processes in an Icelandic volcano, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112 (20-34), 1992.
- Sigmarsson, O., C. Hémond, M. Condomines, S. Fourcade, and N. Oskarsson, Origin of silicic magma in Iceland revealed by Th isotopes, *Geology*, 19, 621-624, 1991.
- Sigmundsson, F., Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland, *Geophysical Research Letters*, 18 (6), 1131-1134, 1991.
- Sigmundsson, F., and P. Einarsson, Glacio-Isostatic crustal movements caused by historical volume change of the Vatnajökull ice cap, Iceland, *Geophysical Research Letters*, 19 (21), 2123-2126, 1992.
- Sigmundsson, F., P. Einarsson, R. Bilham, and E. Sturkell, Rift-transform kinematics in south Iceland: deformation from Global Positioning System measurements, 1986-1992, *Journal of Geophysical Research*, 100, 6235-6248, 1995.
- Sigmundsson, F., H. Vadon, and D. Massonnet, Readjustment of the Krafla spreading segment to crustal rifting measured by satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 24 (15), 1843-1846, 1997.
- Sigurdsson, H., Structural origin and plate tectonics of the Snaefellsnes volcanic zone, western Iceland, *Earth and Planetary Science Letters*, 10, 129-135, 1970.
- Sigurdsson, H., and R.S.J. Sparks, Rifting episode in North Iceland in 1874-1875 and the eruption of Askja and Sveinagja, *Bulletin of Volcanology*, 41, 149-167, 1978.
- Sigurvinsson, J.R., Kvarter landmotun utnessins milli Dyrafjardar og Önundarfjardar, 4th year thesis thesis, University of Iceland, 1982.
- Sigurvinsson, J.R., Weichselian lake deposits in the highlands of north-western Iceland, *Jökull*, 33, 99-109, 1983.
- Sigvaldason, G.E., K. Annertz, and M. Nilsson, Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjufjöll area, central Iceland, *Bulletin of Volcanology*, 54, 385-392, 1992.
- Sigvaldason, G.E., S. Steinthorsson, N. Oskarsson, and P. Imsland, Compositional variation in recent Icelandic tholeiites and the Kverkfjöll hot spot, *Nature*, 251, 579-582, 1974.
- Smallwood, J.R., R.S. White, and R.K. Staples, Deep crustal reflectors under Reydarfjörður, eastern Iceland: crustal accretion above the Iceland mantle plume, *Geophysical Journal International*, 134, 277-290, 1998.
- Smellie, J.L., and I.P. Skilling, Products of subglacial volcanic eruptions under different ice thicknesses: two examples from Antarctica, *Sedimentary Geology*, 91, 115-129, 1994.

- Staples, R.K., R.S. White, B. Brandsdóttir, W. Menke, P.K.H. Maguire, and J.H. McBride, Färoe-Iceland Ridge Experiment. 1. Crustal structure of northeastern Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B4), 7849-7866, 1997.
- Sturkell, E., B. Brandsdóttir, H. Shimamura, and M. Mochizuki, Seismic crustal structure along the Axarfjörður trough at the eastern margin of the Tjörnes fracture zone, N-Iceland, *Jökull*, 42, 13-23, 1992.
- Talwani, M., and O. Eldholm, Evolution of Norwegian-Greenland Sea: recent results and outstanding problem, *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, 969-999, 1977.
- Tapponnier, P., and J. Francheteau, Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries, *Journal of Geophysical Research*, 83 (B8), 3955-3970, 1978.
- Tegner, C., R.A. Duncan, S. Bernstein, C.K. Brooks, D.K. Bird, and M. Storey, ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of Tertiary mafic intrusions along the East Greenland rifted margin: relation to flood basalts and the Iceland hotspot track, *Earth and Planetary Science Letters*, 156, 75-88, 1998.
- Thomas, R.H., T.J.O. Sanderson, and K.E. Rose, Effect of climatic warming on the West Antarctic ice sheet, *Nature*, 277, 355-358, 1979.
- Thorson, R.M., Earthquake recurrence and glacial loading in western Washington, *Geological Society of America Bulletin*, 108 (9), 1182-1191, 1996.
- Tryggvason, E., Multiple magma reservoirs in a rift zone volcano: Ground deformation and magma transport during the September 1984 eruption of Krafla, Iceland, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28, 1-44, 1986.
- Tryggvason, K., E.S. Huseby, and R. Stefánsson, Seismic image of the hypothesized Icelandic hot spot, *Tectonophysics*, 100, 97-118, 1983.
- Verrier, S., Etude sismotectonique d'un segment transformant émergé de la ride médio-Atlantique : la Zone Sismique Sud-Islandaise, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 1997.
- Villemin, T., F. Bergerat, J. Angelier, and C. Lacasse, Brittle deformation and fracture patterns on oceanic rift shoulders: the Esja peninsula, SW Iceland, *Journal of Structural Geology*, 16 (12), 1641-1654, 1994.
- Vilmundardóttir, E., and G. Larsen, Productivity pattern of the Veidivötn fissure swarm, Southern Iceland, in postglacial times. Preliminary results, in *17e Nordiska Geologmötet*, Helsinki, 1986.
- Vogt, P.R., The Iceland Phenomenon: Inprints of a hot spot on the ocean crust, and implications for flow beneath the plates, in *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, edited by L. Kristjánsson, pp. 105-126, Reidel, Dordrecht, 1974.
- Vogt, P.R., G.L. Johnson, and L. Kristjánsson, Morphology and magnetic anomalies north of Iceland, *Journal of Geophysics*, 47, 67-80, 1980.
- Walker, G.P.L., Geology of the Reydarfjörður area, eastern Iceland, *Quart. Journal of the Geological Society of London*, 114, 367-397, 1959.
- Walker, G.P.L., The Breiddalur central volcano, eastern Iceland, *Journal of the Geological Society of London*, 119, 29-63, 1963.
- Walker, G.P.L., Geological investigations in eastern Iceland, *Bulletin of Volcanology*, 27, 351-363, 1964.
- Walker, G.P.L., Some aspects of Quaternary volcanism in Iceland, *Transactions of the Leicester Literary and Philosophical Society*, 49, 25-40, 1965.
- Walker, G.P.L., The structure of eastern Iceland, in *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, edited by L. Kristjánsson, pp. 177-188, Reidel, Dordrecht, 1974.
- Walker, G.P.L., Intrusive sheet swarms and the identity of crustal layer 3 in Iceland, *Journal of the Geological Society of London*, 131, 143-161, 1975.
- Walker, G.P.L., and D.H. Blake, The formation of a palagonite breccia mass beneath a valley glacier in Iceland, *Journal of the Geological Society of London*, 122, 45-61, 1966.
- Walker, I.M., K.A. Berry, J.R. Bruce, L. Bystol, and J.H. Snow, Structural modelling of regional depth profiles in the Voring basin: implications for the structural and stratigraphic development of the Norwegian passive margin, *Journal of the Geological Society of London*, 154, 537-544, 1997.
- Ward, P.L., New interpretation of the geology of Iceland, *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2991-3012, 1971.
- Watkins, N.D., and G.P.L. Walker, Magnetostratigraphy of Eastern Iceland, *American Journal of Science*, 277, 513-584, 1977.
- Weertman, J., On the sliding of glaciers, *Journal of Glaciology*, 3 (21), 33-38, 1957.

Bibliographie

- Weertman, J., Creep of ice, in *Physics and Chemistry of Ice*, edited by E. Whalley, S.J. Jones, and L.W. Gold, pp. 320-337, Royal Society of Canada, Ottawa, 1973.
- Weertman, J., Creep laws for the mantle of the Earth, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 288, 9-26, 1978.
- Weertman, J., and G.E. Birchfield, Subglacial water flow under ice streams and West Antarctic ice-sheet stability, *Annals of Glaciology*, 3, 316-320, 1982.
- Werner, R., H.U. Schmincke, and G. Sigvaldason, A new model for the evolution of table mountains: volcanological and petrological evidence from Herdubreid and Herdubreidatögl volcanoes (Iceland), *Geologisches Rundschau*, 85, 390-397, 1996.
- Whillans, I.M., J. Bolzan, and S. Shabtaie, Velocity of ice streams B and C, Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9), 8895-8902, 1987.
- Whillans, I.M., M. Jackson, and Y.H. Tseng, Velocity patterns in a transect across Ice Stream B, Antarctica, *Journal of Glaciology*, 39 (133), 562-572, 1993.
- Whillans, I.M., and C.J.v.d. Veen, New and improved determination of velocity of ice streams B and C, West Antarctica, *Journal of Glaciology*, 39 (133), 483-490, 1993.
- White, N.J., J.A. Jackson, and D.P. McKenzie, The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls, *Journal of Structural Geology*, 8 (8), 897-909, 1986.
- White, R.S., Initiation of the Iceland plume and opening of the North Atlantic, in *Extensional tectonics and stratigraphy of the northern Atlantic margins*, edited by A.J. Tankard, and H.R. Balkwill, pp. 149-154, AAPG Mem., 1989.
- White, R.S., Rift-plume interaction in the North Atlantic, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A - Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 355 (1723), 319-339, 1997.
- White, R.S., and D. McKenzie, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts, *Journal of Geophysical Research*, 94 (B6), 7685-7729, 1989.
- White, R.S., D. McKenzie, and R.K. O'Nions, Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *Journal of Geophysical Research*, 97 (B13), 19683-19715, 1992.
- White, R.S., G.D. Spence, S.R. Fowler, D.P. McKenzie, G.K. Westbrook, and A.N. Bowen, Magmatism at rifted continental margins, *Nature*, 330, 439-444, 1987.
- White, R.S., J.W. Bown, and J.R. Smallwood, The temperature of the Iceland plume and origin of outward-propagating V-shaped ridges, *Journal of the Geological Society of London*, 152 (6), 1039-1045, 1995.
- Wolfe, C.J., I.T. Bjarnason, J.C. VanDecar, and S.C. Solomon, Seismic structure of the Iceland mantle plume, *Nature*, 385, 245-247, 1997.
- Wu, P., and H.S. Hasegawa, Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a realistic load: A preliminary analysis, *Geophysical Journal International*, 127 (1), 215-229, 1996.
- Yale, M.M., and J. Phipps-Morgan, Asthenosphere flow model of hot-spot-ridge interactions: a comparison of Iceland and Kerguelen, *Earth and Planetary Science Letters*, 161, 45-56, 1998.
- Young, K.D., M. Jancin, B. Voight, and N.I. Orkan, Transform deformation of Tertiary rocks along the Tjörnes fracture zone, north central Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 90, 9986-10010, 1985.
- Zverev, S.M., I. Kosminskaya, G.A. Krasilstchikova, and G.G. Mikhota, The crustal structure of Iceland and the Iceland-Faeroe-Shetland region, *Soc. Sci. Isl.*, 5, 73-93, 1976.

Annexe 1 :

***Ridge-plume interaction:
consequences on the process
of rifting in Iceland***

*(Interaction dorsale-panache : conséquences
sur le processus de rifting en Islande)*

O. Bourgeois and O. Dauteuil
Article en préparation

Ridge-plume interaction: consequences on the process of rifting in Iceland

O. Bourgeois and O. Dauteuil

Géosciences Rennes, UPR-CNRS 4661, Université Rennes 1, Campus Beaulieu, bât.
15, 35042 Rennes Cedex, France

Abstract

The interference of the Mid-Atlantic Ridge with a mantle plume has resulted in the formation of a topographical and chemical anomaly in Iceland. On the basis of a new interpretation of previously published data, we demonstrate that the rifting process is also affected by the plume. In contrast to other parts of the Mid-Atlantic Ridge, the North and West Volcanic Zones of Iceland are strongly asymmetrical rifts. Lithospheric spreading is mostly accommodated by east-dipping faults located on their western flanks. Hanging walls of these faults are westward-flexured monoclines. We interpret these structures as being lithospheric growth-fault/rollover systems. Former growth-faults/rollover systems have been preserved in the Tertiary lava pile. They are unconformably overlain by younger lava flows, emplaced in the currently active Neovolcanic Zone. This disposition suggests that the whole history of rifting in Iceland has been dominated by the formation of successive growth-fault/rollover systems. Analogue modelling shows that this process of deformation is unstable and is related to enhanced magma supply and underplating caused by the underlying mantle plume.

Introduction

The axis of slow-spreading oceanic ridges is usually composed of a 1-5 km-wide volcanic zone, where new material is constantly added to the lithosphere by underplating and by volcanism. Plate separation causes necking and faulting of this newly formed lithosphere, in a way similar to continental rifting, and leads to the formation of outward-tilted blocks bounding a 1-20 km-wide, 1.5-3 km-deep, axial valley. This process yields a pattern of lava isochrons which is symmetrical across the rift axis.

In Iceland, the Mid-Atlantic Ridge is located above a mantle plume and rises above sea-level. The direction of divergence between the North-American and European plates is N110°E, and the half-spreading rate is 0.9 cm/yr. Excessive material supply, due to the interference between the ridge and the plume, has resulted in the formation of a 2.5 km positive relief and of an anomalous 30 km-thick oceanic crust (Staples, R.K., et al., 1997).

In contrast to other slow-spreading ridge segments, there is no axial valley in Iceland, and the active rift zone is anomalously wide (Fig. 1). The Neovolcanic Zone is covered by basalts younger than 0.8 Myr. It is offset eastwards with respect to the Reykjanes Ridge to the SW,

and to the Kolbeinsey Ridge to the north. Tectonic and volcanic activity is distributed on a series of individual systems, generally comprising a central volcano and a fissure swarm composed of normal faults, open fissures and eruptive fissures (Saemundsson, K., 1978). Trends of the fissure swarms range from N30°E in the southwest to N10°E in the north. In southern Iceland, the currently active area is composed of two parallel, 50 km wide branches: the West and East Volcanic Zones (WVZ and EVZ, respectively, Fig. 1). Fissure swarms located between the WVZ and the EVZ have also been active between 0.8 Myr and 10 kyr (Bourgeois, O., et al., in the press). In northern Iceland, currently active swarms cover a 60 km-wide area: the North Volcanic Zone (NVZ).

On the flanks of the Neovolcanic Zone, the inactive External Zone is made up of Tertiary basalts emplaced between 16 Myr and 0.8 Myr (Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998b). Departing from the classical model of rifting at slow-spreading ridges, the Tertiary lava pile generally dips toward the Neovolcanic Zone (Fig. 1). Lava ages do not increase symmetrically with increasing distance to the Neovolcanic Zone and display several unconformities (Fig. 1). Physical models have been proposed, which explain the uncommon inward dip of the lava pile by continuous, symmetrical, sagging of the rift axis under the weight of newly erupted lavas (Daignières, M., et al., 1975, Palmason, G., 1980). These kinematic models, however, do not take into account the mechanical behaviour of the lithosphere and require a complex, poorly constrained succession of rift relocations to explain the observed unconformities (Hardarson, B.S., et al., 1997, Jancin, M., et al., 1985, Saemundsson, K., 1974, Ward, P.L., 1971). Rift relocations have been ascribed to displacements of the plate boundary relative to the plume axis; their exact causes and their mechanical framework, however, have not been addressed.

We propose a new model of rifting for Iceland, on the basis on small-scale analogue experiments where rheological layering of the lithosphere and material supply due to the mantle plume are taken into account. This mechanical model seems able to explain most observed structural anomalies and do not require rift relocations. First, we discuss in detail the structure of the two best known volcanic zones.

West Volcanic Zone

The WVZ is composed of one fissure swarm only: the Thingvellir fissure swarm. It joins the Hengill and Langjökull central volcanoes, which are located on the western side of the WVZ (Fig. 1). The swarm is asymmetrical in cross-section, with narrowly spaced faults of large throws on the western side, but a series of step faults with smaller throws spread across the entire eastern side (Fig. 4) (Gudmundsson, A., 1987, Saemundsson, K., 1992). The western fault zone is a sharp tectonic contact between lava flows emplaced during the Bruhnes magnetic epoch in the WVZ, and the older basalts which lie at a 500-700 m elevation to the west. In contrast, the contact is mostly a stratigraphical one to the east of the WVZ (Fig. 4) (Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998a). There are indications that the western fault

zone is composed of growth-faults, with throws increasing from about 100 m in ~0.1 Myr-old formations, up to 400 m in ~0.3 Myr-old formations (Saemundsson, K., 1992). The WVZ is thus a half-graben, mostly controlled by a major fault zone located on its western side (Fig. 4).

North Volcanic Zone

The NVZ is composed of five NNE-trending fissure swarms. Central volcanoes are systematically located at the SW tips of the swarms and form a north-trending alignment along the western flank of the NVZ (Fig. 1). In Iceland, magma is essentially supplied from chambers located beneath central volcanoes (e.g., Björnsson, A., 1985, Gudmundsson, A., 1998, Saemundsson, K., 1978)). The disposition of central volcanoes in the NVZ thus reveals that magma is mostly supplied from its western part.

To the west, the NVZ is bounded by a 700 m high scarp, beyond which is the Flatey peninsula (Fig. 1). West of the scarp, the 3.3 Myr isochron is located at a 900 m elevation. East of the scarp, it is buried beneath younger basalts which crop out near sea level (Fig. 2) (Jancin, M., et al., 1985, Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998a). This disposition implies the existence of a major fault zone along the scarp (the Bardardalur fault zone, (Hospers, J., 1954)). In the northern part of the scarp, normal faults trending NNE and dipping eastward have been mapped in basalts younger than 3.3 Myr. Their cumulative eastward-downthrow is several hundred metres (Jancin, M., et al., 1985). Though intense glacial scour makes it difficult to observe the fault zone (Bourgeois, O., et al., submitted), there are indications that it extends southwards (Hospers, J., 1954). From the vertical offset of the 3.3 Myr isochron, a minimal cumulative eastward-downthrow of 900 m can be inferred for this fault zone. It can be followed off-shore northwards (Fig. 1). A 0.13 s thick (half-way travel time) sequence of eastwardly onlapping sediments has been deposited on its downfaulted eastern compartment (Figs. 3a-c). Volcanism has been active recently in the off-shore part of the fault zone (McMaster, R.L., et al., 1977). However, the absence of postglacial volcanic activity on-shore suggests that its southern part is currently inactive.

The Theystareykir swarm is the westernmost active fissure swarm of the NVZ (Fig. 1). Its southern part has been heavily eroded by glacial flow (Bourgeois, O., et al., submitted). In its northern part, the faults almost systematically dip to the east, and the total downthrow is more than 1000m along the eastern side of the Tjörnes peninsula (Fig. 1) (Saemundsson, K., 1974). This swarm can be traced off-shore northwards (Fig. 1). A 0.1 s thick (seismic half-way travel time) sedimentary sequence has been deposited on its downfaulted eastern compartment, whereas the basaltic basement crops out on its western flank (Fig. 3a) (McMaster, R.L., et al., 1977). The Theystareykir swarm is thus a major fault zone, currently uplifting basalts older than 0.8 Myr making up the footwall to the west, with respect to the hanging wall which is filled by younger basalts on-shore and sediments off-shore.

On the eastern flank of the NVZ, the only significant reliefs are north-trending subglacial volcanic ridges resting on subhorizontal preglacial and interglacial lava flows (Fig. 2). These

ridges have been preserved from glacial erosion because of their particular location with respect to ice flow (Bourgeois, O., et al., in the press). Otherwise, the eastern flank of the NVZ is a flat surface, gently dipping westward. There are no equivalents to the Bardardalur fault zone north of the Theystareykir fissure swarm. Although there are several fissure swarms forming small grabens (e.g., (Gudmundsson, A. and Bäckström, K., 1991)), major faults are absent (Fig. 1).

A strong positive magnetic anomaly is associated with outcrops of basalts younger than 0.8 Myr in the western part of the NVZ (Fig. 2). The sharp western flank of this anomaly coincides with the location of the Theystareykir swarm. In contrast, its eastern flank decreases gently eastwards, except local departures above subglacial volcanic ridges (Fig. 2) (Jonsson, G., et al., 1991, Serson, P.H., et al., 1968). This shape suggests that the positively magnetized Bruhnes volcanic cover is thick near the Theystareykir swarm and progressively gets thinner eastwards, as previously stated by (Piper, J.D.A., 1971). Eastward-thinning of the cover of recent lavas on-shore is consistent with eastward-thinning of the sedimentary cover off-shore in Axarfjörður (Fig. 3a).

From the discussion above, the NVZ appears to be a set of half grabens, with two major east-dipping fault zones underlined by central volcanoes on the western side. The eastern flank dips gently westward and the Bruhnes volcanic cover thickens westwards (Fig. 2).

Structural changes from the NVZ towards the Kolbeinsey Ridge

The eastward offset of the NVZ relative to the Kolbeinsey Ridge is accommodated off-shore in the Tjörnes Fracture Zone (Fig. 1). Three WNW-trending seismic lineaments in this area were classically believed to be related to right-lateral strike-slip faults, trending WNW and connecting the NVZ to the Kolbeinsey Ridge (Ward, P.L., 1971). Accurate seismotectonic analysis have recently demonstrated that earthquake clusters in the NE part of the Tjörnes Fracture Zone actually define left-lateral planes, striking north to NNE, not WNW (Rögnvaldsson, S.T., et al., submitted). Bathymetric, magnetic, and seismic surveys in the Tjörnes Fracture Zone also indicate that this region is actually dominated by three troughs disposed *en échelon* and controlled by structures trending north. Submarine volcanoes are associated with these structures (McMaster, R.L., et al., 1977). Except the WNW-trending Husavik-Flatey fault (Fig. 1), the Tjörnes Fracture Zone is thus as a system of *en-échelon* fissure swarms, similar to those observed on-shore. Immediately to the north of Iceland, the troughs are controlled by half-grabens dipping westward (Fig. 3a). On their downfaulted compartments, the eastward-onlapping sedimentary layers display a geometry which is characteristic of rollovers making up the footwall of growth-faults in extensional sedimentary basins (Mauduit, T. and Brun, J.P., 1998). Moving northwards to the Kolbeinsey Ridge, the width of the deformed area decreases from 120 km to 20 km (Figs 3a-d). At the same time, there is a gradual transition from a series of synthetic eastward-dipping growth-faults controlling westward-dipping rollovers (Fig. 3a), to a pair of symmetrical outward-dipping

listric growth-faults (Figs. 3b-c), up to a faulted, 50 km wide high resembling the axial high of fast-spreading ridges (Fig. 3d).

Structure of the Tertiary lava pile

If the asymmetrical rifting process evidenced in the NVZ and WVZ holds for the whole history of rifting in Iceland, it must have been recorded in the lava pile. The lava pile displays a fan-like geometry in cross-section, with older flows dipping steeper (12-15°) towards the Neovolcanic Zone than younger ones (2-3°), and lava flows getting thinner updip (Fig. 5) (Kristjansson, L., et al., 1995, McDougall, I., et al., 1984, Saemundsson, K., et al., 1980, Walker, G.P.L., 1974). In places, the dip of the lava pile increases up to 35°, forming anticlinal flexures which are unconformably overlain by low-dipping younger basalts (Fig. 5) (Jancin, M., et al., 1985, Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998b, Saemundsson, K., 1974, Walker, G.P.L., 1974). This geometry is very reminiscent of that of sedimentary rollovers (Mauduit, T. and Brun, J.P., 1998) and requires the existence of a major growth-fault, somewhere in the downdip direction (Fig. 5). The extreme angular unconformity above the flexured basalts implies that motion on the controlling fault stopped completely before the overlying basalts were emplaced from the currently active volcanic zone. The history of rifting in Iceland seems thus to have been dominated by the formation of successive rollovers controlled by listric growth-faults. Half-grabens of the NVZ and WVZ are such rollovers, currently active. In order to determine if this unusual rifting process can be attributed to the existence of a mantle plume beneath Iceland, we have performed small-scale experiments on brittle-ductile analogue models.

Analogue modelling of rifting with excessive material supply

The thermal anomaly caused by a mantle plume has two mechanical consequences on the overlying lithosphere. First, the anomalously hot geothermal gradient reduces the thickness of the upper brittle part of the lithosphere and the viscosity of its ductile lower part, hence reducing its whole strength (Buck, W.R., 1991). Second, anomalously high temperature enhances melting in the mantle, hence enhancing magma supply by volcanism at surface and by underplating at depth (White, R.S. and McKenzie, D., 1989). Consequences of the first effect on the mode of deformation of the lithosphere have already been investigated (e.g. (Allemand, P. and Brun, J.P., 1991, Benes, V. and Davy, P., 1996, Buck, W.R., 1991, Lin, J. and Parmentier, E.M., 1989)). We have performed two-dimensional analogue modelling in order to investigate consequences of excessive magma supply.

In our experiments, the rheologically layered oceanic lithosphere is modelled by two-layer sand-silicone systems. Sand, a Coulomb material with a 30° friction angle, represents the brittle upper part of the lithosphere; silicone putty, with Newtonian behavior and a viscosity of $5 \cdot 10^4$ Pa·s represents the ductile lower part (Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991). Several

experiments with different sand/silicone thicknesses have been performed. All of them gave results comparable to the reported experiment, where initial thicknesses of the silicone and sand layers are 2 cm (Fig. 6a). The model lies on a plastic sheet resting on a rigid horizontal plate. The plastic sheet, which is fed through a slit located at the model axis, is symmetrically pulled apart at a 1 cm/h half-rate. Beneath the slit is a tank, filled with silicone putty. Outward extrusion of the plastic sheet from the tank leads to injection of silicone putty into the model as the plates separate. The width of the tank is calculated so that the inward flux of silicone putty into the model is twice as big as the outward flux due to plate separation. Stacking of lava flows at the surface is simulated by sedimentation of sand at regular time intervals, calculated so that the input of sand is twice as big as the output due to plate separation. Passive markers are included in the silicone layer to provide information on the sense and rate of ductile flow.

Figures 6a-c show cross-sections of the model at different times. The deforming zone is wider and more complex than in experiments of lithospheric extension without excessive material supply (Brun, J.P. and Beslier, M.O., 1996, Buck, W.R. and Poliakov, A.N.B., 1998). After 3 h of pulling, a right-dipping rollover has developed on the hanging wall of two left-dipping faults located to the right of the model axis (faults A and B, fig. 6b). As the plates separate, faults A and B drift to the right and become inactive. A new fault abruptly appears, closer to the model axis (fault C, fig. 6d). After 6 h (fig. 6d), the structure of the brittle layer is very complex, and displays a striking asymmetry. A left-dipping rollover has developed on the hanging wall of fault C. Antithetic faulting of the extradors is associated with the flexure. On the footwall of fault C, sand layers sedimented during the growth of the second rollover (layers 7-11) unconformably overlie sand layers sedimented earlier (layers 1-6). Deep dips of layers 1-6 toward the model axis are related to the first stage of the experiment, when the active faults were faults A and B. The final shape of the initially vertical markers shows that outward flow of the ductile layer was faster than outward drift of the brittle layer.

Discussion

The NVZ and EVZ of Iceland are half grabens, controlled by listric growth-faults located on their western flanks and dipping eastward. The eastern flanks are flexured monoclines dipping westward. The Tertiary lava pile on both sides of the Neovolcanic Zone is made up of similar growth-fault/rollover systems, now extinct, which are unconformably overlain by younger lava flows emplaced in the currently active Neovolcanic Zone.

Experimental modelling shows that this structure can be attributed to the existence of mantle plume beneath Iceland. The rifting process above a mantle plume greatly differs from common modes of continental and oceanic rifting. Excessive material supply causes outward flow of the ductile lower part of the lithosphere. Spreading is accommodated by a growth-fault/rollover system. The system grows until the fault has drifted away from the axis. Then lithospheric spreading is abruptly transferred onto a new growth-fault/rollover system. Lava flows associated with the second rollover unconformably overlie the deep-dipping flows

associated with the first rollover. Thus the active zone wanders in an unstable manner within a wide, complex, plate boundary, which nevertheless remains fixed in space. This unstable mode of deformation provides a mechanically plausible explanation for the inward dip of the lava pile, for the complex pattern of isochrons, and for the angular unconformities which are observed in Iceland.

Acknowledgements

This work was funded by CNRS-INSU (programme TECTOSCOPE) and by the "Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires" (IFRTP). We are particularly grateful to F. Bergerat and J. Angelier for their constant interest in our work, and to R. Bouroulec, J. P. Brun and T. Mauduit for fruitful discussions about growth-fault/rollover systems. A. Gudmundsson gave us many informations about the geology of Iceland. His comments and reviews by X and Y considerably increased the quality of this manuscript.

References

- Allemand, P. and Brun, J. P., 1991, Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere, *Tectonophysics*, 188, p. 63-69.
- Benes, V. and Davy, P., 1996, Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes, *Tectonophysics*, 254, p. 69-87.
- Björnsson, A., 1985, Dynamics of Crustal Rifting in NE Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 90, p. 10151-10162.
- Bourgeois, O., Dauteuil, O. and Vliet-Lanoë, B. V., in the press, Subglacial volcanism in Iceland: tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, p.
- Bourgeois, O., Dauteuil, O. and Vliet-Lanoë, B. V., submitted, Geothermal control on fast glacial flow in Iceland, *Earth Surface Processes and Landforms*, p.
- Brun, J. P. and Beslier, M. O., 1996, Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 142, p. 161-173.
- Buck, W. R., 1991, Modes of Continental Lithospheric Extension, *Journal of Geophysical Research*, 96, p. 20161-20178.
- Buck, W. R. and Poliakov, A. N. B., 1998, Abyssal hills formed by stretching oceanic lithosphere, *Nature*, 392, p. 272-275.
- Daignières, M., Courtillot, V., Bayer, R. and Tapponnier, P., 1975, A model for the evolution of the axial zone of mid-ocean ridges as suggested by Icelandic tectonics, *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 222-232.
- Davy, P. and Cobbold, P. R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, p. 1-25.
- Gudmundsson, A., 1987, Tectonics of the Thingvellir fissure swarm, SW Iceland, *Journal of Structural Geology*, 9, p. 61-69.
- Gudmundsson, A., 1998, Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics, *Journal of Geophysical Research*, 103, p. 7401-7412.
- Gudmundsson, A. and Bäckström, K., 1991, Structure and development of the Sveinagja graben, Northeast Iceland, *Tectonophysics*, 200, p. 111-125.
- Hardarson, B. S., Fitton, J. G., Ellam, R. M. and Pringle, M. S., 1997, Rift relocation: a geochemical and geochronological investigation of a palaeo-rift in northwest Iceland, *Earth and Planetary Science Letters*, 153, p. 181-196.
- Hospers, J., 1954, The geology of the country between Akureyri and Myvatn in northern Iceland, *Geol. Mijnbouw*, 16, p. 491-508.
- Jancin, M., Young, K. D., Voight, B., Aronson, J. L. and Saemundsson, K., 1985, Stratigraphy and K-Ar ages across the west flank of the Northeast Iceland Axial Rift Zone, in relation to the 7 Ma volcano-tectonic reorganization of Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 90, p. 9961-9985.
- Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998a, Geological Map of Iceland at 1/500 000. Bedrock Geology, Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998b, Geological Map of Iceland at 1/500 000. Tectonics,

- Jonsson, G., Kristjansson, L. and Sverrisson, M., 1991, Magnetic surveys of Iceland, *Tectonophysics*, 189, p. 229-247.
- Kristjansson, L., Gudmundsson, A. and Haraldsson, H., 1995, Stratigraphy and paleomagnetism of a 3-km-thick Miocene lava pile in the Mjoi fjörður area, eastern Iceland, *Geologisches Rundschau*, 84, p. 813-830.
- Lin, J. and Parmentier, E. M., 1989, Mechanisms of lithospheric extension at mid-ocean ridges, *Geophysical Journal International*, 96, p. 1-22.
- Mauduit, T. and Brun, J. P., 1998, Growth fault/rollover systems: Birth, growth, and decay, *Journal of Geophysical Research*, 103, p. 18119-18136.
- McDougall, I., Kristjansson, L. and Saemundsson, K., 1984, Magnetostratigraphy and geochronology of northwest Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 89, p. 7029-7060.
- McMaster, R. L., Schilling, J. G. and Pinet, P. R., 1977, Plate boundary within Tjörnes Fracture Zone on Northern Iceland's insular margin, *Nature*, 269, p. 663-668.
- Palmason, G., 1980, Continuum model of crustal generation in Iceland, kinematics aspects, *Journal of Geophysics*, 47, p. 7-18.
- Piper, J. D. A., 1971, Ground magnetic studies of crustal growth in Iceland, *Earth and Planetary Science Letters*, 12, p. 199-207.
- Rögnvaldsson, S. T., Gudmundsson, A. and Slunga, R., submitted, Seismotectonic analysis of the Tjörnes Fracture Zone, an active transform fault in north Iceland, *Journal of Geophysical Research*, p.
- Saemundsson, K., 1974, Evolution of the Axial Rifting Zone in Northern Iceland and the Tjörnes Fracture Zone, *Geological Society of America Bulletin*, 85, p. 495-504.
- Saemundsson, K., 1978, Fissure swarms and Central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland, *Geological Journal Special Issue*, 10, p. 415-432.
- Saemundsson, K., 1992, Geology of the Thingvallavatn area, *Oikos*, 64, p. 40-68.
- Saemundsson, K., Kristjansson, L., McDougall, I. and Watkins, N. D., 1980, K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5-km lava succession in northern Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 85, p. 3628-3646.
- Serson, P. H., Hannaford, W. and Haines, G. V., 1968, Magnetic anomalies over Iceland, *Science*, 162, p. 355-357.
- Staples, R. K., White, R. S., Brandsdóttir, B., Menke, W., Maguire, P. K. H. and McBride, J. H., 1997, Färoe-Iceland Ridge Experiment. 1. Crustal structure of northeastern Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 102, p. 7849-7866.
- Walker, G. P. L., 1974, The structure of eastern Iceland, *C11*, 177-188.
- Ward, P. L., 1971, New interpretation of the geology of Iceland, *Geological Society of America Bulletin*, 82, p. 2991-3012.
- White, R. S. and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts, *Journal of Geophysical Research*, 94, p. 7685-7729.

Figure captions

Figure 1. Structural framework of Iceland. The Neovolcanic Zone connects the Reykjanes Ridge to the Kolbeinsey Ridge. It is composed of NNE-trending volcanic systems comprising central volcanoes and fissure swarms, which are disposed *en échelon*. Fissure swarms of the North Volcanic Zone (NVZ) are spread across a 60 km-wide area. In south Iceland, currently active fissure swarms are located in the 50 km-wide West and East Volcanic Zones (WVZ and EVZ). Tertiary basalts of the external zone are shaded according to their ages (darker shade older). The pattern of isochrons is complex and displays several unconformities. The Tertiary lava pile dips toward the Neovolcanic Zone and is flexured in places. HFF: Husavik-Flatey Fault; Lj: Langjökull; Hg: Hengill.

Figure 2. a) Geological map of the North Volcanic Zone (drawn after (Jancin, M., et al., 1985, Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998b, McMaster, R.L., et al., 1977)). Central volcanoes and major fault zones are located on the western flank (BFZ: Bardardallur Fault Zone; TFS: Theystareykir Fissure Swarm). The faults can be followed off-shore to the north. Intense glacial scour make it difficult to observe their southward continuation. The vertical offset of the 3.3 Myr isochron is 900 m across the BFZ. The eastward downthrow of the TFS is more than 1000 m in its northern part. Low-dipping lava flows emplaced between ~4 Myr and the present day in the NVZ rest unconformably on flexured basalts emplaced between 15 Myr and ~6 Myr in eastern Iceland and on Flatey peninsula. b) Interpretative cross-section. The NVZ is a west-dipping half-graben controlled by the east-dipping TFS. Except local departures above subglacial volcanic ridges, the magnetic anomaly associated with the positively magnetized Bruhnes volcanic cover decreases eastwards, suggesting that the Bruhnes volcanic cover gets thinner eastwards.

Figure 3. Line-drawings of seismic lines north of Iceland (redrawn after (McMaster, R.L., et al., 1977); locations are indicated on figure 2a). From the south to the north, i.e. with increasing distance to the plume axis, the width of the deformed area decreases from 120 km to 20 km. There is a transition from a system of three synthetic westward-dipping rollovers (a), to a pair of symmetrical outward-dipping listric growth-faults (b and c), up to a faulted, 50 km wide high (d).

Figure 4. a) Geological map of the West Volcanic Zone (after (Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998a, Saemundsson, K., 1992)). East-dipping faults with large throws are located along the western side of the Thingvellir fissure swarms, whereas west-dipping faults with smaller throws are spread across the entire eastern side. A magma chamber is probably located beneath the Hengill central volcano. b) interpretative cross-section along the line indicated in figure 4a.

Figure 5. Interpretative cross-section of eastern Iceland (location indicated on Fig. 2a). Basalt ages are after (Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1998b). Full lines indicating the dip of lava flows in the eastern part of the section are after (Kristjansson, L., et al., 1995). Stippled lines are drawn after dips measured at sea-level by (Walker, G.P.L., 1974).

Figure 6. a) Cross-section of the experimental model at the initial stage. The brittle upper lithosphere is modelled with a 2 cm-thick sand layer. The ductile lower lithosphere is modelled with a 2 cm-thick layer of silicone putty. A plastic sheet located at the basis of the silicone layer is symmetrically pulled apart at a 1 cm/h rate. Silicone putty is injected from a tank located at the model axis. Sand is deposited at regular intervals at the model axis. b) Cross-section of the model at 3 h (drawn by restoring the final cross-section presented in fig. 6c, with control from surface views and laser surveys of the surface topography). Sand layers are numbered in the order of deposition. Half-arrows indicate the relative displacement of the silicone layer relative to the sand layer. A right-dipping rollover is controlled by two left-dipping growth faults (A and B). c) Photograph and line-drawing of cross-section at 6 h. A left-dipping rollover is controlled by a right-dipping growth fault (C). Antithetic faulting is associated with the flexure of the rollover. In the footwall of fault C, subhorizontal sand layers 7-11 unconformably overlie deep-dipping layers 1-6.

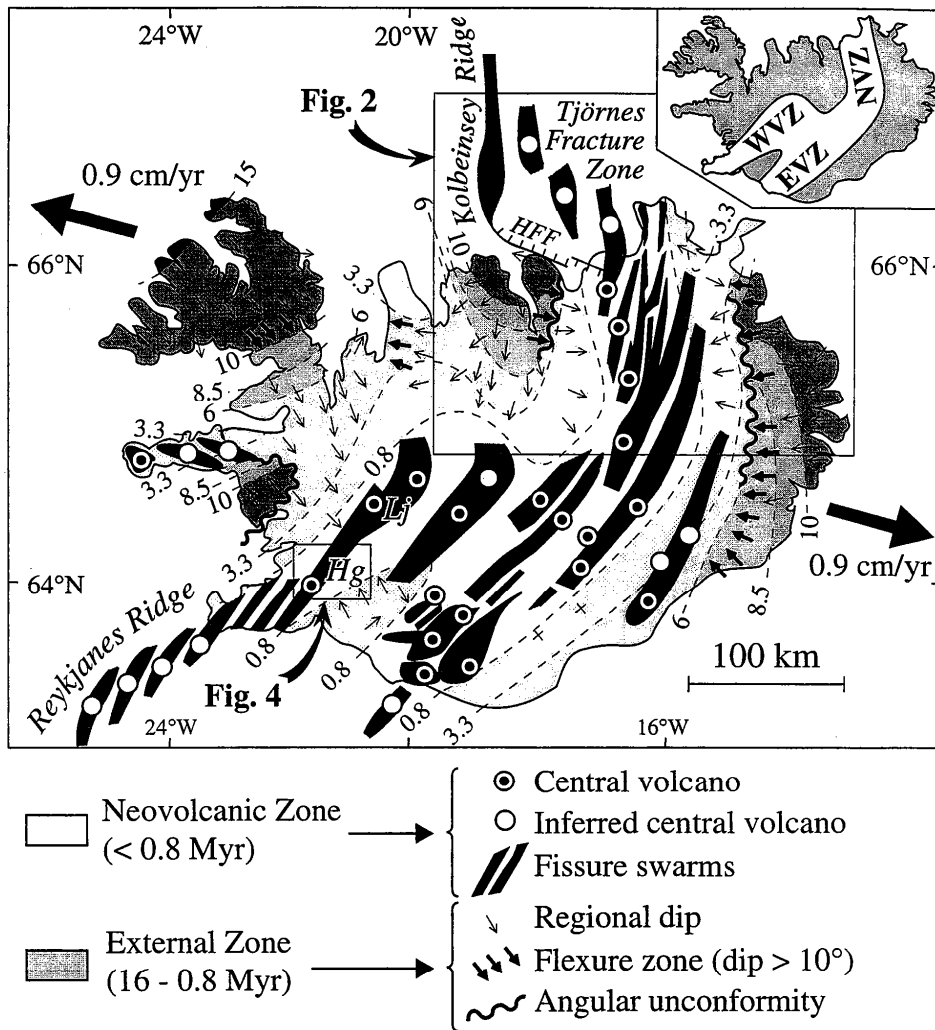


Figure 1

Bourgeois and Dauteuil, *Ridge-plume interaction: consequences on rifting mode in Iceland*

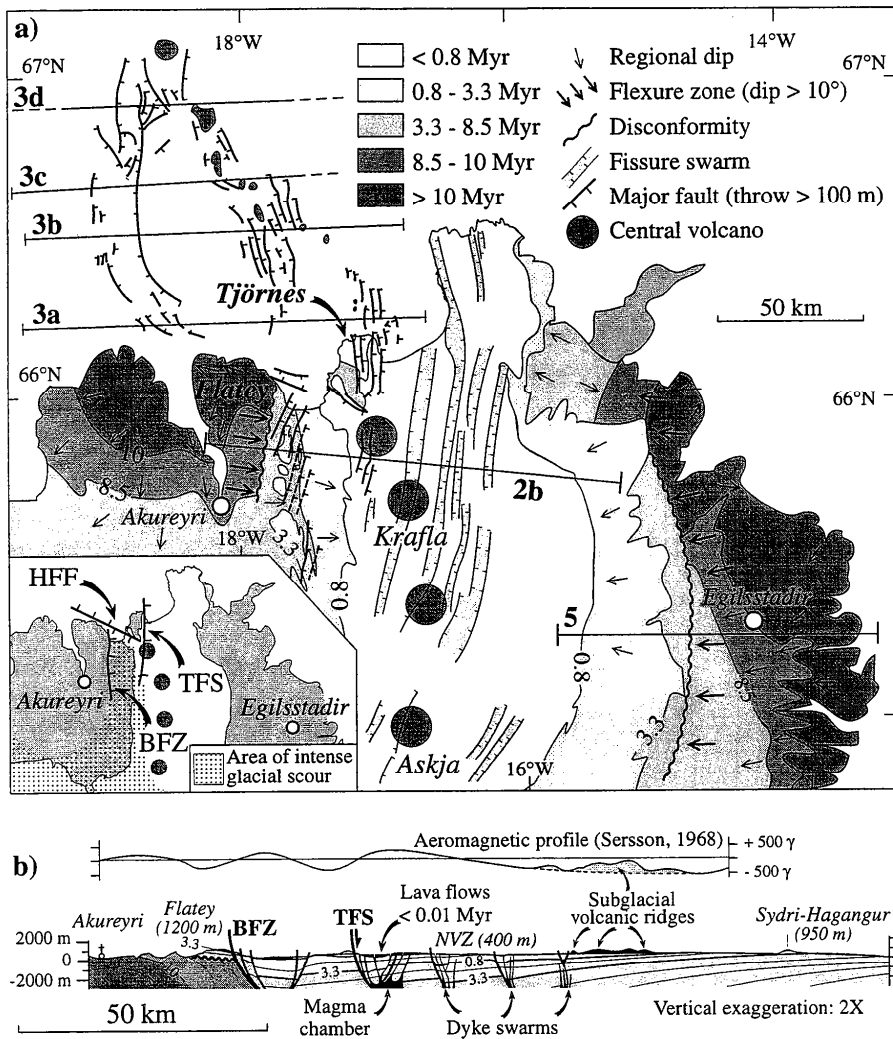


Figure 2

Bourgeois and Dauteuil, *Ridge-plume interaction: consequences on rifting mode in Iceland*

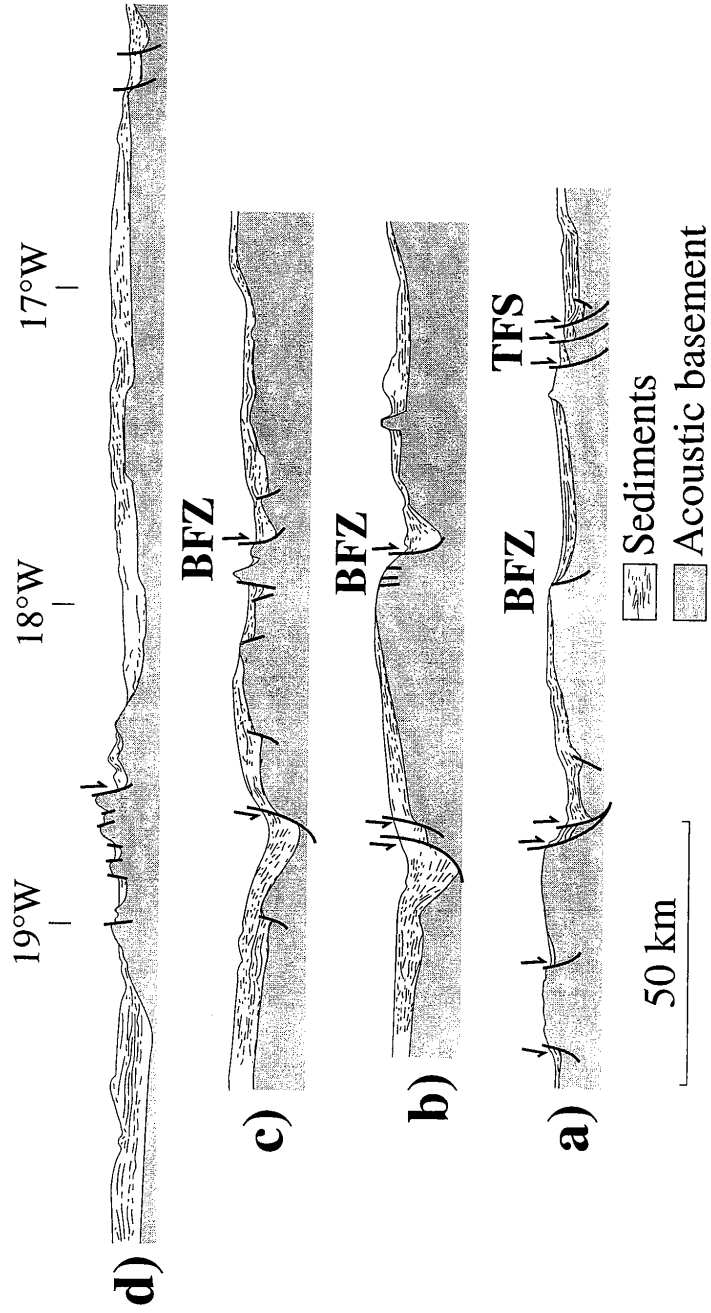


Figure 3

Bourgeois and Dauteuil, *Ridge-plume interaction: consequences on rifting mode in Iceland*

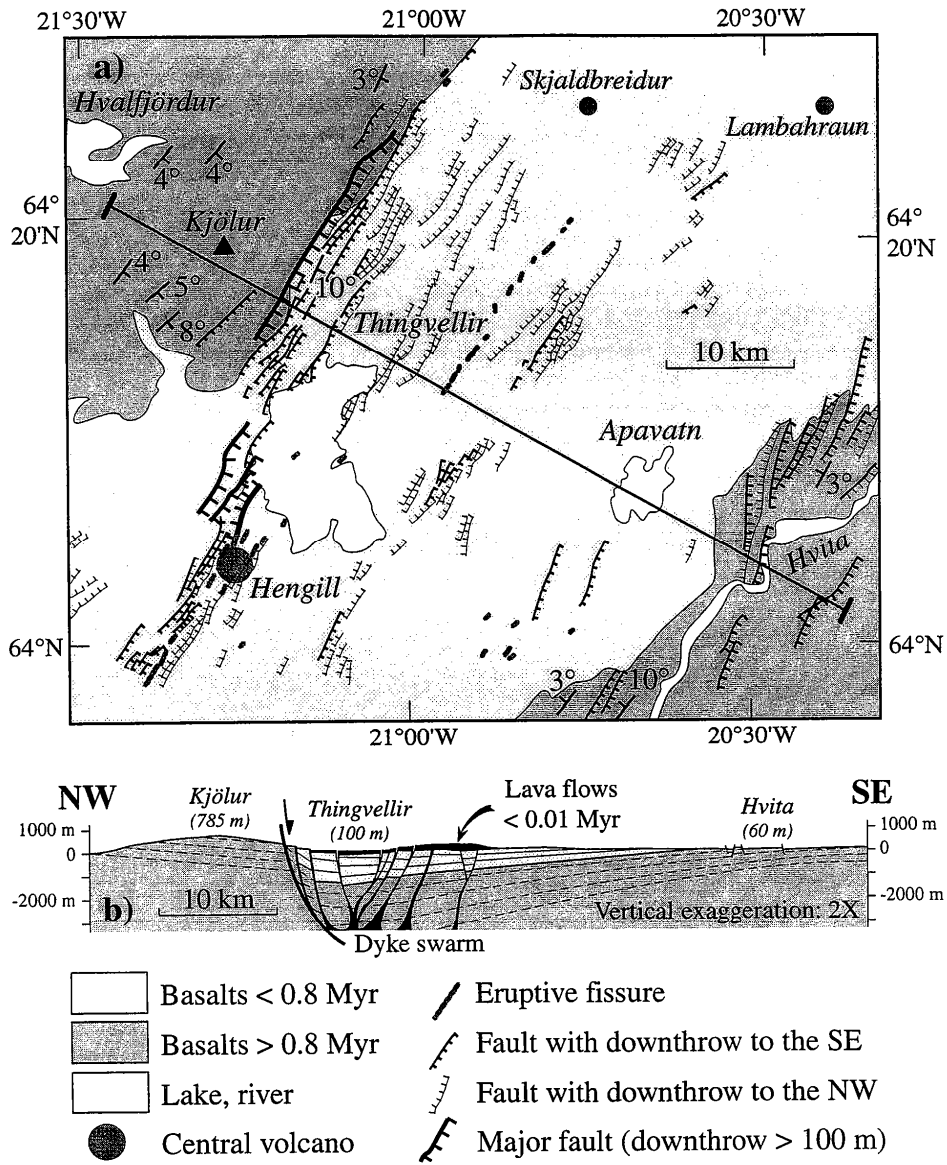


Figure 4

Bourgeois and Dauteuil, *Ridge-plume interaction: consequences on rifting mode in Iceland*

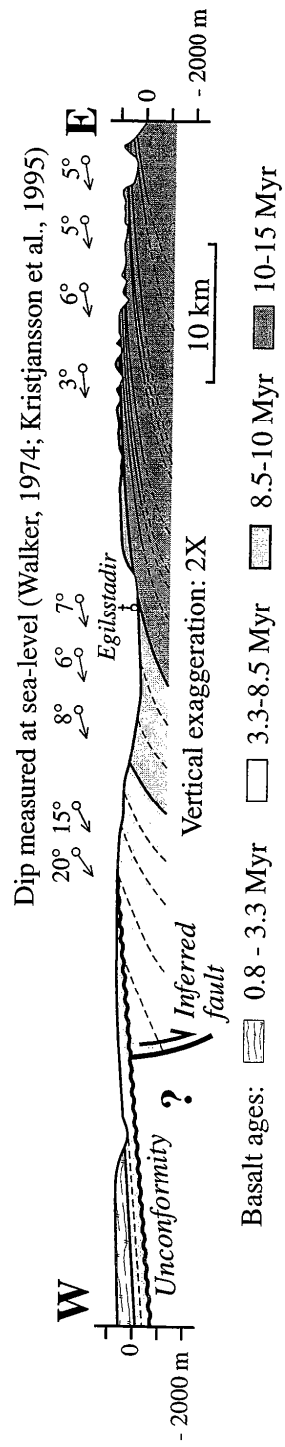


Figure 5

Bourgeois and Dauteuil, Ridge-plume interaction: consequences on rifting made in Iceland

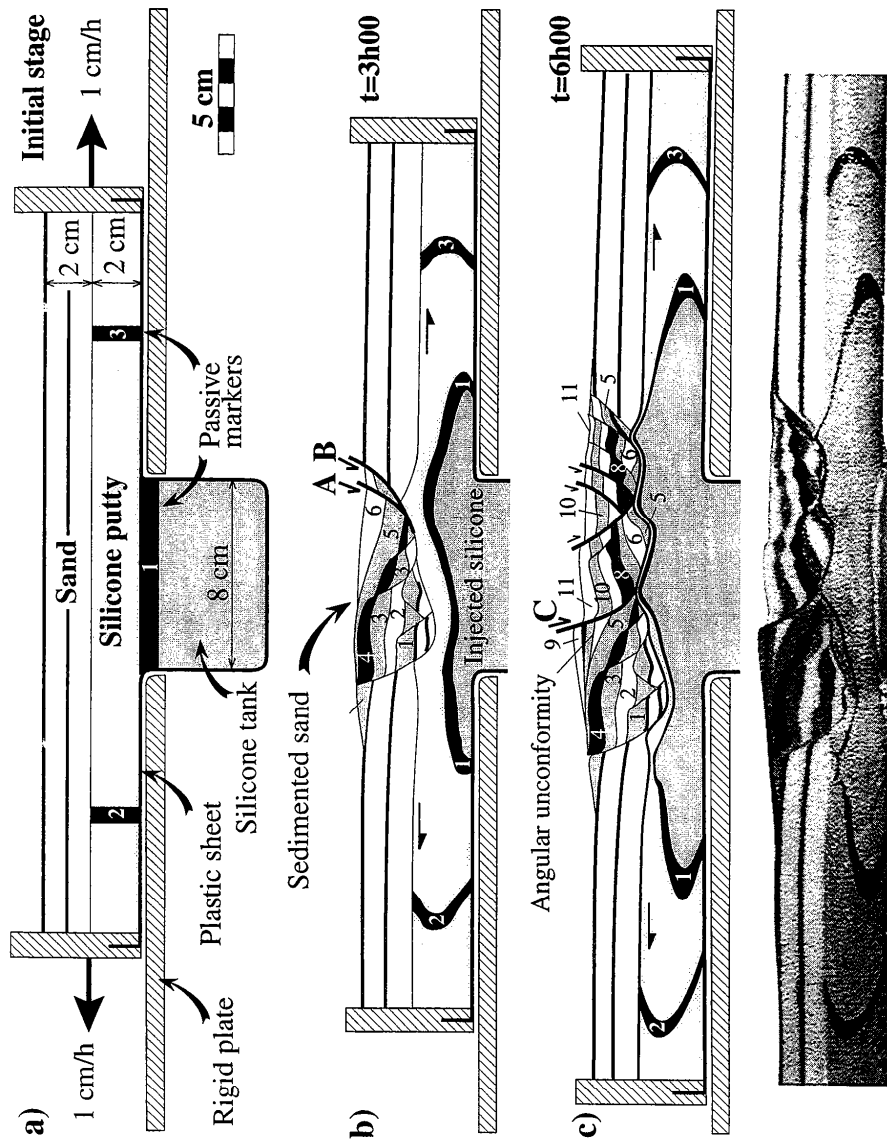


Figure 6
 Bourgeois and Dauteuil, *Ridge-plume interaction: consequences on rifting mode in Iceland*

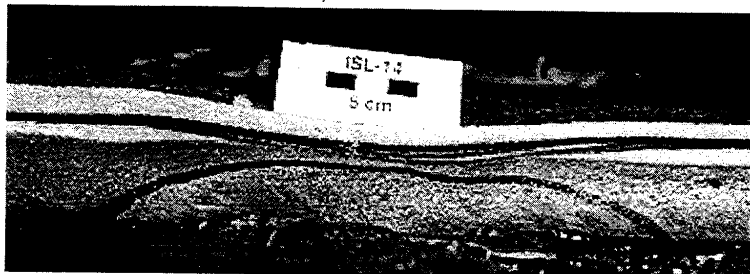
Annexe 2 :
Coupes des modèles analogiques

.....

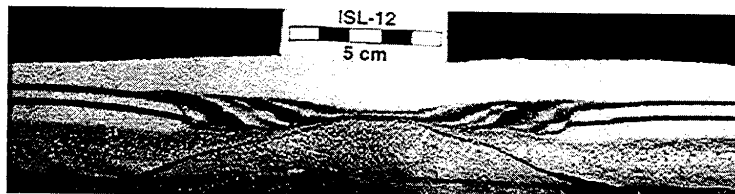
.....

.....

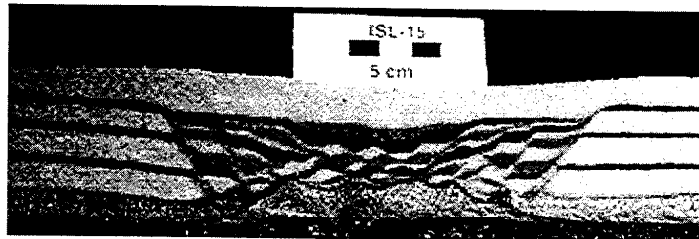
ISL 14 hfr = 0,5 cm hduct = 3,5 cm



ISL 12 hfr = 1 cm hduct = 2 cm

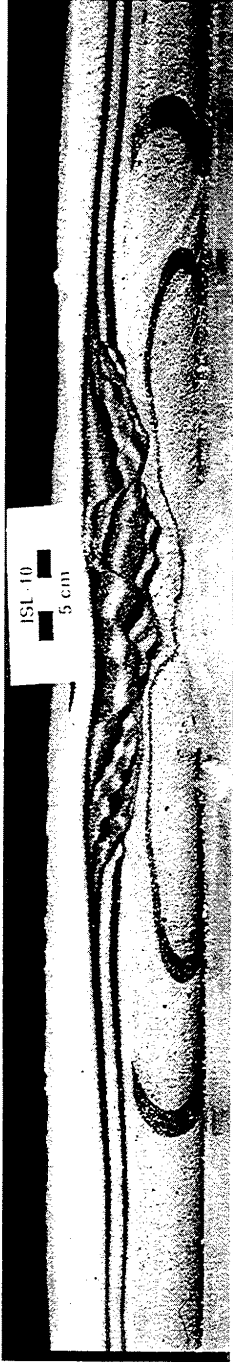


ISL 15 hfr = 3 cm hduct = 1 cm

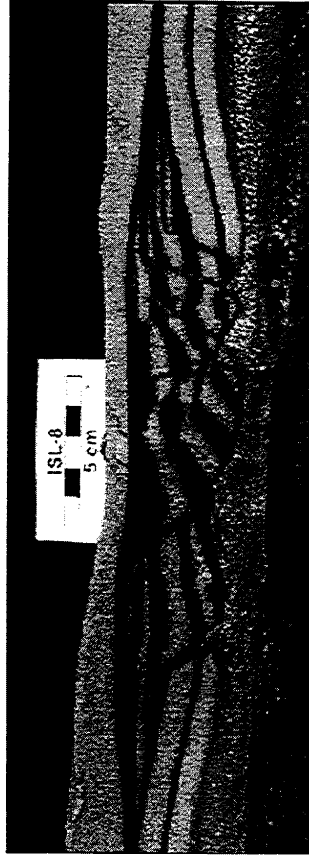


Annexe 2.1 Coupes des modèles ISL 14, 12 et 15 après 6 heures d'extension (dorsale ordinaire).

ISL 10 hfr = 1 cm hduct = 2 cm



ISL 8 hfr = 2 cm hduct = 2 cm



Annexe 2.2 Coupes des modèles ISL 10 et 8 après 6 heures d'extension (dorsale perturbée par un panache)

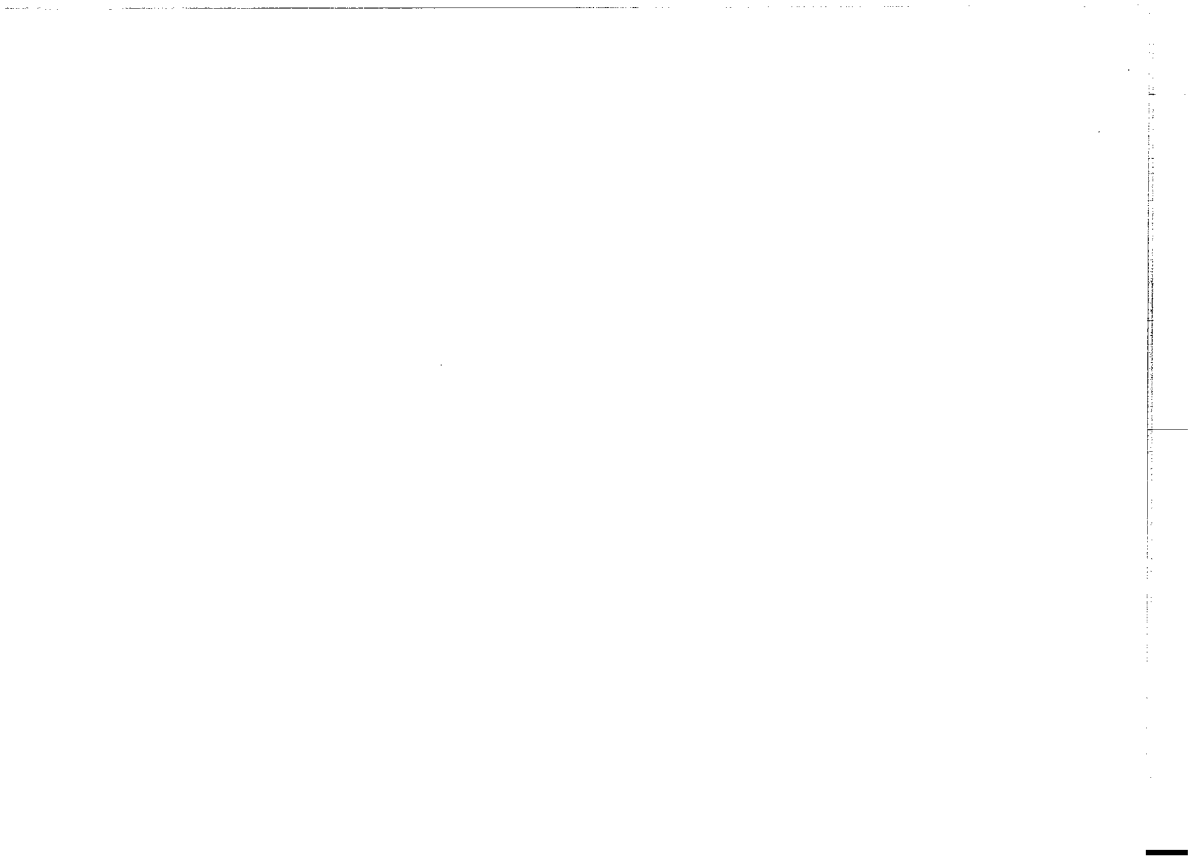
Annexe 3 :

***Thufur formation in northern Iceland
and its relation to Holocene climate
change***

*(Formation de thufurs dans le Nord de l'Islande : relations
avec les changements climatiques holocènes)*

B. Van Vliet-Lanoë, O. Bourgeois and O. Dauteuil,
Permafrost and Periglacial Processes **9**: 347-365 (1998)

Copyright John Wiley & Sons Limited, reproduced with permission



PERMAFROST AND PERIGLACIAL PROCESSES
Permafrost Periglac. Process. 9: 347–365 (1998)

Thufur Formation in Northern Iceland and its Relation to Holocene Climate Change

Brigitte Van Vliet-Lanoë,^{1*} O. Bourgeois² and O. Dauteuil²

¹URA 719 du CNRS, Sédimentologie et Géodynamique, Univ.Sc.et Tech.Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

²Géosciences du CNRS, 35042 Rennes Cedex, France

ABSTRACT

This paper compares thufur formation in the northern volcanic zone of Iceland with that of other periglacial hummock forms. The aim of this work is to further the understanding of the extent of thufur in Iceland, in terms of cryogenic mechanisms related to specific edaphic conditions. Thufur may be considered to be hummocks, of a mainly minerogenic nature and specifically developed in volcanic loesses on drained basaltic rocks or openwork glacial or fluvio-glacial substratum. They are thus connected to the oceanic cold climate as well as to the occurrence of volcanic loesses with specific physical properties resting on permeable substratum. Their development does not rely on either permafrost or a water table. Rather, they result from deep seasonal freezing, with exaggerated frost heave limited by snow accumulation along with the development of injection patterns along dilation cracks. Thufur may be considered as a subtype of hummock, or of raised-centre non-sorted polygons related to seasonal frost and snowdrift. In Iceland, the high geothermal gradient may, through exaggerated frost heave, enhance hummocky microrelief locally. Thufur expansion is related to the post-Hypsithermal (Atlantic) climate degradation of the Holocene linked to orbital forcing. Thanks to tephro-stratigraphy, it is possible to define several main episodes of thufur growth: around 4500 BP, after 2600 BP, prior to colonization (1104 AD); as well as two phases during the Little Ice Age. These growth phases are coherent with the pedoclimatic record on both sides of the North Atlantic. © 1998 John Wiley & Sons, Ltd.

RÉSUMÉ

Cet article compare la formation des thufur dans la zone volcanique nord de l'Islande à celle des hummocks. Le but du travail est de comprendre le pourquoi de l'extension actuelle des thufur, en terme de mécanismes cryogènes couplés à des conditions édaphiques spécifiques. Les thufur peuvent être considérés comme des hummocks, de nature plutôt minérale. Dans ce contexte climatique océanique, leur apparition est subordonnée à celle des loess volcaniques à caractéristiques physiques particulières, reposant sur un substrat drainant, de nature basaltique ou fluvio-glaciaire. Leur développement n'est pas subordonné à la présence du pergélisol ni à celle d'une nappe phréatique. Ces formes résultent d'un gel saisonnier profond, accompagné par un gonflement cryogénique exagéré, limité par une accumulation locale de la neige, par la formation d'injections internes le long de fentes de tension. Les thufur peuvent être considérés comme une

* Correspondence to: Dr B. Van Vliet-Lanoë, URA 719 du CNRS, Sedimentologie et Géodynamique, Univ. Sc. et Tech. Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France (email: Brigitte.Van-Vliet-Lanoë@univ-Lille1.fr).

Contract grant sponsor: CNRS; Institut Français de Recherches et Technologies Polaires.

CCC 1045-6740/98/040347-19\$17.50
 © 1998 John Wiley & Sons, Ltd.

Received 6 March 1998
 Accepted 16 July 1998

variété d'hummock, ou de polygone non-trié à centre surélevé contrôlé par le gel saisonnier et la dynamique de la couverture neigeuse. En Islande, la présence locale d'un gradient géothermique élevé peut accentuer leur morphologie en hummock en augmentant le gonflement cryogénique. Leur apparition est liée à la dégradation climatique post-Atlantique (Hypsithermal), sous contrôle du forçage astronomique. Grâce à la téphrostratigraphie, il est possible de définir plusieurs épisodes principaux de la croissance des hummocks: vers 4500 BP; après 2600 BP; à la veille de la colonisation (1104 AD); et deux épisodes pendant le Petit Age Glaciaire. Ces phases de croissance sont cohérentes avec l'enregistrement pédoclimatique effectué part et d'autre de l'Atlantique Nord. © 1998 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS: hummocks; geothermal gradient; drainage; tephra layers; seasonal frost; snow

INTRODUCTION

Thufur are common, often organic, soil mounds widespread across Iceland and some sub-Antarctic islands. In most cases they are related to the loessic cover reworking Holocene volcanic ashes. These mounds are located mainly in southern Iceland and were described in detail by Gruner (1912), Thoroddson (1913), Preusser (1976) and Schunke (1977). Thufur forms are very similar to frost mounds or hummocks but are generally ascribed as being specific. The larger forms sometimes show a flat-topped morphology (Preusser, 1976). Thufur are considered to belong to the same group as the 'buttes gazonnées' found in mountains, a kind of minerogenic hummock developing without permafrost in alpine meadows, in contrast to classical hummocks which are frequently linked to permafrost and especially underlying bowl-shaped permafrost tables (Crompton, 1977; Mackay, 1980) in the literature. Schunke and Zoltai (1988) consider all of them to be true hummocks, characteristic of seasonal frost ground patterns related to uneven snow distribution and imperfect drainage. Thufur are considered to be recent features. Their high likelihood of reappearing after ploughing or destruction is also characteristic of them in contrast to other forms of hummocks.

In Iceland, most Holocene soil erosion is attributed to the impact of volcanic activity on the vegetation and to anthropogenic pressure (overgrazing, deforestation) (Thorarinsson, 1964; Frithrikson, 1978; Gerrard, 1991). Thufur invasion of regions which were previously forested or at least covered by shrub tundra could be partially attributed to anthropogenic activity, as assumed by Thorarinsson (1964), although thufurs never develop after the erosion of the loess cover. Nevertheless, as we shall discuss in this paper, classical

Holocene climate degradation phases are effective in terms of aeolian sedimentation and thufur development.

This paper investigates the mechanism of thufur growth with respect to dynamics of loess cover and Holocene climate changes in several sites of the northern volcanic zone of Iceland (Figure 1a). Holocene stratigraphy has been constructed from known tephra and peat stratigraphy (using radiocarbon dating). The thufur studied usually develop above peaty depressions, in drained locations lacking permafrost on both level and sloping surfaces. The volcanic loess material is characterized by naturally high water retention. The aim of this paper is (i) to compare thufur formation with

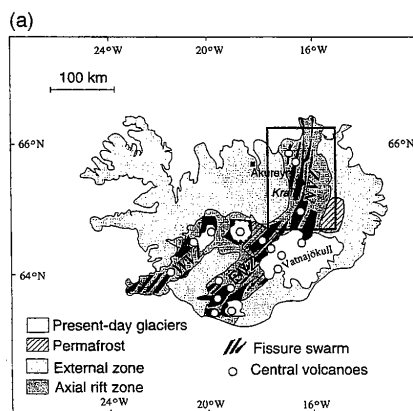


Figure 1(a) Location of the study areas: NVZ, northern volcanic zone; WVZ, western volcanic zone; EVZ, eastern volcanic zone. Permafrost from Brown *et al.* (1997).

that of other hummocks, (ii) to further the understanding of the extent of thufur in Iceland, in terms of cryogenic mechanisms related to specific edaphic conditions, and (iii) to further the understanding of thufur occurrence in terms of Holocene climate change.

METHODS

This work is the final step in a French CNRS research programme concerning soil records of Holocene climate change in northern peri-Atlantic regions. In several sites (Figure 1b) sections were

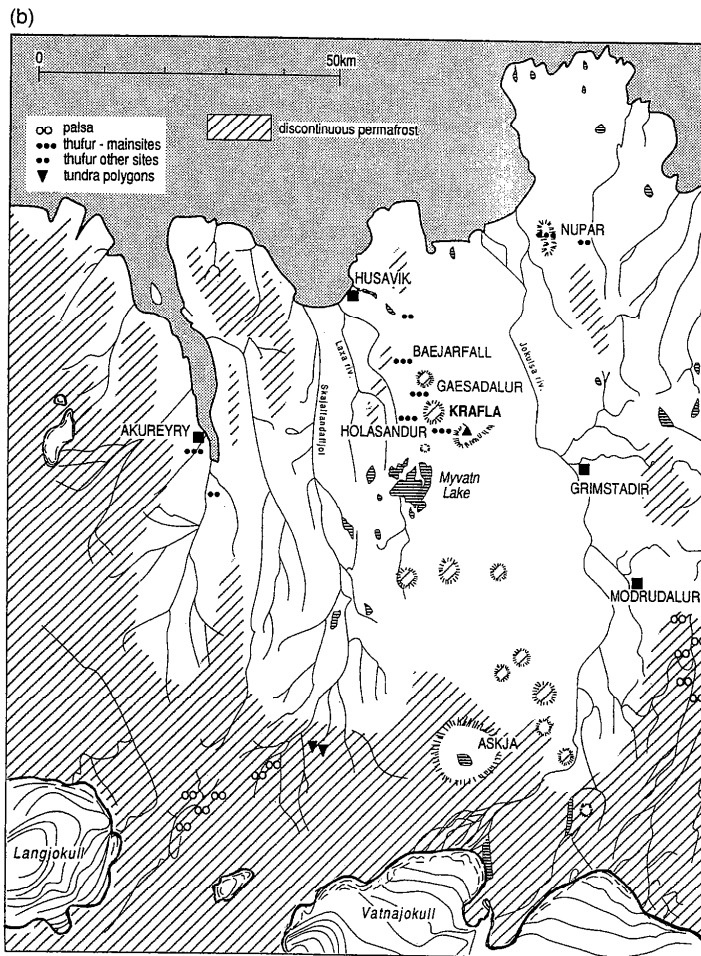


Figure 1(b) Location of the investigated sites. Main sites were excavated, other sites were subject to superficial observation. Discontinuous permafrost extent from author's survey.

excavated (river incisions, deflation cliffs, erosional notches) in non-cryoturbated positions. Lithostratigraphical and pedostratigraphical records were taken at 1/10 scale on profiles and the occurrence of buried microrelief was described in relation to erosional events or tephra layers. Tephra layer stratigraphy is based on Thorarinsson (1968) and Einarsson (1994). Similar work was performed on thufur to establish the stratigraphical position of the cryogenic deformations as accurately as possible. Undisturbed tephra are horizontal with sometimes uneven thicknesses, especially in shallow depressions between pre-existing thufur, brought about by early wind or water reworking. Deformed, folded, disrupted or bent layers indicate a reactivation of all periglacial deformation. Animal trampling is obvious when present. Evidence of waterlogging, such as bleaching or peat growth, was also taken into account.

No systematic granulometric or chemical analyses were performed, loessic sedimentation being rather homogeneous by site. Only tephra layers show obvious changes in their granulometric composition, usually being a little coarser and less sticky than the loesses. Amorphous clay content cannot be determined by XRD or granulometric analysis owing to dispersion problems. Nevertheless, a fair appraisal of amorphous clays and aluminium polymers can be obtained by phenolphthaleine stained paper by the reaction of a 1N sodium fluoride solution on soil crumbs (Herbillon, 1994). This reaction is always much more positive for 'old loesses' and for spodic B, especially cemented, horizons than for 'young loesses'. Some thin sections were prepared. Main particle size was evaluated on them. Specific locations with very high geothermal gradients, such as the Krafla volcanic plateau (Figure 1b), were investigated with the aim of working free of permafrost conditions and cattle trampling. One section with peat development was described near Akureyry (Brunna, 65°40'N, 18°30'W, Figure 1b) so as to define periods of landscape stability and vegetation colonization by means of peat growth. Following this initial phase of research, Icelandic data will be compared with data gathered in Scandinavia, Svalbard and north-east Canada.

Geological Setting

Iceland is an anomalous segment of the mid-Atlantic ridge located above a mantle plume. Tectono-volcanic activity occurs inside three rift

systems (Saemundsson, 1979) (Figure 1a). One of them is the northern volcanic zone extending from the Vatnajökull glacier to the northern coast of Iceland and covered by interglacial and subglacial basalts which erupted over the last 700 ka. Within these zones, normal faults and open fissures are currently located in kilometres-wide fissure swarms, such as on the Krafla plateau, north-east of Myvatn lake. Each fissure swarm is associated with a main centre of magmatic emission (central volcano: Saemundsson, 1979).

Geothermal gradient and heat flux decrease with distance from the axial rift zone (Flovenz and Saemundsson, 1993). In the Krafla area, geothermal flux is estimated at 400 mW/m² or a geothermal gradient of about 200 K/km. At the Krafla geothermal station, coring has revealed a gradient of 400 K/km in the upper 500 m (Anorsson, 1995). Geothermal flux strongly controls the extent of permafrost (Hutchinson and Thomas-Betts, 1990).

Deglaciation started from the end of the Younger Dryas in the north of the area (Nupar, Akureyry) to early Holocene in the south (Einarsson, 1979; Norddhal, 1990; Kaldal and Vikingsson, 1990; Ingolfsson, 1991). Generally, till or fluvio-glacial deposits cover the basalts, leading to the arid aspect of the inland landscape. Aeolian loesses and inland sandy dunes commonly rework the glacial material and Holocene ashes, both somewhat weathered by Holocene pedogenesis (andosols).

Postglacial tephra-producing volcanism (Thorarinsson, 1968; Einarsson, 1994) has played a considerable role in Iceland. Explosive eruptions spread extensive tephra layers, usually to the east of the volcanic zones because of the prevailing wind directions. These layers are coarse grained close to the emission sites but decrease in thickness and grain size with increasing distance from the volcanoes. Hundreds of tephra exist and most of them are basaltic and black. White tephra are rhyolitic and represent less than 1% of the total but are generally the most extensive and easily recognizable in soil profiles, especially in northern Iceland. The youngest of these white layers, H1, is from the first Hekla historical eruption in 1104 AD. The second layer has been called H3. Its age is 2700 BP and it is slightly darker. The third, H4, is very white and dates to around 4000 BP. Layer H5 occurred around 6600 BP and is seldom preserved. The largest historical tephra (basaltic) occurred in 1362 AD. Classical sections may be observed at Laxarbru or close to the Myvatn lake. These tephra are sometimes buried by peat growth

Table 1 Climate data: temperature and precipitation, 1901–1960.

Location		Jan.	Feb.	March	April	May	June	July	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	
Akureyr (5 m)	°C	-2.0	-1.8	-1.0	-1.2	5.6	9.3	10.9	9.7	7.2	3.0	0.4	-1.2	Mean 3.5
	mm	45	42	42	32	15	22	35	39	46	57	45	54	Total 504
Grimsstadir (386 m)	°C	-5.2	-4.9	-3.8	-1.4	2.9	7.1	9.2	7.6	4.8	0.5	-2.7	-4.2	Mean 0.8
	mm	26	26	19	21	15	26	49	50	40	30	25	26	Total 391
Modrudalur (450 m)	°C	-7.1	-6.2	-6.0	-1.9	2.9	7.9	9.9	7.4	4.1	-0.9	-4.5	-6.3	Mean 0.0
														Total 504

Source: Preusser (1976)

or by loessial soil, when they have not been eroded by wind or by water. As aeolian sedimentation is fast, their records provide a good means for dating periglacial deformation or forms burial.

Climate and Permafrost

Available data are scarce for inland stations. As shown by the current distribution of precipitation in Iceland (Table 1), northern Iceland is dryer than southern Iceland. The northern coast is washed by a branch of the cold East Greenland Current and the sea ice reaches the shore for at least 3 months in winter. Precipitation rises with altitude, reaching 3000 mm/a on the glaciers. It is spread throughout the year, with slight minima in late spring and in winter. The climate of northern inland Iceland is considered to be polar. At 800 m, the mean annual temperature is about -1°C (Thorarinsson, 1964).

Permafrost occurrence, essentially for central Iceland, has been described by Thorarinsson (1964) and Schunke (1975). The limit of permafrost rose from 650 m at the end of the last century up to 850 m by around 1960 (Thorarinsson, 1964). It globally represents the warming of the early twentieth century, as maximal glacier extent is reached at the end of the nineteenth century (Gudmundsson, 1997).

Recent mapping by Brown *et al.* (1997) shows two main permafrost sites, one between the Langjokull and the Vatnajokull, and a second spot east of Modrudalur (Figure 1a). Surveying performed in the investigated sector in 1996 and 1997 shows that permafrost is essentially discontinuous (Figure 1b), expressed in the form of palsa bogs, most of which are located at about 1000 m in altitude. Mountain permafrost seems common above 800 m and continuous above 1000 m to the centre of the island. The permafrost boundary is

probably much higher on the relief close to the northern coastline. Reduced snow cover due to deflation in winter and summer cloudiness probably favours the extension of permafrost under rather mild conditions. Katabatic winds also act as an important cooling agent in the central region. The extent as shown in Figure 1b is a first attempt at mapping permafrost on the basis of topography and spot image analysis. Many sites today show abundant circular depressions related to recent decay of palsa. Some of the remaining palsa have a hummocky microtopography but do not show any important tephra content in the active layer (50 cm thick; east of Modrudalur). Tundra polygons are also visible in the same sector, in relation to thin loess cover. These forms have been described at around 800 m by Thorarinsson (1951; 1964). The vegetation status of these sites (1996) shows that cracking is not active today and that they correspond to soil wedges. All these indices show that permafrost is common in upper central Iceland and that it was a little more extensive during the Little Ice Age but was and is absent from the Krafla sector throughout the Holocene.

OBSERVATIONS

Krafla Area

The key site is located on the volcanic zone ($65^{\circ}42'\text{N}$, $16^{\circ}48'\text{W}$) in a shallow graben (550 m) lying between the main fissure swarm (Leirknuku, 609 m) and the Viti crater (818 m; Figure 2). It is limited to the east and west by 5 to 10 m fault scarps (Figure 3b). Inside the graben, secondary fissures are open to at least a dozen metres in depth, providing an extremely well drained status for the whole graben. To the south of the area, tills and fluvio-glacial to glacio-lacustrine sediments are

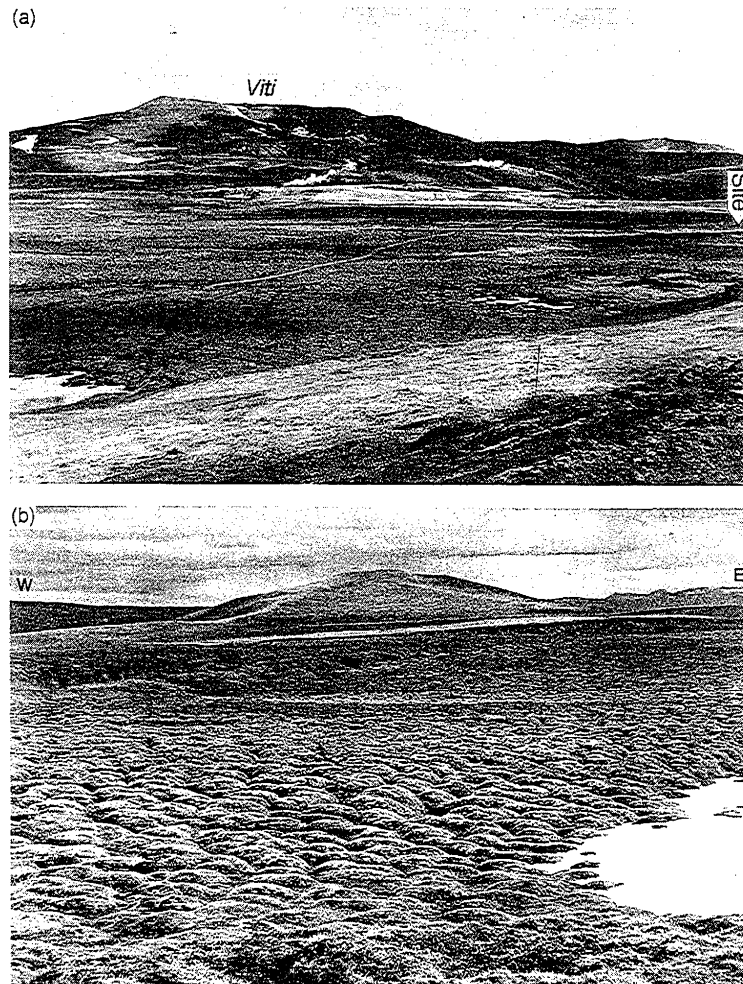


Figure 2 (a) Location of study site at Krafla. Notice the vicinity of geothermal vents. (b) View of the site. Notice the low morphology of the thufur close to the snow patch.

buried by the early Holocene basaltic flows. At the foothill of the recent volcano, well developed thufur have been observed which were drowned by recent lava flows (1984). Very large, complex thufur invade the landscape (Figure 2b) outside the

recent lava flows. They discretely cover both main fault scarps and minor 'open' fissures. They usually have a round-shaped morphology and a maximum diameter of 2 m, but in the graben they often have flat summits. Along the eastern wall, late standing

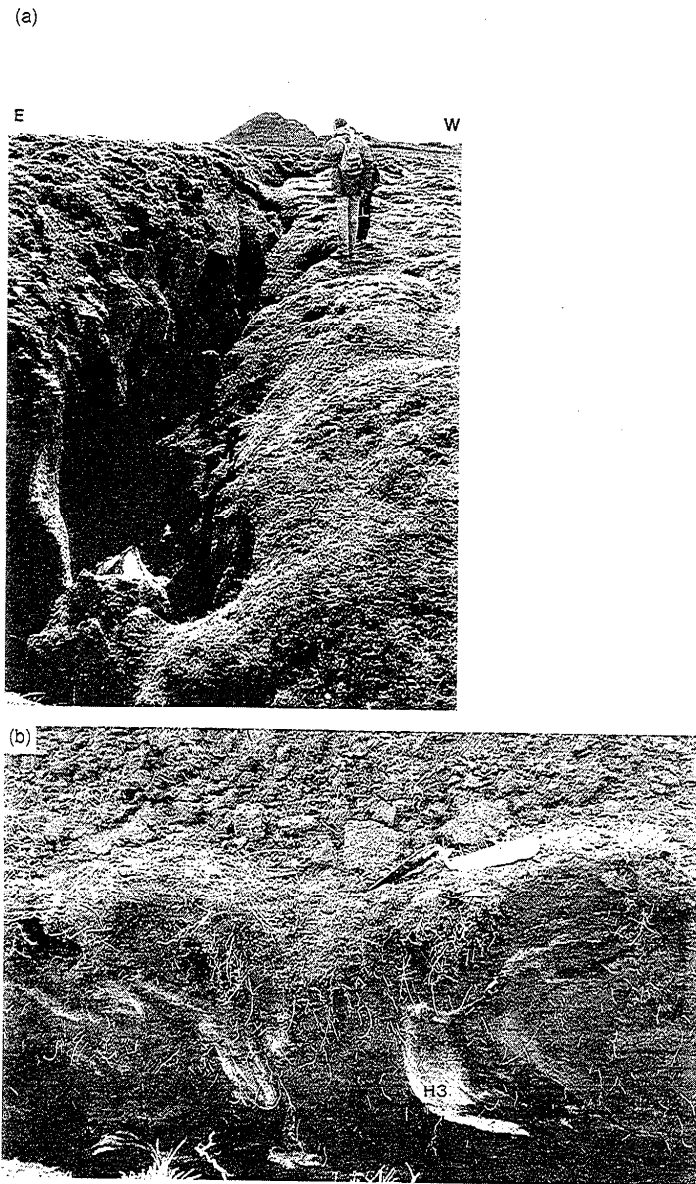


Figure 3 (a) Relations between thufur and side fault in the Krafla graben; (b) Profile through a flat topped thufur.

snow patches impede the development of large thufur. The excavated site is located 300 m south of the main tourist path to avoid trampling.

Vegetation cover is generally a prostrate tundra. After snow patch disappearance, vegetation is composed of *Cladonia sp.*, *Cetraria nivalis*, *Salix polaris*, *Cassiopea uniflora*, *Carex*, *Armeria sp.*, androsace cushions and about 30% cryptogamic crust (lichens, algae and mosses). Some lapilli or coarse sands of the 1980 eruption are still unvegetated. Far from the snow path, the vegetation is enriched by *Empetrum nigrum*, *Oxalis acetosa*, with some prostrated *Betula nana* and *Boltrychium sp.* attesting to surficial wetness of the mound. Between the well developed thufur, in the furrow, *Cetraria delisei*, *Salix polaris*, *Armeria maritima* and *Rununcula sulphureum* develop with mosses.

Climate details for the site are not known; the only available data are those for Myvatn, about 10 km SW from the site. Precipitation at Myvatn lake is 394 mm/a (Reykjahild, 285 m), probably reaching 1000 mm on the investigated site (550 m) at Krafla. Myvatn lake is frozen from November to early May. Freeze-thaw periods reach 179 days at Myvatn, 186 at Grimstadir and 208 at Modrudalur (Figure 1b). At Grimstadir, snow is mostly absent from June to September, with dominating SE winds in winter and N to NW winds in summer.

Because of the general topography, the climate at Krafla is not very different from that of the

surrounding weather stations, when account is taken of the altitudinal and geothermal gradients. Standing snow patches accumulated by wind drift with some aeolian admixture are visible on the Krafla plateau until the end of July. Seasonal freezing of the soil reaches at least 80 cm in depth and mean annual temperatures are probably 0°C or slightly below, which is slightly colder and definitely wetter than Modrudalur.

Thufur Morphology

Thufur morphology varies from very flat and low relief forms at the edge of snow patches, to regular thufur with convex tops at about 8 m from the edge of snow patches, and then to flat, steep-sided, circular forms (Figures 3a and 4). Thufur with flat surfaces display scours of boil development in the vegetation cover, with local invasions of cryptogamic crust, composed of *Cladonia*, *Oxalis* and *Cetraria*. Stable sectors are distinguished by the occurrence of *Cassiopea*, *Salix* and *Empetrum*. In profiles (Figures 3b and 5), evidence of simple dynamics exists at the eastern edge of the transect. The H3 tephra is disturbed by small hummocks, very similar to those of Figure 9 at Holasandur. A second pit shows a more complex pattern with a central injection from the H3 tuff layer and solifluction of the sides deforming the thin basaltic tuffs. Earlier tephra layers present evidence of

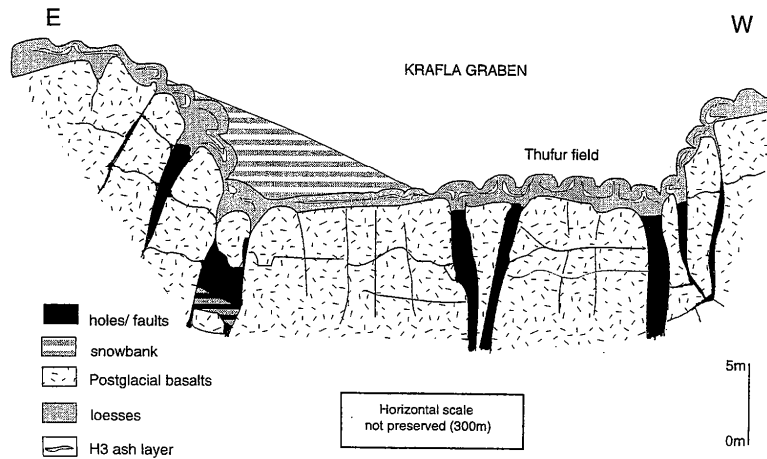


Figure 4 Sketch section through the Krafla graben (in reality about 50 thufurs).

Thufur Formation in Iceland 355

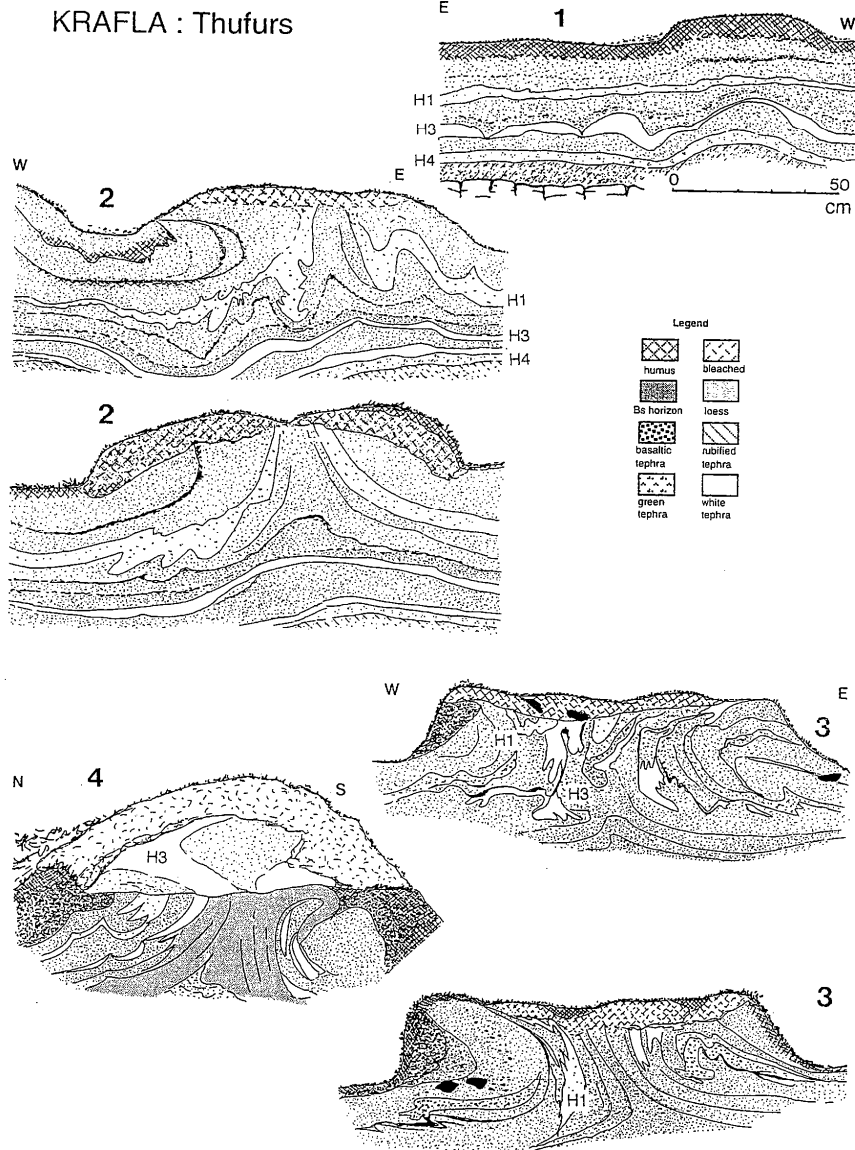


Figure 5 Profiles of the thufur at Krafla.

pre-existing hummocky microtopography because of their uneven thicknesses. Flat topped thufur show a pseudo-convective central injection truncated by a flat surface, buried by mulched material with a low organic content, solifluction of the sides deforming the thin basaltic tephra, and a very quick accumulation of coarse basaltic sand corresponding to the 1984 Krafla eruption. Peat or hydromorphic bleaching are absent from the inter-thufur furrows and humus accumulation is weak. At depth, tephra layers are subhorizontal.

This record shows that these forms are clearly polygenetic, with evidence of mound development prior to the greenish tephra H5. Forms are cumulative, built by frost heave combined with discrete phases of aeolian accretion and with little evidence of erosion, flat topped mounds excepted. Injection occurs in the central part rising along dilation cracks, as clearly followed in catena from the snow patch. Absence of peat is consistent with the absence of water table observed during profiles excavation though water retention is rather high, especially in the vicinity of the snow patch (slight thixotrophy). The truncation seems to be related to pipkrakes, but in this site cryptogamic crust development has closed the scar.

Other profiles have shown that the faults were active during and after the setting of the eighteenth century basaltic cinerites (Figure 6), with thufur collapse or solifluction.

Other Sites

To substantiate these observations, other thufur were excavated at Gaesadalur (420 m altitude, NW of the Krafla, 65°45'N, 16°58'W) (Figure 5), on a

small basalt terrace 10 m above a small lake. Vegetation is similar in species with *Dryas octopetala* and *Caluna vulgaris*, but shrub-like; it colonizes the sides of the mound. A horizontal section gives evidence that the injection occurs at the crossing point of dilation cracks. Here the thufur is clearly truncated by piprake activity. This type of feature has been observed regularly both in the studied sector and at lower altitudes (Figure 7a). At Holasandur (a pass at 300 m altitude, 65°50'N, 17°10'W), west of the Krafla region, at the edge of a zone of intense soil erosion, a thick loess outcrop rendered observation of thufur generations in their stratigraphical position (buried forms) possible. Small hummocky microrelief affects the H3 layer (Figure 7B). A first generation of thufur with injection deforms H4 and H3 on the slope facing west. More recent phases are also recorded a little downslope from the first observation point (20 m). Moisture provided by snow or by niveo-aeolian accumulation seems to be an important factor in the development of thufur here.

In the Nupar site (Thverarirur, 66°08'N, 16°26'W) at about 200 m in altitude, the situation is very similar. Hummocks are of the simple classical form like those formerly described by Schunke (1975, 1977). Stratigraphy clearly shows that the first hummock generation occurred before the deposition of H4. Solifluction lobe develop mostly after H1 (1104 AD: Thorarinnsson, 1968; Figure 8).

Pedostratigraphy

Most published data concern the spectacular south Icelandic loess accumulation from the

KRAFLA

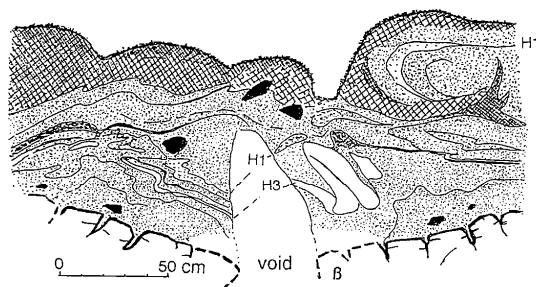


Figure 6 Deformation record above an open fault (void). Same legend as Figure 5.

Thufur Formation in Iceland 357

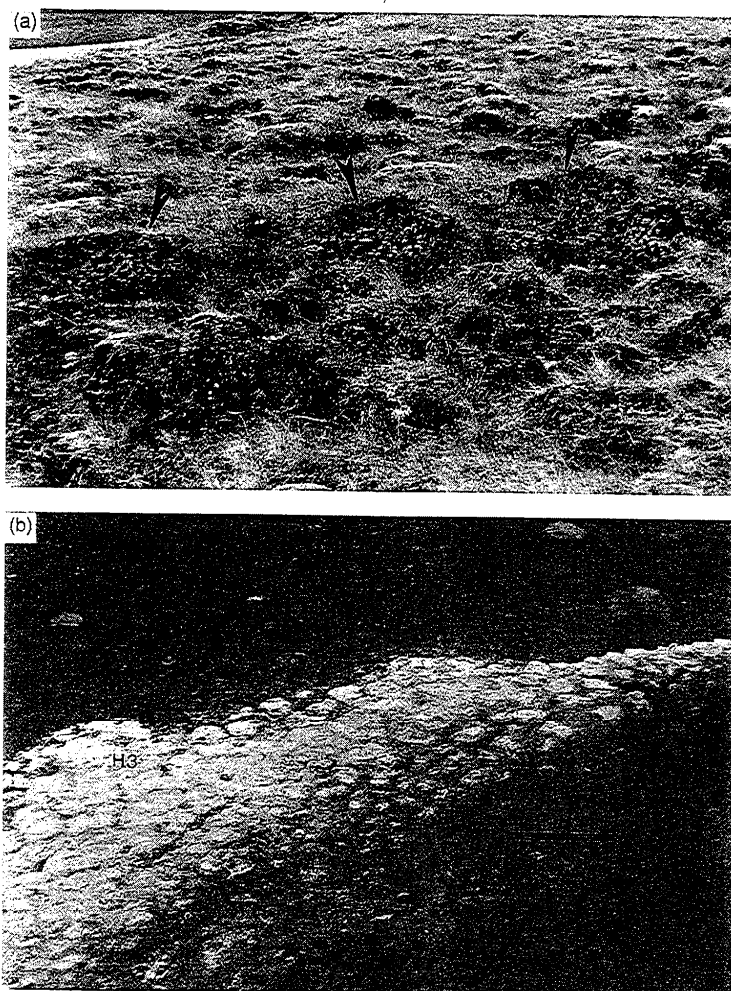


Figure 7 (a) View of thufur disrupted by piprake action (arrows). (b) Small non-sorted polygons related to H3 tephra layer (whitish), Hólasandur.

Hypsithermal (*c.* 6000 BP). The rate of soil thickening by aeolian importation has been on average four to five times greater after 1104 AD than before, climatic deterioration during the Little Ice Age and volcanic ashes may have contributed to increased soil erosion (Gerrard, 1991).

In northern Iceland, from the data provided by Thorarinsson (1968) and by G. Guthbergson in 1975 (in Einarsson, 1994), loessic accumulation was very weak before H5 (*c.* 6000 BP), increased between H5 and H4 (4000 BP), decreased between H4 and H3 (2800 BP) and increased dramatically

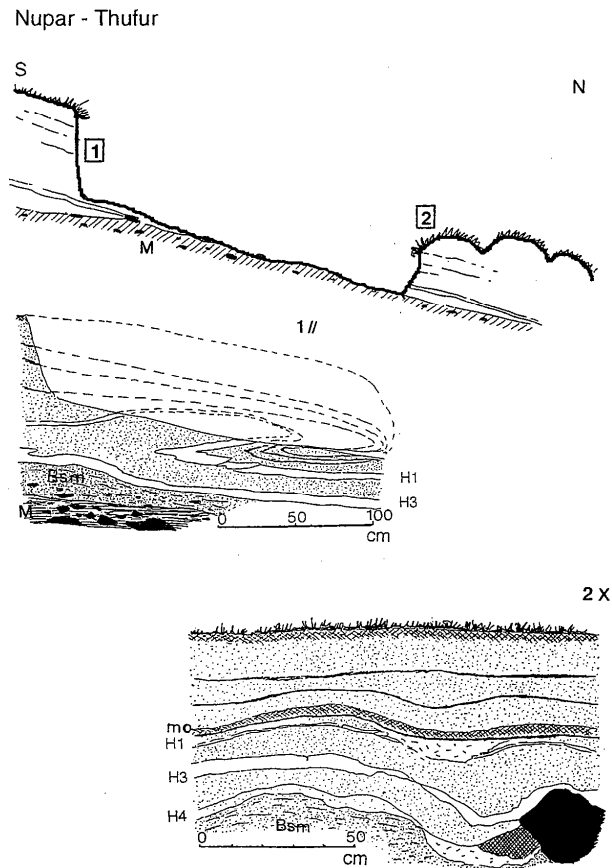


Figure 8 Nupar section: Bsm, consolidated spodic horizon; M, lodgment till; MO, humus accumulation. Notice the grown thufur deformed by epigenetic solifluction (upslope): (1) parallel to the slope, (2) orthogonal to the slope.

after colonization (H1: 1104 AD). From our data at Brunna (Table 2 and Figure 9), outside the main deflation area, very little loessic material was accumulated before H4. At Brunna, H5 is included

at the base of the section in reworked till, indicating a short degradation of the vegetation. Climate wetness and vegetation cover are evident up to c. 5500 BP from hydromorphic bleaching and

Table 2 Radiocarbon dates from Brunna (Figure 9).

Sample	Standard ^{14}C years BP	Calibrated calendar years
Brunna 1 (Beta 110766)	4370 ± 60	3045–2905 BC (1σ)
Brunna 2 (Beta 110767)	5510 ± 80	4490–4225 BC (2σ)
Brunna 3 (Beta 110768)	4770 ± 80	3700–3360 BC (2σ)

Thufur Formation in Iceland 359

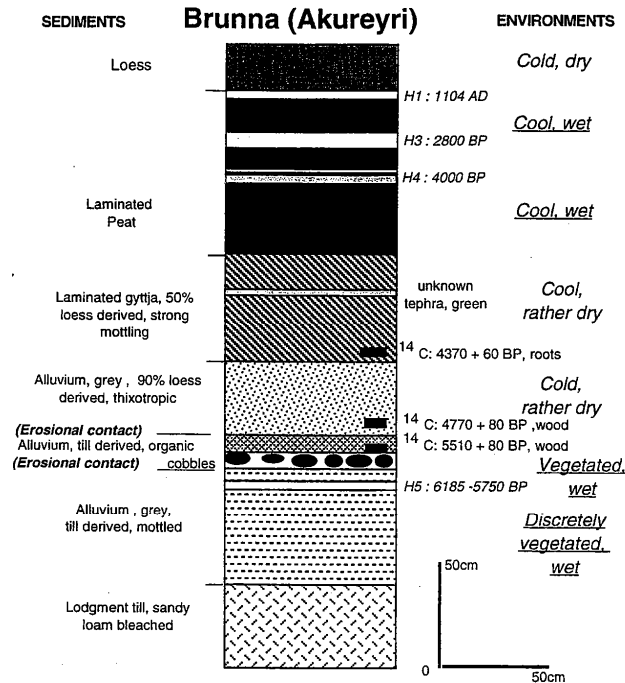


Figure 9 Section of Brunna (Akureyri).

mottling. Evidencing enhanced erosion, loess is reworked with organics and till from 4800 BP. Wetness is again evident at the Brunna section from c. 4200 BP through laminated peak growth (Ovenden, 1990) and through 'spodic B' weathering horizon development before H4 at Nupar (Figure 10).

In most of the sites thufur formation started after H4 on the Krafla plateau or slightly earlier at higher altitudes. Three main phases are clear: one immediately after H3, probably corresponding to the well known cooling around 2200 BP; another between 1104 and 1700 AD, corresponding to the coldest part of the Little Ice Age; and a third phase after 1766, corresponding to the wettest part of the Little Ice Age (Grove, 1988).

Data for the Krafla and other sites fit in with the thufur growth phase recorded in section by Dugmore and Buckland (1991) in southern Iceland prior to colonization (1104 AD). They also fit in with profiles related to tundra polygons described

by Thorarinsson (1964) at Hvitarnes (Central Island, 450 m), and with his pictures showing clearly active thermal cracking in the cold period c. 1960 AD.

DISCUSSION

Thufur Formation

Deep freezing and moisture content are the *sine qua non* of patterned ground development (Washburn, 1979). Volcanic loesses have very high water retention because of their particle size distribution (median between 50 and 70 μm , somewhat finer at Akureyri at 30 μm), as well as owing to the presence of amorphous clays (allophane, positive reaction with sodium fluoride) and organic fraction, both reworked from Hypsithermal soils. For similar reasons, these loesses also react as an extremely frost susceptible material like other amorphous-rich

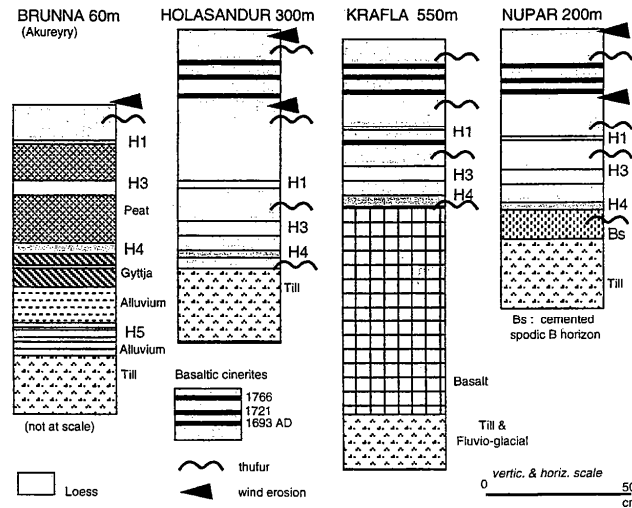


Figure 10 Pedostratigraphical record of thufur growth in the investigated sector.

or gel-like materials, such as imogolite clay and aluminium polymers (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1993), which increase water migration potential below 0 °C (Burt and Williams, 1976). Laboratory experiments (Caen-CNRS, France) have shown that the presence of aluminium polymers in $[Al^{3+}]_{13}$ doubles frost heave in loess compared with the same loess lacking such polymers.

As precipitation (rain, snow) is abundant throughout the year, the loesses are maintained most of the time at field capacity (about $pF = 2$). Superposition of loess cover on coarse material constitutes *de facto* a capillary barrier (Miller and Gardner, 1962; Bybordi, 1967; Hillel, 1974) keeping the soil at field capacity or even at $pF = 1$ (air penetration potential). Because of this discontinuity, no water table can subsist after melt (related or not with permafrost) because of the thixotropic behaviour of andosolic loam and the closing of the macroporosity. This is shown indirectly by the non-preservation in summer of ice segregation traces (liquefaction collapse), except in the spodic B horizon, and by the absence of gleying related to waterlogging, except for the downslope at Nupar. Field capacity is the optimal water condition for frost heave (Miller, 1972) despite the absence of a water table.

Glass shards constituting loess have high thermal conductivities, close to those of quartz, and as soil microporosity is close to water saturation, the thermal conductivity of the substratum may be estimated at 2.20 W/(m K) (Williams and Smith, 1989). This means frozen loesses are highly conductive and that a frozen spot like the top of a hummock emerging from the snow will, by cryosuction, draw most of the available moisture from the soil and the surrounding snow up to the freezing front. This is particularly true for the Krafla plateau as well as on slopes at Nupar and the Holasandur pass. Moreover, an increased thermal gradient related to the geothermal activity enhances the efficiency of thermal suction when frost occurs (Hoekstra, 1966; Kaplar, 1974). This is evident close to volcanic hydrothermal vents, such as in the Krafla area, or north of it at Baejaerfjell hut.

In northern Iceland the onset of soil freezing is associated with a thermally oriented desiccation cracking net (Figure 11A) as well as during some springs after snow melt and drainage in northern Iceland. This leads to the classical development of hummocks in drained conditions as proposed previously (Van Vliet-Lanoë, 1988; 1991) by full upward expression of frost heave stresses. In this

Thufur Formation in Iceland 361

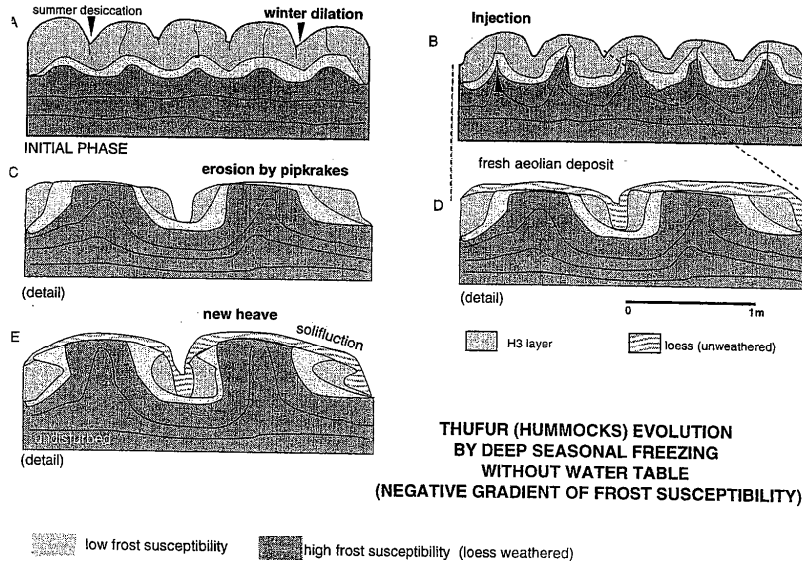


Figure 11 Model of the growth phases and deformations in thufur.

case, however, snow insulation limits frost heave. This mechanism is very close to that advocated by Crampton (1977) for hummocky microrelief on permafrost: an upward movement of matter controlled by the progression of the freezing front. The presence of snow (drift) or the accumulation of rain water in the furrows exaggerates frost heave and dilation of the mound at the onset of frost as well as throughout the frost season because of the mild winter temperatures and unfrozen water migration promoted by the presence of allophane. This is specific to the maritime conditions prevailing in northern Iceland and also explains the occurrence of very active solifluction on the side of the mound (Figures 5 and 11E), as reproduced experimentally in the laboratory (Van Vliet-Lanoë, 1988). It also explains the formation of dilation cracks which are much better expressed than in other subarctic regions with lower precipitation, such as northern Quebec (Van Vliet-Lanoë, 1998a) or Lapland (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1993).

In terms of cryogenic deformation, the different layers in the loesses show different contents in amorphous material and organics (thixotropy typical for andosols). For this reason they develop differential frost heave, the most frost susceptible

material being the oldest and thus the richest in weathering products (allophane). Such material generally corresponds to the injected material. In Iceland, injectional patterns follow on exactly as in other regions, except that they simply follow dilation cracks instead of following desiccation cracks. Again, this is very similar to the injectional process on permafrost observed by Crampton (1977) for silty clays: 'the mounds were fractured at their centre'. Absence of a water table is necessary in volcanic loesses to preserve the microrelief from liquefaction collapse. This process contrasts with that of Finnish Lapland where their occurrence is controlled by a lowering of the water table. It also differs from that of northern Quebec where hummock formation is controlled by a deepening of the permafrost table (Van Vliet-Lanoë, 1998a). In Iceland hummocks develop, because of the wetness of the climate, in a drained position; in Lapland, they develop with improving drainage in former waterlogged conditions and on permafrost, they develop in improving drainage related to a warming or a lowering of the water table.

Thufur are, therefore, hummocks built by frost heavy on a desiccation net (raised-centre non-sorted net of Washburn, 1979) and by discrete aeolian

accumulation as sketched in Figure 11. With the exception of flat-topped hummocks, growth is cumulative with little evidence of erosion. Injection occurs in the central part rising along dilation cracks, as clearly followed in catena from the snow patch (Figures 4 and 5). Snowdrift enhances the thermal contrasts related to incipient microrelief (Figure 11A). Truncation by pipkrakes, already noted by Preusser (1976), is able to plough off most of the microrelief (Figure 11C). It is also probable that refreezing during very wet winter sometimes, as in the French Alps, facilitates the 'explosion' of hummocks. The geometry of the frost-induced deformations explains why even when truncated by agriculture or tracks, Icelandic hummocks regrow rather rapidly (Figure 11E). Neither thufur nor loesses were observed on the tops of table volcanoes or other volcanic plateaux with permafrost (>800 m), only soupy, low centre-sorted pattern grounds. Thufur (Figure 11) includes types A (simple), B (with nodal central injection) and D (pseudo-convective) of the proposed hummock classification (Van Vliet-Lanoë, 1998b). The flat topped type is a variant of the D type.

In southern Iceland, higher rates of vegetation growth lead, by loessic fixation, to simpler forms, such as those described by Schunke (1977), but they also represent younger (later than 1044 AD) and less polygenetic events than at the Krafla. All intergrades between minerogenic and holorganic forms (derived from drained peat bogs) exist. These simple hummocks (Figure 11A) are very similar to the alpine meadows called 'buttes gazonnées', which lack permafrost and have the same relationship with snow, especially on andosolic material, as in the French Massif Central (Van Vliet-Lanoë, 1991). Thufur-like hummocks are very common in all volcanic regions with wet climates such as sub-Antarctic islands or southern New Zealand, as well as mid-latitude, oceanic mountains where soils show andic properties, such as the Vosges, Dartmoor or the Tatra mountains. Complementarily, animal trampling by compaction of the furrows, as in other regions, may enhance the microrelief and its drainage characteristics mechanically. In Iceland, this effect is very pronounced in the surroundings of settlements owing to extensive sheep breeding.

Climatic Significance

In terms of climate change, like the Pounus in Lapland (Van Vliet-Lanoë and Seppälä, 1998),

hummocks or thufur are linked as are the loesses, with the climate degradation after the Hypsithermal Optimum (Lamb, 1984; Birks, 1986; Briffa *et al.*, 1992), which is clearly related to orbital forcing (Berger, 1979; 1991). According to data provided by several authors such as Karlén and Kuijlensterna (1996) and Van Geel *et al.* (1997), several cold events are evident in Scandinavia and Europe. Cold phases occurred from 6600 BP, but warm events were cooler from 5000 BP (Karlén and Kuijlensterna, 1996). Dating of earth hummocks and mud boils in NWT, Canada by Tarnocai and Zoltai (1978) and Dyke and Zoltai (1982) provide similar results. Global wetness and cooling, related to low solar activity, allowed the development of peat from 2650 BP (Van Geel *et al.*, 1997). This fits in with the peat growth recorded at Brunna after H3, with the solifluction at Nupar and with the development of thufur between H3 and H1 at most of the sites. Specific glacier advances in Iceland have been documented to 5–4.5 ka, c. 4.2 ka, c. 3 ka, 2 ka BP and 500–800 AD and cover about the same periods as those recorded in Greenland by O'Brien *et al.* (1995). Glacier maximum extent during the Little Ice Age occurred in the late nineteenth century (Gudmundsson, 1997).

Thanks to the CNRS programme of study developed on both sides of the Atlantic and in Svalbard and in collaboration with different research teams (CEN, Université Laval, Québec; Geography, University of Helsinki, Finland), a chronology for the development of permafrost and related features (loessic sedimentation, pedogenesis, cryoturbation, etc.) was built up (Van Vliet-Lanoë, 1998a) from about 200 soil sections and outcrops, and based on various dating methods (dominated by ¹⁴C) (Figure 12).

Growth phases of thufur seem to correspond to successive glacier advances and episodes of cooling since the Hypsithermal (Figure 12): (i) from around 4500 BP; (ii) from around 2600 BP; (iii) sometime after the H1 setting, probably around 1600 AD, the coldest part of the Little Ice Age; and (iv) at the end of the eighteenth century, the wettest part of the Little Ice Age (Grove, 1988). The cooling trend of 800 AD is probably included in the 2600 BP phase. The accuracy of the record is insufficient here, but this 800 AD event is evident in the observation of Dugmore and Buckland (1991) in southern Iceland where a sporadic thufur growth phase is recorded in section. Today, thufur growth is active in northern Iceland, related to the recent cooling trend of temperatures on the North Atlantic

Thufur Formation in Iceland 363

CHRONOLOGY		Svalbard 78°N	Scandinavia 68-69°N	N.Iceland 62°N	N.Quebec 57 à 63 °N	Summer Insolation (Berger, 1979)
SUBATLANTIC	1950	niveo-aeolian	aeolian , cryo- turbation & pounus	gullies incision aeolian , thufur, solifluction	aeolian, sand wedges, palsas, solifluction	
	1910	aeolian and niveo-aeolian	solifluction	gullies incision aeolian , thufur, solifluction	stabilisation	
	1750		stabilisation	aeolian , cryo- turbation & pounus, thermal cracking		
	1000 - 1450 AC	stabilisation	warming fires	landscape stabilisation	warming fires	
	450 - 800 AC	aeolian stabilisation	cryoturbations	aeolian, thufurs		
		reactivation of erosion and deflation, growth of the second generation of pingo, ice wedge activity	?	thufur growth aeolian	ice wedge activity	
SUBBOREAL	3000 - 2600BP	muck and peat	peat	gyttja and peat	peat	
	4500 BP	growth of large pingo and ice wedge activity	cryoturbations, palsas growth	thufur growth aeolian	ice wedge growth palsas growth	
ATLANTIC (Hypsithermal)		sandur stabilisation emersion	pedogenesis	gullies incision pedogenesis	pedogenesis	

Figure 12 Intercomparison of pedoclimatic evolution in the area surrounding the North Atlantic.

(Jones, 1990) and increased storminess (Lamb, 1984), in turn responsible for accentuated snow-drift. This trend is also associated with later autumn (Berger, 1979), increasing the effectiveness of pipkrake activity. Anthropogenic pressure has had a major effect on a fragile environment already strongly destabilized by natural climate forcing and volcanic activity. In contrast, in southern Iceland, the vegetation is flourishing because of higher precipitation and a warmer Gulf Stream resulting from the present-day warming of the intertropical zone (Jones, 1990).

CONCLUSION

As Schunke and Zoltai (1988) proposed, thufur may be considered as a subtype of hummocks, or of raised-centre non-sorted polygons related to seasonal frost and snowdrift, independent or permafrost occurrence. They are mostly minerogenic, specifically developed in volcanic loesses with particular physical properties, resting on permeable substratum such as drained basaltic rocks or open-work glacial or fluvio-glacial substratum, and restricted to the oceanic cold climate. In Iceland,

from our observations, they are not associated with permafrost, or with a water table, or with thermal convection or loading. They result from deep seasonal freezing only, limited by snow accumulation and exaggerated frost heave, with development of injection patterns specifically along dilation cracks. In Iceland, locally high geothermal gradients may enhance the process. Expansion of the zone of thufur activity is related to the post-Hypsithermal climate degradation of the Holocene, as for Canadian hummocks and the Lappish pounus, as well as to the accumulation of aeolian deposits. Chronology of the episodes of thufur growth is coherent both with permafrost extent in peri-Atlantic regions and with glacier fluctuations in Iceland, evidencing global climate control on their occurrence.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work includes present-day data gathered in a research programme, funded from 1992 to 1996, from the GDR Environnement Polaire no. 1069 of the French CNRS. Specific field funding was provided by the Institut Français de Recherches

et Technologies Polaires (programme 'Glaciation et Rifting') and by the GDR no. 49 Recherches Arctiques of the CNRS. Figure 1b was drawn by Martine Bocquet and the photos were printed by Jean Carpentier of the University of Lille 1.

REFERENCES

Anorsson, S. (1995). Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models. *Geothermics*, **24**, 561–629.

Berger, A. (1979). Insolation signature of quaternary climate changes. II *Nuovo Cimento*, Milano, **2**(1), 63–87.

Berger, A. (1991). Natural factors and/or human effects on climate. In *Proceedings Eurasian Symposium Earth Environment*, Venice, 10–11 April 1991, pp. 19–29.

Birks, H. J. (1986). Late Quaternary biotic changes in terrestrial and lacustrine environments, with particular reference to north-west Europe. In Berglund, B. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley, Chichester, pp. 3–65.

Briffa, K., Jones, P. D., Bartholin, T. S., Eckstein, D., Schweingruber, F. H., Karlen, W., Zetterberg, P. and Eronen, M. (1992). Fennoscandian summers from A.D. 500: temperature change on short and long timescale. *Climate Dynamics*, **7**, 111–119.

Brown, J., Ferrians, O. J., Heginbottom, J. A. and Melnikov, E. S. (1997). *Circum Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions*. US Geological Survey, Map CP-45.

Burt, T. P. and Williams, P. J. (1976). Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surface Processes and Landforms*, **1**(1), 349–360.

Bybordi, M. (1967). Moisture profiles in layered porous materials during steady state infiltration. *Soil Science USA*, **105**(6), 156–169.

Crampton, C. B. (1977). A study of dynamics of hummocky microrelief in the Canadian north. *Canadian Journal of Earth Science*, **14**, 639–649.

Dugmore, A. and Buckland, P. (1991). Tephrochronology and late Holocene soil erosion in south Iceland'. In Maizels, J. L. and Caseldine, C. J. (eds), *Environmental Change in Iceland: Past and Present*. Kluwer, pp. 147–159.

Dyke, A. S. and Zoltai, S. C. (1982). Radiocarbon dated mud-boils, Central Canadian Arctic. In *Proceedings VI International Conference on Permafrost, Fairbanks*. NRC, pp. 271–274.

Einarsson, T. (1979). The de-glaciation of Iceland. *Norsk. Geol. For. Med.*, **13**, 18.

Einarsson, T. (1994). *Geology of Iceland. Rock and Landscape*. Mal og menning, Reykjavik (294 pp.).

Flovenz, O. G. and Saemundsson, K. (1993). Heat flow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics*, **225**, 123–138.

Frithrikson, S. (1978). The degradation of Icelandic ecosystems. In Holdgate, M. W. and Woodman, P.

(eds), *The Breakdown and Restoration of Ecosystems*. Plenum, London, pp. 241–248.

Gerrard, J. (1991). An assessment of some of the factors involved in recent landscape change in Iceland. In Maizels, J. L. and Caseldine, C. J. (eds), *Environmental Change in Iceland: Past and Present*. Kluwer, pp. 237–253.

Grove, J. M. (1988). *The Little Ice Age*. Methuen, London.

Gruner, M. (1912). Die Bodenkultur islands. *Archiv für Biontologie*, 3-2.

Gudmundsson, H. (1997). A review of the Holocene environmental history of Iceland. *Quaternary Science Reviews*, **16**, 81–92.

Herbillon, A. (1994). Oxydes de fer, gibbsite, oxydes de manganèse et minéraux allophaniques. In Bonneau, M. and Souchier, B. (eds), *Pédologie 2. Constituants et propriétés des sols*. Masson, pp. 17–40.

Hillel, D. (1974). *L'Eau et le sol. Principes et processus physiques*. Vander, Louvain (288 pp.).

Hoekstra, P. (1966). Moisture movement in soils under temperature gradients with the cold-side temperature below freezing. *Water Resources Research*, 241–250.

Hutchinson, J. N. and Thomas-Betts, A. (1993). Extent of permafrost in southern Britain in relation to geothermal flux. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, **29**(4), 1017–1023.

Ingolfsson, O. (1991). A review of the Late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland. In Maizels, J. L. and Caseldine, C. J. (eds), *Environmental Change in Iceland: Past and Present*. Kluwer, pp. 13–29.

Jones, P. D. (1990). Le climat des mille dernières années. *La Recherche*, **21**(219), 304–312.

Kaldal, I. and Vikingsson, S. (1990). Early Holocene deglaciation in central Iceland. *Jökull*, **40**, 51–66.

Kaplar, C. W. (1974). Phenomena and mechanism of frost heaving. *Highway Research Record*, **304**, 1–13.

Karlén, W. and Kuijlensterna, J. (1996). On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. *Holocene*, **6**(3), 359–366.

Lamb, H. H. (1984). Climate and history in Northern Europe and elsewhere. In Mörrner, N. A. and Karlen, W. (eds), *Climate Changes on a Yearly to Millennial Basis*. Reidel, pp. 225–240.

Mackay, J. R. (1980). The origin of hummocks, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**, 996–1006.

Miller, E. E. and Gardner, W. H. (1962). Water infiltration into stratified soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, **19**, 267–271.

Miller, R. D. (1972). Freezing and heaving of saturated and unsaturated soils. In *Highway Research Board, Frost Action in Soils. National Academy of Science and Engineering Highway Research Record*, **393**, 1–11.

Norddahl, H. (1990). Late Weichselian and Early Holocene deglaciation history of Iceland. *Jökull*, **40**, 27–50.

O'Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Meese, D. A., Twickler, M. S. and Withow, S. I. (1995).

Thufur Formation in Iceland 365

- Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science*, **270**, 1680–1682.
- Ovenden, L. (1990). Peat accumulation in northern Wetlands. *Quaternary Research*, **33**, 377–386.
- Preusser, H. (1976). *The Landscape of Iceland: Types and Regions*. PhD University of Saarland, 1972. Junk, The Hague (363 pp).
- Saemundsson, K. (1979). *Geological Map of Iceland. Sheet 7, North-East-Iceland*, 1st edn. Reykjavik.
- Schunke, E. (1975). *Die periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von klima und Substrat*. Abhan. Akad. Wis. Göttingen. Math. Phys. Klasse, III F., **30** (273 pp).
- Schunke, E. (1977). Zur genese der Thufur Islands und Öst Grönlands. *Erdkunde*, **31**, 279–287.
- Schunke, E. and Zoltai, S. C. (1988). Earth hummocks (thufur). In Clark, M. J. (ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 231–245.
- Tarnocai, C. and Zoltai, S. C. (1978). Earth hummock of the Canadian Arctic and Subarctic. *Arctic and Alpine Research*, **10**, 581–594.
- Thorarinsson, S. (1951). Notes on pattern ground in Iceland, with particular reference to the Icelandic 'flás'. *Geografiska Annaler*, **33**, 144–156.
- Thorarinsson, S. (1964). Additional notes on patterned ground in Iceland with a particular reference to icewedge polygons. *Biuletyn Peryglacjalny*, **14**, 327–336.
- Thorarinsson, S. (ed.) (1968). *On the Geology and Geophysics of Iceland*. Guide to Excursion A2, International Geological Congress, Reykjavik, 1960 (74 pp).
- Thoroddsen, T. (1913). Polygonboden und thufur auf Island. *Petermanns Mittel.*, **59**(2), 253–255.
- Van Geel, B., van der Plicht, J., Kilian, M. R., Klaver, E. R., Kouwenberg, J. H. M., Renssen, H., Reynaud-Farrera, I. and Waterbolk, H. T. (1997). The sharp rise of $\delta^{14}\text{C}$ around 800 cal BC: possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, in press.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1988). The genesis of cryoturbations and their significance in environmental reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, **3**, 85–96.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1991). Differential heave, load casting and convection: converging mechanisms. A discussion of the origin of cryoturbations. *Permafrost and Periglacial Processes*, **2**(2), 123–139.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1998a). Frost and soils. Implications for paleopedology. *Catena*, in press.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1998). Pattern ground, hummocks and Holocene climate changes. *Eurasian Journal of Soil Science*, **31**(5), 507–513.
- Van Vliet-Lanoë, B., Seppälä, M. and Käyhkö, J. (1993). Dune dynamics and cryoturbation features controlled by Holocene water level change, Hietatievat, Finnish Lapland. *Geologie en Mijnbouw*, **2**, 211–224.
- Van Vliet-Lanoë, B. and Seppälä, M. (1998). Stratigraphy and formation of pounus (complex frost hummocks) in Finnish Lapland. *CATENA*, in press.
- Washburn, A. L. (1979). *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environment*. Edward Arnold, London (406 pp).
- Williams, P. J. and Smith, M. W. (1989). *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press (306 pp).

MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
Tél : (33) 02-99-28-60-80 - Fax (33) 02-99-28-26-02

- N° 1 - **H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **140 FF**
- N° 2 - **G. QUERRE** - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74, fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **85 FF**
- N° 3 - **J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9, tabl., 19 pl. (1985). **55 FF**
- N° 4 - **D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55 FF**
- N° 5 - **V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16, tabl., 12 pl. (1986). **70 FF**
- N° 6 - **J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55 FF**
- N° 7 - **P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115 FF**
- N° 8 - **Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95 FF**
- N° 9 - **Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**
- N° 10 - **D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé**
- N° 11 - **J.S. SALIS** - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). **90 FF**

- N° 12 - Y. GERARD** - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). **75 FF**
- N° 13 - H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). **95 FF**
- N° 14 - J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). **95 FF**
- N° 15 - B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I, tabl., 82 pl. (1987). **265 FF**
- N° 16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). **110 FF**
- N° 17 - J.P. COGNE** - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). **90 FF**
- N° 18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). **140 FF**
- N° 19 - M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). **Epuisé**
- N° 20 - J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). **85 FF**
- N° 21 - R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). **Epuisé**
- N° 22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98, tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). **160 FF**
- N° 23 - A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). **100 FF**

- N° 24 - J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). **170 FF**
- N° 25 - C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989). **90 FF**
- N° 26 - J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989). **210 FF**
- N° 27 - Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). **175 FF**
- N° 28 - D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). **275 FF**
- N° 29 - E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). **150 FF**
- N° 30 - D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). **100 FF**
- N° 31 - A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). **130 FF**
- N° 32 - T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). **210 FF**
- N° 33 - C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). **200 FF**
- N° 34 - P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). **400 FF**
- N° 35 - J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). **180 FF**
- N° 36 - A. LE CLEAC'H** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). **100 FF**

- N° 37 - **O. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). **160 FF**
- N° 38 - **P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). **160 FF**
- N° 39 - **Ch. BASILE** - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990). **Epuisé**
- N° 40 - **M. AUDIBERT** - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). **150 FF**
- N° 41 - **G. RUFFET** - Paléomagnétisme et $40\text{Ar}/39\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain). 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). **120 FF**
- N° 42 - **P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). **210 FF**
- N° 43 - **G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). **130 FF**
- N° 44 - **J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). **170 FF**
- N° 45 - **M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). **180 FF**
- N° 46 - **J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil). 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). **300 FF**
- N° 47 - **S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 85 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). **100 FF**
- N° 48 - **J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). **100 FF**
- N° 49 - **E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). **180 FF**

- N° 50 - T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). **190 FF**
- N° 51 - T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). **190 FF**
- N° 52 - J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). **350 FF**
- N° 53 - J. C. THOMAS** - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). **220 FF**
- N° 54 - F. LAFONT** - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales. 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). **150 FF**
- N° 55 - C. BIELLMANN** - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre. 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). **175 FF**
- N° 56 - A. POTREL** - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). **270 FF**
- N° 57 - M. KUNTZ** - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). **155 FF**
- N° 58 - D. ROUBY** - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). **180 FF**
- N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO** - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141, fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). **270 FF**
- N° 60 - H. BOUHALLIER** - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). **150 FF**

- N° 61 - P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). **220 FF**
- N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). **160 FF**
- N° 63 - M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). **150 FF**
- N° 64 - Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). **150 FF**
- N° 65 - A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). **épuisé**
- N° 66 - A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). **170 FF**
- N° 67 - M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1996). **140 FF**
- N° 68 - A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmess (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1996). **130 FF**
- N° 69 - F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1996). **100 FF**
- N° 70 - B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1996). **100 FF**
- N° 71 - T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1996). **120 FF**
- N° 72 - M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1996). **200 FF**

N° 73 - A.N. KOUAMELAN - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). **120 FF**

N° 74 - Y. GARCIA - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tabl., dont annexe. (1996). **150 FF**

N° 75 - M. A. SANTOS PINTO - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). **100 FF**

N° 76 - D. CHARDON - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation hermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). **130 FF**

N° 77 - C. ROBIN - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). **180 FF**

N° 78 - D. GRANJEON - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). **100 FF**

Hors Série N°1 - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1997). **50 FF**

N° 79 - A. JAFFREZIC - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). **130 FF**

N° 80 - O. BOUR - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). **100 FF**

N° 81 - E. BONNET - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphèrecontinentale. 183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). **85 FF**

N° 82 - S. GESSA - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. 256 p., 132, fig., 8 pl., + annexes. (1997). **125 FF**

N° 83 - T. MAUDUIT - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive : modélisation analogique et application au Golfe de Guinée. 260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998). **100 FF**

N° 84 - **G. QUEREL** - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). **95 FF**

N° 85 - **M. DIRAISON** - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et tectonique des Andes australes. 333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998). **130 FF**

N° 86 - **S. BONNET** - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. 352 p., 144 fig., dont 7pl. coul., +1 pl. coul. et 3 transparents en annexe, (1998). **115 FF**

N° 87 - **F. TOUCHARD** - Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : site de Ploëmeur (Morbihan). 271 p., 103 fig., dont 5 coul., 37 tabl., annexe. (1999). **115 FF**

N°88 - **T.V. LE** - Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam). 229 p., 131 fig., dont 16 pl. coul. + annexes (1999). **110 FF**

N° 89 - **V. CHAVAGNAC** - Behaviour of the Sm-Nd isotopic system during metamorphism : examples from the HT-LP metamorphic terrane of the Limpopo Belt, South Africa and the UHP metamorphic terrane of Dabieshan, Central China. 405 p., 126 fig., 47 tabl. (1999). **150 FF**

N°90 - **J. MOLENAT** - Rôle de la nappe sur les transferts d'eau de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation. 272 p., 87 fig., 19 tabl., 3 pl. couleur. (1999). **100 FF**

N° 91 - **C. RIOU** - Géochimie des terres rares et des éléments traces associés dans les nappes et l'eau des sols hydromorphes : Application au traçage hydrologique. 293 p., 74 fig., 17 tabl., + annexes. (1999) **100 FF.**

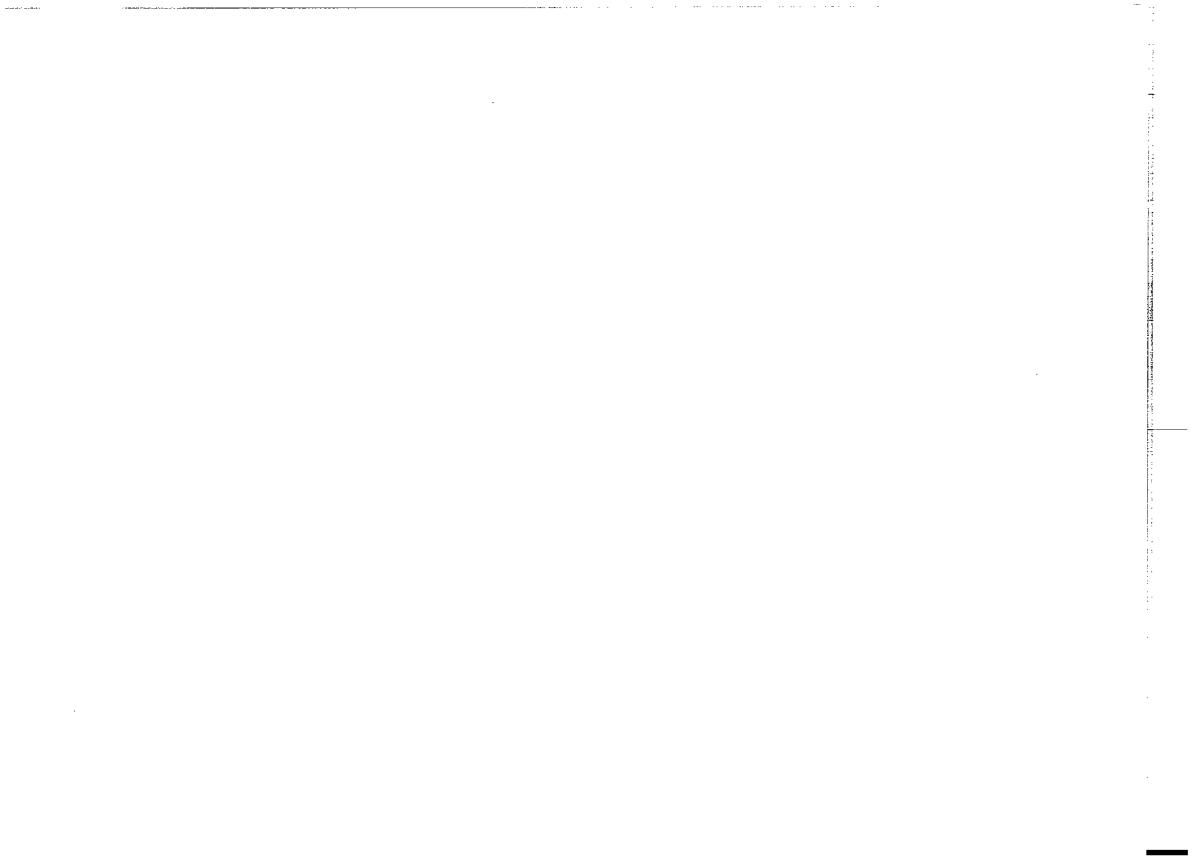
N° 92 - **I. COUTAND** - Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna, Nord Ouest Argentin, Andes Centrales. 381 p., 125 fig., 10 tabl., 6 pl. coul., 1 pl. hors-texte + annexes. (1999) **150 FF**

N° 93 - **F. DARBOUX** - Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement. Effet de la rugosité sur les distances de transfert. 170 pages., 56 fig., 4 tabl. (1999). **80 FF**

N° 94 - **J.R. De DREUZY** - Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures. Discussion des modèles d'écoulement compatibles avec les principales propriétés géométriques. 217 pages, 118 fig., 9 tabl., (2000). **90FF**

Hors-Série n°2 - G. BARDACH & B.M. JAHN - IGCP-420 Continental Growth in the Phanerozoic : Evidence from Central Asia. Second Workshop. Abstracts and Excursion Guidebook. (Geotraverse through a terrane collage in Southern Khangay). July 25 - August 3, 1999, Ulaanbaatar, Mongolia. 190 pages. (2000). **65FF**

N° 96 - Olivier BOURGEOIS - Processus d'extension lithosphérique en Islande. Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires. 280 pages, 95 fig., dont 2 planches couleur, 2 tabl. (2000). **80 FF**



Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépôt Légal

2ème Trimestre 2000

Résumé

L'Islande constitue la partie émergée d'un plateau basaltique qui s'est formé par interférence entre la dorsale médio-Atlantique et un point chaud dans l'Atlantique Nord. Une calotte glaciaire s'est installée à plusieurs reprises durant le Quaternaire sur ce plateau. L'étude de la structure et de la morphologie de l'Islande permet donc de préciser les interactions entre trois processus géodynamiques : extension lithosphérique liée à l'accrétion océanique, anomalie thermique liée au point chaud et dynamique glaciaire.

Une analyse structurale montre que l'Islande est formée de plusieurs systèmes de type roll-over successifs et décalés dans l'espace. Des expériences analogiques indiquent que cette structure, très différente de celle d'une dorsale ordinaire, reflète l'influence sur le processus d'extension de l'apport magmatique excédentaire dû au point chaud.

Une analyse géomorphologique de terrain et sur images SPOT permet de préciser les interactions entre l'activité tectono-volcanique et la dynamique glaciaire. La dernière calotte glaciaire était drainée par des courants de glace, dont la localisation était contrôlée par les anomalies géothermiques de la Zone Volcanique Active (ZVA). Dans les régions occupées par les courants de glace, une grande partie des produits volcaniques syn-glaciaires ont été évacués par l'écoulement rapide de la glace. Entre les courants de glace, des édifices volcaniques syn-glaciaires ont été préservés. Certains sont situés à l'extérieur de la ZVA actuelle. Cette anomalie peut refléter une modification de la largeur de la ZVA sous l'effet de la surcharge glaciaire. Des expériences analogiques suggèrent qu'elle est plus probablement liée au processus d'extension particulier de l'Islande, induit par le point chaud, et caractérisé par une mobilité latérale de la ZVA.

Mots clés :

Dorsale, point chaud, rift, lithosphère océanique, marge passive volcanique, déformation, analyse structurale, calotte glaciaire, courants de glace, flux géothermique, surcharge glaciaire, volcanisme sous-glaciaire.