Implications d'un saut de rift et du fonctionnement d'une zone transformante sur les déformations du Nord de l'Islande. Approches structurale, sismotectonique et radiochronologique

Sebastian Garcia

▶ **To cite this version:**

Sebastian Garcia. Implications d'un saut de rift et du fonctionnement d'une zone transformante sur les déformations du Nord de l'Islande. Approches structurale, sismotectonique et radiochronologique. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2003. Français. NNT : . tel-00009796

HAL Id: tel-00009796

https://theses.hal.science/tel-00009796

Submitted on 21 Jul 2005

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.

Académie de Paris
Université Pierre et Marie Curie

THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

DOCTORAT

Spécialité: Sciences de la Terre

Par
Sebastian Garcia

IMPLICATIONS D'UN SAUT DE RIFT ET DU FONCTIONNEMENT D'UNE ZONE TRANSFORMANTE SUR LES DEFORMATIONS DU NORD DE L'ISLANDE.

APPROCHES STRUCTURALE, SISMOTECTONIQUE ET RADIOCHRONOLOGIQUE.

Mém. Sc. Terre. Univ. P. et M. Curie

Soutenue publiquement le 24 mars 2003 devant le jury composé de:

M. V. COURTILLOT	Professeur à l'Université Denis Diderot, Président de jury
M. J. ANGELIER	Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, Directeur de thèse
M^{elle} F. BERGERAT	Directeur de Recherche CNRS, Directeur de thèse
M. O. DAUTEUIL	Chargé de recherche CNRS, Rapporteur
M. Y. LAGABRIELLE	Directeur de Recherche CNRS, Rapporteur
M. K. SAEMUNDSSON	Ingénieur de Recherche à l'Orkustofnun (Islande), Examinateur
M. N. ARNAUD	Chargé de recherche CNRS, Invité
M^{elle} C. Homberg	Maître de conférence à l'Université P. et M. Curie, Invitée

Remerciements.

Vaste entreprise que d'écrire ces quelques mots. Plus de trois ans à résumer en quelques lignes. Beaucoup de souvenirs, bons et mauvais. Des rencontres, des épreuves, des amitiés grandies, de franches rigolades et de belles déconnades. Ces trois années de thèse furent une sacrée école. Tout ce que j'ai vécu, tous les stades par lesquels je suis passé, tout cela ne peut pas avoir été vain. Ceux qui n'ont pas eu la chance (ou la malchance, ça dépendait des jours) de faire une thèse auront peut-être du mal à comprendre ce que je veux dire. Ce qui suit est à moi. Sans correction. Le style académique en prendra peut-être un coup mais je ne m'ôterai pas ce plaisir.

Je tiens à remercier, dans le désordre et sans aucune considération hiérarchique, les islandais pour leur accueil –généralement- très chaleureux; Zebda pour ce magnifique antidépresseur de terrain que fut « Tombé la chemise »; Marco et Marie-Aude pour m'avoir si souvent offert la chaleur d'une deuxième maison et aussi pour tout le reste - merci; Fred pour ses coups de main et aussi de pied au cul –si ce mémoire existe, c'est peut-être à toi que je le dois le plus; Olive, ma plus fidèle soupape de sûreté. Pour ton amitié, ton enthousiasme et aussi tes montagnes –si j'en suis arrivé là, c'est aussi grâce à toi ma caille; Nicolas Arnaud – Barge II - pour avoir essayé de m'initier aux joies de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ mais surtout pour son amitié; Nico pour tous ces bons moments partagés ensemble -toujours là pour boire des coups, pas mauvais aussi pour la déconne et bon en amitié en plus de tout ça ! ; Natha, Yves et Leeloo, d'être là, tout simplement; Lol pour toutes ces folles nuits à traverser Paris en vélo (à quand la grande boucle Paris-Chartres-Evreux ?) et à se laver les dents après avoir bu jusqu'à pas d'heure; Olivier Dauteuil pour avoir bien voulu rapporter sur ce mémoire mais aussi pour nos discussions sur La coupe de l'Islande; ce prof de sciences nat., vague dans mon souvenir, qui, le premier, au lycée, m'a initié aux joies de la tectonique; Vincent Courtillot pour avoir accepté de présider mon jury et m'avoir prodigué quelques conseils dont je tacherai de tenir compte; Agnès et Kéké pour m'avoir plus d'une fois accueilli à leur table et aussi pour leur humour et leur gentillesse; toutes les femmes que j'ai rencontré et qui ont essayé de m'améliorer; JF pour toutes ces nuits à partager un matelas défoncé, à défaut d'appartement, et aussi pour ta bonne humeur si revigorante; POB – l'autre Seb- pour toutes ces nuits au labo durant lesquelles, décalage horaire aidant, tu m'auras tenu compagnie ; Vince -qui plus que n'importe quel autre m'aura soutenu lors de la rédaction de ce mémoire- et Sandra pour ses petits plats qui ont bien amélioré l'ordinaire de nos repas le soir au labo; mes chefs, Jacques Angelier, Françoise Bergerat et Catherine Homberg, pour m'avoir permis de travailler dans ce magnifique pays et pour m'avoir donné les moyens de mener ce travail à terme; Elia pour sa gentillesse au cours de toutes ces années passées ensemble; Olivier et Antoinette pour toutes ces discussions sur tout ce qui n'est pas géologie, et des fois ça fait un bien fou…..; Thom, Pegg et maintenant Roxane pour leur gentillesse et tous ces bons moments passés ensemble; Mano Solo pour m'avoir accompagné durant toutes ces nuits; Kristjan Saemundsson pour avoir accepté d'être examinateur dans mon jury de thèse et pour avoir défriché tant de choses sur la géologie de l'Islande; Mathieu le malgache; Tof, Fifou, Charlotte et depuis peu Tristan pour leur amitié; Damien Dhont pour avoir accepté de faire une semaine de terrain et de camping sous la

pluie avec moi en Islande; Michel des Sciences; Lionel la nouvelle grande gueule franc-comtoise; Yves Lagabrielle pour avoir, malgré quelques difficultés d'emploi du temps, accepté d'être rapporteur de mon manuscrit; toutes les personnes du labo qui ont bien voulu m'accueillir et supporter mes bons et mes mauvais jours. De façon non exhaustive, je pense à Olivier, Claudette, Jean-François, Eric, Sabine…. Et aussi à Sylvie, Laurent, Loïc, Fred, Marc, Philippe…. Enfin, tous les thésards du labo pour tous les moments partagés. Il y eut Momo l'égyptien, et Chung-Paï et Tsuï-Yu de la filière taïwanaise. Il y a Martin le colombien, Erwan, Rou-Feï –la nouvelle génération taïwanaise-, Toto le philippin et Magalie – la relève islandaise.

Mais, celle que je tiens le plus à remercier, c'est bien Man pour m'avoir toujours fait confiance et m'avoir ainsi permis de devenir ce que je suis.

TABLE DES MATIERES

RESUME……..... 5

ABSTRACT……. 7

INTRODUCTION 13

CHAPITRE I. PRESENTATION GEOLOGIQUE DE L'ISLANDE 19

1. Contexte géodynamique : interaction dorsale-point chaud 20
   1.1 L'ouverture de l'Atlantique Nord et le point chaud islandais 20
   1.2 Le point chaud islandais et son influence sur la dorsale médio-Atlantique 24
      1.2.1 Signatures du point chaud en l'Islande 24
      1.2.2 Influence du point chaud sur les dorsales de Reykjanes et de Kolbeinsey .. 26

2. L'Islande: un segment émergé de dorsale 29
   2.1 Formations géologiques et pétrologie 29
      2.1.1 Les séries 30
      2.1.2 Pétrologie des basaltes islandais 31
   2.2 L'unité structurale élémentaire: le système volcan-faisceau de fractures 33
      2.2.1 Structure de la pile de laves 33
      2.2.2 Les volcans centraux 33
      2.2.3 Les faisceaux de fractures 34
      2.2.4 Modèles de fonctionnement d'un système volcanique 37
   2.3 Les zones volcaniques actives en Islande 38
      2.3.1 Les zones de rift actives 38
      2.3.2 Les zones de flanc 40

3 Le processus d'extension en Islande 41
   3.1 Spécificités structurales de l'Islande 41
   3.2 Modèles d'extension pour l'Islande 43
      3.2.1 Le modèle de Bodvarsson et Walker (1964) 43
      3.2.2 Le modèle de Gibson et Piper (1972) 44
      3.2.3 Le modèle de Palmason (1973; 1980; 1981) 44
      3.2.4 Le modèle de Daignières et al. (1975) 46
      3.2.5 Le modèle de Gibson et Gibbs (1987) 47
      3.2.6 Le modèle de Bourgeois (1998) 48

4 Les zones transformantes en Islande 48
   4.1 La Zone Sismique Sud Islandaise 49
   4.2 La Zone de Fractures de Tjörnes 50
      4.2.1 Le Linéament de Grímsey 52
      4.2.2 La Faille d'Húsavík-Flatey 53
      4.2.3 Le Linéament de Dalvík 55
      4.2.4 Les modèles d'évolution de la Zone de Fractures de Tjörnes 56

5 Les sauts de rift en Islande 57

5.1 Modèle de saut de rift 58
5.2 Principaux sauts de rift considérés en Islande 59
5.2.1 Les sauts de rift dans la partie nord de l'Islande 59
5.2.2 Les sauts de rift dans la partie sud de l'Islande 62

CHAPITRE II.ETUDE DE LA FAILLE D'HUSAVIK-FLATEY 67

1. Modèles préexistants du fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey 68

2 La reconstitution des champs de contraintes à partir des déformations cassantes 77
2.1 Rappels…. 79
2.1.1 Notion de tenseur des contraintes 79
2.1.2 Le repère principal 80
2.2 Méthodes d'inversion des données 81
2.2.1 Le modèle d'Anderson 81
2.2.2 Le cercle de Mohr 82
2.2.3 Les méthodes analytiques 83
2.2.4 Les sites polyphasés: quelques critères de séparation 85
2.2.5 Le regroupement des tenseurs de contraintes en différentes phases tectoniques 86

3 La séismicité de la Faille d'Húsavík-Flatey 88
3.1 Le réseau d'enregistrement séismique SIL 89
3.2 Principales caractéristiques de la séismicité associée à la FHF 92
3.2.1 Caractéristiques du catalogue de données séismiques 93
3.2.2 Localisation de l'activité séismique 93
3.2.3 Corrélations spatiales de la séismicité 95
3.2.4 Synthèse de l'étude de l'activité séismique de la FHF 99

4 Fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey dans sa partie centrale 100

5 La FHF à proximité de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey 121
5.1 Principales caractéristiques des données de tectonique cassante 122
5.1.1 Structures mesurées à grande distance de la zone de connexion 122
5.1.2 Structures proches de la zone de connexion 124
5.2 Paléocontraintes et processus tectonique le long de la péninsule de Tröllaskagi 126
5.2.1 Paléocontraintes des sites proches de la zone de connexion 126
5.2.2 Paléocontraintes des sites éloignés de la zone de connexion 128
5.2.3 Processus tectonique le long de la péninsule de Tröllaskagi 129
5.3 Synthèse sur la FHF près de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey 131

6 Etude de la connexion de la FHF avec la Zone Volcanique Nord 132
6.1 Données et méthodologie 132
6.2 Interprétations d'images 134
6.2.1 Analyse de l'image radar 134
6.2.2 Analyse de l'image SPOT 135
6.3 Observations structurales 137
6.3.1 La faille d'Húsavík 137

6.3.2 La faille septentrionale 139
6.4 Synthèse de l'étude de la FHF le long de la péninsule de Tjörnes 144
6.4.1 Différents types de connexion de la FHF au faisceau de fractures du Theystareykir 144
6.4.2 Fonctionnement de la FHF le long de la péninsule de Tjörnes 146

7 Caractérisation de l'activité séismique de la partie "bloquée" de la FHF . 148
7.1 La relocalisation de séismes le long de la plate-forme de Flateyjarskagi 148
7.1.1 Principe et méthode de la relocalisation de séismes 148
7.1.2 Sélection des essaims de séismes 150
7.1.3 Protocole d'analyse et résultats des relocalisations 152
7.1.4 Détermination du plan moyen de la faille active 154
7.2 Influence de l'extension du réseau séismique SIL sur les relocalisations 156
7.3 Déformations actives le long de la plate-forme de Flateyjarskagi 158
7.3.1 Méthodes qualitative et analytique pour l'analyse des directions de glissement 158
7.3.2 Analyse des mécanismes de Flatey2 160
7.3.3 Analyse des mécanismes de Flatey3 162
7.3.4 Analyse des mécanismes de Flatey10-1 163
7.3.5 Analyse des mécanismes de Flatey10-2 165
7.3.6 Analyse des mécanismes de Flatey12 166
7.3.7 Analyse des mécanismes de Flatey17 167
7.3.8 Analyse des mécanismes de Flatey18 167
7.4 Synthèse sur la caractérisation de l'activité séismique de la partie "bloquée" de la FHF……. 168

8 Synthèse de l'étude de la FHF 170

CHAPITRE III. ETUDE DU SAUT DE RIFT DANS LE NORD DE L'ISLANDE 175

1. Description des principales structures associées au saut de rift 175

2 Incohérences relatives des différents âges disponibles 178

3 Compléments sur la méthodologie des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ 182
3.1 Principe théorique 183
3.2 Méthode expérimentale 184
3.3 Présentation des résultats 185

4 Description du processus de saut de rift depuis 10 Ma et localisation d'un paléo-rift 186

5 Considérations supplémentaires 210
5.1 Vers un modèle de vitesses des sauts de rifts plus réaliste 210
5.2 Influence d'un paléo-paléo-rift sur le modèle de vitesses 215
5.3 Le déclenchement du saut de rift: un *pulse* du point chaud? 217

CHAPITRE IV. DEFORMATIONS DU NORD DE L'ISLANDE ET IMPLICATIONS SUR L'EVOLUTION TECTONIQUE DE L'ISLANDE 221

1. Les déformations dans le Nord de l'Islande 221
   1.1 Sens de propagation du nouveau rift et de retrait du paléo-rift 221
   1.2 Rôle et évolution de la zone volcanique du centre de l'Islande 223
   1.3 Evolutions du pendage des laves 224
   1.4 Les marques de l'extension 228
   1.5 Synthèse des déformations dans le Nord de l'Islande 232

2. Evolution tectonique de l'Islande 232
   2.1 Reconstruction de l'Islande il y a 8 Ma 233
   2.2 Reconstruction de l'Islande il y a 3 Ma 236
   2.3 Evolution de l'Islande depuis 3 Ma jusqu'à l'actuel 238

CONCLUSION……..... 243

BIBLIOGRAPHIE 251

LISTE DES FIGURES..... 261

ANNEXES……..... 267

Annexe I: Tenseurs des contraintes obtenus par inversion des failles à stries . 267

Annexe II: Résultats analytiques des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ 275

RESUME

Le rift nord islandais peut être considéré comme l'équivalent émergé de la dorsale de Kolbeinsey. Il est cependant décalé de 120km vers l'est par rapport à celle-ci. La Zone de Fracture de Tjörnes, une zone transformante dextre, absorbe ce décalage. L'analyse des grandes structures ainsi que l'inversion de données de failles à stries ont permis de caractériser la géométrie et le fonctionnement de la faille d'Húsavík-Flatey (FHF), l'une des structures majeures de la Zone de Fracture de Tjörnes. L'inversion de mécanismes au foyer, fournis par l'Office Météorologique Islandais, a permis de compléter l'étude, pour la période actuelle. L'obliquité de la FHF, de direction WNW-ESE, par rapport à la divergence des plaques de direction E-W induit depuis la fin du Tertiaire une transtension dextre de direction ENE-WSW le long de la FHF. Ce mouvement transtensif se partitionne localement en une extension de direction NE-SW, sub-perpendiculaire à la FHF, et une extension de direction NW-SE, sub-parallèle à la FHF. Ces trois régimes ne correspondent pas à une succession bien définie d'épisodes régionaux mais à des variations locales et temporelles du mouvement transformant. A proximité de la jonction de la FHF avec la dorsale de Kolbeinsey, les failles dextres qui accommodent principalement le mouvement décrochant sont majoritairement remplacées par des failles normales à composante dextre. A l'autre extrémité de la FHF, au niveau de sa jonction avec le rift nord islandais, la faille est divisée en deux branches parallèles. L'une d'elles se connecte directement au rift nord islandais en définissant un point triple tandis que l'autre branche évolue progressivement d'une faille transformante de direction WNW-ESE jusqu'à une faille normale de direction N-S parallèle au rift. Ces différences structurales s'expliqueraient par la propagation vers le nord du rift nord islandais ainsi que par l'influence de structures préexistantes, telles que des volcans, lors du développement de ces deux failles. De plus, le fonctionnement du rift nord islandais à proximité de la FHF paraît fortement influencé par celui de cette dernière. Enfin, l'activité séismique liée à l'actuel déblocage de la partie de la FHF bloquée depuis la dernière crise éruptive du rift nord islandais s'intégrerait dans le modèle de fonctionnement en transtension dextre de cette faille.

Le décalage du rift nord islandais et de la dorsale de Kolbeinsey résulte d'un saut vers l'est de la zone d'accrétion nord islandaise. La dérive vers l'ouest de la dorsale médio-Atlantique par rapport au point chaud islandais serait à l'origine de tels sauts. A partir de datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ de dykes échantillonnés le long d'un profil parallèle à la direction de

divergence des plaques, l'initiation de l'actuel rift nord islandais a été datée à 8-8.5 Ma. Elle eut lieu dans des roches qui n'avaient alors que 1 Ma. Le paléo-rift, dont l'axe a été localisé le long du fjord de Skagafjördur, c'est-à-dire 60 km à l'est de l'emplacement généralement admis, et le rift actuel ont fonctionné simultanément et de façon asymétrique, l'accrétion étant plus importante sur leurs flancs extérieurs, jusqu'à 3 Ma. L'absence supposée de dérive du rift nord islandais par rapport au point chaud implique une très forte asymétrie d'accrétion de la plaque Nord Amérique par rapport à la plaque Eurasie. Si l'activité du point chaud venait à diminuer, le rift nord islandais pourrait être libéré et dériver vers l'ouest jusqu'à ce qu'un nouveau *pulse* mantellique provoque un saut de rift vers l'est et ramène la zone d'accrétion à l'aplomb du point chaud.

Les déformations observées dans le Nord de l'Islande s'expliquent par la réorganisation tectonique liée au dernier saut de rift. Le mécanisme d'abandon du paléo-rift de Skagafjördur est interprété comme un retrait symétrique et synchrone vers la ride de Kolbeinsey et vers la zone volcanique du centre de l'Islande, cette dernière constituant probablement une zone de relais entre les rifts nord et sud islandais. Le poids des laves émises depuis 3 Ma par la zone volcanique du centre de l'Islande a provoqué une flexuration des laves issues du paléo-rift vers le centre de l'Islande de la même manière qu'elles ont été flexurées par et en direction de celles émises par le rift nord islandais. Cette profonde réorganisation structurale expliquerait l'absence d'une synforme le long de la partie méridionale du paléo-rift de Skagafjördur alors qu'une telle synforme, caractéristique d'un rift en Islande, est présente le long de sa partie septentrionale. La synforme initialement considérée comme localisant l'axe du paléo-rift dans le Nord de l'Islande ne serait alors que l'axe d'une zone de flexure due à l'épanchement des laves plio-pléistocènes.

Malgré la faible quantité de données radiochronologiques disponibles pour la partie sud de l'Islande, le modèle d'évolution tectonique proposé pour le Nord de l'Islande a été intégré dans un schéma d'évolution de l'ensemble de l'île. En accommodant les différences d'évolution entre les parties nord et sud de l'île, telles que le diachronisme entre les sauts de rift ayant eu lieu dans ces deux parties de l'Islande et donc le décalage des zones d'accrétion au travers de l'île, la zone volcanique du centre de l'Islande a ainsi joué un rôle primordial tout le long du développement de l'île.

ABSTRACT

In Northern Iceland, the active rift is located 120 km eastward with respect to the Kolbeinsey Mid-Atlantic Ridge. The Tjörnes Fracture Zone connects these two rifts and accommodates a dextral transform motion. A major active fault of the Tjörnes Fracture Zone is the WNW-ESE trending Húsavík-Flatey Fault (HFF). The seismic activity associated to the HFF defined a nearly vertical fault surface that cuts through the 12 km thick seismogenic crust. Analyses of major structures combined with inversion of fault slip data allow us to discuss the kinematics and mechanics of the HFF since the Late Tertiary. For the present-day kinematics, we also use inversion of earthquake focal mechanisms provided by the Icelandic Meteorological Office. The main state of stress along the HFF corresponds to a dextral transtension, with an ENE-WSW trending extension due to the obliquity of the transform fault relative to the E-W direction of plate divergence. This overall mechanism is subject to slip partitioning that include an extension trending NW-SE, parallel to the HFF, and an extension trending NE-SW, perpendicular to the fault. These three regimes do not reflect a succession in time of tectonic events, but occur simultaneously at different places and in various chronological orders. They are thought to express the geometric accommodation of the transform motion in the oblique transform zone. Near the connection of the HFF to the Kolbeinsey Ridge, most dextral transform faults that trend parallel to the HFF are replaced by normal faults with a dextral component. On the opposite side of the HFF, at its junction with the northern Icelandic rift, two main transform fault segments have been mapped out. The northern fault directly connects to the northern Icelandic rift as a triple point junction, whereas the southern one progressively evolves from a WNW-ESE trending dextral transform fault to a N-S trending normal fault, parallel to the direction of the rift structures. One hypothesis, which would explain these structural differences, involves the presence of pre-existing structures, like volcanoes, that affect the direction of propagation of the southern transform fault segment. Another hypothesis would be that the southern transform fault, the oldest between these two transform faults, developed and then was connected to the northern Icelandic rift before the rift propagated northward. After this northward propagation of the northern Icelandic rift, the northern transform fault segment propagated linearly to the rift. Moreover, near the junction of the HFF with the northern Icelandic rift, the behaviour of the normal faults associated with the rift appears to be strongly influenced by the dextral transtension characterising the HFF. On other hand, seismic faults have been mapped out near

the eastern border of the Flateyjarskagi shelf. Inversions of related focal mechanisms suggest that movements associated with the present-day unlocking of the eastern part of the HFF, considered as locked until recently because of its low seismic activity, are compatible with the proposed model of dextral transtension.

The present-day offset between the Kolbeinsey Ridge and the northern Icelandic rift results from an eastward rift jump of the Mid-Atlantic Ridge in Iceland. As the North American-Eurasian plate boundary drifts westward, eastward rift jumps relocate the rift zones above the Icelandic hotspot. Using $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of dykes along a profile parallel to the direction of plate motion in Northern Iceland, a paleo-rift axis has been recognised 60 km eastward to the previously accepted location. This paleo-rift, localised in the continuation of fjord of Skagafjördur and referred to as, remained active until approximately 3 Ma ago. The activity of the northern Icelandic rift started about 8-8.5 My ago, intruding the presently dated 9-9.5 Ma old eastern flank of the Skagafjördur paleo-rift. This age of 1 Ma for the intruded paleo-rift rocks at the rift jump time is considered as a minimal value, resulting to hypotheses assumed in the theoretical model for the dating data interpretation. An important plio-pleistocene glacial erosion, inducing a decrease of the lava pile thickness and thus a diminution of the area covered by the production of the northern Icelandic rift, would explain the presence of dykes related to the northern Icelandic rift as far as 25 km outside of its borders. The two rifts were thus simultaneously active during 5-5.5 Ma. During this period, the accretion rates along the two rift zones were nearly equal. However, accretion was asymmetrical along each rift, with the higher rate of accretion situated on the external flank. The supposed absence of drift from the northern Icelandic rift since its initiation implies a strong asymmetry of accretion, favouring the Northern American plate. A decrease of the hotspot activity would release the northern Icelandic rift and allow it to drift westward with the Mid-Atlantic Ridge. Then, an increase of the hotspot activity would facilitate the shift of the accretion zone above to the hotspot by an eastward rift jump.

The tectonic changes related to the last rift jump explains the observed deformations in Northern Iceland. The Skagafjördur paleo-rift shrank, after it became extinct, both towards the Kolbeinsey Ridge and towards the active volcanic zone of central Iceland. This volcanic zone of central Iceland probably corresponds to an "en échelon" zone between the northern and the southern Icelandic rifts. The weight of the lava flows spread out by the volcanic zone of central Iceland since 3 Ma has induced a flexuring of the tertiary lava flow pile produced by the Skagafjördur paleo-rift. In a similar way, the lava flows erupted by the Skagafjördur

paleo-rift have been flexured by those erupted by the northern Icelandic rift. These flexures are directed towards the volcanic zone of central Iceland and towards the northern Icelandic rift, respectively. They define a continuous flexure belt through Northern Iceland. An important extensive fracturing is related to the flexure of the lava flows. Such a flexure would explain that the synform-like arrangement of the lava flows, considered as a characteristic of an Icelandic rift axis, is absent along the southern part of the Skagafjördur paleo-rift axis, whereas such a structural shape is recognised along its northern part. The synform that was initially thought to localise the axis of the paleo-rift would be the axis of the flexural zone produced by the weight of plio-pleistocene lava flows erupted from the south, in the volcanic zone of central Iceland.

Despite the limited number of radiochronological data available as time constraints in Southern Iceland, a global model of the tectonic evolution of the island, based on the model proposed for the evolution of Northern Iceland, is presented. This model highlights the importance of the volcanic zone of central Iceland. This volcanic zone would accommodate the differences in the tectonic evolution, like diachronisms in rift jump process and consequently shifts of the accretion zones, between the northern and southern parts of Iceland.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

L'Islande correspond à un segment émergé de la dorsale médio-Atlantique. Cette particularité résulte de l'interaction entre cette dorsale et le point chaud islandais. Bien que cette interaction soit la cause de spécificités du processus extensif (e.g., Bodvarsson et Walker, 1964; Palmason, 1973; 1980; 1981; Daignières et al., 1975), l'Islande représente néanmoins une zone privilégiée pour l'étude des phénomènes géologiques liés au fonctionnement d'une dorsale océanique.

Dans le Nord de l'Islande, la zone de rift islandais, dénommée la Zone Volcanique Nord, est décalée d'environ 120 km vers l'est par rapport à la dorsale océanique de Kolbeinsey (voir par exemple la Figure I-10). Une zone transformante dextre, la Zone de Fractures de Tjörnes, accommode le mouvement relatif des plaques entre ces deux segments de rift (Ward, 1971; Saemundsson, 1974). Deux structures majeures sont particulièrement actives au sein de la Zone de Fractures de Tjörnes. L'une d'entre elles, la Faille d'Húsavík-Flatey, traverse ou longe les côtes nord de l'Islande. Les intenses déformations liées au fonctionnement de cette faille y sont donc facilement observables. De plus, l'existence d'un réseau permanent d'enregistrements séismiques géré par le Département de Géophysique de l'Office Météorologique Islandais permet de disposer de données séismiques de grande qualité.

De nombreux auteurs (e.g., Saemundsson, 1974; Young et al., 1985; ; Gudmundsson et al., 1993; Fjäder et al., 1994; ; Rögnvaldsson et al., 1998; Bergerat et Angelier, 1999; Angelier et al., 2000) se sont intéressés à la Faille d'Húsavík-Flatey mais, malgré les nombreux avantages qu'elle offre pour l'étude du fonctionnement d'une faille transformante en domaine océanique, aucune étude de grande envergure utilisant conjointement les observations de terrain avec les enregistrements séismiques n'y a jamais été menée. La compréhension du fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey, outre son intérêt scientifique, est capitale pour la prévention du risque séismique. Avec des séismes pouvant dépasser une magnitude 7, cette faille représente un réel danger pour les 5000 habitants d'Húsavík, nombre conséquent à l'échelle de l'Islande.

Le premier objectif de ce travail est donc de caractériser le fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey par une étude qui intègre des données structurales majeures, des mesures de structures cassantes mineures collectées sur le terrain et des données de séismologie fournies

par le réseau islandais. La multiplication des sites de mesure répartis le long de la Faille d'Húsavík-Flatey ainsi que l'utilisation de différentes approches séismologiques doit permettre de fournir un modèle cohérent du fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey tout en s'intéressant à certaines problématiques ponctuelles, telles que l'évolution structurale de cette faille au niveau de sa connexion aux segments de rift ou encore certaines particularités de son fonctionnement actuel.

Le décalage entre la ride de Kolbeinsey et la Zone Volcanique Nord, que la Faille d'Húsavík-Flatey accommode partiellement, est le résultat de sauts successifs du rift nord islandais vers l'est (Ward, 1971; Saemundsson, 1974). De tels sauts font suite à la dérive vers l'ouest de la dorsale médio-Atlantique par rapport au point chaud islandais (Burke et al., 1973). Ils permettent de maintenir le rift nord islandais à l'aplomb de ce point chaud. Ce phénomène, déjà décrit dans de nombreux autres contextes d'interaction dorsale-point chaud (e.g., Karsten et Delaney, 1989; Brozena et White, 1990; Small, 1995; Wilson et Hey, 1995; Krishna et Rao, 2000), implique l'initiation d'un nouveau rift dans le flanc d'un paléo-rift qui sera, quant à lui, progressivement abandonné. L'Islande, de par l'émergence de la dorsale qui la caractérise, est l'un des rares endroits au monde qui permette d'accéder aussi facilement à un enregistrement continu du processus de saut de rift.

Le second objectif de ce travail est donc de fournir un cadre spatio-temporel complet décrivant le processus du dernier saut de rift ayant eu lieu dans le Nord de l'Islande. Pour cela, des échantillons, prélevés le long d'une coupe E-W recoupant les principales structures impliquées dans le saut de rift, ont été datés par radiochronologie.

En fonction de ces deux principaux objectifs, l'organisation du mémoire est construite de la façon suivante: Le chapitre I présente le contexte géodynamique et les données géologiques générales nécessaires à la compréhension des chapitres suivants. Le fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey est étudié au chapitre II. Le processus du saut de rift ayant eu lieu dans le Nord de l'Islande est présenté au chapitre III. Ces deux chapitres ont été conçus pour pouvoir être lus indépendamment. Chacun comprend une présentation détaillée du problème qui y est abordé, les résultats obtenus lors de ce travail et une courte synthèse. Le chapitre IV intègre aux principaux résultats obtenus au cours de ce travail un ensemble de considérations fondées sur des observations structurales. L'ensemble vise à proposer un schéma de l'évolution structurale du Nord de l'Islande intégrable, en tenant

compte des données disponibles par ailleurs, dans une reconstruction synthétique de l'évolution tectonique de l'Islande. Ce dernier chapitre est suivi d'une conclusion générale. En annexe de ce mémoire, les valeurs de tenseurs des contraintes obtenus par inversion de mesures de failles striées ainsi que les résultats analytiques des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ effectuées ont été reportés.

CHAPITRE I

PRESENTATION GEOLOGIQUE DE L'ISLANDE

CHAPITRE I. PRESENTATION GEOLOGIQUE DE L'ISLANDE

L'Islande est une jeune île volcanique d'une superficie de 102 800 km^2 située au milieu de l'Atlantique Nord. Elle s'étend entre 63.5° et 66.5° de latitude nord et entre 13.5° et 24° de longitude ouest. Elle constitue la partie émergée d'un plateau basaltique de plus de 500 kilomètres de diamètre qui surplombe les fonds océaniques avoisinants de plus de 2000 mètres (Figure I-1).

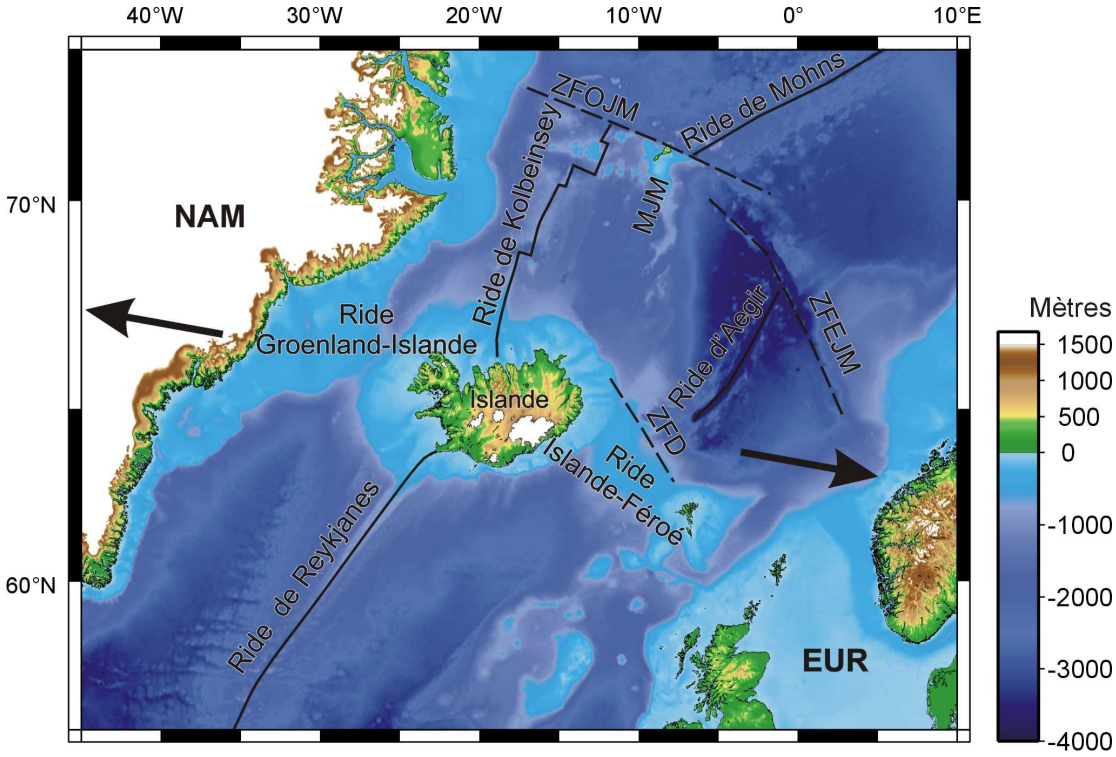


Figure I-1: Carte bathymétrique et topographie de l'Atlantique Nord.
La direction de divergence des plaques est indiquée par les flèches. NAM: plaque Nord-Amérique; EUR: plaque Eurasie. Les dorsales sont soulignées par un trait continu, les zones transformantes par un trait en pointillés. MJM: microcontinent de Jan Mayen; ZFOJM: Zone de Fracture Ouest de Jan Mayen; ZFEJM: Zone de Fracture Est de Jan Mayen; ZFD: Zone de Fractures du Danemark. Le glacier du Vatnajökull (en blanc), le plus important glacier d'Islande, se trouve dans la partie sud-est de l'île. Données topographiques et bathymétriques extraites de la base de données ETOPO2 de l'USGS.

1. Contexte géodynamique : interaction dorsale-point chaud

L'Islande est située sur la dorsale médio-Atlantique, à la frontière entre les plaques Eurasie (EUR) et Amérique du Nord (NAM) (Figure I-1). La vitesse totale d'ouverture à cette latitude est de 1.8 cm/an suivant une direction N104°E (DeMets et al., 1990; 1994). L'émersion de la dorsale médio-Atlantique en Islande est liée à son interaction avec le point chaud islandais. Les apports magmatiques supplémentaires dus au point chaud entraînent un surépaississement crustal. Les rides asismiques Groenland-Islande et Féroé-Islande (Figure I-1) soulignent le passage de chacune des plaques au-dessus du panache au fur et à mesure de l'expansion océanique (Vink, 1984).

1.1 L'ouverture de l'Atlantique Nord et le point chaud islandais

Le point chaud islandais a joué un rôle majeur dans l'évolution de l'Atlantique Nord, en localisant au Paléogène le processus d'extension à l'est du Groenland au détriment de la dorsale qui existait jusqu'alors en Mer du Labrador (Figure I-2) et dont l'activité diminua ensuite progressivement.

L'ouverture de l'Atlantique Nord débuta entre 62 et 59 Ma par un stade de magmatisme intra-continental qui provoqua la mise en place de larges volumes de basaltes et de roches intrusives sur la côte est du Groenland, dans les îles britanniques, aux îles Féroé et probablement dans la partie centrale du Groenland (Figure I-2). Le processus d'océanisation débuta entre 55.9 et 53.4 Ma (anomalie 24). Il fut accompagné par la mise en place de structures telles que les réflecteurs pentés (ou *seaward dipping reflectors*) le long des marges est groenlandaise et ouest européenne (Figure I-2), qui sont considérées comme le résultat de l'activité du point chaud au moment de l'ouverture océanique. Dans l'Atlantique Nord, ces vastes provinces magmatiques couvrent une surface totale de 1.3 10^6 km^2 et représentent un volume de 6.6 10^6 km^3 (Eldholm et Grue, 1994).

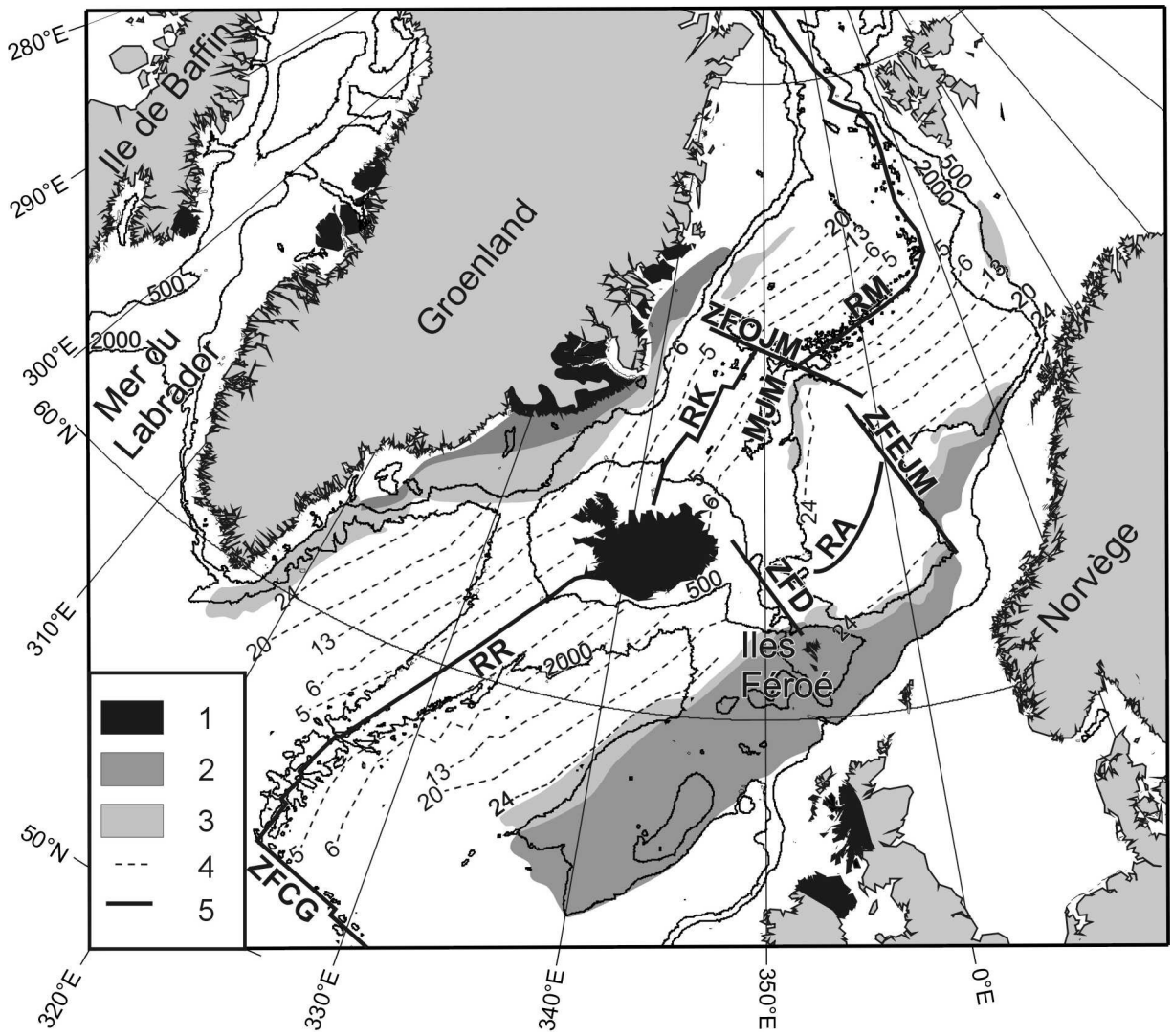


Figure I-2: Provinces magmatiques et principales isochrones magnétiques dans l'Atlantique Nord.
1: trapps; 2: provinces magmatiques océaniques; 3: *seaward dipping reflector*; 4: isochrone magnétique; 5: dorsale ou faille transformante. RR: Ride de Reykjanes; RK: Ride de Kolbeinsey; RM: Ride de Mohns; RA: Ride d'Aegir; MJM: microcontinent de Jan Mayen; ZFOJM: Zone de Fracture Ouest de Jan Mayen; ZFEJM: Zone de Fracture Est de Jan Mayen; ZFD: Zone de Fractures du Danemark; ZFCG: Zone de Fracture de Charlie-Gibbs. Les cotes bathymétriques 500m et 2000m sont indiquées. D'après Eldholm et Grue (1994); Saunders et al. (1997); Torsvik et al. (2001) et Lundin et Doré (2002)).

Deux principaux modèles ont été proposés pour caractériser l'interaction entre le point chaud islandais et le processus d'initiation de l'Atlantique Nord.

Selon White et McKenzie (1989), Barton et White (1997) et Saunders et al. (1997) l'ensemble des provinces magmatiques présentes le long des marges européennes et groenlandaises dans l'Atlantique Nord, ainsi que celles de l'île de Baffin et de la côte ouest groenlandaise, ont été mises en place simultanément. Ce modèle suppose donc une position unique du point chaud depuis le moment de son impact avec la lithosphère. Le point chaud avait alors un diamètre de deux mille kilomètres et était centré sous la côte est du Groenland

(Figure I-3). Ils estiment que la taille de cette forte anomalie thermique (1500±50°C, c'est-à-dire un excès de température de 200°C par rapport à la température de 1300°C d'une base de lithosphère à l'équilibre) aurait diminué dès l'initiation de l'accrétion océanique pour atteindre une dimension proche de sa taille actuelle (diamètre inférieur à 400 km).

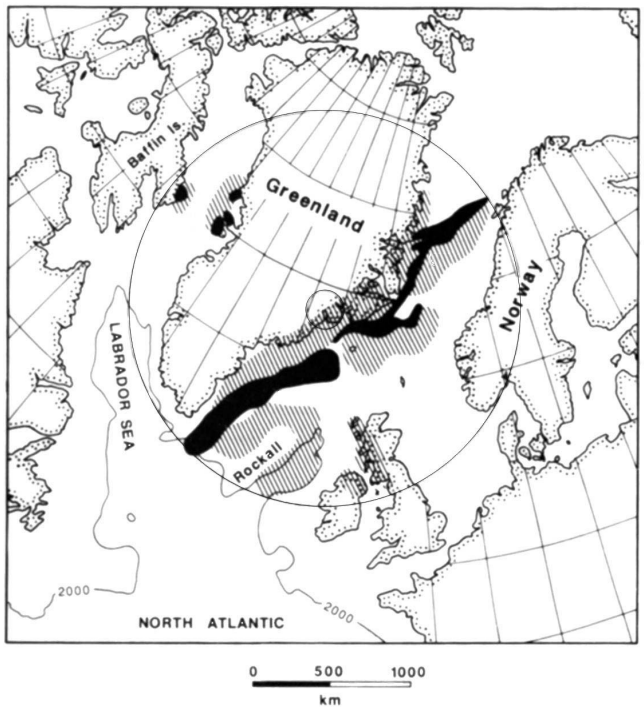


Figure I-3: Modèle de White et McKenzie (1989) pour la mise en place des provinces basaltiques.
Les zones noires et hachurées indiquent les provinces magmatiques mises en place dans l'Atlantique Nord à l'anomalie 23 et au début du Tertiaire, respectivement. La localisation de l'apex du point chaud sous la côte est groenlandaise ainsi que la dimension de l'anomalie thermique sont indiquées par les cercles.

Dans le second modèle, les provinces magmatiques situées de part et d'autre du Groenland seraient liés aux différents impacts du point chaud avec la plaque groenlandaise au cours de sa dérive. Lawver et Müller (1994) ont reconstruit les positions de ce point chaud au cours du temps par rapport au Groenland supposé fixe (Figure I-4). Le point chaud se situait sous le centre du Groenland lors de l'initiation de l'Atlantique Nord (55 Ma) et il n'aurait atteint le bord est du Groenland que vers 40 Ma. Tegner et al. (1998) proposent un modèle en trois étapes pour la mise en place des basaltes sur les côtes est- et ouest-groenlandaises. Entre 62 et 59 Ma, le point chaud localisé sous la partie centrale du Groenland alimente latéralement les bordures est et ouest du Groenland, les variations d'épaisseur de la lithosphère groenlandaise favorisant le drainage du matériel mantellique vers les bordures (Nielsen et al.,

2002). Le rifting et le processus d'océanisation ont lieu entre 57 et 54 Ma sur la côte est-groenlandaise et le passage de la dorsale atlantique au-dessus du point chaud islandais, mis en évidence par leurs nouvelles datations, a lieu entre 50 et 47 Ma. Ce modèle implique un point chaud de dimension beaucoup plus modeste que celui considéré par White et McKenzie (1989). Holbrook et al. (2001) estiment que la taille de l'anomalie thermique mantellique (excès de température de 125°C) passa d'un rayon de 300-400 km vers 61Ma à un rayon inférieur à 200 km vers 45Ma.

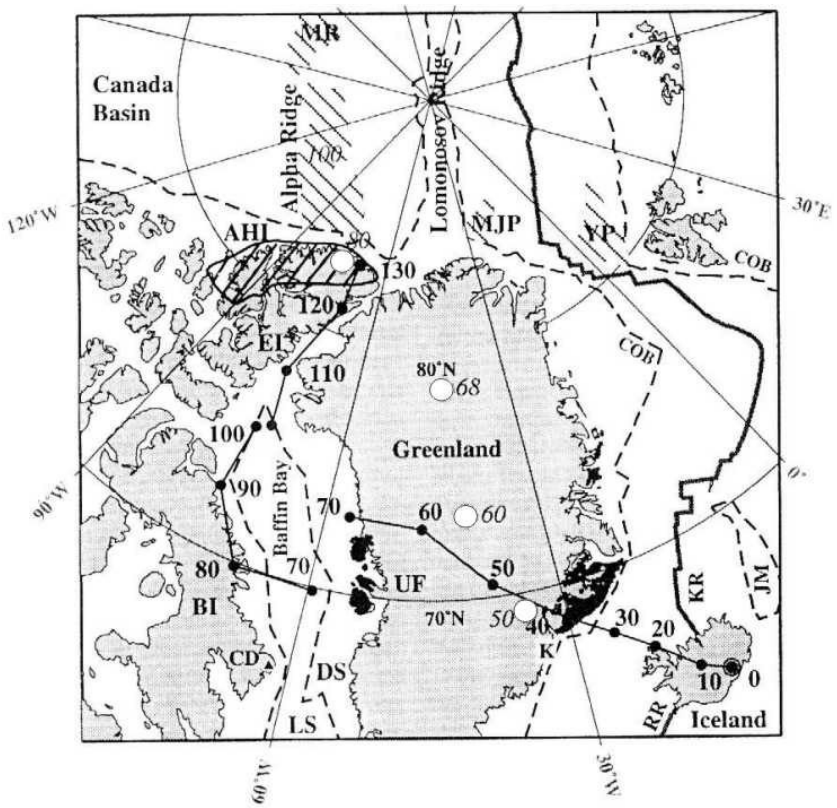


Figure I-4: Trajectoire de la dérive du point chaud islandais déterminé par Lawver et Müller (1994).
Dans cette reconstruction utilisant un modèle de dérive des plaques dans le référentiel des points chauds, le Groenland est supposé fixe. Les âges sont donnés en Ma (points noirs). Les deux positions indiquées à 70 Ma résultent de l'ouverture, postérieure au passage du point chaud, de la Baie de Baffin. Les points blancs représentent les positions du point chaud proposées par Forsyth et al. (1986).

Dans les deux modèles, le point chaud islandais se localise sous un segment de la dorsale médio-Atlantique, seul l'âge de cette capture diffère. Les rides volcaniques Groenland-Islande et Islande-Féroé en travers de l'Atlantique Nord (Figure I-1), traces symétriques laissées par le point chaud sur chacune des plaques divergentes au fur et à mesure de l'accrétion océanique, en sont l'illustration.

D'autres événements marquent le fonctionnement de cette région de l'Atlantique Nord depuis son initiation. Le développement de la dorsale médio-Atlantique provoque la diminution puis l'arrêt vers 35.5 Ma (anomalie 13) de l'accrétion le long de la dorsale en Mer du Labrador; le Groenland est alors solidaire de la plaque Nord-Amérique. A la même époque, le point chaud islandais initie la séparation du microcontinent Jan Mayen du Groenland (Talwani et Eldholm, 1977; Vogt et al., 1980; Bott, 1985). L'initiation de la dorsale de Kolbeinsey qui se propage alors vers le nord à partir du point chaud, dans le prolongement de la dorsale de Reykjanes, conduit à l'abandon progressif de la ride d'Aegir qui cesse de fonctionner vers 20 Ma (Figure I-1 et Figure I-2). Cette réorganisation provoque l'abandon de la Zone de Fractures Est de Jan Mayen et de la Zone de Fractures du Danemark et le développement de la Zone de Fractures Ouest de Jan Mayen.

1.2 Le point chaud islandais et son influence sur la dorsale médio-Atlantique

De nombreuses anomalies, d'ordres crustal, gravimétrique, topographique et géochimique, sont observées en Islande et le long de la dorsale médio-Atlantique dans l'Atlantique Nord. Elles sont associées à la présence du point chaud sous l'Islande, dont l'apex est actuellement localisé sous la calotte glaciaire du Vatnajökull (Figure I-1 et Figure I-4). Ito et al. (1999) ont montré par modélisation qu'un panache avec un excès de température de 180°C ayant un rayon de 100 km pouvait expliquer l'ensemble de ces anomalies.

1.2.1 Signatures du point chaud en l'Islande

La présence du point chaud a été démontrée par tomographie sismique (Tryggvason et al., 1983). Vers 400 km de profondeur, le ralentissement des ondes sismiques P et S mis en évidence correspondrait à un "conduit" qui aurait un rayon inférieur à 200 km et un excès de température de plus de 150°C (Wolfe et al., 1997; Shen et al., 1998; Bijwaard et Spakman, 1999; Foulger et al., 2000; 2001; Zhao, 2001).

L'excès de chaleur et le flux de matériel mantellique supplémentaire qui caractérisent le point chaud, en augmentant la quantité de produits de fusion, expliqueraient l'épaisseur crustale anormalement élevée (35-40 km) déterminée sismiquement ou par inversion de données de gravimétrie à l'aplomb du point chaud islandais (Figure I-5). L'épaisseur de la

croûte varie de 25 à 35 km dans les autres régions d'Islande et est de 15-20 km dans certaines zones actives du rift. De même, la ride asismique Groenland-Islande-Féroé, trace laissée par le point chaud au cours de la divergence des plaques, aurait une épaisseur crustale de 25-30 km (Figure I-5) (Flovenz et Gunnarsson, 1991; Menke et al., 1996; 1998; Staples et al., 1997; Darbyshire et al., 1998; 2000a; 2000b; Smallwood et al., 1999; Du et Foulger, 2001; Holbrook et al., 2001; Du et al., 2002; Kaban et al., 2002).

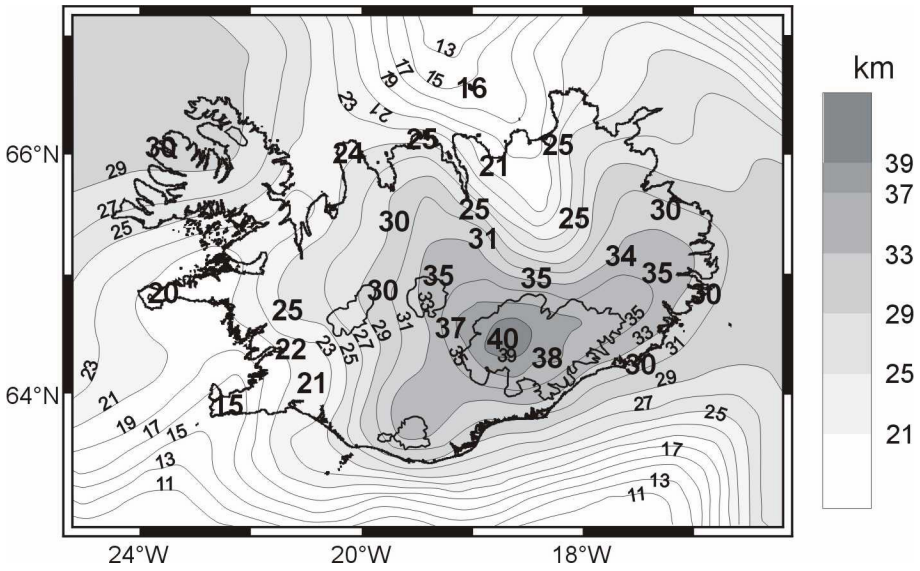


Figure I-5: Epaisseur crustale en Islande (modifié d'après Kaban et al., 2002)**.**
Mesures crustales ponctuelles par méthode sismique de Bjarnason et al. (1993), Menke et al., (1996, 1998), Staples et al. (1997), Darbyshire et al. (1998, 2000a, 2000b), Du et Foulger (2001) et Du et al. (2002).

Le fait que l'épaisseur crustale de la ride asismique Groenland-Islande-Féroé soit inférieure à l'épaisseur de la croûte située à l'aplomb du point chaud, phénomène en contradiction apparente avec le principe de l'épaississement d'une croûte océanique lors de son refroidissement, pourrait s'expliquer par une forte érosion de la ride asismique durant des épisodes de bas niveau marin ainsi que par des variations au cours du temps de la température du point chaud, variations qui modifient la quantité de produits de fusion ajoutés à la croûte par le point chaud (Darbyshire et al., 2000b).

Ce surépaississement crustal explique en touts cas que l'Islande corresponde à une zone d'anomalie de Bouguer négative dont la valeur minimale se situe à l'aplomb du point chaud (Kaban et al., 2002). Une zone de 100 km de diamètre avec une très forte anomalie isotopique de l'hélium se superpose à la zone où la croûte est la plus épaisse. Le rapport $^{3}He/^{4}He$ y atteint des valeurs plus de 20 fois supérieures au rapport atmosphérique (Breddam et al., 2000). Cette forte anomalie est attribuée à la remontée de matériel mantellique profond

donc peu appauvri. En contrepartie, en s'éloignant du point chaud le long des zones de rift, ce rapport diminue jusqu'à atteindre des valeurs proches de celles généralement mesurées pour des MORB, c'est-à-dire non enrichis par un point chaud. Cette influence du point chaud se retrouve aussi dans les mesures d'éléments des Terres Rares dont les concentrations varient lorsque l'on s'éloigne du point chaud le long des zones de rift (Maclennan et al., 2001).

1.2.2 Influence du point chaud sur les dorsales de Reykjanes et de Kolbeinsey

Le point chaud influence la structure de la dorsale médio-Atlantique s.l. sur une distance supérieure à 1000 km (White et al., 1995) et en particulier les dorsales de Kolbeinsey et de Reykjanes, situées respectivement au nord et au sud de l'Islande (Figure I-1).

Alors que dans l'Atlantique Nord, la dorsale médio-Atlantique se trouve à une profondeur moyenne de 3.5-4 kilomètres sous le niveau de la mer (Thibaud et al., 1998), cette profondeur diminue progressivement au Nord de 52° de latitude nord le long de la dorsale de Reykjanes (Figure I-6) jusqu'à l'émergence de la dorsale en Islande (Searle et al., 1998). De même, la profondeur augmente lorsqu'on s'éloigne de l'Islande vers le Nord le long de la dorsale de Kolbeinsey (Vogt et al., 1980).

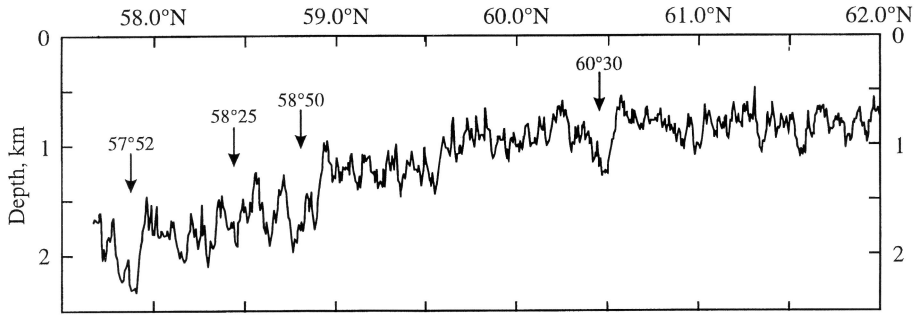


Figure I-6: Profil bathymétrique le long de la Reykjanes (Searle et al., 1998).

Des épaisseurs crustales supérieures aux valeurs normales ont aussi été mesurées le long des dorsales de Reykjanes et de Kolbeinsey. Smallwood et al. (1995) mesurent à 600 km du point chaud une croûte de 8 à 10 km d'épaisseur le long de l'axe de la dorsale de Reykjanes et Kodaira et al. (1997, 1998) estiment que le surépaississement est de l'ordre de 1 à 2.5 km le long de la dorsale de Kolbeinsey à 800 km du point chaud.

La dorsale de Reykjanes, de direction N36°E, est très oblique par rapport à la direction de divergence des plaques (N098°E en moyenne) dans cette région. Le rifting oblique, de

l'ordre de 28°, auquel elle est soumise, est à l'origine de sa structuration particulière (Figure I-7). Les rides volcaniques de la zone active sont disposées en échelon, perpendiculairement à la direction d'extension, alors que les failles normales qui la bordent sont parallèles à l'axe de la ride (Searle et al., 1998). La dorsale de Kolbeinsey quant à elle, a une direction N010°E, subperpendiculaire à la direction de divergence des plaques.

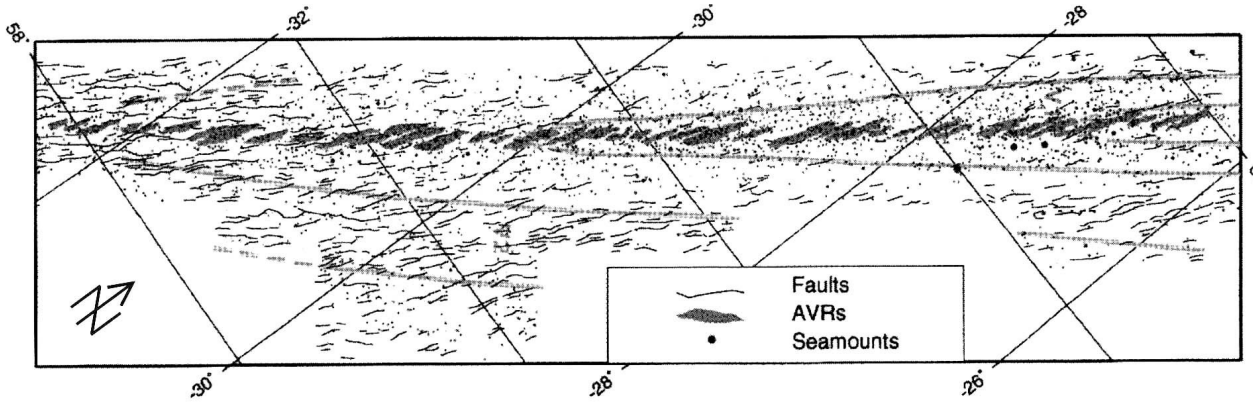


Figure I-7: Structure de la dorsale de Reykjanes (Searle et al., 1998).
AVRs: rides volcaniques axiales en échelon. Les traits gris clair représentent les limites des chevrons.

Cependant, alors qu'il s'agit dans les deux cas de dorsales lentes, leurs topographies à proximité de l'Islande ne présentent pas de vallée axiale mais un haut topographique structuré en horsts et grabens (Figure I-8). Leur structure est donc proche de celle d'une dorsale rapide. Cette particularité, visible sur la dorsale de Reykjanes au-delà de 59° de latitude nord (Searle et al., 1998) et sur la dorsale de Kolbeinsey au moins jusqu'à 68° de latitude nord (Vogt et al., 1980), serait liée à la proximité du point chaud.

De plus, le long de la dorsale de Reykjanes, des chevrons recoupent les isochrones (Figure I-7 et Figure I-9). Ces chevrons (rides asymétriques plus épaisses recoupant les isochrones) matérialiseraient la migration, le long de l'axe de la dorsale, d'un *pulse* de matériel mantellique supplémentaire provenant du point chaud islandais (Vogt, 1971). Pour White et al. (1995), ces rides marqueraient le passage de matériel mantellique provenant du point chaud avec une température de 30°C supérieure à celle du flux mantellique habituel. Cet excès de température engendrerait un taux de fusion partielle plus important. La vitesse de propagation de ces *pulses* le long de la dorsale serait comprise entre 100 mm/an (White et al., 1995) et 200 mm/an (Vogt, 1971; Searle et al., 1998) et l'intervalle de temps entre deux *pulses* successifs serait de 5 à 10 Ma (White et al., 1995). De telles structures en chevron n'ont pas été décrites le long de la dorsale de Kolbeinsey. La propagation latérale du *pulse* mantellique le long de cette dorsale pourrait être bloquée par une zone transformante à l'échelle crustale,

de direction approximative E-W et située immédiatement le long de la côte nord de l'Islande. Ainsi, les rapports Vp/Vs déduits des modèles tomographiques de Foulger et al. (2000; 2001) ne mettent pas en évidence un taux de fusion partielle anormalement élevé au nord de cette zone transformante.

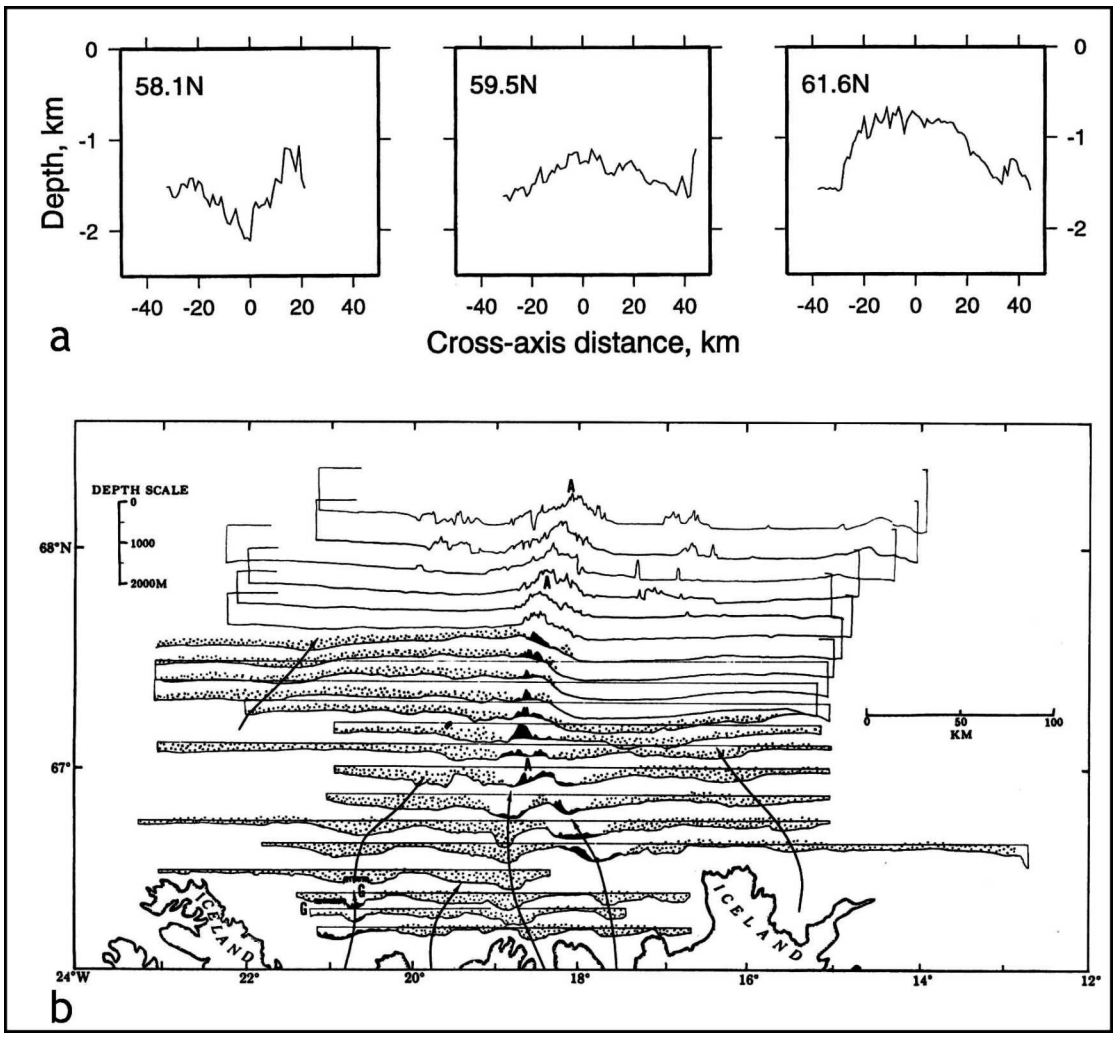


Figure I-8: Profils bathymétriques à travers la dorsale médio-Atlantique à proximité de l'Islande. a: Ride de Reykjanes (Searle et al., 1998). b: Ride de Kolbeinsey (Vogt et al., 1980).
En (b), les affleurements basaltiques sont indiqués en noir et les régions recouvertes de sédiments glaciaires sont indiquées par des pointillés.

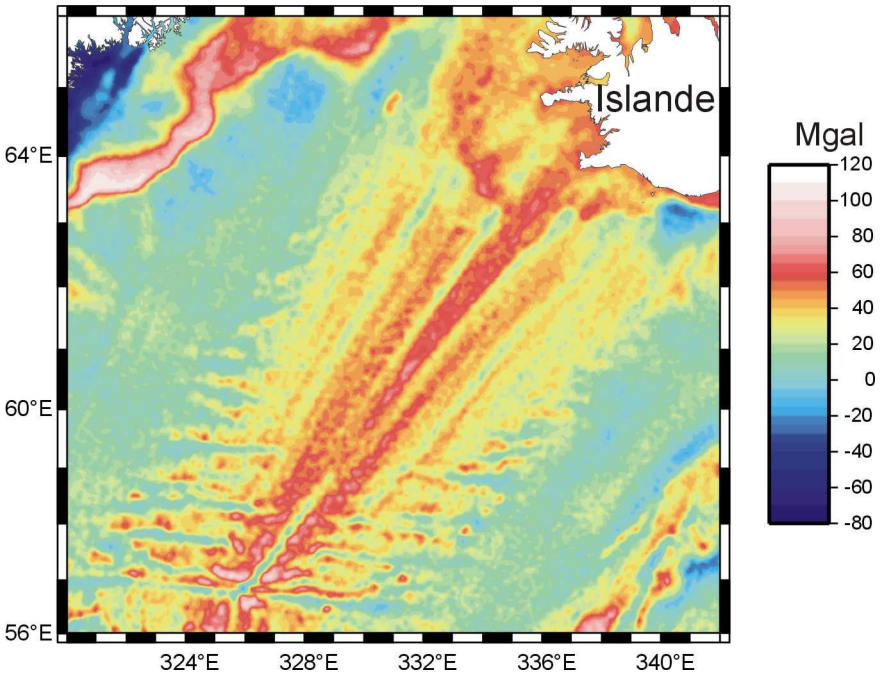


Figure I-9: Carte d'anomalies gravimétriques le long de la dorsale de Reykjanes.
D'après les données de Sandwell et Smith (1997).

Des variations des anomalies géochimiques et isotopiques mesurées en Islande ont été observées le long des dorsales de Reykjanes et de Kolbeinsey. Une forte contamination due à l'apport de matériel mantellique par le point chaud s'observe nettement jusqu'à 700 km au sud du point chaud (61° de latitude nord) le long de la dorsale de Reykjanes. Au-delà, la contamination est moins nette. Elle disparaît complètement à une distance de 1700 km du point chaud, vers 50°N (Schilling, 1973; Taylor et al., 1997). Il semble que l'influence du point chaud islandais soit moins importante le long de la dorsale de Kolbeinsey que le long de la dorsale de Reykjanes; la contamination des MORB par le panache mantellique y est donc moins marquée (Mertz et al., 1991).

2. L'Islande: un segment émergé de dorsale

2.1 Formations géologiques et pétrologie

L'Islande est composée à 90-95% de coulées volcaniques empilées, les 5 à 10% restants étant des roches sédimentaires détritiques d'origine volcanique (Saemundsson, 1979). Les plus anciennes roches datent de 13 à 16 Ma et se trouvent le long de la côte est et à

l'extrémité nord-ouest de l'île (Moorbath et al., 1968; Bagdasaryan et al., 1976; Musset et al., 1980; McDougall et al., 1984)

2.1.1 Les séries

Par convention, la série stratigraphique est classiquement divisée en quatre unités (Figure I-10), dont les limites sont définies à partir de critères paléoclimatiques et paléomagnétiques (Saemundsson, 1979):

(1) La série dite tertiaire est formée de coulées basaltiques d'âge supérieur à 3.3 Ma entre lesquelles sont interstratifiés des paléosols rubéfiés et des tufs. La surface recouverte par cette série représente un peu moins de 50% de l'île. Quinze volcans centraux y ont été identifiés et une quarantaine d'autres sont supposés.

(2) La série dite plio-pléistocène correspond aux formations dont l'âge est compris entre 3.3 et 0.8 Ma, c'est-à-dire aux formations déposées durant les époques paléomagnétiques Gauss et Matuyama. Elle est composée de coulées basaltiques entre lesquelles sont interstratifiées des sédiments glaciaires (tillites) et des formations volcaniques sous-glaciaires (pillow-lava, hyaloclastites). Ces alternances marquent les variations climatiques au cours du Plio-Pleistocène. Une forte érosion glaciaire incise à cette époque les plaines de lave du Tertiaire et commence à modeler le paysage des fjords. Ces formations représentent un peu moins de 25% de la surface de l'Islande. Six volcans centraux ont été identifiés et quatre autres sont supposés.

(3) La série du Pléistocène supérieur a été déposée durant l'époque géomagnétique Brunhes, entre 0.8 Ma et 11 000 ans. Cette série est aussi constituée par la succession de coulées basaltiques mises en place durant des périodes interglaciaires et de formations volcaniques sous-glaciaires. La forte proportion de roches d'origine glaciaire reflète une augmentation de la durée des glaciations par rapport à celles du Plio-Pléistocène. De nombreuses et profondes vallées continuent de se former à l'extérieur de la zone active du fait de l'érosion glaciaire. Parmi les trente volcans actifs à cette époque, dont de nombreux volcans sous-glaciaires, vingt-quatre sont encore actifs aujourd'hui. Cette série recouvre environ 25% de la surface de l'île.

(4) La série holocène contient les formations mises en place depuis la fin de la dernière ère glaciaire. Les plus anciennes de ces formations se trouvent près des côtes et les plus jeunes au centre de l'île, suivant le retrait des glaciers. Elles ont en moyenne moins de

11000 ans. Elles sont constituées de coulées magmatiques, de paléosols et de sédiments fluvioglaciaires et couvrent environ 10% de la surface de l'île. Avec la série du Pléistocène supérieur, la série Holocène correspond aux zones actives d'Islande.

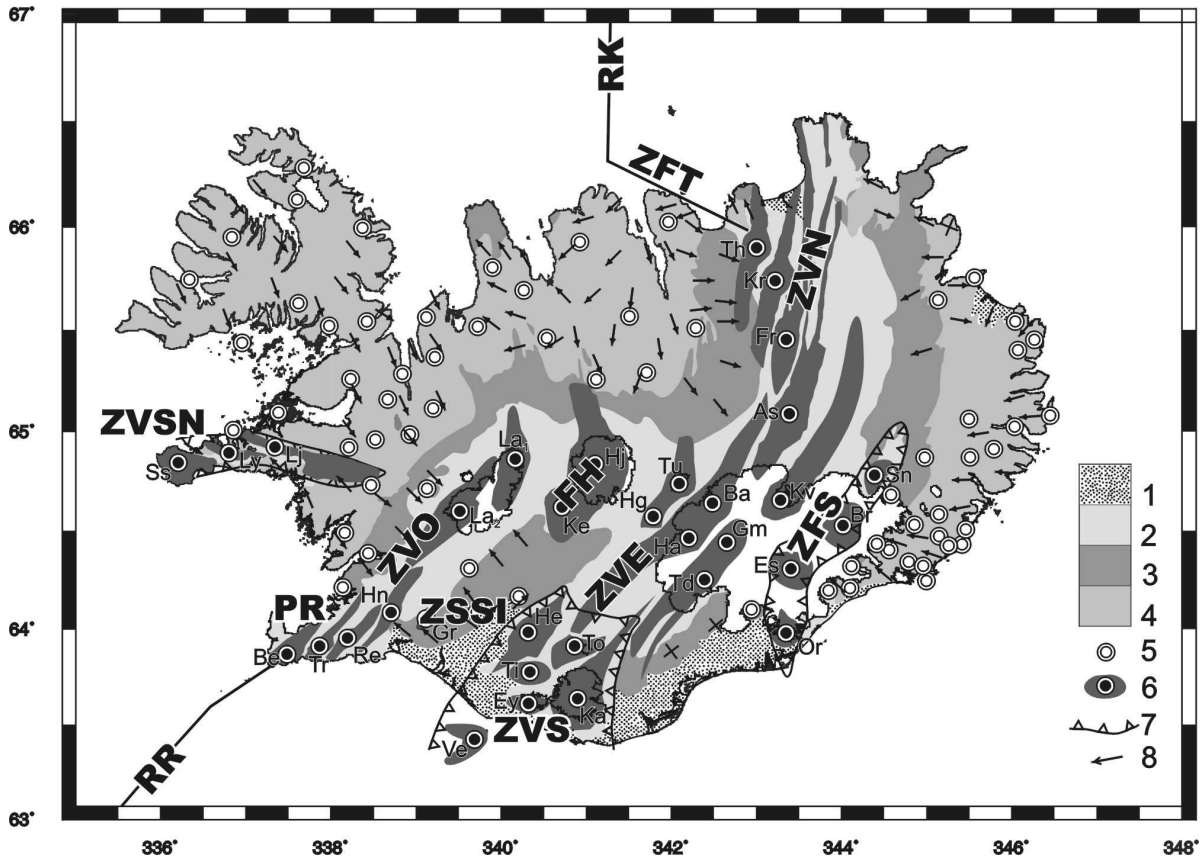


Figure I-10: Carte géologique simplifiée de l'Islande.
1: Sédiments holocènes; 2: Laves d'âge pléistocène supérieur-holocène; 3: Laves plio-pléistocènes; 4: Laves tertiaires; 5: Volcans éteints (identifiés ou supposés); 6: Systèmes volcaniques actifs, composés d'un volcan central identifié ou supposé (rond noir) et d'un faisceau de fractures; 7: Limites des zones de flanc; 8: direction de pendage. D'après Saemundsson (1979), Kristjansson et Helgason (1988), Johanesson et Saemundsson (1989, 1998) et Gudmundsson (2000).
RR: Ride de Reykjanes; RK: Ride de Kolbeinsey; ZSSI: Zone Sismique Sud-Islandaise; ZFT: Zone de Fracture de Tjörnes; PR: Péninsule de Reykjanes (Br: Brennisteinsfjöll; Tr: Trolladyngja; Re: Reykjanes); ZVO: Zone Volcanique Ouest (Hn: Hengill; Gr: Grimsnes; La_1 et La_2: Langjökull); FH: Faisceau du Hofsjökull (Hj: Hofsjökull; Ke: Kerlingarfjöll); ZVE: Zone Volcanique Est (Tu: Tungnafellsjökull; Hg: Hagöngur; Ba: Bardarbunga; Ha: Hamarinn; Gm: Grimsvötn; Td: Thordarhyrna); ZVN: Zone Volcanique Nord (Th: Theistareykir; Kr: Krafla; Fr: Fremri-Namur; As: Askja; Kv: Kverkfjöll); ZVSN: Zone Volcanique de Snaefellsnes (Ss: Snaefellsnes; Ly: Lysuskard; Lj: Ljosufjöll); ZVS: Zone Volcanique Sud (He: Hekla; To: Torfajökull; Ti: Tindafjallajökull; Ey: Eyjafjallajökull; Ka: Katla; Ve: Vestmannaeyjar); ZFS: Zone de Flanc de Snaefell (Sn: Snaefell; Br: Breidabunga; Es: Esjufjöll; Or: Oraefajökull).

2.1.2 Pétrologie des basaltes islandais

Les basaltes qui composent la pile de lave des zones de rift islandais sont principalement de type tholéitique. Cependant, des basaltes de type alcalin, caractéristiques

d'un contexte de point chaud, sont émis à l'extérieur des zones de rift dans des zones appelées zones de flanc (Jakobsson, 1979). Il s'agit de la Zone Volcanique de Snaefellsnes, de la Zone de flanc du Snaefell et de la Zone Volcanique Sud (Figure I-10).

Parmi l'ensemble des laves émises, environ 10% sont des laves acides et intermédiaires (Saemundsson, 1979). Elles apparaissent uniquement à proximité des principaux volcans (Jakobsson, 1979). Il s'agit de coulées de rhyolites, de dacite et d'obsidiennes. La présence, inhabituelle en domaine océanique, de roches acides fut d'abord expliquée par une cristallisation fractionnée très poussée dans les chambres magmatiques, mais des mesures isotopiques ont montré que la formation des roches acides résulte en fait de la contamination du magma par fusion partielle de croûte basaltique hydratée (Oskarsson et al., 1985; Sigmarsson et al., 1991).

Des plutons acides (dioritiques et granodioritiques) ou basiques (gabbros) ont été dégagés par l'érosion, principalement sur les bordures est et ouest de l'Islande. Ils correspondent aux racines des volcans centraux et ont été interprétés comme la partie supérieure des chambres magmatiques.

De nombreuses coulées contiennent des minéralisations secondaires, signe d'une altération hydrothermale à faible température (maximum 100-150°C). En dessous d'une zone superficielle libre de toute minéralisation secondaire, on observe ainsi une évolution des minéralisations secondaires dans la série des zéolites: chabazite/thomosonite, analcime, mesolite/scolerite et laumontite, dans l'ordre croissant de température (Walker, 1960). Ces minéralisations secondaires peuvent être utilisées pour dater relativement le basculement des séries (post- ou ante-minéralisation) ou afin de mettre en évidence une forte érosion de la pile de lave (Figure I-11). De plus, de l'épidote, résultat d'une propylitisation, est souvent observée à proximité immédiate des chambres magmatiques.

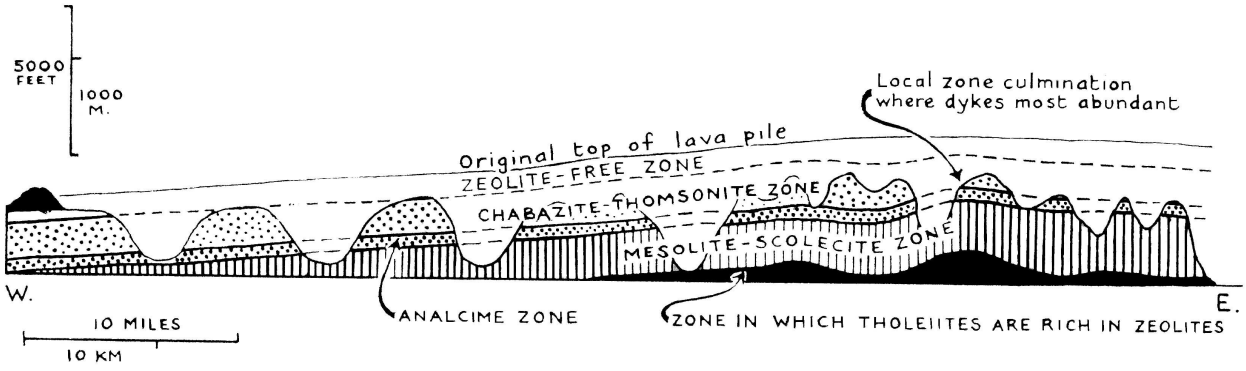


Figure I-11: Coupe schématique de la distribution des zéolites en fonction de la profondeur (Walker, 1960).

2.2 L'unité structurale élémentaire: le système volcan-faisceau de fractures

2.2.1 Structure de la pile de laves

La pile de laves, de forme lenticulaire à l'échelle régionale, résulte de la superposition de coulées successives. Les unités lenticulaires sont de moins en moins épaisses en s'éloignant du centre éruptif car le nombre de coulées la composant décroît. A proximité de celui-ci, de nombreuses coulées de faible épaisseur, n'ayant donc parcouru que de courtes distances, sont visibles. A partir d'une certaine distance, seules des coulées épaisses sont observées. Leurs épaisseurs sont généralement comprises entre 5 et 15 mètres (Walker, 1958; McDougall et al., 1977; Saemundsson et al., 1980). Leur extension géographique peut être très importante, jusqu'à 60 km de leur point d'émission (Walker, 1964). Etant plus visqueuses, les coulées acides ne se trouvent majoritairement qu'à proximité des volcans émetteurs, interstratifiées dans les coulées basaltiques. Elles sont en moyenne plus épaisses que les coulées basaltiques. La présence des coulées acides amplifie le phénomène d'amincissement distal des unités lenticulaires. Des niveaux sédimentaires fluviatiles, lacustres, glaciaires, ou encore des dépôts de cendres volcaniques ou d'argiles rubéifiés, s'intercalent entre les coulées (Roaldset, 1983). Certains de ces niveaux sédimentaires, associés à des épisodes d'érosions considérables, sont continus sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres.

Le taux d'accumulation des laves est compris entre 360m/Ma et 4000m/Ma (McDougall et al., 1977; Saemundsson, 1979; Saemundsson et al., 1980). Ces écarts seraient liés à des variations temporelles et/ou spatiales, encore mal comprises, de la production magmatique.

2.2.2 Les volcans centraux

Les volcans centraux, de diamètre compris entre 5 et 20 km, ont soit la forme de stratovolcans, comme l'Eyjafjallajökull, l'Oraefajökull et le Tindafjallajökull, soit l'aspect de calderas, comme l'Askja, le Krafla et le Hofsjökull (pour la localisation de ces volcans, voir la Figure I-10). Les calderas sont rarement visibles car recouvertes par les coulées postérieures à leurs effondrements. La construction des volcans centraux est le résultat d'importantes et fréquentes éruptions de laves de type basique, intermédiaire et acide le long de centres

éruptifs juxtaposés (Figure I-12). Leur durée de vie est estimée à 0.5-1 Ma. Après ce laps de temps, ils sont entraînés en dehors de la zone volcanique active par la dérive des plaques et sont progressivement recouverts par les coulées volcaniques d'autres systèmes volcaniques (Figure I-12).

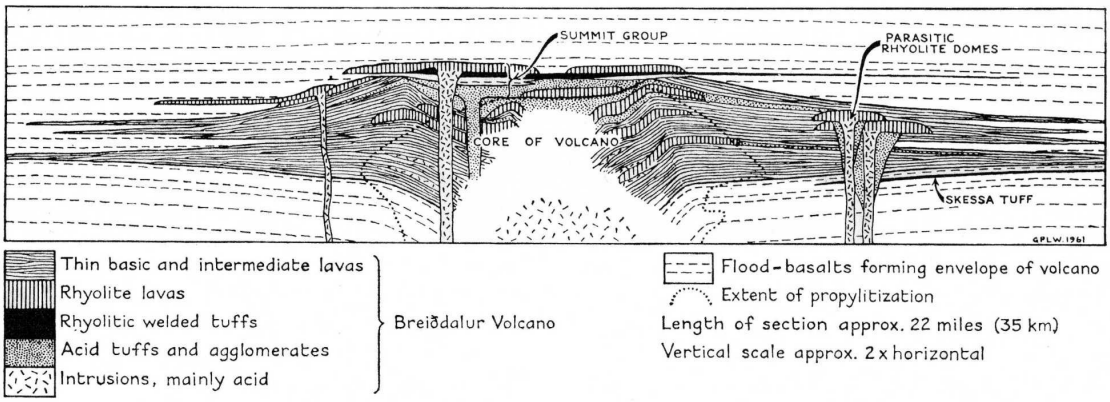


Figure I-12: Coupe schématique d'un volcan central (Walker, 1963).

En profondeur, le fonctionnement des volcans s'accompagne de la mise en place d'une chambre magmatique. Les complexes gabbroiques ou dioritiques-granodioritiques dégagés par l'érosion dans les séries tertiaires de l'est de l'Islande en représentent la partie supérieure (Walker, 1958). De telles chambres magmatiques ont été mises en évidence par des mesures géophysiques à 2-3 km de profondeur sous le Krafla (Staples et al., 1997; Darbyshire et al., 2000a) ou sous le Katla (Gudmundsson et al., 1994). L'existence d'une telle chambre magmatique sous le Krafla explique les différences observées entre différentes campagnes de mesures géodésiques effectuées lors de la crise éruptive de 1975-1984 (Björnsson et al., 1979; Arnadottir et al., 1998). Le fonctionnement du volcan en profondeur s'accompagne de l'injection depuis la chambre magmatique de complexes filoniens annulaires ou *cone-sheets* à 30-50° d'inclinaison (Walker, 1964; Saemundsson, 1979). Ces filons peuvent représenter jusqu'à 90% de la roche à proximité du volcan (Gautneb et Gudmundsson, 1992).

2.2.3 Les faisceaux de fractures

A chaque volcan central actif des zones de rift est associé un faisceau de fractures (Figure I-10) composé de fentes de tension, de failles normales et de fissures éruptives disposées en échelon (Figure I-13). Les faisceaux ont une direction parallèle à la direction du

rift et une dimension comprise entre 40 et 150 km de long et entre 5 et 20 km de large. L'activité magmatique et tectonique d'un faisceau de fractures est la plus importante à proximité du volcan central. Les fissures éruptives sont le lieu d'émission de basaltes tholéitiques. Leurs équivalents sous-glaciaires sont les rides de hyaloclastites. Les plus grandes failles normales mesurées ont un rejet de 30-40 mètres et une longueur d'environ 10 km (Gudmundsson, 2000). Elles ont toujours une longueur inférieure à la longueur du faisceau dans lequel elles se développent.

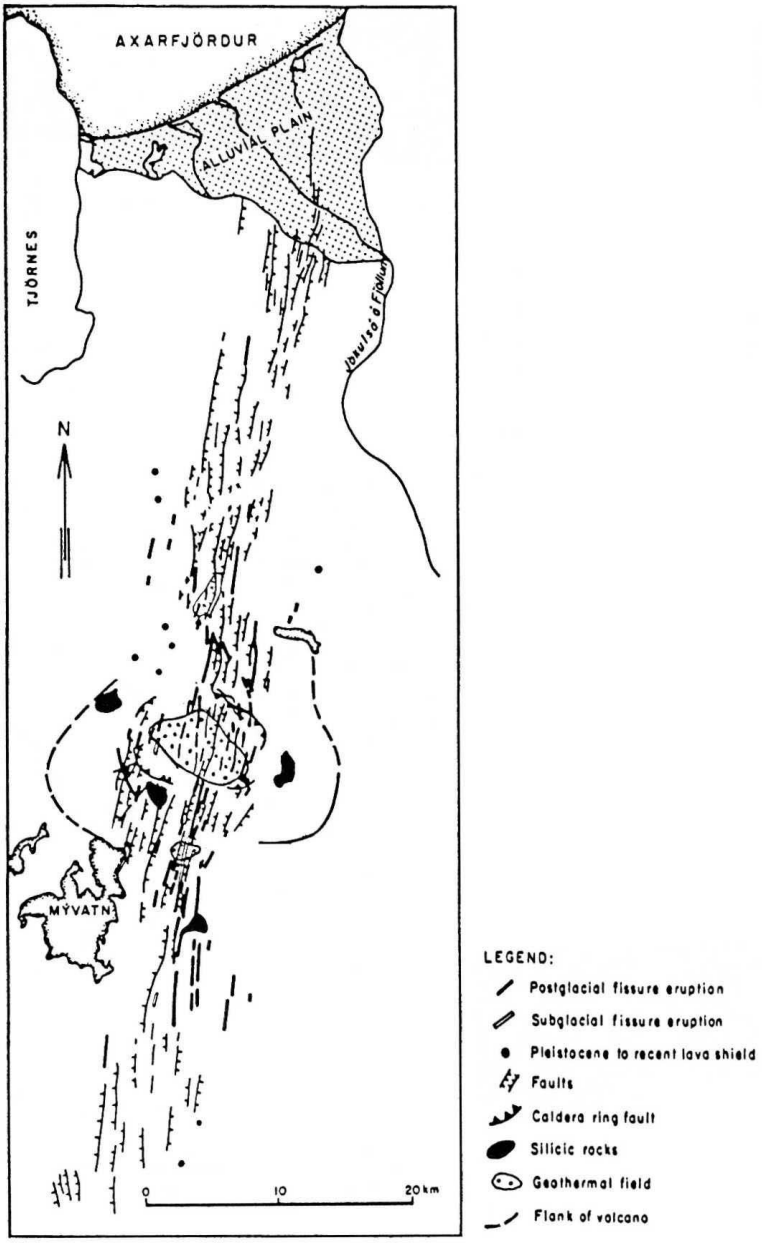


Figure I-13: Cartographie du faisceau de fractures associé au volcan central Krafla (Saemundsson, 1978).

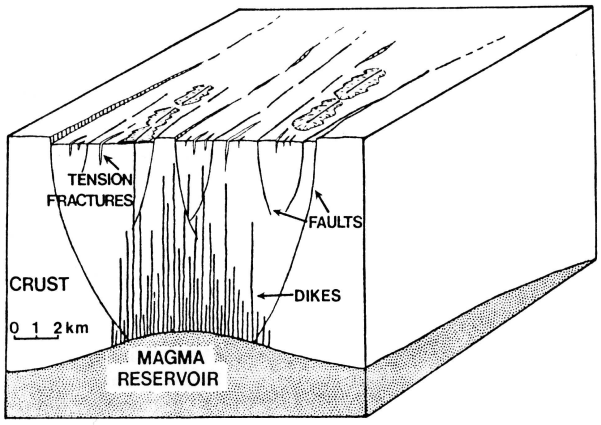


Figure I-14: Disposition schématique des différents éléments d'un faisceau de fractures (Forslund et Gudmundsson, 1991).

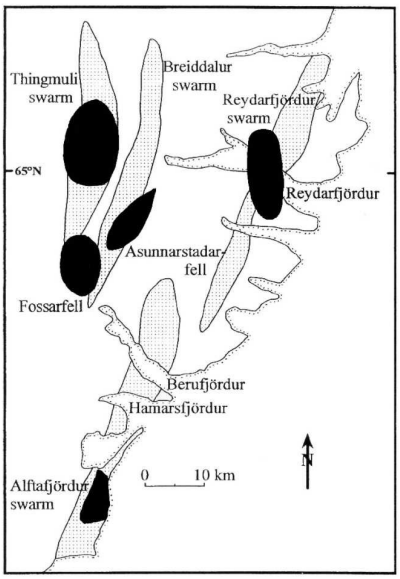


Figure I-15: Faisceau de dykes et complexes filoniens annulaires dégagés par l'érosion dans l'Est de l'Islande (Gudmundsson, 1998).
Les faisceaux de dykes sont en gris clair et les complexes filoniens en noir.

En profondeur, les faisceaux de fractures sont composés de failles normales et de dykes (Figure I-14), les fentes de tension étant limitées aux premières centaines de mètres de la croûte. Le pendage moyen des failles normales, mesuré dans des laves ayant un pendage entre 2 et 8°, est de 70°±10° (Bergerat et al., 1990; Gudmundsson et al., 1996). A partir de 1000-1500 mètres de profondeur dans la pile de lave, l'importance des failles normales dans le processus d'extension diminue au profit des dykes qui deviennent alors le principal objet d'extension crustale (Helgason et Zentilli, 1985). Les dykes s'arrangent en faisceaux équivalents aux faisceaux superficiels (Figure I-15). Les dykes sont majoritairement subparallèles entre eux au sein du faisceau et subverticaux, c'est-à-dire subperpendiculaires aux coulées de lave. Ils sont majoritairement tholéitiques. Leur épaisseur est de 1 à 2 mètres en moyenne mais elle peut dépasser la dizaine de mètres. Leur longueur est souvent supérieure à un kilomètre, et peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres (Gudmundsson, 2000). La majorité des dykes est uniquement liée au processus d'extension et n'atteint pas la surface. Seule une faible partie d'entre eux alimente les fissures éruptives.

Angelier et al. (1997) se sont intéressés à la distribution des éléments structuraux d'un faisceau de fractures en relation avec la profondeur dans la pile de lave (Figure I-16). Ils supposent que dans la section la plus superficielle de la croûte ("a" dans la Figure I-16) la pression lithostatique est suffisamment faible comparativement à la tension exercée pour permettre le développement de nombreuses fentes de tension qui sont progressivement remplacées par des failles normales lorsque la profondeur augmente. Ainsi, dans la section "b", la pression lithostatique est suffisamment forte pour n'autoriser que le jeu de failles normales majeures. Enfin, seule l'ouverture en tension pure des dykes, favorisée par une pression magmatique élevée, peut avoir lieu dans la section "c".

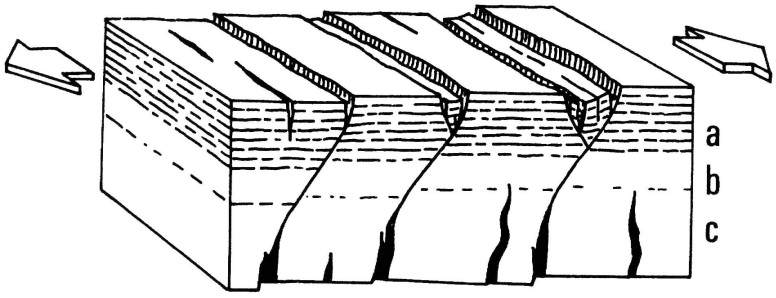


Figure I-16: Distribution schématique des structures d'un faisceau de fractures dans la croûte en fonction de la profondeur (Angelier et al., 1997).
a-partie supérieure avec fentes de tension et failles normales, b-prédominance des failles normales, c-zone où l'extension est majoritairement réalisée par l'injection de dykes. La connexion qui est représentée entre des dykes et les failles normales st hypothétique et très rarement observée sur le terrain.

2.2.4 Modèles de fonctionnement d'un système volcanique

Les faisceaux de fractures fonctionnent de façon épisodique. Le temps de récurrence des crises éruptives est de l'ordre de 100-150 ans. C'est l'intervalle de temps nécessaire afin d'accumuler suffisamment de contraintes extensives pour dépasser le seuil de résistance des roches (on considère un modèle de rifting passif). Le magma accumulé dans la chambre magmatique, située à 2-3 km sous le volcan central, se décharge alors dans le faisceau de fractures et provoque ainsi l'injection de dykes. Une partie de ce qui est injecté dans le faisceau de dykes s'épanchera à la surface depuis les fissures éruptives. L'injection du magma est accompagnée par le jeu de failles normales et de fentes de tension. Il en résulte une subsidence de la zone de rift. L'ensemble de ce processus se caractérise par une forte activité séismique autour du volcan central et le long du champ de fractures. Les séismes qui accompagnent ce processus magmatique, de magnitude maximale 4 à 5, sont en très grande majorité de type extensif (Einarsson, 1991). Par contre, la déflation de la chambre magmatique, consécutive à sa décharge dans le faisceau de fractures, est souvent accompagnée de séismes de type compressif (Einarsson, 1991). Au cours d'une même crise éruptive, le cycle inflation de la chambre magmatique - décharge dans le faisceau de fractures - déflation de la chambre magmatique peut se répéter à plusieurs reprises (Einarsson, 1991). Les volcans centraux ont une fréquence d'éruption beaucoup plus élevée que les faisceaux de fractures. Ils sont le lieu d'une vingtaine d'éruptions par siècle en moyenne. La présence d'une chambre magmatique se déchargeant sous la forme d'une éruption volcanique dès que la pression magmatique y dépasse la pression lithostatique explique cette différence (Saemundsson, 1979).

Gudmundsson (1995) propose que des réservoirs magmatiques supplémentaires soient localisés à 10-12 km de profondeur, à la limite entre la croûte et le manteau supérieur, en dessous des systèmes volcaniques actifs (Figure I-17). Un tel réservoir magmatique alimenterait la chambre magmatique qui se viderait à travers le complexe filonien annulaire et provoquerait l'éruption du volcan central. Le faisceau de dykes serait de la même façon alimenté par du magma injecté depuis la chambre magmatique, mais aussi directement depuis les réservoirs magmatiques situés plus en profondeur (Gudmundsson, 1995).

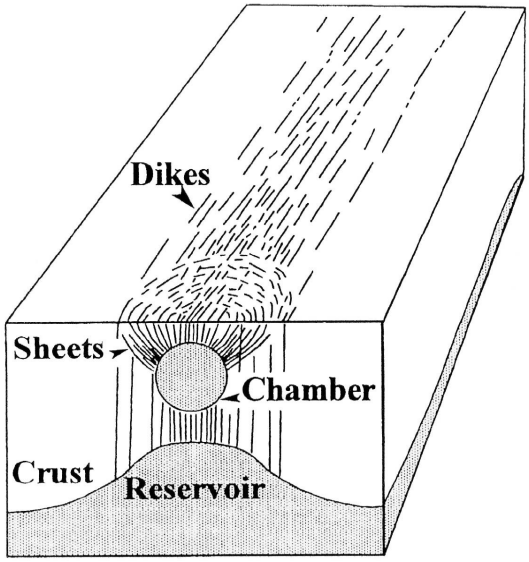


Figure I-17: Modèle de système volcanique (Gudmundsson, 1998).

Le modèle général de fonctionnement d'un faisceau de fractures est corroboré par les différentes observations faites lors de la dernière crise éruptive du Krafla. De 1975 à 1984, un segment de 80 km de long a été mobilisé. Environ une vingtaine de cycles inflation - déflation ont été enregistrés dont 9 ont donné lieu à des éruptions; les autres ne provoquant que l'injection de dykes en profondeur (Einarsson, 1991). Au cours d'un de ces cycles, la migration du magma depuis la chambre magmatique dans le faisceau de fractures a été reconnue séismiquement. Les séismes, de magnitude inférieure ou égale à 3, sont tous de type extensif (Brandsdottir et Einarsson, 1979). L'extension finale mesurée en 10 ans est de 9 mètres. Elle a été accompagnée par un phénomène de subsidence dans la partie centrale du faisceau de fractures et de surrection de ses bordures. De plus, cette extension s'accompagne d'un phénomène de contraction à l'extérieur de la zone de rift (Möller et Ritter, 1980; Björnsson, 1985; Marquart et Jacoby, 1985; Wendt et al., 1985). L'inversion de mesures géodésiques a permis d'associer les déformations observées à la présence d'une chambre magmatique située vers 3 km de profondeur sous le volcan central et à la mise en place de dykes de 10-20 km de long et de 7 km de profondeur en dessous de la surface (Du et Aydin, 1992; Arnadottir et al., 1998).

2.3 Les zones volcaniques actives en Islande

Deux grands types de zones volcaniques actives existent actuellement en Islande. Il s'agit des zones de rift et des zones dites de flanc (Figure I-10).

2.3.1 Les zones de rift actives

Les zones de rift actives sont au nombre de cinq. Il s'agit de la péninsule de Reykjanes, de la Zone Volcanique Ouest (ZVO), du faisceau du Hofsjökull, de la Zone Volcanique Nord

(ZVN) et de la Zone Volcanique Est (ZVE). Leur principale caractéristique est d'être constituées de systèmes volcaniques, comme ceux décrits précédemment (cf. chapitre I-2.2), généralement organisées en échelon. Ces zones de rift se caractérisent par une production magmatique dans la série tholéitique.

- La péninsule de Reykjanes

La péninsule de Reykjanes prolonge à terre la dorsale de Reykjanes et la raccorde à la Zone Volcanique Ouest (Figure I-10). Elle est composée de trois systèmes volcaniques (Brennisteinsfjöll, Trolladyngja et Reykjanes) disposés en échelon (Walker, 1975). Leurs faisceaux, de direction NE-SW, ont une activité volcanique remontant au minimum au Pléistocène supérieur (Johanesson et Saemundsson, 1998).

- La Zone Volcanique Ouest

La Zone Volcanique Ouest est composée de trois systèmes volcaniques, celui d'Hengill et les deux du Langjökull, disposés le long de la frontière entre les plaques Eurasie et Amérique du Nord (Figure I-10). Le faisceau d'Hengill et le plus méridional des faisceaux du Langjökull (La_2) sont orientés NE-SW alors que le plus septentrional des faisceaux du Langjökull (La_1) est orienté quasiment N-S. La production magmatique du Plio-Pléistocène de ce faisceau se propage relativement loin vers le nord (Johanesson et Saemundsson, 1989).

- Le faisceau du Hofsjökull

Le faisceau du Hofsjökull inclut les volcans centraux Hofsjökull et Kerlingarfjöll (Figure I-10). Ce faisceau, actif depuis le Pléistocène supérieur au minimum, évolue d'une direction générale NE-SW dans sa moitié sud à une direction N-S dans sa partie nord. Des failles normales de direction N-S et d'âge holocène se propagent vers le nord jusqu'à la côte (Johanesson et Saemundsson, 1998).

- La Zone Volcanique Nord

La Zone Volcanique Nord (ZVN) est composée de cinq faisceaux de fractures associés aux volcans centraux Theistareykir, Krafla, Fremri-Namur, Askja et Kverkfjöll (Figure I-10). Ces cinq systèmes volcaniques sont disposés en échelon le long de la frontière de plaques (Johanesson et Saemundsson, 1998). Leur direction évolue de NNE-SSW (faisceau du Theistareykir) à NE-SW (parties sud des faisceaux de l'Askja et de Kverkfjöll). Leur activité remonte au minimum au Pléistocène supérieur. La moitié nord du faisceau de fractures du

Kverkfjöll est une ride de hyaloclastites. Cela signifie qu'elle est inactive depuis la fin du Pléistocène supérieur (Helgason, 1989).

- La Zone Volcanique Est

La ZVN se prolonge vers le sud-ouest de façon complexe au travers de la Zone Volcanique Est (Figure I-10). Cette dernière est composée de trois systèmes volcaniques, de direction NE-SW (Johanesson et Saemundsson, 1998), contenant chacun deux volcans centraux (le Tungnafellsjökull et le Hagöngur, le Bardarbunga et le Hamarinn ainsi que le Grimsvötn et le Thordarhyrna). Ces systèmes volcaniques étaient déjà actifs au Pléistocène supérieur. Ils sont en partie masqués par le glacier Vatnajökull, ce qui rend leur étude difficile.

2.3.2 Les zones de flanc

Les zones de flanc ou zones actives hors-rift sont au nombre de trois. Il s'agit de la Zone Volcanique Sud, de la Zone de flanc du Snaefell et de la Zone Volcanique de Snaefellsnes (Figure I-10). Leurs principales caractéristiques, qui les distinguent des zones de rift actives, sont de reposer en discordance sur des basaltes plus anciens et fortement érodés, de ne pas être fortement affectées par l'extension (absence ou faible développement du faisceau de fractures) et enfin d'être le lieu d'émission de basaltes alcalins.

- La Zone Volcanique Sud

La Zone Volcanique Sud (ZVS) est la zone de flanc qui se trouve dans le prolongement sud de la zone de rift dénommée Zone Volcanique Est (Figure I-10). Elle contient de nombreux stratovolcans (Hekla, Torfajökull, Tindafjallajökull, Eyjafjallajökull, Katla et Vestmannaeyjar) qui sont parmi les plus actifs volcans d'Islande. Les faisceaux de fractures associés à ces volcans centraux sont peu développés. La signature des laves évolue d'un pôle tholéitiques (dans la ZVE) à un pôle transitionnel (Hekla, Katla et Tindafjallajökull) puis alcalin (Vestmannaeyjar). Cette évolution pétrologique est interprétée comme étant liée à l'actuelle propagation vers le sud du rift est islandais (Steinthorsson et al., 1985; Sigmarsson et al., 1992; Furman et al., 1995).

- La Zone de flanc du Snaefell

La zone de flanc du Snaefell est composée des strato-volcans Snaefell, Breidabunga, Esjufjöll et Oraefajökull (Figure I-10). Etant majoritairement sous-glaciaire, elle est assez peu connue. Cependant, les deux volcans partiellement exposés regroupent toutes les caractéristiques d'une zone de flanc. Aucun faisceau de fractures n'y a été cartographié. Les laves émises au Pléistocène supérieur sont de type transitionnel à alcalin et reposent en discordance sur des séries pléistocènes ou tertiaires fortement érodées (Saemundsson, 1979). Cette zone de flanc est interprétée comme témoignant du volcanisme intraplaque typique d'un contexte de point chaud.

- La Zone Volcanique de Snaefellsnes

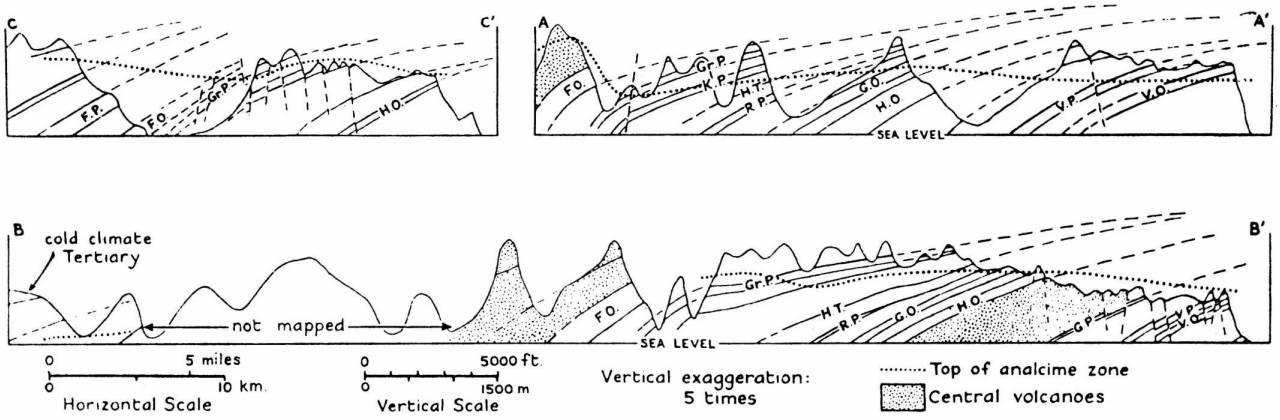
Dans la péninsule de Snaefellsnes, trois systèmes volcaniques actifs orientés WNW-ESE, à savoir le Snaefellsnes, le Lysuskard et le Ljosufjöll, sont disposés en échelon le long de la zone volcanique de Snaefellsnes de direction E-W (Figure I-10). La faible production de la zone volcanique de Snaefellsnes, active depuis le Plio-Pléistocène, recouvre en discordance des produits volcaniques du Tertiaire. A partir du Snaefellsnes, qui a produit de nombreuses laves alcalines, les laves émises sont de plus en plus tholéitiques vers l'est (Steinthorsson et al., 1985; Sigmarsson et al., 1992). Plusieurs explications ont été proposées au sujet de cette zone de flanc. Elle a été interprétée comme une zone d'extension N-S, nouvelle branche de rift, qui aurait été réactivé depuis 2 Ma et qui se propagerait vers l'est (Gudmundsson, 2000). Il a aussi été proposé qu'il s'agisse d'une zone d'activité résiduelle du point chaud associée à une branche de rift abandonnée (Steinthorsson et al., 1985) ou encore d'une zone de transfert, qui continuait jusqu'aux systèmes du Hofsjökull et du Langjökull, entre les parties nord et sud de l'Islande (Ward, 1971; Saemundsson, 1978).

3 Le processus d'extension en Islande

3.1 Spécificités structurales de l'Islande

A la différence de ce qui est communément observé le long d'une dorsale lente, les laves plongent généralement en Islande vers l'intérieur de la zone de rift ou vers les zones de flanc (Figure I-10). Il en résulte que les pendages convergent généralement vers les zones

volcaniques actives. Les exceptions existantes sont soit engendrées localement par la présence d'un volcan central soit consécutives à un saut de rift (ce dernier cas sera plus particulièrement étudié dans le chapitre III). Ce basculement est précoce car les niveaux de zéolites, minéralisation secondaire signe d'une altération hydrothermale (voir le chapitre 2.1.2), sont, quant à eux, horizontaux (Walker, 1958). Cette convergence des pendages vers les zones volcaniques actives a aussi été observée en sub-surface à partir d'enregistrements sismiques (Zverev et al., 1980; Zverev et Yarosheveskaya, 1986; Smallwood et al., 1998). De plus, l'étude structurale de la pile de lave dans l'Est de l'Islande a permis de mettre en évidence une évolution de l'intensité du pendage suivant la profondeur de la pile de lave (Figure I-18).



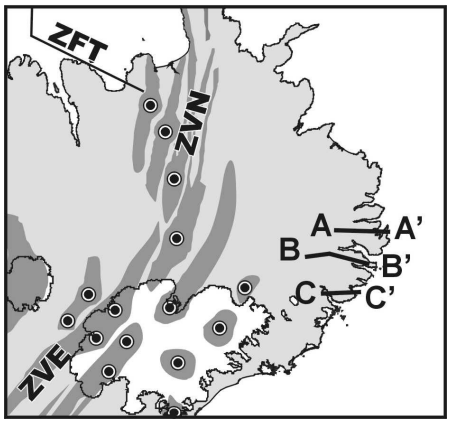


Figure I-18: Coupe schématique E-W à travers les séries tertiaires dans l'Est de l'Islande (Walker, 1960).
La localisation des coupes A-A', B-B' et C-C' est indiquée sur la carte (même légende que celle de la Figure I-10).

Ainsi, au niveau de la mer (à 1500 mètres de profondeur dans la pile de lave), les laves ont un pendage de l'ordre de 8°W alors qu'il n'est plus que de 4°W au sommet de la pile de lave (c'est-à-dire à 1000 mètres d'altitude) et atteint, théoriquement, une valeur nulle au niveau de la surface originelle (Walker, 1960; 1964; Kristjansson et al., 1995). Cette évolution est aussi observée dans l'épaisseur des unités lenticulaires; les différentes unités superposées

étant de moins en moins épaisses lorsque l'on s'éleve dans la pile de laves (Figure I-18). Des observations similaires ont été faites dans le Nord de l'Islande par Saemundsson et al. (1980).

3.2 Modèles d'extension pour l'Islande

Différents modèles ont été proposés afin de représenter l'extension en Islande tout en tenant compte de phénomènes tels que la convergence des pendages de laves s'épaississant vers l'axe de la Zone Volcanique Active ou le fonctionnement des faisceaux de fractures.

3.2.1 Le modèle de Bodvarsson et Walker (1964)

Bodvarsson et Walker (1964) ont été les premiers à considérer l'Islande comme étant une zone d'expansion océanique et à proposer un modèle de fonctionnement de la zone volcanique active intégrant la convergence des pendages de laves s'épaississant vers l'axe de cette zone. Leur modèle, purement qualitatif et très simple, est fondé sur l'injection de dykes et l'empilement de coulées de lave en surface, provoquant simultanément l'extension crustale et un phénomène de subsidence depuis la zone volcanique active (Figure I-19). Ils considèrent que l'extension est majoritairement accommodée par les dykes et que les failles y jouent un rôle mineur.

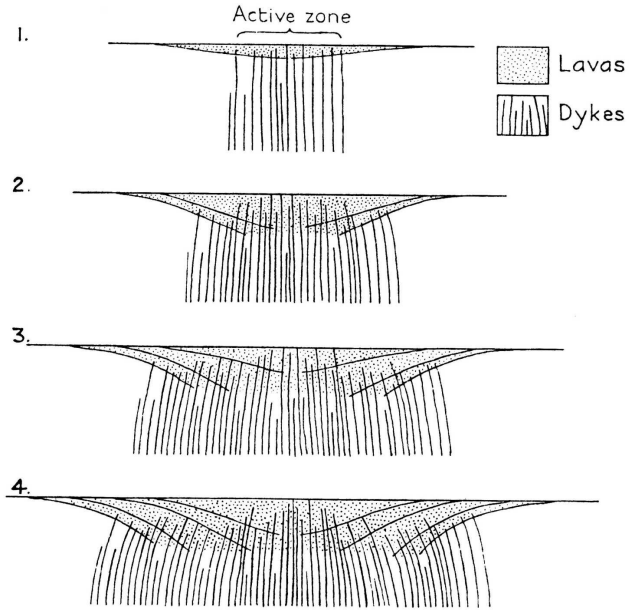


Figure I-19: Modèle d'accrétion de Bodvarsson et Walker (1964).

3.2.2 Le modèle de Gibson et Piper (1972)

Gibson et Piper (1972) partent du constat que la pile de laves est composée d'unités lenticulaires indépendantes, chacune étant associée à un faisceau de dykes. Afin de tenir compte de cette organisation, ils ont proposé un modèle qualitatif légèrement différent de celui de Bodvarsson et Walker (1964). Dans leur modèle, la mise en place d'un faisceau de dykes et d'une unité lenticulaire de laves a lieu sur l'un des flancs de l'axe de divergence (Figure I-20). L'ensemble est ensuite translaté vers l'extérieur par la mise en place d'un nouveau système sur l'autre flanc de l'axe de divergence. Ce modèle suppose une certaine mobilité de la zone d'accrétion au cours du temps, à l'intérieur même de la zone volcanique active.

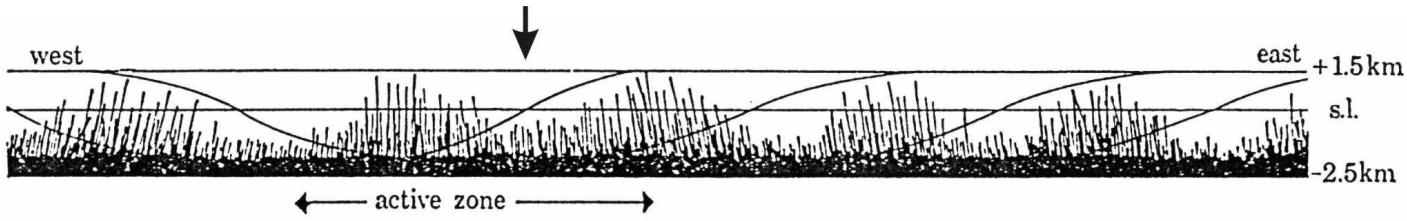


Figure I-20: Modèle de Gibson et Piper (1972).
La flèche montre la frontière de plaques. La largeur de la Zone Volcanique Active, à l'intérieur de laquelle la zone d'accrétion se déplace, est également indiquée.

3.2.3 Le modèle de Palmason (1973; 1980; 1981)

Palmason (1973; 1980; 1981) propose un modèle d'accrétion quantitatif bidimensionnel. Dans son modèle, il représente le déplacement d'une unité de lave, émise en surface, au cours de son enfouissement et de son entraînement vers l'extérieur de la zone volcanique active. Les facteurs contrôlant le déplacement sont l'intensité de dykes injectés, l'extension par failles normales ainsi que les taux de production de laves en surface, de subsidence et de divergence. Ce modèle ne considère que l'influence des différents paramètres sur le déplacement de l'unité de lave sans se préoccuper des lois mécaniques gouvernant ces processus. Les trajectoires des isochrones et des coulées de lave, au fur et à mesure de leurs divergences depuis la zone volcanique active et calculées à partir de ce modèle, sont présentées sur la Figure I-21. Le pendage des coulées de lave en direction de cette zone est prédit de manière satisfaisante.

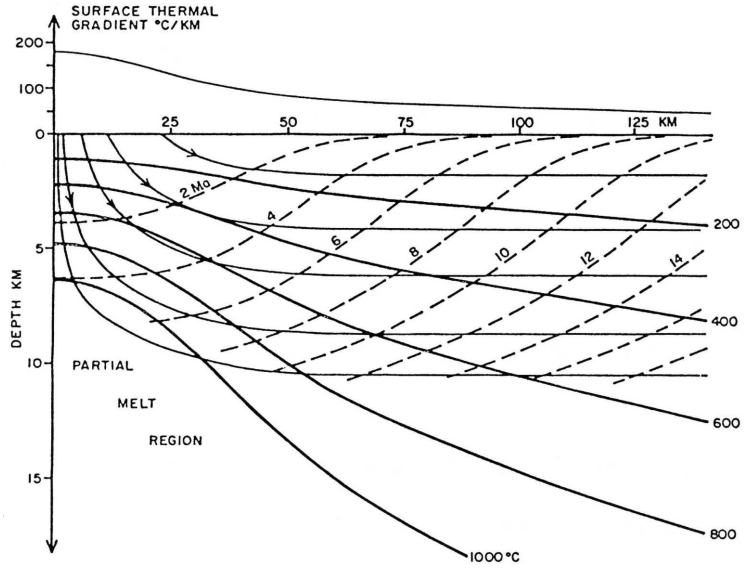


Figure I-21: Modèle de Palmason (1981).
Les trajectoires des coulées de lave sont représentées par des traits continus avec des flèches, les isochrones par des traits interrompus et les isothermes par des traits continus. Les valeurs du gradient géothermique superficiel sont aussi indiquées.

Cependant, comme le souligne Helgason (1984; 1985), les taux d'enfouissement proposés dans le modèle de Palmason sont trop importants en ce qui concerne les volcans et les laves les plus proximales au centre éruptif. En effet, au bout d'un temps compris entre 2 et 4 Ma, ils se retrouveront enfouis à plus de 5 km de profondeur (Figure I-21), valeur incompatible avec leur présence actuelle à l'affleurement, et ce même en considérant une érosion maximum de 2000 mètres (Walker, 1964). Seules des laves ayant parcouru plus de 25 km depuis le volcan se retrouveront enfouies à moins de 2 km de profondeur.

De plus, dans le modèle de Palmason (1973; 1980; 1981), les isochrones indiquent la présence d'une zone partiellement fondue à 10-15 km de profondeur (Figure I-21). Cependant, cette profondeur est incompatible avec les épaisseurs de croûte obtenues par des mesures géophysiques (Figure I-5). Menke et Sparks (1995) ont alors proposé un modèle qui reprend le modèle de Palmason (1973; 1980; 1981), mais qui tient compte des échanges thermiques et de matière entre le manteau et la croûte. Leur modélisation numérique considère l'injection de dykes et le sous-plaquage magmatique comme principaux facteurs d'accrétion crustale. Il en résulte un modèle dans lequel l'ensemble de la croûte est à une température inférieure au solidus et qui en reprend les principales caractéristiques telles que le flux de chaleur et les mesures de vitesses des ondes sismiques.

3.2.4 Le modèle de Daignières et al. (1975)

Daignières et al. (1975) modélisèrent numériquement, dans un espace à deux dimensions, le processus d'extension en considérant une zone volcanique active de largeur finie. L'extension y est accommodée par des failles normales, des fentes de tension et des fissures éruptives, ces dernières étant couplées à l'injection de dykes en profondeur.

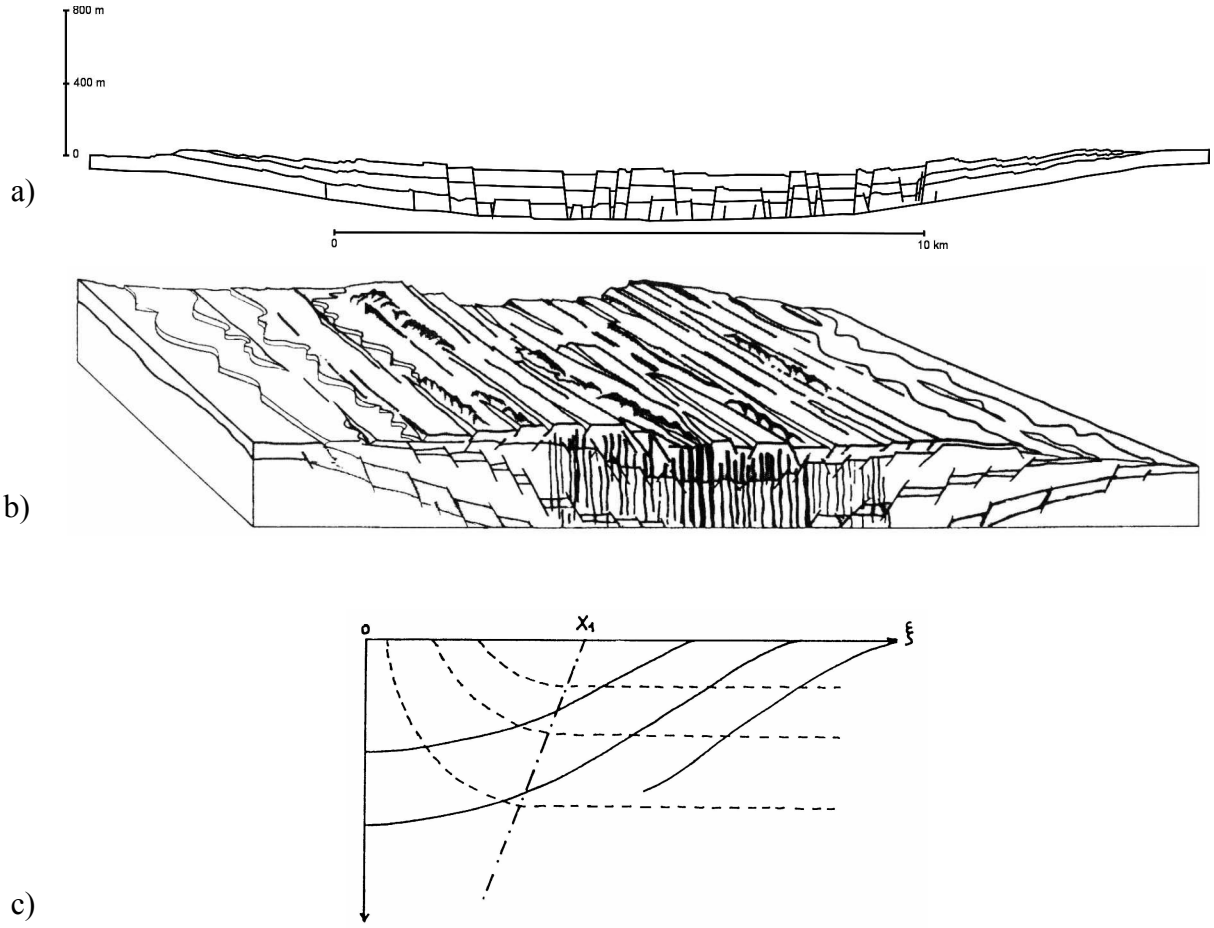


Figure I-22: Modèle d'extension de Daignières et al. (1975).
a) Résultat d'une simulation numérique avec une proportion de 45% de fissures éruptives, 45% de fentes de tension et 10% de failles normales et pour une zone active de 10 km de large. b) Représentation qualitative de la Zone Volcanique Active obtenue à partie du modèle. Seuls les dykes les plus récents sont représentés. c) Trajectoires (traits interrompus) et isochrones (traits continus) des coulées de lave. X_1: largeur de la zone active. La distance à l'axe du rift (ξ) et la profondeur (suivant l'axe vertical) sont sans unité.

Chacun de ces trois processus, dont l'ordre de succession est aléatoire, est défini par un certain nombre de paramètres géométriques (position, pendage et rejet des failles, largeur des dykes et des fissures, épaisseur et extension latérale des coulées de lave). Le système est

supposé parfaitement symétrique. A chaque faille normale correspond une faille normale de vergence opposée et d'égal rejet. De même, l'écoulement des laves se fait de façon symétrique, à moins d'une impossibilité topographique. Les structures préexistantes sont modifiées à chaque nouvel épisode d'extension/accrétion. Le poids des séries basaltiques provoque une subsidence centrée sur la zone de rift par compensation isostatique. Le résultat, obtenu après 200 itérations, est très proche des observations géologiques (Figure I-22a et Figure I-22b). Il rend bien compte du pendage et de l'épaississement des coulées de lave vers la zone de rift. Les trajectoires et les isochrones des coulées de lave déterminées (Figure I-22c) sont très proches de celles du modèle de Palmason (1973; 1980; 1981).

3.2.5 Le modèle de Gibson et Gibbs (1987)

Très simplificateur, le modèle de Gibson et Gibbs (1987) propose, pour expliquer les pendages des laves, l'existence de deux failles normales listriques à vergences opposées centrées sur l'axe de divergence (Figure I-23). Ce modèle implique la présence de deux zones de cisaillement au niveau du détachement crustal et considère que l'extension a lieu principalement par l'injection de dykes. La quantité d'extension exprimée par la surface *x* se répartit entre le volume de dykes injectés (exprimé par la surface *z*) et le volume de laves émises (représentée par la surface *y*). Ce modèle ne considère absolument pas le rôle que jouent les failles dans le processus extensif.

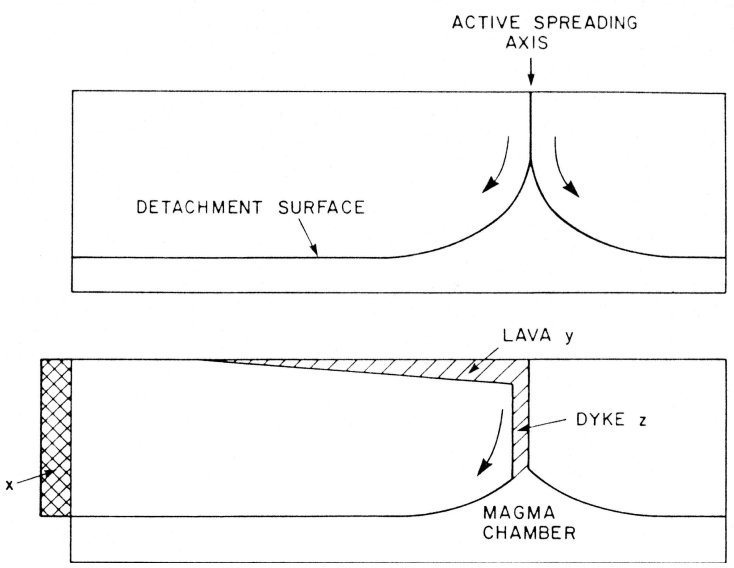


Figure I-23: Modèle de Gibson et Gibbs (1987).

3.2.6 Le modèle de Bourgeois (1998)

Bourgeois (1998) a conduit une série de modélisations analogiques d'extension où il intègre l'apport excédentaire de matériel mantellique du panache au niveau de la dorsale. Il propose un modèle de fonctionnement asymétrique des zones actives fondé sur le jeu de failles normales listriques et la formation de structures dites en *roll-over*. De telles structures en *roll-over* peuvent expliquer le pendage et l'épaississement des coulées de lave vers la zone de rift (Figure I-24). Cependant, le modèle de Bourgeois (1998) implique de multiplier les structures en *roll-over* afin d'expliquer l'ensemble des directions de pendage décrites en Islande, alors qu'aucune des failles listriques nécessaires au développement d'aussi conséquentes structures en *roll-over* n'a été reconnue avec certitude sur le terrain. De plus, l'enracinement d'une faille listrique en profondeur paraît difficilement compatible avec le fonctionnement d'un système volcanique situé au milieu de la structure en *roll-over* (voir la faille TFS sur la Figure I-24).

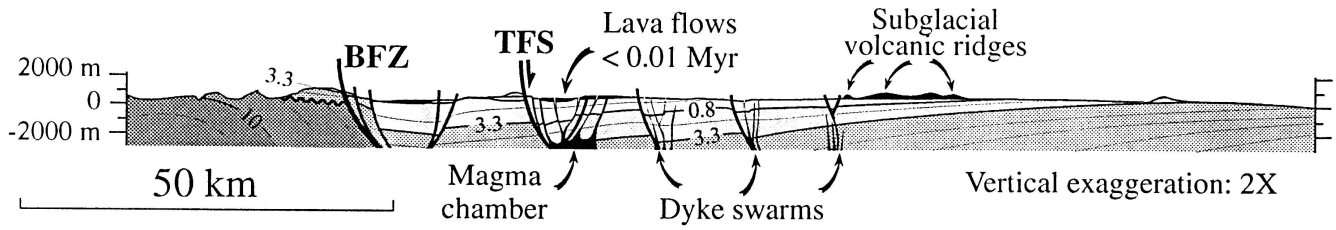


Figure I-24: Coupe W-E dans le Nord de l'Islande illustrant le modèle de Bourgeois (1998).
BFZ: Roll-over de la Zone de Fracture de Bardardalur (inactif), TFS: Roll-over du Faisceau de Fractures de Theistareykir (pour sa localisation, voir la Figure I-10).

4 Les zones transformantes en Islande

Les Zones Volcaniques Est (ZVE) et Nord (ZVN) sont décalées vers l'est par rapport aux dorsales de Reykjanes et de Kolbeinsey, respectivement (Figure I-10). Deux grandes zones transformantes accommodent les mouvements décrochants. Il s'agit de la Zone Sismique Sud Islandaise (ZSSI) au sud et de la Zone de Fractures de Tjörnes (ZFT) au nord. L'absence de faille transformante active *stricto sensu* entre les Zones Volcaniques Ouest (ZVO) et Nord serait due à une diminution de l'activité de la ZVO au profit de la ZVE. Ce

phénomène sera plus précisément considéré dans le chapitre I.5.2.2. De plus, la présentation générale de la ZFT sera plus détaillée que celle de la ZSSI, la ZFT étant au centre de notre étude.

4.1 La Zone Sismique Sud Islandaise

La ZSSI est une zone transformante qui relie la partie émergée de la dorsale de Reykjanes (Péninsule de Reykjanes) et la ZVO à la ZVE (Figure I-25); plus précisément, le faisceau du Hengill à la région proche du volcan central Hekla (Ward, 1971). La zone de flanc dite Zone Volcanique Sud n'est pas associée au processus extensif ayant lieu dans la ZVE. La ZSSI correspond à une zone à composante de déplacement en décrochement sénestre, elle est caractérisée par une forte activité séismique dans un secteur long de 70-80 km et large de 10-15 km.

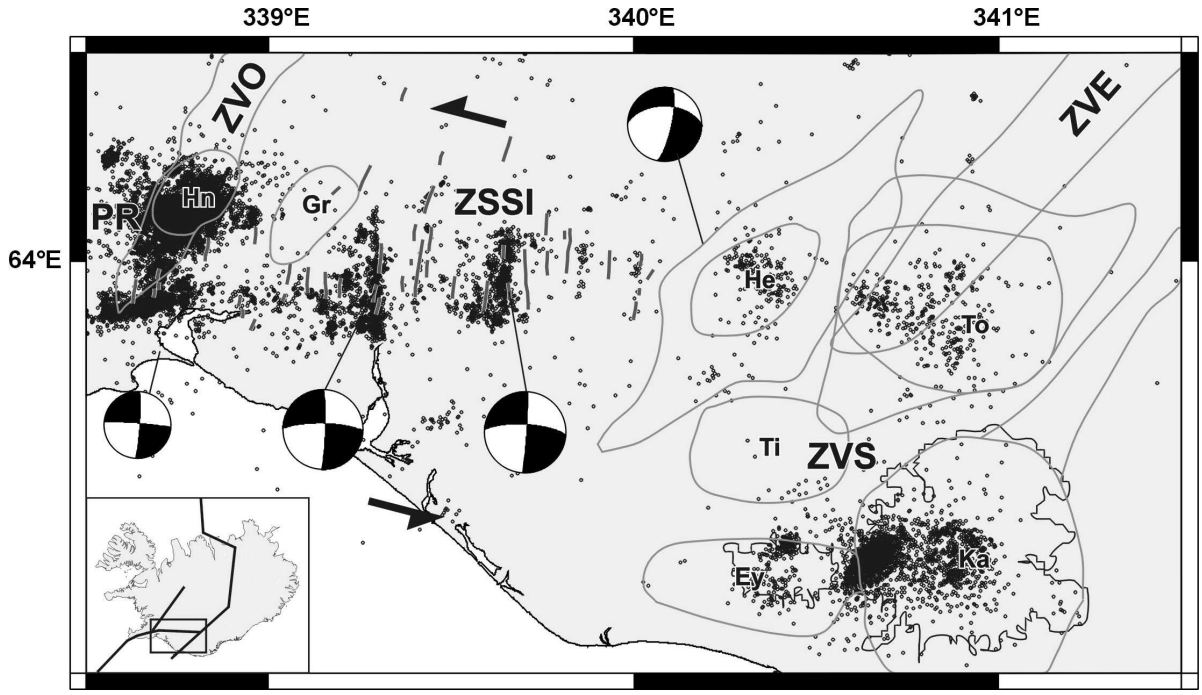


Figure I-25: Séismicité et failles actives dans la Zone Sismique Sud-Islandaise.
Les failles actives, d'après Johanesson et Saemundsson (1998), sont indiquées par un trait épais. Les séismes sont ceux de magnitudes M_L supérieures à 1 enregistrés par le réseau SIL depuis 1991. Les mécanismes au foyer proviennent de la base de données Harvard-CMT. Les deux demi-flèches indiquent la direction de divergence des plaques (DeMets et al., 1990; 1994). La zone couverte par la figure est indiquée dans l'encart. ZSSI: Zone Sismique Sud-Islandaise, PR: Péninsule de Reykjanes, ZVO: Zone Volcanique Ouest (Hn: Hengill), ZVE: Zone Volcanique Est, ZVS: Zone Volcanique Sud (He: Hekla, To: Torfajökull, Ti: Tindafjallajökull, Ey: Eyjafjallajökull, Ka: Katla).

Une crise séismique semble débuter par un ou plusieurs forts séismes, de magnitudes 6 à 7, suivi par de plus faibles séismes se propageant généralement vers l'ouest depuis la rupture initiale (Einarsson, 1991). Leur récurrence est de l'ordre de 50 à 100 ans au cours des 1000 ans passés (e.g., Einarsson, 1991).

En dépit d'une orientation générale E-W de la ZSSI, peu de failles majeures suivant cette direction n'ont été observées sur le terrain. Les ruptures récentes et actuelles ont lieu pour la plupart sur des failles de directions N-S à NE-SW, disposées côte à côte (Figure I-25) et faisant chacune 10-20 km de long (Einarsson, 1991). Les mécanismes aux foyers des séismes ayant lieu le long de ces failles indiquent majoritairement des décrochements dextres, aussi bien pour les séismes de fortes magnitudes (Einarsson et Björnsson, 1979) que pour des séismes de plus faibles magnitudes ($M_L \approx 1$) (Rögnvaldsson et Slunga, 1994). Ainsi, la déformation le long de cette zone transformante sénestre est accommodée principalement par des décrochements dextres de direction N-S. Ce mode de déformation est interprété par Einarsson et Björnsson (1979) comme une tectonique en *bookshelf*, avec rotations antihoraires de blocs crustaux. Les séismes de magnitudes Ms 6.6 et Mw 6.4 ayant eu lieu les 17 et 21 juin 2000 dans la ZSSI correspondent justement à des décrochements dextres le long de deux ruptures crustales, mises en évidence par les répliques séismiques, subverticales et de direction N-S. Dans les terrains holocènes, Gudmundsson (1995b) et Bergerat et al. (1998) mentionnent, en plus des failles de direction N-S à NNE-SSW majoritairement dextres, des failles ENE-WSW majoritairement sénestres formant avec ces dernières un système conjugué, ainsi que des failles NE-SW majoritairement normales. Ils ont proposé alors un modèle de déformation pour la ZSSI fondé sur un système de fractures de Riedel.

4.2 La Zone de Fractures de Tjörnes

La Zone de Fracture de Tjörnes (ZFT) est une zone transformante qui accommode le mouvement relatif entre la dorsale de Kolbeinsey et la Zone Volcanique Nord (Figure I-10). Il s'agit donc d'une zone à composante de déplacement en décrochement dextre (Ward, 1971; Saemundsson, 1974). L'activité séismique de la ZFT définit une bande de 120 km de long et de 70-80 km de large suivant une direction WNW-ESE (Figure I-26). Comme dans la ZSSI, les plus forts séismes y atteignent des magnitudes de 7. La majeure partie de la séismicité s'organise actuellement sur deux linéaments orientés WNW-ESE: le Linéament de Grímsey au nord et la faille d'Húsavík-Flatey au sud. L'existence d'un troisième linéament séismique, le

Linéament de Dalvík, situé au sud de la faille d'Húsavík-Flatey a également été proposée (Einarsson et Björnsson, 1979).

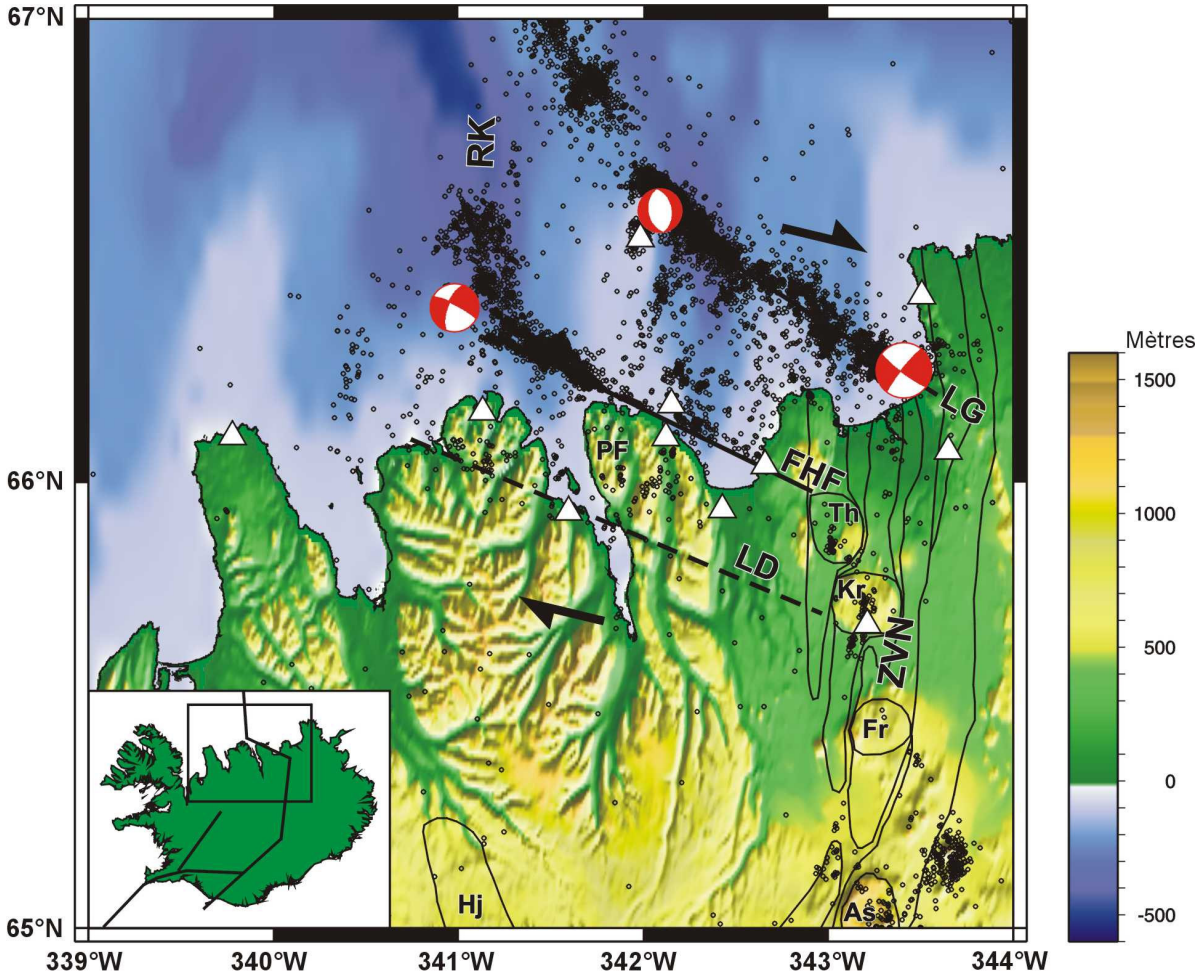


Figure I-26: Séismicité de la Zone de Fractures de Tjörnes.
Le Linéament de Grímsey (LG) et la Faille d'Húsavík-Flatey (FHF) sont indiqués par un trait épais et le Linéament de Dalvík (LD) par un trait discontinu. Les séismes sont ceux de magnitudes M_L supérieures à 1 enregistrés par le réseau SIL (stations localisées par des triangles blancs) du 28/08/1993 au 1/09/2002. Les mécanismes au foyer proviennent de la base de données Harvard-CMT (cadran extensif en rouge). Les deux demi-flèches indiquent la direction de divergence des plaques (DeMets et al., 1990; 1994). La zone couverte par la figure est indiquée dans l'encart. RK: Ride de Kolbeinsey; ZVN: Zone Volcanique Nord (Th: Theistareykir; Kr: Krafla; Fr: Fremri-Namur; As: Askja); Hj: Hofsjökull; PF: Péninsule de Flateyjarskagi.

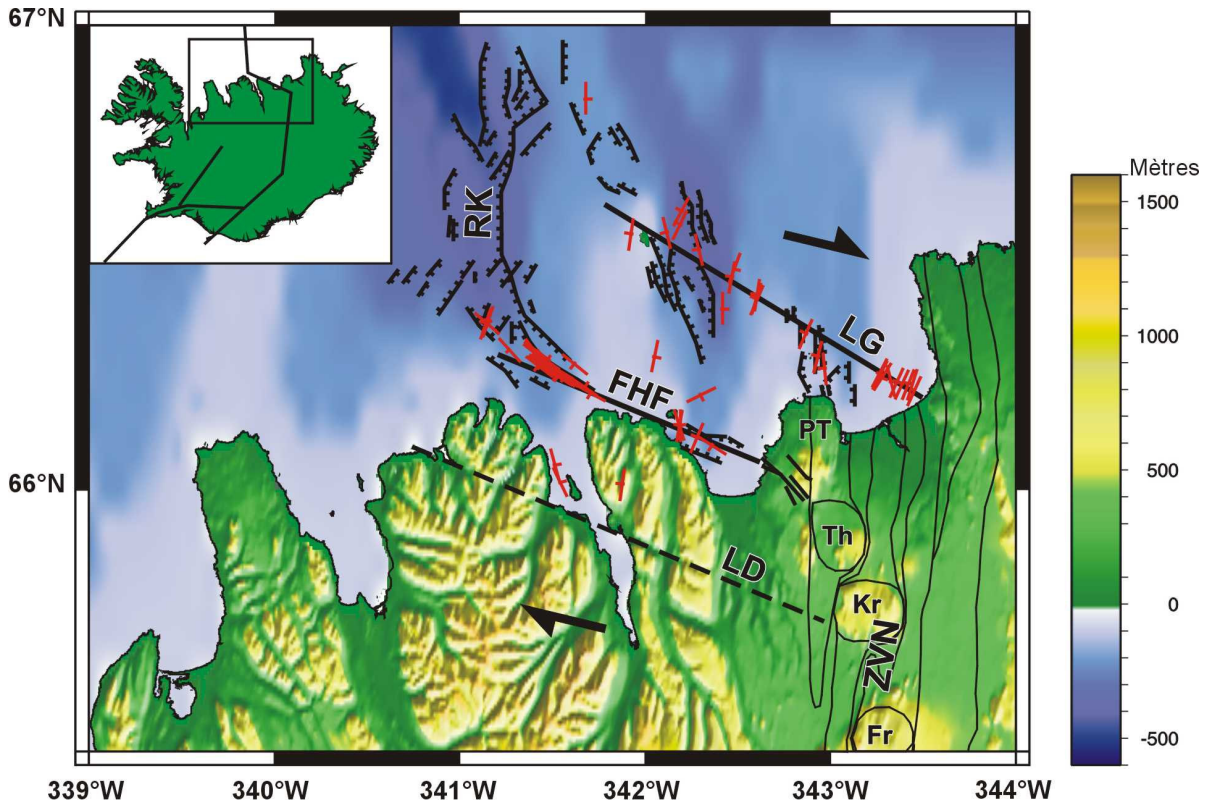


Figure I-27: Principales failles dans la Zone de Fractures de Tjörnes.
Les failles indiquées en rouge sont déduites de la relocalisation d'essaims de séismes (Rögnvaldsson et al., 1998). Les failles marquées en noir sont obtenues à partir de données de sismique réflexion en mer (McMaster et al., 1977) (failles avec barbules) ou d'observations directes à terre par Saemundsson (1974) (failles sans barbules). Le Linéament de Grímsey (LG) et la Faille d'Húsavík-Flatey (FHF) sont indiqués par un trait épais et le Linéament de Dalvík (LD) par un trait discontinu. Les deux demi-flèches indiquent la direction de divergence des plaques (DeMets et al., 1990; 1994). La zone couverte par la figure est indiquée dans l'encart. ZFT: Zone de fractures de Tjornes; RK: Ride de Kolbeinsey; ZVN: Zone Volcanique Nord (Th: Theistareykir; Kr: Krafla; Fr: Fremri-Namur); PT: Péninsule de Tjörnes.

4.2.1 Le Linéament de Grímsey

Le Linéament de Grímsey (LG) définit la frontière septentrionale de la ZFT. Une importante activité séismique le caractérise (Figure I-26). Il est aussi le lieu de forts séismes, tel celui de magnitude 7.1 en 1910 (Tryggvason, 1973) ou encore un séisme de magnitude 6.4 en 1976 à son extrémité est (Figure I-26). Le Linéament de Grímsey se connecte à terre au faisceau de fractures du Fremri-Namur. Seul un changement de direction des failles et fentes de tension de ce faisceau, qui passent d'une direction moyenne N-S au sud de la jonction à une direction moyenne N160°E au nord de cette dernière (Gudmundsson et al., 1993), témoigne de l'influence du Linéament de Grímsey sur ce faisceau de fractures (Figure I-28). La disposition de son activité séismique en mer permet de caractériser sa direction moyenne qui

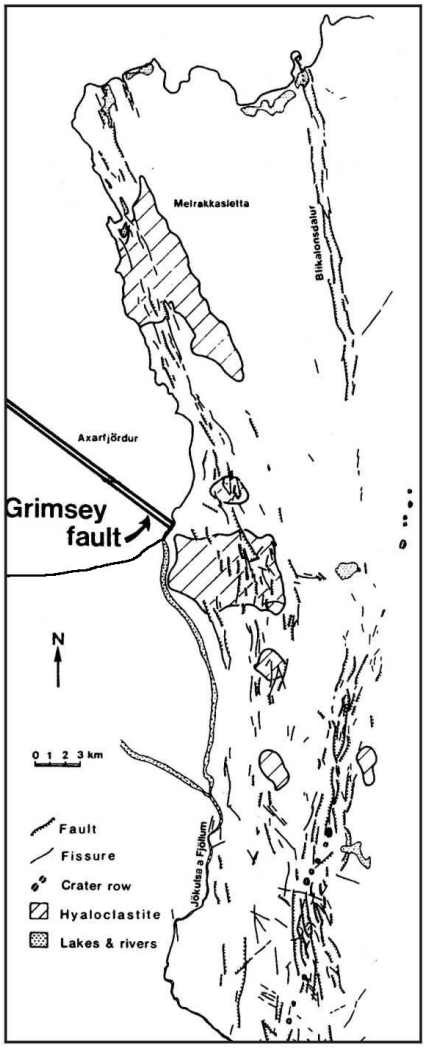


Figure I-28: Perturbation du champ de fractures de Fremri-Namur au niveau de la jonction avec le Linéament de Grímsey.
Modifié d'après Gudmundsson et al. (1993).

est N128°E (Rögnvaldsson et al., 1998). Le Linéament de Grímsey ne semble pas constitué d'une faille majeure, ou d'un ensemble de failles, suivant cette direction; mais plutôt d'un ensemble de structures arrangées en échelon. En effet, la majorité des failles actives déduites des localisations relatives d'essaims de séismes effectuées par Rögnvaldsson et al. (1998) sont des failles normales NNW-SSE et des failles décrochantes sénestres de direction N-S à forte composante normale (Figure I-26 et Figure I-27). Ces directions correspondent à celles proposées par McMaster et al. (1977) à partir de données de sismique réflexion (Figure I-27). Ces failles forment d'importants grabens de 5 à 20 km de long situés dans le prolongement sous-marin des faisceaux de fractures de la ZVN. Ainsi, l'activité séismique associée au dernier épisode de rifting du Krafla (1975-1984) s'est propagée, depuis la partie émergée du faisceau de fractures, jusqu'aux failles situées le long du Linéament de Grímsey (Björnsson et al., 1977).

4.2.2 La Faille d'Húsavík-Flatey

La Faille d'Húsavík-Flatey (FHF) se situe environ 40 km au sud du Linéament de Grímsey. Une importante activité séismique permet de la localiser aisément (Figure I-26). De direction WNW-ESE, elle raccorde l'extrémité sud de la dorsale de Kolbeinsey au faisceau de fractures du Theistareykir. Des séismes de fortes magnitudes se sont produits le long de la FHF, tels ceux de 1872 (M6 à 7) qui provoquèrent la formation d'une fissure de 1 mètre de

large sur la péninsule de Tjörnes (Tryggvason, 1973) ou celui de magnitude 5.5 qui a eu lieu en 1994 à l'extrémité NW de la FHF (Figure I-26).

Ces dernières années, l'activité sismique de la FHF s'est cantonnée à son extrémité NW, au niveau de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey, ainsi qu'à son intersection avec la limite est de la plate-forme de Flateyjarskagi (Figure I-26). Il est généralement admis que le mouvement le long de la FHF est en grande partie bloqué depuis 1976, à la suite de l'initiation de l'épisode de rifting du Krafla (1975-1984). Pour expliquer cette relation de cause à effet, Gudmundsson (2000) estime que l'extension ayant eu lieu lors de cette crise de rifting à l'extrémité nord du faisceau de fractures du Krafla, c'est-à-dire située au-delà de sa connexion avec la FHF (Figure I-27), a pu engendrer une contrainte compressive horizontale (σ_H) de direction E-W s'opposant au mouvement dextre de la FHF. Cependant, l'activité séismique de 1994 à son extrémité NW ainsi que la faible activité en 1997 le long de sa partie est peuvent indiquer un actuel déblocage. Ce déblocage se propagerait le long de la FHF depuis la dorsale de Kolbeinsey (Rögnvaldsson et al., 1998).

A la différence du Linéament de Grímsey, la FHF est composée d'un ensemble de failles dextres parallèles à sa direction générale WNW-ESE (Figure I-27). La zone de faille peut être suivie à terre sur une distance de 25 km suivant une direction moyenne N115°E (Fjäder et al., 1994) depuis la ville côtière d'Húsavík à travers la péninsule de Tjörnes (Figure I-27 et Figure I-29). Des basaltes tertiaires anté-pliocènes y sont en contact tectonique avec des basaltes plio-pléistocènes de l'époque géomagnétique Matuyama supérieur. La différence d'âge de part et d'autre de la FHF est donc au minimum de 5 Ma (Saemundsson, 1974). Deux bassins en transtension ou *pull-apart*, preuves de son mouvement décrochant dextre, y ont été cartographiés par Gudmundsson et al. (1993). Des failles dextres ayant une composante normale et de direction WNW-ESE ont aussi été décrites le long de la côte nord de la péninsule de Flateyjarskagi (Young et al., 1985). De plus, Rögnvaldsson et al. (1998) ont identifié un ensemble de failles actives de directions N113°E à N146°E et à composante décrochante dextre le long de la FHF (Figure I-27). Le rejet horizontal cumulé associé au mouvement décrochant de la FHF a été estimé entre 5-10 km et 60 km par Saemundsson (1974) tandis que Young et al. (1985) l'estiment à plus de 20 km.

La FHF se connecte au faisceau de fractures de Theistareykir au niveau de la faille normale de Gudfinnugja (Figure I-29). A proximité de cette connexion, Gudmundsson et al. (1993) ont mesuré un ensemble de structures transtensives et transpressives composées de fentes de tension relayées par des structures en *pull-apart* et en *push-up*. La direction de ces

structures est N140°E à N160°E, c'est-à-dire comprise entre la direction N125°E de la FHF et la direction N005°E de la faille normale de Gudfinnugja (Gudmundsson et al., 1993).

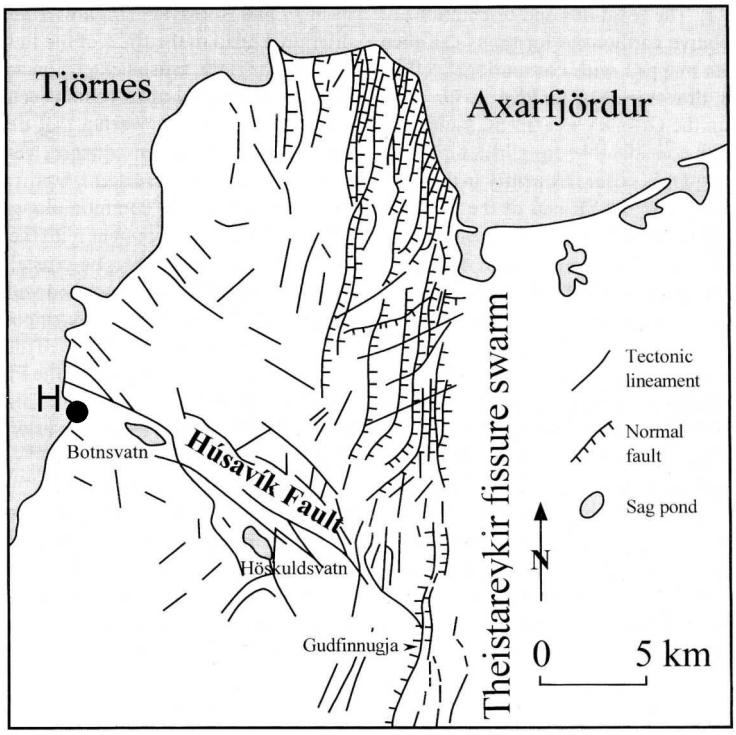


Figure I-29: Carte structurale de la Faille d'Húsavík-Flatey et du faisceau de fractures de Theistareykir le long de la péninsule de Tjörnes (Rögnvaldsson et al., 1998).
Les deux *sag ponds* indiqués (Botnsvatn et Höskuldsvatn) correspondent aux bassins en transtension. H: ville d'Húsavík.

La description des différentes structures observées le long de la FHF et leurs interprétations seront plus longuement développées dans une partie plus spécifique où les données de terrain recueillies dans ce travail seront présentées (cf. chapitre II).

4.2.3 Le Linéament de Dalvík

Une troisième structure de la Zone de Fractures de Tjörnes existe 30 km au sud de la Faille d'Húsavík-Flatey. Il s'agit du Linéament de Dalvík (LD) de direction approximative WNW-ESE. Bien qu'une importante activité séismique soit associée historiquement au Linéament de Dalvík (un séisme de magnitude 6.3 a eu lieu près de la ville de Dalvík en 1934 ainsi qu'un séisme de magnitude 7 en 1963 à l'embouchure du fjord de Skagafjördur (Tryggvason, 1973)), l'activité séismique actuelle du Linéament de Dalvík ne permet pas de le caractériser précisément (Figure I-26). De plus, aucune observation structurale précise ne

permet de supposer l'existence d'un accident décrochant WNW-ESE majeur le long du Linéament de Dalvík. Ainsi, les dykes sont en continuité de part et d'autre de la vallée de Dalsmynni, située au sud de la péninsule de Flateyjarskagi, le long de laquelle le Linéament de Dalvík est supposé se trouver (Rögnvaldsson et al., 1998). Par contre, Rögnvaldsson et al. (1998) ont localisé des failles actives sénestres de direction N-S au nord du Linéament de Dalvík dans la péninsule de Flateyjarskagi (Figure I-27). De telles ruptures de direction N-S avaient été cartographiées après le séisme de Dalvík en 1934 (Thorarinsson, 1937, dans Langbacka et Gudmundsson, 1995) et sont compatibles avec l'un des deux plans nodaux du séisme de 1963. Langbacka et Gudmundsson (1995) avaient aussi observé quelques failles sénestres mineures de direction N-S à proximité de la ville de Dalvík. A partir de l'analyse de failles mineures, Bergerat et al. (1992) distinguent, en plus des failles sénestres sus-mentionnées, des failles dextres NNW-SSE. Ce système conjugué correspond à une extension E-W. On trouverait aussi dans ce secteur une extension de direction NE-SW le long d'un système de failles normales conjuguées de direction NW-SE (Bergerat et al., 1992).

4.2.4 Les modèles d'évolution de la Zone de Fractures de Tjörnes

Différents modèles ont été proposés afin d'intégrer la cinématique de la Faille d'Húsavík-Flatey et des Linéaments de Grímsey et de Dalvík dans un modèle d'évolution de la Zone de Fractures de Tjörnes (ZFT). Bergerat et al. (1992), Gudmundsson et al. (1993), Rögnvaldsson et al. (1998) et Bergerat et Angelier (1999) pensent que l'élément majeur de l'évolution de la ZFT est l'actuelle propagation vers le nord de la Zone Volcanique Nord. Dans ce contexte, ils proposent que le Linéament de Dalvík corresponde à une faille transformante qui n'aurait jamais atteint sa maturité et qui aurait été abandonnée au profit de la Faille d'Húsavík-Flatey. Cette notion de maturité atteinte ou non se fonde sur la description de failles spécifiques au mouvement transformant, ici des failles décrochantes dextres de direction WNW-ESE. Ce dispositif contraste avec le dispositif "immature" d'une faille transformante où le mouvement est accommodé sur des failles de direction N-S probablement héritées du rifting et réactivées en décrochements sénestres. Dans ce même contexte de propagation de la ZVN vers le nord, le Linéament de Grímsey serait appelé à devenir la structure majeure de la ZFT, aux dépens de la FHF, et à développer des failles spécifiques au mouvement transformant (failles décrochantes dextres parallèles à sa direction) à la place des

actuelles failles N-S arrangées en échelon et présentant un mouvement sénestre à forte composante normale.

D'autre part, Langbacka et Gudmundsson (1995) ont proposé que la séismicité actuelle localisée à proximité de la ville de Dalvík résulte d'une migration méridionale de la dorsale de Kolbeinsey. Le champ de contraintes associées à une jonction dorsale-faille transformante expliquerait la réactivation, voire l'initiation, des failles orientées N-S à proximité de Dalvík. Suivant cette interprétation, le Linéament de Dalvík serait donc appelé à se développer dans le futur. La ZVN se propageant dans le même temps vers le nord, la FHF se retrouvera alors inactive, au milieu d'un système d'accrétion en recouvrement (*overlapping spreading center)* et ce sont les Linéaments de Grímsey et de Dalvík qui accommoderont les mouvements transformants (Rögnvaldsson et al., 1998). Ces deux modèles sont compatibles avec le fait que le Linéament de Grímsey soit plus récent que la Faille d'Húsavík-Flatey (Gudmundsson et al., 1993).

5 Les sauts de rift en Islande

Les sauts de rift en Islande résultent directement de l'interaction dorsale-point chaud qui caractérise cette île. De par la dérive des plaques Amérique du Nord et Eurasie dans le référentiel supposé fixe des points chauds (Gripp et Gordon, 1990; Müller et al., 1993), la frontière de plaques dérive vers l'ouest dans le même référentiel (Burke et al., 1973). En réponse à cette dérive, des sauts successifs vers l'est des zones volcaniques actives ramènent l'axe du rift islandais à l'aplomb du point chaud islandais (Ward, 1971; Saemundsson, 1974). Les Zones Volcaniques Est et Nord, connectées directement au point chaud, constituent actuellement le rift actif tandis que la Zone Volcanique Ouest et son hypothétique continuation vers le nord constituent respectivement un rift en voie d'extinction et un paléo-rift. Les décalages observés entre la dorsale de Reykjanes et la ZVE d'une part, et entre la dorsale de Kolbeinsey et la ZVN d'autre part, ainsi que la position excentrée de la ZVN sur l'île corroborent cette notion de saut du rift islandais vers l'est. Par ailleurs, l'existence de deux zones volcaniques actives dans la moitié sud de l'Islande (Figure I-10) s'explique par un saut de rift actuellement en cours.

5.1 Modèle de saut de rift

Le modèle communément admis pour un saut de rift en Islande (Saemundsson, 1974; 1979) est représenté schématiquement sur la Figure I-30. Ce modèle s'appuie sur la tendance générale, déjà mentionnée dans le chapitre I.3, des laves islandaises issues d'un rift à plonger vers l'axe de celui-ci, décrivant ainsi une synforme (Figure I-30-I). La synforme décrite par le pendages des laves permet donc de localiser ce paléo-rift (Figure I-30-II). Lors du saut de rift, ce premier rift est abandonné au profit d'un nouveau rift situé plus à l'est. Les laves, émises par le nouveau rift et définissant de la même manière une synforme, reposent en discordance angulaire sur les laves plus anciennes et fréquemment érodées du paléo-rift.

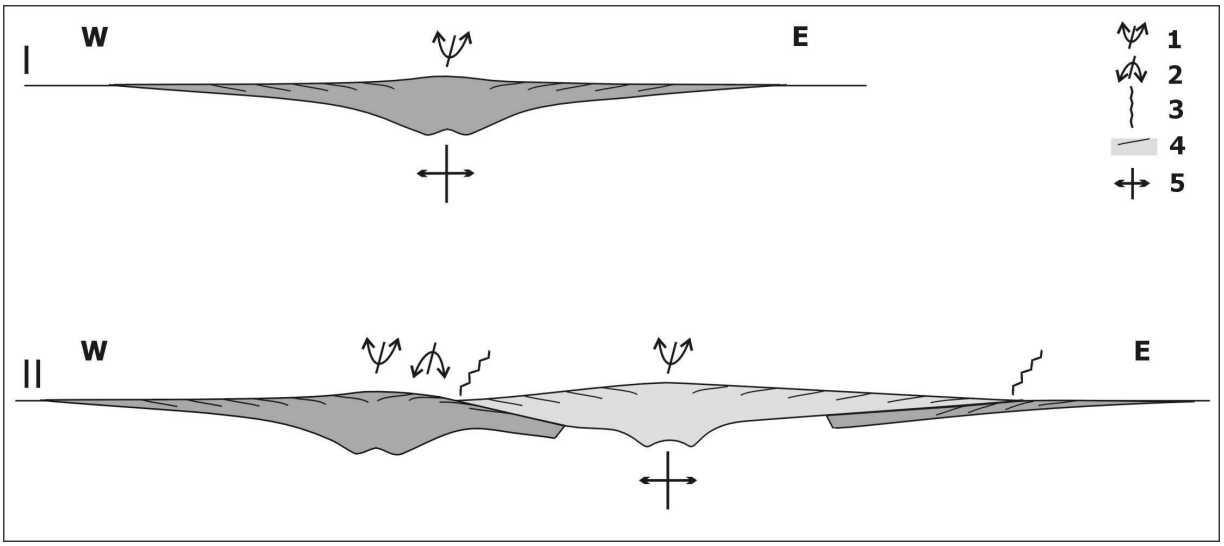


Figure I-30: Modèle schématique d'un saut de dorsale en Islande.
(I) Fonctionnement d'un paléo-rift, (II) fonctionnement du nouveau rift suite au saut de rift vers l'est. Inspiré d'Helgason (1984).
Les laves émises par le paléo-rift sont en gris foncé, celles émises par le nouveau rift sont en gris clair. 1: axe de la synforme, 2: axe de l'antiforme, 3: discordance angulaire entre les laves issues de rifts différents, 4: pendage des laves, 5: rift actif.

La charge lithostatique des laves émises par le nouveau rift provoque à proximité immédiate du contact discordant une flexuration des laves émises par le paléo-rift (Figure I-30-II). L'origine mécanique conduisant à la flexuration des anciennes laves n'a jamais été étudiée précisément en Islande mais elle doit probablement pouvoir présenter des similitudes avec le processus de basculement des laves vers le centre d'un rift actif déjà évoqué précédemment (cf. chapitre I.3.2). Cette flexuration se caractérise le long de la discordance est par une zone de fort pendage vers l'ouest des laves issues du paléo-rift. Le long de la discordance ouest, la flexuration peut aller jusqu'à une inversion du pendage des laves du

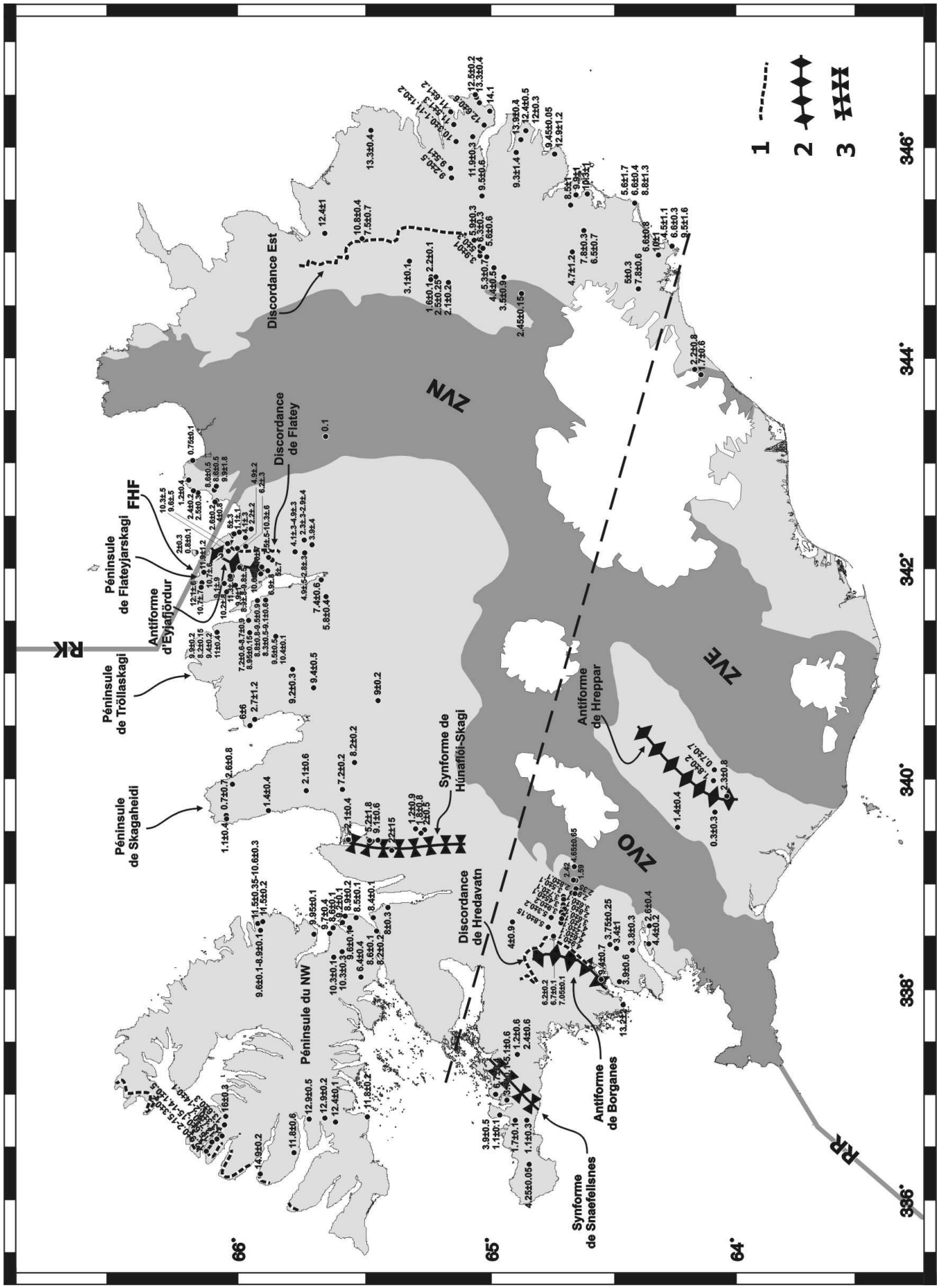
paléo-rift. Ainsi, des laves initialement à pendage ouest auront finalement un pendage vers l'est et définiront alors une antiforme avec les laves du paléo-rift situées plus à l'ouest (Figure I-30-II).

5.2 Principaux sauts de rift considérés en Islande

La reconstruction des différents sauts de rift en Islande a été obtenue principalement à partir de données de datation absolue corrélées avec des observations de terrain. Les principales données de datation absolue disponibles dans la littérature sont reportées sur la Figure I-31. Il s'agit en grande majorité d'analyses radiochronologiques K/Ar de coulées de lave. Elles ont permis de mettre en évidence des âges croissants en s'éloignant des axes des rifts, ainsi que des discontinuités dans les âges de la pile de lave. Ces discontinuités d'âge sont marquées sur le terrain par des discordances angulaires du pendage des laves soulignées par une surface érosive et parfois associées à un important dépôt sédimentaire. De plus, les synformes et les antiformes formées par les laves (Figure I-31 et Figure I-10 pour les directions des pendages) permettent de détailler les différents sauts. Pour des raisons pratiques, on distinguera la partie nord de la partie sud de l'île. La limite, fixée arbitrairement, entre ces deux parties est indiquée sur la Figure I-31. Elle reprend l'axe transverse des systèmes volcaniques du centre de l'Islande et elle est parallèle à la direction de divergence des plaques.

5.2.1 Les sauts de rift dans la partie nord de l'Islande

Deux sauts de rift majeurs sont considérés dans la partie nord de l'Islande. Le plus récent a conduit, il y a 6-6.5 Ma, à l'initiation de la Zone Volcanique Nord actuelle dans le flanc est d'un paléo-rift âgé aujourd'hui de 8-9 Ma. Ainsi, le long de la discordance est (Figure I-31) située à l'est de la ZVN, des laves d'âge maximal 6.3 ± 0.3 Ma (McDougall et Wensink, 1966; McDougall et al., 1976a; Musset et al., 1980) reposent sur des laves d'âge minimal 7.5 ± 0.7 Ma (Moorbath et al., 1968; Bagdasaryan et al., 1976; McDougall et al., 1976b; Musset et al., 1980). Les laves de la ZVN, ainsi que celles issues du paléo-rift, présentent un pendage de quelques degrés vers l'ouest. Cependant à proximité de la discordance, les laves issues du paléo-rift définissent une flexure avec de forts pendages vers l'ouest (Walker, 1964).


1
2
3
ZVN
ZVE
ZVO
Discordance Est
Discordance de Flatey
Discordance de Hredavatn
FHF
Péninsule de Flateyjarskagi
Antiforme d'Eyjafjördur
Péninsule de Tröllaskagi
Péninsule de Skagaheidi
Péninsule du NW
Synforme de Húnaflói-Skagi
Antiforme de Hreppar
Antiforme de Borganes
Synforme de Snaefellsnes
RK
RR
66°
65°
64°
346°
344°
342°
340°
338°
336°

De la même manière à l'ouest de la ZVN, des laves issues de la ZVN et d'âge maximal 6.2 ± 0.3 Ma sont séparées par la discordance de Flateyjarskagi (Figure I-31) de laves d'âge minimal 8.9 ± 0.8 Ma (Jancin et al., 1985). Trois échantillons collectés dans des dykes situés de l'autre côté (ouest) de la discordance de Flateyjarskagi sont considérés comme étant liés aux laves issues de la ZVN et donc postérieurs au saut de rift (Jancin et al., 1985). Ces dykes auraient été injectés après la flexuration des laves car ils sont sub-verticaux et donc non perpendiculaires aux plans de stratification définis par les coulées de lave (Jancin et al., 1985). Le plus âgé de ces trois dykes a 7.5 ± 0.5 Ma. Il permettrait de dire que l'initiation de la ZVN remonte au minimum à 7 Ma. Les laves issues de la ZVN ont un faible pendage de quelques degrés vers l'est, tandis qu'immédiatement sous la discordance les laves issues du paléo-rift ont un fort pendage vers l'est (Young et al., 1985). Les laves intrudées du paléo-rift ont donc été flexurées vers l'est. Elles définissent avec les laves du paléo-rift situées plus à l'ouest l'antiforme d'Eyjafjördur qui parcourt la péninsule de Flateyjarskagi suivant une direction NNE-SSW (Figure I-31).

La synforme de Húnaflói-Skagi (Figure I-31) est de direction N-S et localiserait l'axe du paléo-rift (Saemundsson, 1974). Ce paléo-rift aurait cessé de fonctionner depuis 6-7 Ma (Everts et al., 1972; Cotman, 1979, cité par Jancin et al., 1985). Les coulées datées à 1-2.5 Ma le long de la synforme et de la péninsule de Skagaheidi (Figure I-31) par Everts et al. (1972) correspondraient à des buttes témoins de coulées magmatiques distales, reposant en discordance sur des laves tertiaires fortement érodées (Saemundsson, 1974). L'origine de ces coulées distales est encore discutée (Schilling et al., 1978; Sigurdsson et al., 1978).

Page de gauche:

Figure I-31: Principales datations disponibles et principales structures associées aux sauts de rift en Islande.
Les âges et les barres d'erreur sont donnés en millions d'années. Les zones volcaniques actives (série pléistocène supérieur-holocène) sont en gris foncé (ZVN, ZVE et ZVO: Zone Volcanique Nord, Est et Ouest, respectivement). RR et RK: Ride de Reykjanes et de Kolbeinsey; FHF: Faille d'Húsavík-Flatey. 1: discordance angulaire; 2: axe d'antiforme; 3: axe de synforme. La séparation entre les parties nord et sud de l'Islande est représentée par un trait discontinu.
Datations d'après Gale et al. (1966), McDougall et Wensink (1966), Smith (1967), Moorbath et al. (1968), Everts et al. (1972), Aronson et Saemundsson (1975), Bagdasaryan et al. (1976), McDougall et al. (1976a, 1976b, 1977, 1984), Albertsson (1978), Musset et al. (1980), Saemundsson et al. (1980), Jancin et al. (1985), Albertsson et Eiriksson (1988), Kristjansson et al. (1992) et Hardarson et al. (1997). Données structurales d'après Saemundsson (1974, 1979), Aronson et Saemundsson (1975), McDougall et al. (1984), Young et al. (1985) et Johanesson et Saemundsson (1989).

A partir de la synforme de Húnaflói-Skagi, l'âge des laves augmente vers l'ouest le long de la péninsule du Nord-Ouest (Figure I-31), depuis des valeurs proches de 8 Ma jusqu'à des âges de 15-16 Ma (Moorbath et al., 1968; Bagdasaryan et al., 1976; McDougall et al., 1984). De même, abstraction faite des laves issues de la ZVN, les âges augmentent à partir de la synforme de Húnaflói-Skagi en direction de la côte est jusqu'à des valeurs de 13-14 Ma (Moorbath et al., 1968; Bagdasaryan et al., 1976). Cependant, la progression des âges s'y fait de façon moins linéaire, principalement le long de la péninsule de Tröllaskagi (Figure I-31). La différence entre l'âge maximal déterminé sur la côte nord-ouest et celui déterminé sur la côte est pourrait s'expliquer par le fait que cette dernière ait été plus fortement érodée. En effet, les roches affleurant actuellement le long de la côte est montrent un degré d'altération hydrothermale plus important que celles affleurant à l'extrémité de la péninsule du Nord-Ouest (McDougall et al., 1984).

On dispose de relativement peu d'informations concernant le saut de rift antérieur à celui invoqué précédemment. Le long de la côte ouest de la péninsule du Nord-Ouest, des laves à pendage sud-est, c'est-à-dire à pendage vers la synforme d'Húnaflói-Skagi, sont séparées de laves à pendage nord-ouest par un horizon sédimentaire composé de latérite et de lignite. Cet horizon correspond à un hiatus d'émission volcanique de 200 000 ans au minimum (Hardarson et al., 1997). L'axe de ce paléo-rift de direction NE-SW se situerait en mer au large de la côte ouest de la péninsule du Nord-Ouest.

5.2.2 Les sauts de rift dans la partie sud de l'Islande

De la même façon, deux sauts de rift ont été reconnus dans la partie sud de l'Islande. Cependant, à la différence de la partie nord de l'île, le dernier saut de rift y est toujours en cours. Ceci explique l'existence simultanée de deux zones volcaniques actives, à savoir la ZVE et la ZVO (Figure I-31). La ZVE, initiée à la suite du dernier saut de rift, est en train de se propager vers le sud (voir le chapitre I.2.3.2). Elle absorbe actuellement 85±15% de l'extension alors que la ZVO, en diminution progressive d'activité, n'en absorbe plus à l'heure actuelle que 15±15% (Sigmundsson et al., 1995). L'initiation de la ZVE remonterait au maximum à 2-3 Ma (Aronson et Saemundsson, 1975). Cependant, aucune discordance marquant le contact entre les laves issues de la ZVE et celles issues de la ZVO n'a été identifiée sur le terrain (Figure I-31). Seule l'antiforme de Hreppar (Aronson et Saemundsson,

1975) distingue les laves ayant un pendage vers la ZVO de celles ayant un pendage vers la ZVE. La ZVO, quant à elle, est active depuis environ 7 Ma (Smith, 1967; Moorbath et al., 1968; Bagdasaryan et al., 1976; McDougall et al., 1977) (Figure I-31). A l'ouest de la ZVO, les laves issues de cette dernière reposent en suivant la discordance de Hredavatn (Figure I-31) sur des laves d'âge minimal 9.4 ± 0.7 Ma (Moorbath et al., 1968; Aronson et Saemundsson, 1975) émises par un paléo-paléo-rift. L'axe de ce paléo-paléo-rift correspondrait à la synforme de Snaefellsnes, de direction NE-SW (Figure I-31). Il aurait été actif jusqu'à 6-7 Ma (Moorbath et al., 1968), c'est-à-dire jusqu'à l'initiation de la ZVO. Les laves d'âges plus récents datées sur la péninsule de Snaefellsnes (Moorbath et al., 1968; Bagdasaryan et al., 1976) sont considérées comme du volcanisme de zone de flanc, dont l'origine est encore mal comprise (voir le chapitre I.2.3.2). Comme prévu dans le modèle de saut de rift, les laves issues de ce paléo-paléo-rift définissent une antiforme, dite antiforme de Borganes, entre la synforme de Snaefellsnes et la discordance de Hredavatn (Figure I-31).

La Figure I-32 reprend, à quelques variations près, la géométrie et les âges considérés pour les différents sauts de rift en Islande.

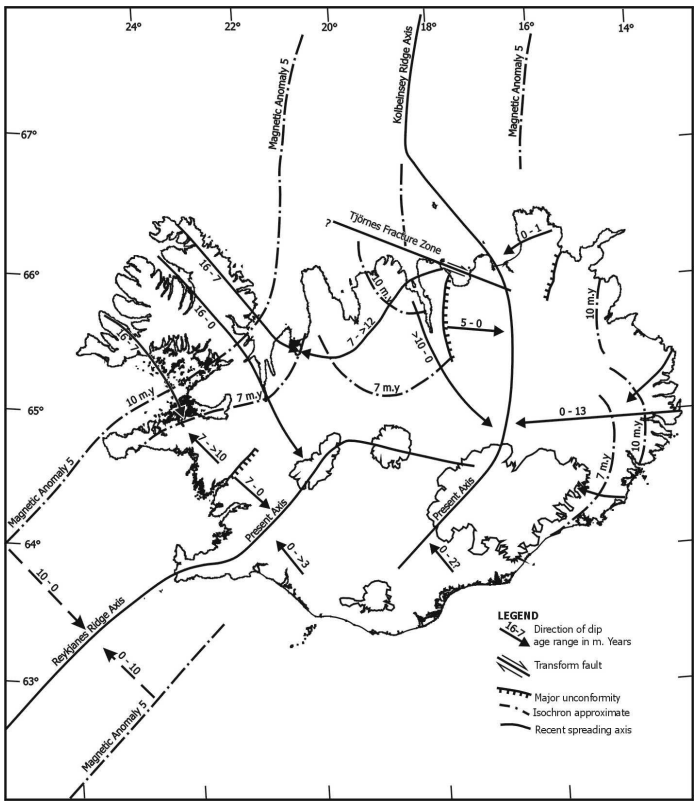


Figure I-32: Principales données considérées pour les sauts de rift en Islande (Saemundsson, 1979).
Les axes des paléo-rifts sont situés sur la ligne de convergence des pendages des laves.

Certains auteurs, remarquant que l'extinction des paléo-rifts de Snaefellsnes et de Húnaflói-Skagi est synchrone, considèrent qu'ils ne font qu'un. Cependant, aucune donnée structurale ou radiochronologique ne permet d'étayer une telle hypothèse.

L'initiation de la ZVN et de la ZVO aurait eu lieu vers 6-7 Ma, en même temps que l'extinction des paléo-rifts de Snaefellsnes et de Húnaflói-Skagi. Cependant, personne n'explique à ce jour les différences entre les parties nord et sud de l'île; à savoir le décalage apparent entre la ZVO et la ZVN, ainsi que l'existence de trois rifts depuis 7 Ma dans la partie sud de l'Islande alors qu'il n'y en a eu seulement que deux dans le Nord de l'île durant la même période de temps.

CHAPITRE II

ETUDE DE LA FAILLE D'HUSAVIK-FLATEY

CHAPITRE II. ETUDE DE LA FAILLE D'HUSAVIK-FLATEY

La Faille d'Húsavík-Flatey (FHF) est l'une des structures majeures de la Zone de Fractures de Tjörnes (Figure I-26). Elle offre de nombreuses possibilités d'études de terrain, que ce soit sur la péninsule de Tjörnes qu'elle traverse avant de se connecter au faisceau de fractures du Theistareykir, le long de la côte nord de la péninsule de Flateyjarskagi affectée par une intense déformation comme par exemple des zones broyées parallèles à la FHF (Figure II-1) ou à l'extrémité nord de la péninsule de Tröllaskagi, à proximité de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey.

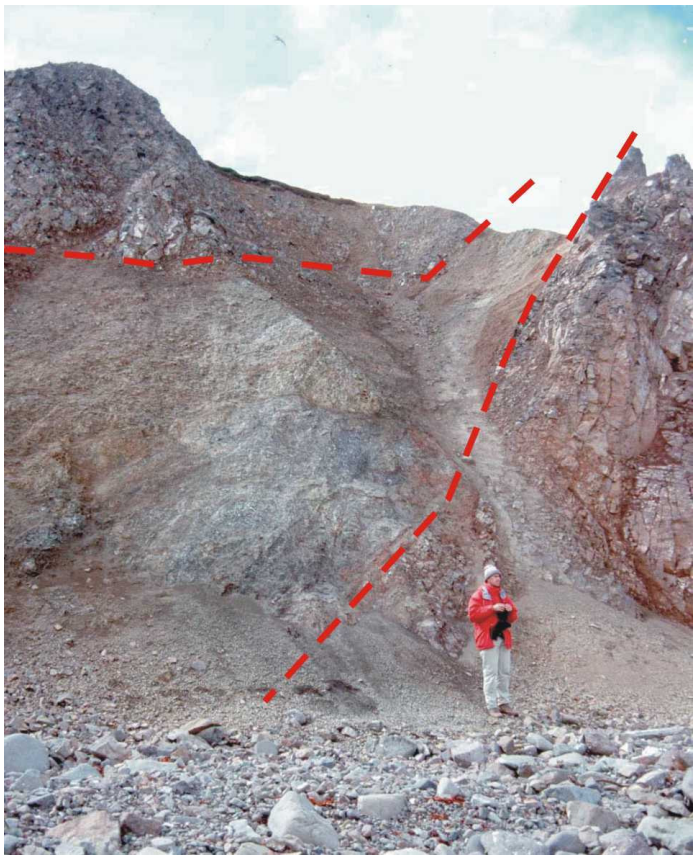


Figure II-1: Zone broyée de direction WNW-ESE (côte nord de la péninsule de Flateyjarskagi).
Les limites de la zone broyée, dont la coloration résulte de l'altération hydrothermale, sont soulignées par les traits discontinus. La roche bordant la zone broyée a aussi été intensément fracturée.

De plus, l'existence d'un réseau d'enregistrement séismique permanent en Islande fournit des données de haute qualité pour une étude sismotectonique. Il a donc été entrepris une étude tectonique de la Faille d'Húsavík-Flatey, à partir de données structurales et séismiques, afin de mieux caractériser son fonctionnement.

1. Modèles préexistants du fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey

De nombreux auteurs ont utilisé des données structurales, microstructurales et séismiques afin d'expliquer le fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey (FHF). Ainsi, en plus des failles dextres de direction WNW-ESE parallèles à la FHF décrites par Saemundsson (1974), Young et al. (1985), Gudmundsson et al. (1993) et Rögnvaldsson et al. (1998) et déjà mentionnés dans le chapitre I.4.2.2, d'autres structures ont été reconnues le long de la FHF.

Young et al. (1985) et Fjäder et al. (1994) ont mené d'importantes études structurales sur la déformation ayant affecté la péninsule de Flateyjarskagi. A partir d'études de terrain et de photo-interprétations (uniquement pour Young et al. (1985) dans ce dernier cas), ils ont mesuré le pendage des laves ainsi que les directions des dykes et des failles majeures.

L'organisation du pendage des laves est relativement complexe dans la péninsule de Flateyjarskagi de par la superposition de plusieurs phénomènes (Figure II-2). En effet, les pendages s'organisent de façon radiale autour du volcan central de Flateyjardalur (FCV). De plus, le saut de rift qui a eu lieu dans le Nord de l'Islande (voir le chapitre I.5.2.1) a fortement affecté le pendage des laves. La mise en place de nouvelles laves, qui reposent en discordance angulaire sur les anciennes laves, à l'est de la péninsule a provoqué la flexuration d'une partie de la pile de laves vers l'est et le sud-est. Toutefois, il apparaît que les pendages évoluent globalement de 5-15° vers le SW-WSW dans le milieu de la péninsule à 25-40° vers le NW le long de la côte nord de cette péninsule (Figure II-2).

La direction des dykes mesurés par Young et al. (1985) et Fjäder et al. (1994) montre une rotation horaire en s'approchant de la FHF: ils passent ainsi d'une direction N-S à NNE-SSW à une direction E-W à WNW-ESE (Figure II-3). Les directions des failles, majoritairement normales, évoluent d'une direction N-S à NNE-SSW au centre de la péninsule à une direction NE-SW le long de la côte nord (Young et al., 1985). De plus, ces auteurs décrivent le long de la côte nord un deuxième ensemble de failles normales de direction WNW-ESE à composante décrochante dextre.

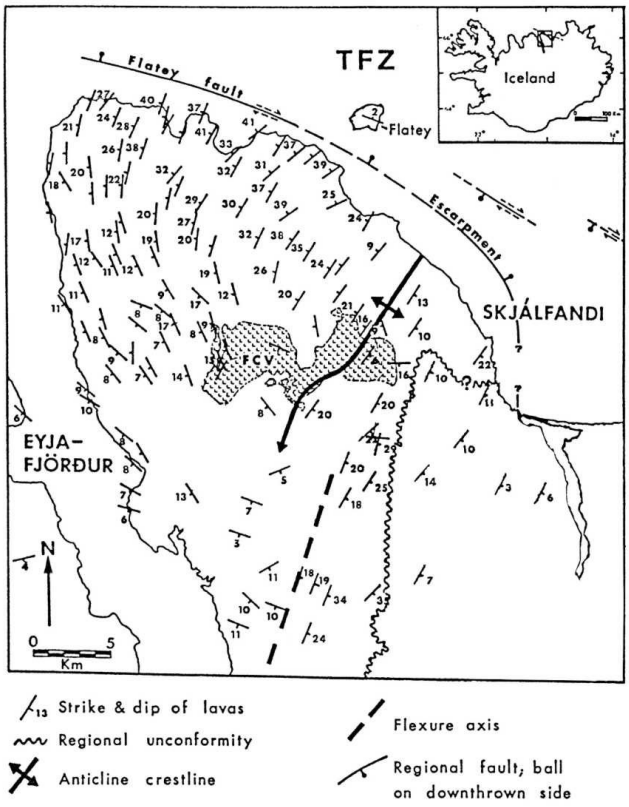


Figure II-2: Pendage des laves dans la péninsule de Flateyjarskagi (Young et al., 1985).
FCV: Flateyjardalur Central Volcano.

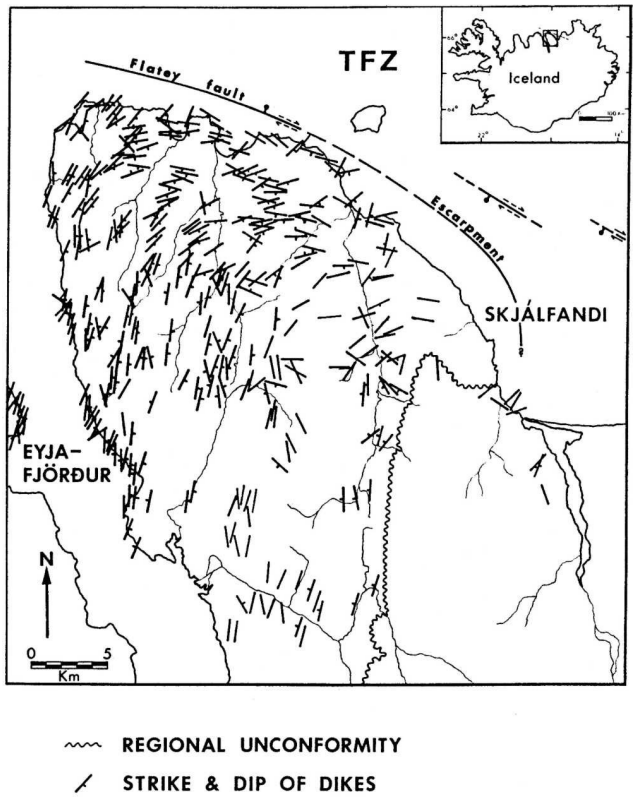


Figure II-3: Orientations des dykes dans la péninsule de Flateyjarskagi (Young et al., 1985).

Young et al. (1985) proposent que les changements de direction des dykes résultent d'une rotation de blocs de 110° dans le sens horaire. Celle-ci serait induite par un cisaillement simple affectant une zone de 11 km de large et dont l'intensité croîtrait à l'approche de la FHF. Des couloirs de cisaillement dextres WNW-ESE accommoderaient le mouvement décrochant tandis que les déformations des zones limitées par ces bandes de cisaillement auraient lieu le long de failles sénestres antithétiques de type Riedel (R') de direction NNE-SSW à NE-SW (Figure II-4). De telles failles sénestres de direction NNE-SSW à NE-SW, ainsi que des failles dextres de directions NW-SE à NNW-SSE ont été reconnues sur les péninsules de Tjörnes, de Flateyjarskagi et de Tröllaskagi par Young et al. (1985), Bergerat et al. (1992; 2000), Fjäder et al. (1994) et Langbacka et Gudmundsson (1995). Des failles actives sénestres, avec une composante normale, et de direction NNE-SSW ont été reconnues par Rögnvaldsson et al. (1998) à l'est de l'île de Flatey (Figure I-27). L'augmentation de l'intensité du pendage des laves vers l'extrémité de la péninsule se ferait par basculement le long de failles normales soumises au cisaillement simple (Figure II-5).

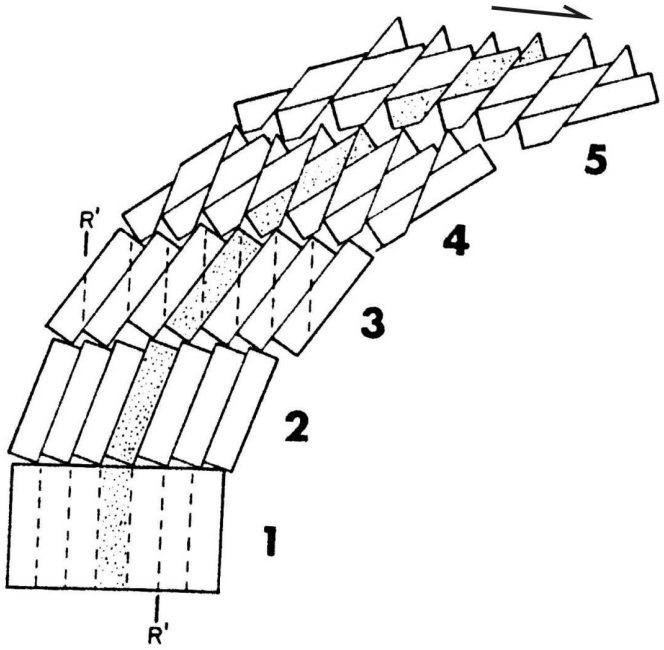


Figure II-4: Modèle schématique de rotation de blocs soumis à un cisaillement simple hétérogène (Young et al., 1985).

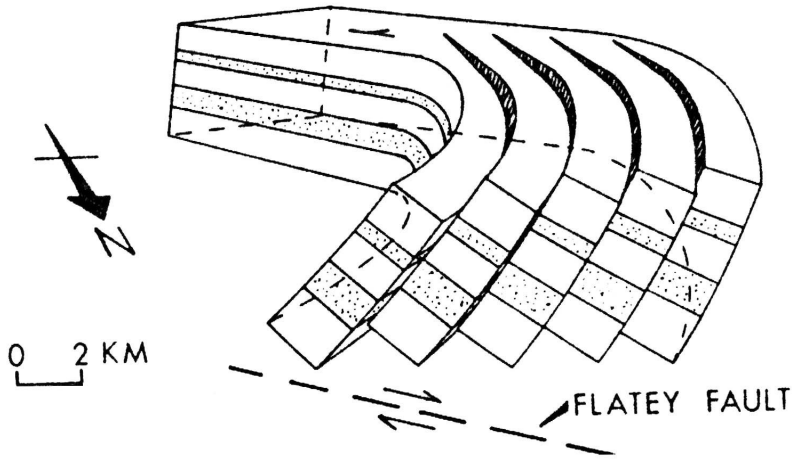


Figure II-5: Modèle schématique de déformation pour la péninsule de Flateyjarskagi (Young et al., 1985).
Vue vers le SW, au travers le la FHF. L'empilement de laves est représenté. La continuité des failles normales, telle qu'elle est suggérée ici, n'est pas confirmée par les observations de terrain. Le déplacement le long des zones de cisaillement de direction WNW-ESE n'est pas représenté ici.

Plusieurs observations contredisent ce modèle. Ainsi, Fjäder et al. (1994) soulignent l'absence d'un véritable réseau de failles décrochantes tel que celui nécessaire au fonctionnement du modèle de Young et al. (1985). Ils réfutent l'existence d'une rotation d'une

telle importance mais considèrent l'existence de deux groupes de dykes sur la péninsule de Flateyjarskagi. Les dykes, mesurés le long de la côte nord, de direction NW-SE à WNW-ESE, constitueraient un groupe distinct des dykes ayant des directions évoluant du N-NNE au NE. Ils envisagent donc une importante extension sub-perpendiculaire à la FHF, responsable de la mise en place des dykes de direction sub-parallèle à la FHF, en plus du cisaillement dextre ayant provoqué la rotation des dykes du N-NNE au NE. Le cisaillement dextre envisagé est donc de plus faible intensité que celui proposé par Young et al. (1985). Bergerat et al. (2000) estiment qu'il est responsable d'une rotation de 60° au maximum.

Une telle extension sub-perpendiculaire à la FHF avait déjà été décrite par Tryggvason (1973) qui estime à 1400 mètres le rejet vertical sur la FHF le long de la péninsule de Tjörnes, le compartiment sud étant abaissé. Le graben situé le long de la FHF dans le fjord de Skjálfandi et de direction approximative WNW-ESE (Figure I-27) témoigne de semblables mouvements extensifs (McMaster et al.; 1977). L'anomalie gravimétrique associée à ce graben correspond à un remplissage sédimentaire de 3 à 4 km d'épaisseur (Flovenz et Gunnarsson, 1991). Le même processus extensif explique les observations faites par Thors (1982) à partir de profils sismiques effectués au large de la côte nord de la péninsule de Flateyjarskagi, profils sur lesquels il estime que le rejet vertical au travers de la FHF est de 1100 mètres au minimum, la subsidence ayant affecté le compartiment nord (Figure II-6).

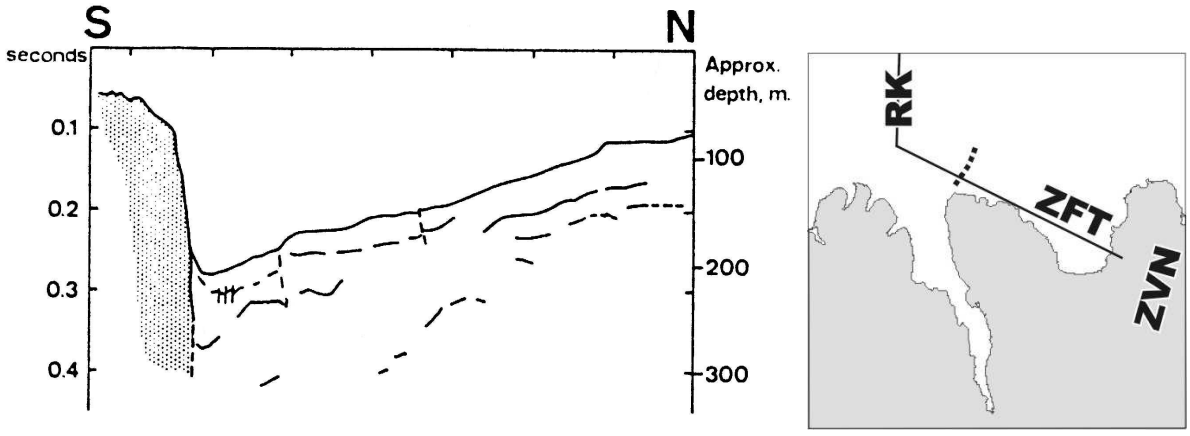


Figure II-6: Profil sismique perpendiculaire à la côte nord de la péninsule de Flateyjarskagi (Thors, 1982).
Le socle basaltique est grisé et quelques réflecteurs sont soulignés dans les dépôts sédimentaires. L'échelle en secondes est une échelle en temps double. Une division sur l'échelle horizontale correspond à un mile nautique. Le profil est localisé par un trait en pointillés sur la carte adjacente.

En s'appuyant sur des observations de terrain, Fjäder et al. (1994) proposent un modèle de déformation de la péninsule de Flateyjarskagi en trois étapes successives. La première étape correspond à une extension de direction E-W suivie d'une seconde étape ayant une direction d'extension NE-SW (mise en place des dykes et jeu de failles normales sub-parallèles à la FHF), tandis que la troisième étape est une extension de direction NW-SE (jeu des failles normales de direction NE-SW). L'origine de l'évolution des directions d'extension au cours de ces trois étapes est inconnue. Par ailleurs, une direction d'extension NW-SE telle qu'elle est indiquée pour la troisième étape suppose un mouvement décrochant sénestre le long de la FHF. Ne pouvant justifier un tel mouvement, Gudmundsson et Fjäder (1995) proposent alors l'existence d'un paléo-rift le long de la côte ouest de la péninsule de Flateyjarskagi. La péninsule de Flateyjarskagi se trouvant alors à la jonction entre une dorsale et une transformante, les contraintes extensives perpendiculaires à ce paléo-rift et à la faille transformante donnent naissance au champ de contraintes nécessaire pour expliquer l'évolution des directions qu'ils observent sur la péninsule de Flateyjarskagi (Figure II-7). Aucune donnée, autre que des dykes N-S très abondants dans ce secteur, ne vient toutefois corroborer l'existence d'un paléo-rift le long de la côte ouest de la péninsule de Flateyjarskagi.

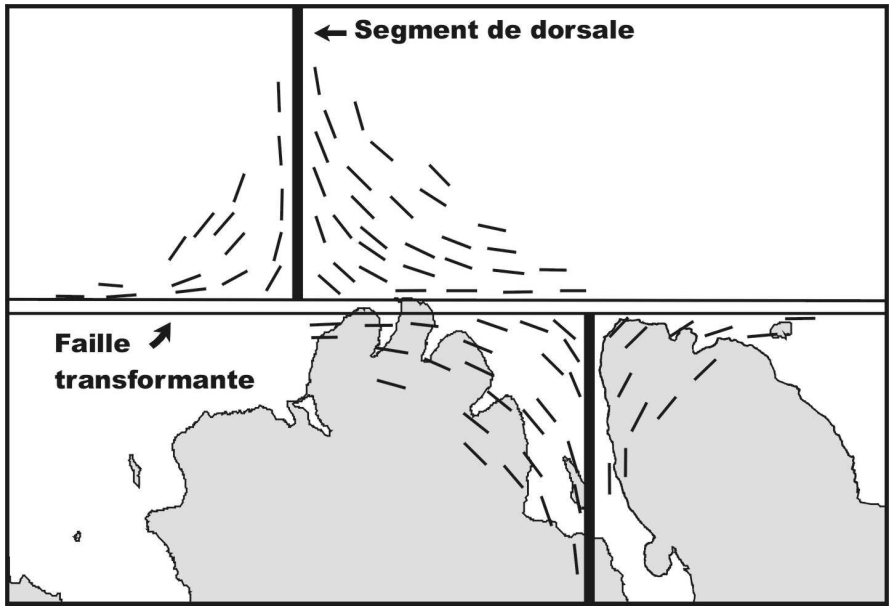


Figure II-7: Trajectoire des contraintes compressives maximales (σ_1) à la jonction entre une dorsale et une transformante.
D'après Gudmundsson et Fjäder (1995). Courts traits noirs: directions de σ_1. La présence d'un paléo-rift à l'ouest de la péninsule de Flateyjarskagi leur permet d'expliquer certaines des déformations qui y sont observées. Bien qu'elles impliquent certaines contradictions avec la géométrie d'ensemble, les côtes ont été ajoutées afin de mieux localiser les structures.

Selon Fjäder et al. (1994), la largeur de la zone intensément déformée au sud de la FHF n'excède pas 3 à 5 km, au lieu des 11 km proposés par Young et al. (1985). Jancin et al. (1995) pensent que cette différence s'explique surtout par le nombre insuffisant de données collectées par Fjäder et al. (1994) à partir d'une certaine distance de la FHF.

Langbacka et Gudmundsson (1995) ont effectué le même type de travail le long des côtes nord et est de la péninsule de Tröllaskagi en mesurant des pendages de laves ainsi que des directions de dykes et de failles. Leurs mesures indiquent une évolution des pendages depuis des valeurs de 5-10° vers le SSW jusqu'à des valeurs de 15-25° vers le SW au fur et à mesure que l'on se rapproche de la côte nord de la péninsule. La rotation des directions de pendage y est donc nettement moins importante que dans la péninsule de Flateyjarskagi. De même, ils n'ont mesuré que des dykes de direction générale NNE-SSW, sans noter une apparente rotation de leurs directions. Des failles normales majeures et mineures de direction N-S et NNE-SSW ont aussi été cartographiées par Langbacka et Gudmundsson (1995) sur l'ensemble de la péninsule, ainsi que des failles majeures et mineures de direction générale NW-SE le long de la côte nord. Ces dernières, majoritairement normales, doivent correspondre aux failles de direction NW-SE cartographiées en mer par Rögnvaldsson et al. (1998) à proximité de la jonction entre la FHF et la dorsale de Kolbeinsey (Figure I-27) ainsi qu'à celles de direction WNW-ESE décrites par Young et al. (1985) sur cette même péninsule. Ces différentes observations invalident le modèle de Gudmundsson et Fjäder (1995). En effet, aucune rotation des structures d'une direction N-S à une direction E-W, comme prévue sur la Figure II-7, n'est observée sur le terrain. Langbacka et Gudmundsson (1995) considèrent que les structures orientées NNE-SSW observées sur la péninsule de Tröllaskagi sont héritées du rifting. Pour eux, seul le basculement des blocs ainsi que la présence de failles normales orientées NW-SE à WNW-ESE le long de la côte nord sont liés au fonctionnement de la FHF. Le champ de contraintes à la jonction entre la FHF et la dorsale de Kolbeinsey, tel qu'illustré par la modélisation numérique (Figure II-8), serait à l'origine de ces déformations. Les directions de contraintes compressives minimales (σ_3) obtenues expliquent l'existence de failles normales orientées NW-SE à WNW-ESE sur la péninsule de Tröllaskagi. Le basculement de la pile de laves observé le long de la côte nord de la péninsule de Tröllaskagi résulterait du jeu de ces failles (Langbacka et Gudmundsson, 1995).

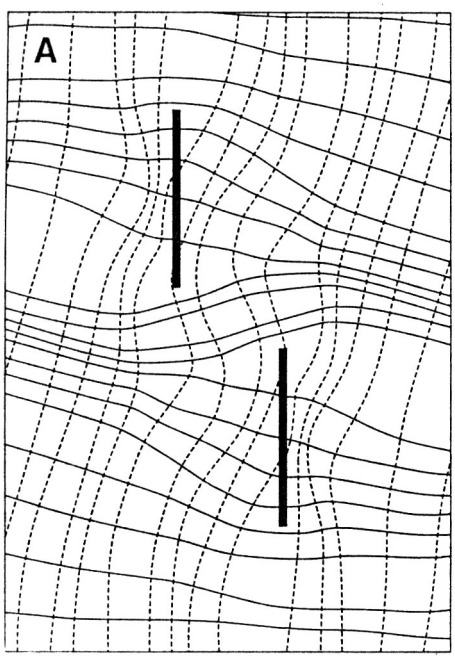


Figure II-8: Modélisation numérique des contraintes dans la Zone de Fractures de Tjörnes (Gudmundsson et al., 1993).
Les traits discontinus représentent les trajectoires de la contrainte compressive maximale (σ_1) et les traits continus celles de la contrainte compressive minimale (σ_3) Les zones de rift sont indiquées par de larges traits noirs.

Bergerat et Angelier (1999) et Angelier et al. (2000) ont quant à eux utilisé les méthodes d'inversion des failles striées afin d'étudier les mécanismes de la FHF. A partir de l'inversion d'environ 800 stries mesurées sur des failles principalement mineures dans la péninsule de Flateyjarskagi, ils ont déterminé deux grands groupes de régimes tectoniques. Chacun de ces deux grands groupes est composé de deux sous-groupes contenant chacun un régime extensif et un régime décrochant présentant des directions d'extension similaires. Cependant, dans chaque grand groupe, les deux sous-groupes indiquent des directions d'extension opposées (Figure II-9). Angelier et al. (2000) considèrent des phénomènes de rebond élastique ou d'accommodation de mouvements de blocs pour expliquer ces directions d'extension opposées. Les deux grands groupes indiquent des directions d'extension majoritaires E-W et NE-SW compatibles avec le mouvement dextre de la FHF (Figure II-9). Angelier et al. (2000) considèrent que ces deux directions d'extension représentent différents stades de couplage mécanique au travers de la FHF. L'extension de direction E-W, faisant un angle de 26° avec la FHF, correspond à un couplage modéré au travers d'une faille faible (une faille transformante avec un fort couplage ne provoque qu'une très faible perturbation du champ de contraintes régionales) tandis que l'extension de direction NE-SW correspond à un

couplage faible au travers d'une faille très faible. Cependant, aucune indication n'est fournie afin d'expliquer les raisons du changement de couplage mécanique au travers de la FHF. De plus, aucune corrélation n'est faite entre ces deux régimes majeurs et les déformations observées sur le terrain.

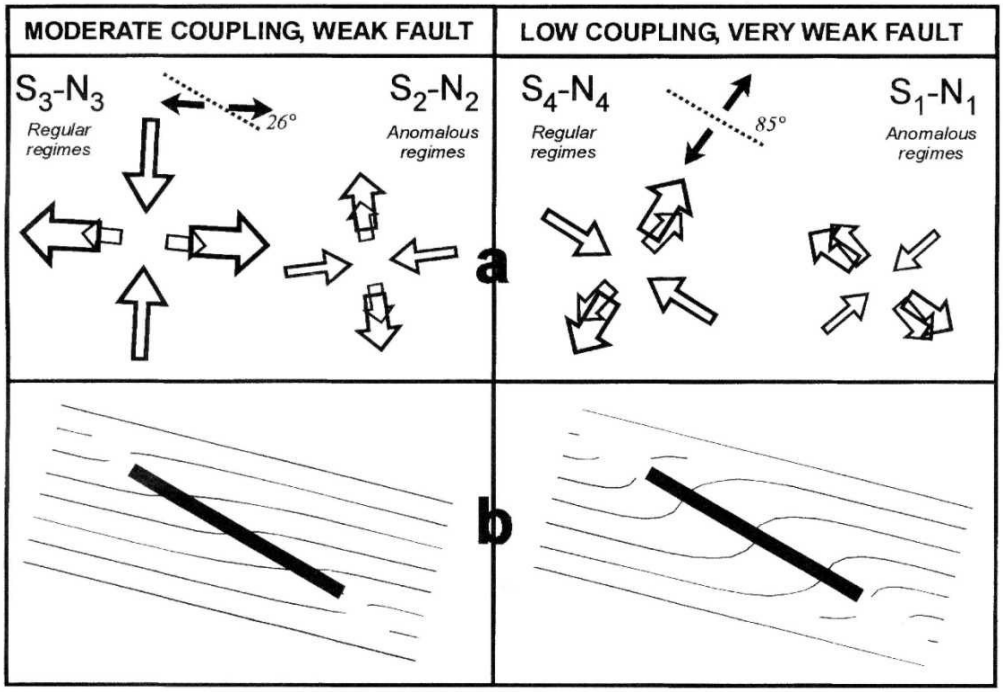


Figure II-9: Interprétation des différents régimes tectoniques en terme de variation de couplage mécanique à proximité de la FHF (Angelier et al., 2000).
(a) Groupes de régimes tectoniques. Flèches centrifuges: direction moyenne d'extension (σ_3) pour les régimes de type décrochant (S) et normal (N). Flèches centripètes: direction moyenne de compression (σ_1) pour les régimes décrochants. La taille des flèches est proportionnelle à l'importance relative du régime par rapport à l'ensemble des régimes. Les angles entre la FHF (trait en pointillé) et la direction moyenne d'extension (flèche noire) sont spécifiés.
(b) Modèle schématique des perturbations des trajectoires de la contrainte compressive minimale σ_3 (traits fins) à proximité d'une zone transformante dextre oblique (trait épais).

Bergerat et Angelier (1999) intègrent ces deux principaux régimes tectoniques avec les diverses directions de failles observées sur le terrain. Ils relient les failles dextres NW-SE à NNW-SSE, les failles sénestres NNE-SSW à NE-SW et les failles normales et les dykes N-S à l'extension de direction E-W (Figure II-10) et les failles sénestres NW-SE à NNW-SSE, les failles dextres NE-SW à ENE-WSW et les failles normales et les dykes WNW-ESE à l'extension de direction NE-SW (Figure II-10); les failles sénestres de directions NW-SE à NNW-SSE ainsi que les failles dextres de directions NE-SW à ENE-WSW, jusque là non mentionnées, ayant été reconnues par Young et al. (1985), Bergerat et al. (1992; 2000), Fjäder

et al. (1994) et Langbacka et Gudmundsson (1995) sur les péninsules de Tjörnes, de Flateyjarskagi et de Tröllaskagi.

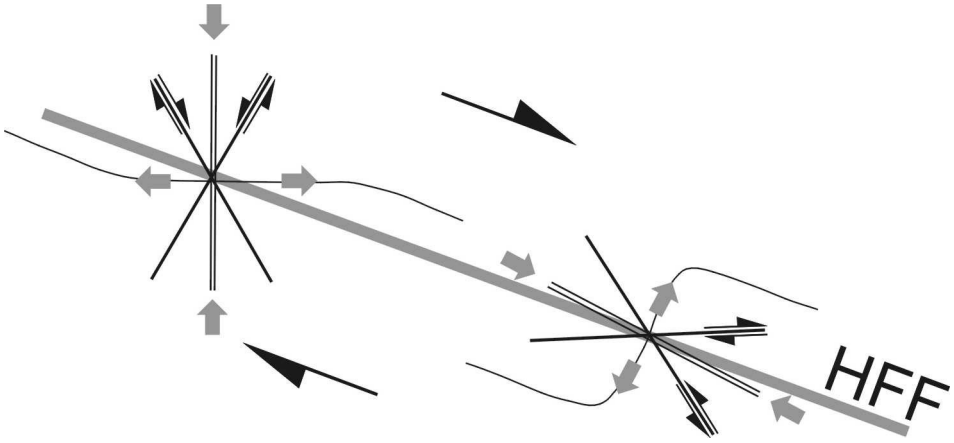


Figure II-10: Schéma de Bergerat et Angelier (1999) illustrant les régimes de contraintes et les structures cassantes associées à proximité de la FHF.
Les régimes de contraintes sont issus de Bergerat et Angelier (1999) et d'Angelier et al. (2000) (cas d'un faible couplage à gauche et d'un très faible couplage à droite). Les flèches grises indiquent les directions de compression et d'extension et les traits fins visualisent les perturbations des trajectoires de σ_3 à proximité de la FHF. Les traits simples représentent les failles décrochantes (mouvement indiqué par les doubles flèches). Les doubles traits représentent les structures extensives (failles normales, dykes).

Parallèlement, des campagnes de mesures GPS ont été menées à proximité de la FHF par Jouanne et al. (1999). Leurs résultats préliminaires, obtenus à partir de la comparaison entre des mesures faites en 1995 et 1997, mettent parfaitement en évidence le mouvement décrochant de la FHF ainsi que l'extension sub-perpendiculaire à la direction de la FHF (Figure II-11). L'activité séismique étant très faible le long de cette partie de la FHF, ces auteurs envisagent le blocage partiel de cette partie de la FHF avec accumulation de contraintes, une partie des déformations étant toutefois accommodée par des mouvements aséismiques ou *creep*. Cependant, la modélisation de ces déplacements implique la considération d'un ensemble de structures actives le long de la péninsule de Tjörnes (Figure II-12) dont certaines n'ont actuellement aucune expression géologique.

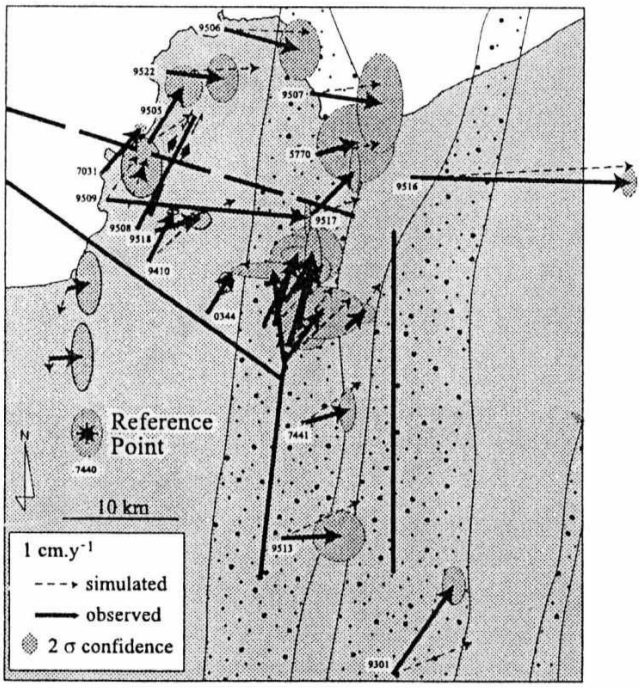


Figure II-11: Déplacements observés par mesures GPS et simulés par modélisation (Jouanne et al., 1999).
Les structures considérées pour modéliser le déplacement sont indiquées. Le point servant de référence aux déplacements est indiqué.

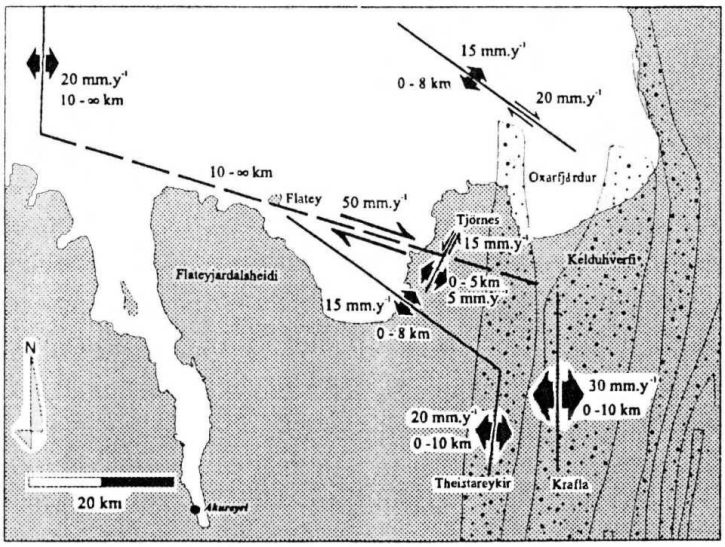


Figure II-12: Structures considérées pour la modélisation des déplacements mesurés par GPS et vitesses obtenues le long de ces structures (Jouanne et al., 1999).
Lignes continues: failles n'affectant que la croûte supérieure, majoritairement aséismiques. Lignes discontinues: failles bloquées dans les 10 premiers kilomètres et fonctionnant de façon ductile au-delà.

Malgré la quantité d'observations et de mesures disponibles, dont la qualité n'est absolument pas mise en cause, aucune des hypothèses proposées ne parvient à intégrer l'ensemble des déformations observées dans un modèle cohérent de fonctionnement de la FHF. Une importante étude tectonique de la Faille d'Húsavík-Flatey a donc été entreprise, à partir de données structurales (principalement des mesures de failles à stries) et de données séismiques, dans le but de mieux caractériser le fonctionnement de la FHF.

2 La reconstitution des champs de contraintes à partir des déformations cassantes

L'étude des données de structures cassantes permet la détermination, par leur analyse en terme de tenseurs des contraintes, des différents états de contraintes ayant affecté une zone donnée. L'analyse des failles à stries est un outil particulièrement puissant pour (1) différencier les différentes étapes de déformation superposées dans le cas des régions

polyphasées (en d'autres termes elle permet, outre la caractérisation de la phase majeure de déformation d'une région, de reconnaître le (ou les) événement(s) tectonique(s) mineur(s) éventuel(s), ce qui n'est pas toujours possible par la simple étude structurale), (2) d'accéder au tenseur des contraintes de chacune des phases tectoniques et (3) d'analyser, par corrélation avec les différentes observations structurales, l'évolution tectonique d'une région donnée. Cette méthode suppose de faire quelques hypothèses telles que celle d'un état de contraintes constant au cours de chaque épisode tectonique, d'une déformation incrémentale ou des jeux de failles indépendants les uns des autres. Dans ce type d'approche, l'analyse de nombreux sites est alors conseillée afin de détecter les éventuelles variations, engendrées par des perturbations locales, non représentatives du champ de contraintes régionales.

La déformation cassante en Islande se localise sur (1) des plans de glissements, failles centimétriques à hectométriques, (2) des fentes de tension, siège de recristallisations essentiellement siliceuses (quartz, zéolite, calcédoine…) (Gudmundsson, 1999), (3) des dykes, principalement basaltiques, et (4) des plans sur lesquels aucun déplacement n'est détectable, formés en tension ou en cisaillement, appelés diaclases ou "joints" Ce dernier type de structures a été volontairement délaissé car leur utilisation, comme élément susceptible de renseigner sur les événements tectoniques, n'est pas triviale. De plus, nombre d'entre eux correspondent à des joints de refroidissement des basaltes et n'ont, par conséquent, aucune valeur tectonique.

Tous les sites de mesures sont situés dans des basaltes tholéitiques. Par nature, il s'agit de matériaux compétents et, comme les magnitudes des contraintes et les conditions de température qui les ont affectés ont été faibles, leur déformation s'est donc effectuée principalement dans le mode cassant. La difficulté de conduire des études paléomagnétiques précises, difficulté entre autres due à la haute latitude de l'Islande et à la quasi-impossibilité d'échantillonner sur de grandes distances une même coulée afin de caractériser sa rotation tectonique (Kristjansson, communication personnelle), conduit à négliger les rotations éventuelles qu'auraient pu subir les structures et donc à considérer qu'elles ont conservé leur orientation originelle. La répartition des sites de mesure a été faite, dans la mesure du possible, de façon à distinguer une éventuelle évolution du champ de contraintes en fonction de la distance aux accidents transformants.

En combinant l'analyse de failles à stries, en terme de paléotenseurs des contraintes, aux données de chronologie relative entre les structures cassantes mesurées (recoupements de

structures, superposition de stries, …), il est possible de proposer une succession des différents épisodes de déformation reconstitués.

2.1 Rappels

2.1.1 Notion de tenseur des contraintes

Les déformations dans un volume rocheux sont engendrées par l'application de forces aux limites de celui-ci. L'étude en termes de contrainte est une analyse de la distribution de ces forces aux limites à l'intérieur du matériau. Une contrainte est définie analytiquement comme la limite du rapport $d\vec{F}/dS$, lorsque dS tend vers 0, de la force $\vec{F}$ s'exerçant sur un corps matérialisé par un élément de surface S. Une contrainte a ainsi les propriétés d'un vecteur s'exerçant sur une surface en un point. Le vecteur contrainte $\vec{\sigma}$ peut se décomposer en une composante tangentielle $\vec{\tau}$, dans le plan de la surface d'application, et en une composante normale $\vec{\sigma}_n$, perpendiculaire à la surface d'application (Figure II-13). La connaissance des contraintes s'appliquant sur trois facettes perpendiculaires aboutit à la caractérisation complète et unique de l'état de contraintes dans le volume rocheux. Ainsi, dans un référentiel orthonormé (x,y,z) quelconque, l'état des contraintes du milieu est défini par les contraintes $\vec{\sigma}_x, \vec{\sigma}_y$ et $\vec{\sigma}_z$ s'exerçant sur les faces de normales respectives $\vec{U}_x, \vec{U}_y$ et $\vec{U}_z$. La forme matricielle $[\sigma_{ij}]$, du tenseur des contraintes, s'écrit comme suit:

$$[\sigma_{ij}] = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{yx} & \sigma_{zx} \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} & \sigma_{zy} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{yz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad \text{avec} \quad \begin{aligned} \vec{\sigma}_1 &= \sigma_{xx}\vec{U}_x + \sigma_{yx}\vec{U}_y + \sigma_{zx}\vec{U}_z \\ \vec{\sigma}_y &= \sigma_{xy}\vec{U}_x + \sigma_{yy}\vec{U}_y + \sigma_{zy}\vec{U}_z \\ \vec{\sigma}_z &= \sigma_{xz}\vec{U}_x + \sigma_{yz}\vec{U}_y + \sigma_{zx}\vec{U}_z \end{aligned}$$

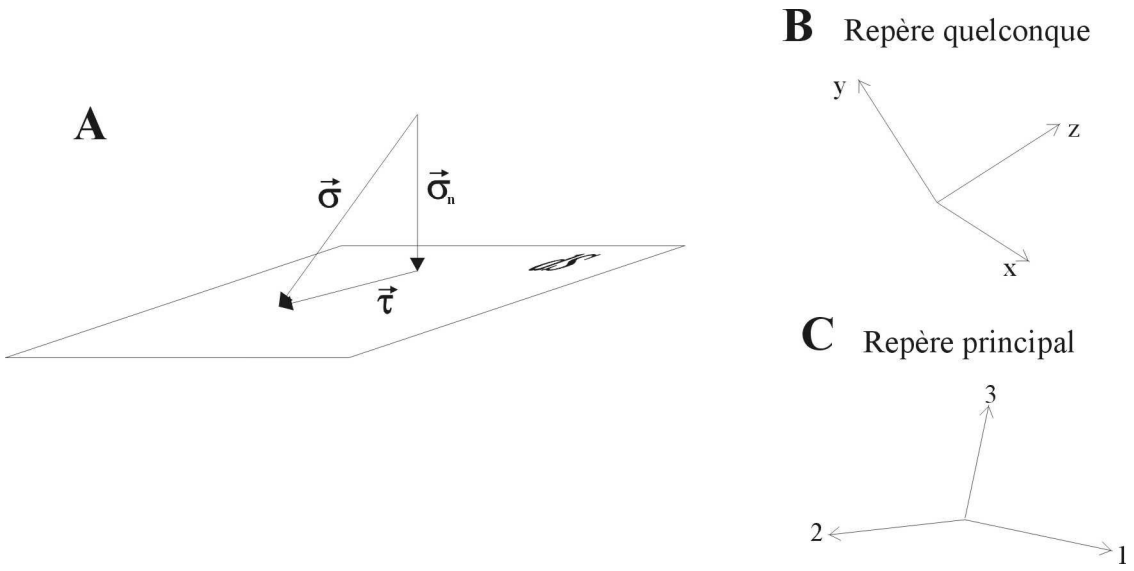


Figure II-13: Le tenseur des contraintes.
A: Décomposition du vecteur des contraintes $\vec{\sigma}$ en une composante tangentielle $\vec{\tau}$ et en une composante normale $\vec{\sigma}_n$. B: Repère quelconque (x,y,z). C: Repère principal ($\vec{U}_1$, $\vec{U}_2$ et $\vec{U}_3$)

2.1.2 Le repère principal

On définit le repère principal $\vec{U}_1$, $\vec{U}_2$ et $\vec{U}_3$ comme le repère dans lequel le tenseur des contraintes est diagonal, ce qui signifie que les contraintes $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$, s'exerçant respectivement sur les surfaces de normales $\vec{U}_1$, $\vec{U}_2$ et $\vec{U}_3$, sont orthogonales à celles-ci (Figure II-13). Le tenseur des contraintes s'écrit alors sous la forme:

$$[\sigma_{ij}] = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad \text{avec} \quad \begin{aligned} \vec{\sigma}_1 &= \sigma_1 \vec{U}_1 \\ \vec{\sigma}_2 &= \sigma_2 \vec{U}_2 \\ \vec{\sigma}_3 &= \sigma_3 \vec{U}_3 \end{aligned}$$

où $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$ sont les contraintes dites principales.

Le tenseur des contraintes est défini par six paramètres que sont l'orientation des trois axes $\vec{U}_1$, $\vec{U}_2$ et $\vec{U}_3$ du repère principal et la magnitude (norme) σ_1, σ_2 et σ_3 des contraintes principales $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$. Par convention, $\vec{\sigma}_1$ est la contrainte maximale, $\vec{\sigma}_2$ la contrainte intermédiaire et $\vec{\sigma}_3$ la contrainte minimale, les contraintes compressives étant définies positives.

Pour des raisons de simplification typographique, les vecteurs contraintes $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$ seront par la suite notés σ_1, σ_2 et σ_3. Leurs orientations seront repérées par leurs directions et leurs angles de plongement. De plus, on considère que σ_1 définit la direction de compression et σ_3 la direction d'extension. Afin de faciliter la distinction entre la contrainte maximale et la contrainte minimale, les directions de contraintes σ_1 et σ_3 seront représentées par des flèches convergentes et divergentes, bien que la magnitude absolue de σ_3 (négative ou positive) soit souvent inconnue. En ce qui concerne les structures cassantes, la convention utilisée pour repérer une structure plane est la valeur de son azimut, angle de 0° à 180° que fait sa direction (droite horizontale contenue dans le plan considéré) avec la direction du Nord magnétique et la valeur de son pendage, angle de 0° à 90° que fait le plan considéré avec l'horizontale, à laquelle on ajoute une direction de plongement (N, E, S, W). La strie d'une faille est repérée par son pitch en degrés, angle de 0° à 90° que fait la strie dans le plan de faille avec l'horizontale, et par sa direction de plongement (N, E, S, W). Dans le cas d'une faille à faible pendage, la strie est repérée par son azimut en degrés, angle de 0° à 180° que fait le plan vertical contenant la strie avec la direction du Nord magnétique.

Les directions indiquées dans le texte sont données par rapport au Nord géographique et donc corrigées de la déclinaison magnétique qui était en moyenne de –20°E dans le Nord de l'Islande au moment de notre étude.

2.2 Méthodes d'inversion des données

2.2.1 Le modèle d'Anderson

Les méthodes d'inversion ont pour but de déterminer, à partir de mesures de failles, le tenseur des contraintes qui les a fait jouer en cisaillement. Le modèle d'Anderson (1942) permet de positionner les axes σ_1, σ_2 et σ_3 dans le cas de failles néoformées. La mise sous contrainte d'un volume rocheux homogène, isotrope et dépourvu de discontinuités, engendre, si le seuil de rupture du matériau est atteint, la formation d'un système conjugué de failles contenant l'axe σ_2 et formant un angle aigu 2θ dont σ_1 est la bissectrice (Figure II-14). Cet angle de rupture θ, ou angle de friction, dépend des propriétés intrinsèques du matériau. L'une des familles d'un système conjugué peut être prédominante par rapport à l'autre. La simple

caractérisation géométrique des failles néoformées permet donc, si l'on connaît les propriétés intrinsèques du matériau, de déterminer l'orientation des axes σ_1, σ_2 et σ_3, sans toutefois avoir accès aux magnitudes des contraintes (Figure II-14). Pour les failles normales, σ_2 et σ_3 sont horizontaux, pour les failles inverses, σ_1 et σ_2 sont horizontaux tandis que pour les failles décrochantes, σ_1 et σ_3 sont horizontaux (Figure II-14). En ce qui concerne les fentes de tension ou les dykes, ils ont pour direction l'axe σ_1 ou l'axe σ_2 et pour normale l'axe σ_3.

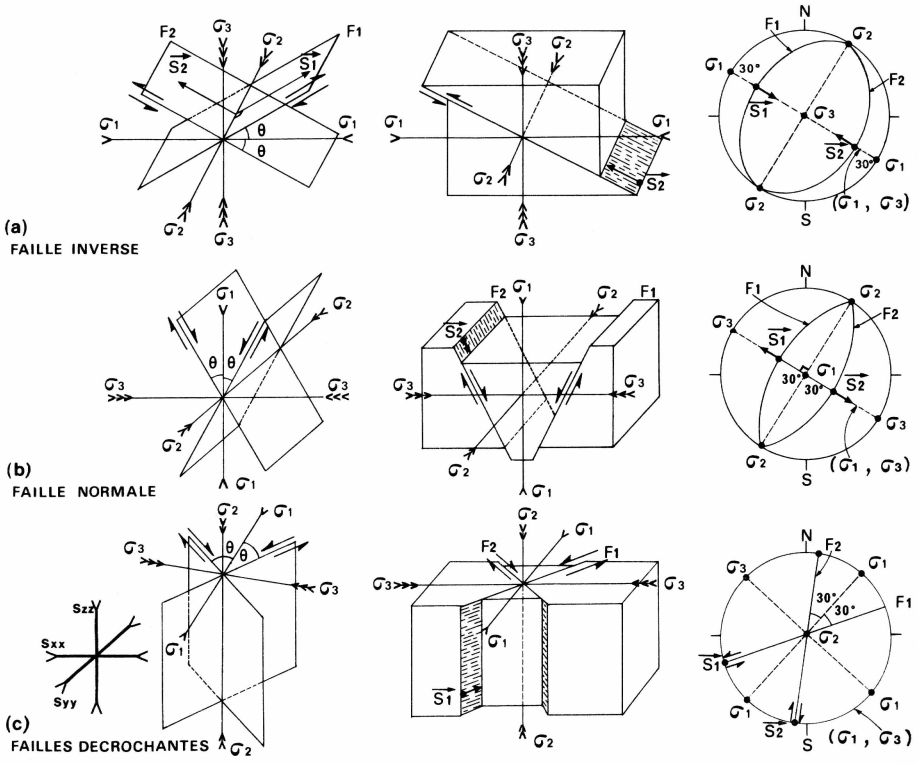


Figure II-14: Interprétation dynamique des failles par le modèle d'Anderson (Mercier et Vergely, 1992).
F_1 et F_2: failles conjuguées, de stries S_1 et S_2. Représentation en projection stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur).

2.2.2 Le cercle de Mohr

Le modèle d'Anderson ne s'applique qu'à l'étude des milieux rocheux dépourvus de discontinuités telles que des plans de stratification ou des fractures héritées d'épisodes tectoniques précédents. Ces discontinuités sont souvent appelées à rejouer en plans de cisaillement conformément au nouvel état de contraintes, car leur réactivation nécessite une énergie inférieure à celle nécessaire à la formation de nouvelles fractures. Cette dualité entre

néoformation et réactivation est illustrée dans la représentation graphique de Mohr. La remobilisation de discontinuités préexistantes dépend (1) de leur orientation par rapport aux axes σ_1, σ_2 et σ_3, définie par l'angle $\gamma/2$ que font les discontinuités avec σ_1, (2) des propriétés rhéologiques internes du milieu rocheux (μ_0, C_0) et de celles des discontinuités (μ_r, C_r) et (3) de la magnitude relative des contraintes. Les courbes de néorupture et de réactivation suivent toutes deux une loi de type Mohr-Coulomb avec $\sigma_n = C_i + \mu_i \tau_i$.

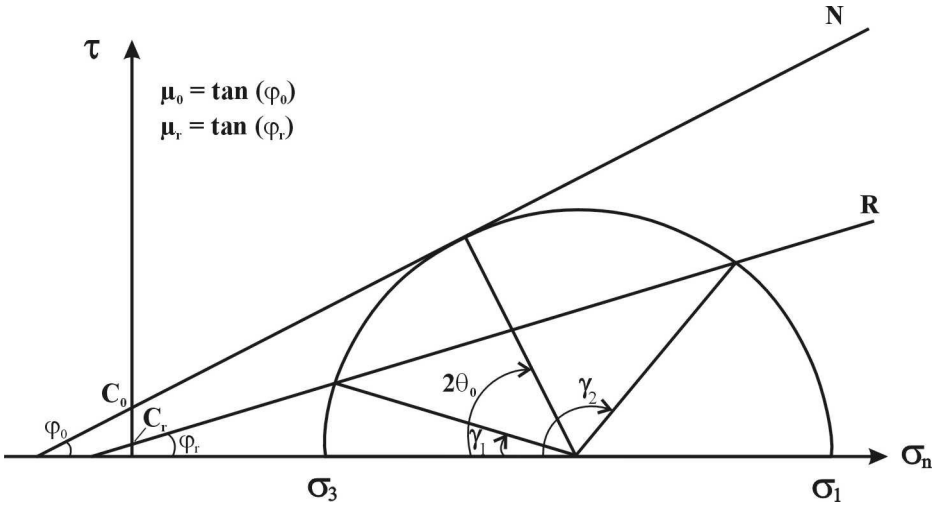


Figure II-15: Modèle de Mohr pour la réactivation ou la néoformation de plans de cisaillement.
Les courbes de néorupture (N) ou de réactivation (R) ont été assimilées à des droites. μ_i et C_i (i=0 pour la néorupture et i=r pour la réactivation) sont le coefficient de friction et la cohésion reliant la contrainte tangentielle à la contrainte normale suivant la loi de Mohr-Coulomb. φ_i est l'angle de friction, avec μ_i= tan φ_i. Pour les valeurs de contrainte maximale σ_1 et minimale σ_3 représentées, les plans faisant un angle avec l'axe σ_1 compris entre $\gamma_1/2$ et $\gamma_2/2$ seront, s'ils existent, préférentiellement réactivés. Si de tels plans n'existent pas, il y aura néoformation de fractures qui feront alors un angle $\theta_0 = 45 - \varphi_0/2$ avec σ_1.

2.2.3 Les méthodes analytiques

Des méthodes numériques et analytiques ont été développées pour caractériser les axes principaux des contraintes et donner une valeur relative sur leurs magnitudes. De telles méthodes reposent sur la relation fondamentale de parallélisme liant la direction de la strie à celle de la contrainte tangentielle appliquée pour un plan de faille donné (Wallace, 1951; Bott, 1959). Il est en général difficile de reconstituer complètement le tenseur des contraintes en tectonique cassante, en raison du manque d'information sur toutes les conditions initiales à la rupture (pression, température, saturation en fluides…) à la différence de ce qui peut être fait

expérimentalement dans un laboratoire de mécanique des roches. Néanmoins, il est possible de définir un tenseur réduit qui sera caractérisé par seulement les quatre variables que sont l'orientation des trois vecteurs contraintes principales et un facteur de forme Φ qui établit une relation entre les valeurs de σ_1, σ_2 et σ_3, avec $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. La relation entre le tenseur réduit $[\sigma_{ij}]_r$ et le tenseur initial $[\sigma_{ij}]$ est obtenue par la relation $[\sigma_{ij}]_r = k\,[\sigma_{ij}] + lI$, avec les paramètres de dimensionnement k (entier strictement positif) et lI (tenseur isotrope). Le passage du tenseur initial au tenseur réduit n'affecte donc ni la direction, ni le sens de la contrainte cisaillante, de telle sorte que le parallélisme entre strie et contrainte cisaillante est encore vérifié (Angelier, 1989). La détermination du facteur Φ exige l'existence de failles obliques par rapport aux axes principaux. En effet, des failles néoformées conjuguées, donc contenant l'axe σ_2, ne permettent pas de déterminer ce rapport de forme puisque l'orientation de la strie dans ce cas est indépendante de la magnitude des contraintes.

La détermination d'un tenseur réduit des contraintes revient donc à résoudre un système à quatre équations. La connaissance de quatre jeux de failles d'orientations variées permet ainsi théoriquement la détermination des quatre inconnues. Le calcul du tenseur réduit à partir d'un plus grand nombre de failles entraîne une surdétermination, permettant ainsi de compenser les erreurs de mesure (Angelier, 1990). La qualité du résultat du calcul ne dépend pas uniquement du nombre de données, mais aussi de leur dispersion. L'existence de failles conjuguées et de failles héritées permet de déterminer avec plus de précision les directions des axes de contraintes et le rapport Φ.

Dans le cadre de ce travail, un facteur de qualité a été attribué aux tenseurs réduits des contraintes calculés en considérant l'appartenance ou non de deux axes de contraintes au plan horizontal, le nombre de données et leur diversité (failles conjuguées et héritées, orientations dispersées…). Ce facteur de qualité va de 4 (très bonne qualité) à 1 (qualité médiocre).

La méthode analytique utilisée pour l'inversion des données repose sur la recherche d'un parallélisme entre la strie observée et la contrainte tangentielle calculée à partir du tenseur réduit déterminé. On cherche alors à minimiser l'écart, pour chaque faille incluse dans le calcul, entre la strie réelle observée et la strie théorique (ou contrainte tangentielle) correspondant au tenseur calculé.

La fonction de minimisation de la méthode d'inversion directe INVD (Angelier, 1990) utilisée ici est la suivante:

$$S = \sum_{k=1}^{n} v_k^2 \qquad \text{où} \quad \vec{v}_k = \lambda \vec{s}_k - \vec{\tau}_k$$

$\vec{s}_k$ est la strie réelle mesurée unitaire, $\vec{\tau}_k$ est la contrainte tangentielle calculée pour un plan k donné et λ est le module de la contrainte cisaillante maximale calculée avec la forme particulière du tenseur réduit qui a été choisie (tenseur déviatorique, à trace nulle).

L'intérêt de cette méthode d'inversion est donc de faire intervenir, en plus de la minimisation de l'angle entre la strie observée et la strie calculée, une maximisation de la magnitude de la contrainte tangentielle théorique. Ceci permet donc de tenir compte du fait que la contrainte cisaillante doit atteindre une valeur suffisante pour engendrer le glissement.

Les paramètres RUP et ANG permettent d'estimer la qualité des tenseurs calculés. Le rapport RUP (pour chaque faille k, $RUP_k = \nu_k/\lambda$) varie de 0% (contrainte tangentielle maximale parallèle à la strie et de même sens) à 200% (contrainte tangentielle maximale parallèle à la strie, mais de sens opposé). L'estimateur ANG correspond à l'angle entre la strie observée et le mouvement théorique. Il varie de 0° (strie calculée de même sens que la strie mesurée) à 180° (strie calculée de sens opposé à la strie mesurée). On considère que pour des valeurs de $RUP_k \leq 75\%$ et de $ANG_k \leq 45°$, les failles considérées sont en bon accord avec le tenseur calculé et qu'un tenseur des contraintes a une signification uniquement si les paramètres moyens (pour toutes les failles) de vraisemblance ANG et RUP sont tels que le ANG est inférieur à une trentaine de degrés et le RUP est inférieur à 50%.

Les données de fentes de tension et de dykes n'ont pas été utilisés pour déterminer directement les axes de contraintes, mais viennent appuyer les résultats obtenus par l'inversion des jeux de failles. Dans la suite du manuscrit, les représentations graphiques des données seront présentées en projection de Schmidt, hémisphère inférieur.

2.2.4 Les sites polyphasés: quelques critères de séparation

Dans de nombreux sites, l'ensemble des données recueillies sur le terrain ne peut être expliqué par un seul état de contraintes. L'hétérogénéité d'une population de failles peut traduire le fait que les jeux mesurés résultent de plusieurs états de contraintes successifs. Dans de tels cas, on divise, dans un premier temps, les failles suivant le modèle d'Anderson (1942)

en trois groupes correspondant aux trois types de disposition des axes principaux (Figure II-14). Il se peut qu'au sein d'un même type (normal, inverse ou décrochant), un polyphasage tectonique soit aussi reconnu. Dans le cas d'un régime décrochant, cela se manifestera par une zone de recouvrement azimutal entre l'angle de balayage des stries dextres et celui des stries sénestres et/ou par un angle de balayage d'un (ou des deux) type(s) de décrochement(s) supérieur à 90°. On essayera alors de définir des sous-groupes de failles compatibles entre elles et tels que, pour chaque sous-groupe, l'angle aigu entre les directions des jeux conjugués soit voisin de 60°. Dans le cas des régimes normaux et inverses, un polyphasage peut-être soupçonné si la distribution des azimuts des stries présente une dispersion importante. Le classement en sous-groupes dans ce cas-ci s'appuiera, entre autres, sur la focalisation azimutale des stries. Des critères de chronologie relative observés sur le terrain, tels que la superposition de plusieurs stries sur un même plan de faille ou le recoupement d'un plan de faille par le mouvement d'un second plan, peuvent permettre de confirmer une tectonique polyphasée. Les directions d'extension, déduite de structures telles que les fentes de tension ou les dykes, sont aussi des indicatrices précieuses pour la subdivision des données d'un ensemble polyphasé.

Un exemple de traitement des données dans un site polyphasé, ayant nécessité la séparation des données en différents ensembles homogènes, est présenté sur la Fig. 5 du chapitre II.4.

2.2.5 Le regroupement des tenseurs de contraintes en différentes phases tectoniques

L'existence d'un polyphasage en plusieurs sites traduit souvent que plusieurs phases tectoniques se sont succédées. On cherche alors à associer les états de contraintes locaux qui correspondent à une même phase tectonique. Ce regroupement peut s'avérer délicat lorsque l'on se trouve confronté à une importante diversité d'orientation des axes de contraintes. Afin de pouvoir raisonner sur l'ensemble des tenseurs de contraintes, il est souvent plus simple de ne considérer qu'un seul axe de contraintes. Dans le cas qui nous intéresse, les tenseurs des contraintes étant quasi-exclusivement de type décrochant ou normal, nous avons raisonné à partir de la direction d'extension (axe σ_3), cet axe étant sub-horizontal pour ces deux types de tenseurs. Ce cas sera retenu pour l'ensemble de la discussion qui suit. Une représentation en rosaces des directions d'extension pour les systèmes décrochants d'une part et pour les systèmes extensifs d'autre part permet alors, dans les cas les plus simples, de déterminer les

différents régimes présents dans notre jeu de tenseurs. Le facteur de qualité, préalablement attribué à chacun des tenseurs, sera alors considéré afin de privilégier les tenseurs bien définis au détriment de ceux dont l'orientation des axes de contraintes est incertaine. L'arrangement des directions d'extension en différents groupes, dans lesquels on peut s'attendre à retrouver une distribution de type gaussienne des directions, devrait alors permettre la reconnaissance des différents régimes tectoniques. La variation des directions, au sein d'un même régime, ne devrait pas, en théorie, dépasser une valeur voisine des 30°. Des ajustements locaux à proximité de grands accidents peuvent, par exemple, engendrer des variations locales des états de contraintes au sein d'un régime tectonique. La représentation en rosaces nécessite de choisir une largeur de classes des rosaces. Deux phénomènes contradictoires sont alors à prendre en compte. D'une part, il faut que la largeur des classes soit suffisamment faible pour pouvoir discerner la limite entre deux phases tectoniques proches l'une de l'autre. Mais d'autre part, il faut que la largeur des classes soit suffisamment large de façon à éviter une surdistinction des épiphénomènes à valeurs strictement locales (l'unique façon de s'affranchir de ce problème d'épiphénomènes étant bien sûr de disposer d'une grande quantité de données).

Dans certaines situations, la représentation en rosace des directions d'extension ne permet pas de distinguer les différents régimes tectoniques présents. En effet, deux phases tectoniques distinctes dans le temps peuvent avoir des directions d'extension suffisamment proches l'une de l'autre pour se chevaucher partiellement. Ce phénomène de chevauchement partiel des directions d'extension affectera profondément la lisibilité de la rosace. Un exemple théorique de chevauchement des azimuts est présenté sur la Figure II-16. Les distributions gaussiennes des directions d'extension de ces trois phases tectoniques se recouvrant partiellement, le signal apparent est fortement perturbé et ne permet pas de distinguer facilement les trois principales directions d'extension présentes. Seule une étude minutieuse permet alors, dans certains cas, de distinguer les limites des différentes phases tectoniques présentes. Finalement, l'utilisation de l'ensemble des critères de chronologie relative disponibles doit pouvoir confirmer la justesse des regroupements effectués.

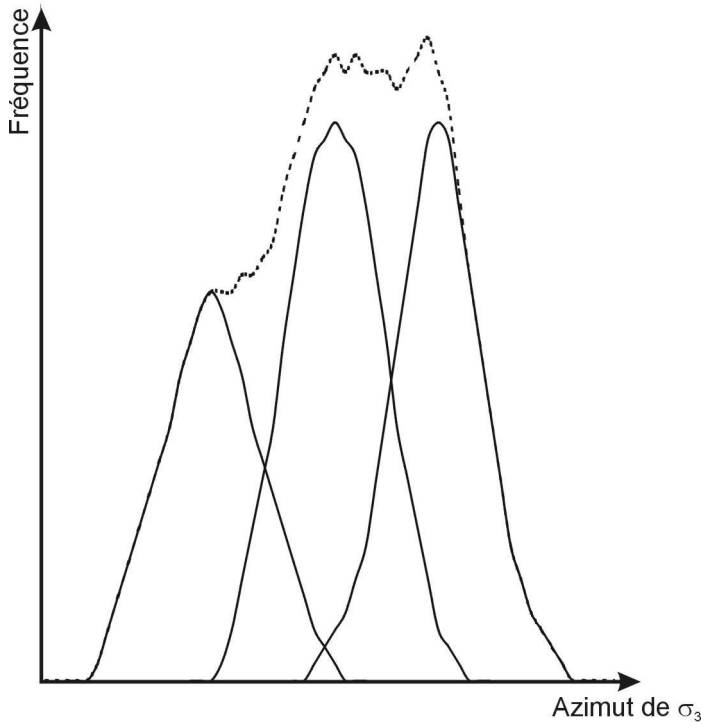


Figure II-16: Problème du chevauchement des azimuts. Cas de trois phases tectoniques distinctes (traits continus) dont les directions d'extension (par exemple) se chevauchent partiellement. Le signal apparent (trait discontinu) est alors fortement influencé par le recouvrement azimutal.

Cette séparation des régimes tectoniques joue un rôle particulièrement important dans cette étude en raison du fort polyphasage apparent de la tectonique cassante au voisinage de la Faille d'Húsavík-Flatey.

3 La séismicité de la Faille d'Húsavík-Flatey

Les données utilisées dans le cadre de l'étude de la séismicité de la FHF proviennent du réseau permanent islandais SIL. Après une brève description de ce réseau et de ses caractéristiques, une étude des principales propriétés de la séismicité, enregistrée le long de la Faille d'Húsavík-Flatey, sera présentée.

3.1 Le réseau d'enregistrement séismique SIL

Le réseau d'enregistrement permanent islandais SIL (South Iceland Lowland) a été développé initialement dans la Zone Séismique Sud-Islandaise avec l'installation de huit stations d'enregistrement en 1990 (Rögnvaldsson et Slunga, 1993; Stefansson et al., 1993; Bödvarsson et al., 1996). Dans la région nord (Figure II-17), les six premières stations furent installées en décembre 1993 (stations SIG, HLA, GIL, GRA, GRI et LEI), trois autres en 1996 (stations REN, HRN et GRS) et les trois dernières en 2000 (stations FLA, BRE et HED). A ce jour, le réseau compte quarante-trois stations d'enregistrement séismique dont douze dans la partie nord de l'Islande.

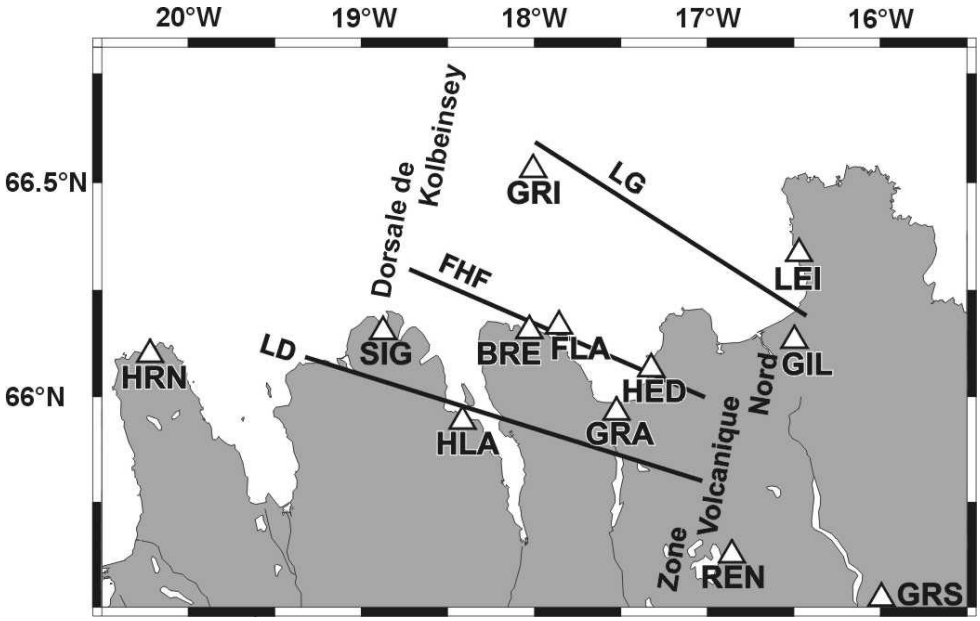


Figure II-17: Localisation des stations séismiques du réseau permanent SIL dans le Nord de l'Islande.
L'emplacement de chacune des stations est indiqué par un triangle blanc. Les Linéaments de Grímsey (LG), de Dalvík (LD) et la Faille d'Húsavík-Flatey (FHF) sont indiqués par un trait épais.

Le Département de Géophysique de l'*Icelandic Meteorological Office* (IMO) de Reykjavik a en charge la gestion du réseau et le traitement des données. Le fonctionnement du réseau est en grande partie automatisée et permet une analyse en routine des enregistrements séismiques. Le traitement de ceux-ci se fait principalement en deux étapes. Une première étape, au niveau de la station, permet de détecter les événements séismiques et ainsi de ne transmettre au centre séismologique que ceux-ci. La seconde étape s'effectue au centre et

correspond au traitement des différents signaux reçus afin de caractériser précisément l'événement séismique enregistré.

Chacune des stations, reliée par câble téléphonique au centre de Reykjavik, est équipée d'un séismographe analogique à trois composantes, deux orientées dans le plan horizontal suivant les directions N-S et E-W et une troisième orientée suivant l'axe vertical. Les données sont échantillonnées à une fréquence de 0.01Hz et sont synchronisées par des horloges avec une précision supérieure à 1 ms. Pour chaque événement détecté, à partir d'une simple variation du rapport signal / bruit, un fichier de données qui contient les informations suivantes est établi:

- Heure du début de l'enregistrement ou d'arrivée du premier mouvement détecté;
- Durée de l'enregistrement;
- Références aux phases précédentes et suivantes;
- Type de phases détectées (ondes P et/ou ondes S);
- Amplitude maximale;
- Rapport signal / bruit;
- Azimut et cohérence de l'onde;
- Paramètres spectraux (*DC level* et *corner frequency*).

La distinction du type de phase se fait à partir du rapport des amplitudes entre les composantes verticales et horizontales.

Dans un premier temps, seul ce fichier est envoyé au centre (et non pas les trois séismogrammes). La première étape du traitement consiste alors à reconnaître les données provenant de différentes stations qui font référence à un même événement. Un coefficient de qualité, fonction de la qualité et du nombre d'observations, est affecté à chaque séisme et permet de s'assurer, s'il dépasse une valeur seuil préétablie, qu'il s'agit bien d'un séisme et non d'une coïncidence d'observation. S'il est avéré qu'il s'agit bien d'un séisme, l'ensemble des données correspondant à cet événement est alors rapatrié depuis chacune des stations jusqu'au centre de traitement. Le séisme est alors localisé automatiquement par inversion des temps de trajets (déduits à partir des temps d'arrivée des ondes P et S) et de l'azimut des ondes P dans une procédure itérative de minimisation des temps et azimuts résiduels. Le modèle de vitesse considéré, déduit de la sismique réfraction, est un modèle à une dimension, avec un gradient de vitesse constant dans chacune des couches, qui a été établi à partir des travaux de Flovenz et Gunnarsson (1991) et Bjarnason et al. (1993).

Dans un deuxième temps, le mécanisme au foyer correspondant au séisme est calculé. La procédure peut aussi être effectuée en routine mais est généralement confirmée par un pointage manuel des différents pics. Cette procédure est fondée sur l'analyse du *radiation pattern*. Le *radiation pattern* est une représentation du mouvement du sol enregistré par les différentes stations suivant une échelle dépendant du moment séismique. Le modèle est défini grâce aux amplitudes des ondes P et S et aux polarités des ondes P. La recherche d'une solution double couple (*fault plane solution*) est effectuée par méthode itérative de minimisation des différences entre les polarités et les amplitudes des ondes P calculées à partir d'une orientation (direction, pendage et vecteur mouvement) définie et celles qui sont observées à chacune des stations. La précision finale sur chacun des plans nodaux est de ± 15° pour des séismes ayant une magnitude M_L de 0.5.

La magnitude locale M_L est calculée à partir du moment séismique Mo (en Nm):

$$M_L = \text{Log Mo} - 10$$

Les stations du Nord de l'Islande étaient en 1996 distantes de 40 à 60 km les unes des autres. Le seuil de détection y était alors fixé à des événements de magnitude $M_L \approx 0.5$. La précision sur la localisation des séismes, fonction de la magnitude du séisme ainsi que de sa position dans le réseau de stations, était de ±2 km à ±10 km à cette même date. Dans certains cas extrêmes, l'incertitude sur la profondeur du séisme peut être supérieure à la profondeur elle-même. L'augmentation récente du nombre de stations a notablement abaissé ce seuil de détection et augmenté la précision sur la localisation des données pour une valeur de magnitude M_L équivalente.

Les données, non relocalisées, utilisées dans cette étude sont extraites de fichiers de l'IMO contenant pour chaque séisme :

- la date et de l'heure;
- les coordonnées géographiques et la profondeur, avec leurs incertitudes respectives;
- la magnitude locale M_L;
- le moment séismique Mo;
- le mécanisme au foyer (valeurs du *strike*, du *dip* et du *rake* suivant la convention d'Aki et Richards (1980));
- le nombre de données de polarité;
- le nombre de données d'amplitude;
- un critère de validité du mécanisme, issu de son calcul.

3.2 Principales caractéristiques de la séismicité associée à la FHF

L'étude de l'activité séismique de la FHF a été effectuée à partir des données de séismicité fournies par le réseau SIL. Les séismes sélectionnés ont été enregistrés entre le 28/08/1993 et le 01/09/2002 dans un espace de 0.25° de latitude de large de part et d'autre de la FHF; l'azimut moyen considéré pour la FHF étant N115°E (Figure II-18). Les limites est et ouest de la zone d'étude ont été fixées respectivement à 343°E et 341.5°E. Ainsi les bordures de la cellule considérée sont parallèles à la direction de la FHF et à celles des zones de rift (Figure II-18). La limite ouest a été choisie de manière à exclure la séismicité située à la jonction entre la FHF et la dorsale de Kolbeinsey, et donc à s'affranchir du risque de confusion entre les influences de l'une ou de l'autre de ces deux structures. Ce problème ne se pose pas pour la connexion de la FHF à la ZVN, de par la faible activité séismique qui y a été enregistrée. Un total de 10218 séismes a ainsi été retenu pour cette étude.

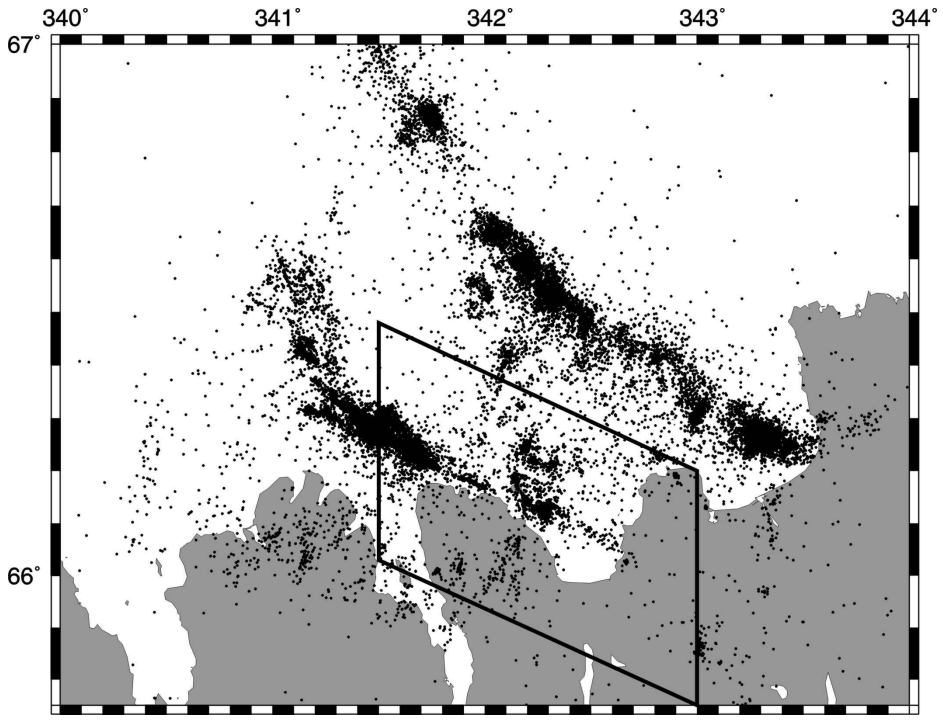


Figure II-18: Séismicité de la Zone de Fractures de Tjörnes.
Les séismes considérés vont du 28/08/1993 au 01/09/2002. Le cadre correspond à la zone retenue pour l'étude de la séismicité de la FHF.

3.2.1 Caractéristiques du catalogue de données séismiques

Les valeurs des magnitudes des séismes considérés sont comprises entre M_L –0.7 et M_L 4.7 (Figure II-19). Le seuil de détection fixé en 1996 à des magnitudes M_L de 0.5 a donc été considérablement abaissé par l'implantation de nouvelles stations séismiques en 2000. Les plus forts séismes historiquement connus le long de la FHF ont été de magnitude 6-7 (Tryggvason, 1973). Notre catalogue de données correspond à de l'activité interséismique, le terme interséismique étant employé ici dans le sens d'une activité séismique ayant lieu entre deux crises séismiques majeures. Ce catalogue de données paraît homogène et représentatif pour des séismes de magnitudes comprises entre M_L 0.6 et M_L 4.7, comme semble l'indiquer la distribution exponentielle décroissante cohérente obtenue pour cet intervalle de valeurs (Figure II-19). En dessous de M_L 0.6, le catalogue de données n'est pas représentatif, du fait que les séismes de petites magnitudes ne sont détectés que depuis l'extension récente du réseau.

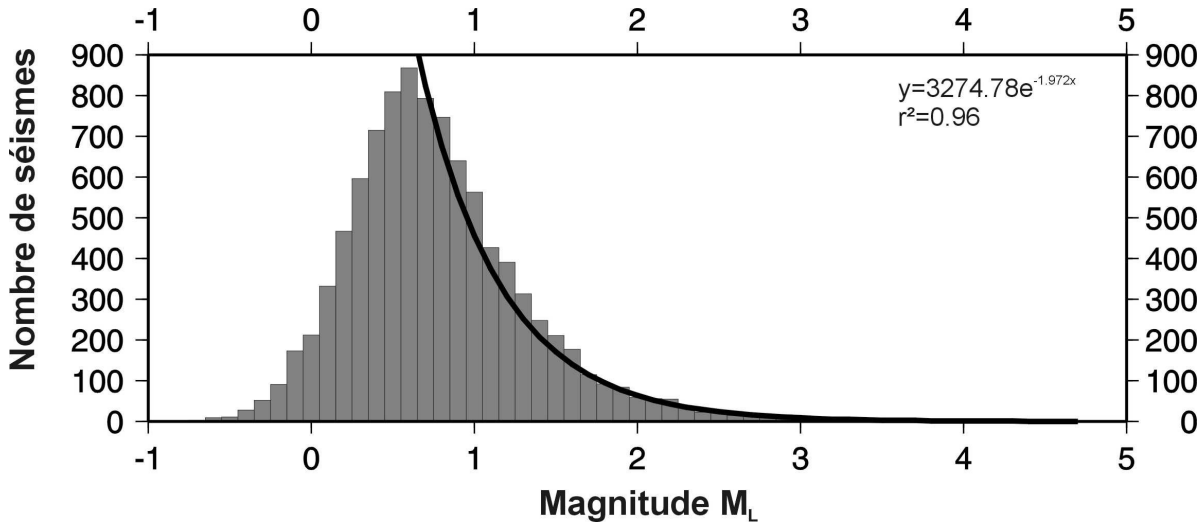


Figure II-19: Nombre de séismes en fonction de la magnitude pour la séismicité associée à la FHF.
Les séismes considérés vont du 28/08/1993 au 01/09/2002. L'équation de la courbe de régression, ainsi que la valeur du coefficient de corrélation, sont indiquées.

3.2.2 Localisation de l'activité séismique

Malgré une légère dispersion de l'activité séismique sur l'ensemble de la zone considérée, la trace de la FHF est clairement exprimée par une concentration de la séismicité

(Figure II-18). Comme déjà mentionné dans le chapitre I.4.2.2, la séismicité se localise principalement à l'extrémité nord-ouest de la FHF ainsi qu'à son intersection avec la limite est de la plate-forme de Flateyjarskagi (Figure II-18).

Cette focalisation de l'activité séismique sur la FHF est parfaitement visible sur une coupe en profondeur de direction N025°E, autrement dit de direction perpendiculaire à la direction moyenne de la FHF (Figure II-20). Seuls les séismes de profondeur inférieure à 25 km y ont été reportés; les 20 séismes situés au-delà de cette limite étant situés sous la limite du Moho (pour l'épaisseur crustale, voir la Figure I-5). Le plan de faille de la FHF, tel qu'il apparaît sur la Figure II-20, est subvertical. Le nuage de séismes situés au NNE de la FHF sur la Figure II-20 correspond à l'activité séismique alignée N-S et localisée le long de la limite est de la plate-forme de Flateyjarskagi sur la Figure II-18.

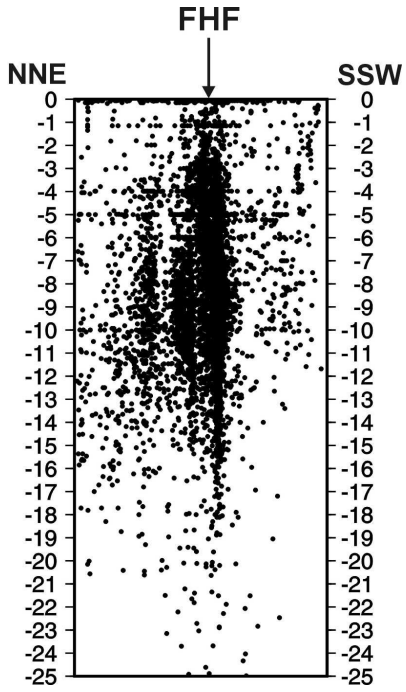


Figure II-20: Séismicité de la FHF le long d'une coupe NNE-SSW. L'ensemble des données séismiques de la zone indiquée sur la Figure II-18 est projeté sur une coupe de direction N025°E, perpendiculaire à la direction moyenne de la FHF. La position de la FHF est indiquée sur la coupe. Les profondeurs sont données en kilomètres. Les séismes considérés vont du 28/08/1993 au 01/09/2002.

En faisant l'hypothèse que les incertitudes en profondeur se compensent mutuellement, l'ensemble de nos données peut alors être considéré comme étant statistiquement représentatif de la distribution en profondeur de la séismicité. L'épaisseur de la croûte séismogénique, en retenant comme définition qu'elle est le lieu de 90% de la séismicité, est alors d'environ 12 km

(Figure II-21). Cette valeur est comparable à celle déterminée par Rögnvaldsson et al. (1998) à partir de 1400 séismes relocalisés. Le pic séismogénique, quant à lui, se situerait aux environs de 10 km de profondeur (Figure II-21).

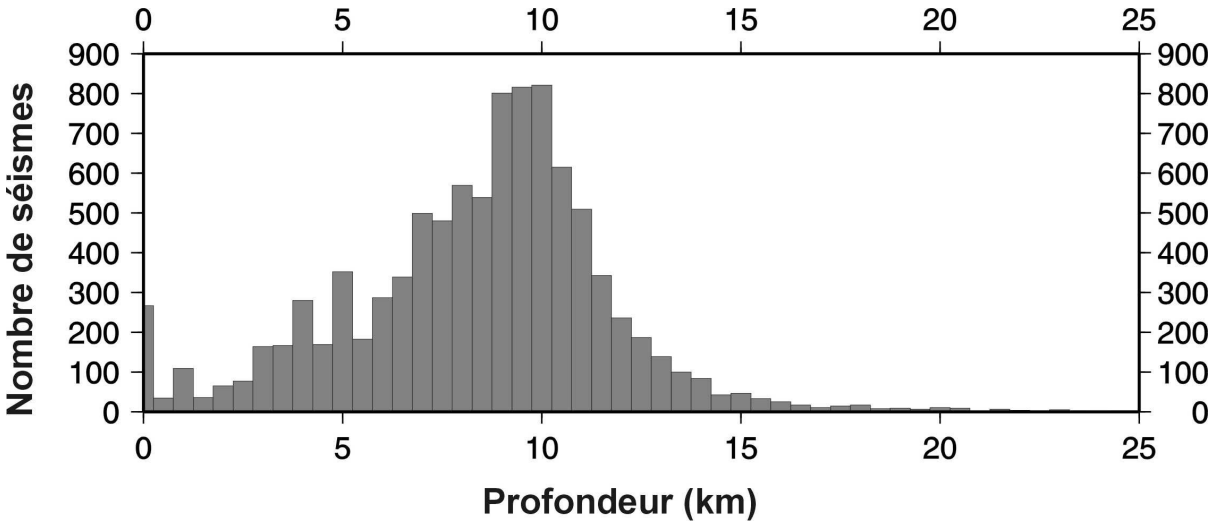


Figure II-21: Nombre de séismes en fonction de la profondeur.
Les séismes considérés vont du 28/08/1993 au 01/09/2002.

3.2.3 Corrélations spatiales de la séismicité

L'éventualité d'une corrélation entre la localisation des séismes et, d'une part, leur magnitude et, d'autre part, leur profondeur a aussi été étudiée. L'objectif principal était de vérifier que la séismicité diffuse, non localisée directement sur la FHF, ne correspondait pas à une séismicité spécifique (par exemple, superficielle et de faible magnitude). Aucune corrélation de ce genre n'a été observée à partir de nos données. La séismicité diffuse comprend l'ensemble de la gamme des profondeurs (Figure II-22-A) et des magnitudes (Figure II-22-B) observées. De même, l'ensemble de la gamme des profondeurs et des magnitudes est observé le long de la FHF (Figure II-22-A et -B). Il faut toutefois remarquer que, comme on pouvait s'y attendre, les plus forts séismes ont principalement eu lieu le long de la FHF (Figure II-22-B).

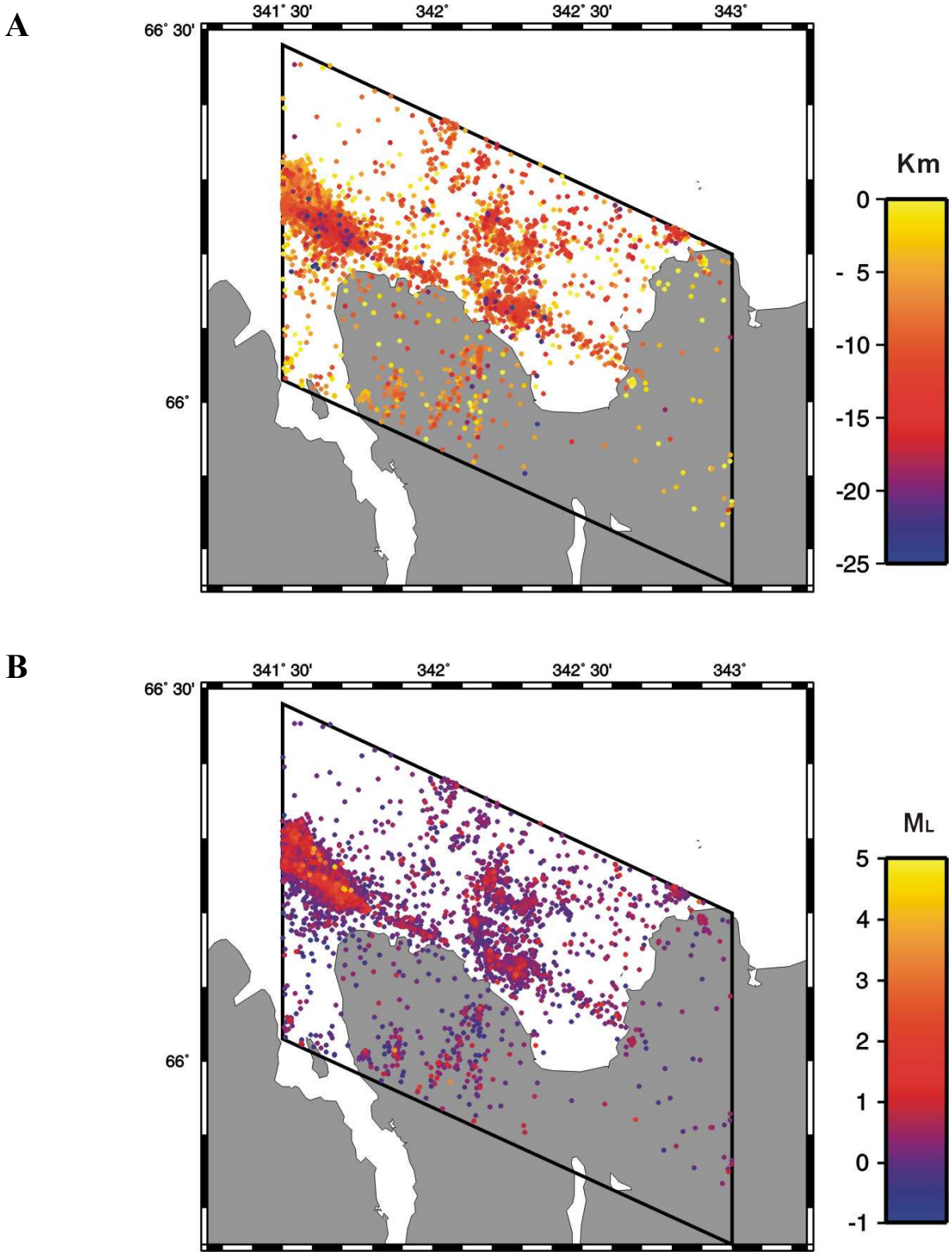


Figure II-22: Corrélations spatiales de la séismicité.
A: Répatition en profondeur (km).
B: Répartition en magnitude (M_L)
Les séismes considérés vont du 28/08/1993 au 01/09/2002.

Le nombre de séismes par période bimensuelle a été reporté sur la Figure II-23. La mise en place du réseau en décembre 1993 est parfaitement illustrée par l'augmentation spectaculaire du nombre de séismes enregistrés depuis. Avant cette date, le nombre de séismes enregistrés était minime. Il s'agissait seulement des séismes de fortes magnitudes. Depuis décembre 1993, l'activité séismique enregistrée le long de la FHF a été constante mais d'intensité le plus souvent inférieure à 100 séismes par période bimensuelle. Cette valeur de 100 séismes par période bimensuelle a donc été utilisé comme seuil pour définir les crises séismiques (Figure II-23). Pour l'étude des relations spatio-temporelles entre ces différentes crises séismiques, les séismes qui les composent ont été reportés sur la Figure II-24.

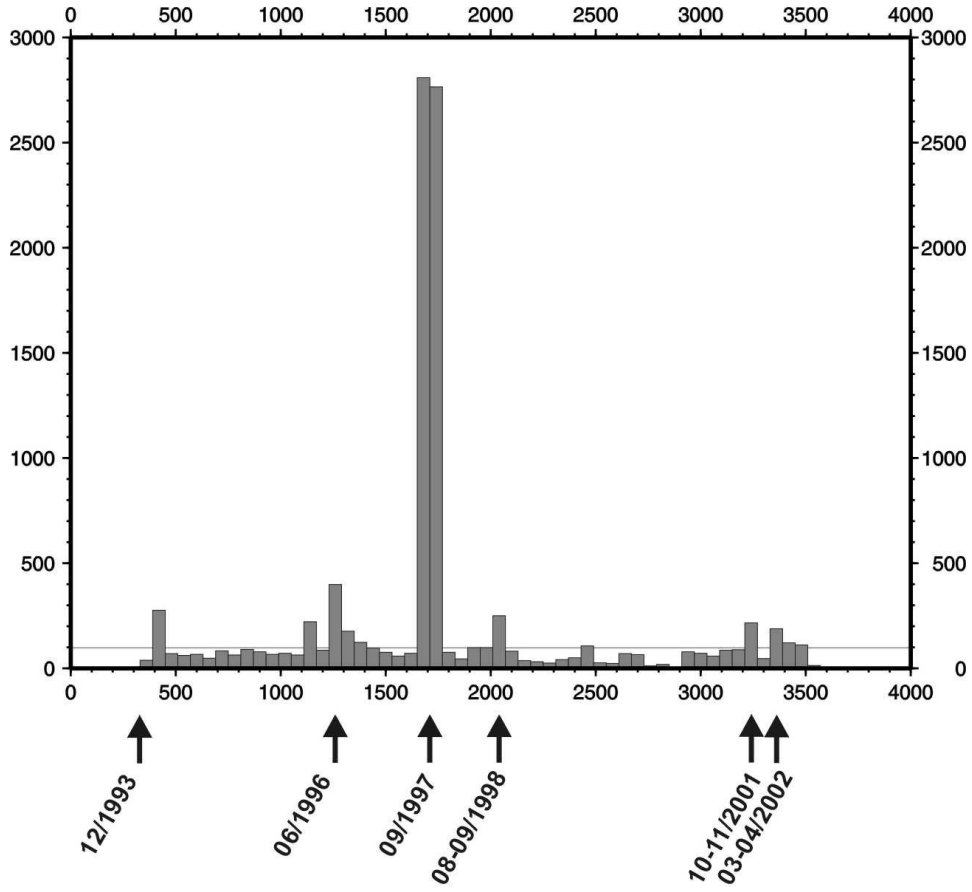


Figure II-23: Nombre de séismes enregistrés par période bimensuelle.
Le nombre de jours, indiqués en abscisse, débute à partir du 01/01/1993. Le seuil de 100 séismes, fixé comme seuil arbitraire de référence afin de définir une crise séismique est indiqué.

Le premier pic apparaissant vers 400-450 (nombre de jours à partir du 01/01/1993) (Figure II-23) correspond à une forte activité séismique d'environ 200 séismes sur quelques jours mais leurs localisations sont trop dispersées sur l'ensemble de la zone d'étude pour que ces séismes puissent être considérés comme liés les uns aux autres. De même, le pic situé vers

1100-1200 (Figure II-23) ne correspond pas à une véritable crise séismique, dans la mesure où il s'agit d'une séismicité légèrement plus forte que la moyenne mais en fait trop étalée dans le temps pour être considérée comme significative.

Par contre, la crise de juin 1996 correspond à plus de 200 séismes, de magnitudes M_L comprises entre –0.6 et 2.9, enregistrés entre le 25 et le 27 juin (Figure II-23). Les séismes qui la composent ont eu lieu simultanément en deux principaux endroits (Figure II-24) sans aucune relation de cause à effet apparente.

La crise séismique du mois de septembre 1997 est la plus importante crise séismique enregistrée par le réseau SIL le long de la FHF. Elle correspond à plus de 3500 séismes, ayant eu lieu entre le 2 et le 24 septembre (Figure II-23) et de magnitudes M_L comprises entre –0.4 et 4.7. Cette crise représente donc un tiers environ des données considérées pour cette étude. Deux pics majeurs caractérisent cette crise, le premier du 2 au 6 septembre (1300 séismes) et le second du 20 au 24 septembre (2000 séismes). Cependant, les localisations de ces deux essaims se superposent de telle façon qu'il est impossible de distinguer une quelconque relation spatio-temporelle entre eux (Figure II-24).

La crise séismique d'août-septembre 1998 correspond à plus de 150 séismes, de magnitudes M_L comprises entre –0.6 et 1.6, enregistrés entre le 22 août et le 2 septembre (Figure II-23). Celle d'octobre-novembre 2001 correspond, quant à elle, à plus de 150 séismes ayant des magnitudes M_L comprises entre 0.2 et 2.4. Elle eut lieu entre le 31 octobre et le 1er novembre (Figure II-23).

La crise de mars 2002 correspond en fait à deux crises séismiques (Figure II-23 et Figure II-24). La première a eu lieu le 27 mars 2002. Plus de 60 séismes, de magnitudes M_L comprises entre 0 et 2.4 ont alors été enregistrés. La seconde, comprenant plus de 60 séismes de magnitudes M_L comprises entre 0.3 et 2.3, a eu lieu entre le 31 mars et le 1er avril 2002.

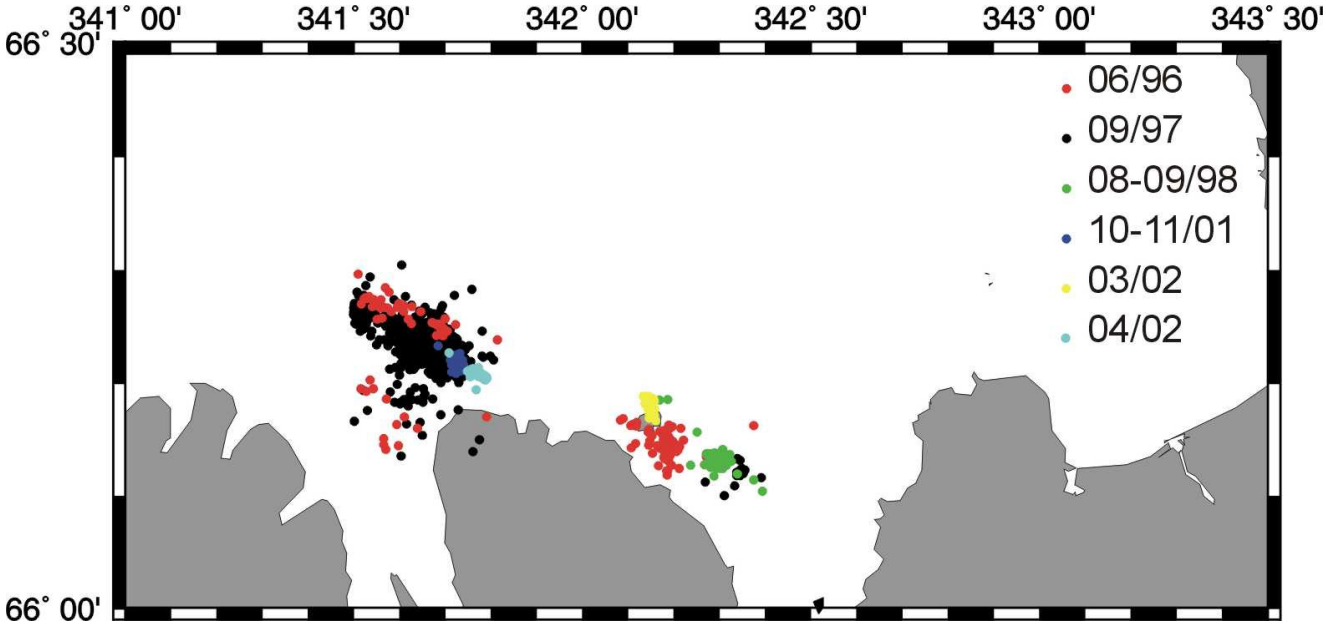


Figure II-24: Crises séismiques reconnues le long de la FHF.
Les crises sont numérotées suivant la date à laquelle elles ont eu lieu.

Aucune relation spatio-temporelle, telle qu'une migration de l'activité séismique au cours du temps le long de la FHF, n'apparaît entre les différentes crises séismiques détaillées ci-dessus (Figure II-24). Hormis le fait qu'elles soient toutes situées soit à l'extrémité nord-ouest de la FHF, soit à l'intersection de la FHF avec la limite est de la plate-forme de Flateyjarskagi, autrement dit au niveau des deux zones actuellement les plus actives séismiquement, leur agencement dans le temps et l'espace le long du plan de faille ne semble dicté par aucune logique évidente.

3.2.4 Synthèse de l'étude de l'activité séismique de la FHF

L'étude de l'activité interséismique de la FHF, telle qu'elle est disponible dans le catalogue de données relativement complet du réseau SIL, nous permet de localiser précisément le tracé de la FHF mais aussi de visualiser le plan de faille subvertical qu'elle définit. Il en ressort aussi que la croûte séismogénique fait environ 12 km d'épaisseur avec un pic séismogénique localisé à environ 10 km de profondeur. Si l'on considère la séismicité diffuse à proximité de la FHF, il ne semble exister aucune corrélation entre la localisation des séismes et leur magnitude ou entre leur localisation et leur profondeur. Seul les séismes de plus fortes magnitudes semblent être localisés préférentiellement sur le tracé de la FHF. Quant à l'étude de différentes crises séismiques ayant eu lieu dans les deux principaux secteurs

séismiquement actifs actuellement, à savoir l'extrémité nord-ouest du segment étudié et l'intersection de la FHF avec la limite est de la plate-forme de Flateyjarskagi, aucune relation spatio-temporelle reliant ces différentes crises n'a pu être mise en évidence.

4 Fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey dans sa partie centrale

Ce chapitre repose principalement sur un article intitulé *Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone based on fault-slip data and earthquake focal mechanisms: the Húsavík-Flatey Fault zone, Iceland* publié dans la revue *Tectonophysics* en 2002. Un résumé en français qui en reprend les principaux résultats le précède. Les tenseurs de contraintes calculés à partir de l'inversion de failles à stries sont présentés à l'Annexe I.

Résumé de l'article

Une étude du fonctionnement tectonique de la FHF a été menée à partir de l'analyse de données de tectoniques cassantes et de mécanismes au foyer. Les 2700 données de tectoniques cassantes, dont 2500 mesures de stries, ont été recueillies en 1988 et 1991 (par J. Angelier, F. Bergerat et T. Villemin), en 1997 (par J. Angelier, F. Bergerat et C. Homberg) et en 1998 (par J. Angelier, F. Bergerat, S. Garcia et C. Homberg) dans l'ensemble de la péninsule de Flateyjarskagi tandis que les 670 mécanismes au foyer de séismes ont été enregistrés le long de la FHF par le réseau SIL entre 1995 et 1997.

Les structures cassantes mesurées sont des failles à rejet centimétrique à métrique, des dykes et des fentes de tension. L'ensemble des directions de structures cassantes déjà décrites à proximité de la FHF se retrouvant dans nos mesures, ces dernières peuvent alors être considérées comme représentatives des structures associées à la déformation cassante sur la péninsule de Flateyjarskagi. Les mécanismes au foyer utilisés sont ceux des séismes de magnitude M_L supérieure à 1. Ce choix permet de s'affranchir des incertitudes sur la détermination des plans nodaux pour les mécanismes au foyer de séismes de plus faibles magnitudes.

L'inversion de ces deux types de données permet d'accéder à deux échelles de temps: les structures cassantes renseignent sur les états de contraintes depuis le Cénozoïque terminal

tandis que les mécanismes au foyer renseignent sur les états de contraintes actuels. Un important polyphasage a été reconnu à la fois par l'inversion des mécanismes au foyer et par celle des failles à stries. Pour les deux types de données, des groupes tectoniques ont été déterminés. Chacun de ces groupes comprend deux états de contraintes majeurs, l'un calculé à partir de failles normales et l'autre à partir de failles décrochantes, ayant des directions d'extension similaires. Certains groupes contiennent aussi des états de contraintes de plus faible importance, calculés à partir de failles normales, de failles décrochantes ou de failles inverses, montrant des directions d'extension perpendiculaires à celles des états de contraintes majeurs ou des directions de compression similaires à celles des mouvements extensifs. Le regroupement de tels états de contraintes avec les états de contraintes majeurs s'explique par des permutations des contraintes σ_1-σ_2, σ_2-σ_3 voire σ_1-σ_3. Ces permutations s'expliquent par des phénomènes de rebond élastique, de relâchement de contraintes élastiques, d'accommodation de blocs basculés… Certaines des directions d'extension majeures déterminées à partir des failles à stries étant similaires à celles déterminées à partir des mécanismes au foyer, ces différents groupes sont considérés comme représentatifs des mêmes régimes tectoniques mais pour des échelles de temps différents. Trois principaux régimes tectoniques ont ainsi été reconnus à partir des deux types de données. Ils correspondent à des directions d'extension ENE-WSW, NE-SW et NW-SE, la première des trois étant la plus importante statistiquement.

La FHF, de direction N115°E, est oblique par rapport à la direction de divergence des plaques (N106°E) et par rapport à celles des rifts (N000-010°E) qu'elle relie. Cette obliquité impose une accommodation d'espace dans la zone transformante. Le principal mécanisme impliqué dans cette accommodation est la transtension dextre de direction ENE-WSW. Cette transtension est sujette à partitionnement entre une extension de direction NE-SW perpendiculaire à la FHF et une extension de direction NW-SE parallèle à la FHF.

La prédominance de la transtension dextre par rapport aux extensions sub-perpendiculaires et sub-parallèles est confirmée par l'inversion pondérée par la magnitude des mécanismes au foyer qui montre que les plus forts séismes liés à ces deux extensions sont compatibles avec le mouvement transformant alors que ceux de faibles magnitudes dépendent de champs de contraintes locaux.

L'impossibilité d'établir une chronologie claire entre ces trois directions d'extension peut s'expliquer par un ensemble de successions locales des régimes principaux. Cette notion de chronologies à valeurs locales, autrement dit l'absence de succession unique des

événements tectoniques pour l'ensemble de la FHF, est compatible avec la notion d'accommodation d'espace disponible dans la zone transformante. Le fait que les mécanismes au foyer associés aient eu lieu au cours des trois années considérées sans aucune relation spatio-temporelle évidente corrobore cette interprétation.

Un quatrième régime, reconnu uniquement à partir des données de failles à stries, indique une direction d'extension proche de la direction de divergence des plaques. Les critères de chronologie relevés sur le terrain ont permis d'établir que ce régime est antérieur à tous les autres. Il marque la déformation ayant affecté ces roches au cours du processus initial de rifting.

Ce nouveau modèle de fonctionnement de la FHF, fondé sur une simple considération géométrique des relations rift-transformante, fournit un cadre cohérent pour la compréhension de l'ensemble des structures observées sur la péninsule de Flateyjarskagi.

ELSEVIER

Tectonophysics 344 (2002) 157–174

TECTONOPHYSICS

www.elsevier.com/locate/tecto

Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone based on fault-slip data and earthquake focal mechanisms: the Húsavík–Flatey Fault zone, Iceland

Sebastian Garcia*, Jacques Angelier, Françoise Bergerat, Catherine Homberg

Laboratoire de Tectonique, UMR 7072 CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Boîte 129, T25-26, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

Received 4 May 2001; accepted 6 December 2001

Abstract

The Húsavík–Flatey Fault (HFF) is an oblique dextral transform fault, part of the Tjörnes Fracture Zone (TFZ), that connects the North Volcanic Zone of Iceland and the Kolbeinsey Ridge. We carry out stress inversion to reconstruct the paleostress fields and present-day stress fields along the Húsavík–Flatey Fault, analysing 2700 brittle tectonic data measured on the field and about 700 earthquake focal mechanisms calculated by the Icelandic Meteorological Office. This allows us to discuss the Latest Cenozoic finite deformations (from the tectonic data) as well as the present-day deformations (from the earthquake mechanisms). In both these cases, different tectonic groups are reconstructed and each of them includes several distinct stress states characterised by normal or strike-slip faulting. The stress states of a same tectonic group are related through stress permutations ($\sigma_1-\sigma_2$ and $\sigma_2-\sigma_3$ permutations as well as $\sigma_1-\sigma_3$ reversals). They do not reflect separate tectonic episodes. The tectonic groups derived from the geological data and the earthquake data have striking similarity and are considered to be related. The obliquity of the Húsavík–Flatey Fault implies geometric accommodation in the transform zone, resulting mainly from a dextral transtension along an ENE–WSW trend. This overall mechanism is subject to slip partitioning into two stress states: a Húsavík–Flatey Fault-perpendicular, NE–SW trending extension and a Húsavík–Flatey Fault-parallel, NW–SE trending extension. These three regimes occur in various local tectonic successions and not as a regional definite succession of tectonic events. The largest magnitude earthquakes reveal a regional stress field tightly related to the transform motion, whereas the lowest magnitude earthquakes depend on the local stress fields. The field data also reveal an early extension trending similar to the spreading vector. The focal mechanism data do not reflect this extension, which occurred earlier in the evolution of the HFF and is interpreted as a stage of structural development dominated by the rifting process. © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Iceland; transform zone; stress regimes; focal mechanism; strike-slip and normal faults; transtension; Slip partitioning

1. Introduction

The Tjörnes Fracture Zone (TFZ) is an oceanic transform zone (Ward, 1971; Saemundsson, 1974) connecting the Kolbeinsey Ridge, part of the Mid-Atlantic Ridge, with the North Volcanic Zone of Iceland (Fig. 1). The Húsavík–Flatey Fault (HFF) is

* Corresponding author. Fax: +33-1-44-27-50-85.
E-mail address: sebastian.garcia@lgs.jussieu.fr (S. Garcia).

0040-1951/02/$ - see front matter © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.
PII: S0040-1951(01)00282-7

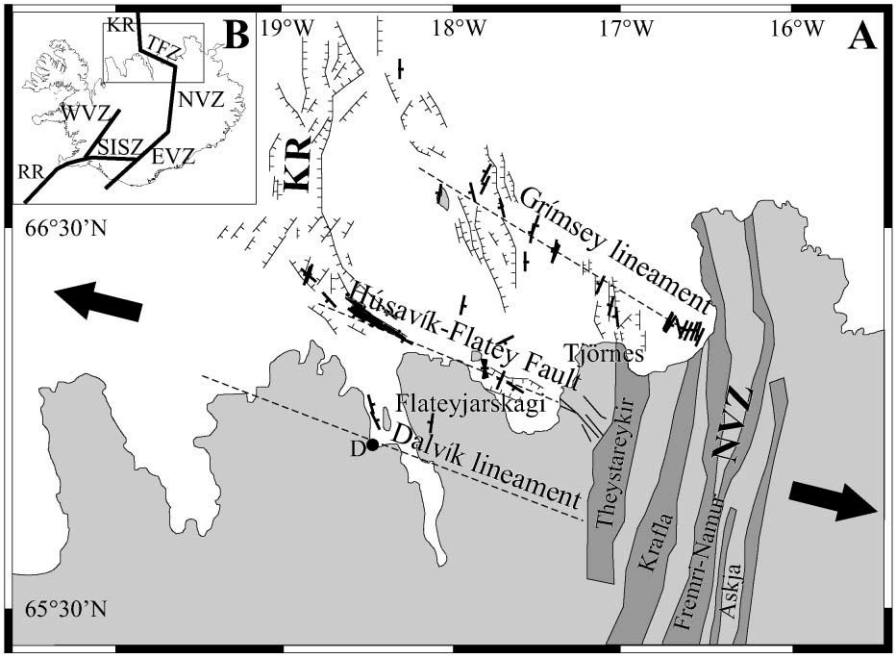


Fig. 1. The Tjörnes Fracture Zone. (A) Dashed lines indicate the three major structures of the Tjörnes Fracture Zone. Black thin lines: offshore (with barbs) and onshore (without barbs) faults mapped with conventional reflection seismic methods or by direct observations on land. Black thick lines: fault segments inferred from accurate relative locations of microearthquakes (after Rögnvaldsson et al., 1998). Black arrows indicate the direction of plate motion (DeMets et al., 1990, 1994). Land areas are shaded. The four main fissure swarms of the North Volcanic Zone (NVZ) are indicated in dark grey. KR: Kolbeinsey Ridge, D: Dalvík. (B) Inset: rift zone segments and transform faults in Iceland (EVZ: East Volcanic Zone, WVZ: West Volcanic Zone, SISZ: South Iceland Seismic Zone, TFZ: Tjörnes Fracture Zone, RR: Reykjanes Ridge).

one of the main active structures of the TFZ (Einarsson and Björnsson, 1979). The HFF is of special geological interest because part of it is exposed on land, on the Tjörnes Peninsula and at the northern extremity of the Flateyjarskagi Peninsula (Fig. 1A). It can therefore be studied in detail in the field.

Despite the general agreement on the significance of the HFF as a right lateral rift–rift transform fault, the interpretation of its geological structures and hence its tectonic evolution are controversial, as discussed by Bergerat et al. (2000). The choice between the proposed interpretations depends on the constraints available in terms of tectonic regimes. Detailed investigations have been carried out for dykes, major faults and mineral veins (Young et al., 1985; Fjäder et al., 1994), but the potential for reconstructing tectonic regimes based on microtectonic considerations has not been fully exploited. Such a systematic field study had been undertaken since 1997 (Bergerat et al., 2000; Angelier et al., 2000).

In the present paper, we aim at elucidating the tectonic evolution of the HFF, based on detailed observations and analysis of brittle structures on the Flateyjarskagi Peninsula (Fig. 1A) combined with earthquake focal mechanisms analysis. The brittle tectonic data mainly constrain the Latest Cenozoic finite deformation whereas the seismological data constrain the present-day deformation. Studying tectonics at these different time scales allows a better understanding of the behaviour of the HFF. In particular, we aim to settle if its evolution corresponds to a succession of several distinct regimes or to relatively minor variations within a single overall regime.

2. Geological and structural setting

The TFZ (Fig. 1) is a WNW–ESE trending oceanic transform zone with a dextral component (Ward, 1971; Saemundsson, 1974) and is active since 7–9

Ma. Its development can be interpreted as a consequence of an eastward shift of the rift zone in Iceland, from its previous location in western Iceland to its present location (e.g., Ward, 1971; Saemundsson, 1974; Helgason, 1984, 1985).

The TFZ is seismically active (Fig. 2). Instrumentally recorded earthquakes reach magnitude 7 (Einarsson and Björnsson, 1979). The seismic zone is about 120 km long and 70 km wide, but most of the seismic activity is confined to three major active structures: the Grímsey lineament, the Húsavík–Flatey Fault and the Dalvík lineament, from north to south (Einarsson and Björnsson, 1979).

The Grímsey lineament has no clear tectonic evidence onshore. It can only be traced offshore based on the seismicity (Fig. 2), and trends N128°E on average (Rögnvaldsson et al., 1998). It not seems to be a continuous fault but rather composed of "en échelon" structures. Indeed, most of the offshore active faults (Fig. 1A) are NNW–SSE trending normal faults and N–S trending left-lateral strike-slip faults with significant dip–slip component (Rögnvaldsson et al., 1998).

The Húsavík–Flatey Fault (HFF) is the only fault zone with a clear onshore expression. It can be followed on the Tjörnes Peninsula (Saemundsson, 1974), where it trends N115°E on average (Fjäder et al., 1994) over a distance of about 25 km until its merges in the N–S trending Theystareykir fissure swarm (Fig. 1A). The HFF offsets the geological units by at least 5–10 km to a maximum of 60 km (Saemundsson, 1974). On the Tjörnes Peninsula, the Tertiary pre-Pliocene basalts crop out in tectonic contact across the HFF with the basalts of upper Matuyama age (i.e., Plio–Pleistocene). The age difference between the rocks on both sides of the fault thus reaches at least 5 Ma (Saemundsson, 1974). Offshore, Rögnvaldsson et al. (1998) have identified dextral movements along seismic faults striking between N113°E and N146°E (Fig. 1A). East of the Flatey Island (see Fig. 3 for location), these dextral movements coexist with left-lateral strike-slip on NNE–SSW faults (Fig. 1A). NW–SE trending normal faults are also present (McMaster et al., 1977). Onshore, this NE–SW extension has been evidenced by transform-parallel dyke swarms and numerous minor normal faults (Gudmundsson et al., 1993; Fjäder et al., 1994; Gudmundsson and Fjäder, 1995; Langbacka and Gudmundsson, 1995; Angelier et al., 2000; Bergerat et al., 2000). On the Tjörnes Peninsula, the vertical displacement across the HFF can reach 1400 m (Tryggvason, 1973). On the Flateyjarskagi Peninsula, the main structures described above (WNW–ESE normal faults, WNW–ESE right-lateral strike-slip faults and NNE–SSW left-lateral strike-slip faults) are also present (Young et al., 1985; Fjäder et al., 1994; Gudmundsson and Fjäder, 1995; Jancin et al., 1995; Angelier et al., 2000; Bergerat et al., 2000). It is considered that the Krafla rifting event (1975–1984) locked the HFF since early 1976. However, renewed seismicity on the HFF in 1994 at its western extremity and small seismic activity in 1997 along its eastern part may indicate that the HFF is currently being unlocked. The releasing should migrate along the fault from Northwest to Southeast (Rögnvaldsson et al., 1998; Gudmundsson, 2000).

The WNW–ESE Dalvík lineament is seismically identified, although its present seismic activity is pretty poor (Fig. 2). Despite its onshore morphological expression along the Dalsmynni valley on the Flateyjarskagi Peninsula (Fig. 3), there is little or no structural evidence for a large WNW–ESE strike-slip fault zone in this area. Movements probably take place along N–S trending left-lateral strike-slip faults (Fig. 1A), as defined by Rögnvaldsson et al. (1998) near the Dalvík lineament. Similar N–S trending

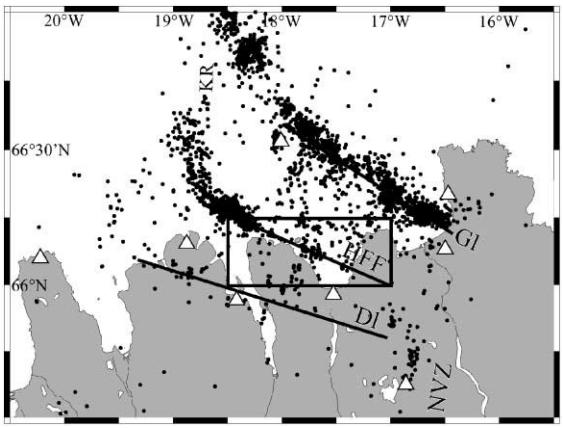


Fig. 2. Seismic map of the Tjörnes Fracture Zone for the period 1995–1997. The Dalvík lineament (Dl), the Húsavík–Flatey Fault (HFF) and the Grímsey lineament (Gl) are underlined by black lines. Earthquakes of magnitude superior or equal to 1 are represented as black dots. The rectangle includes earthquakes used in this paper. White triangle: seismometers of the SIL network.

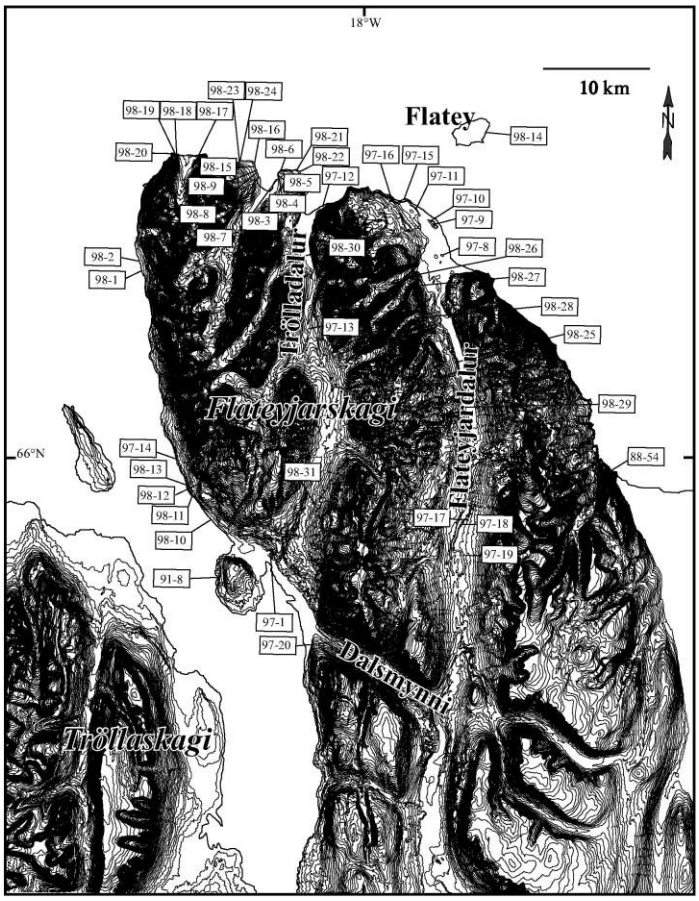


Fig. 3. Morphological feature of the Flateyjarskagi Peninsula and location of the sites of measurements. See Fig. 1 for location of the peninsula. Main valleys (corresponding to major faults or major joint systems) are indicated.

ruptures have been mapped after the *M*6.2 earthquake that occurred in 1934 near the Dalvík city (Fig. 1A) (Thorarinsson, 1937, referred to in Langbacka and Gudmundsson, 1995).

Because the Húsavík–Flatey Fault and the Dalvík and Grímsey lineaments form an angle of about 60° with the average trend of the rift zones (striking N000°–N010°E), the TFZ clearly belongs to the oblique transform type.

3. Paleostresses and brittle deformation along the Húsavík–Flatey Fault

A detailed analysis of the brittle structures along the HFF, with particular emphasis on the tectonic features relevant for determining the paleostress orientations is presented. The total data set considered herein contains 2700 data, including approximately 2100 fault slip data, 500 extension fractures (dykes and mineral veins) and 100 bedding planes. They were collected on the Flateyjarskagi Peninsula (Fig. 3); 1200 data during the field campaigns of 1988, 1991 and 1997 (Angelier et al., 2000; Bergerat et al., 2000) and 1500 new data in 1998. Most of the 47 sites where we collected the data are tholeiitic lava piles, which range in age between approximately 9.5 and 12.5 Ma according to Jancin et al. (1985). To determine the sense of slip on striated fault planes, we used a variety of criteria (Angelier, 1994) such as mineralised steps, polished vs. rough surfaces, Riedel fractures, etc. All observable relative chronology rela-

tionships between the brittle structures have been recorded, as well as those inferred from the geometrical relationships between the brittle systems and the tilt of the lava pile.

3.1. Distribution of brittle structures

The fault population consists of strike-slip, normal and some reverse faults. For each of these three types, a selection was made considering the dip of the fault plane and the pitch of the striae. Although the criteria shown in Table 1 are partly arbitrary, they aim at minimising the bias introduced by the presence of tilted fault patterns. Such biases are illustrated by systems of conjugate normal faults that developed before (or during) block tilting: some faults appear to be reverse in the present-day, post-tilt configuration, whereas other faults remain normal. For this reason, we introduced some bounds in the geometrical selection. For instance, a reverse fault that dips 45° or steeper is not incorporated in the reverse fault set. Consequently, the total data set used in this analysis (i.e., 2000 fault slip data) is not as large as the original data set (i.e., 2100 fault slip data). Because the sense of strike-slip motion is critical in paleostress studies, left-lateral and right-lateral senses have been distinguished in Table 1. Furthermore, other brittle data such as extension fractures (dykes and minerals veins), because of their interest in terms of stress reconstruction, are considered in Table 1.

Based on this separation, a preliminary study of the tectonic features can be performed. The strike-slip faults (Table 1) represent the largest group (44%, 1105 data). Inside this group, the numbers of left-lateral and of right-lateral motions differ slightly and represent 25.3% (635 data) and 18.7% (470 data) of the total data set, respectively (Table 1). The second largest group is the normal fault group (almost 34%, 846 data), whereas the reverse fault group is very small (about 1%, 32 data). Because all faults were systematically measured, these percentages are significant in terms of fault frequency in the studied area. In addition, 21% of our data (528 data) correspond to extension structures (dykes and mineral veins). This proportion does not reflect the actual one because the vein measurements were not systematically collected in the outcrops. That Gudmundsson et al. (2001) could measure more than 1700 mineral veins in a limited number of sites on the same peninsula shows that tension veins are extremely common.

Table 1
Classification and percentage of brittle structures

	Dip		Pitch		%	
	Min.	Max.	Min.	Max.		
Strike-slip faults	75	90	0	45	44	R: 18.7 L: 25.3
Normal faults	45	75	45	90	33.7	
Reverse faults	15	45	45	90	1.3	
Extension fractures					21	

R: Right-lateral strike-slip faults, L: Left-lateral strike-slip faults. Extension fractures are mineralised veins and dykes (shaded cell). See detailed explanation in text for the classification.

The 2000 selected fault slip data and all the extension fractures were represented in separate rose diagrams (Fig. 4). A variety of fault and fracture strikes exist (Fig. 4a–e). The predominant direction for the normal faults, the extension fractures and the left-lateral strike-slip faults is NNE–SSW to NE–SW (Fig. 4a, b and e, respectively) and also NW–SE to NNW–SSE for the normal faults (Fig. 4a) and for the right-lateral strike-slip faults (Fig. 4d). These directions fit well the large-scale structures, especially the normal and strike-slip faults, described in the literature by Young et al. (1985) and Fjäder et al. (1994). Therefore, the small-scale tectonic features can be considered representative in terms of brittle deformation.

In addition to the brittle tectonic data, the poles of the measured bedding planes are shown in stereoplot (Fig. 4f). Significant tilting has occurred in the studied region, in relation to faulting. Indeed, Young et al. (1985) and Fjäder et al. (1994) have observed that the dip direction of the lava pile changes from 30° to 45° to the NW on the northern coast to 10–15° to the SW in the centre of the peninsula. The orientations inferred from our data are consistent with these observations, even if the site distribution (Fig. 3) certainly introduces a statistical bias. For instance, because the sites and the measurements were more numerous in the northern part of the peninsula, the northern dip direction of the lava pile (30–45° to the NW) is better represented in our diagrams than the southern lava dip of 10–15° to the SW.

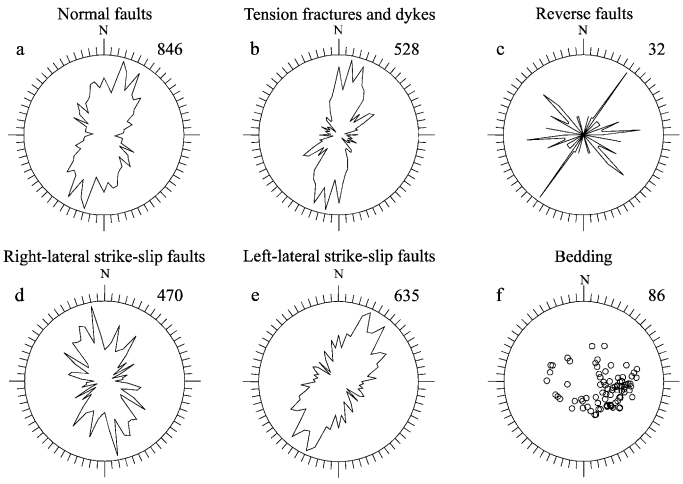


Fig. 4. Measured structural elements. Rose diagrams for strikes of normal faults (a), extension fractures and dykes (b), reverse faults (c), right-lateral strike-slip faults (d), left-lateral strike-slip faults (e) and poles to bedding (f). Number of data is indicated for each kind of tectonic feature.

3.2. From minor faults to local stress states

Paleostresses associated with the minor faults were determined using the direct inversion method (Angelier, 1990). Following this method, it is aimed at finding the best possible fit between the measured and calculated fault slip through the search of a common stress tensor. One thus obtains the orientation of the three principal stress axes σ_1, σ_2 and σ_3, with $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (pressure being considered positive) and the Φ ratio between the principal stress differences $[\Phi=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)]$, with $0 \leq \Phi \leq 1$. The dykes and extension fractures are taken into additional account and are interpreted as mode I fractures, the minimum principal stress direction σ_3 is considered as perpendicular to their trends.

In the Anderson model (Anderson, 1942), one of the principal stress axes is assumed to be vertical, so that the other two axes are horizontal. The determination of stress tensors adopted herein does not include such an assumption. Where the calculated tensor did not display nearly vertical and horizontal attitudes of the three principal stress axes, the relation to the attitude of the tilted lava flows provided good indication that the corresponding fault set had been tilted with the bedding after its formation. In such cases, one of the stress axes was often found to be perpendicular to bedding, whereas the two others were lying within the bedding plane. A simple back-tilting process restored the horizontal and vertical attitudes of the principal stress axes (exceptions exist, with a necessary back-tilt angle smaller than the dip angle of the tilted lava flows, and generally result from syn-tilting faulting).

Fig. 5a illustrates the stress inversion result for a monophase site (site 98-11, see location in Fig. 3). For this site, no separation of the data was necessary to obtain the best fit between the fault slips and the calculated stress tensor (revealing computed N086°E trending extension). In contrast, in areas where complex deformation has occurred, the brittle deformation at a given site commonly involves two or more tectonic regimes. The collected data at the site 98-26 (Fig. 5b, see location in Fig. 3) show unacceptably mechanical incompatibility when determining a single stress tensor, suggesting a polyphase deformation. The tensor determinations that could be considered acceptable involved calculation of four stress states that correspond to an extension regime with computed σ_3 trending N112°E and three strike-slip regimes with computed σ_3 trending N274°E, N359°E and N321°E.

A weight, ranging from 1 to 4 (from lowest to highest quality), is attributed to each tensor, in order to express its accuracy (the higher accuracy, the largest weight). Regarding the data, this accuracy increases with the number of data, their azimuthal dispersion and the existence of conjugate fault pattern. Regarding the inversion process, the accuracy decreases when the average misfit between the calculated shear stress and

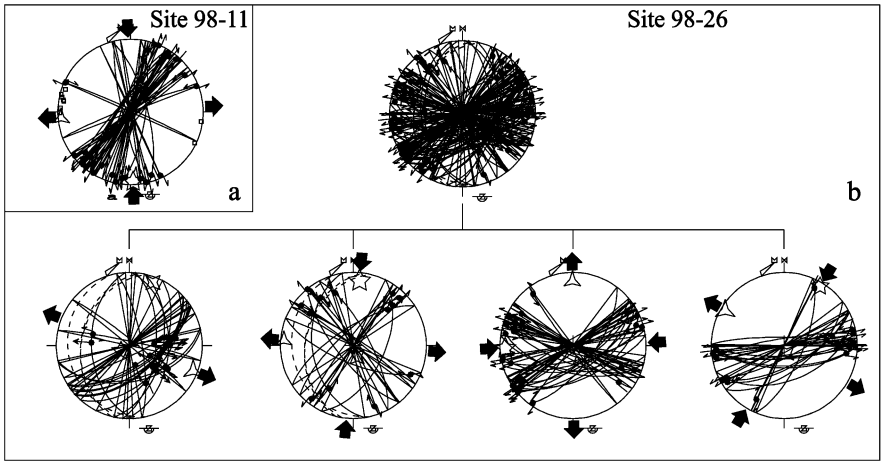


Fig. 5. Example of monophase (a) and polyphase (b) measurement sites. The polyphase site needs a separation of data in four subsets. Diagrams in lower hemisphere and equal area projection. Faults as thin lines, bedding as dashed lines, poles to extension fractures as circles and slickenside lineations as dots with single (centrifugal-normal) or double (left- or right lateral) arrows. Maximum (σ_1), intermediate (σ_2) and minimal (σ_3) stresses as three-, four- and five-branched stars, respectively. Direction of extension or compression as large black arrows. N: geographic North, M: magnetic North. See Fig. 3 for location of the sites 98-11 and 98-26.

the slip vector becomes large. For example, a weight factor 4 was attributed to the tensor at site 98-11 (Fig. 5a), whereas a weight factor 2 was given to the normal-type tensor at site 98-26 (Fig. 5b).

3.3. Inversion results

Using the direct inversion method, a total of 159 stress tensors were determined for 47 localities: 90 appeared to be of strike-slip type (i.e., with σ_2 close to vertical) and 69 of normal type (i.e., with σ_1 close to vertical). Most reverse faults appeared to be tilted normal faults. A single stress tensor of genuine reverse type (i.e., with σ_3 close to vertical) could be determined. Furthermore, because of its Φ ratio close to zero (indicating nearly similar magnitudes for σ_2 and σ_3), and considering the similarity in σ_1 trends with respect to other determinations, it will be included in the strike-slip tensor family. Considering the whole data set (i.e., 2700 brittle data), 18% of it were discarded during the inversion process because it was impossible to include them in a mechanically homogeneous set without reaching high misfit level.

For both the normal and strike-slip tensors, six subsets have been determined by grouping tensors that have similar σ_3 trends. An average σ_3 trend has been calculated for each of the 12 subsets (six normal subsets and six strike-slip subsets), taking into account the weight ranging attributed at each tensor (Table 2). The six strike-slip states of stress, named S1, S2, S3, S4, S5 and S6 (with an uppercase S indicating strike-slip regime and an arbitrary index), have a mean σ_3 trending N101±7°E, N081±5°E, N057±6°E, N134±9°E, N168±8°E and N022±7°E, respectively (Table 2 and Fig. 6). The six normal states of stress have a mean σ_3 striking N107±7°E, N078±6°E, N046±9°E, N129±6°E, N161±8°E and N019±5°E. As each of normal states of stress shows a similar direction of extension to one of the strike-slip states of stress, they have been labelled N1, N2, N3, N4, N5 and N6, respectively, in order to underline this similarity (Table 2 and Fig. 6).

To explain the geometrical relationships between some of these stress states, a simple stress permutation, or switch, between σ_1 and σ_2, can be invoked. Such an interchange is a common phenomenon in extensional tectonics (Angelier and Bergerat, 1983). We can consequently group pairwise strike-slip states of stress and normal states of stress according to similarities in σ_3 trends, and thus define six main tectonic regimes (Table 2 and Fig. 6). They correspond to extensions that trend WNW–ESE (S1–N1), ENE–WSW (S2–N2), NE–SW (S3–N3), NW–SE (S4–N4), NNW–SSE (S5–N5) and NNE–SSW (S6–N6).

Table 2
Directions of minimal principal stress inferred from fault slip inversion

Site	Stress state											
	S1	N1	S2	N2	S3	N3	S4	N4	S5	N5	S6	N6
88-54		100*3										
91-8	98*4											14*3
97-1			79*3					129*1			35*2	
97-8	111*4					47*1			179*3		27*2	
97-9	99*2						146*4			153*2	9*3	21*1
97-10			83*4			35*4	135*1	128*4			27*3	
97-11	100*3	115*3					145*3		172*3			
97-12	98*3		80*2		44*2	61*4	126*1	130*1				
97-13	96*4							123*2			15*2	
97-14		113*2	80*4									
97-15	94*3	101*4					138*4		173*2		29*2	
97-16		117*3	71*2					133*1	162*2			
97-17			87*1			38*3			171*1		15*1	
97-18	103*2			87*2		43*1				160*2		
97-19			74*3				121*1	141*1	163*2			
97-20	92*4								165*2		22*3	17*1
98-1		104*2	80*4									
98-2	114*2		81*1						171*3			
98-3	114*2		79*2			48*3	123*2	138*1				
98-4		100*1	88*3	71*1								
98-5	98*3											
98-6						54*3	123*3					
98-7						62*1			156*3		10*3	
98-8	98*4			87*1						153*2		
98-9			73*3	82*3								
98-10					58*2						28*1	
98-11			86*4									
98-12							125*1					
98-13											24*4	
98-14						40*4						
98-15		103*4				55*1			161*4			22*1
98-16		97*1						123*3	160*3		18*2	
98-17				72*4			129*1				18*1	
98-18	94*4					64*1		133*1		171*2	23*1	
98-19			81*4	87*1				124*1				
98-20	116*4				60*2	42*4		125*1				
98-21		111*1	87*3					123*1	176*2			25*2
98-22	110*3	102*4			62*4	50*4				176*1		
98-23	100*2	110*4				36*2					31*1	
98-24		106*3	84*4						157*1			
98-25				69*1		39*2	129*4	123*1			15*2	
98-26	94*4	112*2		73*2		43*1	141*3		179*4			
98-27	102*4	98*1			56*3				161*2		26*1	
98-28	102*3	119*3	78*4	80*1		37*2					17*4	
98-29						55*3	130*3	140*3			32*2	
98-30				74*1								
98-31									170*3	159*1		
Extrema	92/116	97/119	71/88	69/87	44/62	35/64	121/146	123/141	156/179	153/176	9/35	14/25
σ_3 Azimuth	101±7	107±7	81±5	78±6	57±6	46±9	134±9	129±6	168±8	161±8	22±7	19±5

Table 2 (*continued*)

Site	Stress state											
	S1	N1	S2	N2	S3	N3	S4	N4	S5	N5	S6	N6
Number of sites	20	16	17	10	5	18	13	14	16	6	19	5
	36		27		23		27		22		24	
Data %	18.2	9.6	11.9	6.7	2.5	12.3	8	6.7	8.8	3.4	9.3	2.5
	27.8		18.6		14.8		14.7		12.2		11.8	
Weight %	17	11	12	4	3	11	8	6	13	3	10	2
	28		16		14		14		16		12	

For each stress state, trends of minimal horizontal stress (σ_3) is indicated (S: strike-slip type, N: normal type) as well as a weighting criteria, varying from 1 to 4. See text for further explanations. The main and extreme values of σ_3 are indicated, considering the weighting criteria at the bottom of the table. The number of sites where each stress state had been found (we collected data in 47 sites), the percentage of measured data corresponding to each one (we used more than 2100 data) and the weight percentage of the tensors are also indicated. For the three bottom lines, the upper cells refer to the two stress states of each tectonic regime (S and N), whereas the lower cell refers to the tectonic regime taken as a whole.

To evaluate the relative importance of these six tectonic regimes, we considered for each pair of stress states (1) the number of sites where they have been identified, (2) the percentage of associated faults (relative to the total set), and (3) the weight percentage of the corresponding tensors (Table 2). According to this analysis, the S1–N1 regime (WNW–ESE extension) is the most important tectonic regime that has affected the Flateyjarskagi Peninsula. It was identified in a majority of sites and represents 27.8% of the data. The second tectonic regime is the S2–N2 regime (ENE–WSW extension), which represents 18.6% of the data (Table 2). The remaining regimes contain less data and are almost equally represented. Indeed, S3–N3, S4–N4, S5–N5 and S6–N6 are effectively found in comparable number of sites (23, 27, 22 and 24 sites, respectively), and correspond to similar percentages of the total data set (14.8%, 14.7%, 12.2% and 11.8%, respectively).

3.4. Chronological relations between the main tectonic regimes

The chronological criteria are based on the observation of superposed fault striae on reactivated fault planes, crosscutting of faults or dykes and geometrical relationships with block tilting. These criteria were searched for and carefully examined in order to establish the chronological order of the six main tectonic regimes. In spite of determining 51 relative chronology data it was difficult to reconstruct a clear and complete chronology.

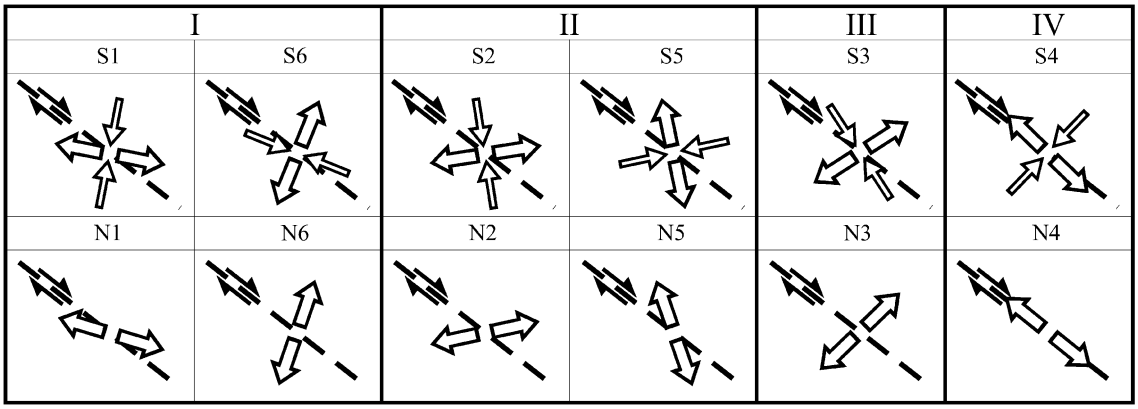


Fig. 6. Paleostress states inferred from brittle data (N, S: normal and strike-slip stress states, respectively). The empty arrows indicate the direction of compression and extension. The trend of the HFF (dashed line) and its strike-slip movement are indicated. North on the upward direction. See text for detailed explanations concerning the grouping in four tectonic groups.

Numerous relative chronology data clearly suggest that the S1–N1 regime (the WNW–ESE extension) is the oldest one. The second and third regimes in the succession could be the S4–N4 regime (NW–SE extension) and the S3–N3 regime (NE–SW extension), but their chronological order is not clear. The fourth regime could be the S6–N6 regime (NNE–SSW extension), probably followed by the S5–N5 regime (NNW–SSE extension). The S2–N2 regime (ENE–WSW extension) may have taken place at any time after the S4–N4 and the S3–N3 regimes. These apparent discrepancies suggest that intricate succession of regimes have taken place in time.

3.5. Spatial variation of the brittle deformation

Young et al. (1985) and Fjäder et al. (1994) pointed out that the brittle deformation increases close to the HFF. For Fjäder et al. (1994), intense deformation is restricted to a 3- to 5-km-wide zone along the north coast of the peninsula. In contrast, for Young et al. (1985), high deformation marked by block rotations due to a heterogeneous simple shear was found in an 11-km-wide shear zone bounded to the north by the HFF.

The density of brittle structures on the Flateyjarskagi Peninsula obviously decreases from north to south. However, any attempt at defining accurate quantitative estimates of the density of fracturing and faulting through the peninsula is biased by the inhomogeneous distribution of the data collection sites (Fig. 3). Furthermore, in the southern part of the studied area, an additional difficulty emerges, as a result of the superimposition of deformations respectively induced by the Dalvík lineament and by the HFF.

3.6. Mechanical interpretation

Strike-slip states of stress are dominant for the S1–N1, S2–N2, S5–N5 and S6–N6 regimes (Table 2). Furthermore, the S5 and S6 stress states exhibit directions of extension (σ_3 trends) nearly perpendicular to those of S2 and S1, respectively (Fig. 6). We concluded that this near-perpendicular relationship is a consequence of a drastic permutation of σ_1 and σ_3. A variety of phenomena such as elastic stress relaxation (Du and Aydin, 1996), elastic rebound, dyke injections, tilted block accommodations or abrupt stress drops may be invoked in order to account for such permutations. As an illustration of a permutation of σ_1 and σ_3, a rift-parallel contraction of the surface in areas adjacent to the active rifting zone has been noticed by several authors (e.g., Björnsson et al., 1979; Möller and Ritter, 1980; Wendt et al., 1985; Foulger et al., 1992) during the last Krafla rifting event (1975–1984).

The same reasoning can, however, hardly be applied to regimes S3–N3 and S4–N4 (Fig. 6) because the normal state of stress of these regimes clearly prevails (S3–N3, see Table 2), or is similar in importance, as compared with the strike-slip state of stress. Nevertheless, these stress regimes are particular with respect to the regional transform trend, because the stress axes are parallel or perpendicular to the transform fault (Fig. 6).

As indicated in Fig. 6, our results can be reduced in terms of four tectonic groups: I, II, III and IV, respectively. Two of these groups are composed of two tectonic regimes characterised by a switch between the σ_1 and σ_3 axes for the strike slip modes. The major extensional trend is WNW–ESE for S1–N1 (coupled with the S6–N6 opposite regime, compare S1 and S6), ENE–WSW for S2–N2 (coupled with the S5–N5 opposite regime, compare S2 and S5), NE–SW for S3–N3, and NW–SE for S4–N4. However, these regroupings do not fit well with the tectonic regime succession determined by chronological relationships. This problem will be considered in the discussion.

4. Seismicity and present-day stresses along the Húsavík–Flatey Fault

The Tjörnes Fracture Zone is an area of intense seismic activity (Fig. 2). Because of the existence of the local network operated by the Icelandic Meteorological Office, numerous double couple focal mechanisms of earthquakes are available and allow reconstruction of the stresses that govern the present-day activity of the TFZ.

4.1. The data

The SIL network of the Icelandic Meteorological Office is composed of 37 stations mainly distributed in south part of Iceland. Each station is equipped with

Table 3
Relative percentages of the different regimes of focal mechanisms of earthquakes (SSR: strike-slip regime, NR: normal regime, RR: reverse regime) and subsets of regimes considered in the studied area

Regime	Subset	% of data		% of data by regime	
SSR	2	70.3	31.4	100	44.7
	3		33.2		47.2
	4		3		4.3
	5		2.7		3.8
NR	2	18.4	5.4	100	29.3
	3		8.2		44.7
	4		4.8		26
RR	3	11.3	1.8	100	15.8
	4		9.5		84.2

See the text for explanations about separation. Two statistic analyses had been made. In the first case, we considered all the regimes or subsets of regimes (the summation of the three regimes or of the nine subsets equals 100%) whereas in the second, we considered each regime independently (the summation for each regime equals 100%). See Fig. 9 for orientations of stress axes.

three-component seismometers. The network functioning is highly automatic and allows routine analysis of the seismic recordings (Stefansson et al., 1993; Bödvarsson et al., 1996). The double couple mechanism is obtained using the source mechanism inversion method developed by Slunga (1981) and extended by Rögnvaldsson and Slunga (1993). The maximum error on strike, dip and rake of the nodal planes is 15° for earthquakes with local magnitude (M_L) smaller than 0.5 (Rögnvaldsson and Slunga, 1993).

Six seismological stations were installed in northern Iceland in December 1993, and three additional stations were installed in 1996. Stations are separated from each other by about 40–60 km (Fig. 2). Thus, with respect to the density of the network, the detection threshold is fixed at M_L 0.5 (Stefansson et al., 1993; Bödvarsson et al., 1996). Because most of the seismicity occurs in the offshore parts of the TFZ, the theoretical uncertainty in the routinely determined hypocenter locations varies from 2 to 10 km.

In this study, we considered the seismic events recorded by the SIL network along the HFF (Fig. 2) from 1995 to 1997. Out of a total of nearly 4000 earthquakes, we used the 669 events with a magnitude larger than M_L 1, in order to discard poorly constrained mechanisms. The largest local magnitude in this data set is 4.8. This earthquake was located in the NW corner of the rectangle in Fig. 2.

4.2. Geometrical separation of focal mechanisms

The data reveal that the present-day seismicity includes focal mechanisms with nearly vertical P, B or T axes, corresponding to strike-slip mechanisms (70.3% of the total set), normal mechanisms (18.4%) and reverse mechanisms (11.3%), respectively (Table 3). Although these axes should not be viewed as mechanical axes, they bisect the pressure and tension quadrants that have mechanical significance (McKenzie, 1969; Angelier and Mechler, 1977). The strike-slip, normal and inverse mechanisms thus reflect variations in the stress regime and need to be considered separately.

Inside a mechanical group (such as the strike-slip mechanisms), many pairs of earthquake mechanisms exhibit incompatible extensional and contractional quadrants (see Fig. 7). This indicates that more than

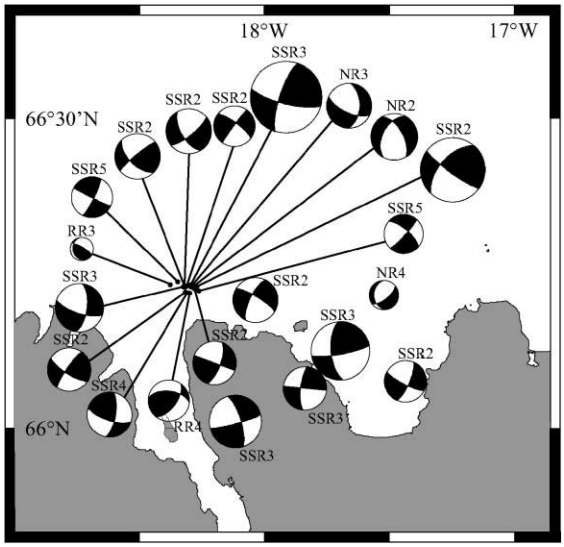


Fig. 7. Selection of focal mechanisms of earthquakes for the nine different determined regimes (SSR: strike-slip regime, NR: normal regime, RR: reverse regime). For all the regimes, excepted NR4 and RR3 regimes, only focal mechanisms of earthquakes with a magnitude bigger than M_L 2.5 are shown. For NR4 and RR3 regimes, only two focal mechanisms of earthquake are shown with respectively a magnitude of M_L 2.1 and M_L 1.6, respectively. The size of the balls is proportional to the magnitude of the earthquake.

a single stress regime is necessary to account for the data set. Considering such mechanical incompatibilities, the three mechanical groups used were separated in nine classes. These nine classes consist of four strike-slip states of stress (called SSR2, SSR3, SSR4 and SSR5), three extensive states of stress (NR2, NR3 and NR4) and two compressive states of stress (RR3 and RR4) (see Fig. 7).

The dominant states of stress (in terms of numbers of focal mechanisms) are of strike-slip type: SSR2 (31.4%) and SSR3 (33.2%) (Table 3). Normal-slip states of stress reveal a slight predominance of NR3 (8.2%) relative to NR2 (5.4%) and NR4 (4.8%). Reverse-slip states of stress display clear predominance of RR3 (9.5%) relatively to RR4 (1.8%).

4.3. From focal mechanisms to stress states

The main difference between the fault slip data collected in the field and the focal mechanisms of earthquakes based on earthquake records lies in the presence of two nodal planes in the second case. It is generally impossible, or very difficult, to decide which of these nodal planes is the active fault plane, which result in a major difficulty while carrying out the stress inversion, because most minimisation criteria depend on the choice of the nodal plane (Angelier, 1984).

Where the geological context is known, a simple solution of this problem consists in determining for each mechanism the nodal plane that best fits the geological structures. A second solution consists in selecting the nodal plane that best fits the stress tensor. Because this process tends to select the data according to the predicted result, and hence is somewhat circular, it cannot be regarded fully satisfactory. As a third solution, one of us (Angelier, 1998) developed a new method of inversion of focal mechanisms that is free of the uncertainty on the fault plane between the two nodal planes. The total data set (669 events) was processed using this new inversion method.

In this method, the misfit estimator (Rap in Table 4) ranges from −100% (largest misfit) to +100% (best fit). The negative values indicate a sense of shear opposed to that of slip. As a consequence, an estimator of 58% (the lowest value of Table 4) is a quite acceptable, and 80% (a common value in Table 4) indicates a severe demand for good fits. The average angle between the computed shear stress and the slip vector (Ang) is added to Table 4. This angle generally decreases as the demand for smaller misfits (higher estimators) increases. A value of about 20◦ (the largest average angle in Table 4) may seem relatively large; note, however, that for each focal mechanism this value is an average between the two angles that correspond to the two nodal planes.

4.4. Present-day stresses

Using the inversion method developed by Angelier (1998), the stress tensors have been determined for the nine groups separated above (Table 4). The inversion result for the NR2 group is shown in Fig. 8 as an example. For the strike-slip states of stress (SSR2, SSR3, SSR4 and SSR5), the minimum computed stress axes (σ_3) strikes N076°E, N056°E, N141°E and N002°E, respectively (Fig. 9). For the normal states of stress (NR2, NR3 and NR4), it strikes N092°E, N058°E and N122°E, respectively. The other states of stress (RR3 and RR4) are reverse in type and display computed N049°E and N138°E trends of compression (σ_1 axis).

In order to recognise the stress states that drive displacement on the HFF, a second inversion has been conducted giving to each earthquake a weight proportional to its magnitude. Concerning the strike-slip ruptures, which are the most frequent and correspond to the largest earthquakes, the new inversion yields similar stress orientation (Table 4). For the normal and reverse states of stress, differences were noticed (Table 4). The changes resemble a $\sigma_2-\sigma_3$ permutation for the reverse states of stress (e.g., the RR4 regimes) and a $\sigma_1-\sigma_2$ permutation for the normal states of stress (e.g., the NR4 regimes). Accordingly, low and high values of the Φ ratio where obtained in these two cases, respectively. Thus, after the weighted inversion, the strike-slip character of the stress states increased enough to be more important than the normal or reverse character, as compared with the initial inversion. This observation has important seismotectonic implications, namely that the largest earthquakes, regardless of the state of stress to witch they belong, are related to the transform motion. In other words, the large magnitude earthquakes reveal a regional stress field tightly related to the transform motion, whereas the low-magnitude earthquakes depend on the local stress fields.

Table 4
Results of the direct inversion of the focal mechanisms of earthquakes, without or with magnitude's weighting

	No weighting focal mechanisms									Magnitude's weighting focal mechanisms								
	σ_1		σ_2		σ_3		ϕ	Ang	Rap	σ_1		σ_2		σ_3		ϕ	Ang	Rap
	S	D	S	D	S	D				S	D	S	D	S	D			
SSR2	346	3	120	86	256	3	0.5	18	82	346	2	119	87	256	3	0.5	18	82
SSR3	146	8	319	82	56	1	0.5	16	85	146	7	316	83	56	1	0.5	17	84
SSR4	231	6	13	82	141	5	0.5	21	77	232	6	17	83	141	4	0.5	21	77
SSR5	272	1	14	85	182	5	0.5	19	78	271	2	19	85	181	5	0.5	18	79
NR2	344	72	184	17	92	6	0.6	13	88	356	33	199	55	93	11	0.7	15	64
NR3	158	69	327	21	58	4	0.6	15	84	151	30	317	59	58	6	0.6	20	64
NR4	356	79	213	9	122	6	0.6	12	88	24	35	228	53	122	12	0.8	16	63
RR3	49	8	316	20	159	68	0.4	15	80	48	13	299	54	147	33	0.3	20	62
RR4	138	6	47	8	266	80	0.4	17	81	137	11	31	54	234	33	0.2	20	58

The nine stress states are specified (SSR: strike-slip regime, NR: normal regime, RR: reverse regime). The strike (S) and dip (D) are given for each stress axis. See text for the definition of Φ, Ang and Rap and explanations about the weighting.

Considering the same $\sigma_1-\sigma_2$ permutation as for the geological data, the strike-slip and normal states of stress that display similar trends of extension can be grouped pairwise. We consequently associate SSR2 with NR2, SSR3 with NR3 and SSR4 with NR4. We thus obtain three main tectonic regimes (Fig. 9 and Table 4). The SSR2-NR2 regime reveals an ENE–WSW extension, SSR3–NR3 reveals NE–SW extension and SSR4–NR4 reveals NW–SE extension. Three states of stress cannot be accounted for by such $\sigma_1-\sigma_2$ permutation (RR3 indicating NE–SW compression, RR4 indicating NW–SE compression and SSR5 indicating N–S extension). However, invoking a $\sigma_1-\sigma_3$ permutation, RR3 and RR4 can be associated with SSR3–NR3 and SSR4–NR4, respectively. Furthermore, the SSR5 regime, which shows a computed N092°E trending σ_1 axis, can be associated with SSR2–NR2 that revealed E–W extension through the same type of permutation (Fig. 9).

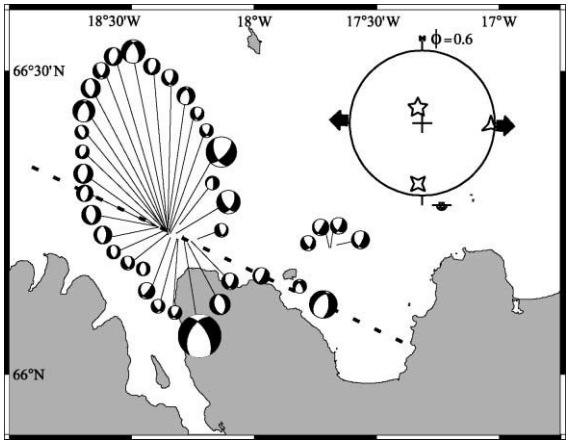


Fig. 8. Example of inversion of focal mechanisms of earthquakes applied to the NR2 data file. Diagram shows the inversion results (same symbols as in Fig. 5). The dotted line indicates the main trend of the HFF. See text for a definition of the Φ ratio.

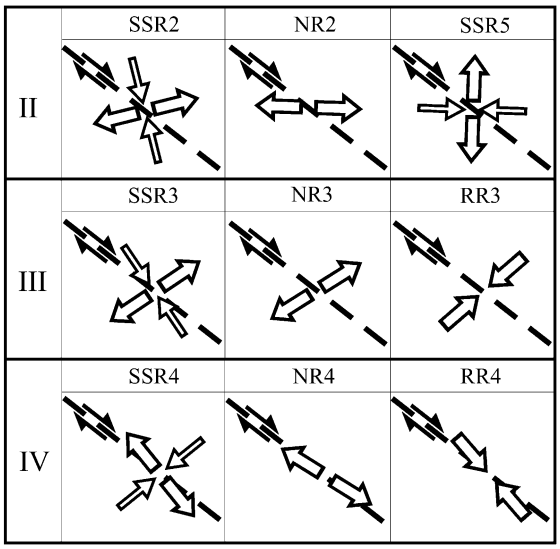


Fig. 9. Present-day stress states inferred from focal mechanisms of earthquakes (SSR, NR and RR: strike-slip, normal and reverse regimes, respectively). See text for detailed explanations concerning the grouping in three tectonic groups. Same symbols as in Fig. 6. North on the upward direction.

Based on such associations, we finally reconstructed three main groups of seismotectonic regimes (Fig. 9) labelled II, III and IV in order to underline their similarity with the groups defined based on geological data. The first two groups (groups II and III) respectively reflect ENE–WSW and NE–SW extensions, and respectively represent 43.2% and 39.5% of the data (Table 3). For group IV, it is difficult to decide whether extension or compression dominates because the contributions of the RR4 compressive state of stress on one hand and of the SSR4 and NR4 extensional states of stress on the other hand are comparable. This NW–SE extension or compression only represents 17.3% of the data (Table 3).

Some spatial and temporal correlations exist between the different states of stress of a same tectonic group. However, that they take place at the same time at the same place is not surprising; it simply brings confirmation of our regrouping. On the other hand, no significant spatial and temporal relationship could be found between the different tectonic groups, suggesting that they interact in a complex manner along the Húsavík–Flatey Fault.

5. Discussion and conclusion

5.1. Interpretation of the different trends of extension along the HFF

Three trends of extension did not change significantly between the Latest Cenozoic brittle deformation (Fig. 6 and Table 2) and the present-day seismicity (Fig. 9 and Table 4). These extension trends are ENE–WSW (groups II in Figs. 6 and 9), NE–SW (groups III in Figs. 6 and 9) and NW–SE (groups IV in Figs. 6 and 9).

However, 39.6% of the geological brittle data enabled us to define a tectonic group that we could not recognise in the inversion of the focal mechanisms, which strongly suggests that it does not exist at the present-day. These data belong to the S1–N1 regime with an average N103±8°E trend of extension, and to its opposite regime, the S6–N6 regime (with a N111±7°E trend of maximum horizontal stress). This direction of extension is almost the same as the direction of the plate relative motion at the TFZ, which is N106°E according to the NUVEL-1 model (DeMets et al., 1990; 1994). These regimes reflect an early stage of structural development prior to the development of the TFZ, during which the deformation was controlled by the oceanic rifting process. The relative chronology discussed before (see Section 3.4) supports this interpretation, because it indicates that the S1–N1 regime predates the other regimes. Strike-slip faults dominates among faulting associated with the S1–N1 regime and the S6–N6 opposite regime (Table 2), although one might expect a larger proportion of normal faulting during a rifting event. It has been shown, however, that strike-slip regimes commonly accompany the rifting process in Iceland (Bergerat et al., 1988, 1990; Passerini et al., 1997), so that in the regional context this large proportion can not be regarded surprising.

The other major extension trend, documented by both the brittle tectonic data (30.8%) and the focal mechanisms of earthquakes (39.5%), is ENE–WSW (groups II in Figs. 6 and 9). The WNW–ESE trending HFF is oblique relative to the N–S rift trends and to the E–W divergent plate motion. Extension is required in the transform zone, in order to compensate the created gap that would normally result from this obliquity (Bonatti, 1978; Gudmundsson et al., 1993; Gudmundsson, 1995). The major ENE–WSW transtension—combining extension and dextral shear—fulfils this geometrical requirement. Not surprisingly, strike-slip regimes prevail (Tables 2 and 3) in both the brittle tectonic data and the focal mechanisms of earthquakes.

A NE–SW extension, nearly perpendicular to the trend of the HFF, also occurs (groups III in Figs. 6 and 9). A similar extension had been noticed by several authors (Gudmundsson et al., 1993; Langbacka and Gudmundsson, 1995; Angelier et al., 2000; Bergerat et al., 2000). Normal faults associated with this NE–SW extension dominate among the geological data (Table 2), whereas most earthquakes reveal strike-slip faulting (Table 3): the present-day seismotectonic activity seems to be characterised by an increasing proportion of strike-slip mechanisms as compared with the long-term tectonic activity. However, this increasing proportion of strike-slip mechanisms can be a temporary phenomena amplified by the short time of recording considered herein. This is compatible with the anomalous size of the seismological data set (43%, considering the SSR3, NR3 and RR3 regimes) comparatively to the geological data set (15%, considering the S3–N3 regime).

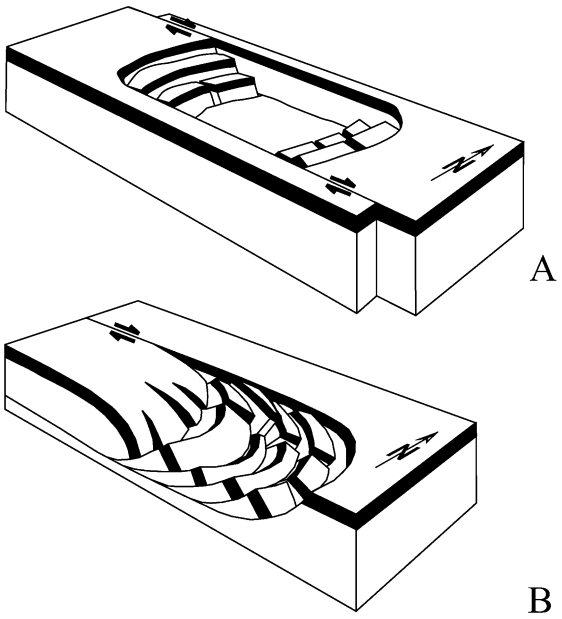


Fig. 10. The two proposed hypotheses for explaining the extension sub-parallel to the HFF. (A) Development of pull-apart structure. (B) Imbricate fan of normal faults (modified from Twiss and Moores, 1992).

A NW–SE extension (group IV in Figs. 6 and 9) is revealed by strike-slip faults and normal faults both for brittle data and focal mechanisms (Tables 2 and 4). However, the proportion of reverse-type focal mechanisms, corresponding to a NW–SE compression, is slightly more important than the strike-slip-type and normal-type focal mechanisms taken together (Table 4). In the other hand, no NW–SE compression could be identified with our brittle tectonic data, expect for a single paleostress tensor that was included in S3 because its Φ ratio was equal to 0. NE–SW trending structures, like dykes, normal faults or veins, have been identified by several authors (Saemundsson, 1974; Young et al., 1985; Fjäder et al., 1994; Langbacka and Gudmundsson, 1995). These NW–SE movements are sub-parallel to the average trend of the HFF. Movements along pull-apart or push-up structures could explain these NW–SE extensions or compressions (Fig. 10A). The "en échelon" structure of the HFF on land, with two pull-apart basins recognised on the Tjörnes Peninsula by Gudmundsson et al. (1993), support this hypothesis. These NW–SE movements can also be related to imbricate fans of normal or reverse faults at the termination of transform fault segments (Fig. 10B). Both hypothesis result from large-scale displacement along the HFF.

5.2. Seismotectonic behaviour of the HFF

According to our analysis of the geological data and the seismic data, the tectonic and seismotectonic behaviour of the HFF is characterised by a major dextral transtension and by two minor extensions, sub-parallel and sub-perpendicular to the transform fault. The two minor extensions are thought to correspond to a slip partitioning of the major dextral transtension in two minor regimes (Fig. 11). Similar slip partitioning in oblique context is a common phenomena in transform zones and has been described for the Dead Sea transform (Garfunkel, 1981), the Kane Fracture Zone (Garfunkel, 1986), the Vema Fracture Zone (Van Andel et al., 1971), the Romanche Fracture Zone (Bonatti, 1978) and the San Andreas and Sumatra Faults (Mount and Suppe, 1987; 1992). This dominant transtensional deformation is supported by the magnitude-weighted inversion of focal mechanisms, which shows that most large magnitude earthquakes are consistent with the regional stress field in relation with the transform motion, whereas the low-magnitude earthquakes depend on the local stress fields.

We also characterised an early stage of oceanic rifting process that predates the transform one (see Section 5.1). No chronological relationship for the three transform regimes (the dextral transtension, the

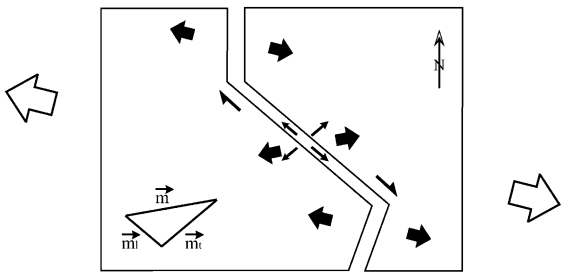


Fig. 11. Kinematic model of the HFF. The large white arrows show the direction of plate motion; the black arrows indicate the extensional direction (major phenomena are noticed by bigger arrows than for minor phenomena). The total displacement vector $\vec{m}$ at the HFF breaks up in a transversal displacement vector $\vec{m}_t$ and in a lateral displacement vector $\vec{m}_l$.

HFF-perpendicular and the HFF-parallel movements) was clearly established using brittle data (see Section 3.4). Moreover, during the 3-year period of focal mechanism recordings used in this study, the three transform regimes occurred, and without any clear spatial and temporal correlation (see Section 4.4). If correct, this observation implies that the three transform regimes do not occur as a definite succession of tectonic events, but rather as random local tectonic successions. Thus, for a given time span, one should not expect to find the same succession at different locations in the transform zone. This random local successions geographically distributed as moving patches within the deformed area explain why it is so difficult to establish a clear chronology of the tectonic regimes related to the transform motion. Furthermore, this interpretation is in good agreement with the concept of geometric accommodation in the transform zone.

The model proposed by Young et al. (1985) for the tectonic behaviour of the HFF was based on an interpretation of the observed deformations (tilted blocks and evolutions of the dyke trends) in terms of an unique tectonic process that implies a 110◦ clockwise rotation in an 11-km-wide dextral simple shear deformation zone. This differs from our model that combines strike-slip and extensional deformations and implies the existence of several stress states to explain the deformation. A small tectonic rotation is however conceivable in such an important shear zone, but our outcrop density, especially at the interior of the peninsula, does not allow defining an accurate spatial variation of the brittle deformation. On the other hand, Fjäder et al. (1994) considered that in addition to dextral shear, considerable extension has occurred across the HFF. However, the three extensions that they mentioned follow a chronological order that we were unable to determine. Based on the same data, but considering mainly the dyke orientations, Gudmundsson and Fjäder (1995) assumed that an extinct rift exists along the western boarder of the Flateyjarskagi Peninsula. They opined that tensile stresses perpendicular to this extinct ridge and to the transform fault gave rise to a stress field that explains the curved fabric and other structural elements on the Flateyjarskagi Peninsula (i.e., at a ridge-transform junction). It seems difficult to compare our reconstruction with this model, because the geological context considered is not the same.

Our study was carried out at two contrasting time scales. It allowed characterisation of the behaviour of the HFF involving a major dextral transtension that underwent slip partitioning in two other minor movements, sub-parallel and sub-perpendicular to the transform fault. In this respect, a rather stable picture of the tectonic–seismotectonic regimes that prevail in the transform zone emerges from our study. The necessity of extension in the transform zone appears to be a determining factor controlling the behaviour of the HFF.

Acknowledgements

Financial support was provided by the European Commission (contracts ENV4-CT97-0536 and EVR1-CT-1999-40002), the IFRTP (Arctic Program No. 316) and by the French–Icelandic scientific–cultural collaboration program (Iceland Ministry of Education and Culture and French Ministère des Affaires Etrangères).

We thank the Icelandic Meteorological Office, particularly Ragnar Stefánsson, director of the SIL program, for providing us the seismological data. Reviews by Jean-Pierre Burg, Agust Gudmundsson, and an anonymous reviewer improved the manuscript. We thank Jón Thorsteinsson for successful boat trips during the fieldwork and the French Embassy in Iceland for its help. (Figs. 1, 2, 7 and 8) were designed using the GMT software.

References

Anderson, E.M., 1942. The Dynamics of Faulting. Ed. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research 89, 5835–5848.

Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophysical Journal International 103, 363–376.

Angelier, J., 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P. (Ed.), Continental Deformation. Pergamon, Tarrytown, NY, pp. 53–100.

Angelier, J., 1998. A new direct inversion of earthquakes focal mechanisms to reconstruct the stress tensor, European Geophysical Society. Annales Geophysicae 1, 115.

Angelier, J., Bergerat, F., 1983. Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. Bulletin des Centres de Recherche Exploration–Production Elf-Aquitaine 7, 137–147.

Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bulletin de la Societe Geologique de France 6, 1309–1318.

Angelier, J., Bergerat, F., Homberg, C., 2000. Variable coupling explains complex tectonic regimes near oceanic transform fault: Flateyjarskagi, Iceland. Terra Nova 12, 97–101.

Bergerat, F., Angelier, J., Villemin, T., 1988. Système de failles et états de contraintes sur une dorsale océanique émergée: l'Islande. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris 307, 1397–1403.

Bergerat, F., Angelier, J., Villemin, T., 1990. Fault systems and stress patterns on emerged oceanic ridge: a case study in Iceland. Tectonophysics 179, 183–197.

Bergerat, F., Angelier, J., Homberg, C., 2000. Tectonic analysis of the Húsavík–Flatey Fault (northern Iceland) and mechanisms of an oceanic transform zone, the Tjörnes Fracture Zone. Tectonics 19, 1161–1177.

Björnsson, A., Johnsen, G., Sigurdsson, S., Thorbergsson, G., 1979. Rifting of the plate boundary in North Iceland 1975–1978. Journal of Geophysical Research 84, 3029–3038.

Bödvarsson, R., Rögnvaldsson, S.T., Jakobsdottir, S.S., Slunga, R., Stefansson, R., 1996. The SIL data acquisition and monitoring system. Seismological Research Letters 67, 35–46.

Bonatti, E., 1978. Vertical tectonism in oceanic fracture zones. Earth and Planetary Science Letters 37, 369–379.

DeMets, C.R., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motion. Geophysical Journal International 101, 425–478.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophysical Research Letters 21, 2191–2194.

Du, Y., Aydin, A., 1996. Elastic stress relaxation: a mechanism for opposite sense of secondary faulting with respect to a major fault. Tectonophysics 257, 175–188.

Einarsson, P., Björnsson, S., 1979. Earthquakes in Iceland. Jökull 29, 37–43.

Fjäder, K., Gudmundsson, A., Forslund, T., 1994. Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland. Journal of Structural Geology 16, 109–119.

Foulger, G.R., Jahn, C.H., Seeber, G., Voesken, C., Hofton, M.A., Hodgkinson, K.M., Julian, B.R., Heki, K., 1992. Stress Diffusion in NE Iceland Detected Using GPS, and the 1992 Resurvey, AGU 1992 Fall Meeting. EOS, 118.

Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. Tectonophysics 80, 81–108.

Garfunkel, Z., 1986. Review of oceanic transform activity and development. Journal of Geological Society of London 143, 775–784.

Gudmundsson, A., 1995. Stress fields associated with oceanic transform faults. Earth and Planetary Science Letters 136, 603–614.

Gudmundsson, A., 2000. Dynamics of volcanic systems in Iceland: example of tectonism and volcanism at juxtaposed hot spot and mid-ocean ridge systems. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 28, 107–140.

Gudmundsson, A., Fjäder, K., 1995. Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland: reply. Journal of Structural Geology 17, 1633–1636.

Gudmundsson, A., Brynjolfsson, S., Jonsson, M.T., 1993. Structural analysis of a transform fault–rift zone junction in north Iceland. Tectonophysics 220, 205–221.

Gudmundsson, A., Berg, S.S., Lyslo, K.B., Skurtveit, E., 2001. Fracture networks and fluid transport in active fault zones. Journal of Structural Geology 23, 343–353.

Helgason, J., 1984. Frequent shifts of the volcanic zone in Iceland. Geology 12, 212–216.

Helgason, J., 1985. Shifts of the plate boundary in Iceland: some aspects of tertiary volcanism. Journal of Geophysical Research 90, 10084–10092.

Jancin, M., Young, K.D., Voight, B., 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 reorganisation of Iceland. Journal of Geophysical Research 90, 9961–9985.

Jancin, M., Young, K.D., Voight, B., Orkan, N.I., 1995. Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland: discussion. Journal of Structural Geology 17, 1627–1631.

Langbacka, B.O., Gudmundsson, A., 1995. Extensional tectonics in the vicinity of a transform fault in north Iceland. Tectonics 14, 294–306.

McKenzie, D.P., 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. Bulletin of the Seismological Society of America 59, 591–601.

McMaster, R.L., Schilling, J.-G.E., Pinet, P.R., 1977. Plate boundary within Tjörnes Fracture Zone on Northern Iceland's insular margin. Nature 269, 663–668.

Möller, D., Ritter, B., 1980. Geodetic measurements and horizontal crustal movements in the rift zone of NE-Iceland. Journal of Geophysics 4, 110–119.

Mount, V.S., Suppe, J., 1987. State of stress near the San Andreas Fault: implications for wrench tectonics. Geology 15, 1143–1146.

Mount, V.S., Suppe, J., 1992. Present-day stress orientations adjacent to active strike slip faults: California and Sumatra. Journal of Geophysical Research 97, 11995–12013.

Passerini, P., Marcucci, M., Sguazzoni, G., Pecchioni, E., 1997. Longitudinal strike slip faults in oceanic rifting: a mesostructural study from western to southeastern Iceland. Tectonophysics 269, 65–89.

Rögnvaldsson, S.T., Slunga, R., 1993. Routine fault plane solutions for local networks: a test with synthetic data. Bulletin of the Seismological Society of America 83, 1232–1247.

Rögnvaldsson, S.T., Gudmundsson, A., Slunga, R., 1998. Seismotectonic analysis of the Tjörnes Fracture Zone, an active transform fault in north Iceland. Journal of Geophysical Research 103, 30117–30129.

Saemundsson, K., 1974. Evolution of the axial rifting zone in northern Iceland and the Tjörnes fracture zone. Geological Society of America Bulletin 85, 495–504.

Slunga, R., 1981. Earthquake source mechanism determination by use of body wave amplitudes — an application to Swedish earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America 71, 25–35.

Stefansson, R., Bödvarsson, R., Slunga, R., Einarsson, P., Jakobsdottir, S., Bungum, H., Gregersen, S., Haskov, J., Hjelme, J., Korhonen, H., 1993. Earthquake prediction in the South Iceland Seismic Zone and the SIL project. Bulletin of the Seismological Society of America 83, 696–716.

Tryggvason, E., 1973. Seismicity, earthquake swarms and plate boundaries in the Iceland region. Bulletin of the Seismological Society of America 63, 1327–1348.

Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992. Structural Geology. Ed. W.H. Freeman, New York, 532 pp.

Van Andel, T.H., Von Herzen, R.P., Phillips, J.D., 1971. The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zone in oceanic crustal plates. Marine Geophysical Researches 1, 261–283.

Ward, P.L., 1971. New interpretation of the geology of Iceland. Geological Society of America Bulletin 82, 2991–3012.

Wendt, K., Möller, D., Ritter, B., 1985. Geodetic measurements of surface deformations during the present rifting episode in NE Iceland. Journal of Geophysical Research 90, 10163–10172.

Young, K.D., Jancin, B., Orkan, N.I., 1985. Transform deformation of tertiary rocks along the Tjörnes Fracture Zone, North Central Iceland. Journal of Geophysical Research 90, 9986–10010.

5 La FHF à proximité de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey

Une étude du fonctionnement tectonique de la FHF a été menée sur la péninsule de Tröllaskagi à partir de l'analyse d'environ 2300 données de tectoniques cassantes recueillies sur 29 sites, principalement en 1999, 2000 et 2001 (Figure II-25). Des données recueillies en 1988 et 1991 par J. Angelier, F. Bergerat et T. Villemin ont aussi été intégrées à cette étude.

La côte nord de la péninsule de Tröllaskagi est située à proximité de la connexion de la FHF avec la dorsale de Kolbeinsey (Figure II-25). Il s'agit donc d'une région privilégiée pour caractériser d'éventuelles spécificités du fonctionnement de la FHF en relation avec sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey. Dans cette optique, les données ont été séparées en deux groupes à partir d'un simple critère géographique. Le premier groupe contient l'ensemble des sites de mesure situés à proximité de la connexion entre la FHF et la dorsale de Kolbeinsey, soit 16 sites, tandis que le deuxième groupe correspond aux 13 sites de mesures situés à une distance relativement plus importante de cette connexion (Figure II-25). Les sites de mesures considérés comme proches de la connexion sont situés dans un rayon maximal d'environ 25 kilomètres de la connexion de la FHF avec la dorsale de Kolbeinsey.

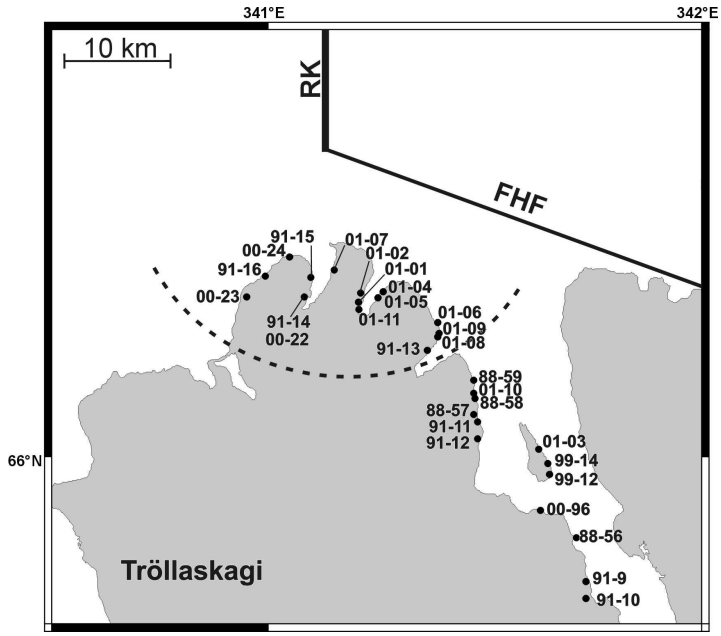


Figure II-25: Sites de mesure de structures cassantes sur la péninsule de Tröllaskagi.
Le trait discontinu marque la limite entre les deux groupes de sites considérés. FHF: Faille d'Húsavík-Flatey; RK: Ride de Kolbeinsey.

5.1 Principales caractéristiques des données de tectonique cassante

La très grande majorité des données recueillies sur le terrain a été mesurée dans des laves tholéitiques d'âges compris entre 8 et 10 Ma (Aronson et Saemundsson, 1975; Saemundsson et al., 1980). Dans le cadre d'une simple analyse statistique, les données ont été triées à partir de critères identiques à ceux déjà utilisés pour les données de la péninsule de Flateyjarskagi (voir chapitre II.4), à savoir le pendage du plan de faille, l'inclinaison de la strie et le type de mouvement sur le plan de faille. Cette procédure permet de trier rapidement les données mais a l'inconvénient d'en éliminer un certain nombre. Ainsi, sur un total de 2300 données, seules 1900 données environ sont conservées pour l'analyse statistique. Les plans de failles ayant été mesurés systématiquement, nos données concernant ces structures peuvent être considérées comme représentatives. En revanche, ce n'est pas le cas pour les fentes de tension et les dykes qui ont été mesurés de façon ponctuelle. Les failles inverses n'ont pas été représentées car elles étaient en trop faible quantité (4 plans de failles retenus après la procédure de tri automatique) pour avoir une quelconque représentativité statistique.

5.1.1 Structures mesurées à grande distance de la zone de connexion

Le groupe le plus éloigné de la zone de connexion (Figure II-25) comprend environ 700 données, réparties équitablement entre les mesures de failles normales, de fentes de tension ou de dykes et de failles décrochantes (Figure II-26).

Les directions des structures mesurées sont représentées sur la Figure II-26. Les directions des plans de failles normales montrent une certaine dispersion. Cependant, des pics de direction N-S à NNE-SSW et NW-SE à E-W peuvent être caractérisés (Figure II-26). Une telle dispersion ne se retrouve pas dans les mesures de fentes de tension et de dykes qui ne montrent qu'une direction principale N-S (Figure II-26). Les failles décrochantes montrent des directions compatibles avec un système conjugué: les failles dextres sont majoritairement de direction NNW-SSE et les failles sénestres sont majoritairement de direction NNE-SSW. Il est aussi à noter la présence, en faible quantité toutefois, de failles dextres de direction parallèle à la FHF. Quant aux plans de stratification, en très petit nombre, ils indiquent un pendage régional de 5-10° vers le SSW.

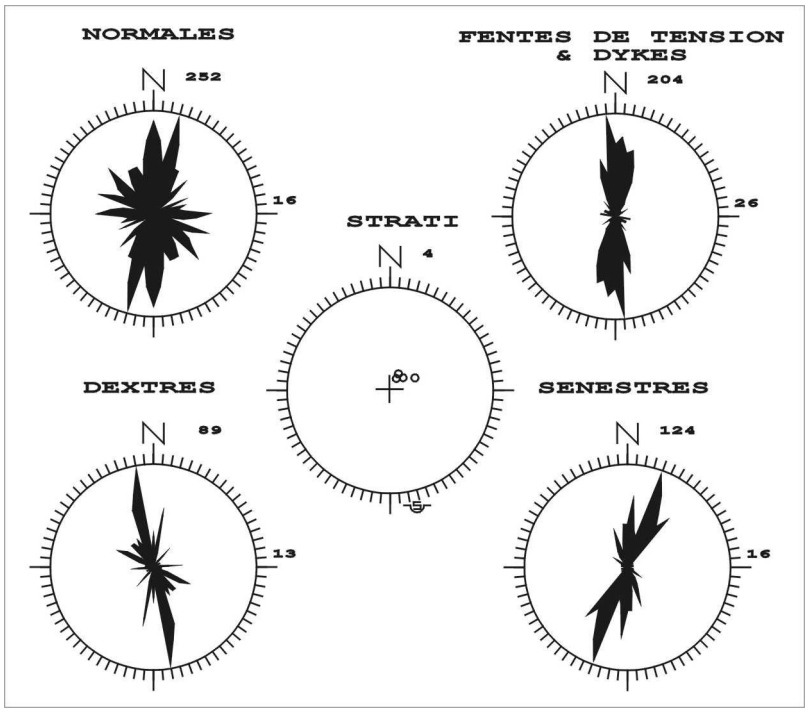


Figure II-26: Rosaces de distribution azimutale des structures cassantes distantes de la zone de connexion.
Le nombre de données est indiqué pour chaque type ainsi que la valeur du pic maximal pour chacune des rosaces. Les pôles des plans de stratification sont représentés en projection stéréographique.

L'ensemble de ces mesures est compatible avec les données disponibles dans la littérature. Ainsi, Langbacka et Gudmundsson (1995) décrivent des failles normales majeures et mineures et des dykes de direction N-S et NNE-SSW ainsi que des failles normales mineures de direction NW-SE et des failles sénestres mineures de direction N-S à NE-SW dans cette partie de la péninsule de Tröllaskagi. De plus, les pendages de 5-10° vers le SSW correspondent à ceux mesurés par Langbacka et Gudmundsson (1995). Ces directions sont très semblables à celles des structures cassantes de la péninsule de Flateyjarskagi (voir la Fig. 4 du chapitre II.4). Cependant, les failles dextres de direction parallèle à la FHF sont moins fréquentes parmi les mesures effectuées sur la péninsule de Tröllaskagi que parmi celles effectuées sur la péninsule de Flateyjarskagi. De plus, la valeur du pendage des laves est plus faible sur la péninsule de Tröllaskagi que sur la péninsule de Flateyjarskagi. Ces différences peuvent être liées au fait que les sites considérés sur la péninsule de Tröllaskagi sont à de plus grandes distances de la FHF que la majorité des sites étudiés sur la péninsule de Flateyjarskagi (comparer la Figure II-25 et la Fig. 3 du chapitre II.4) Les déformations, c'est-à-dire entre autres les rotations de blocs et la néoformation de failles dextres de direction

parallèle à la FHF, associées au fonctionnement de la FHF peuvent ainsi être moins marquées dans les sites de la péninsule de Tröllaskagi les plus éloignés de la FHF.

5.1.2 Structures proches de la zone de connexion

Le groupe proche de la zone de connexion (Figure II-25) comprend environ 1200 données. Plus de la moitié de ces données correspondent à des plans de failles normales tandis que le reste se compose pratiquement à parts égales de fentes de tension ou de dykes, et de failles décrochantes (Figure II-27)

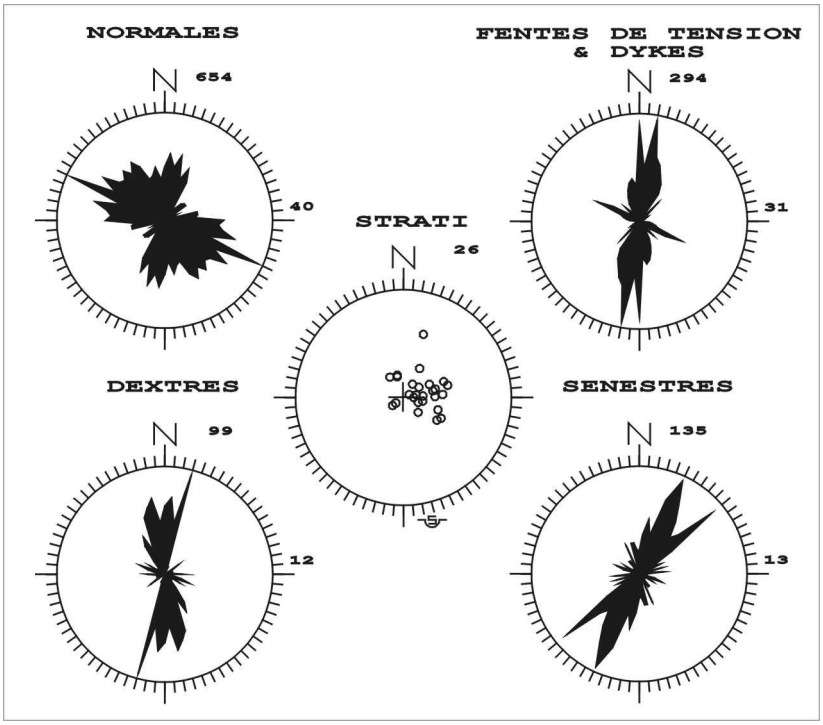


Figure II-27: Rosaces de distribution azimutale des structures cassantes proches de la zone de connexion.
Le nombre de données est indiqué pour chaque type ainsi que la valeur du pic maximal pour chacune des rosaces. Les pôles des plans de stratification sont représentés en projection stéréographique.

Les directions des structures cassantes mesurées sont représentées sur la Figure II-27. Les directions des failles normales sont très dispersées et se répartissent sur l'ensemble des quadrants NW et SE de la rosace (Figure II-27), avec cependant une orientation préférentielle des failles normales suivant une direction NW-SE à WNW-ESE ainsi que suivant une direction, moins marquée, N-S à NNE-SSW. Ces deux directions préférentielles se retrouvent

dans les directions des fentes de tension et des dykes, mais avec un rapport inversé; les structures de direction N-S à NNE-SSW étant plus nombreuses que celles de direction WNW-ESE (Figure II-27). Les failles décrochantes montrent de nouveau des directions compatibles avec un système conjugué constitué de failles dextres de direction majoritaire NNW-SSE à N-S et de failles sénestres de direction majoritaire NNE-SSW à NE-SW (Figure II-27). Quant aux plans de stratification, ils indiquent un pendage de 10-30° vers le SW.

Des failles normales et des dykes de direction N-S à NNE-SSW et de direction NW-SE à WNW-ESE ont déjà été décrits le long de la côte nord de la péninsule de Tröllaskagi par Young et al. (1985), Langbacka et Gudmundsson (1995) et Rögnvaldsson et al. (1998). De plus, Langbacka et Gudmundsson (1995) indiquent que les laves ont des pendages de 15-25° vers le SW dans cette partie de la péninsule de Tröllaskagi. Les directions de nos mesures de structures cassantes semblent donc représentatives de l'ensemble des structures cassantes observées le long de la côte nord de la péninsule de Tröllaskagi.

Une comparaison entre les structures cassantes de chacun des deux groupes considérés sur la péninsule de Tröllaskagi nous permet d'observer une évolution des directions et des intensités des pendages depuis des valeurs de 5-10° vers le SSW à des valeurs de 10-30° vers le SW en s'approchant de la FHF. De plus, le nombre de failles normales de direction NW-SE à WNW-ESE augmente lorsque l'on s'approche de la FHF. De telles observations avaient déjà été faites par Langbacka et Gudmundsson (1995).

Les sites de mesures situés sur Tröllaskagi et étudiés dans cette partie peuvent être considérés comme équivalents à l'ensemble des sites étudiés sur la péninsule de Flateyjarskagi en terme de distance moyenne à la FHF (comparer la Figure II-25 et la Fig. 3 du chapitre II.4). Il est alors important de noter la moindre importance des failles dextres de direction NW-SE à WNW-ESE, c'est-à-dire de direction proche de celle de la FHF, telles qu'observées sur la péninsule de Flateyjarskagi (voir le chapitre II.4). A l'inverse, les failles normales de direction NW-SE à WNW-ESE sont plus fréquentes dans le groupe proche de la connexion que sur la péninsule de Flateyjarskagi. L'absence de failles dextres de direction NW-SE à WNW-ESE pourrait donc être compensée par des failles normales à composante oblique de même direction. Cette hypothèse, déjà formulée par Rögnvaldsson et al. (1998), témoignerait d'une évolution de la déformation le long de la FHF lorsque l'on s'approche de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey.

5.2 Paléocontraintes et processus tectonique le long de la péninsule de Tröllaskagi

Pour la détermination des tenseurs de paléocontraintes, l'ensemble des 2300 données mesurées, dont plus de 1600 stries, ont de nouveau été considérées. Il a ainsi été déterminé par inversion 75 tenseurs des contraintes, dont 44 dans la partie nord et 31 dans la partie sud, qui correspondent à un total de près de 1600 stries; les stries restantes à chaque site de mesures n'étant compatibles avec aucun des tenseurs y ayant été déterminés. Les différents tenseurs des contraintes obtenus sont présentés dans l'Annexe I. A chacun des tenseurs a été affecté un facteur de qualité suivant les mêmes critères que ceux déjà définis au chapitre II.2.2.3. Ces coefficients de qualité, variant de 1 à 4, seront utilisés comme facteurs de pondération par la suite.

Les tenseurs de contraintes déterminés dans la partie nord de la péninsule de Tröllaskagi ont été calculés à partir d'un nombre moyen de stries plus élevé que ceux déterminés dans la partie sud. De même, le facteur de qualité qui leur a été attribué y est en moyenne plus élevé. Cette différence peut s'expliquer par une fracturation moins intense dans la partie sud, plus éloignée de la FHF, entraînant une précision moindre des tenseurs calculés dans cette zone.

Les différents tenseurs calculés dans la péninsule de Tröllaskagi montrent d'importantes variations des directions des contraintes principales. La dispersion des directions de σ_3, pondérées par leurs facteurs de qualité, étant trop importante pour distinguer précisément différents sous-groupes, une analyse qualitative des directions de σ_3 à partir de diagrammes d'isodensité a été effectuée.

5.2.1 Paléocontraintes des sites proches de la zone de connexion

Les directions et pendages des axes de contraintes σ_3, calculés à partir des mesures collectées sur les sites proches de la zone de connexion, sont reportés sur la Figure II-28.

Les directions d'extension caractérisant l'ensemble des tenseurs obtenus sur la partie nord de la péninsule de Tröllaskagi (Figure II-28-a) montrent un pic maximal de densité d'azimut N88°E avec un pendage de 12°, ce qui correspond à une extension de direction E-W. Il existe un second pic, moins important, vers N30-35°E ainsi qu'une dispersion relativement

importante des directions d'extension autour du pic principal, qui vont de l'ENE-WSW jusqu'à l'ESE-WNW.

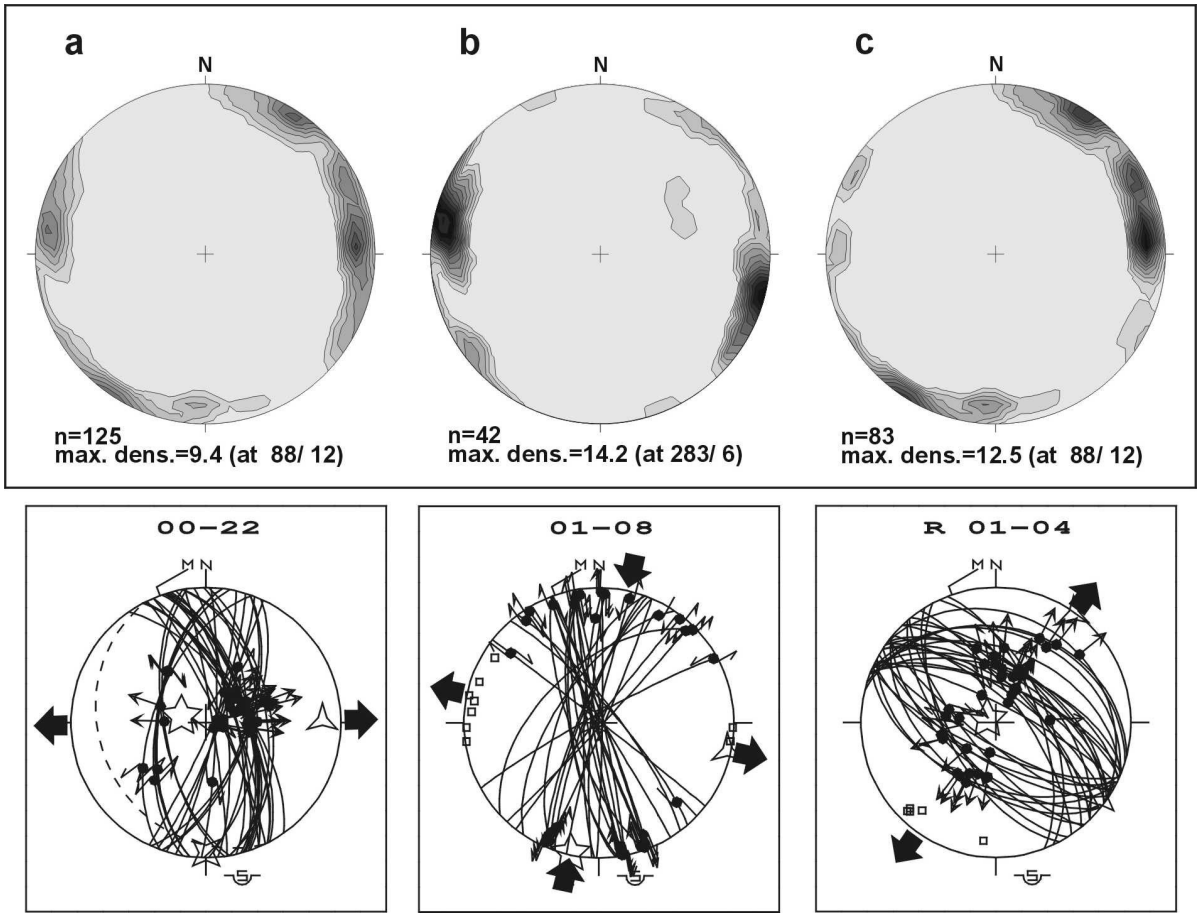


Figure II-28: Diagrammes de densité des directions des axes de contraintes σ_3 pour les sites proches de la zone de connexion.
En haut, a: pour l'ensemble des failles; b: à partir des décrochements; c: à partir des failles normales. Pour chaque diagramme, la somme des facteurs de pondération est indiqué ainsi que la valeur et la localisation (direction, pendage) du maximum de densité. Projection stéréographique sur un canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. L'équidistance des courbes d'isodensité est de 1. Les valeurs d'isodensité vont croissantes du plus clair au plus foncé.
En bas, trois diagrammes sont donnés en exemple pour illustrer les principaux états de contraintes. Représentation des structures en projection de Schmidt, hémisphère inférieur. Plans de failles en traits continus, stries comme points avec flèches (centripètes, centrifuges et doubles pour des jeux respectivement inverses, normaux et décrochants), plan de stratification en trait discontinu, pôles des fentes de tension et des dykes en petits carrés blancs. Etoiles à 5, 4, 3 branches: σ_1, σ_2 et σ_3. Grandes flèches noires autour des diagrammes respectivement convergentes et divergentes: directions de compression et d'extension, respectivement. Les axes σ_1, σ_2 et σ_3 sont repérés par leurs directions de plongement et leurs inclinaisons. Pour les paramètres des tenseurs, se reporter à l'Annexe I.

La distinction a été faite entre les tenseurs obtenus par l'inversion des systèmes décrochants et ceux obtenus par celle des failles normales; ces derniers étant les plus nombreux. Les systèmes décrochants (Figure II-28-b) indiquent très majoritairement une direction d'extension N283°E. Par contre, les directions d'extension déduites depuis les seuls

tenseurs de failles normales sont plus variées (Figure II-28-c). La direction principale correspond à l'extension E-W déjà observée à partir de l'ensemble des mesures mais celle-ci se disperse de nouveau jusqu'à une direction d'extension ENE-WSW. De plus, un pic secondaire donnant une direction d'extension N30-35°E est aussi présent.

5.2.2 Paléocontraintes des sites éloignés de la zone de connexion

Les axes de contraintes σ_3 obtenus à partir des mesures collectées sur les sites éloignés de la zone de connexion sont reportées sur les diagrammes présentés à la Figure II-29.

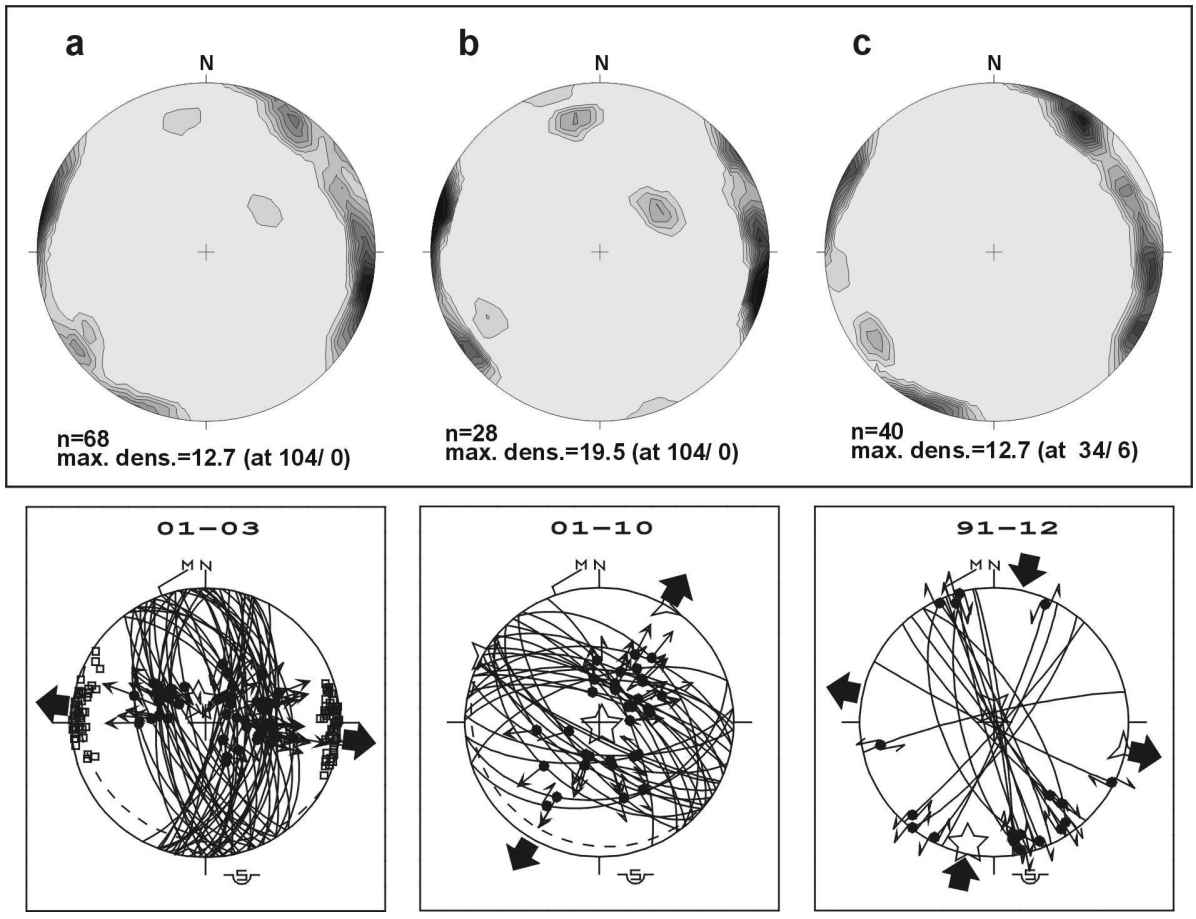


Figure II-29: Diagrammes de densité des directions des axes de contraintes σ_3 pour les sites éloignés de la zone de connexion.
En haut, a: pour l'ensemble des failles; b: à partir des décrochements; c: à partir des failles normales. Pour chaque diagramme, la somme des facteurs de pondération est indiqué ainsi que la valeur et la localisation (direction, pendage) du maximum de densité. Projection stéréographique sur un canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. L'équidistance des courbes d'isodensité est de 1. Les valeurs d'isodensité vont croissantes du plus clair au plus foncé.
En bas, trois diagrammes sont donnés en exemple (même légende qu'à la Figure II-28).

Les directions d'extension pour l'ensemble des tenseurs obtenus sur la partie sud de la péninsule de Tröllaskagi (Figure II-29-a) indiquent un maximum de densité centré sur un pic d'azimut N104°E. Comme pour les sites situés au nord, un second pic de plus faible importance est visible vers N30-35°E, ainsi qu'une dispersion des directions d'extension autour du pic principal depuis l'ENE-WSW jusqu'à l'ESE-WNW.

La distinction entre les tenseurs obtenus par l'inversion des systèmes décrochants et ceux obtenus depuis celle des failles normales a aussi été faite. Les tenseurs issus des failles normales sont de nouveau les plus nombreux, mais de façon moins marquée que pour la partie nord. Les systèmes décrochants indiquent très clairement un pic d'azimut N104°E mais aussi des pics nettement plus modestes, mais discernables, de directions NE-SW et N85°E (Figure II-29-b). Ce pic d'azimut N104°E correspond à celui qui domine l'ensemble des données des sites du sud (Figure II-29-a). Les tenseurs de failles normales, quant à eux, s'organisent suivant trois principaux pics, d'importances à peu près égales, indiquant des directions d'extension N35°E, N100°E et N120°E (Figure II-29-c).

5.2.3 Processus tectonique le long de la péninsule de Tröllaskagi

L'analyse des directions d'extension obtenues à partir des tenseurs de contraintes peut être poursuivie en se référant au modèle de fonctionnement de la FHF déjà présenté au chapitre II.4. Il apparaît alors très clairement que la déformation de la partie nord de la péninsule de Tröllaskagi est dominée par la transtension dextre de direction N80°E (Figure II-30) associée à la FHF (état de contraintes S2-N2 dans le chapitre II.4) tandis que la déformation de la partie sud est dominée par l'extension de direction générale N106°E (Figure II-30) liée au processus de rifting (état de contraintes S1-N1 dans le chapitre II.4).

A la différence de ce qui avait été observée sur la péninsule de Flateyjarskagi, la transtension observée dans la partie nord de la péninsule de Tröllaskagi est majoritairement accommodée par des failles normales. Cette observation corrobore celle déjà faite à propos du faible nombre de failles dextres de direction NW-SE à WNW-ESE, probablement remplacées par des failles normales de même direction à forte composante dextre. Même s'il ne s'agit pas du processus tectonique majeur, l'extension liée au rifting est aussi mise en évidence dans la partie nord par le pic d'azimut N283°E (Figure II-30). Cependant, comme cela avait déjà été observé sur la péninsule de Flateyjarskagi, les tenseurs montrant cette direction d'extension sont principalement issus des décrochements. Quant au pic secondaire de direction N30-35°E

(Figure II-30), observé principalement à partir des failles normales, il pourrait correspondre à l'extension perpendiculaire à la FHF déjà mise en évidence sur la péninsule de Flateyjarskagi (état de contraintes N3 dans le chapitre II.4).

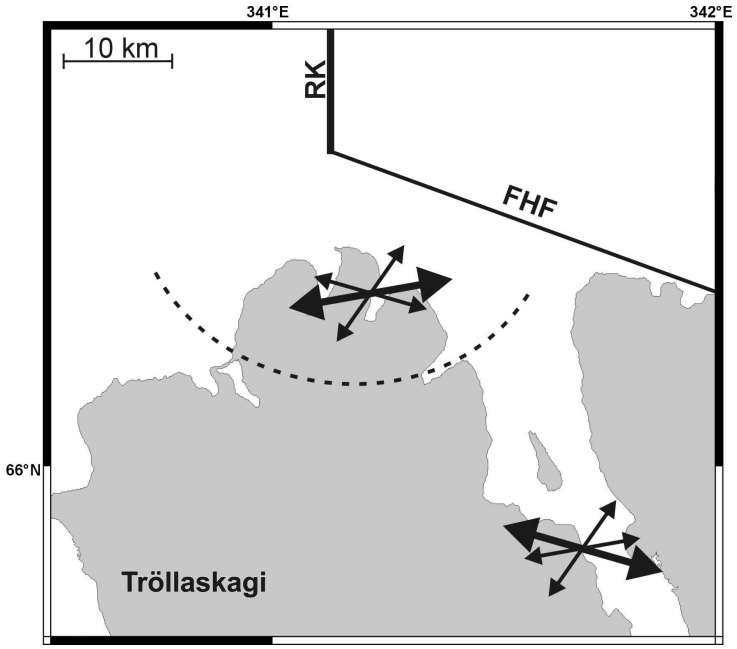


Figure II-30: Principales directions d'extension reconnues dans les deux zones considérées sur la péninsule de Tröllaskagi.
Les directions d'extension majeures sont indiquées par des flèches épaisses tandis que les directions d'extension mineures sont indiquées par des flèches fines. RK: Ride de Kolbeinsey; FHF: Faille d'Húsavík-Flatey.

Les directions d'extension déduites à partir des tenseurs des sites éloignés de la zone de connexion sont plus nombreuses et variées. Une plus forte incertitude sur ces directions d'extension peut expliquer cette plus grande variété. En effet, la qualité moyenne des tenseurs de contraintes, exprimée par la moyenne des facteurs de pondération, est plus faible pour les sites éloignés de la zone de connexion que pour ceux qui en sont proches. Quoi qu'il en soit, l'extension liée au rifting domine fortement les données issues des décrochements (pic d'azimut N104°E) et expliquerait le pic d'azimut N100°E observé pour les directions d'extension calculées à partir des failles normales (Figure II-30). Le fonctionnement de la FHF se traduirait par de la transtension de direction N85°E (Figure II-30) observée à partir des décrochements. L'extension très marquée de direction N35°E (Figure II-30) sur les failles normales ainsi que celle de direction NE-SW sur les décrochements correspondrait à la composante normale à la FHF du processus transtensif tandis que l'extension de direction

N120°E reconnue à partir des failles normales soulignerait la composante sub-parallèle à la FHF (état de contraintes N4 dans le chapitre II.4).

Il est important de remarquer que les phénomènes de permutations de contraintes observés à partir des données recueillies sur la péninsule de Flateyjarskagi (voir le chapitre II.4) n'ont pas été mis en évidence le long de la péninsule de Tröllaskagi. L'analyse qualitative des directions d'extension à partir de diagrammes d'isodensité n'aura pas permis de mettre en évidence de tels phénomènes, étant donné leur faible importance statistique.

5.3 Synthèse sur la FHF près de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey

Le fonctionnement de la FHF à proximité de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey semble correspondre au modèle, déjà proposé au chapitre II.4, fondé sur une transtension dextre, de direction ENE-WSW, pouvant se partitionner en une extension de direction NE-SW perpendiculaire à la FHF et une extension de direction NW-SE parallèle à la FHF. Cependant, à la différence de ce qui avait été observé à partir des données considérées au chapitre II.4, une diminution de l'intensité de la déformation induite par le fonctionnement de la FHF semble pouvoir être caractérisée le long de la péninsule de Tröllaskagi lorsque l'on s'éloigne de la faille transformante. La déformation de la partie Nord de la péninsule de Tröllaskagi reflète majoritairement le fonctionnement de la FHF tandis que la déformation de la partie sud de cette péninsule est héritée, en premier lieu, du fonctionnement du rift. Cette évolution n'avait pas été observée dans la péninsule de Flateyjarskagi car la grande majorité des sites y est plus proche de la FHF que ne le sont, dans la péninsule de Tröllaskagi, les sites éloignés de la zone de connexion. De plus, une adaptation au contexte tectonique particulier de la jonction entre la FHF et la dorsale de Kolbeinsey semble être observée. Le long de la côte nord de la péninsule de Tröllaskagi, et par rapport à ce que l'on observe dans la péninsule de Flateyjarskagi, un nombre plus élevé de failles normales de direction NW-SE à WNW-ESE semble compenser l'absence de failles dextres de direction NW-SE à WNW-ESE. Ces failles normales à composante oblique accommoderaient le mouvement transtensif en lieu et place des failles dextres présentes sur la péninsule de Flateyjarskagi. Ceci témoigne d'une évolution de la déformation lorsque l'on s'approche de la connexion de la FHF avec la dorsale de Kolbeinsey.

6 Etude de la connexion de la FHF avec la Zone Volcanique Nord

La FHF traverse la péninsule de Tjörnes sur 25 km depuis la ville côtière d'Húsavík avant de se connecter au faisceau de fractures de Theistareykir au niveau de la faille normale de Gudfinnugja (Figure I-29). Deux bassins en transtension ou *pull-apart*, dénommés Botnsvatn et Höskuldsvatn, ont été cartographiés le long de cette partie de la faille transformante. A proximité immédiate de la connexion entre la FHF et la Zone Volcanique Nord, Gudmundsson et al. (1993) ont observé une évolution dans la direction des structures associées à la FHF qui passent progressivement d'une direction N125°E (celle de la FHF) à une direction N005°E (celle de la faille normale de Gudfinnugja). Ces segments, de direction moyenne N140°E à N160°E, comportent une composante normale exprimée par un ensemble de fentes en tension pure et une composante décrochante avérée par des structures en *pull-apart* et en *push-up*. D'autre part, une forte extension sub-perpendiculaire à la FHF a déjà été mentionnée sur la péninsule de Tjörnes. Ainsi, le rejet vertical associé à la FHF a été estimé par Tryggvason (1973) à 1400 mètres, avec subsidence du compartiment sud.

Une étude structurale a été effectuée le long de la FHF sur la péninsule de Tjörnes en collaboration avec D. Dhont, du Laboratoire d'Imagerie Géophysique de l'Université de Pau. Cette étude avait pour but (1) de compléter la description des structures associées à la FHF le long de cette péninsule, (2) d'y décrire son mécanisme de fonctionnement et, éventuellement, de valider le modèle proposé à partir de l'étude sismotectonique conduite sur la péninsule de Flateyjarskagi et (3) d'étudier le (ou les) type(s) de connexion(s) entre la FHF et le faisceau de fractures de Theistareykir. Ce travail a principalement été effectué à partir d'interprétations d'images spatiales, validées ensuite par un travail de terrain.

6.1 Données et méthodologie

Pour ce travail, deux types d'images, présentées ici par ordre croissant de résolution, ont été utilisés. Premièrement, nous avons utilisé une image SAR (*Synthetic Aperture Radar*) du satellite ERS-1 (*European Remote Sensing*). Le satellite ERS-1 est un satellite à orbite polaire qui peut acquérir des données par tout temps, de nuit comme de jour. En effet, le principe d'acquisition d'images de ce satellite repose sur la mesure du signal réfléchi par le sol d'une onde radar de fréquence 5.3 GHz émise depuis le satellite. Le satellite ERS-1 regarde la

Terre avec un angle d'incidence de 23° vers l'ESE en orbite ascendante (du sud vers le nord) et vers l'WNW en orbite descendante (du nord vers le sud). Cet angle d'incidence crée localement des effets de distorsion dit de raccourcissement (la taille rendue d'un relief sera fonction de son angle d'incidence avec l'onde radar) ou de recouvrement (dissimulation d'une partie du relief dans le cas de fortes pentes topographiques). Chaque scène couvre une surface de 100 km × 100 km avec une résolution au sol de 12.5 m × 12.5 m. Afin de réduire les effets de scintillement (le *speckle noise*), les images ont été reéchantillonnées à 25 m × 25 m, en faisant la moyenne du bloc, avant d'être étirée dynamiquement (rééchantillonnage sur 255 niveaux de gris). Le principal intérêt du radar est d'être très sensible aux variations de pente topographique et d'exprimer de façon significative les formes du relief. L'image analysée ici est en tirage négatif. En tirage positif, les pentes faisant face au signal radar sont raccourcies et apparaissent illuminées en raison d'une meilleure réflexion du signal vers le satellite. Par contre, les pentes du flanc opposé au satellite apparaissent étirées et sombres. La présentation des images en tirage négatif permet de faire ressortir les nuances de gris du flanc opposé au radar tout en atténuant la surbrillance des flancs lui faisant face.

Une image spatiale SPOT panchromatique à 10 m de résolution a aussi été utilisée. La taille d'une scène SPOT est de 60 km × 60 km. Celle utilisée avait subi un traitement consistant en un reéchantillonnage afin d'y apporter des corrections géométriques pour compenser des phénomènes tels que la courbure de la Terre ou encore la déformation aux angles de l'image lors de la prise de vue. Ce type d'image permet une cartographie plus détaillée des structures, même si celles-ci sont plus facilement détectées par le système d'acquisition radar, en revanche l'interprétation d'une image SPOT peut être rendue difficile par la couverture nuageuse ainsi que par la présence de neige.

La méthodologie utilisée est celle de l'interprétation d'images avec la recherche d'objets morphologiques liés à la géologie structurale. Dans une telle recherche, l'utilisation d'images de différentes échelles s'avère bénéfique. Par la suite, une étude de terrain a été effectuée afin de confirmer et compléter les observations structurales et afin de caractériser le mouvement le long des structures décrites.

6.2 Interprétations d'images

6.2.1 Analyse de l'image radar

Les principales structures affectant la péninsule de Tjörnes et concernant la connexion entre la FHF et le faisceau de fractures du Theystareykir peuvent être visualisées sur l'image radar (Figure II-31).

Les escarpements de failles ou les ruptures topographiques des blocs basculés associés aux failles normales de direction N-S du champ de fractures du Theystareykir apparaissent très clairement, ainsi que les volcans centraux et les fissures éruptives qui leur sont associées. Ces failles normales sont pour la plupart à regard est, c'est-à-dire vers la Zone Volcanique Nord. Les rares failles à regard ouest sont principalement localisées au niveau de la jonction de la FHF avec la faille normale de Gudfinnugja.

La trace de la FHF apparaît clairement tout le long de la péninsule de Tjörnes jusqu'à sa connexion avec le faisceau du Theystareykir. Elle délimite un contact entre deux zones d'altitude différente, la partie sud étant abaissée par rapport à la partie nord. Cette observation correspond à l'importante extension au travers de la FHF déjà mentionnée précédemment.

La FHF semble être composée de deux branches parallèles. La branche la plus méridionale correspond à la faille qui passe à proximité immédiate de la ville d'Húsavík. Par la suite, elle sera donc dénommée "faille d'Húsavík". Cette faille est composée de plusieurs segments relayés par les bassins en transtension de Botnsvatn et de Höskuldsvatn qui témoignent ainsi de sa forte composante décrochante dextre. Au sud-est du bassin en transtension de Höskuldsvatn, la faille d'Húsavík semble changer de direction avec une tendance à la parallélisation au faisceau de fractures du Theystareykir. Deux failles normales semblent affecter un fort relief dans la prolongation sud de la faille d'Húsavík.

La seconde branche de la FHF est située au nord de la faille d'Húsavík. Par la suite elle sera donc dénommée "faille septentrionale". Cette branche s'amortit à l'est contre la faille normale de Gudfinnugja. Sa trace a pu être suivie clairement jusqu'au centre de la péninsule mais à cause de problèmes de recouvrement, il est difficile de cartographier son prolongement plus à l'ouest. Un probable bassin en transtension, jamais décrit précédemment, soulignerait sa composante décrochante au niveau d'un relais entre deux segments de faille tandis qu'un probable graben indiquerait une composante extensive au travers de cette faille.

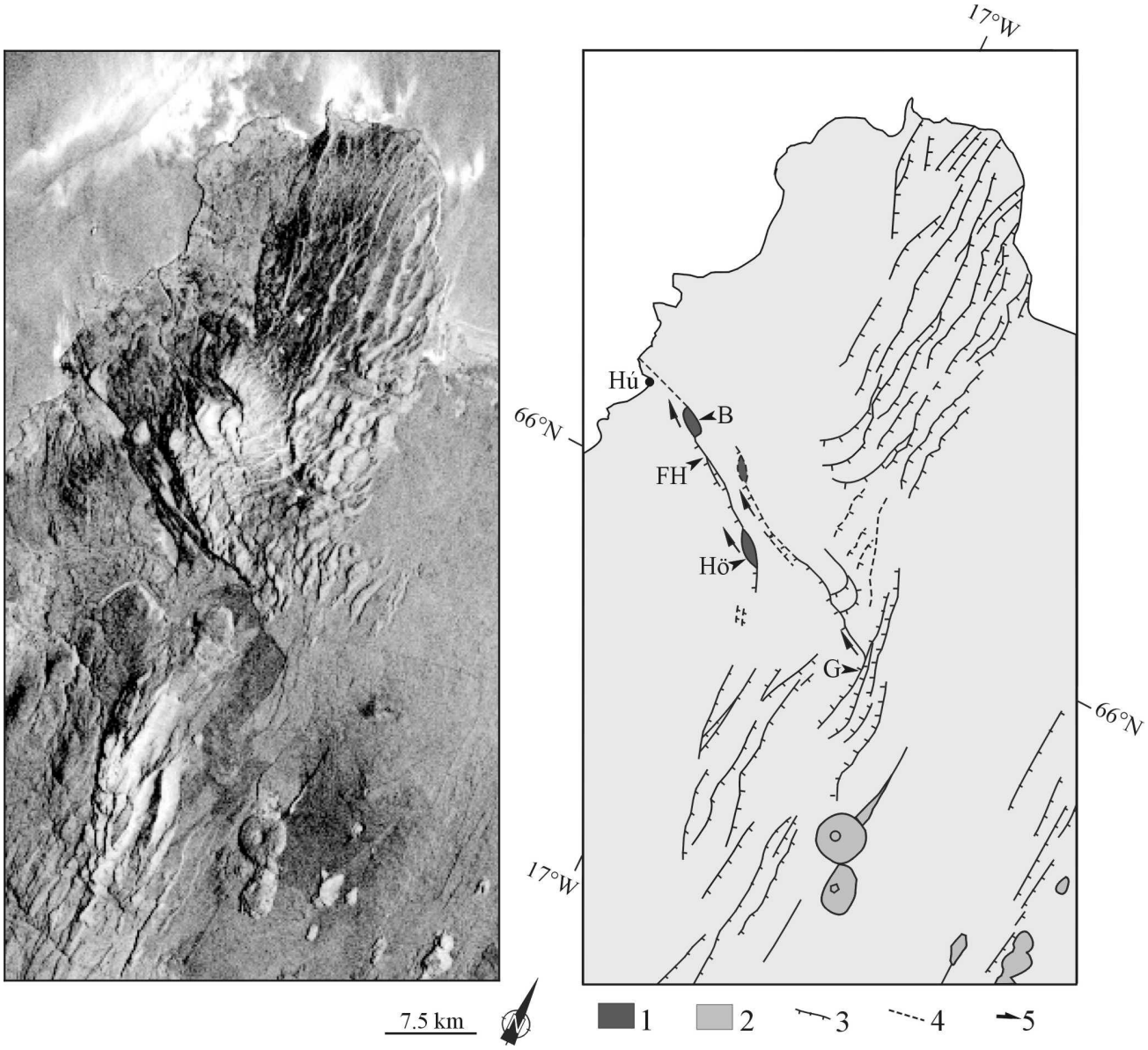


Figure II-31: Extrait de l'image SAR du satellite ERS-1 de la péninsule de Tjörnes et son interprétation.
A gauche: image SAR en négatif, illuminée depuis l'ouest par le satellite en orbite ascendante.
A droite: interprétation de l'image. 1: bassin en transtension; 2: système volcanique; 3: faille normale; 4: faille masquée ou supposée; 5: mouvement décrochant. Hú: ville d'Húsavík; FH: Faille d'Húsavík; FS: Faille Septentrionale; B: bassin en transtension de Botnsvatn; Hö: bassin en transtension de Höskuldsvatn; G: faille normale de Gudfinnugja.

6.2.2 Analyse de l'image SPOT

L'image SPOT analysée correspond à un extrait de l'image panchromatique KJ 717-213 acquise le 14 juillet 1990. Cet extrait est la partie interprétable (couverture neigeuse relativement faible) de la zone qui nous intéresse, à savoir la connexion de la FHF avec le faisceau de fractures du Theystareykir ainsi que la trace de la FHF au travers de la péninsule de Tjörnes (Figure II-32).

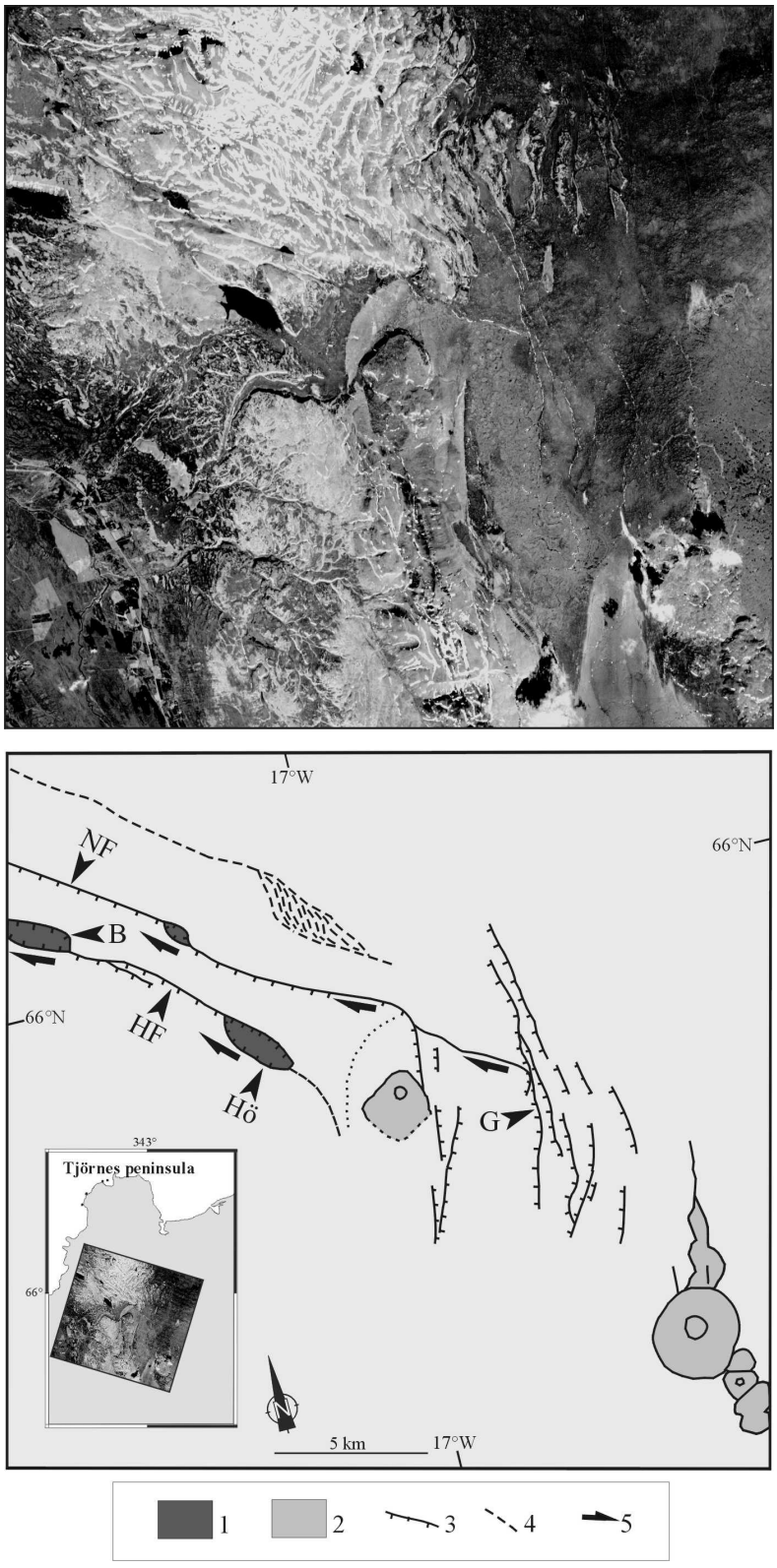


Figure II-32: Extrait de l'image SPOT et son interprétation.
En haut: extrait de l'image SPOT KJ 717-213 acquise le 14 juillet 1990.
En bas: interprétation de l'image SPOT. La zone couverte par l'extrait est indiquée dans l'encart. 1: bassin en transtension; 2: système volcanique; 3: faille normale; 4: faille masquée ou supposée; 5: mouvement décrochant. FH: Faille d'Húsavík; FS; Faille Septentrionale; B: bassin en transtension de Botnsvatn; Hö: bassin en transtension de Höskuldsvatn; G: faille normale de Gudfinnugja.

Les principales structures déjà décrites sur l'image radar sont reconnaissables sur cette image SPOT. Le principal intérêt de celle-ci est de nous permettre une meilleure description de la faille septentrionale. Ainsi, en parcourant la faille septentrionale vers le NW depuis la faille normale de Gudfinnugja, on suit un premier segment rapidement relayé par un second situé plus au nord. Ce premier relais se démontre par l'absence de décalage sur un linéament évident sur l'image SPOT (indiqué en pointillés sur la Figure II-32). Le nouveau segment de la faille septentrionale va se continuer jusqu'au bassin en transtension déjà supposé à partir de l'image radar. Il est ici clairement visible et peut être précisément cartographié. Après ce nouveau relais, la faille septentrionale se poursuit jusqu'à ce qu'elle sorte de la zone couverte par l'image SPOT. Au nord de la faille septentrionale, un ensemble de linéaments est observable mais il est difficile de reconnaître leurs caractères structuraux précis. Il est possible d'y distinguer une zone de déformation diffuse qui pourrait être associée à une troisième branche de la FHF.

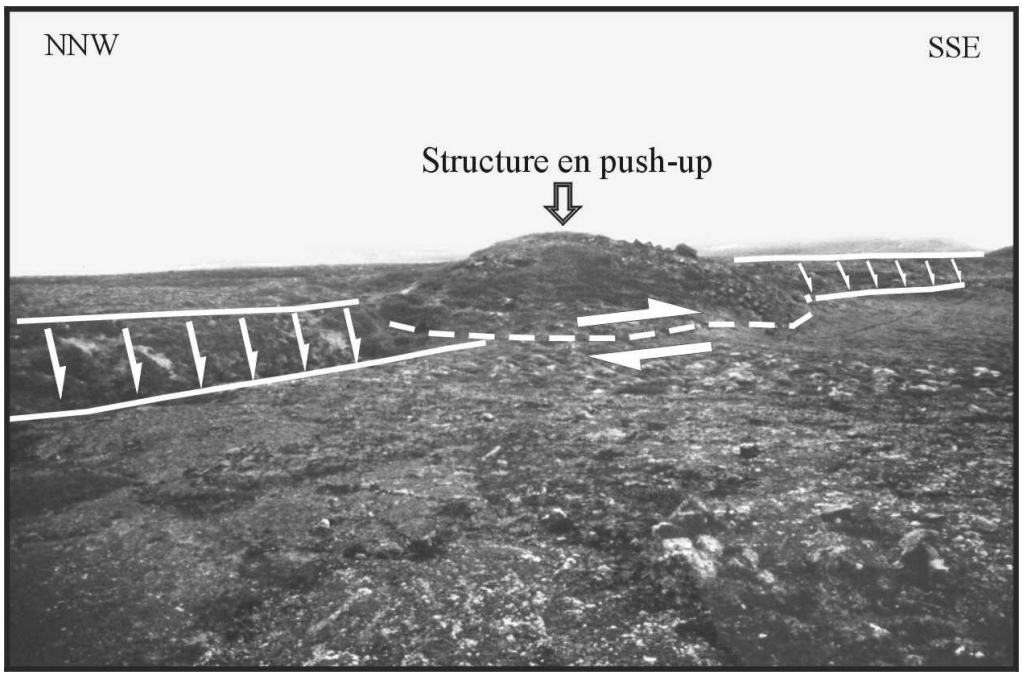
6.3 Observations structurales

Une étude structurale a été effectuée sur le terrain afin de confirmer les interprétations des différentes images, de compléter les déformations observées et de caractériser le mouvement le long des principales structures.

6.3.1 La faille d'Húsavík

Les principales structures décrites le long de la faille d'Húsavík, telles les bassins en transtension de Botnsvatn et de Höskuldsvatn, avaient déjà été reconnues. Par contre, aucune description précise n'avait été faite sur sa continuation au-delà du *pull-apart* de Höskuldsvatn, ni sur sa connexion avec le faisceau de fractures du Theystareykir. Il apparaît, principalement sur l'image radar, que la direction de la faille d'Húsavík évolue à partir du bassin en transtension du Höskuldsvatn pour devenir moins oblique par rapport au faisceau de fractures du Theystareykir. Deux failles normales qui doivent pouvoir être rattachées à ce faisceau de fractures apparaissent dans la continuité de la faille d'Húsavík.

Sur le terrain, lorsque l'on suit la faille d'Húsavík vers le SE depuis le bassin du Höskuldsvatn, sa direction évolue sur une distance de plusieurs kilomètres de N140°E à l'extrémité est du bassin de Höskuldsvatn à N170°E plus au SE. A son extrémité sud, la faille d'Húsavík a donc une direction sub-parallèle à celle du faisceau de fractures du Theystareykir. La connexion entre ce segment de la FHF et la ZVN se fait donc par une évolution progressive de la direction de la faille d'Húsavík. Le long de ce segment tournant, la composante décrochante de la faille d'Húsavík est clairement exprimée par des structures compressives de type *push-up* faisant 2 à 3 mètres de haut. Ces structures transpressives relient des failles normales ou des fentes de tension (Figure II-33) et facilitent ainsi le changement progressif de direction observé. Ces failles normales, de rejet vertical en général inférieur au mètre, et ces fentes de tension expriment la composante extensive associée à la FHF et au faisceau de fractures du Theystareykir.



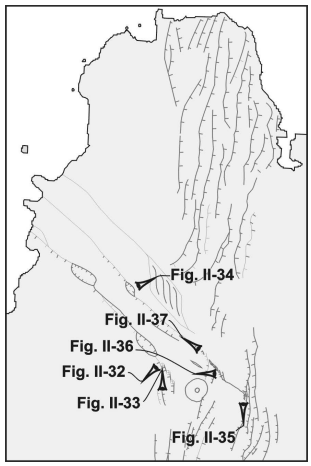


Figure II-33: Relais compressif entre deux failles normales le long du segment tournant de la faille d'Húsavík. La hauteur de la structure en *push-up* est d'environ 2 mètres. Le lieu et la direction de la prise de vue sont repérés sur la carte.

Sur le terrain, les deux failles normales situées dans le prolongement de la faille d'Húsavík et qui ont été supposées à partir de l'interprétation de l'image radar sont clairement visibles (Figure II-34).

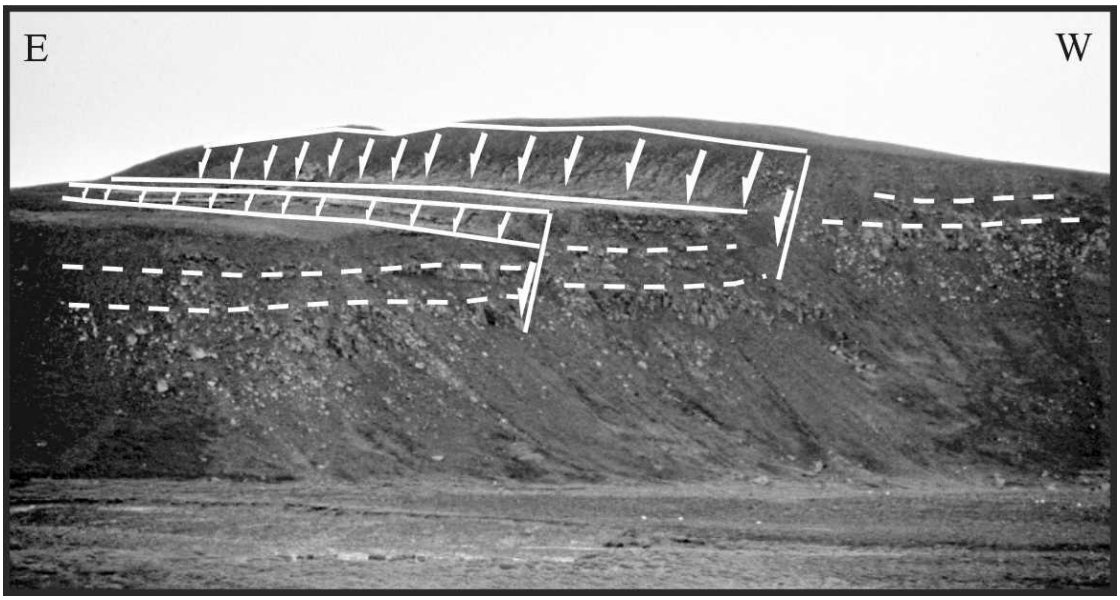


Figure II-34: Failles normales de direction NNW-SSE du faisceau de fractures du Theystareykir.
Ces failles normales sont situées immédiatement au sud du segment courbe de la faille d'Húsavík et soulignent la connexion de cette faille avec la zone de rift. Le rejet vertical cumulé des deux failles est d'environ 20 mètres. Le lieu et la direction de la prise de vue sont repérés sur la carte de la Figure II-33.

6.3.2 La faille septentrionale

Le même type de travail de terrain a été conduit le long de la faille dite septentrionale afin de confirmer les différentes interprétations d'images. Le bassin en transtension qui y a été décrit pour la première fois est parfaitement reconnaissable par la dépression caractéristique limitée par des flancs abrupts (Figure II-35). Il a été nommé Reydarárbotnar, du nom indiqué sur la carte topographique d'Húsavík au 1/100 000ème de 1981 édité par l'Office Géographique Islandais (feuille 72). L'escarpement de faille visible sur la Figure II-35 indique que la faille décrochante, bordant le flanc sud-ouest du bassin en transtension, a une forte composante normale.

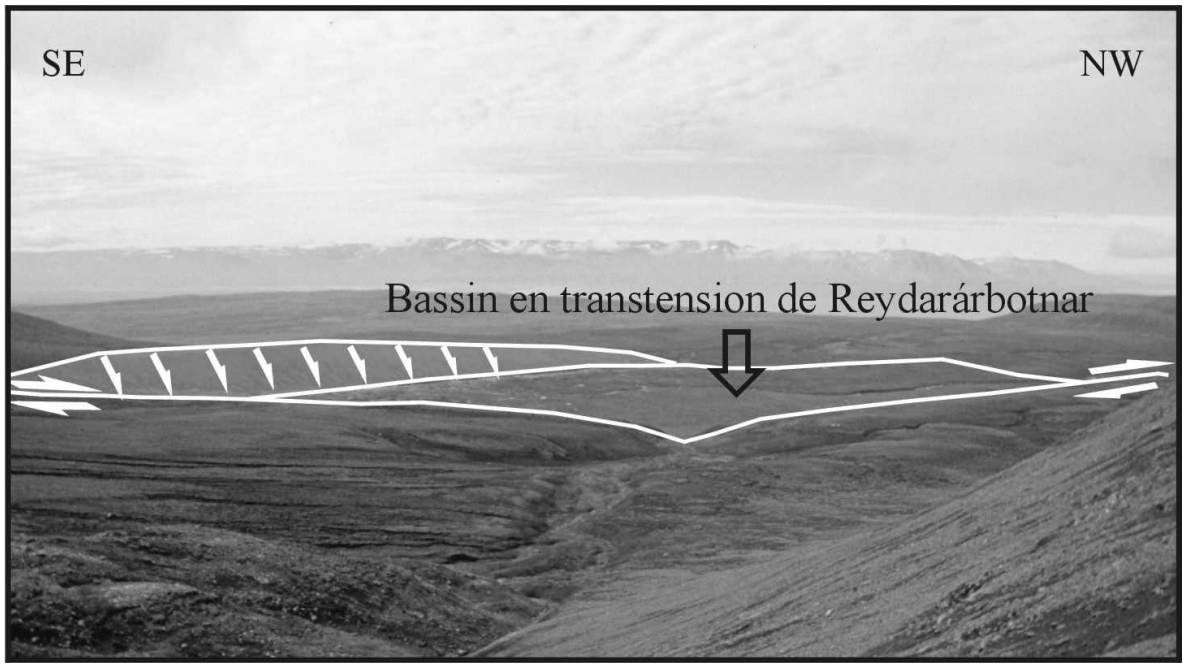


Figure II-35: Bassin en transtension de Reydarárbotnar.
L'escarpement (marqué en transparence) visible sur le flanc SW du bassin en transtension souligne la composante extensive de la faille décrochante septentrionale associée au jeu de ces segments. L'escarpement marqué en transparence fait environ 30-40 mètres. Le lieu et la direction de la prise de vue sont repérés sur la carte de la Figure II-33.

A la différence de la connexion entre la faille d'Húsavík et la zone de rift où la jonction se fait par une évolution progressive des directions des structures sur une grande distance, la connexion entre la faille septentrionale et la faille normale de Gudfinnugja s'apparente à un "point triple". Avant ce point triple, la faille transformante est de direction WNW-ESE et ce n'est qu'à proximité de la faille normale de Gudfinnugja qu'elle tourne brusquement et devient de direction N-S (Figure II-36). La longueur du segment de la faille septentrionale impliqué dans le changement de direction est de quelques centaines de mètres. Au niveau de la zone de courbure, une forte composante extensive est mise en évidence sur la faille septentrionale par son ouverture en tension d'une largeur d'un mètre. Un second segment de faille courbe court parallèlement à la faille septentrionale au niveau de la jonction. Ce segment, qui ne se connecte pas à la faille de Gudfinnugja, a aussi une composante extensive évidente, exprimée par une ouverture en tension et le basculement de blocs. La structure de la faille septentrionale au niveau de cette triple jonction s'apparente à un éventail de failles normales imbriquées.

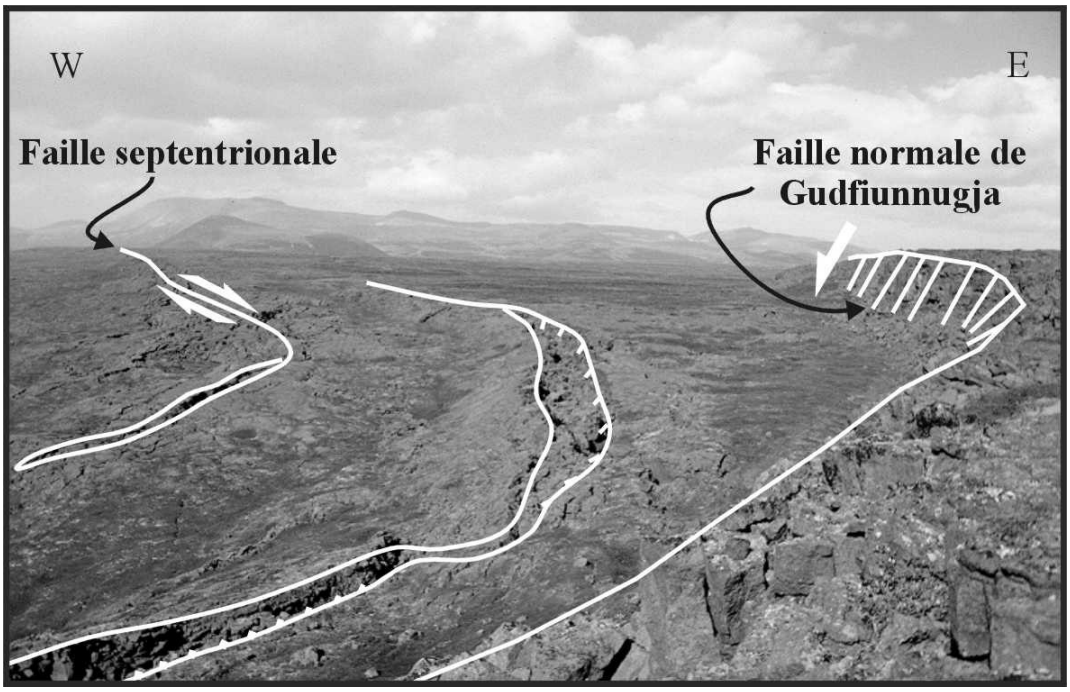


Figure II-36: Connexion de la faille transformante septentrionale à la faille normale de Gudfinnugja.
La faille parallèle à la faille septentrionale est aussi visible. Le rejet vertical de la faille normale de Gudfinnugja est d'environ 15-20 mètres. Le lieu et la direction de la prise de vue sont repérés sur la carte de la Figure II-33.

Ce premier segment de la faille septentrionale s'arrête rapidement vers le NW suivant un deuxième éventail de failles normales imbriquées (Figure II-37). Le mouvement transformant est alors assuré par une série de fentes de tension disposées en échelon (non visibles sur les photos) avant qu'elles ne soient elles-mêmes relayées par un ensemble de failles normales disposées en échelon (Figure II-38).

La plus importante de ces failles normales disposées en échelon semble provenir du faisceau de fractures du Theystareykir. Elle est de direction N010°E, c'est-à-dire de direction parallèle à la zone de rift. La direction des autres failles normales évolue jusqu'à une direction N150°E (Figure II-38). Ces dernières, de dimensions plus réduites, seraient plutôt issues du mouvement transformant.

Ce système de failles normales en échelon se connecte à un deuxième segment de faille transformante qui, à son tour, est relayé au niveau du bassin en transtension, décrit précédemment, de Reydarárbotnar. Cette série de structures disposées en échelon s'arrange suivant un alignement vers le NW et explique l'absence déjà évoquée de décalage significatif du linéament particulièrement visible sur l'image SPOT (Figure II-32).

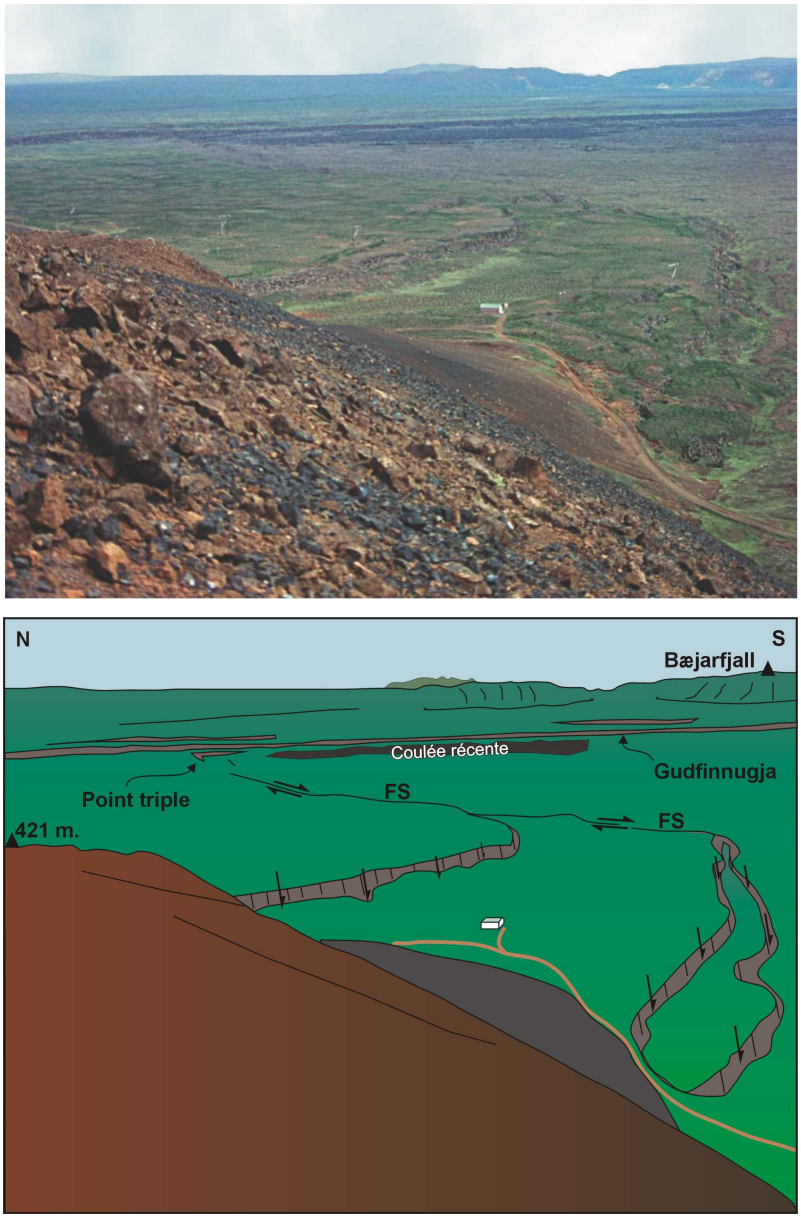


Figure II-37: Terminaison en éventail de failles normales du premier segment de la faille septentrionale.
La connexion de la faille septentrionale (FS) avec la faille normale de Gudfinnugja est visible à l'arrière-plan. La maison située au premier plan donne l'échelle. Le point côté 421 et le volcan Bæjarfjall sont localisés sur la Figure II-39. Le lieu et la direction de la prise de vue sont repérés sur la carte de la Figure II-33.

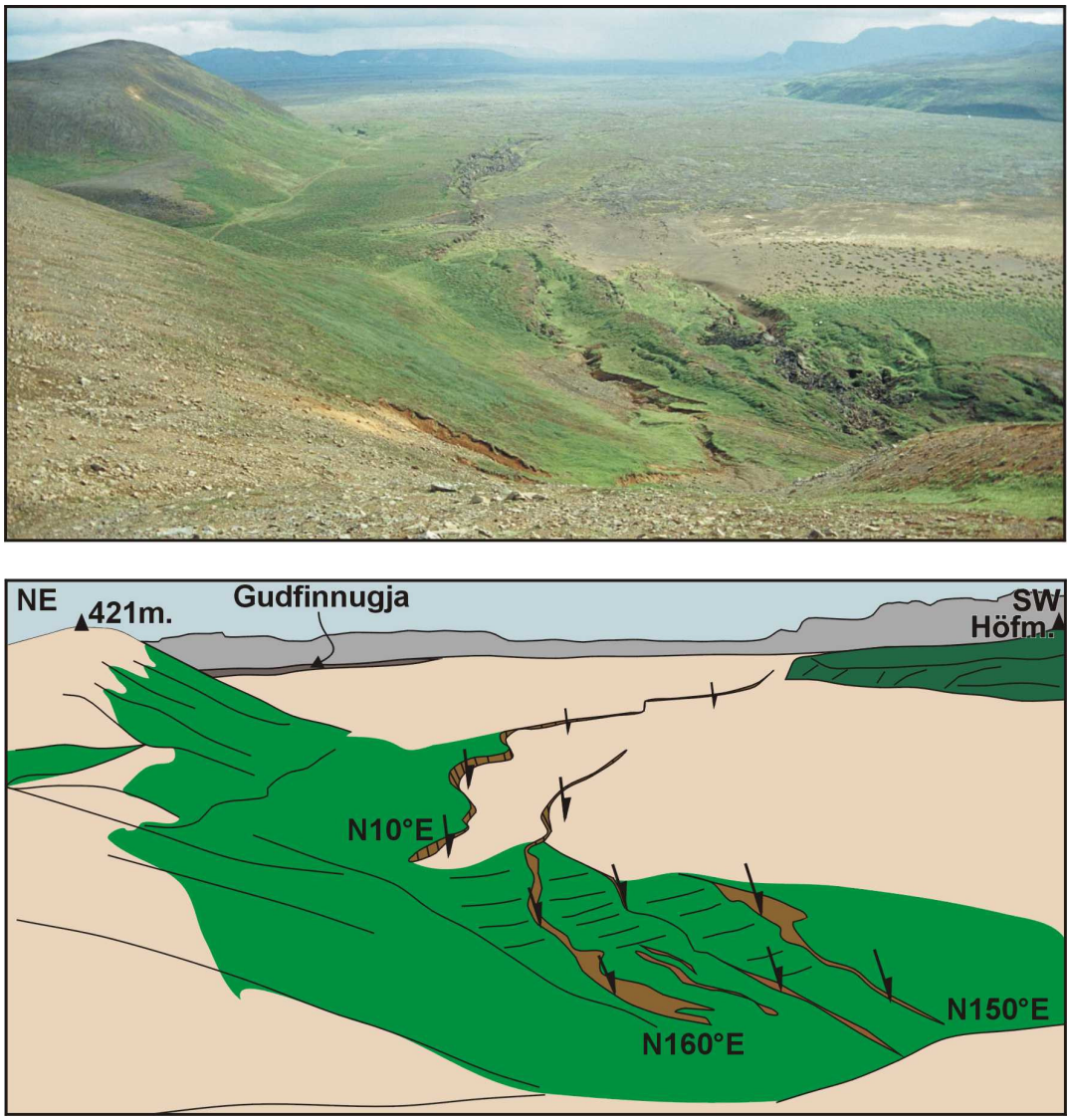


Figure II-38: Failles normales disposées en échelon et relayant le mouvement décrochant de la Faille Septentrionale.
Le point côté 421 est celui d'où a été pris la photographie de la Figure II-37. Il est localisé, ainsi que le volcan Höfudreidarmuli (Höfm), sur la Figure II-39. La terminaison en éventail de failles normales du premier segment ainsi que la série de fentes de tension disposées en échelon sont masquées par la colline supportant le point côté 421. Le lieu et la direction de la prise de vue sont repérés sur la carte de la Figure II-33.

Il n'a pas été possible de reconnaître sur le terrain des structures associées au troisième segment de la FHF supposé au nord de la faille septentrionale (Figure II-32). La zone de déformation diffuse suspectée pourrait correspondre à l'initiation d'une zone de relais, autrement dit à l'initiation d'un bassin en transtension, entre deux segments de failles transformantes et les linéaments exprimés sur l'image SPOT seraient alors des failles normales. Elle pourrait aussi correspondre à une terminaison en "queue de cheval" d'un segment transformant, les linéaments étant alors des failles décrochantes dextres.

6.4 Synthèse de l'étude de la FHF le long de la péninsule de Tjörnes

La synthèse de l'ensemble des données obtenues par l'analyse d'images spatiales et l'étude structurale de terrain est présentée dans la Figure II-39. Les mécanismes au foyer disponibles de magnitude M_L supérieure à 1 et bien déterminés ainsi que l'ensemble des tenseurs de paléocontraintes obtenus à partir de l'inversion de failles à stries mesurées dans la péninsule de Tjörnes (voir l'Annexe I) y ont été ajoutés.

6.4.1 Différents types de connexion de la FHF au faisceau de fractures du Theystareykir

Deux types de connexion de la FHF au faisceau de fractures du Theystareykir ont été décrits. Le premier type, reconnu le long de la faille d'Húsavík, consiste en une évolution progressive d'ouest en est depuis une faille transformante de direction WNW-ESE en une faille normale de direction N-S tandis que le second, reconnu le long de la faille septentrionale, consiste en un point triple avec une évolution rapide de la faille décrochante qui se termine par une structure de failles normales imbriquées en éventail.

Deux hypothèses sont envisagées afin d'expliquer les différences de structures entre ces deux failles transformantes. La première hypothèse envisagée repose sur le diachronisme éventuel entre le développement de ces deux failles. Dans un tel cas, considérant la propagation vers le nord de la Zone Volcanique Nord déjà mentionnée au chapitre I.4.2.4, la faille d'Húsavík serait probablement plus ancienne que la faille septentrionale. Au cours de sa propagation au travers de la péninsule de Tjörnes, la faille d'Húsavík serait allée vers le sud "à la rencontre" des failles normales du faisceau du Theystareykir. Le faisceau de fractures du Theystareykir continuant à se propager vers le nord, la faille septentrionale n'aurait alors eu qu'à se propager linéairement pour "rencontrer" les failles normales du faisceau de fractures. Dans ce contexte, l'existence d'une troisième faille transformante en cours de d'initiation au nord de la faille septentrionale, comme en témoignerait le développement d'un bassin en transtension, est envisageable.

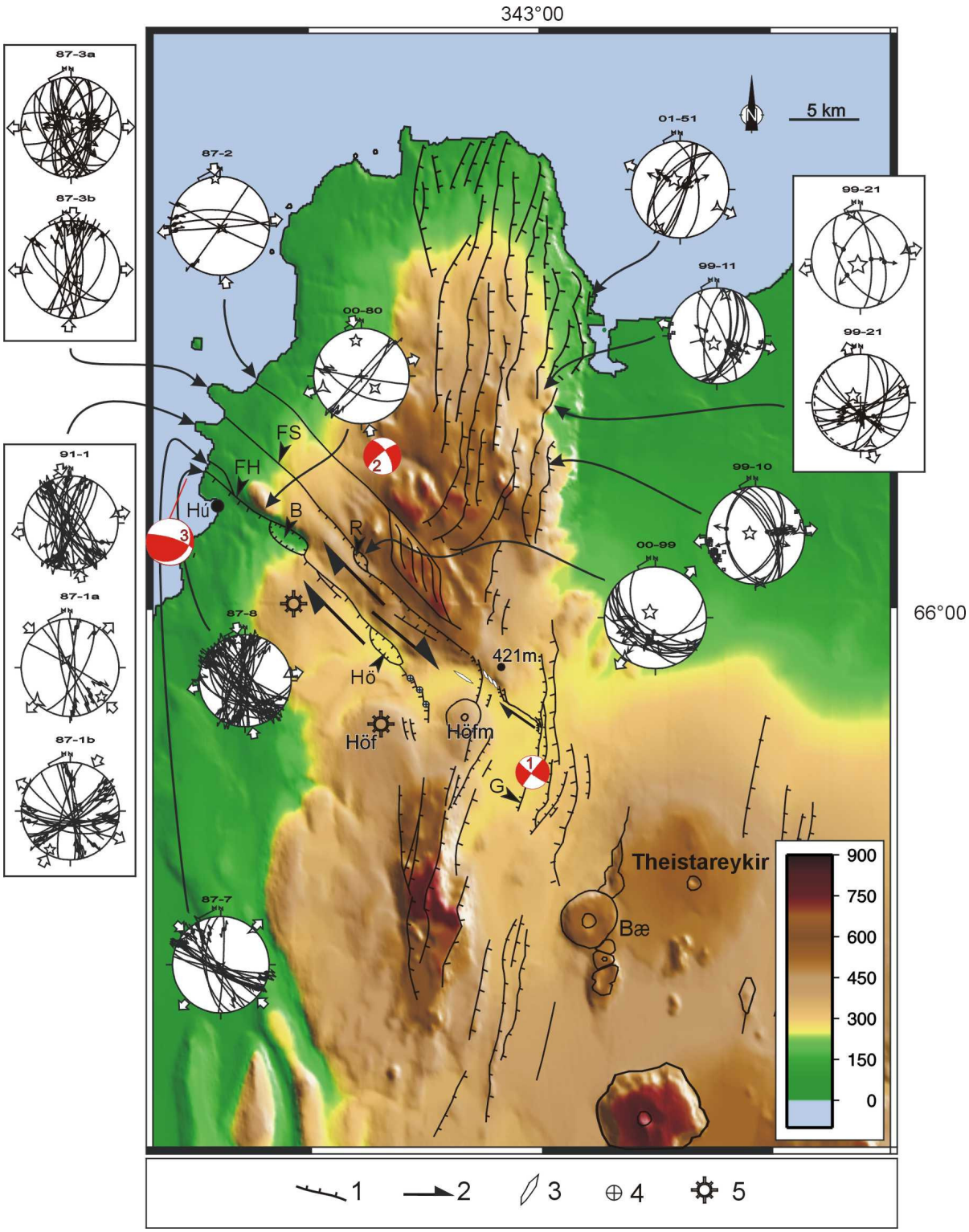


Figure II-39: Synthèse de l'analyse structurale de la péninsule de Tjörnes.
1: faille normale; 2: mouvement décrochant; 3: fente de tension; 4: structure de type push-up; 5: volcan non observé (reporté d'après Saemundsson (1974) et Johanesson et Saemundsson (1989)). FH: Faille d'Húsavík; FS: Faille Septentrionale; B: bassin en transtension de Botnsvatn; Hö: bassin en transtension de Höskuldsvatn; R: bassin en transtension de Reydarárbotnar; G: faille normale de Gudfinnugja; Höf: volcan de Höfudreidar; Höfm: volcan de Höfudreidarmuli; Bæ: volcan de Bæjarfjall. Diagramme en projection cyclographiques (Schmidt, hémisphère inférieur). Mécanismes au foyer fournis par le réseau SIL pour des séismes de magnitude $1<M_L<1.4$ enregistrés durant les années 1995 à 1999. Les quadrants extensifs sont en rouge. Pour des raisons de lisibilité, les fentes de tension et les structures en *push-up* ne sont pas à l'échelle.

En revanche, si leur développement est synchrone, seul l'hétérogénéité des terrains traversés peut expliquer les différences géométriques des deux failles. Entre autres, les volcans Höfudreidar et Höfudreidarmuli (Figure II-39) et leurs complexes gabbroïques profonds constituent des hétérogénéités mécaniques susceptibles de guider la propagation de la faille d'Húsavík. Ils sont donc probablement responsables de la trace courbe de la faille d'Húsavík à leur proximité. Par contre, la faille septentrionale s'est propagée dans des terrains plus homogènes et a donc conservé une trace rectiligne.

Cette hypothèse suppose que toutes les structures aient le même âge et probablement qu'elles soient encore actives actuellement. Dans ce cas, la répartition de l'activité entre elles doit être approximativement égale, ce qui ne devrait pas être le cas dans la première hypothèse qui suppose un transfert progressif du mouvement transformant d'une structure à une autre.

6.4.2 Fonctionnement de la FHF le long de la péninsule de Tjörnes

Le modèle de fonctionnement proposé pour la FHF dans le chapitre II.4 introduit la notion de mouvement transtensif dextre de direction ENE-WSW le long de la FHF. Ce mouvement transtensif peut être partitionné en une extension de direction NE-SW, sub-perpendiculaire à la FHF, et en une extension de direction NW-SE, sub-parallèle à la FHF.

Les observations structurales conduites sur la péninsule de Tjörnes le long des différents segments de la FHF sont compatibles avec ce modèle. Les deux failles transformantes ont une composante décrochante clairement exprimée par les nombreux bassins transtensifs ainsi qu'une composante normale marquée par la subsidence du flanc sud des failles transformantes ou encore de l'escarpement de faille normale bordant le bassin en transtension de Reydarárbotnar. De plus, des fentes de tension de direction parallèles à la direction de la FHF ont aussi été observées (Figure II-39).

Quinze tenseurs des contraintes obtenus par l'inversion de failles mesurées sur le terrain ont été reportés sur la Figure II-39. Dix d'entre eux correspondent à des mesures effectuées le long de la FHF, tandis que les cinq autres correspondent à des mesures effectuées le long des failles du faisceau de fractures du Theystareykir. Six des sites de mesures situés le long de la FHF (87-2, 87-3a, 87-3b, 87-8, 91-1 et 00-80) indiquent des directions d'extension (respectivement N84°E, N90°E, N90°E, N81°E, N78°E et N72°E) compatibles avec la transtension de direction ENE-WSW. Trois autres sites (87-1a, 87-7 et

00-99, ce dernier étant situé sur le flanc opposé à l'escarpement de faille normale bordant le bassin en transtension de Reydarárbotnar) indiquent des directions d'extension (respectivement N44°E, N50°E et N37°E) en accord une direction d'extension NE-SW, donc sub-perpendiculaire à la FHF. L'extension, obtenue au site 87-1b, de direction N116°E peut traduire une extension sub-parallèle à la faille transformante mais aussi le processus de rifting.

Deux des cinq diagrammes de mesures effectuées le long des failles du faisceau de fractures du Theystareykir (sites 01-51 et 99-11) indiquent des directions d'extension respectives N115°E et N103°E semblables à la direction d'extension associée au rifting (N106°E). Proche de la FHF, des extensions mesurées le long de fractures du Theystareykir (sites 99-10 et 99-21) adoptent des directions respectives N84°E et N80°E proche de celle caractérisant la transtension le long de la FHF. Ces changements pourraient traduire une perturbation des directions de contraintes le long des structures actives du rift à proximité de la zone transformante. Bien que définie avec peu de précision, l'extension de direction N167°E mesurée au site 99-21 pourrait correspondre à une permutation des contraintes par apport à l'extension liée à la transtension (de direction N80°E).

Trois mécanismes au foyer ont aussi été représentés sur la Figure II-39. Les séismes auxquels ils sont associés n'ayant pas été relocalisés, l'incertitude sur leurs coordonnées est de 2 à 10 km. Le mécanisme 1, si l'on considère le plan nodal de direction NW-SE, est parfaitement compatible avec le mouvement dextre du segment de la faille d'Húsavík situé quelques kilomètres plus au nord. Le mécanisme 2 donne une direction d'axe T (suivant le bissecteur des quadrants en extension) mécaniquement compatible avec la direction de la transtension dextre. Quant au mécanisme 3, en considérant le plan subvertical comme plan de faille, il correspond à un mouvement inverse avec une composante décrochante dextre. Or, l'incertitude sur les plans nodaux pouvant être importante pour les séismes de faibles magnitudes enregistrés par le réseau SIL, il est possible que ce plan ait un fort pendage vers le sud. Dans ce cas, il correspondrait à un plan normal à composante dextre. C'est cette dernière hypothèse que nous retenons.

L'ensemble de ces résultats, outre l'apport qu'ils représentent pour la cartographie des segments transformants de la FHF le long de la péninsule de Tjörnes, semble donc indiquer que le modèle de transtension proposé pour le fonctionnement de la FHF est applicable à la déformation enregistrée le long de cette péninsule.

7 Caractérisation de l'activité séismique de la partie "bloquée" de la FHF

Une étude plus détaillée de la séismicité ayant lieu le long de la limite est de la plate-forme de Flateyjarskagi a été menée. Le travail a consisté à caractériser la géométrie de failles actives par la relocalisation des séismes qui leur sont associées ainsi qu'à déterminer le mouvement sur ces failles. L'objectif de ce travail était double; il s'agissait premièrement de vérifier si la séismicité de cette zone correspondait uniquement au jeu de failles actives de direction N-S telles que celles déjà cartographiées par Rögnvaldsson et al. (1998) (Figure I-27) et deuxièmement de voir quelles informations on pouvait obtenir sur la moitié est de la FHF, séismiquement très peu active actuellement (Figure II-18).

7.1 La relocalisation de séismes le long de la plate-forme de Flateyjarskagi

7.1.1 Principe et méthode de la relocalisation de séismes

Les relocalisations de séismes ont été effectuées au cours d'un séjour d'un mois au Département de Géophysique de l'IMO de Reykjavik sous la responsabilité de G.G. Gudmundsson et K. Vogfjörd. Les dernières versions disponibles au 1er décembre 2001 des programmes développés par R. Slunga, S. T. Rögnvaldsson et R. Bödvarsson (Slunga et al., 1995) ont été utilisés à cette occasion. Le principe de ces programmes de relocalisation de séismes repose sur la comparaison des temps d'arrivée aux stations séismiques de séismes appartenant à un même essaim de séismes. Les différences de temps d'arrivée entre des séismes similaires dépendent non seulement de leurs localisations relatives mais aussi de la localisation absolue de l'ensemble des séismes. Ainsi, deux événements très proches l'un de l'autre vont avoir des temps de parcours de leurs ondes quasiment identiques, les différences de temps de parcours observées informant sur la différence de leurs localisations (Figure II-40). Cette différence de temps de parcours peut donc être utilisée pour affiner leurs localisations absolues. En comparant toutes les paires de séismes possibles et ce pour toutes les stations où cela est possible, il est alors possible d'améliorer grandement la localisation absolue de chaque événement de l'essaim de séismes ainsi que leurs localisations relatives à l'intérieur de l'essaim.

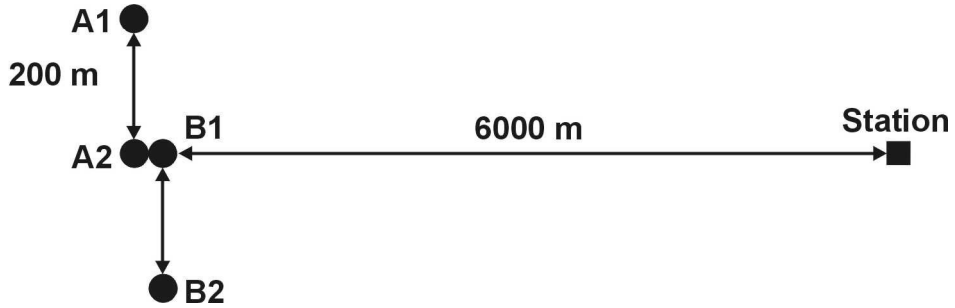


Figure II-40: Illustration du principe de relocalisation (Slunga et al., 1995)
Deux séismes, séparés d'une distance de 200 mètres, sont initialement localisés en A1 et A2. Le séisme 2 situé en A2 est plus proche de la station et le temps de parcours de son onde P est donc plus court de 0.5 ms que pour celle du séisme 1 situé en A1. Si la localisation absolue des deux séismes est décalée en B1 et B2, sans changer leurs localisations relatives, alors le temps de parcours de l'onde P du séisme 1 sera plus court de 0.5 ms que pour celle du séisme 2.

L'algorithme utilisé cherche à minimiser une fonction Q définie de la sorte:

$$Q = \sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{2}\sum_{k=1}^{n} w_a(i,j,k)e_a^2(i,j,k) \quad (1)$$

$$+ \sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{2}\sum_{k_1=1}^{n-1}\sum_{k_2=k_1+1}^{n} w_c(i,j)[e_a(i,j,k_1) - e_a(i,j,k_2)]^2 \quad (2)$$

$$+ \sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{2}\sum_{k=1}^{n-1}\sum_{k_2=k_1+1}^{n} w_d(i,j,k_1,k_2)e_d^2(i,j,k_1,k_2) \quad (3)$$

$$+ \sum_{i=1}^{m}\sum_{k_1=1}^{n-1}\sum_{k_2=k_1=1}^{n} w_{ps}(i,k_1,k_2)[e_d(i,P,k_1,k_2) - e_d(i,S,k_1,k_2)]^2 \quad (4)$$

i indique le numéro de la station, j la phase (P ou S), k le numéro du séisme et k_1 et k_2 les séismes d'une paire de séismes.

w_a dans (1), w_c dans (2), w_d dans (3) et w_{ps} dans (4) correspondent respectivement aux facteurs de pondération des temps d'arrivée absolus, des différences de temps d'arrivée absolus, des différences des temps d'arrivée relatifs et des différences d'intervalle des temps d'arrivée relatifs.

Avec le résidu des temps d'arrivée:

$$e_a(i,j,k) = t_a^{obs}(i,j,k) - T(i,j,k)$$

et le résidu des différences de temps d'arrivée:

$$e_d(i,j,k_1,k_2) = t_d^{obs}(i,j,k_1,k_2) - [T(i,j,k_2) - T(i,j,k_1)]$$

où t_a^{obs} est le temps d'arrivée observé, t_d^{obs} est la différence de temps d'arrivée observée et T est le temps d'arrivée théorique calculé.

L'onde de chaque séisme sera comparée avec celles des 10 séismes qui lui sont le plus proche et chaque séisme sera relocalisé en considérant les 6 séismes pour lesquels on a les meilleures comparaisons. Un séisme pourra donc être relocalisé dans plusieurs sous-groupes. Dans ce cas là, un unique hypocentre sera déterminé pour chaque séisme à partir d'une moyenne pondérée de toutes ses relocalisations, le facteur de pondération étant les incertitudes sur chacune des nouvelles localisations.

7.1.2 Sélection des essaims de séismes

Les essaims de séismes étudiés ont été sélectionnés le long la bordure est de la plate-forme de la péninsule de Flateyjarskagi (Figure II-41).

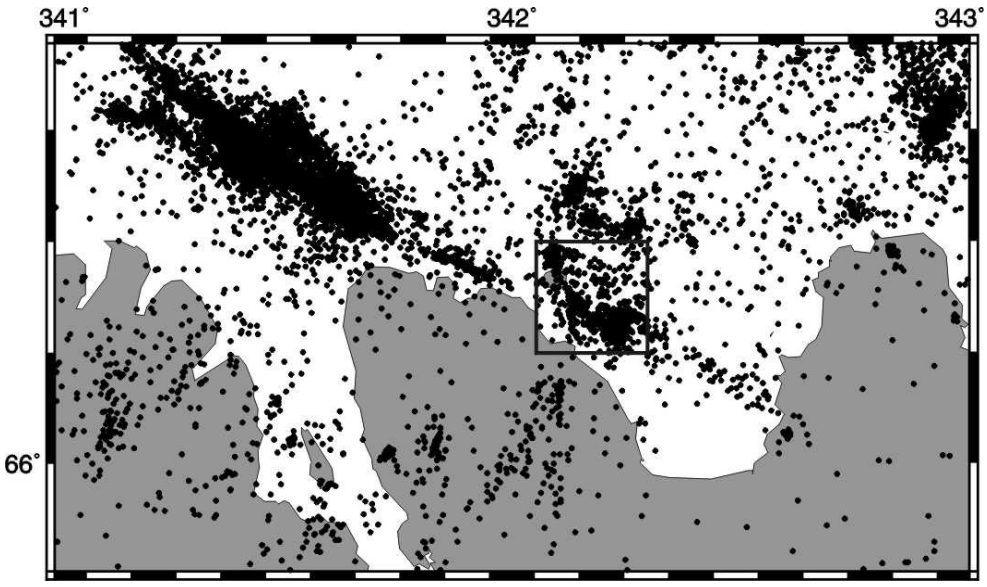


Figure II-41: Zone d'étude pour la relocalisation d'essaims de séismes.
Le cadre souligne la zone active séismiquement de la FHF, située sur le flanc est de la plate-forme de la péninsule de Flateyjarskagi, qui a été considérée pour le choix d'essaims de séismes à relocaliser. La séismicité représentée est celle enregistrée par le réseau SIL entre le 28/08/1993 et le 01/09/2002.

La définition retenue comme critère de sélection pour un essaim de séismes repose sur une corrélation spatio-temporelle de l'activité séismique. Une importante activité séismique continue dans le temps, en prenant comme unité de base une journée, avec des séismes de localisation proche les uns des autres définira un essaim de séismes potentiel. Aucune durée maximale n'est initialement considérée pour la définition d'un essaim de séismes.

De la sorte, sept essaims de séismes ont été retenus (Figure II-42). Nommés ici Flatey2, Flatey3, Flatey10-1, Flatey10-2, Flatey12, Flatey17, Flatey18, leurs principales caractéristiques sont fournies dans le Tableau II-1.

Essaim	Date Début	Date Fin	Nbr.	Latitudes °N min-max		Longitude °W min/max		Prof. km min/max		M_L min/max	
Flatey2	26/01/1996 (05:54:21)	05/02/1996 (06:47:25)	82	66.10066	66.13465	-17.68138	-17.74371	2.464	18.667	-0.2	2.4
Flatey3	20/06/1996 (18:42:18)	29/06/1996 (21:07:03)	157	66.13336	66.16160	-17.77912	-17.84764	0.913	21.82	-0.3	2.9
Flatey 10-1	31/08/1998 (07:17:19)	03/09/1998 (10:41:57)	63	66.12738	66.13836	-17.67692	-17.73227	0.068	12.259	-0.3	1.6
Flatey 10-2	22/08/1998 (06:44:41)	25/08/1998 (00:06:13)	54	66.12529	66.14146	-17.68547	-17.72902	2.988	12.596	-0.6	1.3
Flatey12	10/10/1999 (07:39:12)	29/10/1999 (22:47:19)	40	66.18081	66.19728	-17.84916	-17.87796	0.144	19.978	0.2	2.4
Flatey17	10/02/2001 (06:54:12)	10/02/2001 (20:40:29)	41	66.11041	66.12794	-17.69327	-17.72137	9.798	12.738	-0.3	2.4
Flatey18	24/06/2001 (02:46:06)	24/06/2001 (05:16:14)	13	66.11507	66.1202	-17.69461	-17.70908	9.319	10.383	-0.4	1.5

Tableau II-1: Caractéristiques des sept essaims de séismes considérés pour la relocalisation.

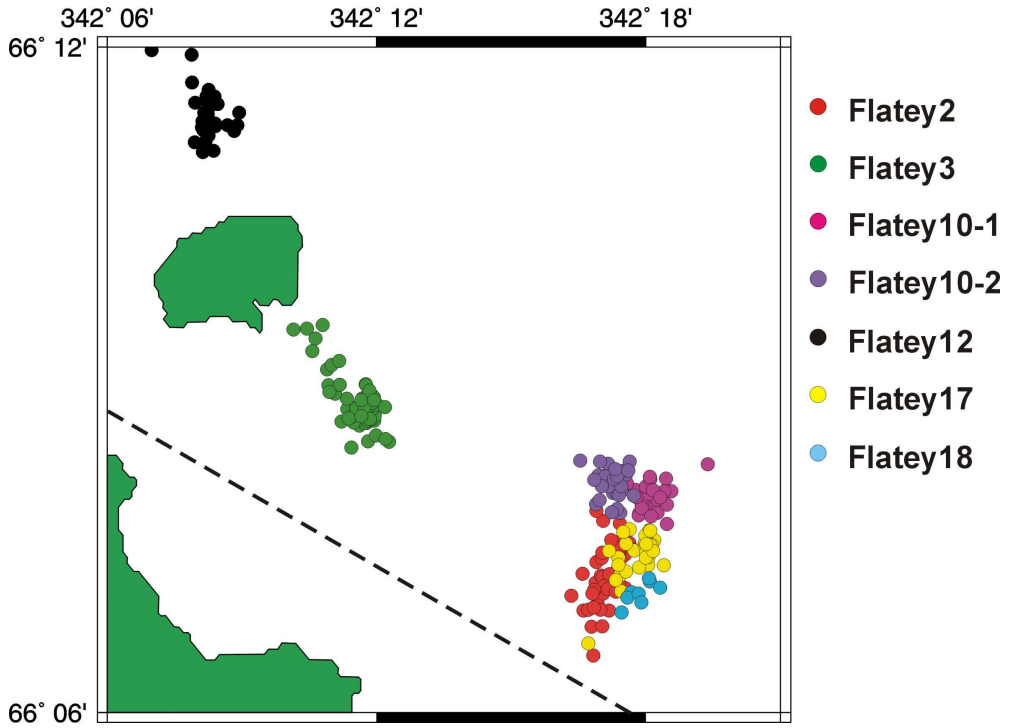


Figure II-42: Localisation des séismes de chaque essaim avant relocalisation.
Le tracé approximatif de la FHF est indiqué par un trait discontinu. La localisation de cette carte est indiquée sur la Figure II-41.

7.1.3 Protocole d'analyse et résultats des relocalisations

La procédure de relocalisation est appliquée tant que les séismes de l'essaim ont des positions instables en latitude, longitude et profondeur entre deux itérations successives. Cela signifie que les procédures sont appliquées au minimum deux fois à chaque essaim de séismes. Un essaim est considéré comme stable lorsque la localisation de la majorité des séismes qui le compose n'a pas évolué entre deux itérations successives et que le gain potentiel en stabilité que l'on peut attendre d'une nouvelle procédure de relocalisation ne justifie pas le temps de calcul nécessaire pour l'effectuer.

Les quelques séismes qui gardent une position fluctuante correspondent à des séismes mal contraints (premiers et derniers événements de l'essaim, ayant eu lieu en périphérie de l'essaim ou encore séismes avec un faible nombre d'ondes P et S disponibles).

Une illustration de la stabilisation des positions en latitude, longitude et profondeur au fur et à mesure des itérations est donnée à partir de l'exemple de l'essaim Flatey12 (Figure II-43). Quatre procédures de relocalisation ont été appliquées à cet essaim avant que les événements qui le composent soient considérés comme stables.

Les nouvelles positions des séismes relocalisés de chacun des sept essaims sont indiquées sur la Figure II-44. Ces positions sont significativement différentes des positions initiales (Figure II-42). Les incertitudes sur les nouvelles localisations obtenues ne sont malheureusement pas données par le programme.

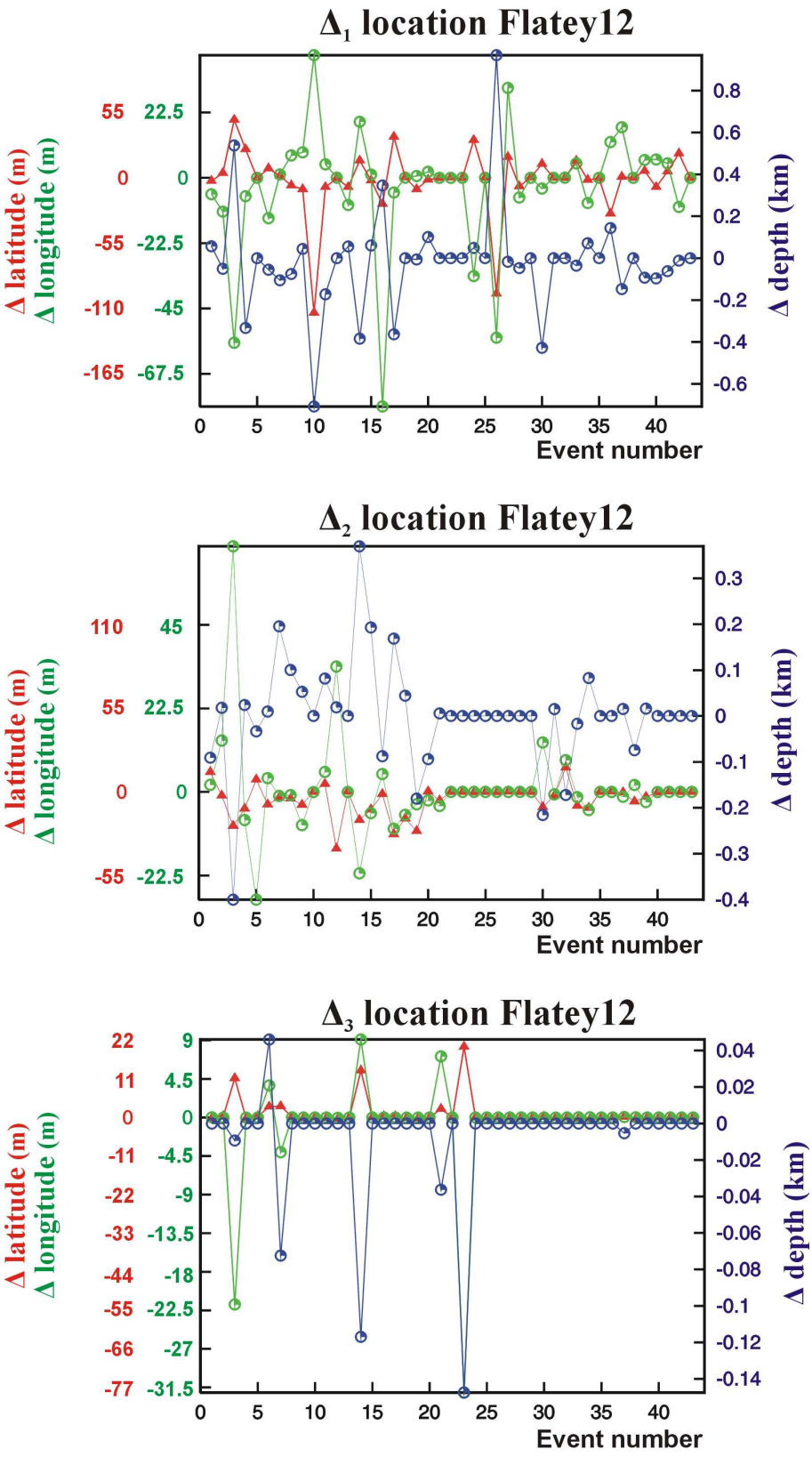


Figure II-43: Changements de position pour chaque séisme de l'essaim Flatey12 entre deux processus successifs de relocalisation.

Δ_1, Δ_2, Δ_3: changements entre la 1ère et la 2ème itération, la 2ème et la 3ème itération et la 3ème et la 4ème itération, respectivement. Les changements Δ_3 sont trop insignifiants pour justifier une 5ème itération. En vert: variations en longitude. En rouge: variations en latitude. En bleu: variations en profondeur. Le chiffre en abscisses correspond à un numéro de référence associé à chaque séisme de l'essaim.

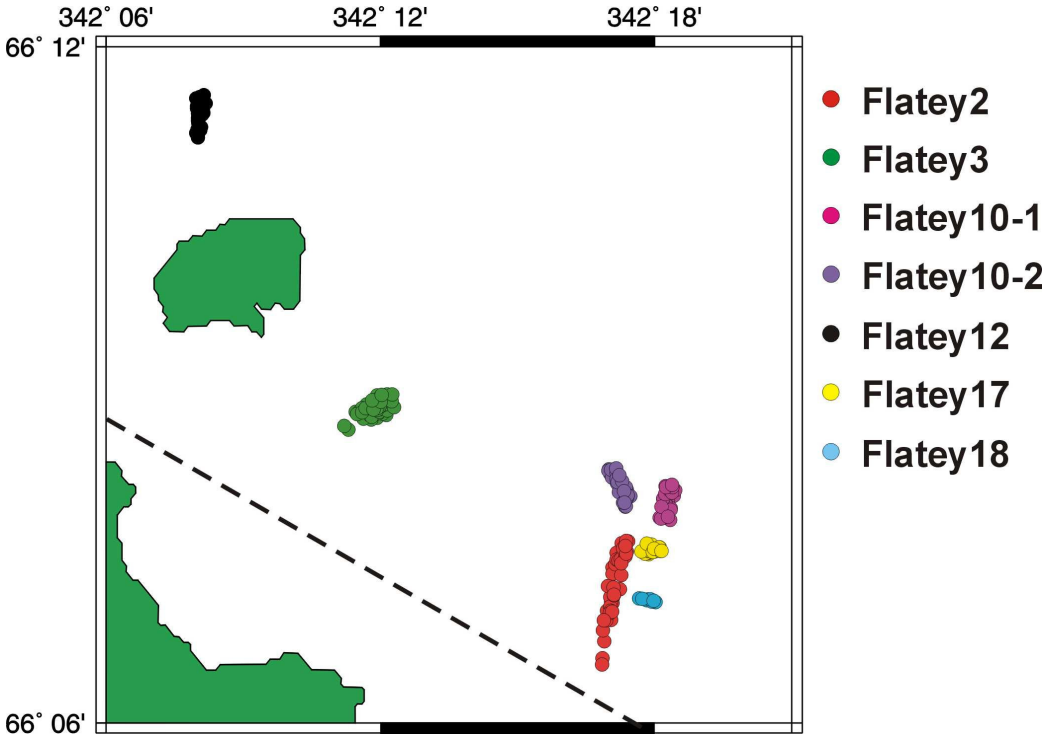


Figure II-44: Localisation des séismes de chaque essaim après relocalisation.
Les localisations sont à comparer avec celles, initiales, de la Figure II-42. Le tracé approximatif de la FHF est indiqué par un trait discontinu. La zone représentée sur cette carte est indiquée sur la Figure II-41.

7.1.4 Détermination du plan moyen de la faille active

Les alignements définis par les séismes relocalisés de chaque essaim (Figure II-44) suggèrent que l'activité séismique se localise le long de plans de faille dont nous allons caractériser les orientations moyennes.

Le plan moyen déterminé pour chaque faille active contient un maximum de séismes relocalisés pour une valeur de RMS la plus petite possible. La valeur du RMS est calculée de la façon suivante:

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2}$$

Pour des valeurs inchangées de direction et de pendage, le nombre de séismes considérés comme associés à la faille active a été privilégié au détriment de la valeur du RMS. Cependant, un certain nombre de séismes a été rejeté lors du processus de détermination du plan de faille, et ce d'autant plus que l'essaim initial contenait un nombre important de séismes. Les plans de failles finalement déterminés sont présentés sur la Figure II-45.

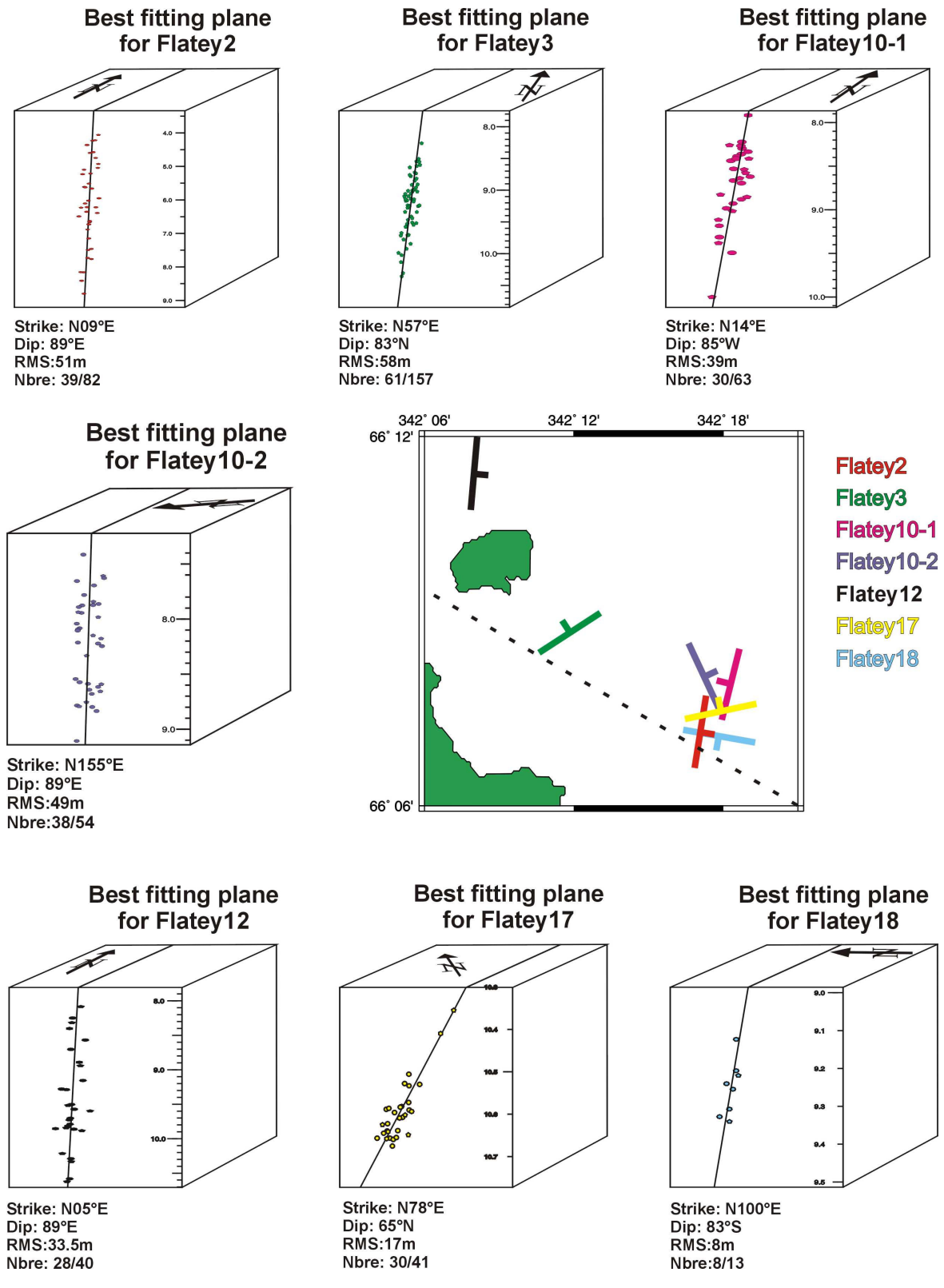


Figure II-45: Plan de faille active associé à chaque essaim.
Les séismes considérés pour la détermination de chaque plan de faille ainsi que l'orientation du plan de faille sont montrés dans un bloc diagramme, modifié d'après les fichiers de sortie du programme Quakelook de R. Slunga et R. Bödvarsson. L'azimut, le pendage, la valeur du RMS et le nombre de séismes utilisés pour définir le plan de faille par rapport au nombre de séismes présents dans l'essaim sont indiqués.
Les différents plans de faille sont reportés sur une carte. La localisation approximative de la FHF y est indiquée par un trait discontinu.

7.2 Influence de l'extension du réseau séismique SIL sur les relocalisations

La densité du réseau de stations est évidemment un facteur déterminant sur la précision des relocalisations. Les stations BRE, FLA et HED (Figure II-17) ayant été intégrées au réseau séismique SIL dans le Nord de l'Islande en 2000, les essaims Flatey17 et Flatey18 (les seuls essaims postérieurs à la date d'extension du réseau) ont été utilisés afin d'estimer les changements induits sur les résultats de relocalisation par cette extension.

Les résultats obtenus pour ces deux essaims lorsque l'on n'utilise pas les données des trois nouvelles stations sont indiqués ci-dessous (à noter que le nombre de séismes considérés pour l'essaim Flatey18 est inférieur quand on ne considère pas ces trois nouvelles stations):

Flatey17 sans les trois stations:

- Azimut et pendage du plan de faille: N60°E 85°N
- RMS: 18 mètres
- Nombre: 28/41

Flatey18 sans les trois stations:

- Azimut et pendage du plan de faille: N105°E 89°N
- RMS: 11 mètres
- Nombre: 9/12

L'utilisation dans le processus de relocalisation des trois nouvelles stations entraîne une modification relativement significative des valeurs d'azimut et de pendage pour les deux plans de failles associés aux essaims Flatey17 et Flatey18 par rapport aux résultats obtenus précédemment (Figure II-45). L'azimut des plans peut différer de 18° et le pendage de 20°.

Un second aspect concernant l'extension récente du réseau a été étudié. La station FLA a la particularité d'être installée sur un important dépôt sédimentaire qui atteindrait 2 km d'épaisseur (Albertsson et Eiriksson, 1988). De telles épaisseurs de dépôts sédimentaires étant relativement rares en Islande, il n'en a pas été tenu compte dans le modèle de vitesses utilisé par le réseau séismique SIL. L'influence de ces dépôts sur le processus de relocalisation a

donc été éprouvée en comparant les positions obtenues pour les différents séismes de l'essaim Flatey18 en utilisant ou non les données enregistrées par la station FLA (Figure II-46).

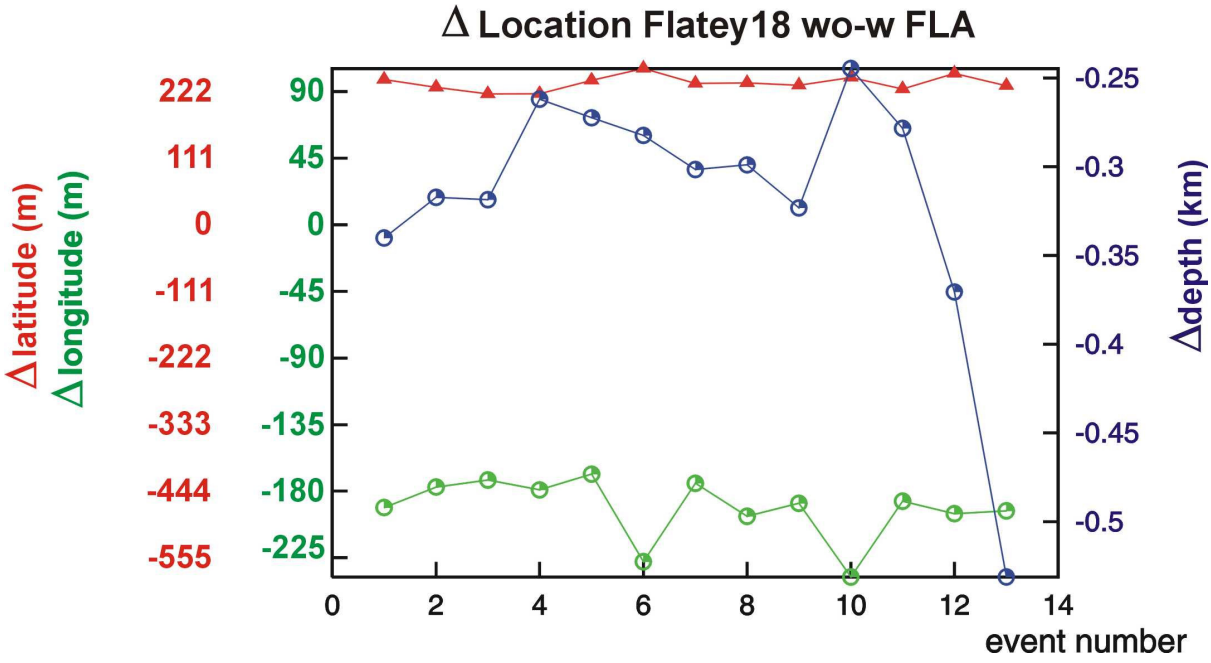


Figure II-46: Changements de position des séismes de l'essaim Flatey18 en comparant les positions obtenues avec la station FLA à celles obtenues sans cette station.
Courbe rouge: changements de position en latitude. Courbe verte: changements de position en longitude. Courbe bleue: changements de position en profondeur.

Les séismes relocalisés avec la station FLA sont plus éloignés de la station et plus profonds (les profondeurs sont comptées positivement) que ceux relocalisés sans cette station. Ce résultat n'a rien de surprenant si l'on considère que le temps de trajet moyen d'une onde est augmenté lorsqu'elle traverse un milieu, tel que des sédiments, à plus faible vitesse de propagation des ondes que dans les roches basaltiques. Le résultat le plus intéressant, mais néanmoins attendu, de cette comparaison est le fait que les déplacements relatifs en latitude, longitude et profondeur des séismes sont assez homogènes. La présence de ces dépôts sédimentaires affecte la localisation absolue des séismes mais pas leurs localisations relatives. Cela revient à une translation de leurs positions, ce qui n'a qu'une faible incidence sur la caractérisation géométrique du plan de faille active.

7.3 Déformations actives le long de la plate-forme de Flateyjarskagi

Afin de compléter ce travail, une étude séismo-tectonique a été menée à partir des mécanismes au foyer des séismes associés aux différentes failles actives déterminées. Deux approches différentes ont été utilisées.

7.3.1 Méthodes qualitative et analytique pour l'analyse des directions de glissement

La première approche, qualitative, est fondée sur l'analyse de la direction de glissement sur le plan nodal le plus compatible avec le plan de la faille moyen déterminé à partir de l'alignement des séismes (Slunga et al., 1995). Pour chacun des séismes, le plan nodal le plus proche en direction et pendage du plan de faille moyen est sélectionné en tenant compte des incertitudes sur l'orientation de chaque plan nodal. Une représentation graphique de l'ensemble des plans nodaux retenus, intégrant le sens du glissement sur le plan nodal, est alors obtenue. Une sélection des plans nodaux indiquant des sens de glissement compatibles entre eux permet alors, connaissant la géométrie générale de la faille active, de déterminer son mouvement. Cette méthode ne repose que sur une analyse qualitative d'un ensemble de données statistiquement majoritaires.

La seconde approche, analytique, repose sur la détermination d'un tenseur des contraintes par inversion des mécanismes au foyer. Il s'agit de la même méthode analytique que celle déjà utilisée pour l'inversion des mécanismes au foyer effectuée au chapitre II.4. Elle sera ici plus longuement détaillée, ainsi que les quelques évolutions apportées depuis au mode opératoire. Cette méthode d'inversion (Angelier, 2002a; 2002b) se distingue par le fait qu'elle ne nécessite pas de sélectionner le plan nodal qui correspond au plan de faille alors qu'il s'agit généralement du principal obstacle pour une inversion de mécanismes au foyer. L'utilisation de la composante de glissement de la contrainte cisaillante, ou CGGC, permet une telle opération. La CGGC, dont le vecteur est noté τ_s, se définit comme étant la composante de la contrainte tangentielle calculée suivant la direction du glissement observé. Si α définit l'angle entre la direction de la contrainte tangentielle calculée et la direction du glissement observé, alors $\tau_s = \tau \cos \alpha$. Pour une contrainte tangentielle τ donnée, la CGGC décroît continûment de τ à $-\tau$ lorsque α croît de 0 à 180°. D'autre part, la CGGC résulte, de par sa définition, du produit scalaire $\boldsymbol{\sigma}.\mathbf{s}$, où $\boldsymbol{\sigma}$ est le vecteur contrainte calculé et $\mathbf{s}$ le vecteur glissement unitaire de

la strie. La CGGC est positive si la contrainte agit dans le sens du cisaillement réel, négative si la contrainte agit dans le sens opposé. Les bornes de la CGGC sont τ_{max} (cisaillement maximum suivant le glissement) et $-\tau_{max}$ (cisaillement maximum opposé au glissement). Maximiser la CGGC revient à déterminer un état de contraintes qui rend certainement compte du glissement réel. Appliqué aux mécanismes au foyer, la CGGC a la propriété d'être identique pour les deux plans nodaux. En effet, si l'on considère le plan nodal 1, de normale $\mathbf{n_1}$ et de vecteur glissement unitaire $\mathbf{s_1}$, le vecteur contrainte $\boldsymbol{\sigma}$ exercé sur ce plan est $\mathbf{T}.\mathbf{n_1}$, pour un tenseur des contraintes T. La CGGC vaut alors $(\mathbf{T}.\mathbf{n_1}).\mathbf{s_1}$. Comme par définition la strie $\mathbf{s_1}$ du plan nodal 1 est la normale $\mathbf{n_2}$ du plan nodal 2 alors la CGGC du plan nodal 1 vaut $(\mathbf{T}.\mathbf{n_1}).\mathbf{n_2}$. De par la distributivité des produits, la CGGC du plan nodal 1 est donc égale à celle du plan nodal 2. Ainsi, si un mécanisme au foyer est conforme à l'état de contraintes, la CGGC est la même quel que soit le plan nodal activé en cisaillement. On cherche alors un tenseur des contraintes qui rende la CGGC aussi grande que possible pour tous les mécanismes simultanément. Cette recherche est faite en considérant la somme suivante:

$$S = \sum_{k=1}^{k=K} \tau_{sk}$$

où τ_{sk} désigne la CGGC du séisme k. Les bornes de S, qui doit être rendue maximum, sont $-K\tau_{max}$ et $K\tau_{max}$. La résolution analytique de ce problème se fait d'une manière analogue à celle déjà adoptée pour les jeux de failles. Les estimateurs Rom (la CGGC normalisée τ_s/τ_{max}) et Ang (l'angle α entre la direction de glissement et la contrainte tangentielle) correspondent aux estimateurs Rap et Ang du chapitre II.4. L'estimateur Rom varie de –100% (incompatibilité totale) à +100% (accord parfait) tandis que Ang varie de 180° à 0°. Un nouvel estimateur est aussi considéré. Il s'agit de Tau, la contrainte tangentielle normalisée (τ/τ_{max}), qui varie de 0 à 100% lorsque l'écart aux données diminue. L'estimateur principal (Rom) et les deux estimateurs secondaires (Tau et Ang) sont liés par la relation Rom=Tau×cos (Ang).

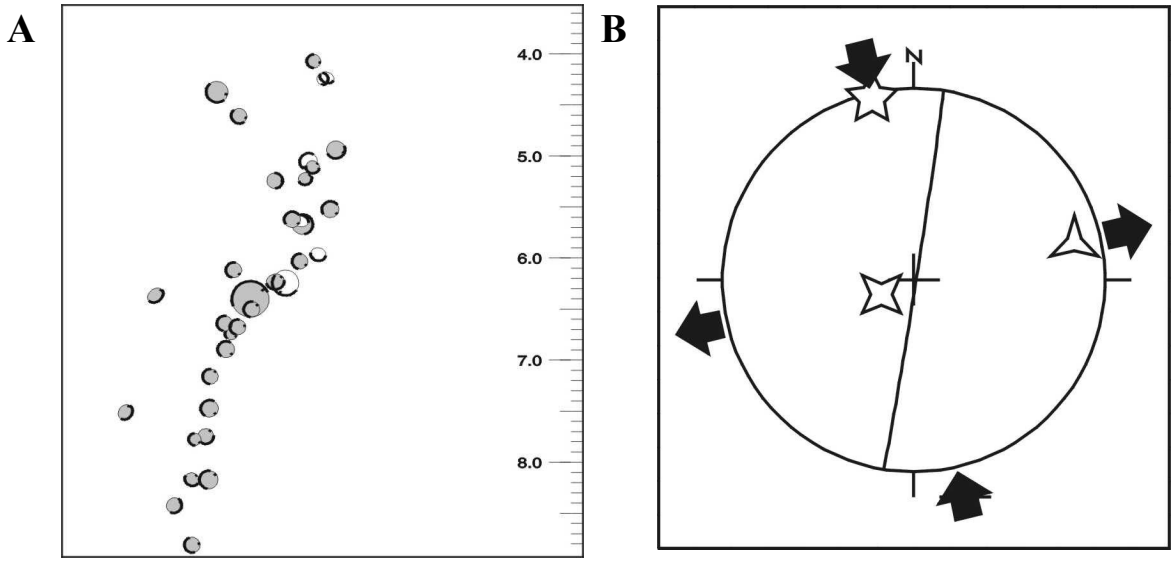
A la différence de ce qui avait été fait au chapitre II.4 où l'inversion était effectuée sur des mécanismes au foyer déjà sélectionnés à partir de critères de compatibilité mécanique, ceux que l'on considère maintenant ne le sont pas forcément. Cette configuration correspond parfaitement aux nouvelles caractéristiques du programme d'inversion. En effet, cette nouvelle version effectue un tri des données en vue d'améliorer la valeur de l'estimateur Rom. Elle considère d'abord l'ensemble des données pour déterminer un premier tenseur. Ce premier tenseur servira alors de test, ayant fixé un seuil d'exigence minimal sur la valeur de

l'estimateur Rom, pour trier les données. Le nouveau lot de données permettra de définir un nouveau tenseur qui, à son tour, permettra de tester et d'éliminer un certain nombre de données indiquant en sortie des valeurs de Rom inférieures à un nouveau seuil d'exigence. A chaque nouvelle itération, les données éliminées précédemment seront de nouveau testées, le tenseur pouvant évoluer de manière significative entre deux itérations successives. De fortes évolutions sont par ailleurs considérées comme le signe d'une forte hétérogénéité des données. Les différentes étapes de ce programme d'inversion tendent donc à déterminer un tenseur final, issu du tenseur moyen calculé avec toutes les données, ayant des estimateurs de hautes qualités. Cependant, afin de s'assurer de la représentativité du tenseur finalement retenu, on cherchera un tenseur ayant des estimateurs de qualité et contenant dans le même temps un nombre significatif de données par rapport au nombre initial.

La principale limite à la validité de ce travail, quelle que soit la méthode employée, sera liée au fait que les mécanismes au foyer considérés n'ont pas, faute de temps lors du séjour à l'IMO, été recalculés en utilisant les nouvelles localisations des séismes. Or, un changement important de position de l'hypocentre, principalement en ce qui concerne la profondeur du séisme, modifiera les données sur la sphère focale, ce qui pourra avoir de fortes incidences sur la détermination du mécanisme au foyer.

7.3.2 Analyse des mécanismes de Flatey2

Les 35 mécanismes au foyer retenus pour l'essaim Flatey2 ont été étudiés suivant les deux méthodes détaillées précédemment (Figure II-47). Si l'on considère les directions de mouvement sur les plans nodaux de géométries proches du plan de faille, seuls cinq mécanismes, sur les 35 disponibles, sont strictement incompatibles avec un mouvement de tendance générale sénestre (Figure II-47-A). Les directions de mouvement sélectionnées sont relativement dispersées mais elles restent cependant compatibles avec la tendance générale décrochante sénestre.



C

S	N	σ_1		σ_2		σ_3		ϕ	R	Min/Max/	T	Min/Max/	A °	Min/Max/
		D	P	D	P	D	P		%	Ecart-type	%	Ecart-type		Ecart-type
0	52	151	7	271	76	59	12	0.5	57	3/99/23	64	6/100/20	24	0/85/18
10	50	150	3	257	79	60	11	0.5	60	25/98/20	66	30/99/17	22	0/64/17
20	50	150	3	257	79	60	11	0.5	60	25/98/20	66	30/99/17	22	0/64/17
30	28	343	3	243	73	74	16	0.55	88	35/98/15	92	55/100/8	13	0/63/14
40	26	347	3	246	75	77	15	0.5	93	84/98/4	95	85/100/4	9	1/32/7
50	26	347	3	246	75	77	15	0.5	93	84/98/4	95	85/100/4	9	1/32/7
60	26	347	3	246	75	77	15	0.5	93	84/98/4	95	85/100/4	9	1/32/7
70	26	347	3	246	75	77	15	0.5	93	84/98/4	95	85/100/4	9	1/32/7
80	26	347	3	246	75	77	15	0.5	93	84/98/4	95	85/100/4	9	1/32/7
90	20	349	3	249	73	79	17	0.5	95	90/99/3	97	91/100/2	8	1/20/5

Figure II-47: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey2.
A: Représentation suivant un angle de vue perpendiculaire au plan de faille de chacun des plans nodaux de l'essaim (Programme QuakeLook de R. Slunga et R. Bödvarsson). Les mécanismes coloriés en gris sont ceux retenus pour définir le mouvement sur le plan de faille général. La direction de glissement, indiquée par un tiret, est définie comme la direction de mouvement du bloc supérieur relativement au bloc inférieur (Aki et Richards, 1980), vu depuis le bloc supérieur. Le cercle, de rayon calculé depuis le moment séismique et des paramètres spectraux, représente la zone qui a subi un déplacement lors du séisme. L'orientation du plan nodal par rapport au plan de faille est rendue perceptible par l'épaississement du bord du cercle le plus proche de l'observateur (comme pour une pièce de monnaie dont on pourrait voir la tranche du bord incliné vers l'observateur). L'échelle verticale est en kilomètres.
B: Tenseur des contraintes sélectionné obtenu après inversion des mécanismes au foyer. La faille obtenue à partir de la position des hypocentres est représentée en projection stéréographique de Schmidt, hémisphère inférieur.
C: Résultat des inversions des mécanismes au foyer pour différentes valeurs seuil (S) de tolérance pour l'estimateur Rom (%); N: nombre de données retenues; D et P: direction et inclinaison des axes de contraintes σ_1, σ_2, σ_3; ϕ; rapport de forme, avec $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/ (\sigma_1 - \sigma_3)$; R: valeur moyenne sur tous les séisme des estimateurs Rom, avec les extrema et la valeur de l'écart-type; T: valeur moyenne de la contrainte tangentielle normalisée Tau, avec les extrema et la valeur de l'écart-type; A: valeur moyenne de l'estimateur Ang, avec les extrema et la valeur de l'écart-type.

Les résultats de l'inversion utilisant le programme d'Angelier (2002a; 2002b) sont aussi indiqués sur la Figure II-47. Tous les séismes, même ceux de magnitudes inférieures à

M_L 1, ont été conservés pour le processus d'inversion, et ceci en raison du faible nombre de séismes ayant une magnitude supérieure à cette valeur de seuil normalement retenue. Les données présentées sur la Figure II-47-C correspondent à des inversions à partir d'un seuil de 0%, c'est-à-dire que les 52 données retenues ont des directions de glissement faisant au maximum un angle de 90° avec celle de la contrainte cisaillante calculée. Le tenseur obtenu, ainsi que ceux obtenus jusqu'au seuil de 30%, présente des valeurs sur certains estimateurs, notamment sur Ang, incompatibles avec la définition d'un tenseur des contraintes de qualité. Par contre à partir d'un seuil de 40%, les estimateurs, invariant jusqu'à 80%, ont des valeurs telles que l'on peut considérer le tenseur des contraintes comme étant de qualité. Le tenseur obtenu à 40% correspond à 26 données, soit un tiers des données d'entrée et la moitié des données compatibles avec un seuil de 0%. Comme indiqué sur la Figure II-47-B, le tenseur retenu implique un mouvement sénestre sur le plan de faille, issu de la relocalisation de séismes. Il est à noter que quel que soit le seuil S choisi, le tenseur calculé implique un mouvement sénestre de la faille issue de l'essaim Flatey2.

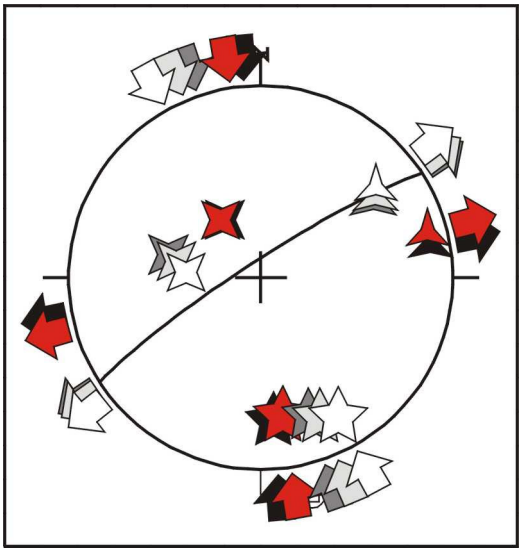
Par une simple analyse statistique, mais aussi par une approche analytique, le mouvement associé aux séismes composant l'essaim Flatey2 semble donc indiquer un mouvement décrochant sénestre sur cette faille de direction N009°E et de pendage 89°E.

7.3.3 Analyse des mécanismes de Flatey3

L'analyse des 61 mécanismes au foyer des séismes disponibles pour l'essaim Flatey3 n'a pas donné de résultats interprétables à partir d'une simple représentation graphique. Cela s'explique par une trop forte dispersion des directions de glissement sur les plans nodaux sélectionnés. Cette importante dispersion est parfaitement visible dans les résultats d'inversion, très instables, des mécanismes au foyer reportés sur la Figure II-48.

Malgré d'importantes variations de directions des axes des tenseurs, il apparaît qu'à partir d'un seuil de 40%, ce qui représente 94 données sur 122, le tenseur correspond à un mouvement sénestre le long de la faille issue de Flatey3 (Figure II-48). Ces variations dans les directions des axes de contraintes peuvent provenir d'une fracturation complexe, d'erreurs sur certains mécanismes au foyer utilisés, etc. Le tenseur retenu comme le tenseur le plus significatif de cet essaim de données a été obtenu pour un seuil de 60%. Il présente des critères mécaniques cohérents, notamment en ce qui concerne la valeur moyenne ANG des angles entre la strie observée et la contrainte cisaillante calculée, et correspond à 48 données

sur un total de 122 données (dont 118 compatibles avec un seuil de 0%). Ce tenseur, indiqué en rouge sur la Figure II-48, indique un mouvement sénestre sur la faille de direction N57°E et de pendage 83°N.



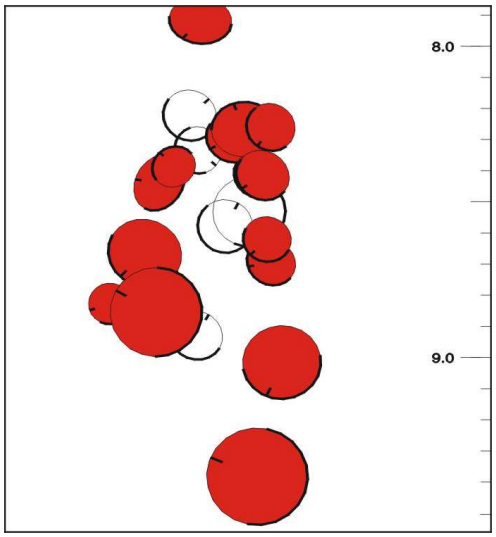
S	N	σ_1		σ_2		σ_3		ϕ	R %	Min/Max/ Ecart-type	T %	Min/Max/ Ecart-type	A °	Min/Max/ Ecart-type
		D	P	D	P	D	P							
0	118	152	18	280	62	55	21	0.3	59	1/95/21	73	9/100/18	32	1/89/21
10	114	151	19	275	58	52	24	0.3	61	18/93/19	74	35/100/17	29	0/77/18
20	112	151	18	274	58	52	25	0.3	62	21/93/18	74	35/100/17	29	0/72/18
30	104	154	20	277	55	53	27	0.4	64	35/94/16	76	38/100/16	27	0/64/17
40	94	157	22	281	53	55	28	0.4	66	44/95/15	78	46/100/16	26	0/56/17
50	78	161	25	284	49	56	30	0.5	70	50/95/13	81	53/100/14	24	0/57/16
60	48	171	28	325	60	75	11	0.35	85	61/98/11	88	62/100/11	12	1/46/11
70	40	173	25	332	64	79	8	0.4	89	75/98/7	92	75/100/7	11	0/41/11
80	36	175	26	328	61	79	11	0.4	90	83/99/4	93	83/100/5	10	0/33/10
90	16	167	22	309	62	71	16	0.5	96	91/99/3	98	91/100/2	8	0/25/6

Figure II-48: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey3.
En haut: Tenseurs obtenus à partir des inversions des mécanismes au foyer (le tenseur correspondant au seuil de 20% est en blanc; au seuil de 40% en gris clair, au seuil de 50% en gris foncé, au seuil de 60% en rouge, au seuil de 80% en noir).
En bas: Résultat des inversions des mécanismes au foyer pour différentes valeurs seuil (S) de tolérance pour l'estimateur Rom (%). Même légende que pour la Figure II-47.

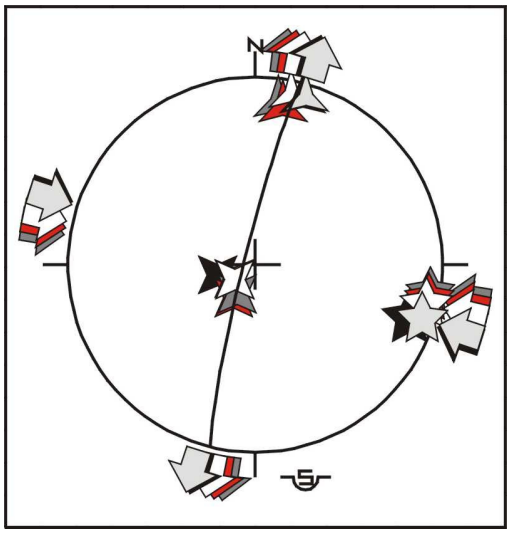
7.3.4 Analyse des mécanismes de Flatey10-1

Parmi les 30 mécanismes au foyer définissant l'essaim Flatey10-1, seuls 20 séismes ont un de leurs plans nodaux de direction compatible avec celle du plan de faille déterminée depuis les hypocentres. Les trois quarts d'entre eux sont cohérents avec un mouvement dextre (Figure II-49-A).

A



B



C

S	N	σ_1		σ_2		σ_3		ϕ	R %	Min/Max/ Ecart-type	T %	Min/Max/ Ecart-type	A °	Min/Max/ Ecart-type
		D	P	D	P	D	P							
0	40	103	7	234	79	12	8	0.5	69	17/ 98/25	76	19/100/24	21	1/59/16
10	40	103	7	234	79	12	8	0.5	69	17/ 98/25	76	19/100/24	21	1/59/16
20	36	108	7	237	79	17	8	0.5	75	44/99/17	82	52/100/15	19	1/54/15
30	36	108	7	237	79	17	8	0.5	75	44/99/17	82	52/100/15	19	1/54/15
40	36	108	7	237	79	17	8	0.5	75	44/99/17	82	52/100/15	19	1/54/15
50	34	107	7	231	78	16	10	0.5	77	53/99/17	83	55/100/15	18	2/52/14
60	26	101	6	213	73	10	6	0.55	86	61/99/10	90	66/100/9	14	1/30/10
70	24	99	6	212	75	8	14	0.5	88	73/99/7	92	75/100/6	12	0/28/10
80	20	102	6	215	75	11	14	0.5	91	82/99/5	94	82/100/5	11	0/28/10
90	12	109	14	255	73	16	9	0.5	97	93/100/2	98	94/100/2	8	1/17/5

Figure II-49: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey10-1.
A: Représentation suivant un angle de vue perpendiculaire au plan de faille de chacun des plans nodaux de l'essaim. Les mécanismes coloriés en rouge sont ceux retenus pour définir le mouvement sur le plan de faille général. Même modes de représentation qu'à la Figure II-47.
B: Tenseurs obtenus à partir des inversions des mécanismes au foyer (le tenseur correspondant au seuil de 0% est en blanc; au seuil de 30% en gris clair, au seuil de 60% en rouge, au seuil de 70% en gris foncé, au seuil de 90% en noir).
C: Résultat des inversions des mécanismes au foyer pour différentes valeurs seuil (S) de tolérance pour l'estimateur Rom (%). Même légende que pour la Figure II-47.

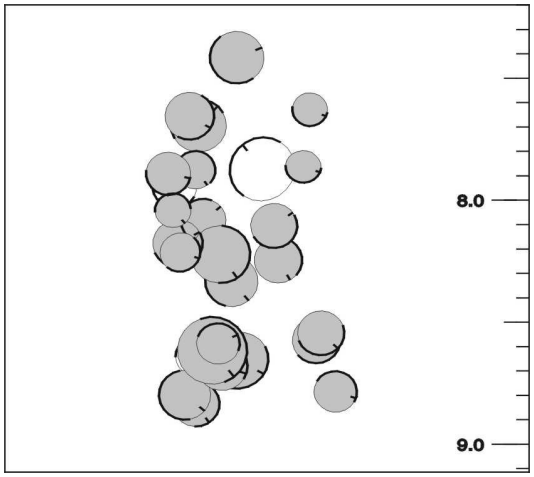
Les résultats d'inversion des mécanismes au foyer donnent des directions d'axes des contraintes très similaires pour toutes les valeurs de seuil considérées (Figure II-49-C). Les directions issues de l'inversion pour un seuil de 60% ont été retenues pour cet essaim, de par les valeurs acceptables atteintes par les différents estimateurs. A ce seuil de 60%, environ la moitié des mécanismes au foyer disponibles (plus de la moitié de ceux correspondant à un seuil supérieur à 0%) sont utilisés dans le processus d'inversion. La contrainte compressive σ_1 qui y est obtenue est de direction sub-perpendiculaire au plan de faille de direction N14°E et de pendage 85°W (Figure II-49-B). Les axes de contraintes déterminés pour cette valeur seuil, mais aussi ceux déterminés avec d'autres valeurs seuil, sont donc difficilement compatibles

avec un mouvement sur ce plan de faille. Une forte imprécision des mécanismes au foyer pourrait expliquer ces incompatibilités. Le décrochement dextre, déduit de l'analyse statistique des représentations graphiques, est ainsi retenu pour l'essaim Flatey 10-1.

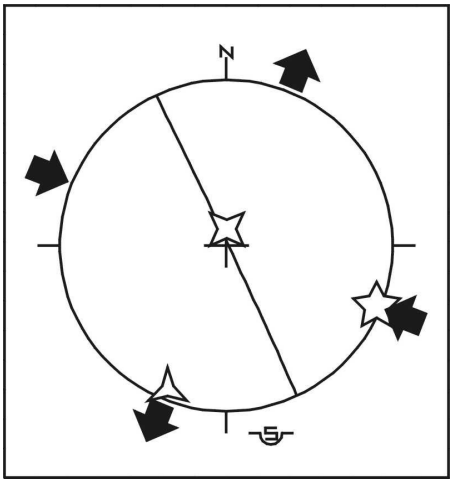
7.3.5 Analyse des mécanismes de Flatey10-2

Sur les 38 mécanismes au foyer disponibles pour l'essaim Flatey10-2, vingt-sept ont l'un de leurs plans nodaux compatible avec la direction de la faille déterminée depuis les hypocentres relocalisés. Ces 27 plans nodaux montrent une forte homogénéité puisque 24 d'entre eux sont compatibles avec la tendance générale d'un mouvement décrochement sénestre (Figure II-50-A).

A



B



C

S	N	σ_1		σ_2		σ_3		ϕ	R %	Min/Max/ Ecart-type	T %	Min/Max/ Ecart-type	A °	Min/Max/ Ecart-type
		D	P	D	P	D	P							
0	38	113	3	7	80	204	10	0.4	72	21/95/19	80	41/99/16	22	2/66/16
10	38	113	3	7	80	204	10	0.4	72	21/95/19	80	41/99/16	22	2/66/16
20	38	113	3	7	80	204	10	0.4	72	21/95/19	80	41/99/16	22	2/66/16
30	36	112	3	2	82	202	7	0.4	75	46/95/14	82	56/99/14	20	0/45/13
40	36	112	3	2	82	202	7	0.4	75	46/95/14	82	56/99/14	20	0/45/13
50	32	115	1	16	83	205	6	0.4	79	61/94/10	86	62/98/10	19	0/45/12
60	32	115	1	16	83	205	6	0.4	79	61/94/10	86	62/98/10	19	0/45/12
70	26	114	1	19	79	204	11	0.5	83	72/94/8	88	73/99/8	18	1/37/10
80	18	115	1	23	67	205	23	0.6	88	82/96/5	92	83/100/5	14	0/31/10
90	10	291	4	34	72	200	17	0.6	93	91/96/2	96	92/100/3	12	1/23/7

Figure II-50: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey10-2.
A: Représentation suivant un angle de vue perpendiculaire au plan de faille de chacun des plans nodaux de l'essaim. Les mécanismes coloriés en gris sont ceux retenus pour définir le mouvement sur le plan de faille général. Même modes de représentation qu'à la Figure II-47.
B: Tenseur sélectionné à partir des résultats d'inversion des mécanismes au foyer.
C: Résultat des inversions des mécanismes au foyer pour différentes valeurs seuil (S) de tolérance pour l'estimateur Rom (%). Même légende que pour la Figure II-47.

Quant à l'inversion des mécanismes au foyer, les résultats obtenus pour les différents seuils indiquent une très grande stabilité des directions des axes des contraintes (Figure II-50-C). Le tenseur calculé pour le seuil de 40% a été retenu comme le plus significatif. Il est issu de l'inversion de 36 données sur un total de 76 données (avec 38 données au-dessus du seuil de 0%). Il correspond à un décrochement sénestre sur la faille de direction N155°E et de pendage 89°E (Figure II-50-B) compatible avec le résultat déduit de l'analyse géométrique.

7.3.6 Analyse des mécanismes de Flatey12

Tous les 28 séismes retenus pour la détermination du plan de faille ont un plan nodal de géométrie proche de celle de la géométrie de la faille moyenne (Figure II-51). Et parmi ces 28 plans nodaux, vingt-sept indiquent une direction de glissement compatible avec un mouvement décrochant sénestre le long de cette faille de direction N005°E et de pendage 89°E (Figure II-51). L'analyse en terme de tenseur des contraintes n'a pas pu être effectuée, car nous ne disposions pas, en dehors de l'IMO, des données de mécanismes au foyer de cet essaim.

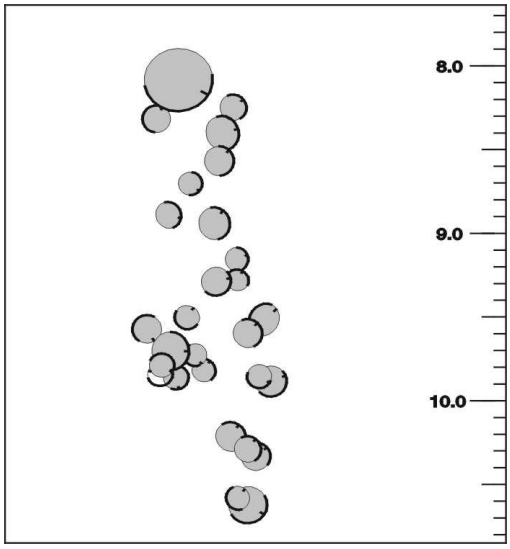


Figure II-51: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey12. Représentation suivant un angle de vue perpendiculaire au plan de faille de chacun des plans nodaux de l'essaim. Les mécanismes coloriés en gris sont ceux retenus pour définir le mouvement sur le plan de faille général. Même modes de représentation qu'à la Figure II-47.

7.3.7 Analyse des mécanismes de Flatey17

Treize plans nodaux ont une orientation proche de celle de la faille moyenne définie par les 30 séismes de l'essaim Flatey17. Parmi ces 13 plans nodaux, neuf indiquent une direction de glissement compatible avec un mouvement normal le long de cette faille de direction N078°E et de pendage 65°N (Figure II-52). L'inversion des mécanismes au foyer n'a pas pu être faite en raison de l'indisponibilité des données lors de l'exécution de ce travail effectué à Paris.

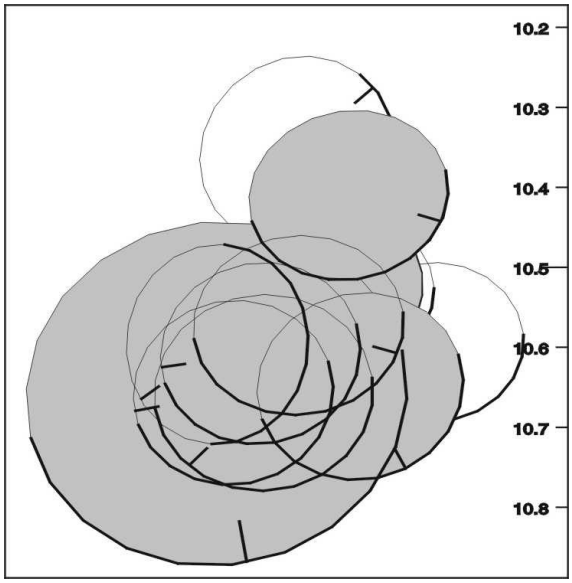


Figure II-52: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey17. Représentation suivant un angle de vue perpendiculaire au plan de faille de chacun des plans nodaux de l'essaim. Les mécanismes coloriés en gris sont ceux retenus pour définir le mouvement sur le plan de faille général. Même modes de représentation qu'à la Figure II-47.

7.3.8 Analyse des mécanismes de Flatey18

De même que pour l'analyse des mécanismes au foyer des essaims Flatey12 et Flatey17, seule l'analyse qualitative des directions de glissement a pu être faite pour l'essaim Flatey18. Cet essaim de 13 séismes a 8 mécanismes pour lesquels l'un des plans nodaux est compatible avec la direction du plan de faille principal. Sept de ces plans nodaux indiquent un mouvement dextre le long de cette faille de direction N100°E et de pendage 83°S (Figure II-52).

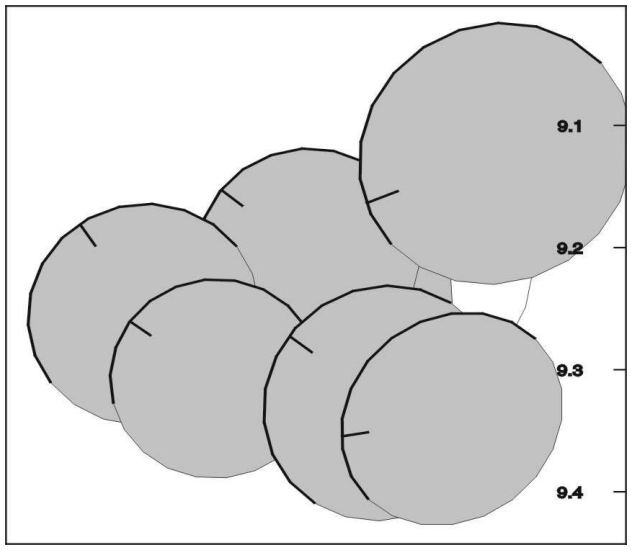


Figure II-53: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey18. Représentation suivant un angle de vue perpendiculaire au plan de faille de chacun des plans nodaux de l'essaim. Les mécanismes coloriés en gris sont ceux retenus pour définir le mouvement sur le plan de faille général. Même modes de représentation qu'à la Figure II-47.

7.4 Synthèse sur la caractérisation de l'activité séismique de la partie "bloquée" de la FHF

Les directions, pendages et mouvements des 7 failles actives, déterminés à partir de la relocalisation des essaims de séismes, sont reportés sur la Figure II-54. Le tenseur qui y est indiqué correspond au mouvement transtensif majeur de la FHF, tel qu'il a été reconnu depuis les tenseurs SSR2 et NR2 calculés par inversion de mécanismes au foyer au chapitre II.4. Les mouvements associés aux failles Flatey2, Flatey2, Flatey12 et Flatey18 semblent parfaitement compatibles avec les directions de contraintes indiquées; ce qui n'est pas le cas pour les mouvements associés aux failles Flatey10-1, Flatey10-2 et Flatey17 (Figure II-54). Ces derniers, parmi lesquels ceux de Flatey10-1 et Flatey17 sont particulièrement mal contraints, indiquent des mouvements radicalement opposés au mouvement transtensif. Ces mouvements pourraient correspondre à un phénomène de rebond élastique tel que celui représenté par le régime SSR5 dans le chapitre II.4.

Il semblerait donc que la séismicité ayant lieu sur la bordure est de la plate-forme de Flateyjarskagi puisse être associée au fonctionnement général de la FHF. La mise en évidence d'une faille de direction sub-parallèle à celle de la FHF indique que la déformation active dans cette zone ne se fait pas uniquement le long de failles de direction N-S, comme les résultats de

Rögnvaldsson et al. (1998) aurait pu le laisser croire. On peut toutefois noter que cette faille de direction parallèle à la FHF est la dernière en date à avoir été active. Elle pourrait donc témoigner de l'actuel déblocage de la partie est de la FHF en réponse à l'accumulation de contraintes compressives de direction NNW-SSE depuis son blocage.

Le fait de disposer des mécanismes au foyer recalculés à partir des positions relocalisés des séismes permettrait de réduire l'incertitude sur les données utilisées et ainsi de proposer une interprétation mieux établie.

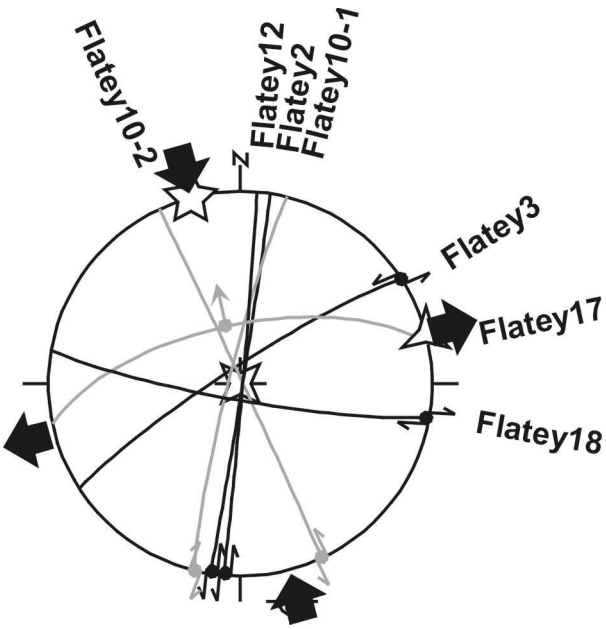


Figure II-54: Mouvements associés aux sept failles déterminées par relocalisation. Les failles représentées en noir sont compatibles avec le tenseur proposé alors que celles en gris ne le sont pas. Le pitch des stries est arbitraire à seule fin d'illustrer le mouvement sur les plans de failles (décrochement ou faille normale).

8 Synthèse de l'étude de la FHF

La FHF est une faille transformante dextre marquant de façon très prononcée la structure des différentes péninsules qu'elle avoisine ou traverse. Son activité interséismique définit un plan de faille subvertical. L'épaisseur de la croûte séismogénique est de 12 km environ avec un pic séismogénique situé vers 10 km de profondeur. Hormis une localisation préférentielle des séismes de plus fortes magnitudes sur le tracé de la FHF, aucune corrélation entre la localisation des séismes et leurs magnitudes ou entre leurs localisations et leurs profondeurs n'a été mise en évidence.

L'étude tectonique de la FHF montre que sa cinématique est complexe. Cette transformante s'écarte des modèles généralement décrits où le mouvement transformant est absorbé le long de failles parallèles à la direction de divergence des plaques.

Un modèle de fonctionnement de la FHF a été proposé à partir de l'inversion de données de tectoniques cassantes collectées dans l'ensemble de la péninsule de Flateyjarskagi et de l'analyse des mécanismes au foyer enregistrés le long de la FHF par le réseau SIL entre 1995 et 1997. Ces données renseignent aussi bien sur les états de contraintes du Cénozoïque terminal que sur les états de contraintes actuels. Il est considéré dans ce modèle que l'obliquité de la FHF par rapport à la direction de divergence des plaques et par rapport à celles des rifts qu'elle relie implique une accommodation d'espace dans la zone transformante. Le principal mécanisme impliqué dans cette accommodation est une transtension dextre de direction ENE-WSW. Cette transtension majoritaire est sujette à partitionnement entre une extension de direction NE-SW perpendiculaire à la FHF et une extension de direction NW-SE parallèle à la FHF. Ces trois directions d'extension, reconnues du Cénozoïque terminal à l'actuel, ne semblent avoir entre elles que des relations chronologiques à valeurs locales, autrement dit ne pas s'inscrire dans une succession unique des événements tectoniques.

Ce modèle général de transtension dextre semble pouvoir s'appliquer au fonctionnement de la FHF à proximité de sa connexion avec la dorsale de Kolbeinsey. Cependant, des failles normales de direction NW-SE à WNW-ESE à composante dextre accommoderaient, le long de la côte nord de la péninsule de Tröllaskagi, le mouvement transtensif en lieu et place des failles dextres de direction NW-SE à WNW-ESE présentes sur la péninsule de Flateyjarskagi. Ceci témoignerait d'une évolution structurale liée au contexte

tectonique particulier de la jonction entre la FHF et la dorsale de Kolbeinsey. De plus, une diminution de l'intensité de la déformation induite par le fonctionnement de la FHF semble pouvoir être caractérisée le long de la péninsule de Tröllaskagi lorsque l'on s'éloigne de la faille transformante, la déformation induite par le processus de rifting devenant alors prédominante.

Les observations structurales ainsi que les inversions de failles à stries conduites le long des différents segments de l'extrémité est de la FHF sur la péninsule de Tjörnes sont compatibles avec le modèle général proposé pour la FHF. Les deux failles transformantes cartographiées en détail ont une composante décrochante clairement exprimée par les nombreux bassins transtensifs ainsi qu'une composante normale marquée, par exemple, par la subsidence de leur flanc sud. La faille d'Húsavík se raccorde au faisceau de fractures du Theystareykir par une évolution progressive depuis une faille transformante de direction WNW-ESE jusqu'à une faille normale de direction N-S tandis que la connexion de la faille septentrionale consiste en un point triple avec une évolution rapide de la faille décrochante se terminant en une structure en éventail de failles normales imbriquées.

La première hypothèse envisagée afin d'expliquer ces différences de structures repose sur un synchronisme dans le développement de ces failles transformantes et suppose une influence sur leurs propagations par des hétérogénéités géologiques telles que des structures volcaniques. Ces deux structures seraient toujours actives actuellement et la répartition de l'activité entre elles serait approximativement égale.

La deuxième hypothèse envisagée considère que la faille d'Húsavík est plus ancienne que la faille septentrionale. La faille d'Húsavík serait allée vers le sud "à la rencontre" des failles normales du faisceau du Theystareykir. La Zone Volcanique Nord continuant à se propager vers le nord, la faille septentrionale se serait alors développée directement jusqu'au faisceau de fractures du Theystareykir. Dans ce contexte de développement diachronique, la possible initiation actuelle d'une troisième faille transformante, située au nord de la faille septentrionale, est à considérer. Dans ce cas, les différentes failles transformantes ne sont pas supposées accommoder la même quantité de mouvement. Il a aussi été observé une perturbation des directions d'extension mesurées sur les structures du rift proches de la FHF. Cette perturbation a été interprétée comme résultant de l'influence du fonctionnement de la FHF sur les structures du rift.

Malgré l'impossibilité d'établir des relations spatio-temporelles entre les différentes crises considérées le long de la FHF et l'absence de mécanismes au foyer recalculés à partir

des positions relocalisés des séismes, il semblerait que la séismicité ayant lieu sur la bordure est de la plate-forme de Flateyjarskagi puisse être associée au modèle général de fonctionnement de la FHF. La mise en évidence d'une faille dextre de direction sub-parallèle à celle de la FHF confirme que la déformation active dans cette zone n'est pas uniquement accommodée par des failles de direction N-S. L'activité de cette faille pourrait témoigner d'un actuel déblocage de la partie est de la FHF.

CHAPITRE III

ETUDE DU SAUT DE RIFT DANS LE NORD DE L'ISLANDE

CHAPITRE III. ETUDE DU SAUT DE RIFT DANS LE NORD DE L'ISLANDE

Ward (1971) et Saemundsson (1974) furent les premiers à mettre en évidence un saut de rift dans la partie nord de l'Islande et à proposer un modèle de saut de rift intégrant une localisation de l'axe du paléo-rift. Cependant, certaines ambiguïtés demeurent, notamment en ce qui concerne la chronologie des événements et la localisation de l'axe du paléo-rift. Une étude, fondée sur de nouvelles datations, a donc été entreprise afin de proposer un cadre spatio-temporel du processus de saut de rift cohérent.

Ce chapitre repose principalement sur un article intitulé *Rift jump process description and new paleo-rift location in Northern Iceland for the last 10 Ma based on* $^{40}Ar/^{39}Ar$ *geochronology*, soumis à la revue *Earth and Planetary Science Letters* et accepté en janvier 2002. Un résumé en français, en reprenant les principaux résultats, le précède (chapitre III.4). Un certain nombre de sujets abordés brièvement dans cet article sont ici plus largement développés, aussi bien en ce qui concerne la présentation du problème (chapitres III.1 et 2) et la méthodologie (chapitre III.3) que l'exploitation des résultats et des considérations supplémentaires (chapitre III.5).

1. Description des principales structures associées au saut de rift

Les âges disponibles dans la littérature (Figure I-31) ont permis d'illustrer le modèle couramment admis selon lequel le saut de rift a eu lieu depuis 7 Ma et l'abandon du paléo-rift de Húnaflói-Skagi a été synchrone de l'initiation de la ZVN (voir le chapitre I.5.2.1). Les laves issues de la Zone Volcanique Nord reposent en discordance angulaire sur celles issues du paléo-rift et l'initiation du nouveau rift aurait eu lieu dans des laves aujourd'hui âgées de 9-10 Ma.

La discordance est, située à l'est de la ZVN, marque le contact entre des laves issues de la ZVN et celles issues du paléo-rift. Les laves émises par la ZVN y ont un pendage de 4-5°W tandis que celles émises dans le paléo-rift y définissent une flexure avec de fortes valeurs de pendage, de l'ordre de 15-20°W (Walker, 1964). Ainsi, le long du lac de Lagarfljót, à proximité de Hallormsstadir (Figure III-1a), une importante flexure vers l'ouest des laves mises en place par le paléo-rift est visible sur le terrain (Figure III-1b).

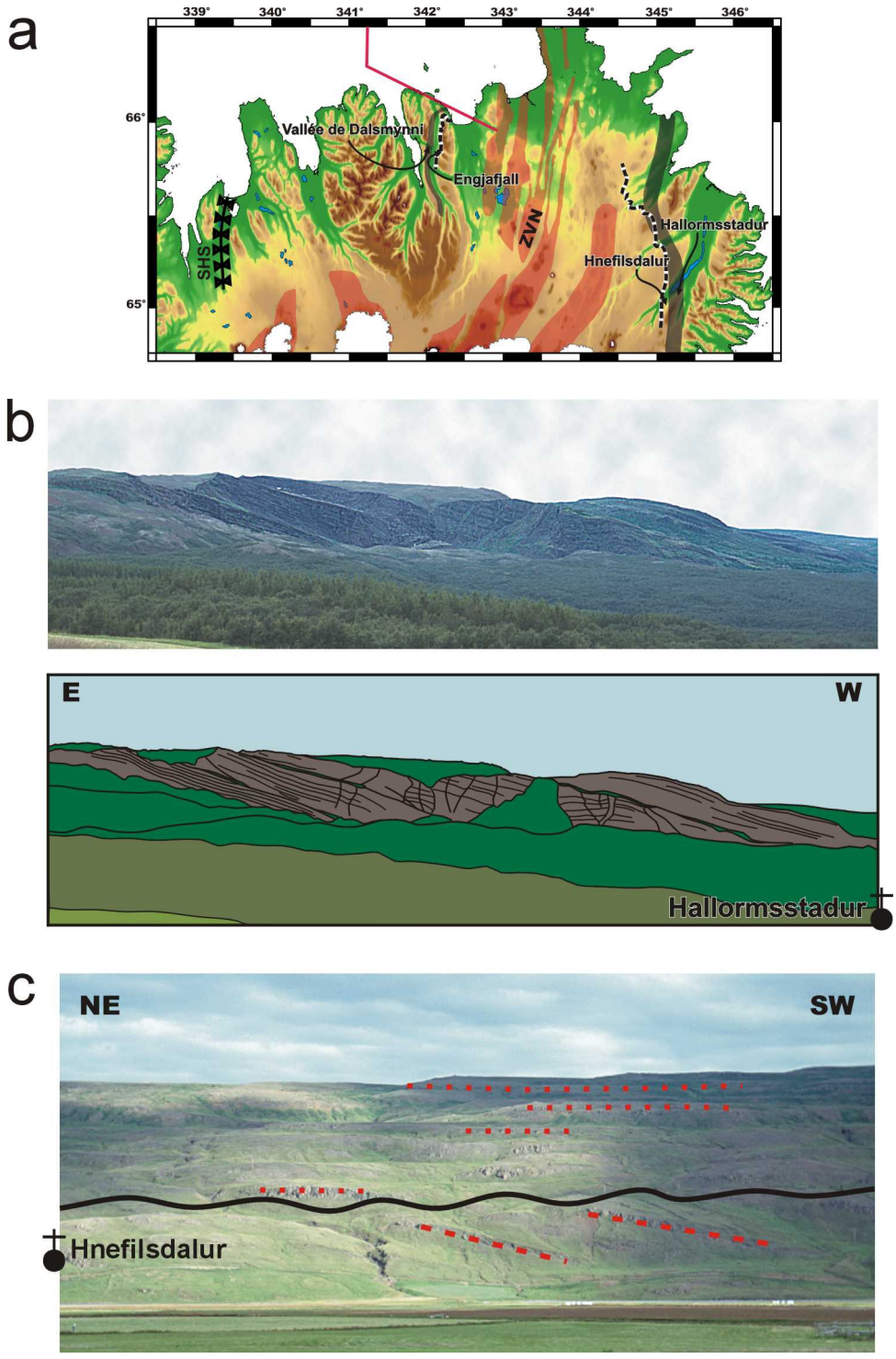


Figure III-1: La discordance est.
a: Carte de localisation. Les discontinuités de Flateyjarskagi et est sont indiquées par des traits alternés noirs et blancs. Les zones de flexure sont en gris et les zones volcaniques actives sont en orange. ZVN: Zone Volcanique Nord; SHS: Synforme de Húnaflói-Skagi. D'après Young et al. (1985), Johanesson et Saemundsson (1998). Fond topographique d'après la base de données GTOPO 30 de l'USGS. **b**: Zone de flexure des laves du paléo-rift et schéma interprétatif. **c**: Discordance angulaire (trait continu ondulé noir) entre les laves (traits discontinus rouges) du paléo-rift et celles de la ZVN Sur les figures b et c, les localités indiquées sont situées juste à l'extérieur des photos et représentées comme telles.

Le pendage des laves flexurées y est bien supérieur aux 6-10° de pendage vers l'ouest qu'ont la plupart des laves du paléo-rift le long de la côte est (Walker, 1964). Plus à l'ouest, à proximité de Hnefilsdalur, ces laves flexurées sont recouvertes en discordance par des laves issues de la ZVN (Figure III-1c). Sous la discordance, les pendages des laves sont de 19-25° suivant une ligne de plus grande pente de direction N090-110°W. Au-dessus de la discordance, les laves issues de la ZVN, majoritairement masquées par des sédiments fluvio-glaciaires, ont des pendages beaucoup plus faibles compris entre 2 et 8° vers l'ouest.

La discordance de Flateyjarskagi (Figure III-1-a) marque le contact à l'ouest de la ZVN des laves issues de la ZVN avec celles mises en place par le paléo-rift. Les laves issues de la ZVN ont de faibles pendages vers l'est tandis que celles issues du paléo-rift définissent une zone de flexure avec des forts pendages vers l'est. Ainsi, le long de la péninsule de Flateyjarskagi, Young et al. (1985) ont mesuré des pendages de 6-10° E dans les laves émises par la ZVN et des pendages de 15-35°E dans les laves issues du paléo-rift (Figure II-2). Les laves du paléo-rift définissent donc une antiforme, appelée antiforme d'Eyjafjördur, avec les laves du paléo-rift présentes plus à l'ouest dont le pendage vers l'ouest demeure inchangé (Figure I-10 et Figure II-2). La flexuration des laves du paléo-rift est tardive comme le prouve l'existence de niveaux de zéolites basculés vers la ZVN (Jancin et al., 1985). La discordance de Flateyjarskagi n'a pas pu être cartographiée avec exactitude sur le terrain car elle est masquée par des sédiments fluvio-glaciaires quaternaires. Cependant, elle est évidente dans le paysage comme le montre la Figure III-2: à l'ouest apparaissent les basaltes flexurés du paléo-rift. Young et al. (1985) y ont mesuré des pendages de 20-35°E. A l'est, les basaltes associés à la ZVN (en marron sur le dessin interprétatif, Figure III-2) sont sub-horizontaux sous l'Engjafjall. Ils reposent sur une épaisse série de sédiments indurés (en brun sur le dessin interprétatif, Figure III-2) dont la base est masquée par des dépôts sédimentaires quaternaires fluvio-glaciaires (en beige sur le dessin interprétatif, Figure III-2). L'épaisse série de sédiments indurés résulte de l'érosion des basaltes du paléo-rift. En l'absence de contact clair, on ne peut savoir si cette érosion est post-flexurale et si les sédiments correspondent au remplissage de la dépression induite ou si elle est largement antérieure à la flexuration et si les sédiments correspondent alors aux restes d'une série sédimentaire d'étendue régionale préservés de l'érosion glaciaire par les laves de la ZVN. Au pied de l'Engjafjall, le long de la rivière de l'Arbugsá (non visible sur la photo), des pendages de 20-25°ESE ont été mesurés dans des séries basaltiques associées au paléo-rift.

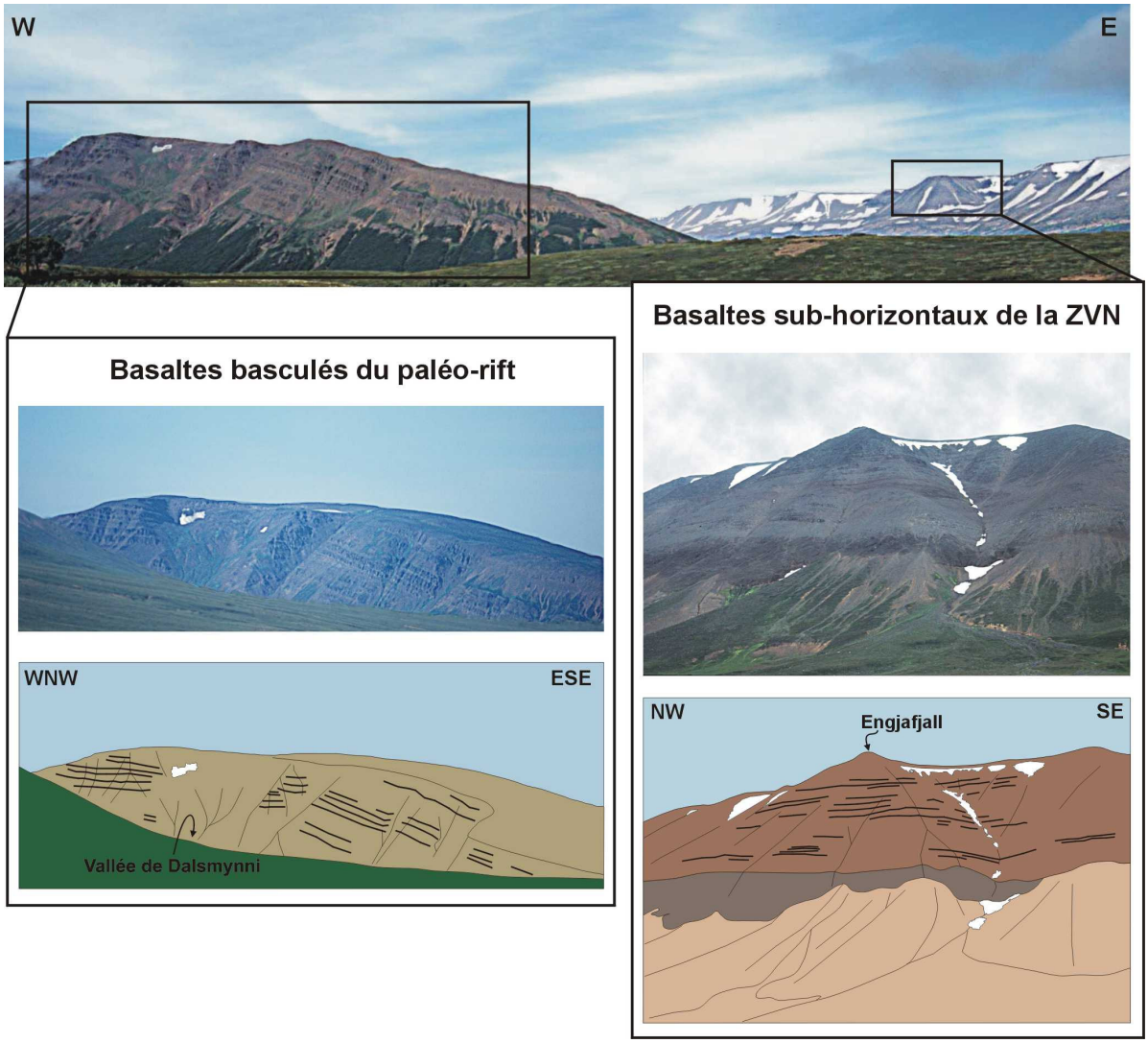


Figure III-2: La discordance de Flateyjarskagi.
Les localisations de la vallée de Dalsmynni et du sommet de l'Engjafjall sont indiquées sur la Figure III-1a.

La synforme de Húnaflói-Skagi est considérée comme représentant l'axe du paléo-rift. Structuralement, cette synforme est assez faiblement marquée. La valeur des pendages dans ce secteur excède rarement 5° que ce soit d'un côté ou de l'autre de l'axe présumé du paléo-rift (Kristjansson et al., 1992).

2 Incohérences relatives des différents âges disponibles

Même si le principe du saut de rift n'est pas remis en cause, certaines ambiguïtés existantes font douter des âges couramment admis pour le processus de saut de rift. Ainsi, l'extinction du paléo-rift et l'initiation du nouveau rift sont considérées comme étant

synchrones. Pourtant dans le Sud de l'Islande, deux rifts sont actifs simultanément depuis l'initiation d'un saut de rift il y a 2 à 3 Ma (voir le chapitre I.5.2.2) démontrant qu'une certaine coexistence dans le temps peut se produire. De plus, certains des âges disponibles sont en contradiction avec ce modèle. Ainsi, Bagdasaryan et al. (1976) ont daté une lave de 9.1 ± 0.6 Ma à proximité immédiate de la synforme de Húnaflói-Skagi.

Les âges disponibles dans la partie nord de l'Islande sont reportés sur la carte de la Figure III-3. Six séries de données ont été distinguées à partir de considérations géologiques (Figure III-3). La série 1 (carrés blancs) comprend les laves situées à l'ouest de la synforme de Húnaflói-Skagi . La série 2 (triangles noirs) inclut les laves datées à 1-2.5 Ma le long de la synforme de Húnaflói-Skagi et de la péninsule de Skagaheidi par Everts et al. (1972) et correspondant à des buttes témoins de coulées magmatiques distales reposant en discordance sur des laves tertiaires fortement érodées (Saemundsson, 1974). La série 3 (ronds blancs) correspond aux laves émises le long du flanc est du paléo-rift, mais situées entre la synforme et la discordance de Flateyjarskagi. La série 4 (triangles blancs) comprend les laves émises par la ZVN le long de son flanc ouest. Les trois dykes postérieurs au saut de rift et situés de l'autre côté de la discordance de Flateyjarskagi (voir chapitre I.5.2.1) ont été associés à cette série. La série 5 (carrés noirs) comprend les laves situées au nord de la faille transformante d'Húsavík-Flatey, et donc difficilement associables avec celles situées au sud de celle-ci. La série 6 (losanges blancs) correspond aux laves émises sur le flanc est de la ZVN et la série 7 (triangles blancs pointes en bas) aux laves émises le long du paléo-rift mais séparées de leur lieu d'émission par la ZVN. Certaines données, signalées par des ronds noirs sur la carte, n'ont pas été intégrées à ces séries: soit parce qu'elles ne définissent pas un ensemble cohérent (datations à proximité de la synforme de Húnaflói-Skagi), soit parce qu'elles correspondent à des datations dont l'appartenance à une série plutôt qu'à une autre ne peut être établie clairement à partir des données géologiques disponibles (datations à l'est du glacier Vatnajökull). Ces séries sont représentées, avec leurs barres d'erreur, suivant une coupe de direction WNW-ESE sur la Figure III-4. Des demi-vitesses d'extension ont alors été calculées par régression linéaire. Ces régressions linéaires prennent en compte l'incertitude sur l'âge ainsi qu'une incertitude arbitraire de ± 1 km sur leur position. Quelques âges, représentés de la même façon par des ronds noirs, ont aussi été exclus des séries 1 et 7 au cours de ces calculs (Figure III-3 et Figure III-4).

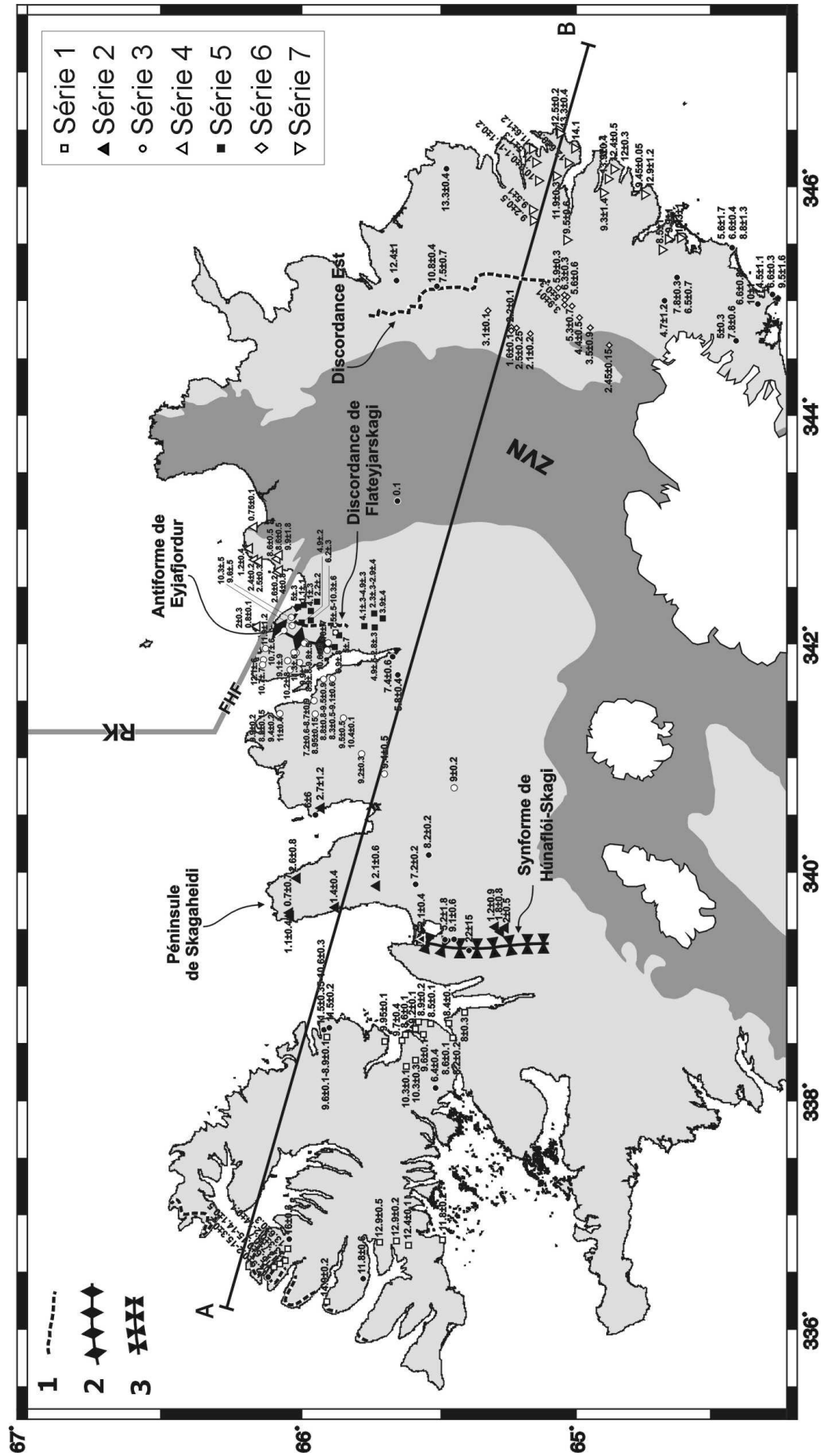


Figure III-3: Datations considérées dans la partie nord de l'Islande (issue de la Figure I-31).
Les modalités de regroupements des données en différentes séries sont expliquées dans le texte.
1: discordance angulaire; 2: axe d'antiforme; 3: axe de synforme; ZVN: Zone Volcanique Nord; RK: Ride de Kolbeinsey; FHF: Faille d'Húsavík-Flatey. La coupe de la Figure III-4 est indiquée par le trait A-B.

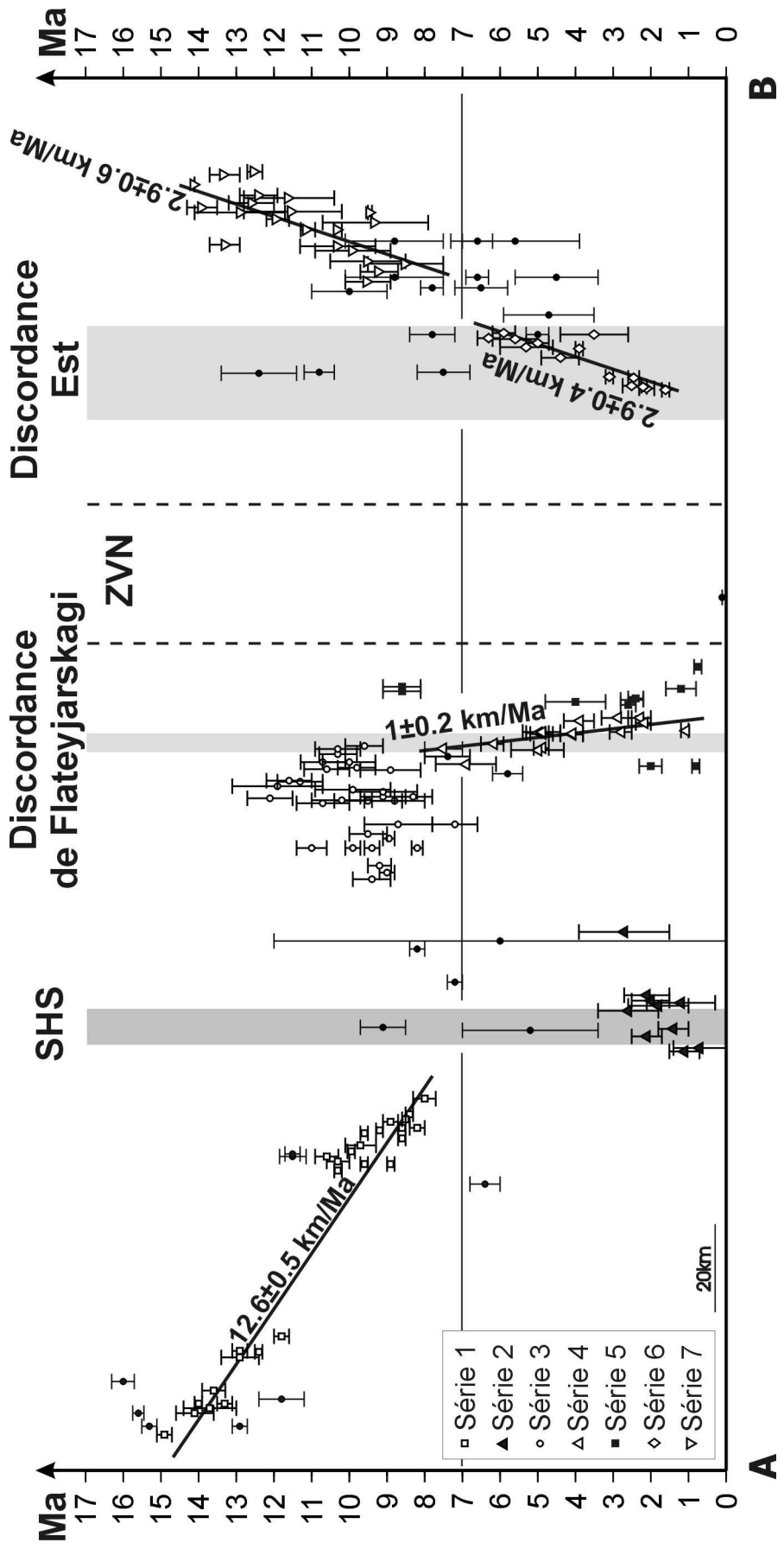


Figure III-4: Représentation suivant une coupe WNW-ESE de l'âge des laves, disponibles dans la littérature, dans le nord de l'Islande. SHS: Synforme de Húnaflói-Skagi; ZVN: Zone Volcanique Nord. Les différences de largeur entre la SHS et les deux discordances sont dues au phénomène de projection de leurs tracés en carte. Les séries indiquées sont les mêmes que celles considérées dans la Figure III-3. L'isochrone 7 Ma, âge supposé du saut de rift, est tracée le long du graphique.

Les résultats obtenus sur la Figure III-4 soulignent les nombreuses insuffisances des datations disponibles pour corroborer le modèle de saut de rift tel qu'il est admis aujourd'hui. Ainsi, il est impossible d'estimer l'âge de l'abandon du paléo-rift, car aucune tendance claire ne se dégage à partir des données de datation, et ce même si la série 1 est assez homogène. De plus, il est impossible d'obtenir une courbe de tendance à partir des données de la série 3. Pour cette série, les datations se répartissent dans une gamme d'âges allant de 7.2 ± 0.6 Ma à 11.9 ± 1.2 Ma sans aucune distribution spatio-temporelle apparente. Il existe donc une forte incertitude quant à la localisation exacte du paléo-rift et à l'âge absolu de sa cessation d'activité. De plus, les demi-vitesses d'extension, malgré de probables fortes incertitudes non nécessairement transcrites par les barres d'erreur, révèlent de nouvelles incohérences. Alors que le taux d'extension est de 18 km/Ma (DeMets et al., 1990; 1994), les vitesses d'extension que nous obtenons à partir des données de datations ne sont que de 3.9 ± 0.6 km/Ma pour la ZVN. En revanche, la vitesse déduite pour le paléo-rift est de 15.5 ± 1.1 km/Ma, une valeur comparable à la vitesse actuelle de 18 km/Ma.

Considérant toutes ces données, il nous est donc apparu important d'entreprendre une campagne de datations systématiques, afin de fournir un cadre chronologique cohérent pour caractériser le processus de saut de rift dans le nord de l'Islande.

3 Compléments sur la méthodologie des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$

Les datations furent effectuées au laboratoire "Magmas et Volcans" de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand sous la direction du Dr. Nicolas Arnaud. La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ est appropriée pour des roches d'origine volcanique. Elle repose sur la désintégration radiogénique du ^{40}K en ^{40}Ar et le potassium est un élément relativement abondant dans les roches magmatiques. Cependant, étant donné la rareté des phénocristaux de plagioclases potassiques dans les dykes échantillonnés, nous avons travaillé sur des échantillons broyés de roche totale. Par ailleurs, la gamme de datation pratique sur roche totale va d'au minimum 100 000 ans jusqu'à plusieurs centaines de millions d'années, ce qui dans le contexte qui nous intéresse, couvre largement le spectre des âges fournis par les données bibliographiques.

3.1 Principe théorique

Le ^{40}K "père" se désintègre entre autres en ^{40}Ar "fils". A l'origine, les datations étaient obtenues par mesure du ^{40}K et du ^{40}Ar. L'âge étant donné par la relation suivante :

$$Age=1/\lambda \ln (1+ {}^{40}Ar/{}^{40}K)$$

(λ étant la constante de désintégration radioactive du système $^{40}Ar/^{40}K$, égale à $5.54\ 10^{-10}.an^{-1}$)

Ce procédé a été majoritairement abandonné car il implique de mesurer deux éléments différents, à savoir un solide (pour le ^{40}K) et un gaz (pour l'^{40}Ar). La mesure de deux phases distinctes ne peut se faire que par des méthodes différentes et non simultanées. Le protocole expérimental employé nécessite la fusion totale de l'échantillon et ne permet donc d'obtenir qu'un seul âge par datation. Or, il peut y avoir des pertes de gaz, par réouverture du système lors d'une altération ou d'une élévation de la température. De même, des excès d'argon par incorporation préférentielle d'^{40}Ar dans l'échantillon à analyser sont possibles. La méthode K/Ar ne permet pas de déceler de tels événements. On a donc tendance actuellement à lui préférer la méthode de datation fondée sur l'analyse du rapport $^{40}Ar/^{39}Ar$. Succinctement, le principe théorique de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ est le suivant: l'échantillon subit une irradiation neutronique, au cours de laquelle une partie du ^{39}K qu'il contient évolue en ^{39}Ar, isotope de l'argon presque absent dans la nature. L'analyse du ^{39}Ar produit pendant l'irradiation peut, si le rendement de la réaction $^{39}K \rightarrow {}^{39}Ar$ est connu, donner la concentration en ^{39}K et donc celle en ^{40}K, puisque le rapport $^{40}K/^{39}K$ est constant dans la nature à un moment donné. L'équation d'âge devient :

$$Age=1/\lambda \ln (1+J(^{40}Ar/^{39}Ar))$$

Où J est une variable représentant le rendement de la réaction $^{39}K \rightarrow {}^{39}Ar$. Sa valeur est déduite de l'analyse d'un standard d'âge T connu.

J est obtenu par la relation :

$$J = (e^{\lambda T} - 1) / (^{40}Ar/^{39}Ar)$$

Ici, nous avons utilisé comme standard la sanidine du Fish Canyon Tuff dont l'âge proposé est à l'heure actuelle de 27.55±0.08 Ma (Lanphere et Baadsgaard, 2001).

Au cours de l'irradiation, le flux de neutrons interagit avec le Ca et le K de l'échantillon pour produire des isotopes de l'argon, essentiellement ^{36}Ar, ^{37}Ar et ^{40}Ar, en plus

du ^{39}Ar que l'on recherche. Ceci suppose des corrections sur les mesures. Ces corrections sont obtenues à partir des mesures des différents isotopes résultants de l'irradiation de sels purs de Ca et K.

A l'inverse de la datation par la méthode $^{40}Ar/^{40}K$, la datation par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ se fait uniquement sur des gaz qui ont les mêmes cinétiques de fuite hors de l'échantillon. On peut donc réaliser des paliers isothermes et calculer un âge pour chaque palier. Cette méthode permet d'obtenir une multitude d'âges qui montrent quelle est l'homogénéité des âges dans l'échantillon. Les pertes et les gains d'argon n'étant pas homogènes dans l'échantillon, le dégazage progressif offre une vision statistique des âges obtenus, et représente donc un puissant outil d'analyse. Si les âges sont homogènes, ils peuvent a priori être retenus comme significatifs. A l'opposé, une distribution hétérogène des âges obtenus permet de les mettre en doute. La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ permet donc une analyse critique des âges obtenus.

3.2 Méthode expérimentale

Chaque échantillon est broyé afin de ne récupérer que quelques milligrammes d'une poudre de granulométrie comprise entre 150 et 250 microns, ceci afin d'éviter autant que possible les grains mixtes et de se débarrasser des particules les plus fines. Après broyage, ces fractions sont abondamment lavées puis rincées à l'eau déminéralisée et à l'acétone. Ce sont ces échantillons, emballés dans une enveloppe en aluminium, qui seront envoyés pour irradiation au Ford Nucelar Reactor de l'Université du Michigan.

Avant toute mesure, des "blancs" sont effectués à différentes températures (0, 500, 1000 et 1200°C) afin de déterminer le signal résiduel en argon dans le système et ce bien que les analyses soient faites sous ultravide (de l'ordre de 10^{-9} atmosphère). Les différents paliers de température sont 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200 et 1400°C. Avant d'être analysé, le gaz libéré au cours de la fusion est purifié des composés à base de carbone, d'oxygène, hydrogène et azote par piégeage sélectif. Pour chaque palier de température, les quantités de ^{36}Ar, ^{37}Ar, ^{38}Ar, ^{39}Ar et ^{40}Ar contenue dans le gaz sont mesurées à l'aide d'un spectromètre de masse, puis les rapports analytiques sont corrigés des bruits de fond, des interférences d'irradiation et de l'argon non radiogénique présupposé en rapport atmosphérique.

3.3 Présentation des résultats

Les âges sont reportés en fonction du pourcentage cumulé en ^{39}Ar libéré à chaque palier. Cette représentation, appelée spectre d'âge, permet de se faire graphiquement une idée de l'homogénéité des âges dans l'échantillon et de la représentativité des âges calculés. En effet, à la fin de l'expérience, tout l'^{39}Ar doit avoir été libéré. Donc, un âge associé à un palier très riche en ^{39}Ar suggère qu'une bonne partie de l'échantillon ait une quantité d'^{40}Ar homogène alors que de petits paliers, avec peu de ^{39}Ar et des âges très discordants, soulignent des hétérogénéités de deuxième ordre.

Une première approche statistique est faite en comparant les âges obtenus à chaque palier de température. Lorsque des paliers successifs de température du spectre d'âge, représentant 80% du total de ^{39}Ar émis, sont dans les marges d'erreurs individuelles les uns des autres, on réalise la moyenne pondérée par l'erreur de ces âges pour déterminer l'âge plateau de l'échantillon analysé. Parallèlement, les quantités de chlore et calcium dans l'échantillon sont déterminées et normalisées par rapport à la teneur en potassium pour chaque palier de dégazage. Les tendances relatives de ces valeurs peuvent apporter des renseignements sur l'état de l'échantillon. Ainsi un faible rapport Cl/K et un rapport K/Ca élevé seront interprétés positivement alors que, par exemple, un rapport Cl/K élevé témoignera d'un risque d'argon en excès.

Une deuxième approche possible est celle d'une régression linéaire des résultats bruts, avant correction pour l'argon atmosphérique, dans un espace d'abscisse $^{39}Ar/^{40}Ar$ et d'ordonnée $^{36}Ar/^{40}Ar$. Dans ce diagramme, l'argon purement radiogénique, ne contenant pas de ^{36}Ar, doit se trouver sur l'axe des abscisses, alors que l'argon purement hérité, ne contenant pas de ^{39}Ar, devrait se trouver sur l'axe des ordonnées. Par conséquent, l'intersection avec l'abscisse fournit l'âge et l'intersection avec l'ordonnée fournit la composition de l'argon hérité. Si à l'intersection avec l'axe des ordonnées, le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ est supérieur à 295.5, valeur du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique, alors on peut en déduire qu'il y a de l'argon en excès dans l'échantillon analysé. Si ce rapport est inférieur à la valeur du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique, alors le résultat de la régression linéaire est irrationnel car il est improbable qu'il existe sur Terre un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ inférieur à la valeur atmosphérique compte tenu des hypothèses faites sur le dégazage du manteau terrestre. Cependant, cette approche permet de s'affranchir du problème lié à l'argon en excès. En effet, l'excès d'argon n'affecte que la validité de l'âge plateau mais pas celle de l'âge dit isochrone. Il

suffit donc d'obtenir une régression linéaire satisfaisante, donc que l'argon hérité ait un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ constant dans tout l'échantillon, pour calculer un âge isochrone.

4 Description du processus de saut de rift depuis 10 Ma et localisation d'un paléo-rift

Résumé de l'article

Une campagne de datation systématique de dykes par radiochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ le long d'un profil de 350 km de direction parallèle à celle de la divergence des plaques (i.e., WNW-ESE) a été entreprise. Ce profil passe au travers de l'ensemble des structures considérées dans le processus de saut de rift, à savoir la zone volcanique actuelle, les discordances angulaires et le paléo-rift supposé.

A la différence de la méthode de radiochronologie K/Ar, la méthode de radiochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ permet de détecter des âges problématiques, voire dans certains cas de les corriger. De plus, la datation de dykes permet d'avoir un meilleur contrôle spatio-temporel sur l'épisode de rifting que la datation d'une lave. En effet, il est toujours difficile d'estimer la distance entre le lieu d'échantillonnage d'une lave et son lieu d'émission. Un âge obtenu à partir d'une coulée peut, même s'il est exact, ne pas correspondre à l'isochrone correspondant du processus de rifting. Par contre, les dykes sont injectés dans le faisceau de fractures associé au volcan central de la zone de rift avant d'être entraînés latéralement au fur et à mesure du processus de rifting (voir le chapitre I.3.2). Ils ont une direction généralement parallèle à la frontière de plaques. La largeur d'un faisceau de fractures peut atteindre 20 km mais les dykes les plus superficiels, autrement dit ceux qui seront le plus facilement dégagés par l'érosion, sont injectés dans la partie centrale du faisceau de fractures (voir la Figure I-14), ce qui réduit l'incertitude latérale sur l'événement de rifting.

L'ensemble des résultats analytiques est présenté dans l'Annexe II.

La considération d'un modèle théorique de saut de rift fondé sur la relation entre la position du dyke et son âge permet d'interpréter nos résultats de datation. Il en ressort que le paléo-rift n'est pas localisé le long de la synforme de Húnaflói-Skagi mais 60 km plus à l'est. Ce paléo-rift a été baptisé paléo-rift de Skagafjördur, le plus jeune dyke y étant associé se

trouvant dans l'axe de ce fjord. Il a été actif jusqu'environ 3 Ma. L'actuelle Zone Volcanique Nord est active depuis 8-8.5 Ma. Son initiation eut lieu 10 km à l'est de l'axe du paléo-rift, dans des roches n'ayant alors que 1 Ma. Ces roches sont donc actuellement âgées de 9-9.5 Ma. Cela signifie, contrairement à ce qui était considéré jusqu'à maintenant, que le paléo-rift et le rift actuel ont fonctionné simultanément pendant 5-5.5 Ma. Ce résultat est cohérent avec le fonctionnement simultanné de deux rifts depuis 2-3 Ma dans la partie sud de l'Islande où un saut de rift est en cours. Durant ces 5-5.5 Ma, les deux rifts auraient fonctionné à la même vitesse mais de façon asymétrique, l'accrétion étant plus rapide sur leurs flancs extérieurs. Cette notion d'asymétrie suppose donc que le microbloc situé entre les deux rifts a connu une croissance moins importante que dans le cas d'une accrétion symétrique.

Des dykes injectés par le nouveau rift ont été retrouvés jusqu'à 25 km à l'extérieur des discordances angulaires. Une forte érosion glaciaire plio-pléistocène a affecté la pile de laves dans la péninsule de Flateyjarskagi (Jancin et al., 1985) et dans l'Est de l'Islande (Walker, 1960; Kristjansson et al., 1995), comme en témoigne la mise à l'affleurement de laves contenant des minéraux secondaires de la série des zéolites (voir le chapitre I.2.1.2). Cela ne signifie pas pour autant que le recul des limites de la ZVN, consécutif à l'érosion, ait été de 25 km. En effet, on peut considérer qu'au tout début du processus de saut de rift, des dykes aient été injectés dans le flanc étiré du paléo-rift, sans atteindre la surface ni être recouverts à posteriori par des laves issues de la ZVN. De plus, un dyke semble pouvoir être associé au paléo-paléo-rift situé au large de la péninsule du Nord-Ouest.

Cette analyse des résultats repose sur un certain nombre d'hypothèses telles que des vitesses constantes à chacune des différentes étapes, un paléo-rift de direction parallèle à la ZVN, une accrétion symétrique lorsqu'un seul rift fonctionne ou encore une initiation ponctuelle du nouveau rift dans le flanc est du paléo-rift. Or, certaines des données disponibles laissent à supposer que l'axe du paléo-rift a une direction actuelle différente de celle de la ZVN, cette direction du paléo-rift lors de sa période d'activité restant à déterminer, et que l'initiation de la ZVN s'est faite dans une zone d'une certaine largeur, largeur qui reste elle aussi à estimer. Ces problèmes seront étudiés dans la suite du manuscrit (cf. chapitres III.5 et IV).

RIFT JUMP PROCESS DESCRIPTION AND NEW PALEO-RIFT LOCATION IN NORTHERN ICELAND FOR THE LAST 10 Ma BASED ON $^{40}Ar/^{39}Ar$ GEOCHRONOLOGY.

Sebastian Garcia[1,*], Nicolas O. Arnaud[2,#], Jacques Angelier[1], Françoise Bergerat[1], Catherine Homberg[1]

[1]Laboratoire de Tectonique, UMR 7072 CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Boîte 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

[2]Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524 CNRS, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France

* Corresponding author. Fax: +33.1.44.27.50.85; E-mail address: sebastian.garcia@lgs.jussieu.fr

Now at Laboratoire de Géochronologie, UMR 5573 CNRS, ISTEE, Université Sciences et Techniques du Languedoc, CC 066, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

Abstract

Due to the westward American-Eurasian plate boundary migration, the rift zone location in Northern Iceland imposed by the stable Icelandic hotspot has jumped eastward. The present-day North Volcanic Zone of Iceland is thus shifted about 100 km to the east with respect to the Kolbeinsey Ridge. A Miocene paleo-rift location was proposed along the Húnaflói-Skagi axis. Unconformities inside the lava pile on both sides of the present-day rift as a result of the new rift intrusion have been used to date the rift jump, but timing is still controversial. Whether extinction of the paleo-rift was synchronous with initiation of the new rift or the two rifts were active during some time period is unknown.

Using the $^{40}Ar/^{39}Ar$ radiochronology method, dykes were dated along a 350 km profile parallel to the divergent plate motion direction (i.e., ESE-WNW) crossing the present rift, the unconformities, and the inferred paleo-rift. Our results reveal that the paleo-rift axis was not located along the Húnaflói-Skagi axis, but 60 km to the east. This previously unknown paleo-rift is named the Skagafjördur paleo-rift. It remained active until approximately 3 Ma ago. The activity of the present North Volcanic Zone started about 8-8.5 Ma ago, intruding 9-9.5 Ma old rocks located 10 km eastward from the Skagafjördur paleo-rift axis. Consequently, the two rifts were simultaneously active for 5-5.5 Ma. During this time period, their accretion velocity were nearly equal but with asymmetrical opening, the largest velocities occurring on external flanks. These results are coherent in the Icelandic context and permit a first reconstruction of the evolution of Northern Iceland since 10 Ma.

Keywords: Iceland, rift jump, plate divergence, $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology, velocity model

1. Introduction

Iceland results from a ridge-centred hotspot, the Icelandic hotspot, on the Mid-Atlantic Ridge. The apex of hot mantle upwelling is localised beneath the Vatnajökull ice cap [1] (Fig. 1). Presently, accretion in Iceland occurs along a curved rift zone centred above the hotspot which includes two branches (Fig. 1), the North and the East Volcanic Zones (NVZ and EVZ, respectively). The Tjörnes Fracture Zone and the South Iceland Seismic Zone are transform fault zones that accommodate the eastward shift of the NVZ and of the EVZ relatively to the Kolbeinsey Ridge and to the Reykjanes Ridge, respectively (Fig. 1). In southern Iceland, a third volcanic zone, the West Volcanic Zone (WVZ), accommodates a little part of the plate divergence [2]. It is the inland continuity of the Reykjanes Ridge (Fig. 1).

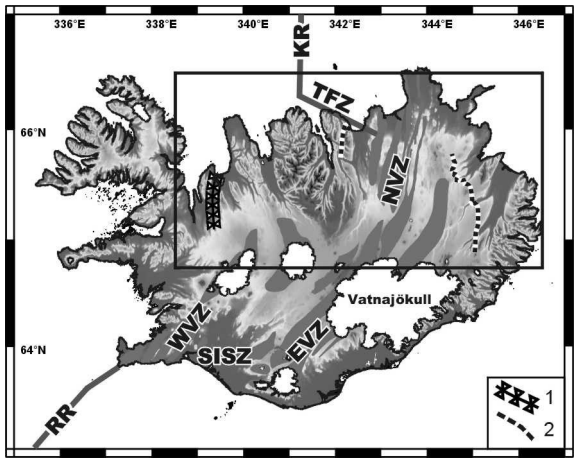


Fig. 1. Geodynamic map of Iceland.
1: Húnaflói-Skagi synform axis. 2: Main unconformities in Northern Iceland. The main volcanic zones (EVZ: East Volcanic Zone, WVZ: West Volcanic Zone, NVZ: North Volcanic Zone) are mapped on the topographic back. KR: Kolbeinsey Ridge; RR: Reykjanes Ridge; TFZ: Tjörnes Fracture Zone; SISZ: South Iceland Seismic Zone. Area covered by Fig. 2 is indicated by a rectangle.

Relative to the Icelandic hotspot, the North American-Eurasian plate boundary migrates westward [3]. Assuming a symmetrical plate divergence, the rate of the westward rift migration is 12.5 km/Ma using the model of Gripp and Gordon [4] and 3.7 km/Ma using the model of Müller et al. [5] along the N106°E divergence trend [6, 7]. As the westward rift migration furthers off the active rifts from the hotspot, eastward rift jumps brings the volcanic zones of Iceland back upright the hotspot. Such a rift jump implies extinction of the formerly active rift and the initiation of a new rift. Ward [8] and Saemundsson [9] have first interpreted, in an eastward rift jump context, the WVZ and its hypothetical extinct northern

continuation as a paleo-rift and the EVZ and NVZ as the new rift. In such a case, the inland continuation of the Reykjanes Ridge through the WVZ as the direct connection of the NVZ and of the EVZ to the Icelandic hotspot is coherent.

In Iceland, rifting episodes are characterised not only by normal faults but also by dyke injections [10]. The dating of dykes enables one to locate the rifting process in space and time. A campaign of systematic dating of dykes using the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method has been thus undertaken in Northern Iceland, in order to strengthen the rift jump process. We aim at accurately locating the paleo-rift axis in Northern Iceland and providing time constraints on extinction of the paleo-rift and initiation of the new rift.

2. Geological setting in relation with rift jump in Northern Iceland

In Northern Iceland, limits of the lava flows of the NVZ are easily recognisable as they are on unconformities on those from the paleo-rift (Fig. 1) [11, 12]. Lava flows of the NVZ dip 4°-5° to the west [11] on the eastern side of the NVZ and a few degrees to the east on the western side of the NVZ [12]. This dipping toward the rift axis is a typical feature of the Icelandic volcanic systems, even though the tilting process remains a controversial subject [13-15]. The ages of the lava increase outward the central part of the NVZ and reach 6-6.5 Ma in the vicinity of the eastern unconformity [16-18] and of the western one [19].

The proposed location of the paleo-rift axis, the Húnaflói-Skagi paleo-rift (Fig. 1), is similarly based on the description of a synform-like structure [9]. This paleo-rift would cease to accrete around 6-7 Ma [20]. All along its eastern flank, lava flows coming from the paleo-rift are presumed to similarly dip westward with increasing ages. It is the case along the eastern coast of Iceland where 12-14 Ma old lava flows [16, 21-23] dip 6-10° to the west [11]. However, on the eastern side of the NVZ, paleo-rift lava flows define a downbending zone with westward dips as great as 15-18° [11]. This westerly increase in dip of the old lava pile may be due to excess loading from the capping NVZ lava pile. Considering the same deflection process, paleo-rift lava flows close to the western side of the NVZ steeply dip eastward (20-25°E) [12]. Thus, lava flows issued from the paleo-rift define a broad antiform between the Húnaflói-Skagi paleo-rift axis and the western limit of the NVZ. This antiform structure strikes approximately NE-SW through the Flateyjarskagi and Tröllaskagi Peninsulas [12, 24]. On both sides of the unconformities, the paleo-rift lava flows are 9-10 Ma old [16, 19, 21-23].

3. Dating dykes using $^{40}Ar/^{39}Ar$: reasons and method

Ages available in the literature lead to postulate a NVZ initiation 6-6.5 Ma ago, through the 9-10 Ma eastern flank of a paleo-rift; the latter, the Húnaflói-Skagi paleo-rift, stopped its activity simultaneously to the NVZ initiation. However, ages incompatible with this rift jump chronology also exist. Bagdasaryan et al. [21] dated 9 Ma lava along the Húnaflói-Skagi central axis. Saemundsson et al. [24] and Aronson and Saemundsson [25] gave ages from 6 to 11 Ma in the Tröllaskagi Peninsula, without any clear E-W time-distance correlation. Moreover, an extinction of the paleo-rift synchronous to the initiation of the new rift zone is in contradiction with the present rift jump process that is taking place between the EVZ and the WVZ in southern Iceland (Fig. 1) since 2-3 Ma [10].

Although these results do not invalid the eastward rift jump model, doubts exist about the absolute dates previously given. Most age determinations in Iceland have been done by the raw K/Ar geochronology method, except those from Musset et al. [16]. It is now generally admitted that this method does not easily allow for the identification of argon loss nor excess argon. Frequent in basaltic lavas during crystallisation or later alteration, argon loss or excess argon partly explain inconsistencies in published ages. In contrast, the $^{40}Ar/^{39}Ar$ radiometric method often allows detection of anomalous analytical data through progressive degassing and may therefore permit for the recognition of mistaking ages and sometimes for their correction of any component of ^{40}Ar other than the ^{40}Ar derived from atmosphere and radiogenic decay. Moreover, almost all analysed samples were issued from lava flows, although the distance to their magmatic source is often difficult to estimate: for example, in Eastern Iceland, lava flows have been traced for distances larger than 60 km [11]. The age of such far-reaching lava flows thus alter the overall regional age pattern.

In Iceland, dykes are injected in the fissure swarm associated with central volcanoes of the axial rift zone before to be drifted away during the plate divergence process with a trend generally sub-parallel to the plate boundary [10]. They are a deep expression of the rifting process. Thus, the site of an accurately dated dyke permits direct location of the equivalent rifting episode. Finally, when dykes cross-cut terranes of similar age and composition, incorporation of excess argon is largely reduced.

We have sampled 64 dykes, mostly striking sub-parallel to the NVZ, along a profile that includes the modern Icelandic rift and the supposed paleo-rift (part of them are localised

on Fig. 2). Only one sample (sample 00-C2) has been collected in a lava flow with a rhyolitic petrology. All the dykes are tholeiitic dykes except for sample 00-D2 (an acid dyke). The sampling density has been increased between the Húnaflói-Skagi axis and the western border of the NVZ because this zone is crucial for understanding the rift jump process in Northern Iceland.

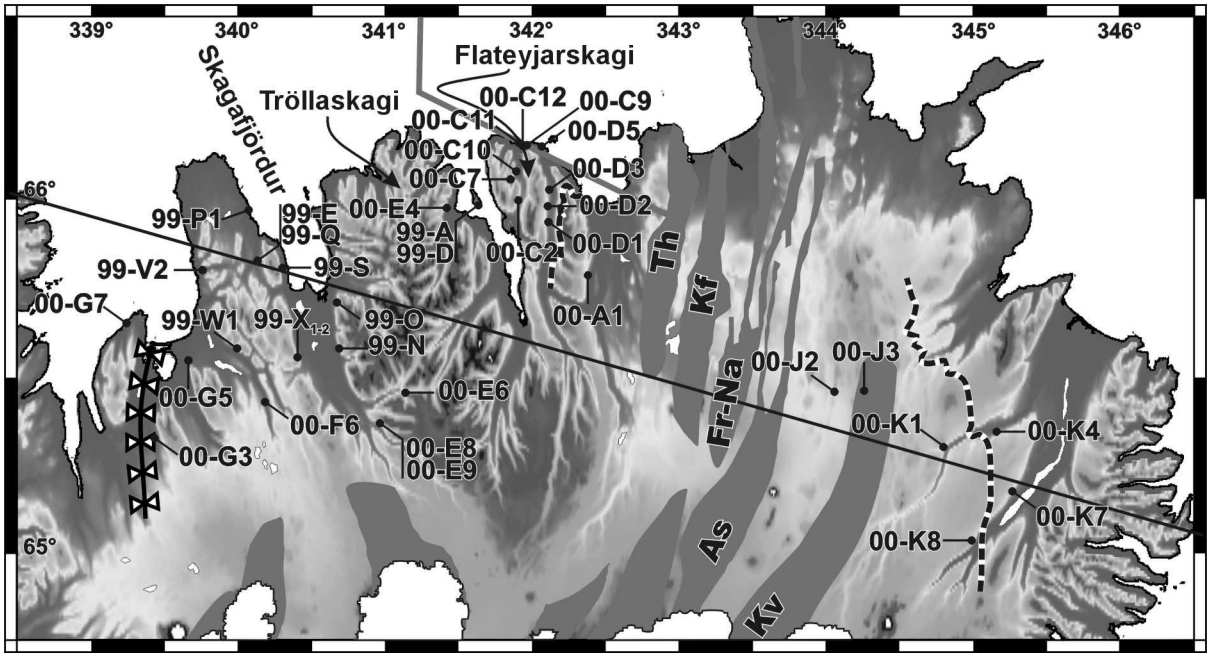


Fig. 2. Sample location of dated dykes in Northern Iceland.
The Tröllaskagi and Flateyjarskagi peninsulas, and the Skagafjördur fjord are indicated. The volcanic systems of the North Volcanic Zone (Th: Theistareykir, Kf: Krafla, Fr-NA: Fremri-Namur, As: Askja, Kv: Kverkfjöll) are mapped on the topographic back. Same symbols as in Fig. 1. Cross-section of Fig. 5 is indicated. See Fig. 1 for general location.

The fine texture of the samples did not allow separation of K-bearing crystal phases or plagioclase. The glassy mesostasis was therefore systematically preferred for $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. Whole rocks were crushed, sieved and individual glassy grains chosen under binoculars. All separates were irradiated, at Nuclear Ford Reactor of the University of Michigan in the L67 position for 28 hours in several irradiations each one continuous. J factor was estimated by the use of duplicates of the Fish Canyon sanidine standard with an age of 27.55 ± 0.08 Ma [26] with 1% relative standard deviation. Interfering nuclear reactions on K and Ca were calculated by co-irradiation of pure salts, but K/Ca and Cl/K plots are given for comparison with the age spectra and are in fact qualitative as they represent $^{39}Ar/^{37}Ar$ and $^{38}Ar/^{39}Ar$ ratios used as proxies for the true elemental ratios. Samples were loaded in

aluminum packets into a double vacuum furnace, which temperature is calibrated by use of a W/W-Rh thermocouple, and step heated in a classical fashion from 500°C to 1400°C. Each step lasted 20 minutes. The gas was purified by the means of cold traps with liquid air and AL-Zr getters. Once cleaned, the gas was introduced into a VG3600 mass spectrometer and 2 minutes were allowed for equilibration before analysis was done statically. Signals were measured by the mean of a Faraday cup with a resistor of 10^{11} ohm for ^{40}Ar and ^{39}Ar while ^{39}Ar, ^{38}Ar, ^{37}Ar and ^{36}Ar were analysed with a photomultiplier after interaction on a Daly plate. Gain between both collectors was estimated by duplicate analysis of ^{39}Ar during each analysis and by statistical analysis on a period of several years. This gain is known at better than 1.5%. This error is included in the age calculation, with analytical errors on each signal and errors on the blank values. Detail analytical results are available from the authors upon request. Age plateaus given are weighted mean plateaus which error takes the error on the J factor into account. The isochron ages are obtained in an inverse isochron diagram of $^{36}Ar/^{40}Ar$ versus $^{39}Ar/^{40}Ar$ that allows homogeneous excess components to be individualised in many occasions [27]. Errors on age and intercept, obtained by York's method [28], include individual errors on each point and on the linear regression. The quality of the linear fit relative to individual errors is measured with the Mean Square Weighted Deviation (MSWD).

4. Results of dating analysis

Among the 65 analysed samples, the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method allowed to date 37 of them. Extremely low radiogenic argon content, probably related to the youth of those low potassic dykes, prevented to date the remaining 28 samples. Excess argon was obvious in many cases, which strengthened doubts concerning the accuracy of the previous K-Ar determinations. Analyses of many samples were duplicated when initial result was ambiguous. The dating results are listed in Table 1 and the locations of the corresponding dykes are indicated in Fig. 2. Eight samples are discussed below in detail to illustrate the dating results (Fig. 3a to 3h).

The 00-K7 sample, collected east of the eastern unconformity, shows successive individual age steps (3 to 6) which define a small plateau (Fig. 3a). They have a relative high K/Ca ratio (i.e., they are more likely to be rich in radiogenic argon) and a relative low Cl/K ratio (sign of a probable low excess argon contamination). They represent 50% of the released ^{39}Ar, a satisfactory percentage for a whole rock although lower than the usually accepted value of 80%. The corresponding age plateau is 8.8 ± 0.2 Ma. The isochron age obtained by

eliminating two points is 8.1 ± 0.4 Ma. The MSWD value is 0.9 and thus satisfactory. The $^{40}Ar/^{36}Ar$ ordinate intercept value is 303 ± 6, a value slightly above the 295.5 air value. This indicates little excess argon in the sample which affects the plateau age but not the isochron age that we retain.

Sample	Plateau age	Isochron age
99-A	**8.4 ± 0.2 (75%)**	8.4±0.6 (12)
99-D	13.5 ± 0.3 (45%)	**9.6 ± 0.7 (0.65)**
99-E	**6.3 ± 0.1 (85%)**	5.9 ± 0.9 (41)
99-N2	**2.8 ± 0.1 (65%)**	7.7 ± 0.6 (5.2)
99-O	7.2 ± 0.2 (65%)	**4.3 ± 0.4 (3.8)**
99-P1	**< 2.4**	No age
99-Q	**6.4 ± 0.6 (60%)**	6.7 ± 0.6 (19)
99-S	**< 2.2**	0.6 ± 0.3 (37.7)
99-V2	**7.65 ± 0.2 (60%)**	7.42 ± 1.2 (41)
99-W1	No age	**< 3.5**
99-X1	**5.1 ± 0.1 (50%)**	6.2 ±0.2 (34.1)
99-X2	**3.9 ±0.1 (75%)**	5.3 ± 0.5 (0.2)
00-A1	2.7 ± 0.1 (50%)	**2.3 ± 0.3 (1.1)**
00-C2	**8.9 ± 0.3 (75%)**	10.4 ± 0.2 (8.8)
00-C7	**9.2 ± 0.2 (70%)**	10.2 ± 0.6 (15)
00-C9	No age	**5.9 ± 1.1 (6)**
00-C10	6.9 ± 0.1 (35%)	**7.2 ± 1.7 (5)**
00-C11	9.8 ± 0.2 (40%)	**8.1 ± 0.7 (1.7)**
00-C12	No age	**8.2 ± 1 (5.8)**
00-D1	**5.5 ± 0.1 (55%)**	3.7 ± 2.4 (0.4)
00-D2	**5.1 ± 0.2 (65%)**	5.5 ± 1.6 (9)
00-D3	**6.3 ± 0.2 (80%)**	4.1 ± 0.9 (0.7)
00-D5	**7.4 ± 0.1 (75%)**	7.4 ± 1.3 (1.8)
00-E4	**7.3 ± 0.2 (55%)**	7.2 ± 0.9 (13.4)
00-E6	No age	**6.6 ± 1.1 (6)**
00-E8	**6.4 ± 0.1 (55%)**	6.7 ± 0.7 (7.8)
00-E9	11.3 ± 0.3 (50%)	**6.2 ± 0.6 (5.6)**
00-F6	9.2 ± 0.1 (75%)	**10.2 ± 0.3 (1.1)**
00-G3	**8.2 ± 0.7 (70%)**	No age
00-G5	No age	**7.6 ± 3.5 (0.4)**
00-G7	**8.3 ± 0.2 (75%)**	3.7 ± 1 (2.1)
00-J2	**0.4 ± 0.1 (55%)**	No age
00-J3	**< 6**	No age
00-K1	**4.6 ± 0.1 (35%)**	1.6 ± 1.4 (0.5)
00-K4	14.1 ± 0.1 (60%)	**12.6 ± 1.3 (4.8)**
00-K7	8.8 ± 0.2 (50%)	**8.1 ± 0.4 (0.9)**
00-K8	**4.1 ± 0.1 (70%)**	4.8 ± 0.5 (20.4)

Table 1: Dating results from $^{40}Ar/^{39}ar$ radiochronology for the 37 samples analysed.
For each sample, the plateau age and isochron age are given in Ma with their 1σ incertitude. The percentage of ^{39}ar released considered for calculation of plateau age and the MSWD value obtained from isochron calculation are indicated in parentheses. The age retained as the more realistic (as discussed in text) is indicated in bold.

The sample 00-K8 has been collected in the NVZ, slightly west of the eastern unconformity (Fig. 2). The three first steps (70% of the released ^{39}Ar with relatively high K/Ca ratio and low Cl/K ratio) give a weighted age average of 4.1 ± 0.1 Ma (Fig. 3b). With only 3 points, the MSWD value of the inverse isochron is too high (20.4) to be used. Thus, an age of 4.1 ± 0.1 Ma is retained for the 00-K8 sample. The sample 00-K4 is situated on the opposite side of the eastern unconformity (Fig. 2). a plateau age of 14.1 ± 0.1 Ma is calculated using the five selected steps (Fig. 3c). They represent 60% of the released gas and have a relatively high K/Ca ratio but in the same time a relatively high Cl/K ratio suggesting possible excess argon in the groundmass. On the other hand, the isochron age (12.6 ± 1.3 Ma) calculated using six points has an acceptable MSWD value of 4.8. This isochron age is kept for the sample 00-K4.

In a similar way, the samples 00-A1 and 00-D3 are located on both sides of the western unconformity (Fig. 2). The sample 00-A1, using five steps representing 50% of the released ^{39}Ar, has a plateau age of 2.7 ± 0.1 Ma (Fig. 3d). The Cl/K ratios are relatively high for these steps like the K/Ca ratios. The isochron age, calculated using 5 points, is 2.3 ± 0.3 Ma and corresponds to a MSWD value of 1.1. We retain the isochron age as the more realistic age for this sample. The sample 00-D3 has an age plateau of 6.3 ± 0.2 Ma (Fig. 3e). This age is associated to the release of 80% of the released ^{39}Ar gas with a relatively high K/Ca ratio and a relatively low Cl/K ratio. On the other hand, the contraction of the points leads to an artificially low MSWD value and the isochron age, calculated from the intersection of the isochron with the $^{39}Ar/^{40}Ar$ axis, is imprecise. The age plateau is consequently favoured for the sample 00-D3.

The sample 00-G3 has been collected close to the Húnaflói-Skagi axis (Fig. 2). The first step (70% of the released gas) gives an age plateau of 8.2 ± 0.7 Ma (Fig. 3f). We keep this age, as no age has been obtained from the isochron regression.

The 99-N2 sample is the youngest well-dated dyke outside of the NVZ. The 5 steps considered for calculating the plateau age released 75% of the ^{39}Ar with relative high ratios of K/Ca and low ratios of Cl/K (Fig. 3g). They correspond to a pseudo-plateau age of 2.8 ± 0.1 Ma. This age is preferred to the isochron age because the isochron regression is unrealistic (the $^{40}Ar/^{36}Ar$ value from the intercept is lower than the air value).

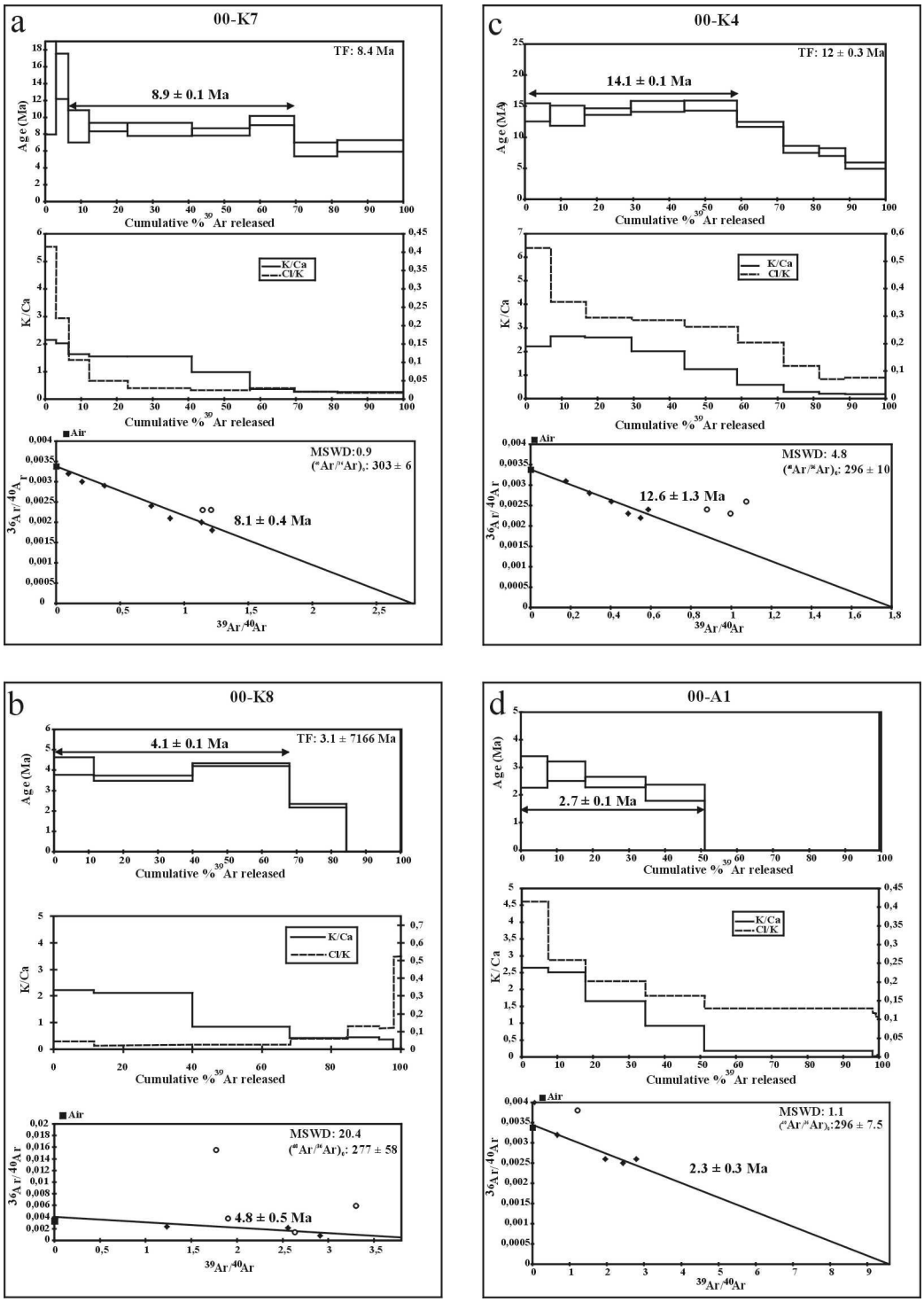


Fig. 3. Analytical results for selected samples: (a) 00-K7, (b) 00-K8, (c) 00-K4, (d) 00-A1.
Age plateaus, K/Ca and Cl/K values and inverse isochron diagrams are shown. Data used for the isochron age calculation are indicated as black diamond-shaped. TF: Total fusion age (i.e., age obtained simulating the use of K/Ar radiochronolgy method). See discussion of results in the text. See Fig. 2 for sample location.

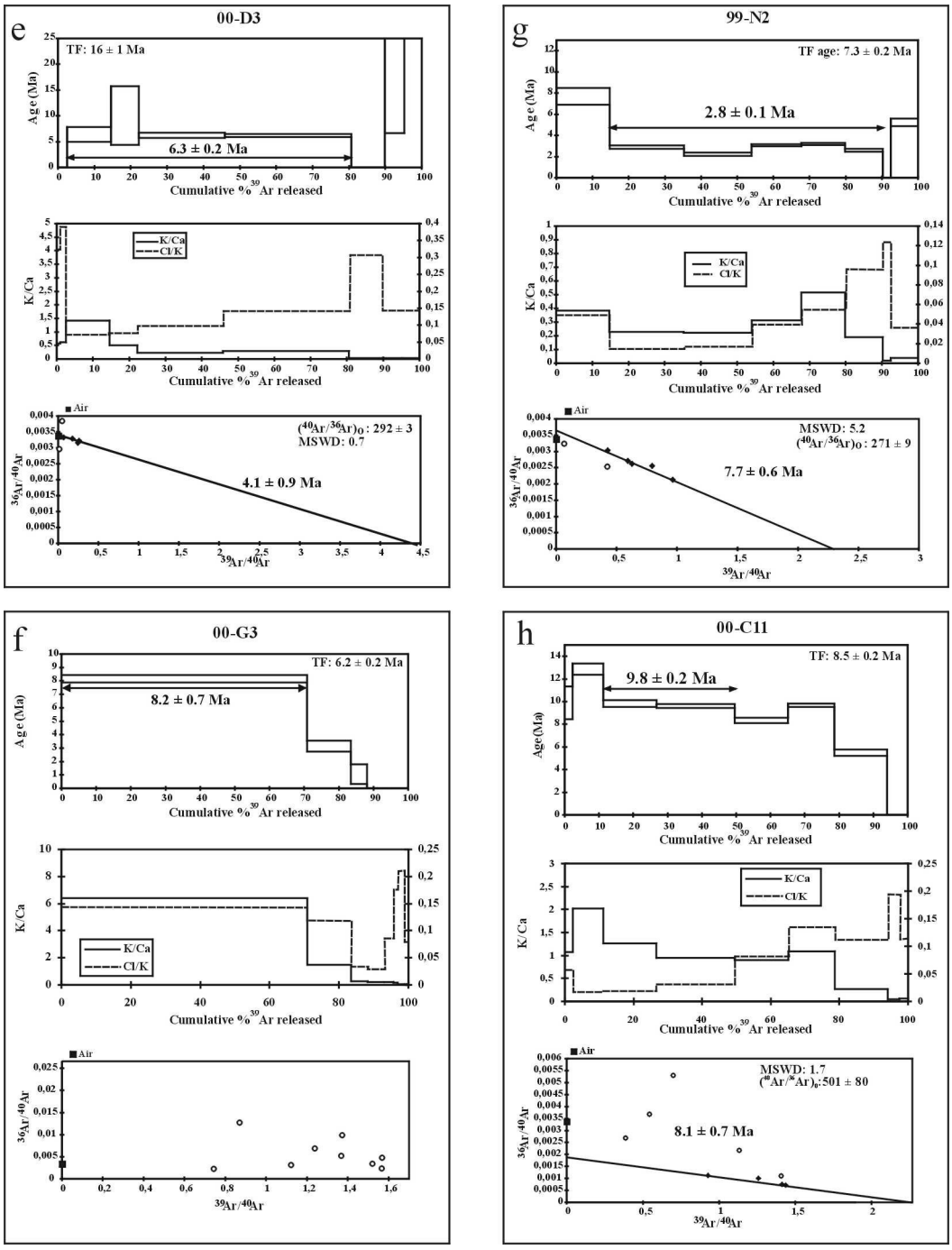


Fig. 3. Analytical results for selected samples: (e) 00-D3, (f) 00-G3, (g) 99-N2, (h) 00-C11.
Age plateaus, K/Ca and Cl/K values and inverse isochron diagrams are shown. Data used for the isochron age calculation are indicated as black diamond-shaped. TF: Total fusion age (i.e., age obtained simulating the use of K/Ar radiochronolgy method). See discussion of results in the text. See Fig. 2 for sample location.

The sample 00-C11 has been collected along the northern coast of the Flateyjarskagi Peninsula (Fig. 2). The corresponding dyke is striking parallel to the Húsavík-Flatey Fault, main fault of the Tjörnes Fracture Zone (Fig. 2). The two considered steps (40% of the released ^{39}Ar with relatively high K/Ca ratio and low Cl/K ratio) give an age plateau of 9.8 ± 0.2 Ma (Fig. 3b). The isochron age obtained by considering four points is 8.1 ± 0.7 Ma. The MSWD value is 1.7 and thus satisfactory. The $^{40}Ar/^{36}Ar$ ordinate intercept value is 501 ± 80, an imprecise value but in all the case widely above the 295.5 air value. This indicates large excess argon in the sample, which affects the plateau age but not the isochron age that we retained.

5. Theoretical velocity model of a rift jump

In order to interpret those data in term of dating of the rift jumps and to constrain their mechanisms, the velocity model presented bellow uses the distribution of dyke ages as a function of distance to the present rift zone (Fig. 4). We assume symmetrical plate divergence. This choice may be questioned because asymmetrical accretion has been described in hotspot-ridge interaction contexts. The deficit in crustal accretion seems to occur mainly on the ridge flank that overlies the hotspot [29, 30]. Although the process is still not well understood, this apparent asymmetry seems attributable to discrete rift jumps toward the hotspot [31-35], rather than to genuinely asymmetrical accretion. As an additional simplifying assumption, changes in velocity are regarded as instantaneous at the time scale considered.

The rift jump process is divided in three stages (Fig. 4) with (a) accretion along the sole paleo-rift before the initiation of the new rift, (b) coeval accretion along the paleo-rift and the new rift, and (c) accretion along the sole new rift after the extinction of the paleo-rift. During the first stage, the "old" rift accretion occurs with an opening velocity U that equals the velocity of divergent plate motion. Plotting distance versus age, with the abscissa parallel to divergent plate direction, the dyke age distribution fits along two symmetrical lines that converge toward the "old" rift axis (Fig. 4a). The slope of these lines is ½U, one half of the divergent plate motion.

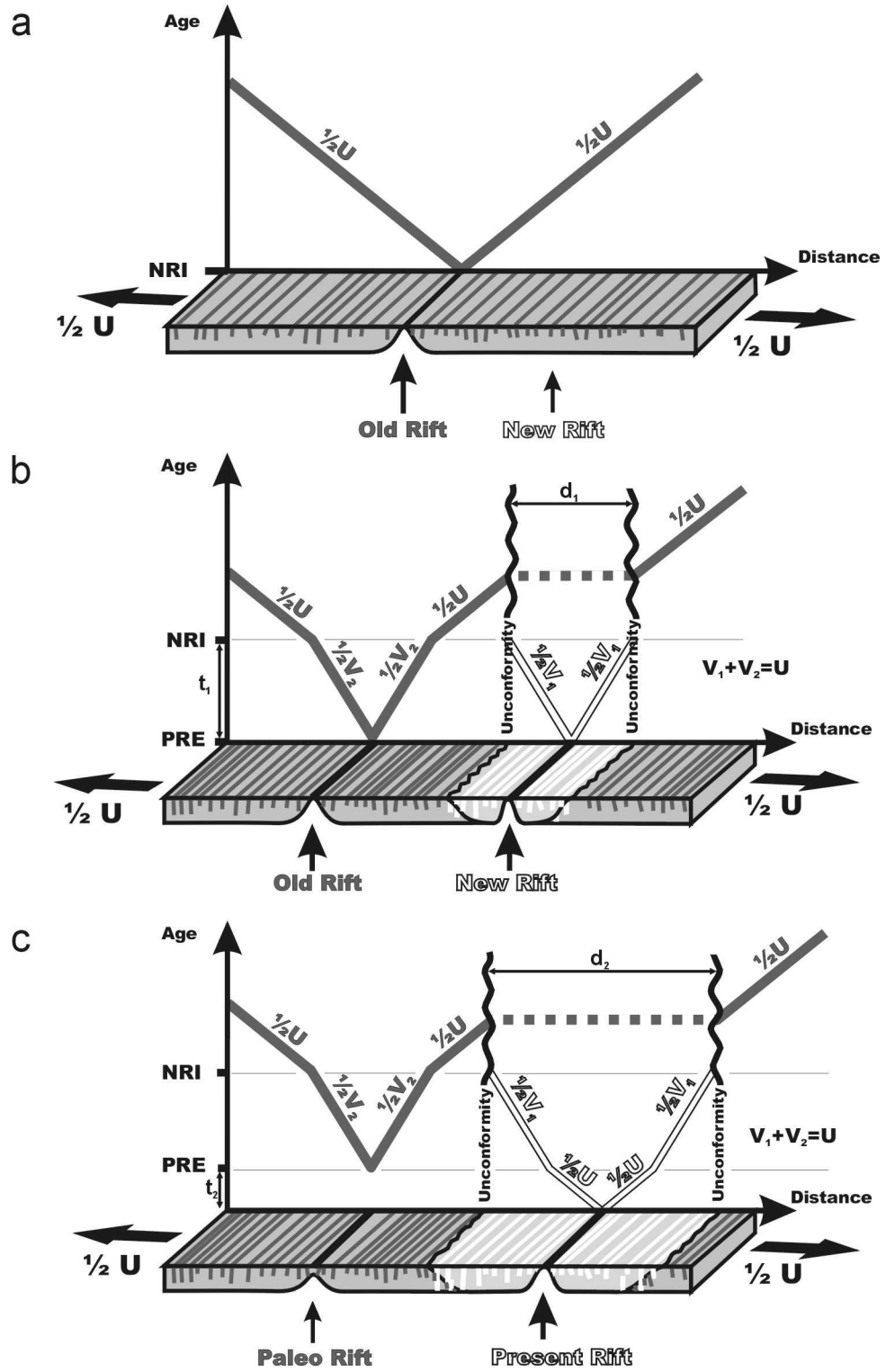


Fig. 4. Theoretical velocity model of a rift jump.
Three stages are (a) before the new rift initiation, when only the "old" rift accretes, (b) when the "old" rift and the new rift accrete in the same time, and (c) after the "old" rift extinction, when only the new rift accretes. Bloc diagrams show positions of dykes with corresponding ages indicated in ordinate. Dykes on bloc diagrams and in graphs are in grey when issued from the paleo-rift ("old" rift) and in white when issued from the present rift (new rift). The values of the slope (i.e., the accretion velocities) are indicated with the same colour codes. U: velocity of divergent plate motion. NRI: New Rift Initiation time; PRE: Paleo-Rift Extinction time. Unconformities are shown as waved lines and rifts axis as black thick lines. See in the text for further explanations.

During the second stage (Fig. 4b), accretion takes place along two rift zones, the "old" rift as well as a new one initiated on the eastern flank of the "old" rift. On both sides of the new rift, unconformities underline the contact between these new lavas and those from the "old" rift. The half-velocity of the new rift accretion is $½V_1$. At the same time, the half-velocity of the "old" rift decreases to $½V_2$, so that $V_1+V_2=U$. It implies that during the time period when both rifts are functioning, the width of the block situated between the two rifts increases with a velocity equal to $½V_1+½V_2 = ½U$.

The last stage of a rift jump is the extinction of the "old" rift (Fig. 4c), now called the paleo-rift. The accretion velocity of the new rift (also called "present rift") increases to U (½U on both sides). Because it is considered that the new rift initiation focuses in a very narrow zone, the distance and hence the age difference between two dykes from the "old" rift that bound the newly accreted crust after the new rift initiation, is initially close to zero. Consequently, the slope of the distance vs. time function between these two dykes on the distance-age plot is zero at the present time. The present-day distance between these two dykes is $d_2 = d_1 + U\times t_2 = V_1\times t_1+U\times t_2$, with t_1 as the duration of the coeval accretion of the two rifts and t_2 as the duration since the paleo-rift extinction (Fig. 4).

A more realistic model would imply a new rift initiation zone with a non-negligible initial width. Two dykes of the "old" rift delimit this stretched zone. In this case, the slope of the distance vs. time function on the distance-age plot should not be zero between these border dykes. Moreover, dykes from the "old" rift should be present inside the stretched zone, resulting in age heterogeneity. In that case, two narrow zones showing dykes from both the old and the new rift, and bounding a wider intermediate zone with dykes from the new rift only, should be expected. Determining the apparent velocities of the "old" rift and of the new rift in these two narrow zones would require database accuracy that is presently out of reach, which justifies the simplifying assumption made.

6. Determination of the rift jump process in Northern Iceland

The dating results are presented in a distance versus age plot (Fig. 5). The coordinates of the samples are obtained from perpendicular projection of sampling locations on a N106°E trending axis (Fig. 2). This axis strikes parallel to the direction of plate divergence. This choice is consistent with the N000-N010°E strike of the “en échelon” structures that compose the NVZ. The half-velocity ½U considered for Northern Iceland is 9 km/Ma [6, 7]. We

implicitly assume that the direction and velocity of plate divergence were constant since 10-15 Ma. Because of the present-day width of the NVZ, we consider an age of 0 Ma at its bounds (i.e., at the Theistareykir and Kverkfjöll volcanic systems). The "en échelon" distribution of the fissure swarms and the distribution of the samples collected in the NVZ (the Theistareykir or the Kverkfjöll are the closest volcanic systems to series 00-A, 00-J or 00-K) support this choice (Fig. 2).

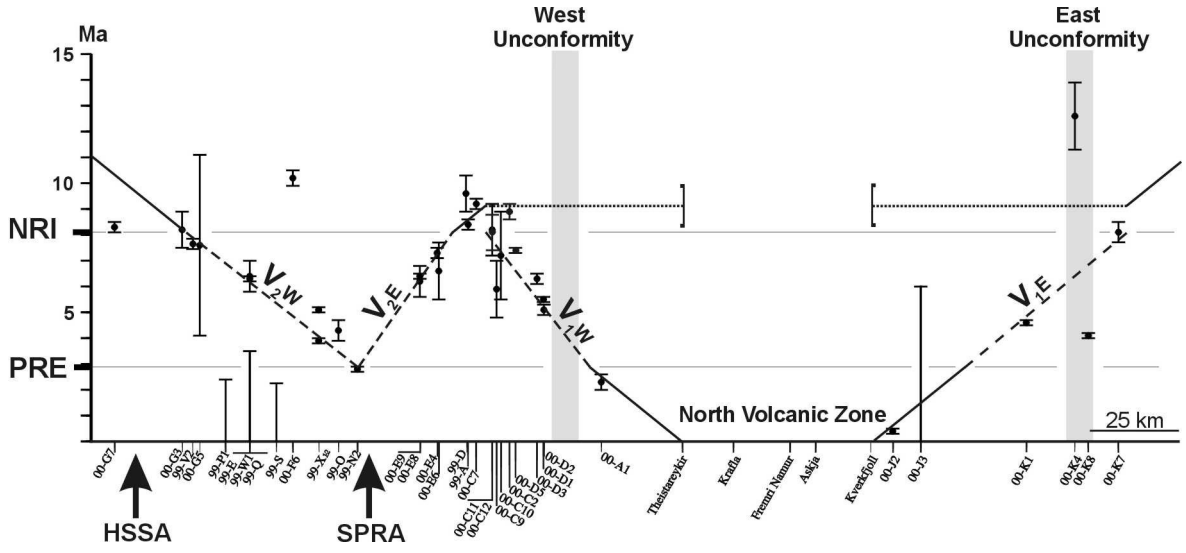


Fig. 5. Dyke ages inferred from $^{40}Ar/^{39}ar$ radiochronology plotted on N106°E cross-section.
Error bars on ages are indicated. Continuous and dashed lines indicate fitted segments for time periods with one or two active rifts, respectively. The values of half-velocities V2W, V2E, V1W and V1E (corresponding to the time period of coeval accretion along the "old" and the new rift) are given in the text. NRI: New Rift Initiation time, PRE: Paleo-Rift Extinction time. The arrows indicate the Húnaflói-Skagi Synform Axis location (HSSA) and the Skagafjördur Paleo-Rift Axis location (SPRA). The west and east unconformities are tinted. See in the text for further explanations. See Fig. 2 for cross-section position and dyke locations.

6.1 Age of the rifts

Based on the determination of segments that fit a maximum of results, the theoretical model previously described is valid (Fig. 5). The sample 99-N2, one of the youngest dykes dated outside of the NVZ, marks the present-day location of the paleo-rift axis. This indicates that the paleo-rift has ceased its activity around 2.8 ± 0.1 Ma ago. On the other hand, samples 00-C11 and 00-D5, collected on dykes striking sub-parallel to the Húsavík-Flatey Fault, certainly post-date the rift jump because the extension responsible for their injection is related to the Húsavík-Flatey Fault [36-38], a transform fault of the Tjörnes Fracture Zone that initiated as a direct consequence of the rift jump. This implies that the rift jump is older than

8.1 ± 0.7 Ma. Moreover, samples 99-A, 99-D and 00-C7 are related to the paleo-rift. Otherwise, the paleo-rift and the present rift would initially represent a unique rift that would split off in two parallel branches, a rather unrealistic hypothesis. We infer that these dykes predated the rift jump, which implies that the present rift is younger than 8.4 ± 0.2 Ma. This value is compatible with the age of the initiation of the TFZ. These interpretations lead to postulate the New Rift Initiation (NRI) around 8-8.5 Ma and the Paleo-Rift Extinction (PRE) around 2.8 ± 0.1 Ma.

6.2 Extension dynamics

The half-velocities for the time period between the NRI and the PRE were calculated using linear regression method (Table 2). Incertitudes on results include individual incertitudes for each point and incertitude on the linear regression. Beyond individual errors on age (Table 1), an arbitrary individual error of 1% on the sample locations is considered.

	Half-Velocity
V_2 West	9.25 ± 1.05
V_2 East	5.1 ± 0.25
V_1 West	5.7 ± 0.5
V_1 East	8.8 ± 0.7
	28.85 ± 2.5

Table2: Half velocities in km/Ma with their error bars for the two active rifts time period.
The half-velocities correspond to those indicated on Fig. 5.

On the western side of the paleo-rift, the half-velocity, V_{2W}, is equal to 9.25 ± 1.05 km/Ma considering samples 00-G3, 99-V2, 00-G5, 99-E, 99-Q, 99-X1, 99-X2, 99-O, and 99-N2 (Fig. 5). Samples 99-P1, 99-S, 00-F6 and 99-W1 have not been considered for the linear regression. However, samples 99-P1 and 99-S should be related to this paleo-rift. The paleo-rift axis was probably trending N-S to NNW-SSE based on the strikes of dykes 99-0, 99-N2, 99-X1, and 99-X2 and also of dykes 99-P1 and 99-S. Thus, the projection of samples 99-P1 and 99-S on the cross-section axis, based on the initial hypothesis of a paleo-rift striking N-S to NNE-SSW like the present rift, has significantly shifted them westward in the distance-age plot, relative to the samples of the same age (Fig. 5). On the other hand, the sample 00-F6

may have been related to a context of a still older paleo-rift. We cannot present a convincing explanation for the sample 99-W1. On the opposite side of the paleo-rift axis, the half-velocity V_{2E} is 5.1 ± 0.5 km/Ma, taking into account of samples 99-N2, 00-E9, 00-E8, 00-E4 and 00-E6 (Fig. 5).

On the western side of the present rift, the half-velocity V_{1W} is 5.7 ± 0.5 km/Ma, based on samples 00-C12, 00-C9, 00-C10, 00-D3, 00-D2 and 00-D1 (Fig. 5). We do not consider samples 00-C11, 00-D5, and 00-C2, because the first two samples are not related to the rifting process but reflect extension sub-perpendicular to the Húsavík-Flatey Fault (they strike parallel to the transform zone, not to the rift axis), and the latter sample was collected in a lava flow, not a dyke. Note that the age of the sample 00-C2 (8.9 ± 0.3 Ma) is rather consistent with those of samples 99-A, 99-D and 00-C7. This rhyolitic lava flow and the associated central volcano may thus have been issued from the paleo-rift activity, as first suggested by Jancin et al. [19]. On the opposite side of the present rift, the half-velocity V_{1E} is 8.8 ± 0.7 km/Ma, based on samples 00-K1 and 00-K7 (Fig. 5). For this estimation, we did not retain the sample 00-K8, because of a probable shift of its location in the distance-age plot, resulting of the projection uncertainties in term of trends.

The total opening velocity along the two rifts is 28.85 ± 2.5 km/Ma during the time period comprised between the NRI and the PRE (Table 2). Taking into account the different uncertainties, this value is in the order of the present-day velocity of plate divergence (18 km/Ma). As in the velocity model, a half-velocity of 9 km/Ma is considered before the New Rift Initiation and after the Paleo-Rift Extinction. The corresponding graph segments fit well with the ages (e.g., samples 99-A, 99-D, and 00-C7 and also samples 00-A1 and 00-J2 on Fig. 5).

From the distance versus age graphic (Fig. 5), we finally consider that the New Rift Initiation (NRI) started around 8.1 Ma ago while the Paleo-Rift Extinction (PRE) occurred 2.9 Ma ago (time interval t_2 on Fig. 4), the two rifts being coeval for 5.2 Ma (time interval t_1 on Fig. 4). The age of the paleo-rift zone that has been intruded is graphically estimated to be 9.1 Ma. At the time of the New Rift Initiation (i. e., 8.1 Ma ago), the new rift dykes intrude 1 Ma old rock. Consequently, the rift jumped eastward at a distance of 9 km (with $½U = 9$ km/Ma). Moreover, a graphical estimation of the distance d_2 yields 128 km (the width between the Theistareykir and the Kverkfjöll volcanic systems being ignored). As $d_2 = d_1 + U \times t_2$, we obtain $d_1 = 75.8$ km.

6.3 Specific comments

Some of the dykes injected by the present rift system crop out as far away as 25 km outside the unconformities. Jancin et al. [19] have also recognised dykes outside of the NVZ in the flexure zone of the Flateyjarskagi Peninsula that are younger than the flexuration process since they are not tilted. These dykes are not associated to lavas of similar age at the surface. The retreat of the NVZ lava flow limits results directly from the decrease of the lava pile thickness by glacial erosion. Important Plio-Pleistocene glacial erosion is recognised in the Flateyjarskagi Peninsula [19] and in Eastern Iceland [39, 40]. Moreover, the erosion of the paleo-rift lavas certainly brings to the surface some dykes from the new rift system that intruded the paleo-rift flanks during the initial stage of rift jump. These most external dykes may have not reached the surface and they could have never been covered by lava flows erupted inward of the NVZ during the later stage of accretion.

Finally, the dyke related to the sample 00-K4 (Fig. 5) could correspond, in the case of a more realistic model considering a wide zone intruded by the new rift, to a dyke from the "old" rift located in the eastern narrow stretched zone showing dykes from both the old and the new rift. Similarly, sample 00-F6 could have been injected on the eastern flank of an even older paleo-rift. Part of the eastern flank of this older paleo-rift would have been intruded and stretched by the paleo-rift considered herein. Older jumps are consistent with the continuous westward plate border drift. Evidences for an older paleo-rift along the coast of the NW-peninsula of Iceland have been presented by Hardarson et al. [41].

7. The rift jump process in Northern Iceland: Discussion and Conclusion

The paleo-rift axis clearly identified on Fig. 5 is located 60 km to the east of the previously admitted location. We name this new paleo-rift axis "Skagafjördur" as the youngest analysed samples are in the inland prolongation of this fjord (Fig. 2). The activity of this paleo-rift ceased around 3 Ma ago. The Húnaflói-Skagi paleo-rift, presumably located between our samples 00-G3, 99-V2, and 00-G7 (Figs. 2 and 5) could have been active until 6-7 Ma ago. If this is the case, it should have functioned for a very short time period, 1 or 2 millions of years at most.

The present rift in Northern Iceland was initiated 8-8.5 Ma on the eastern flank of the Skagafjördur paleo-rift consecutively to a 10 km eastward rift jump. This distance is

comparable with the 15-30 km measured for many other rift jumps [32, 34, 35]. Moreover 8-8.5 Ma ago, the new rift intruded 1Ma old rocks. Small [31] calculated that until it reaches an age of 4 Ma, an oceanic crust, affected or not by a hotspot, has a low enough strength to allow a ridge jump.

The two rifts were functioning simultaneously in Northern Iceland for a period of 5-5.5 Ma. This duration is probably necessary for a complete rift jump process in Iceland. This characteristic has similarity with the present eastward rift jump process in Southern Iceland, accretion occurring since 2-3 Ma simultaneously along the WVZ and the EVZ [10]. During the coeval accretion time period in Northern Iceland, the two rifts accreted with equal total velocities (Table 2). Moreover, their accretion was asymmetrical, with the higher velocity on the external flanks. These asymmetrical velocities imply that the distance between the two rifts, and hence the width of the crustal block situated between them, increases less than for symmetrical accretions. This difference with the model does not affect its overall validity.

Based on these results, the evolution of Northern Iceland is summarised at three different stages through schematic sketches (Fig. 6). The new rift initiation occurs 8-8.5 Ma ago eastward of the Skagafjördur rift axis by intruding 9-9.5 Ma old rocks, following a 10 km eastward rift jump (Fig. 6a). At the time of extinction of the paleo-rift (around 3 Ma ago), the "old" rift had accreted a 48.1 ± 5.5 km wide zone westerly and a 26.5 ± 1.3 km wide zone easterly since the initiation of new rift. During the same time period, the new rift accreted 29.7 ± 2.6 km westerly and 45.8 ± 3.6 km easterly (Fig. 6b). Since the paleo-rift extinction, the present rift accretes with half-velocities equal to 9 km/Ma. The total width accreted by the present rift (d_2) reaches presently a graphic value equal to 128 km (Fig. 6c).

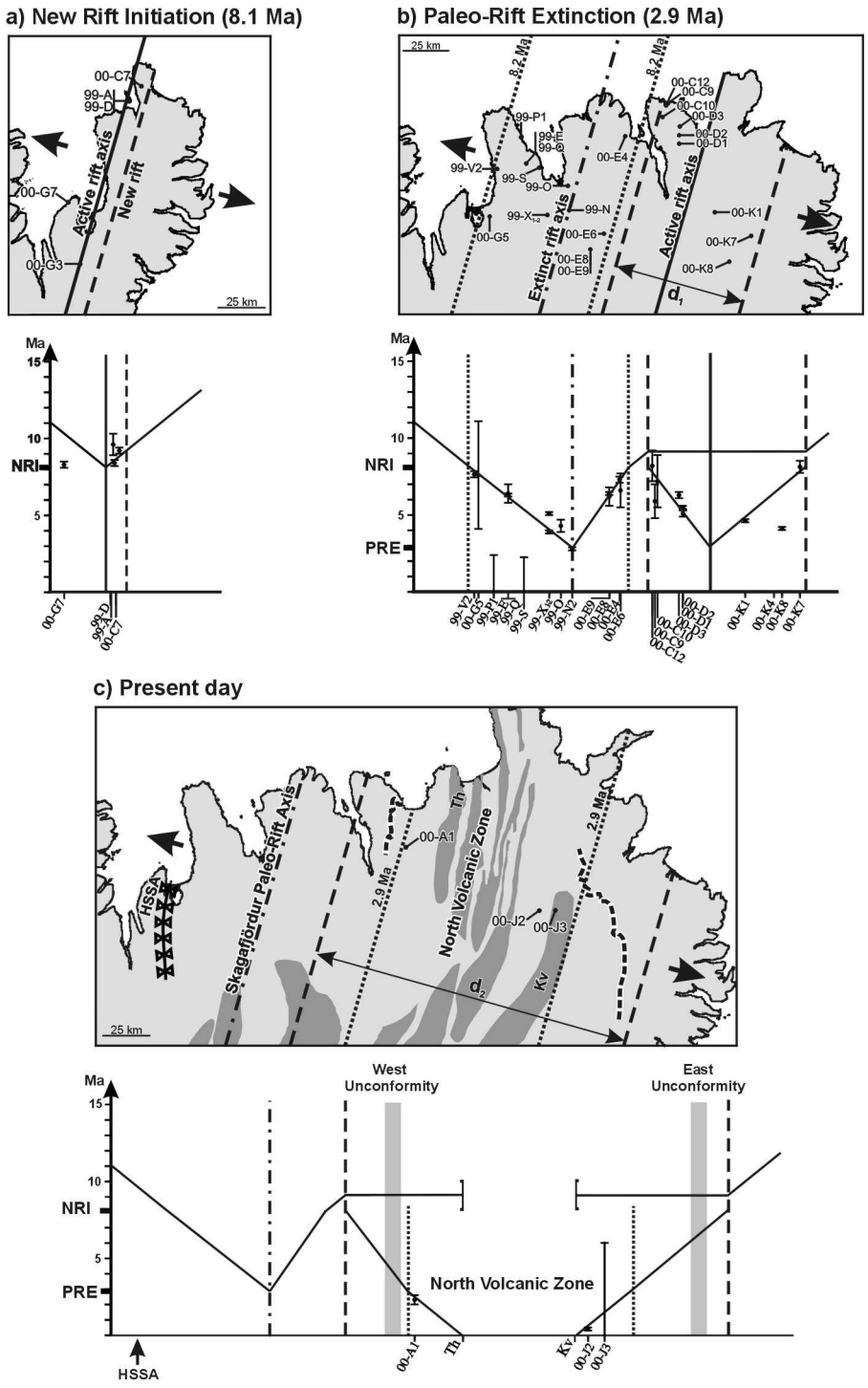


Fig. 6: Reconstruction of the Northern Iceland (a) at the New Rift Initiation time, (b) at the Paleo-Rift Extinction time, and (c) at present time.
Dykes corresponding to each stage are indicated on age versus distance plots. The geographic reconstructions are issued from simple disappearing of landmass obtained by lateral translations of coastal limits. The active rift is indicated with a thick line and the extinct rift axis by a dashed-dotted line. Isochrons of dykes are in dotted lines and dashed lines delimit the dyke zone issued from the new rift. Same abbreviations than in previous figures.

The results presented herein are coherent enough to be convincing. However, future work should be aim at introducing more realistic hypotheses. A higher density of dating would thus allow to better constrain the different velocities and to better delineate features like the paleo-rift axis or the width of the intruded paleo-rift zone. It would also permit to highlight a likely increase of the new rift activity related to the decreasing of the "old" rift activity, noting that we had to adopt constant velocities. Moreover, such a denser sampling would allow to investigate the possible existence of genuinely asymmetrical accretion during the periods of unique rift activity. Asymmetrical accretion would affect the drift velocity of the rift plate boundary. An other future development should concern the correlations with structural data. The paleo-rift was assumed to strike N-S to NNE-SSW, like the present rift, but, as mentioned earlier, we suspect actual N-S to NNW-SSE trend of the paleo-rift axis. The strike of the rift axis during their active periods and eventual crustal block rotations during new rift propagation or during paleo-rift retreat need to be clearly established, as an important factor of the reconstruction accuracy.

Acknowledgements

Financial support was provided by the European Commission (contracts ENV4-CT97-0536 and EVR1-CT-1999-40002), the IFRTP (Arctic Program No. 316) and by the French-Icelandic scientific-cultural collaboration program (Iceland Ministry of Education and Culture and French Ministère des Affaires Etrangères). Special thanks to Dr. M. Fournier for helpful discussions. GMT software [42] was used for many figures.

References

1 K. Tryggvason, E.S. Husebye and R. Stefansson, Seismic image of the hypothesized Icelandic hot spot, Tectonophyics 100 (1983) 97-118.

2 F. Sigmundsson, P. Einarsson, R. Bilham and E. Sturkell, Rift-transform kinematics in south Iceland: Deformation from Global Positioning System measurements, 1986 to 1992, J. Geophys. Res. 100 (1995) 6235-6248.

3 K. Burke, W.S.F. Kidd and J.T. Wilson, Plumes and Concentric Plume Traces of the Eurasian Plate, Nature 241 (1973) 128-129.

4 A.E. Gripp and R.G. Gordon, Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, Geophys. Res. Lett. 17 (1990) 1109-1112.

5 R.D. Müller, J.-Y. Royer and L.A. Lawver, Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks, Geology 21 (1993) 275-278.

6 C. DeMets, R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein, Current plate motion, Geophys. J. Int. 101 (1990) 425-478.

7 C. DeMets, R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions., Geophys. Res. Lett. 21 (1994) 2191-2194.

8 P.L. Ward, New interpretation of the geology of Iceland, Geol. Soc. Am. Bull. 82 (1971) 2991-3012.

9 K. Saemundsson, Evolution of the axial rifting zone in northern Iceland and the Tjörnes fracture zone, Geol. Soc. Am. Bull. 85 (1974) 495-504.

10 K. Saemundsson, Outline of the geology of Iceland, Jökull 29 (1979) 7-28.

11 G.P.L. Walker, Geological investigations in eastern Iceland, Bull. Volcanol. 27 (1964) 351-363.

12 K.D. Young, B. Jancin and N.I. Orkan, Transform deformation of tertiary rocks along the Tjörnes Fracture Zone, North Central Iceland, J. Geophys. Res. 90 (1985) 9986-10.010.

13 G. Bodvarsson and G.P.L. Walker, Crustal drift in Iceland, Royal Astron. Soc. Geophys. Jour. 8 (1964) 285-300.

14 G. Palmason, A continuum model of crustal generation in Iceland; kinematic aspects, J. Geophys. 47 (1980) 7-18.

15 M. Daignières, 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 Planet. Sci. Lett. 26 (1975) 222-232.

16 A.E. Musset, J.G. Ross and I.L. Gibson, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates of eastern Iceland lavas, Royal Astron. Soc. Geophys. Jour. 60 (1980) 37-52.

17 I. McDougall and H. Wensink, Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland, Earth Planet. Sci. Lett. 1 (1966) 232-236.

18 I. McDougall, N.D. Watkins and L. Kristjansson, Geochronology and paleomagnetism of a Miocene-Pliocene lava sequence at Bessastadaa, eastern Iceland, Am. J. Sci 276 (1976) 1078-1095.

19 M. Jancin, K.D. Young and B. Voight, Stratigraphy and K/Ar ages across the west flank of the Northeast Iceland axial rift zone, in relation to the 7 Ma volcano-tectonic reorganisation of Iceland, J. Geophys. Res. 90 (1985) 9961-9985.

20 P. Everts, L.E. Koerfer and S. M., Neue K/Ar datierungen isländischer basalte, Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Monasthefte 5 (1972) 280-284.

21 G.P. Bagdasaryan, V.I. Gerasimovkiy, A.I. Polyakov and R.K. Gukaysan, New data on the absolute age of icelandic volcanic rocks, Geokhimiya 9 (1976) 1333-1339.

22 S. Moorbath, H. Sigurdsson and R. Goodwin, K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland, Earth Planet. Sci. Lett. 4 (1968) 197-205.

23 I. McDougall, N.D. Watkins, G.P.L. Walker and L. Kristjansson, Potassium-argon and paleomagnetic analysis of icelandic lava flows: limits on the age of anomaly 5, J. Geophys. Res. 81 (1976) 1505-1512.

24 K. Saemundsson, L. Krisjansson, I. McDougall and N.D. Watkins, K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5-km lava succession in northern Iceland, J. Geophys. Res. 85 (1980) 3628-3646.

25 J.L. Aronson and K. Saemundsson, Relatively old basalts from structurally high areas in central Iceland, Earth Planet. Sci. Lett. 28 (1975) 83-97.

26 M.A. Lanphere and H. Baadsgaard, Precise K-Ar, 40Ar/39Ar, Rb-Sr and U/Pb mineral ages from the 27.5 Ma Fish Canyon Tuff reference standard, Chem. Geol. 175 (2001) 653-671.

27 J.C. Roddick and R.A. Cliff, The evolution of excess argon in alpine biotites, Earth Planet. Sci. Lett. 48 (1980) 185-208.

28 D. York, Least square fitting on a straight line with correlated errors, Earth Planet. Sci. Lett. 5 (1969) 320-324.

29 R.D. Müller, W.R. Roest and J.Y. Royer, Asymmetric sea-floor spreading caused by ridge-plume interactions, Nature 396 (1998) 455-459.

30 S. Stein, H.J. Melosh and J.B. Minster, Ridge migration and asymmetric sea-floor spreading, Earth Planet. Sci. Lett. 36 (1977) 51-62.

31 C. Small, Observations of ridge-hotspot interactions in the Southern Ocean, J. Geophys. Res. 100 (1995) 17931-17946.

32 J.M. Brozena and R.S. White, Ridge jumps and propagations in the South Atlantic Ocean, Nature 348 (1990) 149-152.

33 K.S. Krishna and D.G. Rao, Abandoned Paleocene spreading center in the northeastern Indian Ocean: evidence from magnetic and seismic data, Mar. Geol. 162 (2000) 215-224.

34 J.L. Karsten and J.R. Delaney, Hot spot-ridge crest convergence in the northeast Pacific, J. Geophys. Res. 94 (1989) 700-712.

35 D.S. Wilson and R.N. Hey, History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center, J. Geophys. Res. 100 (1995) 10041-10056.

36 S. Garcia, J. Angelier, F. Bergerat and C. Homberg, Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone based on fault-slip data and earthquake focal mechanisms: the Husavik-Flatey Fault zone, Iceland, Tectonophysics 344 (2002) 157-174.

37 A. Gudmundsson, S. Brynjolfsson and M.T. Jonsson, Structural analysis of a transform fault-rift zone junction in north Iceland, Tectonophysics 220 (1993) 205-221.

38 B.O. Langbacka and A. Gudmundsson, Extensional tectonics in the vicinity of a transform fault in north Iceland, Tectonics 14 (1995) 294-306.

39 G.P.L. Walker, Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts in Eastern Iceland, J. Geol. 68 (1960) 515-528.

40 L. Kristjansson, A. Gudmundsson and H. Haraldsson, Stratigraphy and paleomagnetism of a 3-km thick miocene lava pile in the Mjoifjördur area, Eastern Iceland, Geol. Rundsch. 84 (1995) 813-830.

41 B.S. Hardarson, J.G. Fitton, R.M. Ellam and M.S. Pringle, Rift relocation -a geochimical and geochronological investigation of a palaeo-rift in northwest Iceland, Earth Planet. Sci. Lett. 153 (1997) 181-196.

42 P. Wessel and W.H.F. Smith, New Version of the Generic Mapping Tools Released, EOS Trans. AGU 76 (1995) 329.

5 Considérations supplémentaires

Cette partie regroupe un ensemble de résultats qui n'ont pas été présentés dans le chapitre précédent, ou encore des développements ultérieurs en réponse à certaines remarques faites dans ce même chapitre (par exemple, l'existence d'un paléo-paléo-rift ou encore l'initiation du nouveau rift dans une zone large).

L'échantillon 00-D2 a été prélevé dans un dyke acide situé dans la péninsule de Flateyjarskagi (Fig. 2, chapitre III.4). Daté à 5.1 ± 0.2 Ma, ce dyke est clairement associé au fonctionnement de la ZVN. Ce dyke, de direction N035°E, pourrait avoir été injecté radialement depuis le volcan central Náttfaravík situé à l'ESE du lieu d'échantillonnage. Ce résultat concorde avec l'interprétation de Jancin et al. (1985) au sujet des laves acides de la péninsule de Flateyjarskagi qui auraient été émises par le volcan de Náttfaravík.

L'axe du paléo-rift a été localisé le long du Skagafjördur, à 60 km à l'est de la synforme de Húnaflói-Skagi. La vallée située dans l'axe du fjord de Skagafjördur est le lieu d'une importante activité géothermique avec des excès de température atteignant 150°C. Cette activité géothermique est supérieure à celle qui est observée le long de la synforme de Húnaflói-Skagi (Flovenz et Saemundsson, 1993; Arnorsson, 1995). Par contre, la croûte semble moins épaisse dans la partie sud de la synforme de Húnaflói-Skagi que sous le paléo-rift de Skagafjördur (Figure I-5). Cependant, il semblerait que cet amincissement crustal soit plutôt à relier à l'activité actuelle de la Zone Volcanique de Snaefellsnes car cet amincissement n'est pas marqué dans la partie nord de la synforme de Húnaflói-Skagi, la partie la plus éloignée de la Zone Volcanique de Snaefellsnes (Figure I-5).

5.1 Vers un modèle de vitesses des sauts de rifts plus réaliste

Il a été fait l'hypothèse, dans le modèle de vitesses de saut de rift présenté au chapitre III.4, que les changements de vitesses étaient instantanés lors de l'initiation du nouveau rift ainsi que lors de l'extinction du paléo-rift. Il a aussi été considéré que la largeur du flanc est du paléo-rift affectée par l'initiation du nouveau rift était négligeable, de telle façon que la

différence d'âge des dykes du paléo-rift situés immédiatement de chaque côté du nouveau rift soit nulle. Au regard de la précision de nos données, ces hypothèses étaient acceptables. Cependant, il est possible de présenter un modèle de vitesses de saut de dorsale fondé sur des hypothèses moins grossières et par la même plus réalistes. Ce modèle sera particulièrement utile lorsque de nouvelles données radiométriques seront disponibles, permettant d'affiner la reconstruction du saut de rift.

Le nouveau modèle proposé est identique dans sa conception au modèle précédent sauf en deux points. Premièrement, il y est intégré une diminution de la vitesse d'accrétion du paléo-rift dès l'instant où le nouveau rift est initié. Cette décroissante est proportionnelle à la croissance de la vitesse d'accrétion du nouveau rift, de telle manière que la somme des vitesses d'accrétion de ces deux rifts soit toujours égale à la vitesse de divergence des plaques. Ces variations de vitesse ont été considérées comme étant linéaires et s'expriment de la façon suivante:

Pour le nouveau rift:

$$V_1(t_{NRI \to PRE}) = U(\frac{NRI - t}{NRI - PRE})$$

Pour le paléo-rift:

$$V_2(t_{NRI \to PRE}) = U(1 - \frac{NRI - t}{NRI - PRE})$$

Avec:

V_1: la demi-vitesse du nouveau rift,

V_2: la demi-vitesse du paléo-rift,

U: la demi-vitesse de divergence des plaques,

NRI: l'âge absolu de l'initiation du nouveau rift,

PRE: l'âge absolu de l'extinction du paléo-rift.

La deuxième modification prise en compte pour ce nouveau modèle concerne la zone intrudée par le nouveau rift sur le flanc est du paléo-rift. La largeur de cette zone intrudée n'est plus négligée mais considérée comme étant de largeur finie d_0. La différence d'âge d'un extrême à l'autre de cette zone est donc $\Delta t_0 = d_0/U$. Dans un premier stade daté t_1, l'ensemble de cette zone est affecté par l'injection de dykes issus du nouveau rift. On fait l'hypothèse que la largeur de la zone d'accrétion du nouveau rift va ensuite en décroissant évoluant d'une zone large de déformation diffuse à une zone étroite accommodant l'ensemble de la déformation (trait discontinu sur la Figure III-5-a). Si bien que, lors de la rupture de cette zone qui a tout d'abord été étirée, autrement dit lors de la mise en place d'une croûte propre au nouveau rift, l'extension se concentre dans une zone étroite située au milieu de la zone de largeur totale d_2 (hypothèse d'une extension symétrique, Figure III-5-a). A cet instant t_2, on trouve sur

l'ensemble de la largeur d_2 des dykes d'âge t_1, répartis toutefois de façon inégale à l'intérieur de cette même zone, mais seulement en son centre des dykes d'âge t_2 (Figure III-5-b). Les largeurs des zones contenant des dykes d'âges intermédiaires sont représentées schématiquement sur la Figure III-5-b.

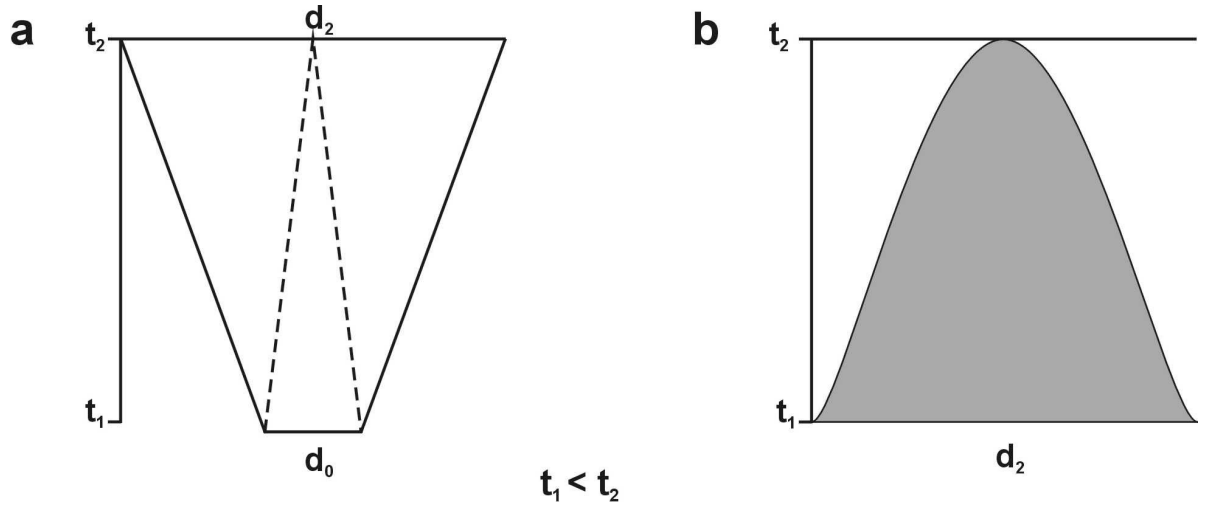


Figure III-5: Evolution de la zone intrudée sur le flanc est du paléo-rift avant sa rupture.
a: variation de la largeur d_0 intrudée par le nouveau rift au cours de l'intervalle de temps t_2-t_1 (trait continu) et variation de la largeur de la zone d'accrétion du nouveau rift (trait discontinu).
b: répartition des dykes du nouveau rift sur la distance d_2 en fonction de leurs âges.

Cette zone de largeur finie d_2 et de largeur initiale d_0 (Figure III-5-a) est donc bordée par des dykes d'âges t_1 (Figure III-5-b). Entre l'axe du nouveau rift d'âge t_2 et les bordures de la zone intrudée (donc situées à une distance $d_2/2$), la demi-vitesse apparente d'accrétion du nouveau rift est donc:

$$V_{a1} = d_2 \big/ 2(t_2 - t_1)$$

Cette valeur est calculée à partir des dykes issus du nouveau rift et n'est valable qu'entre t_1 et t_2.

Tandis que la demi-vitesse apparente d'accrétion du paléo-rift est :

$$V_{a2} = d_2 \big/ \Delta t_0$$

Cette valeur est calculée à partir des dykes issus du paléo-rift et n'est valable qu'entre t_1 et t_2.

La valeur de d_2 sera: $d_2 = d_0 + 2\sum_{t_1}^{t_2} V_1(t)$

Sur la Figure III-6, les vitesses d'accrétion que l'on mesurerait aujourd'hui pour le paléo-rift et le nouveau rift sont représentées en fonction de leurs âges. Pour cette simulation, on a considéré que la demi-vitesse de divergence des plaques (U) est de 9 km/Ma, que l'activité du nouveau rift (NRI) a débuté depuis 8 Ma et que celle du paléo-rift (PRE) a cessé depuis 3 Ma. La distance entre l'axe du paléo-rift et la limite ouest de la zone intrudée par le nouveau rift (RJ) est de 9 km (autrement dit cela correspond à une différence d'âge de 1 Ma) et la largeur initiale de la zone intrudée (NRIW) est de 18 km (le d_0 considéré jusque-là), soit 2 Ma. La durée d'extension nécessaire pour arriver à la rupture (NRIT) est de 2 Ma (l'intervalle de temps t_2-t_1 considéré précédemment).

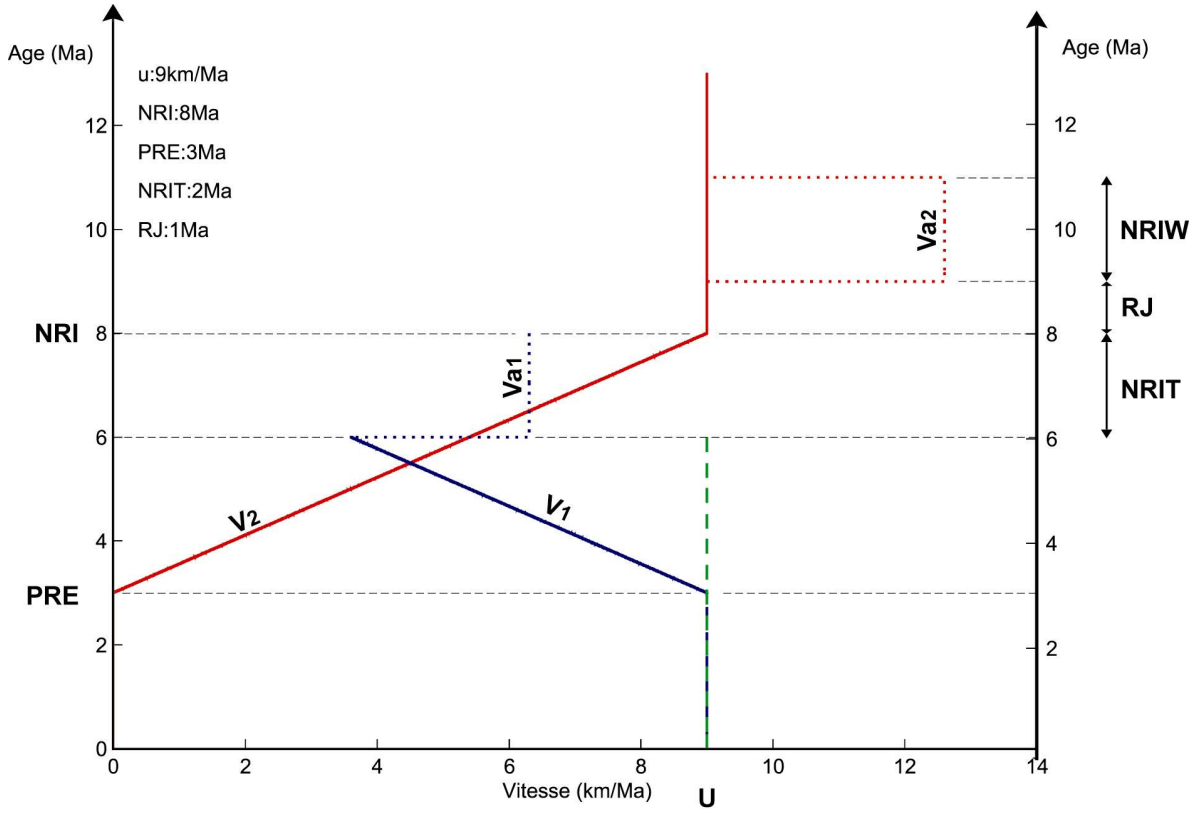


Figure III-6: Simulation des vitesses d'accrétion finales consécutives à un saut de rift.
La courbe de vitesse d'accrétion du paléo-rift est en rouge, celle du nouveau rift est en bleu. Leur somme est représentée en vert.
NRI: Initiation du Nouveau Rift; PRE: Extinction du Paléo-Rift; NRIW: Largeur de la zone affectée par l'Initiation du Nouveau Rift; RJ: distance entre l'axe du paléo-rift et le bord ouest de la zone affectée par l'initiation du nouveau rift; NRIT: durée d'extension nécessaire pour arriver à la rupture; U: demi-vitesse de divergence des plaques; V_1: demi-vitesse d'accrétion du nouveau rift; V_2: demi-vitesse d'accrétion du paléo-rift, V_{a1}: demi-vitesse d'accrétion apparente du nouveau rift; V_{a2}: demi-vitesse d'accrétion apparente du paléo-rift.

Pour le paléo-rift, la diminution de vitesse depuis le NRI est clairement visible (Figure III-6). Avant le NRI, la vitesse d'accrétion du paléo-rift est constante sur son flanc ouest, mais il a été enregistré sur son flanc est l'intrusion du nouveau rift dont résulte la vitesse apparente V_{a2} (Figure III-6). La courbe bleue du nouveau rift montre une progression constante de la vitesse d'accrétion entre la fin du NRIT et le PRE (Figure III-6). La vitesse apparente V_{a1} est aussi indiquée. Depuis la fin du NRIT, la somme de demi-vitesses $V_1(t)$ et $V_2(t)$ est égale à 9 km/Ma (courbe verte sur la Figure III-6); tout comme la demi-vitesse d'accrétion du nouveau rift depuis le PRE.

Les sommes des distances accrétées au cours du temps telles qu'elles apparaissent aujourd'hui sont représentées sur la Figure III-7. Pour cette simulation, les mêmes paramètres que ceux indiqués précédemment ont été considérés. Cette représentation est plus proche de la réalité car les distances accrétées calculées tiennent compte des variations progressives des vitesses d'accrétion du paléo-rift et de nouveau rift (vitesses V_2 et V_1) ainsi que de la largeur de la zone affectée lors de l'initiation du nouveau rift (NRIW dans l'espace temps).

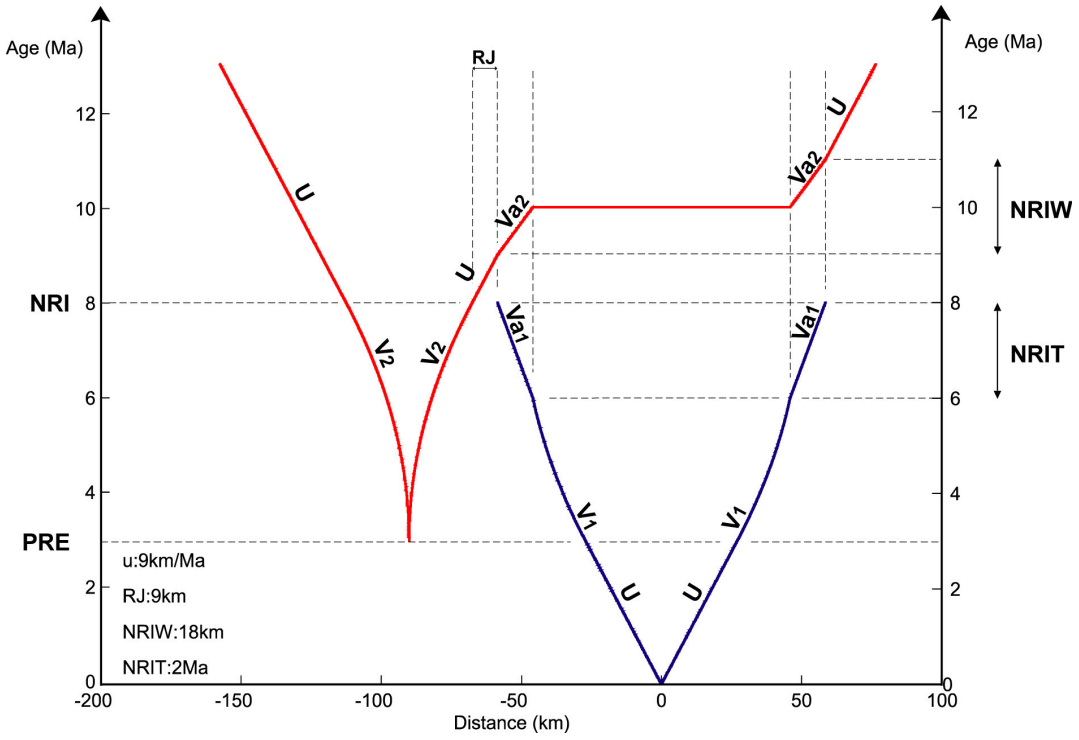


Figure III-7: Simulation des distances accrétées à l'état final pour un saut de rift.
La courbe de vitesse d'accrétion du paléo-rift est en rouge et celle du nouveau rift est en bleu.
NRI: Initiation du Nouveau Rift; PRE: Extinction du Paléo-Rift; NRIW: Largeur de la zone affectée par l'Initiation du Nouveau Rift; RJ: distance entre l'axe du paléo-rift et le bord ouest de la zone affectée par l'initiation du nouveau rift; NRIT: durée d'extension nécessaire pour arriver à la rupture; U: demi-vitesse de divergence des plaques; V_1: demi-vitesse d'accrétion du nouveau rift; V_2: demi-vitesse d'accrétion du paléo-rift, V_{a1} et V_{a2}: demi-vitesse d'accrétion apparente du nouveau rift et du paléo-rift.

L'application de ce modèle, certainement plus représentatif du processus de saut de rift, devrait permettre une description très précise du saut de rift ayant eu lieu en Islande. Cependant, il suppose de disposer d'un nombre de données supérieur à celui dont nous disposons actuellement.

5.2 Influence d'un paléo-paléo-rift sur le modèle de vitesses

Antérieurement au saut de rift considéré jusqu'à présent, un premier saut de rift a eu lieu dans le Nord de l'Islande. Le seul élément de ce premier saut de rift à avoir été reconnu est la discordance à l'ouest du paléo-rift de Skagafjördur, le long de la côte ouest de la péninsule du Nord-Ouest (Figure I-31). L'axe du "paléo-paléo-rift" est considéré comme étant situé au large de cette péninsule. Hormis l'âge des plus anciennes laves du paléo-rift préservées et datées de 15-16 Ma, on ne dispose d'aucun âge absolu afin de caractériser ce saut de rift. Il est tout de même proposé une nouvelle version du modèle théorique de vitesses de saut de rift qui prend en considération l'existence d'un "paléo-paléo-rift (Figure III-8).

Pour des raisons de simplicité, ce nouveau modèle n'intègre pas les notions supplémentaires de variations de vitesses développées dans le chapitre précédent. Il est cependant fondé sur les mêmes considérations, à savoir qu'à tout instant, la somme des vitesses doit être égale à la vitesse de divergence des plaques et donc que la vitesse d'extension d'un rift diminue lors de l'initiation d'un nouveau rift. Ainsi, les demi-vitesses du paléo-paléo-rift diminuent et évoluent de ½U à $½V_4$ lors de l'initiation du paléo-rift (IPR) sur le flanc est du paléo-paléo-rift. Le nouveau rift (le paléo-rift actuel) accrète avec des demi-vitesses $½V_3$, de telle façon que $V_3+V_4=U$ (Figure III-8). A l'extinction du paléo-paléo-rift (EPPR), les demi-vitesses d'accrétion du paléo-rift augmentent et deviennent égales à ½U (Figure III-8). A ce moment-là, on se retrouve dans la même configuration que celle évoquée dans le chapitre III.4.

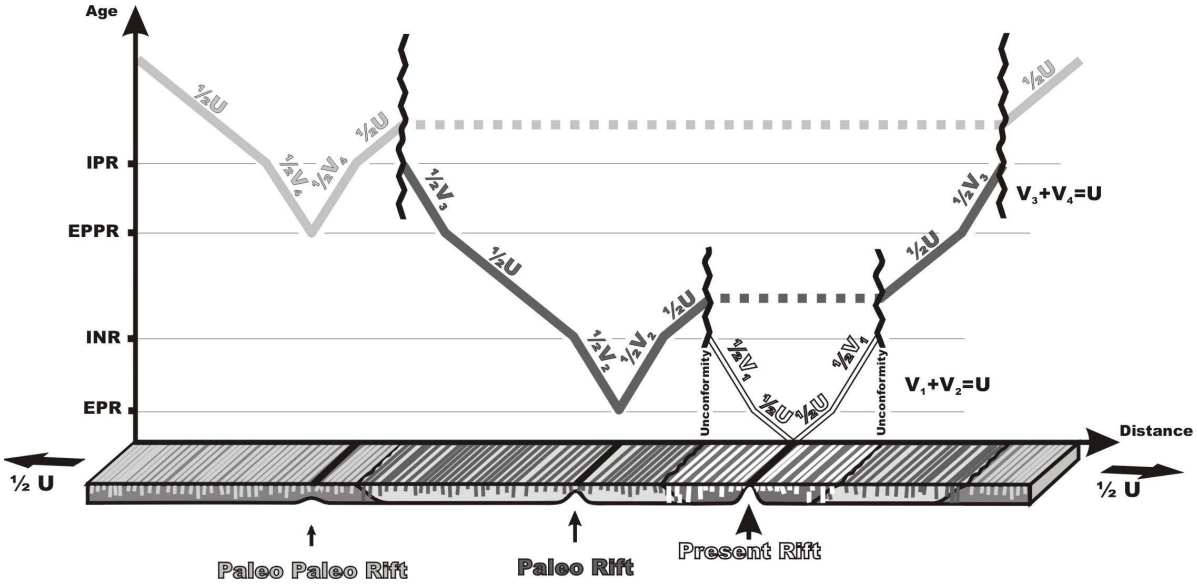


Figure III-8: Modèle de vitesses intégrant deux sauts de rift consécutifs.
Ce modèle reprend le même principe que le modèle proposé dans le chapitre III.4 (Fig. 4). Les positions des dykes sont indiquées dans le bloc diagramme tandis que leurs âges sont donnés en abscisses. Les dykes dans le bloc diagramme et sur le graphique sont en gris clair quand ils sont issus du paléo-paléo-rift, en gris foncé quand ils sont issus du paléo-rift et en blanc quand ils sont issus du rit actuel. IPR: Initiation de Paléo-Rift, EPPR: Extinction du Paléo-Paléo-Rift, INR: Initiation du Nouveau Rift, EPR: Extinction du Paléo-Rift.

L'existence d'un paléo-paléo-rift a été invoquée comme l'explication la plus plausible pour interpréter l'âge obtenu pour l'échantillon 00-F6 (voir le chapitre III.4). Le dyke d'où provient cet échantillon aurait été émis par le paléo-paléo-rift. Il se serait retrouvé isolé parmi un lambeau de croûte du même paléo-paléo-rift au milieu de croûte émise par le paléo-rift. Sur la Figure III-8, ce dyke serait sur le trait en pointillés de la courbe de vitesses du paléo-paléo-rift (en maintenant l'approximation d'une différence d'âge quasi nulle de part et d'autre de la discordance).

La succession de sauts de rift va ainsi avoir tendance à juxtaposer des dykes originaires de rifts différents ou encore à provoquer des changements de vitesse difficilement décelables pour le degré de précision de nos données. Une des conséquences directes en sera la difficulté d'établir si le paléo-rift accrètait de façon symétrique ou asymétrique lorsqu'il fonctionnait seul. L'alternative, qui consisterait à établir si l'accrétion est symétrique ou asymétrique à partir de datations de dykes provenant de la partie de la Zone Volcanique Nord accrétée depuis l'extinction du paléo-rift, paraît difficilement réalisable étant donné le peu de dykes portés à l'affleurement par l'érosion. Pourtant, la connaissance de ce paramètre de symétrie ou d'asymétrie permettrait de valider certains résultats. En effet, la valeur de la dérive totale de la frontière de plaques est le résultat de la somme entre la dérive absolue

d'une dorsale (par rapport au point chaud) et une éventuelle asymétrie d'accrétion qui augmentera ou diminuera la valeur de la dérive absolue (suivant le côté où la vitesse d'accrétion est la plus grande). Or cette dérive totale doit pouvoir correspondre à la longueur du saut de rift.

5.3 Le déclenchement du saut de rift: un *pulse* du point chaud?

Même si l'agencement en échelons vers l'ouest des différents faisceaux de fractures qui la composent (Figure I-10) fait penser à une dérive vers l'ouest des systèmes volcaniques, la ZVN, étant actuellement dans l'axe du point chaud islandais, n'aurait que très peu dérivé par rapport à celui-ci depuis le saut de rift que nous avons caractérisé à 8-8.5 Ma.

Cette quasi-absence de dérive vers l'ouest de la ZVN suppose une très forte asymétrie d'accrétion de la ZVN depuis son initiation: la plaque américaine devant avoir une "vitesse d'accrétion" (par rapport à l'axe du rift) largement supérieure à celle de la plaque eurasiatique pour compenser la tendance naturelle de dérive de la frontière de plaques. Par exemple, une immobilité totale de la ZVN par rapport au point chaud exigerait une différence des vitesses d'accrétion égale à la vitesse de dérive d'un rift à accrétion symétrique. Cette situation d'accrétion fortement asymétrique semble avoir été réalisé entre 8.5 et 3 Ma. En effet, l'accrétion sur le flanc ouest de la ZVN a été de 20.05 ± 1.8 km/Ma alors qu'elle n'a été que de 8.8 ± 0.7 km/Ma sur son flanc est (vitesses provenant des résultats obtenus au chapitre III.4) durant cette période.

Le fait que le point chaud arrive actuellement "à retenir" la ZVN, l'asymétrie d'accrétion n'étant qu'une conséquence de l'immobilité de la ZVN, pose alors le problème de savoir pourquoi le point chaud l'a déjà laissée "s'enfuir" par le passé et pour quelle raison le saut de rift vers l'est n'a eu lieu qu'au bout de 10 km de dérive? En effet, Schilling (1991) a montré que l'interaction entre une dorsale et un point chaud pouvait se poursuivre sur des distances supérieures à 1000 km. Une hypothèse qui semble plausible revient à considérer des variations de l'intensité de fonctionnement du point chaud. Une baisse de l'intensité de fonctionnement du point chaud aurait permis à la dorsale de s'en éloigner, alors qu'une augmentation de son intensité aurait déclenché le saut de dorsale vers l'est. La quasi-absence de dérive de la ZVN depuis son initiation suppose donc que l'activité du point chaud est restée en permanence supérieure à la valeur seuil en dessous de laquelle le point chaud n'aurait plus

été capable de retenir la ZVN. Ces variations d'intensité du point chaud sont compatibles avec les *pulses* du point chaud responsables des structures en chevrons décrites le long de la dorsale de Reykjanes (voir le chapitre I.1.2.2).

CHAPITRE IV

DEFORMATIONS DU NORD DE L'ISLANDE ET IMPLICATIONS SUR L'EVOLUTION TECTONIQUE DE L'ISLANDE

CHAPITRE IV. DEFORMATIONS DU NORD DE L'ISLANDE ET IMPLICATIONS SUR L'EVOLUTION TECTONIQUE DE L'ISLANDE

Les relations spatio-temporelles des différentes étapes du dernier saut de rift, présentées dans le chapitre précédent, sont ici confrontées aux diverses observations structurales réalisées dans la partie nord de l'Islande. Il s'agit dans un premier temps de caractériser l'évolution tectonique de cette région. Les résultats obtenus seront, dans un second temps, intégrés à l'analyse de l'ensemble de l'Islande, afin de proposer un schéma évolutif synthétique.

1. Les déformations dans le Nord de l'Islande

Le sens de propagation du nouveau rift ou de retrait du paléo-rift ainsi que le fonctionnement de la partie centrale de l'Islande accommodant le décalage entre la ZVN et la ZVO sont des facteurs géologiques directement liés au processus de saut de rift et qui peuvent avoir une forte influence sur les déformations finies dans le Nord de l'Islande. Pour cette raison, ils seront étudiés dans la première partie de ce chapitre. Dans un deuxième temps, les diverses déformations observées seront analysées. Ces analyses s'appuieront principalement sur des mesures de pendage et de fracturation.

1.1 Sens de propagation du nouveau rift et de retrait du paléo-rift

On peut supposer que la propagation de la Zone Volcanique Nord, consécutive au saut de rift, s'est faite depuis le "cœur" du point chaud islandais vers l'extérieur, donc vers le nord. Ce sens de propagation a déjà été proposé par Bergerat et al. (1992), Gudmundsson et al. (1993), Rögnvaldsson et al. (1998) et Bergerat et Angelier (1999). Le même style de propagation, consécutif à un saut de dorsale, a aussi été décrit, par exemple, pour la propagation de la dorsale de Cocos-Nazca depuis le point chaud des Galápagos (Wilson et Hey, 1995). Par ailleurs, certaines observations de terrain peuvent nous renseigner sur le sens de retrait du paléo-rift de Skagafjördur. On a vu que l'extinction de ce paléo-rift remonte à

environ 3 Ma (cf. chapitre III.4). Elle est pratiquement synchrone de la limite, datée à 3.3 Ma, entre les séries islandaises tertiaire et plio-pléistocène. Les laves plio-pléistocènes présentes à l'extrémité nord de la péninsule de Skagaheidi (Figure I-10) sont âgées de 0.7 ± 0.7 Ma à 2.6 ± 0.8 Ma (Figure III-3). Leur surface forme une étendue plane de faible altitude (100-150 m) qui vient buter, au sud, sur de forts reliefs (600-750 m) composés de laves tertiaires fortement érodées. La présence de volcans de faible dimension dans les laves plio-pléistocènes laisse à penser que celles-ci sont d'origine locale. De plus, si ces laves plio-pléistocènes provenaient des zones actives présentes plus au sud (les actuels volcans du Hofsjökull et Langjökull), elles auraient du être incisées par l'importante érosion glaciaire qui a affecté l'ensemble de la péninsule de Skagaheidi et qui a fait disparaître la grande majorité des laves plio-pléistocènes émises depuis le sud. Il s'agit donc probablement de laves émises localement et qui, de par leur âge, ont probablement été engendrées par le paléo-rift lors de son retrait vers le nord.

Par contre, les buttes témoins de laves plio-pléistocènes situées dans les parties centrales et méridionales de la péninsule de Skagaheidi (Figure I-10) sont probablement les reliquats laissés par l'érosion glaciaire de coulées de laves émises par ce qui devait correspondre aux actuels volcans Langjökull et Hofsjökull. La vaste couverture de laves plio-pléistocènes à proximité de ces volcans (Figure I-10) témoigne de l'importante activité volcanique à cette époque au sud du paléo-rift de Skagafjördur. S'il existait une zone à forte activité volcanique au sud du paléo-rift de Skagafjördur lors de son abandon et si l'on considère que le retrait se fait suivant un gradient d'intensité de l'activité volcanique, de la plus faible vers la plus élevée, il paraît alors difficile de ne pas envisager également un retrait du paléo-rift de Skagafjördur vers le sud. Le paléo-rift de Skagafjördur s'est donc retiré simultanément vers le sud et vers le nord. Ce retrait à double sens, dont l'initiation n'est ni datée dans le processus de saut de rift, ni localisée le long de l'axe du paléo-rift, implique une organisation complexe des centres d'accrétion, supposée en recouvrement avec ceux de la Zone Volcanique Nord qui progressent vers le nord depuis l'initiation du saut de rift. L'initiation de la Zone de Fractures de Tjörnes, attestée par la mise en place de dykes parallèles à la FHF, est quasi-synchrone de l'initiation de la Zone Volcanique Nord. En effet, un dyke parallèle à la Faille d'Húsavík-Flatey date de 8.1 ± 0.7 Ma alors que l'initiation de la NVZ date de 8-8.5 Ma (cf. chapitre III.4). Cette quasi-simultanéité implique une propagation rapide de la Zone Volcanique Nord vers le nord. Le développement de zones transformantes sensu stricto, même temporaires, entre la dorsale de Kolbeinsey et la Zone Volcanique Nord au cours de la propagation vers le nord de cette dernière semble donc peu probable.

1.2 Rôle et évolution de la zone volcanique du centre de l'Islande

La connexion entre les différentes zones d'accrétion est relativement claire pour la limite septentrionale de la partie nord de l'Islande: la Zone de Fractures de Tjörnes relaie la Zone Volcanique Nord et la dorsale de Kolbeinsey. En revanche, la situation paraît nettement plus compliquée pour la limite méridionale du Nord de l'Islande. La principale difficulté rencontrée est liée au rôle et à l'évolution de ce que l'on pourrait appeler la "zone volcanique du centre de l'Islande".

La zone volcanique du centre de l'Islande marque la frontière entre les parties nord et sud de l'Islande où l'évolution des zones d'accrétion ne s'est pas faite de façon identique. Ainsi, lors de l'initiation de la Zone Volcanique Nord datée à 8-8.5 Ma (cf. chapitre III.4), dans la partie Sud de l'Islande l'extension était localisée le long du paléo-rift de Snaefellsnes (cf. chapitre I.5.2.2). Elle a ensuite eu lieu, à partir de 6-7 Ma, le long de la Zone Volcanique Ouest avant d'être progressivement transférée, au cours des 2-3 derniers Ma, vers la Zone Volcanique Est (Figure I-10). Ainsi, alors que la Zone Volcanique Nord restait la seule zone d'accrétion dans la partie Nord de l'Islande, deux sauts de rift transféraient l'accrétion du paléo-rift de Snaefellsnes à la Zone Volcanique Ouest puis à la Zone Volcanique Est dans la partie sud de l'Islande

D'anciens systèmes volcaniques correspondants aux actuels Langjökull et Hofsjökull (Figure I-10) pouvaient former un ensemble en échelon à composante décrochante sénestre relayant les mouvements relatifs des parties nord et sud de l'Islande.

Depuis l'initiation de la Zone Volcanique Est (2-3 Ma), il n'y a plus de décalage entre celle-ci et la Zone Volcanique Nord. Toutefois, il existe toujours une différence de taux d'accrétion liée à la distribution de l'accrétion entre les Zones Volcaniques Ouest et Est dans le Sud de l'Islande alors que la Zone Volcanique Nord fonctionne seule dans le Nord depuis l'extinction du paléo-rift de Skagafjördur datée de 3 Ma. La zone volcanique du centre de l'Islande participe très certainement à l'accommodation des différences cinématiques entre les moitiés nord et sud de l'Islande, et donc, d'une façon encore indéterminée à ce jour, à un mouvement transformant vraisemblablement diffus entre ces deux zones.

On ne dispose que de relativement peu de données concernant les actuels systèmes volcaniques de la zone volcanique du centre de l'Islande. Le Langjökull, peu actif à

l'Holocène, est la terminaison septentrionale de l'actuelle Zone Volcanique Ouest (Figure I-10). C'est le plus récent système volcanique d'un ensemble actif depuis 16 Ma (Figure I-32). Il semble être relativement indépendant de la Zone Volcanique Ouest puisque l'initiation des parties centrale et septentrionale de cette dernière ne remonte qu'à 6-7 Ma (Figure I-32). Le système volcanique du Langjökull est composé d'un volcan central auquel est associé un faisceau de fractures de dimension limitée qui est composé de failles normales et de fissures éruptives. Ce faisceau de fractures est de directions NW-SE et N-S respectivement au sud et au nord du volcan central (Piper, 1973).

Le système volcanique du Hofsjökull correspond à deux volcans, dont un très important volcan bouclier, auxquels est associé un important faisceau de fractures holocènes de direction NNW-SSE qui se prolonge jusqu'à la côte nord de l'Islande (Johanesson et Saemundsson, 1989). On ne dispose que de relativement peu d'informations concernant l'activité de ce système volcanique, principalement en ce qui concerne le moment de son initiation et en ce qui concerne l'activité tectonique le long de son faisceau de fractures septentrionales.

La présence de failles et de quelques fissures éruptives, de direction générale E-W, entre le Langjökull et le Zone Volcanique de Snaefellsnes (Walker, 1975; McDougall et al., 1977; Johanesson et Saemundsson, 1998; Kodayar et Einarsson, 2002) peut faire penser au développement d'une véritable zone de cisaillement E-W à travers toute la partie centrale de l'Islande. La réactivation depuis 2-3 Ma de la Zone Volcanique de Snaefellsnes s'intégrerait alors dans ce processus.

1.3 Evolutions du pendage des laves

Les principales mesures de pendage des coulées de laves disponibles dans la littérature ou effectuées au cours des missions de terrain sont reportées sur la Figure IV-1. On y retrouve les principales caractéristiques du pendage des laves déjà évoquées précédemment (cf. chapitres I.3, I.5.1 et III.1). D'une manière générale, les laves plongent vers l'axe de la Zone Volcanique Nord ou celui de la synforme de Húnafloí-Skagi (Figure IV-1).

Le contact entre les laves issues de la Zone Volcanique Nord et celles issues du paléo-rift de Skagafjördur est marqué par les discordances angulaires est et de Flateyjarskagi. Les zones de flexure, associées à ces discordances, et correspondant à un basculement de plus de

10° des laves du paléo-rift de Skagafjördur sous le poids de celles émises par la Zone Volcanique Nord sont aussi visibles (Figure IV-1). L'antiforme d'Eyjafjördur marque le basculement des laves, depuis une direction initiale vers l'axe du paléo-rift jusqu'à une direction finale vers la Zone Volcanique Nord (Figure IV-1).

Malgré une bonne corrélation entre ce schéma général et les différentes données de pendage, un certain nombre d'incohérences majeures méritent d'être relevées. Ainsi, le long de la côte est de l'Islande, malgré la tendance générale des laves issues du paléo-rift à plonger vers la Zone Volcanique Nord, de nombreuses données semblent ne pas être en accord avec ce schéma (Figure IV-1). Des perturbations locales des pendages induites par la présence de volcans centraux, bien qu'aucun n'affleure actuellement dans les zones concernées, pourraient expliquer de telles incohérences.

Du côté ouest de la Zone Volcanique Nord et abstraction faite des pendages le long des côtes nord des péninsules de Flateyjarskagi et de Tröllaskagi qui sont affectées par le fonctionnement de la FHF (cf. chapitre II), la tendance des laves à être inclinées vers la synforme de Húnafloí-Skagi souffre quelques exceptions. Une antiforme et une synforme d'axes N-S ont ainsi été reconnues respectivement le long de la péninsule de Skagaheidi et dans le fjord de Skagafjördur (Figure IV-1). Ces structures avaient déjà été mentionnées par Kristjansson et al. (1992). Ces mêmes auteurs avaient aussi déjà signalé l'existence d'une zone de flexure de direction NNW-SSE le long de la partie sud-ouest de la péninsule de Skagaheidi (Figure IV-1). Les pendages, généralement vers le WSW, y atteignent 30°. Une autre zone de flexure, de direction NNE-SSW, correspondant à de forts pendages vers l'ESE existe à la base de la péninsule du Nord-Ouest (Johanesson et Saemundsson, 1998). L'origine de ces deux zones de flexure n'a jamais été clairement établie, même en considérant que le paléo-rift était situé le long de la synforme de Húnafloí-Skagi. Dans la péninsule de Tröllaskagi, la direction générale du pendage des laves est W-SW mais évolue nettement au S-SSE dans les parties sud et sud-est de la péninsule (Figure IV-1). L'axe de l'antiforme d'Eyjafjördur, marquant la distinction entre ces deux ensembles, a ainsi été continué partiellement au travers de la péninsule de Tröllaskagi (Figure IV-1).

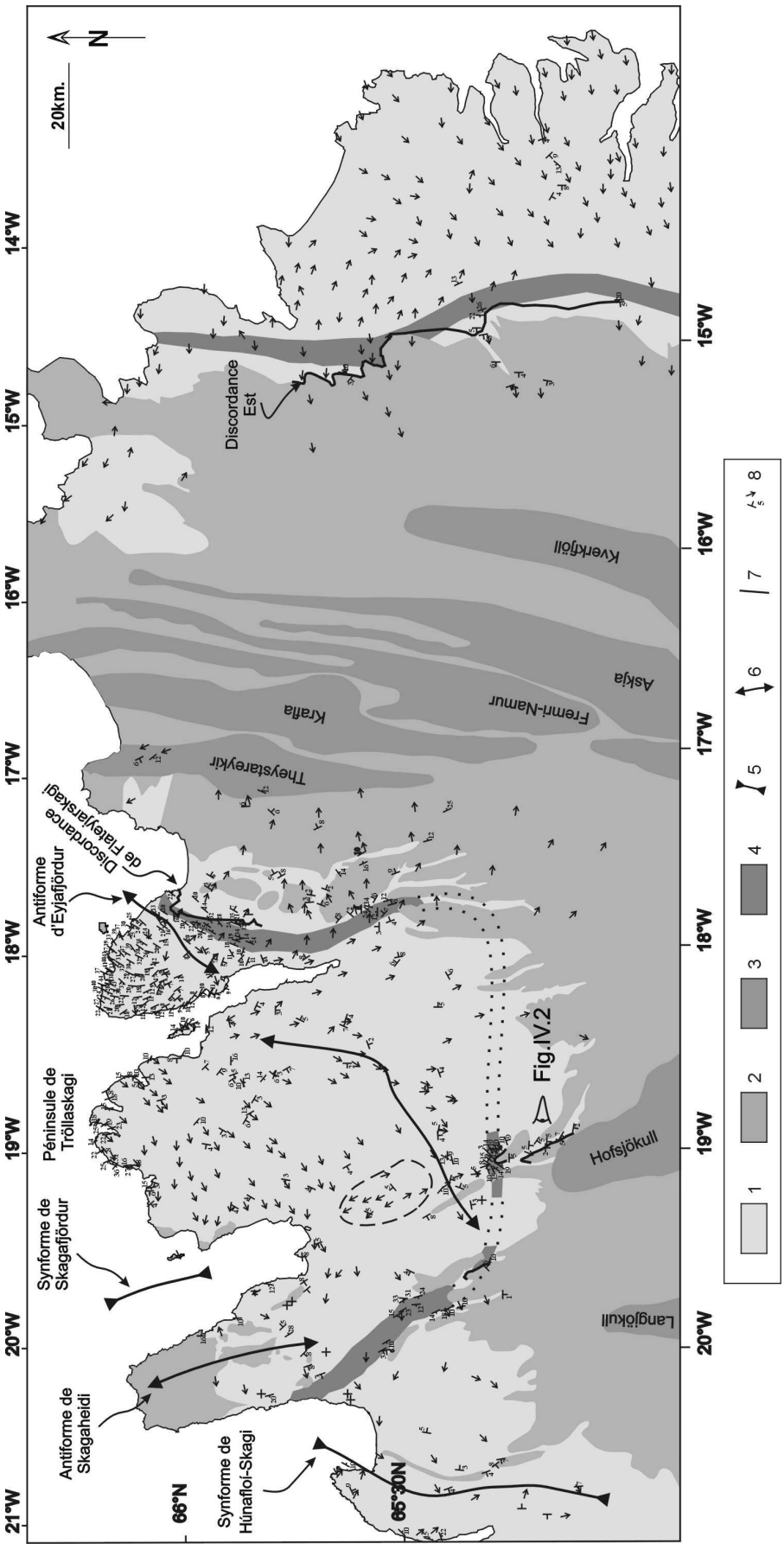


Figure IV-1: Carte des mesures de pendage et des principales discordances angulaires de la partie nord de l'Islande.
1: Basaltes des séries tertiaires; 2: Basaltes des séries pliocènes à holocènes; 3: Faisceau de fractures actif; 4: Zone de flexure; 5: Axe de synforme; 6: Axe d'antiforme; 7: Discordance angulaire; 8: Direction de pendage, avec ou sans valeur d'intensité. La localisation de l'affleurement montré sur la Figure IV-2 est indiquée.
Carte établie d'après les mesures de l'auteur, des mesures non publiées relevées par J. Angelier, F. Bergerat et O. Dauteuil en 1993 et les données publiées de Saemundsson (1974; 1978); Saemundsson et al. (1980); Young et al. (1985); Gudmundsson (1995b); Johanesson et Saemundsson (1998).

Au sud des péninsules de Tröllaskagi et de Skagaheidi, les basaltes plio-pléistocènes reposent en discordance angulaire sur les basaltes tertiaires (Figure IV-1). Le long de la rivière Hofsá (Figure IV-2), des basaltes plio-pléistocènes à faibles pendages vers le sud, c'est-à-dire vers les centres volcaniques d'où ils sont sensés provenir, sont en discordance angulaire avec des basaltes tertiaires ayant des pendages de 5° vers le sud dont ils sont séparés par environ 7-8 mètres de sédiments fluvio-glaciaires. Dans le même secteur, des laves tertiaires, flexurées et dominées par des laves plio-pléistocènes en discordance angulaire ont aussi été reconnues en deux endroits (Figure IV-1). Les laves tertiaires y ont des pendages de 15-20° vers le sud tandis que les laves plio-pléistocènes y ont des pendages d'environ 5° vers le sud. Ces deux zones de flexure forment probablement un tout avec celle de Flateyjarskagi et celle définie au sud-ouest de Skagaheidi (Figure IV-1). La formation de cette zone de flexure continue ainsi que la formation de la zone de flexure à la base de la péninsule du Nord-Ouest s'expliquerait par la mise en place des laves issues de la Zone Volcanique Nord et de la zone volcanique du centre de l'Islande. Les pendages que l'on observe actuellement dans l'ensemble du Nord de l'Islande seraient en fait fortement influencés par la réorganisation des systèmes volcaniques consécutive au saut de rift.

Suivant cette hypothèse, la synforme de Húnafloí-Skagi correspondrait à l'axe médian d'une zone flexurée par la mise en place d'un important volume de laves plio-pléistocènes. L'absence quasi totale de laves plio-pléistocènes le long de cette synforme s'expliquerait par une importante érosion glaciaire; Bourgeois et al. (1998) ayant montré que d'importants courants de glace ont emprunté cette dépression. L'antiforme de Skagaheidi résulterait alors du basculement vers l'ouest de laves à pendage est émises par le paléo-rift de Skagafjördur, suivant le même principe que celui déjà considéré pour la formation de l'antiforme d'Eyjafjördur. Quant à la synforme du fjord de Skagafjördur, elle marquerait l'axe du paléo-rift de Skagafjördur. Le fait qu'elle ne soit pas marquée dans le prolongement à terre du paléo-rift pourrait s'expliquer par la forte perturbation des pendages mentionnée précédemment.

Un groupe de données de pendages, situé au sud-ouest de la péninsule de Tröllaskagi et entouré d'un trait discontinu sur la Figure IV-1, reste cependant problématique. Ces laves tertiaires pourraient correspondre à une perturbation locale de l'organisation des pendages mais aucune structure explicative, telle qu'un volcan, n'a été reconnue à proximité.

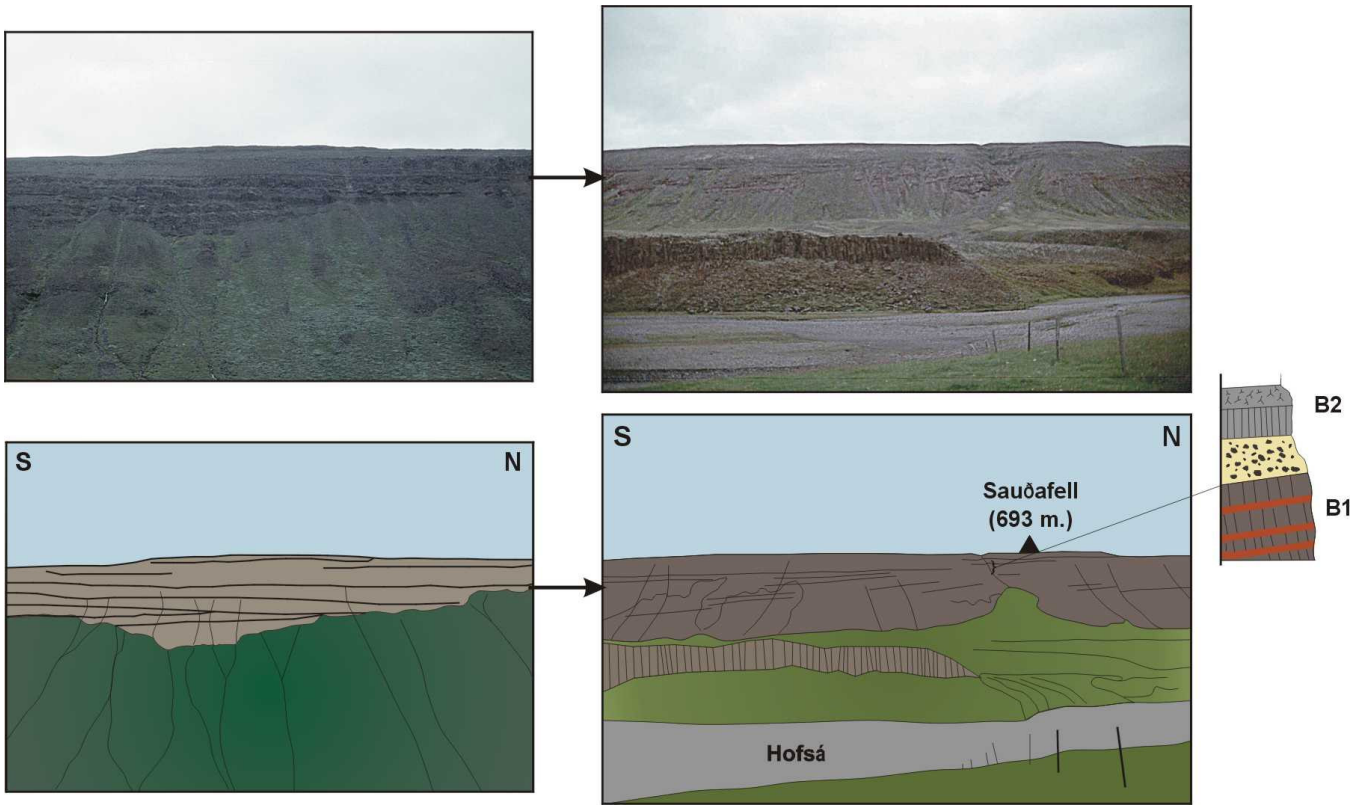


Figure IV-2: Discordance angulaire entre les laves plio-pléistocènes issues de la zone volcanique du centre de l'Islande et les laves tertiaires.
La photo de droite et son interprétation présente un point de vue d'ensemble de la discordance angulaire. Un point de vue plus détaillé de la discordance et son interprétation sont présentés à gauche tandis qu'un log, levé au niveau du contact discordant, est reporté dans la marge (basaltes tertiaires (B1) séparés des basaltes plio-pléistocènes (B2) par 7-8 mètres de dépôts sédimentaires). La localisation de cet affleurement est indiquée sur la Figure IV-1. A titre d'échelle, la falaise à l'aplomb du Saudafell fait environ 500 m. de dénivelé.

Sur la Figure IV-1, la surface couverte par les laves émises depuis la Zone Volcanique Nord apparaît clairement asymétrique. Cette asymétrie pourrait s'expliquer par le rempart que représente l'anticlinal d'Eyjafjördur pour l'épanchement vers l'ouest des laves de la ZVN alors qu'aucun obstacle de ce type n'existe à l'est de la Zone Volcanique Nord.

1.4 Les marques de l'extension

Les structures (dykes et failles) accommodant la divergence des plaques sont présentées respectivement sur la Figure IV-3 et la Figure IV-4. Elles présentent en très grande majorité des directions NNE-SSW. Ces directions, corroborées par les directions d'extension déduites de l'analyse des failles à stries (Figure IV-4), sont en accord avec celle de la divergence des plaques orientée N106°E. La direction d'extension apparaît ainsi inchangée

dans le Nord de l'Islande depuis 10 Ma au minimum. En effet, la direction des failles holocènes de la ZVN est identique à celle des failles normales dans les séries tertiaires et aux directions d'extension déduites de l'analyse de la fracturation mineure.

Toutefois, les dykes et les failles montrent, dans trois localités, des orientations différentes de ce schéma d'ensemble homogène. Il s'agit tout d'abord des dykes et des failles de direction WNW-ESE situés le long de la côte nord de la péninsule de Flateyjarskagi (Figure IV-3 et Figure IV-4). Leur mise en place résulte du fonctionnement de la faille d'Húsavík-Flatey (cf. le chapitre II). Le fonctionnement de cette faille a aussi provoqué une importante déformation le long de cette même péninsule; déformation qui est parfaitement illustrée par la rotation horaire des dykes (Figure IV-3). Dans les régions proches de l'axe du paléo-rift de Skagafjördur, les dykes ont plutôt une orientation générale N-S à NNW-SSE (Figure IV-3). Il en est de même pour les directions de failles (Figure IV-4). Même si l'on considère cette direction N-S à NNW-SSE des dykes et des failles comme significative de la direction finie de l'axe du paléo-rift de Skagafjördur, il semblerait qu'il ne s'agisse que d'une obliquité des structures par rapport à la direction d'extension qui paraît inchangée au vu des directions d'extension indiquées par les tenseurs de contraintes (Figure IV-4).

Des dykes et des failles normales de direction moyenne NW-SE ont également été mesurés dans les régions situées au nord du Hofsjökull et du Langjökull (Figure IV-3 et Figure IV-4). Ces structures correspondent à une extension moyenne NE-SW, donc de direction très oblique à celle liée au rifting. La majorité de ces dykes et de ces failles normales est située dans la zone de flexure définie à partir des pendages (cf. chapitre IV.1.3). La mise en place de ces dykes et le jeu de ces failles est alors interprétée comme étant liée à la flexuration de la pile de laves, qui s'accompagnerait donc d'une extension. Trois observations de dykes de directions compatibles avec celle du paléo-rift et recoupés par des dykes interprétés comme étant liés avec la flexuration de la pile de laves ont été faites. Il a aussi été possible, en un site, d'établir une relation chronologique entre la fracturation liée au processus de rifting et celle liée à la flexuration. Comme pour les dykes, il apparaît que la fracturation liée à la flexuration est postérieure au rifting. Ces observations renforcent l'hypothèse d'une flexuration de la pile de laves lors de la mise en place des laves plio-pléistocènes depuis la zone volcanique du centre de l'Islande et postérieure au retrait du paléo-rift.

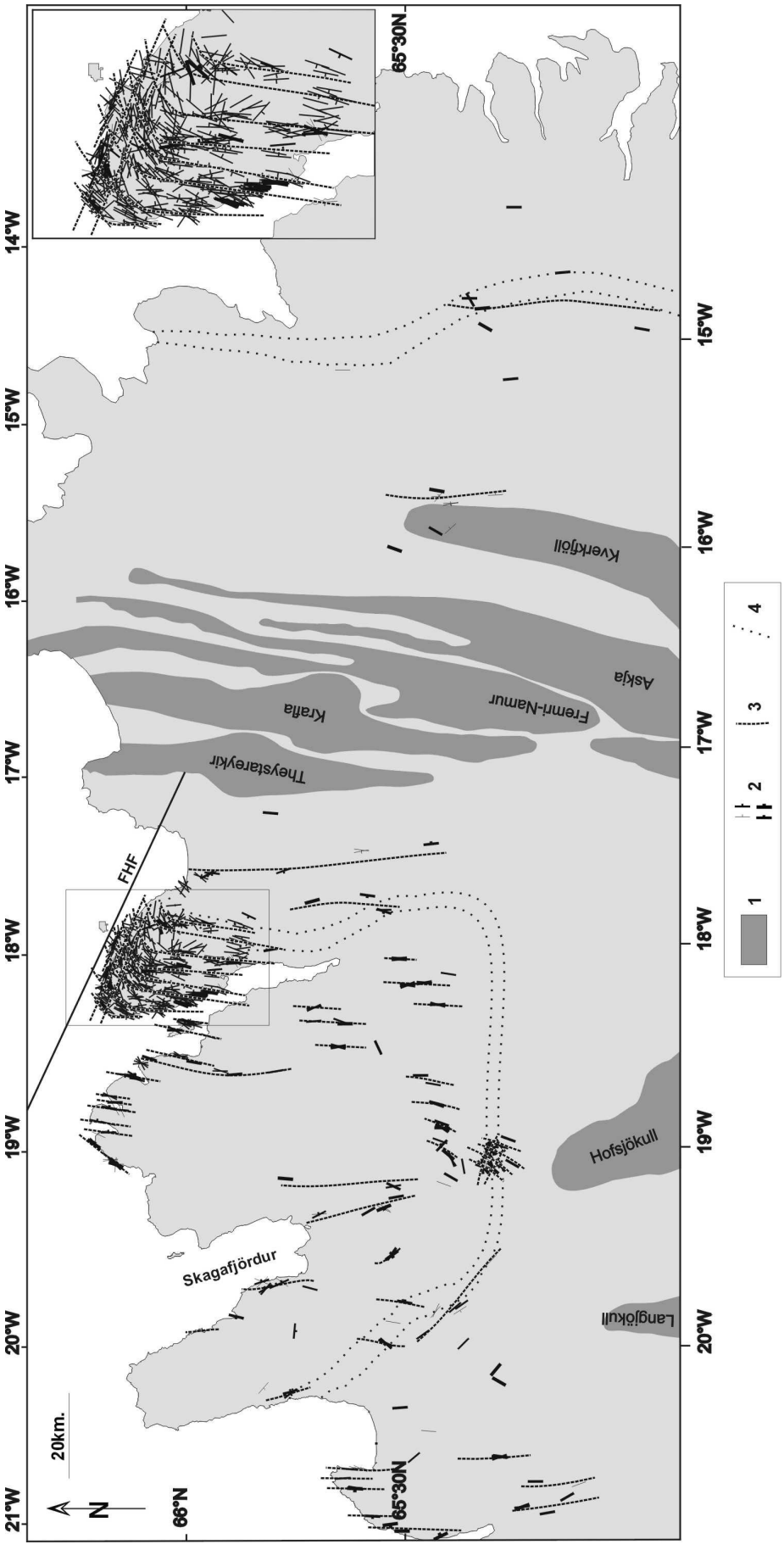


Figure IV-3: Carte de directions des dykes.
1: Faisceau de fractures actif; 2: Direction des dykes avec indication de la direction du pendage quand il n'est pas subvertical. La largeur des traits est proportionnelle à l'épaisseur des dykes (inférieure à 1m, entre 1 et 3 m, entre 3 et 6 m et supérieure à 6m); 3: Trajectoires des directions de dykes; 4: Limites des zones de flexure déduites des mesures de pendage. FHF: Faille d'Húsavík-Flatey. Pour plus de lisibilité, les dykes mesurés sur la péninsule de Flateyjarskagi sont indiqués dans un encart. Carte établie d'après les mesures provenant de ce travail et les données publiées de Young et al. (1985) et Langbacka et Gudmundsson (1995).

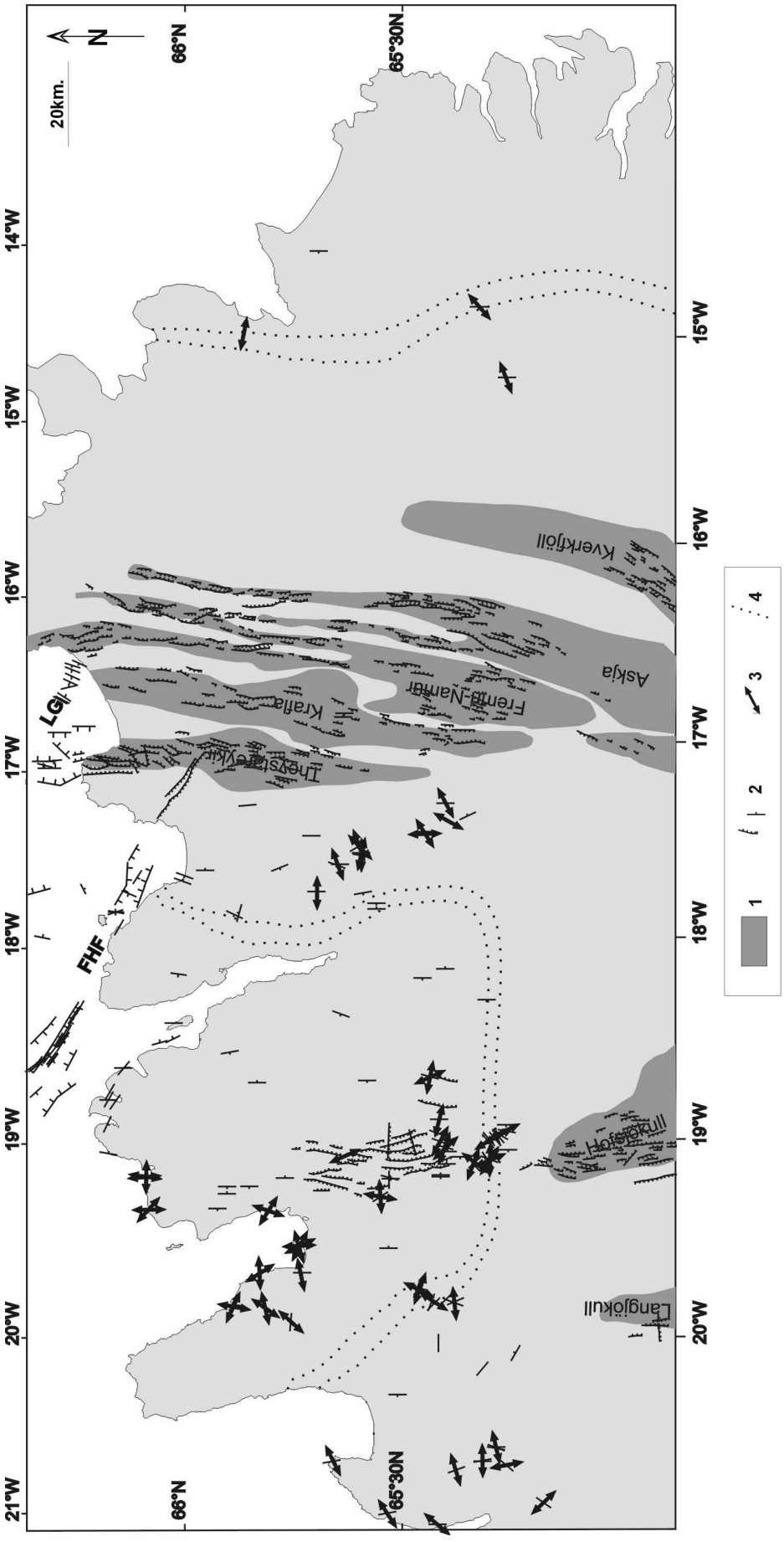


Figure IV-4: Mesures de failles.
1: Faisceau de fractures actif; 2: Failles majeures à composante normale; celles avec des barbules ont une activité holocène avérée; 3: Direction d'extension obtenue par l'inversion de stries; 4: Limites des zones de flexure déduites des pendages. FHF: Faille d'Húsavík-Flatey; LG: Linéament de Grímsey. Carte établie d'après les mesures provenant de ce travail et les données publiées de McMaster et al. (1977); Johanesson et Saemundsson (1989; 1998); Rögnvaldsson et al. (1998). Par souci de clarté, les tenseurs des contraintes mesurés le long de la Faille d'Húsavík-Flatey et déjà présentés au chapitre II, ainsi qu'un certain nombre de failles qui y ont été mesurées, n'ont pas été représentés de nouveau. Les tenseurs des contraintes obtenus à partir de l'analyse des stries sont détaillés dans l'Annexe I.

Des phénomènes locaux, tels que des injections radiales de dykes depuis un système volcanique (Gudmundsson, 1995), peuvent aussi expliquer certaines des données considérées. Quant au faisceau de failles normales très développé du Hofsjökull (Figure IV-4), aucune explication convaincante n'a pu être apportée sur son activité holocène (Johanesson et Saemundsson; 1998). D'autre part, l'influence structurale d'un système volcanique en échelons ou d'une zone transformante dans le centre de l'Islande n'a pas été étudiée spécifiquement dans le cadre de ce travail. Il n'a donc pas été possible de la mettre précisément en évidence.

1.5 Synthèse des déformations dans le Nord de l'Islande

Grâce à l'examen des déformations à différentes échelles, nous avons mis en évidence que les laves mises en place lors de la réorganisation des systèmes volcaniques liée au saut de rift ont provoqué une flexuration des laves tertiaires vers la Zone Volcanique Nord et vers les systèmes volcaniques du centre de l'Islande. Cette zone de flexure définit une ceinture autour des péninsules de Skagaheidi, de Tröllaskagi et de Flateyjarskagi (Figure IV-1). Cette profonde réorganisation structurale expliquerait la présence de la synforme de Húnafloí-Skagi, de l'antiforme de Skagaheidi et l'absence de synforme le long de la partie émergée du paléo-rift de Skagafjördur (Figure IV-1). La flexuration, postérieure au rifting, s'accompagnerait d'une déformation extensive. De plus, il semblerait que la direction finie de l'axe du paléo-rift de Skagafjördur ne corresponde pas exactement à celle de la Zone Volcanique Nord. Elle serait plutôt de direction N-S à NNW-SSE, mais cela ne semble avoir eu aucune influence sur le processus extensif. Il est aussi proposé que le paléo-rift de Skagafjördur se soit retiré de façon symétrique vers le nord et le sud et que la propagation de la Zone Volcanique Nord se soit faite vers le nord. En outre, les systèmes volcaniques du centre de l'Islande correspondent très certainement à une zone en relais composée de systèmes volcaniques disposés en échelon et accommodant les déplacements relatifs entre les parties nord et sud de l'île.

2. Evolution tectonique de l'Islande

Dans cette partie, une reconstruction tectonique de l'évolution de l'Islande au cours des derniers 8 Ma est proposée. Elle se fonde sur les reconstructions déjà présentées au chapitre

III.4 pour le Nord de l'Islande, sur les considérations développées au chapitre IV.1 ainsi que sur les données disponibles dans la littérature pour le Sud de l'Islande (cf. chapitre I.5). Les reconstructions pour la partie sud de l'Islande sont fondées uniquement sur les datations de coulées de laves (Figure I-31). Les sources de ces coulées pouvant être lointaines, les reconstructions proposées y sont plus incertaines (voir la discussion dans le chapitre III.4). Les importants changements apportés par nos résultats au modèle généralement admis pour la partie nord en sont une parfaite illustration. Deux autres facteurs d'importance, à savoir d'éventuelles asymétries d'accrétion et une estimation précise de la vitesse de dérive de la frontière de plaques manquent également pour contraindre davantage l'évolution tectonique de l'Islande. Dans ces différentes reconstructions, présentées de la plus ancienne à la plus récente, les zones actives des rifts sont considérées comme ayant une largeur négligeable. De plus, on fera l'hypothèse d'une absence totale de dérive de la ZVN depuis son initiation (cf. chapitre III.5.3).

2.1 Reconstruction de l'Islande il y a 8 Ma

Les plus vieilles coulées de laves situées à l'extrémité ouest de la péninsule du Nord-Ouest ayant 15-16 Ma (Figure I-31), le paléo-rift de Skagafjördur, dans le Nord de l'Islande, fonctionnait il y a 8 Ma depuis 7-8 Ma au minimum. Les laves émises par ce paléo-rift de direction N-S ont été légèrement basculées et plongent vers son axe (Figure IV-5A). Elles définissent de la sorte la synforme de Skagafjördur. De par la dérive vers l'ouest de la dorsale médio-Atlantique dans le référentiel des points chauds, l'axe du paléo-rift de Skagafjördur n'est plus aligné avec le point chaud islandais. Un saut de rift vers l'est, dont j'ai détaillé le mécanisme au chapitre III.4 et qui est daté à 8-8.5 Ma, a remis l'axe du rift Nord-islandais dans l'alignement du point chaud. La taille du saut de rift est probablement plus importante que la valeur de 9 km proposée, car cette valeur ne correspond en fait qu'à la distance entre l'axe du paléo-rift et la bordure ouest du nouveau rift (cf. chapitre III.5.1). Une variation de l'intensité de fonctionnement du point chaud pourrait avoir déclenché le saut de rift (cf. chapitre III.5.3). La propagation supposée vers le nord du nouveau rift, l'actuelle Zone Volcanique Nord, a été très rapide car la Faille d'Húsavík-Flatey, faille majeure de la Zone de Fractures de Tjörnes, est censée être mature depuis 8.1 ± 0.7 Ma. En effet, un dyke parallèle à la Faille d'Húsavík-Flatey, indiquant le développement de structures spécifiques à son

fonctionnement, a cet âge. Cette mise en place rapide de la Faille d'Húsavík-Flatey a d'importantes implications pour la reconstruction du développement de la Zone de Fractures de Tjörnes. Elle expliquerait le faible développement du Linéament de Dalvík situé plus au sud. Par contre, l'immaturité actuelle du Linéament de Grímsey (caractérisée par la réactivation de failles héritées du rifting et par l'absence de structures spécifiques à son fonctionnement transformant) est difficilement compréhensible dans un tel contexte de développement rapide de la FHF. En effet, l'initiation du Linéament de Grímsey résultant de la continuation vers le nord de la Zone Volcanique Nord, il est difficilement concevable que des structures spécifiques n'aient pu être développées en 8 Ma. A moins de faire l'hypothèse que la vitesse de propagation vers le nord de la ZVN se soit considérablement réduite après l'initiation de la FHF et que l'initiation du Linéament de Grímsey au sein de la Zone de Fractures de Tjörnes soit par conséquent très récente. Des données supplémentaires seraient nécessaires afin de mieux contraindre ce phénomène.

Dans le Sud de l'Islande, à la même époque (8 Ma), l'accrétion se fait le long du paléo-rift de Snaefellsnes. Celui-ci fonctionne alors depuis au minimum 2 Ma (Figure IV-5A). En effet, une coulée de lave située juste sous la discordance de Hredavatn, discordance qui marque le contact avec des laves mises en place postérieurement par la Zone Volcanique Ouest, a été datée à 9.4 ± 0.7 Ma (Figure I-31). Dans cette région, les laves plongent en direction de l'axe du paléo-rift de Snaefellsnes. Ne connaissant pas la vitesse de dérive de la frontière de plaques, ni les demi-vitesses d'accrétion respectives du paléo-rift de Snaefellsnes et des Zones Volcaniques Ouest et Est, il est impossible de localiser précisément ce paléo-rift. S'il était dans l'axe du point chaud, il est alors difficile de justifier les deux sauts de rift successifs qui ont conduit à la mise en place des Zones Volcaniques Ouest et Est alors qu'aucun saut de rift n'aura lieu dans le Nord de l'Islande après l'initiation de la Zone Volcanique Nord. D'un autre côté, si le paléo-rift de Snaefellsnes n'est pas connecté au point chaud, il faut alors expliquer pourquoi le saut de rift ayant conduit à l'initiation de la Zone Volcanique Ouest a eu lieu vers 6-7 Ma (cf. chapitre III.5.2.2) et pas en même temps que celui ayant eu lieu dans le Nord. Une solution pourrait être que l'initiation de la Zone Volcanique Ouest soit synchrone de celle de la Zone Volcanique Nord et qu'elle ait donc eu lieu vers 8-8.5 Ma. C'est cette solution qui a été représentée sur la Figure IV-5A.

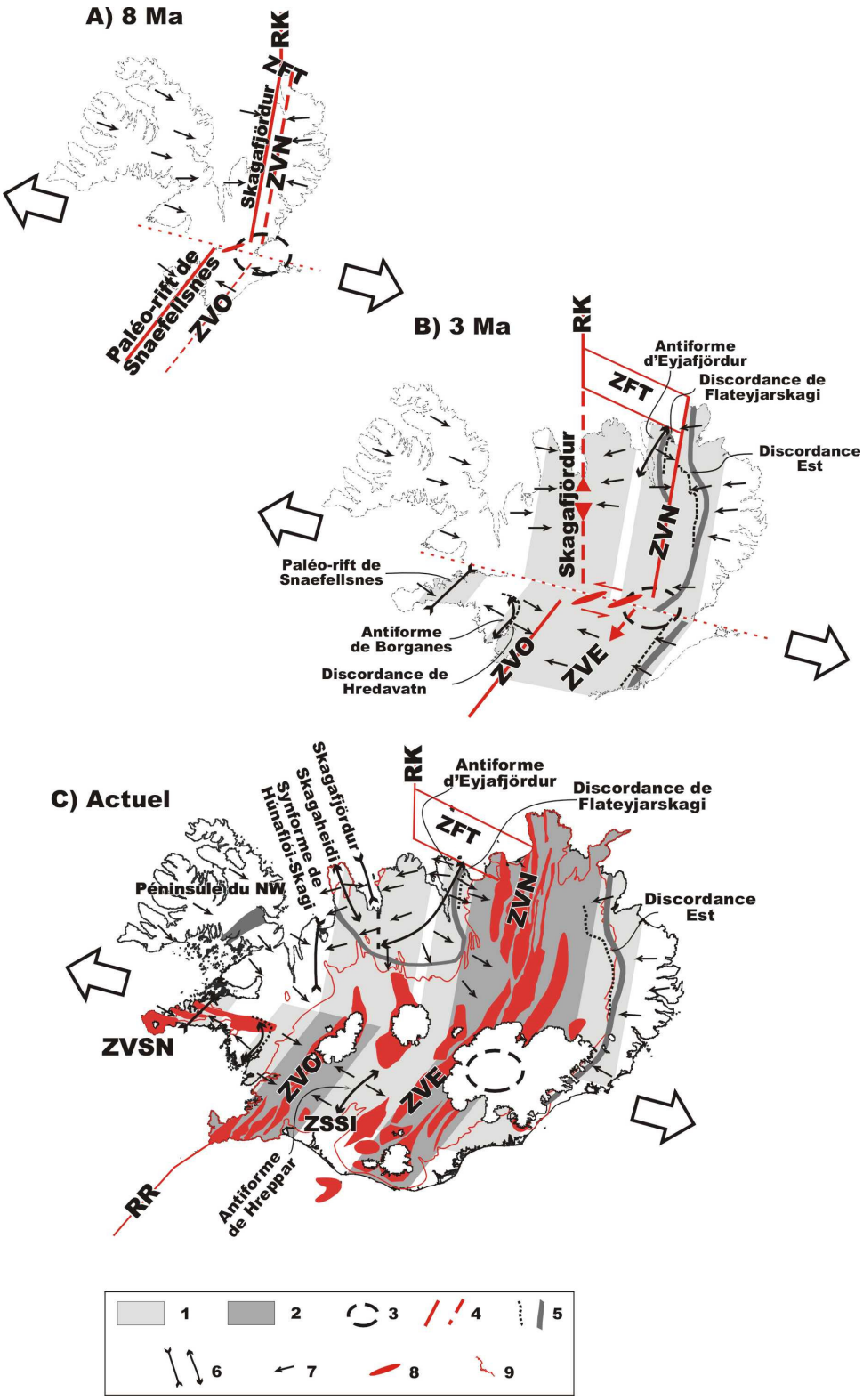


Figure IV-5: Reconstruction schématique de l'évolution tectonique de l'Islande.
1: Laves de 8 à 3 Ma; 2: Laves de moins de 3 Ma; 3: Apex du point chaud; 4: Segment actif (trait continu) ou en cours d'évolution (trait discontinu avec le sens de propagation ou de retrait indiqué par une flèche); 5: Discordance angulaire et Zone de flexure; 6: Axe de synforme et Axe d'antiforme; 7: Direction du pendage; 8: Système volcanique actif; 9: Limite des laves d'âge maximum plio-pléistocène; RK: Ride de Kolbeinsey; RR: Ride de Reykjanes; ZVN: Zone Volcanique Nord; ZVE: Zone Volcanique Est; ZVO: Zone Volcanique Ouest; ZFT: Zone de Fractures de Tjörnes; ZSSI: Zone Séismique Sud Islandaise; ZVSN: Zone Volcanique de Snaefellsnes. Aux stades a et b, les côtes ne sont indiquées que pour faciliter le repérage.

Dans le cas d'un décalage entre les paléo-rifts de Skagafjördur et de Snaefellsnes, la nature de la zone connectant ces deux paléo-rifts est incertaine. Cette zone pouvait correspondre à des structures volcano-tectoniques disposées en échelon (comme un paléo-Langjökull) absorbant une composante décrochante sénestre (Figure IV-5A). L'absence de datations précises dans la partie sud de l'Islande fait qu'il est très difficile actuellement de décrire avec précision, et à plus forte raison d'interpréter, les relations entre ces deux parties de l'île.

2.2 Reconstruction de l'Islande il y a 3 Ma

Dans le Nord de l'Islande, l'activité du paléo-rift de Skagafjördur a progressivement diminué, jusqu'à devenir quasiment nulle à 3 Ma. A cette époque, le paléo-rift est en train de se retirer vers le nord, en direction de la ride de Kolbeinsey, et aussi vers le sud, en direction de la zone volcanique du centre de l'Islande (Figure IV-5B). Son activité a progressivement été relayée par la Zone Volcanique Nord en essor depuis son initiation datée à 8-8.5 Ma. Les laves émises par la ZVN au cours de ces 5 Ma ont provoqué par leur poids la flexure des laves issues du paléo-rift de Skagafjördur (flexures de l'est et de Flateyjarskagi, antiforme d'Eyjafjördur) sur lesquelles elles reposent en discordance, par la discordances est et la discordance de Flateyjarskagi (Figure IV-5B).

La Zone Volcanique Nord étant supposée fixe dans le référentiel des points chauds depuis son initiation, il faut que le déplacement de la plaque Nord Amérique (NAM) au niveau de la ride de Kolbeinsey (somme de la demi-vitesse d'accrétion ${}_AV_{NAM}$ de la ride de Kolbeinsey et de sa vitesse de dérive absolue vers l'ouest ${}_DV_{RK}$, voir la Figure IV-6) soit égale au déplacement de la plaque à l'ouest de la Zone Volcanique Nord (somme de la demi-vitesse d'accrétion ${}_AV_{NAM}$ de la ZVN et de la vitesse d'accrétion totale (${}_AV_{NAM} + {}_AV_{EUR}$) du paléo-rift de Skagafjördur, voir la Figure IV-6) pour que le paléo-rift de Skagafjördur reste en continuité avec la ride de Kolbeinsey durant l'intervalle de temps considéré.

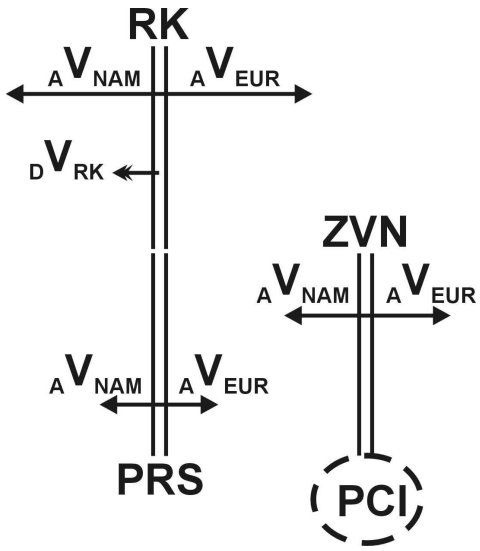


Figure IV-6: Conditions de continuité entre le paléo-rift de Skagafjördur et la ride de Kolbeinsey.
RK: Ride de Kolbeinsey; PRS: Paléo-Rift de Skagafjördur; ZVN: Zone Volcanique Nord; PCI: Point Chaud Islandais. ${}_{A}V_{NAM}$ et ${}_{A}V_{EUR}$: vitesses d'accrétion respectives des plaques Nord-Amérique et Eurasie; ${}_{D}V_{RK}$: vitesse de dérive de la ride de Kolbeinsey dans le référentiel des points chauds.

La valeur du déplacement de la ride de Kolbeinsey, sommée à la taille initiale du saut de rift, nous renseignerait sur la longueur de la Zone de Fractures de Tjörnes à cet instant. La présence de laves issues de la Zone Volcanique Nord au nord de la Faille d'Húsavík-Flatey (Figure IV-5B), et donc le fonctionnement de l'extrémité septentrionale de la Zone Volcanique Nord, implique probablement l'existence du Linéament de Grímsey à cette époque. Cela signifierait que le Linéament de Grímsey fonctionne depuis 3 Ma au minimum; ce qui pose à nouveau le problème de son immaturité actuelle.

Dans la partie sud de l'île, l'initiation de la Zone Volcanique Ouest a provoqué la flexuration des laves du paléo-rift de Snaefellsnes et la formation de l'antiforme de Borganes et d'une zone de flexure à l'est de la Zone Volcanique Ouest (Figure IV-5B). Les laves de la Zone Volcanique Ouest reposent en discordance sur les laves du paléo-rift de Snaefellsnes (discordance de Hredavatn et discordance probable à l'est de la Zone Volcanique Ouest) (Figure IV-5B). Une très forte asymétrie d'accrétion a été introduite dans la reconstruction du fonctionnement de la Zone Volcanique Ouest afin de tenir compte de la faible distance finale entre l'axe de la Zone Volcanique Ouest et l'Antiforme de Borganes (Figure IV-5B). Ainsi, il a été considéré que seulement 20% de l'accrétion a eu lieu sur le flanc ouest de la ZVO et 80% sur son flanc est. Cette forte asymétrie d'accrétion est probablement corrélable à l'importante dérive vers l'ouest de la Zone Volcanique Ouest. Les raisons de la différence

entre la partie Sud de l'île et la partie Nord, où l'on n'observe pas une telle dérive, sont inconnues. La zone volcanique du centre de l'Islande a certainement accommodé cette différence cinématique. Un paléo-Langjökull disposé en échelon et déjà évoqué précédemment assurerait partiellement ce rôle. A partir de 3 Ma, un nouveau saut de rift débute dans la partie sud de l'Islande (Figure IV-5B). Il conduira au développement de la Zone Volcanique Est qui se propage depuis le point chaud islandais vers le sud.

2.3 Evolution de l'Islande depuis 3 Ma jusqu'à l'actuel

Dans la partie nord de l'Islande, le retrait vers le nord du paléo-rift de Skagafjördur s'est accompagné de la mise en place de laves d'âge plio-pléistocènes à l'extrémité nord de la péninsule de Skagaheidi (Figure IV-5C). De même, son retrait vers le sud s'est accompagné de la mise en place de laves d'âges plio-pléistocène à holocène qui ont été fortement érodées depuis, seul subsistant les laves à proximité de la zone volcanique du centre de l'Islande. La mise en place des laves par la zone volcanique du centre de l'Islande a provoqué une importante flexuration vers le sud le sud-est et le sud-ouest des laves issues du paléo-rift (Figure IV-5C). Cette flexuration est accompagnée de la formation de l'antiforme de Skagaheidi et du prolongement de l'antiforme de Eyjafjördur au travers de la péninsule de Tröllaskagi. C'est sans doute aussi elle qui a partiellement oblitéré la synforme du paléo-rift de Skagafjördur (Figure IV-5C). Suivant cette hypothèse, la synforme de Húnaflói-Skagi ne correspond qu'à un simple axe de flexuration des laves tertiaires sous le poids des laves plio-pléistocènes, la zone de flexure à la base de la péninsule du Nord-Ouest étant le symétrique de la flexure observée le long de la péninsule de Skagaheidi (Figure IV-5C). La synforme de Húnaflói-Skagi n'aurait alors aucun lien avec un quelconque axe de paléo-rift.

La mise en place de cet important volume de laves, à partir du Plio-Pléistocène, depuis la zone volcanique du centre de l'Islande est liée au relais que cette dernière assume entre la Zone Volcanique Nord et la Zone Volcanique Ouest. La réactivation depuis le Plio-Pléistocène de la péninsule de Snaefellsnes en zone volcanique de flanc s'intégrerait dans le fonctionnement de cette zone de relais (Figure IV-5C).

La ZVN étant supposée fixe dans le référentiel des points chauds depuis son initiation, le paléo-rift de Skagafjördur a dérivé vers l'ouest durant les 3 derniers Ma avec une vitesse égale à la demi-vitesse d'accrétion de la ZVN pour la plaque Nord Amérique (NAM). Cette

demi-vitesse d'accrétion de la plaque NAM est supérieure à celle de la plaque Eurasie en raison de l'asymétrie d'accrétion qui compense la dérive normale de la ZVN vers l'ouest. D'autre part, la vitesse de dérive de la ride de Kolbeinsey, si l'on considère qu'elle fonctionne de façon symétrique, est égale à la vitesse de dérive absolue de la frontière de plaques dans le référentiel des points chauds. Ayant fait l'hypothèse que la ride de Kolbeinsey et le paléo-rift de Skagafjördur sont restés continus jusqu'à l'extinction de ce dernier, alors le décalage observé actuellement entre ces deux structures ne résulterait que de la différence entre la demi-vitesse d'accrétion de la ZVN pour la plaque Nord Amérique et la vitesse de dérive de la ride de Kolbeinsey.

La Zone Volcanique Est s'est propagée vers le sud depuis son initiation datée à 3 Ma. Cette initiation s'est faite dans le flanc est de la Zone Volcanique Ouest. Elle a donc du s'accompagner d'une importante flexuration des laves issues de la Zone Volcanique Ouest et devrait être soulignée par des discordances de chaque côté. La zone de flexure est de la Zone Volcanique Est a pu être réactivée dans un tel contexte. La discordance à l'est de la Zone Volcanique Est serait masquée par les importants dépôts sédimentaires holocènes présents dans cette région (Figure I-10). L'antiforme de Hreppar (Figure IV-5C) correspondrait à la limite entre les laves émises par la Zone Volcanique Ouest, à pendage ouest, et les laves émises par la Zone Volcanique Est, à pendage est. Dans la reconstruction proposée sur la Figure IV-5C, l'accrétion de la Zone Volcanique Ouest est considérée égale à celle de la Zone Volcanique Est. La vitesse de propagation de la Zone Volcanique Est apparaît bien plus lente que celle qui a été proposée pour la Zone Volcanique Nord mais le moment de l'initiation de la ZVE est assez mal contraint. La propagation de la Zone Volcanique Est s'est accompagnée d'une migration vers le sud de la Zone Séismique Sud Islandaise.

CONCLUSION

CONCLUSION

Les différents résultats obtenus au cours de cette étude nous ont permis de caractériser la réorganisation tectonique liée au processus de saut de rift dans le nord de l'Islande. Le processus de réorganisation a pu être contraint par des datations radiométriques. Dans ce cadre, la faille transformante dextre d'Húsavík-Flatey, dont la mise en place est la conséquence directe du saut de rift, a été étudiée particulièrement en détail et ses mécanismes de fonctionnement ont été analysés.

Il est apparu que le fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey, définie séismiquement comme étant un plan de faille subvertical de direction WNW-ESE (cf. chapitre II.3.2.2), est régi par de la transtension dextre de direction ENE-WSW en réponse à l'obliquité de la FHF par rapport aux zones de rift qu'elle connecte et à la direction de divergence des plaques (Figure V-1). Cette transtension majoritaire se partitionne localement et/ou temporairement en une extension de direction NE-SW, perpendiculaire à la Faille d'Húsavík-Flatey, et une extension de direction NW-SE, parallèle à la FHF (cf. chapitre II.4 et Figure V-1). Ces trois extensions, répondant à la nécessité d'accommoder l'espace disponible dans la zone transformante, ne correspondent pas à des épisodes classés chronologiquement mais sont intervenues de manière complémentaire. Ce partionnement, mis en évidence à partir de l'inversion de données de tectonique cassante et de mécanismes au foyer, a aussi été observé le long des structures cartographiées sur la péninsule de Tjörnes (cf. chapitre II.6.4.2). De plus, deux failles transformantes majeures ont été reconnues le long de cette péninsule (Figure V-1). Ces failles se connectent de deux façons différentes avec la Zone Volcanique Nord. Il s'agit dans un cas d'une évolution progressive depuis une faille transformante de direction WNW-ESE jusqu'à une faille normale de direction N-S et dans l'autre cas d'un point triple avec une évolution rapide de la direction de la faille transformante (cf. chapitre II.6.4.1 et Figure V-1). Connaître la répartition, homogène ou non, du mouvement transformant sur ces deux structures devrait permettre de sélectionner un scénario d'initiation soit synchrone, avec guidage de la propagation des deux failles par des structures extérieures telles que des volcans, soit diachrone, lié à la propagation vers le nord de la Zone Volcanique Nord. Une certaine perturbation des directions de contraintes mesurées sur les structures du rift proches de la zone transformante a aussi été observée. L'extension qui y a été caractérisée a une

direction plus proche de celle de la transtension dextre associée au fonctionnement de la FHF que de celle de la divergence des plaques. Même si le modèle de fonctionnement en transtension dextre semble applicable tout le long de la FHF, des différences existent pour le mode de fracturation majeur. En effet, dans le contexte tectonique particulier de la connexion de la Faille d'Húsavík-Flatey avec la ride médio-Atlantique de Kolbeinsey, les failles dextres de direction NW-SE à WNW-ESE qui accommodent normalement le mouvement décrochant sont majoritairement remplacées par des failles normales de direction NW-SE à WNW-ESE à composante dextre (cf. chapitre II.5.3 et Figure V-1). Enfin, les mouvements sur les failles cartographiées par relocalisation de séismes semblent indiquer que la partie est de la Faille d'Húsavík-Flatey, considérée comme actuellement bloquée car très peu active séismiquement, serait en cours de déblocage. Le mode de fonctionnement de cette partie de la Faille d'Húsavík-Flatey correspondrait également au modèle transtensif proposé précédemment (cf. chapitre II.7.4).

L'interprétation des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ de dykes associés aux épisodes de rifting (cf. chapitre III.4), considérant un simple modèle théorique de saut de rift, a permis de localiser le dernier paléo-rift, actif jusqu'à 3 Ma environ, dans le prolongement du fjord de Skagafjördur (Figure V-1). L'initiation de l'actuelle Zone Volcanique Nord, datée à 8-8.5 Ma (Figure V-1), se fit 10 km à l'est de l'axe du paléo-rift de Skagafjördur (valeur considérée comme minimale), dans des roches n'ayant alors que 1 Ma. Les dykes liés à la Zone Volcanique Nord et situés à l'extérieur des discordances angulaires marquant le contact entre les laves du nouveau rift et celles du paléo-rift s'expliquent par un important retrait des laves du nouveau rift du à une forte érosion glaciaire plio-pléistocène et probablement aussi par une zone d'initiation de la Zone Volcanique Nord plus large que celle considérée dans le modèle utilisé (cf. chapitre III.5.1). Durant les 5-5.5 Ma où le paléo-rift et le rift actuel ont fonctionné simultanément, ils accrétèrent de façon asymétrique, l'accrétion étant plus importante sur leurs flancs extérieurs. L'absence supposée de dérive, dans le référentiel des points chauds, de la Zone Volcanique Nord depuis son initiation induirait une très forte asymétrie d'accrétion au bénéfice de la plaque Nord Amérique et au détriment de la plaque Eurasie (cf. chapitre III.5.3). Si l'activité du point chaud venait à diminuer, la Zone Volcanique Nord pourrait être libérée et dériver vers l'ouest jusqu'à ce qu'un *pulse* mantellique provoque un nouveau saut de rift vers l'est et ramène la zone d'accrétion à l'aplomb du point chaud.

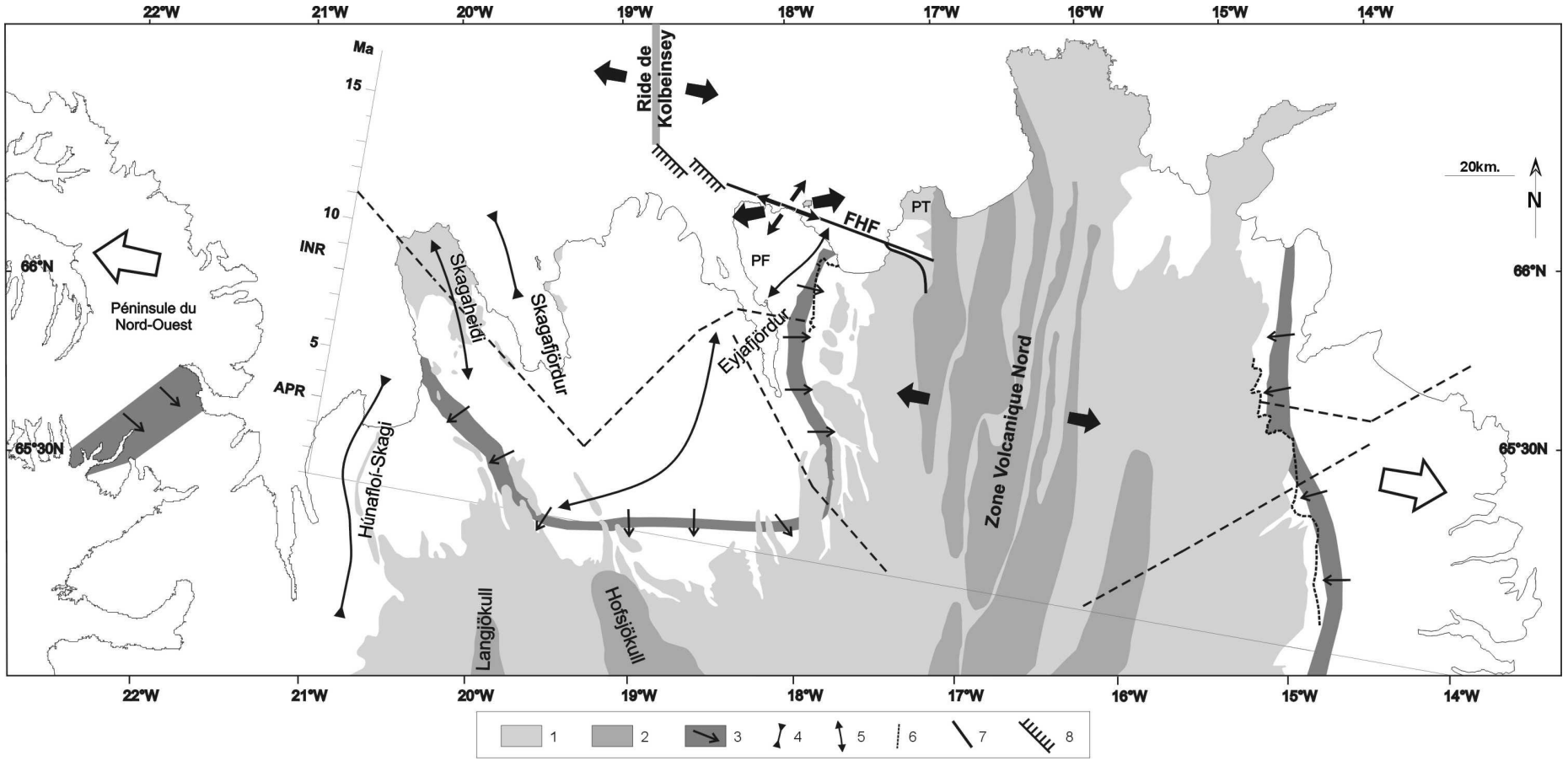


Figure V-1: Les déformations associées au dernier saut de rift et les principales caractéristiques du fonctionnement de la Faille d'Húsavík-Flatey.
1: Basaltes des séries pliocènes à holocènes; 2: Faisceau de fractures actif; 3: Zone de flexure avec direction du pendage des laves; 4: Axe de synforme; 5: Axe d'antiforme; 6: Discordance angulaire; 7: Faille transformante d'Húsavík-Flatey; 8: Faille normale située à la jonction entre la Faille d'Húsavík-Flatey et la ride de Kolbeinsey. PT: Péninsule de Tjörnes; PF: Péninsule de Flateyjarskagi; FHF: Faille d'Húsavík-Flatey.
Les flèches noires indiquent les directions d'extension (les phénomènes majeurs sont représentés par les plus grandes flèches). Les flèches blanches indiquent la direction de divergence des plaques.
Les âges des dykes suivant une coupe parallèle à la direction de divergence des plaques (N106°E) sont reportés et les différentes courbes sont indiquées par des traits discontinus. INR: Initiation du Nouveau Rift; APR: Abandon du Paléo-Rift.

A partir du cadre spatio-temporel et tectonique obtenu grâce à l'étude de la Faille d'Húsavík-Flatey et du processus de saut de rift, un modèle intégrant les déformations finies de la partie nord de l'Islande a été proposé (cf. chapitre IV). La réorganisation tectonique du Nord de l'Islande lors du dernier saut de rift est considérée comme étant le facteur principal des déformations actuelles. L'extinction du paléo-rift de Skagafjördur s'apparente plutôt à un retrait symétrique vers la ride de Kolbeinsey et vers la paléo-zone volcanique du centre de l'Islande (cf. chapitre IV.1.1). Le poids des laves plio-pléistocènes émises par cette zone volcanique du centre de l'Islande a provoqué une flexuration des laves tertiaires vers le centre de l'Islande (cf. chapitre IV.1.3 et Figure V-1), tout comme les laves émises par la Zone Volcanique Nord ont provoqué la flexuration de celles émise par le paléo-rift (Figure V-1). Cette profonde réorganisation structurale expliquerait l'absence partielle d'une synforme le long de la partie méridionale du paléo-rift de Skagafjördur alors qu'elle est présente le long de sa partie septentrionale (Figure V-1). La synforme de Húnafloí-Skagi, habituellement considérée comme l'axe du paléo-rift, ne serait alors que l'axe d'une zone de flexure due à l'épanchement des laves plio-pléistocènes entre le paléo-rift de Skagafjördur et la péninsule du Nord-Ouest (Figure V-1). La zone volcanique du centre de l'Islande correspond probablement à une zone de relais composée de systèmes volcaniques disposés en échelon entre les systèmes d'accrétion de la Zone Volcanique Nord et ceux de la partie sud de l'Islande (cf. chapitre IV.1.2).

L'ensemble des considérations développées au cours de ce travail nous a permis de proposer un schéma d'évolution tectonique de l'ensemble de l'Islande (cf. chapitre IV.2). Ce schéma met en avant le rôle primordial joué par la zone volcanique du centre de l'Islande dans l'accommodation des différences d'évolution tectonique entre le Nord et le Sud de l'île tout en soulevant le problème du diachronisme entre les sauts de rift ayant eu lieu dans ces deux parties de l'Islande.

Parmi les questions qui restent posées, il serait tout particulièrement intéressant de chercher à mieux comprendre les relations entre les différents segments de failles observés au niveau de la jonction de la Faille d'Húsavík-Flatey avec la Zone Volcanique Nord. Des mesures GPS couvrant des périodes plus longues que celles actuellement disponibles (Jouanne et al., 1999) devraient permettre d'avancer dans la compréhension de ce problème. D'une façon plus générale, de telles données seraient très utiles pour mieux définir les

relations entre les différentes structures composant la Zone de Fractures de Tjörnes. Les âges précis de l'initiation de la Faille d'Húsavík-Flatey et du Linéament de Grímsey, fonctions de la vitesse de propagation vers le nord de la Zone Volcanique Nord, nécessitent aussi d'être mieux définis afin de bien comprendre l'évolution de la Zone de Fractures de Tjörnes. L'étude de l'évolution de la zone volcanique du centre de l'Islande, apparentée à une zone de relais entre les parties nord et sud de l'île, et des structures qui la compose constitue aussi un axe de recherche à développer tout particulièrement. La partie centrale de l'île étant difficile d'accès et ne présentant que peu affleurements, il serait sûrement plus profitable de s'intéresser, dans un premier temps, à la fracturation de direction E-W mentionnée à l'ouest du Langjökull.

Les deux principaux problèmes rencontrés lors de chacune des étapes de reconstruction de l'évolution de l'Islande concernaient les taux d'asymétrie d'accrétion et de dérive absolue de la dorsale médio-Atlantique dans le référentiel des points chauds. Autant l'estimation de cette dernière est problématique au vu des méthodes utilisées, autant on peut espérer pouvoir déterminer un taux d'éventuelle asymétrie d'accrétion par les datations de dykes échantillonnés le long d'une coupe au travers de la péninsule du Nord-Ouest ou de la partie est de l'île. En effet, ces laves ont normalement été mises en place par le paléo-rift de Skagafjördur alors qu'il fonctionnait seul. Il existe toutefois un risque de perturbation due à l'influence d'un paléo-paléo-rift. Un tel travail ne serait pas envisageable au travers de la partie la plus récente de la Zone Volcanique Nord de par l'absence de dykes à l'affleurement. L'idéal serait, bien sûr, d'effectuer une nouvelle série de datations de dykes suivant une coupe E-W au travers de la partie sud de l'Islande afin d'y apporter un cadre spatio-temporel cohérent et ainsi de parfaire notre reconstruction de l'évolution tectonique de l'Islande.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Aki, K. et P. Richards (1980). Quantitative seismology, theory and methods. W. H. Freeman company, New-York,

Albertsson, K. J. (1978), Um aldur jardlaga a Tjörnesi (in Icelandic). Natturufraedingurinn, 48(1-2): 1-8.

Albertsson, K. J. et J. Eiriksson (1988), K/Ar ages of rocks from the Flatey borehole in the offshore Skjalfandi basin, North Iceland. Jökull, 38: 55-60.

Anderson, E. M. (1942). The dynamics of faulting. Ed. Oliver and Boyd, Edinburg, 206 p.

Angelier, J. (1989), From orientations to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology, 11: 37-50.

Angelier, J. (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophysical Journal International, 103: 363-376.

Angelier, J. (2002a), Détermination du tenseur des contraintes par inversion de mécanismes au foyer de séismes sans choix de plans nodaux. Comptes Rendus Géosciences, 334: 73-80.

Angelier, J. (2002b), Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seimotectonic stress IV-a new method free of choice among nodal planes. Geophysical Journal International, 150: 588-609.

Angelier, J., F. Bergerat, O. Dauteuil et T. Villemin (1997), Effective tension-shear relationships in extensional fissure swarms, axial rift zone of northeastern Iceland. Journal of Structural Geology, 19(5): 673-685.

Angelier, J., F. Bergerat et C. Homberg (2000), Variable coupling explains complex tectonic regimes near oceanic transform fault: Flateyjarskagi, Iceland. Terra Nova, 12: 97-101.

Arnadottir, T., F. Sigmundsson et P. T. Delaney (1998), Sources of crustal deformation associated with the Krafla, Iceland, eruption of September 1984. Geophysical Research Letters, 25(7): 1043-1046.

Arnorsson, S. (1995), Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models-2. Low-temperature areas. Geothermics, 24: 603-629.

Aronson, J. L. et K. Saemundsson (1975), Relatively old basalts from structurally high areas in central Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 28: 83-97.

Bagdasaryan, G. P., V. I. Gerasimovkiy, A. I. Polyakov et R. K. Gukaysan (1976), New data on the absolute age of Icelandic volcanic rocks. Geokhimiya, 9: 1333-1339.

Barton, A. J. et R. S. White (1997), Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic. Journal of Geophysical Research, 102(B2): 3109-3129.

Bergerat, F. et J. Angelier (1999), Géométrie des failles et régimes de contraintes à différents stades de développement des zones transformantes océaniques: exemples de la zone sismique sud-islandaise et de la zone de fractures de Tjörnes (Islande). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 329: 653-659.

Bergerat, F., J. Angelier et C. Homberg (2000), Tectonic analysis of the Husavik-Flatey fault (Northern Iceland) and mechanisms of an oceanic transform zone, the Tjörnes Fracture Zone. Tectonics, 19(6): 1161-1177.

Bergerat, F., J. Angelier et T. Villemin (1990), Fault systems and stress patterns on emerged oceanic ridge : a case study in Iceland. Tectonophysics, 179: 183-197.

Bergerat, F., J. Angelier et T. Villemin (1992), Déformations cassantes dans la partie émergée d'une zone transformante océanique : la Zone de Fractures de Tjörnes (Islande). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 315(II): 416-435.

Bergerat, F., A. Gudmundsson, J. Angelier et S. T. Rögnvaldsson (1998), Seismotectonics of the central part of the South Iceland Seismic Zone. Tectonophyics, 298: 319-335.

Bijwaard, H. et W. Spakman (1999), Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 166: 121-126.

Bjarnason, I. T., W. Menke, O. G. Flovenz et D. Caress (1993), Tomographic image of the Mid-Atlantic plate boundary in Southwestern Iceland. Journal of Geophysical Research, 98: 6607-6622.

Björnsson, A. (1985), Dynamics of crustal rifting in NE Iceland. Journal of Geophysical Research, 90(B12): 10,151-10,162.

Björnsson, A., G. Johnsen, S. Sigurdsson et G. Thorbergsson (1979), Rifting of the plate boundary in North Iceland 1975-1978. Journal of Geophysical Research, 84(B6): 3029-3038.

Björnsson, A., K. Saemundsson, P. Einarsson, E. Tryggvason et K. Grönvold (1977), Current rifting episode in North Iceland. Nature, 266: 318-323.

Bodvarsson, G. et G. P. L. Walker (1964), Crustal drift in Iceland. Royal Astronomical Society Geophysical Journal, 8(3): 285-300.

Bödvarsson, R., S. T. Rögnvaldsson, S. S. Jakobsdottir, R. Slunga et R. Stefansson (1996), The SIL data acquisition and monitoring system. Seismological Research Letters, 67(5): 35-46.

Bott, M. H. P. (1985), Plate tectonic evolution of the Icelandic transverse ridge and adjacent regions. Journal of Geophysical Research, 90: 9953-9960.

Bott, M. H. R. (1959), The mechanism of oblique slip faulting. Geological Magazine, 96(2): 109-117.

Bourgeois, O. (1998). Processus d'extension lithosphèrique en Islande. Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires. Thèse de doctorat, pp.312. Université de Rennes I, France,

Bourgeois, O., O. Dauteuil et B. Van Vliet-Lanoë (1998), Pleistocene subglacial volcanism in Iceland: tectonic implications. Earth and Planetary Science Letters, 164: 165-178.

Brandsdottir, B. et P. Einarsson (1979), Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in North-Eastern Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 6: 197-212.

Breddam, K., M. D. Kurtz et M. Storey (2000), Mapping out the conduit of the Iceland mantle plume with helium isotopes. Earth and Planetary Science Letters, 176: 45-55.

Briais, A. et Rabinowicz (2002), Temporal variations of the segmentation of slow to intermediate spreading mid-ocean ridges 1. Synoptic observations based on satellite altimetry data. Journal of Geophysical Research, 107: 10.1029/2001JB000533.

Brozena, J. M. et R. S. White (1990), Ridge jumps and propagations in the South Atlantic Ocean. Nature, 348: 149-152.

Burke, K., W. S. F. Kidd et J. T. Wilson (1973), Plumes and Concentric Plume Traces of the Eurasian Plate. Nature, 241(11): 128-129.

Cotman, R. M. (1979). Potassium-argon evidence for shifting of the axial rift zone in northern Iceland. M. S. Thesis, pp.97. Department of Earth Sciences, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio, USA.

Daignières, M., V. Courtillot, R. Bayer et P. Tapponnier (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: 222-232.

Darbyshire, F. A., I. T. Bjarnason, R. S. White et O. G. Flovenz (1998), Crustal structure above the Iceland mantle plume imaged by the ICEMELT refraction profile. Geophysical Journal International, 135: 1131-1149.

Darbyshire, F. A., K. F. Priestley, R. S. White, R. Stefansson, G. B. Gudmundsson et S. S. Jakobsdottir (2000a), Crustal structure of central and northern Iceland from analysis of teleseismic receiver functions. Geophysical Journal International, 143: 163-184.

Darbyshire, F. A., R. S. White et K. F. Priestley (2000b), Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. Earth and Planetary Science Letters, 181: 409-428.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus et S. Stein (1990), Current plate motion. Geophysical Journal International, 101: 425-478.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus et S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophysical Research Letters, 21(20): 2191-2194.

Du, Y. et A. Aydin (1992), Three-dimensional characteristics of dike intrusion along the northern Iceland Rift from inversion of geodetic data. Tectonophysics, 204: 111-121.

Du, Z. et G. R. Foulger (2001), Variation in the crustal structure across central Iceland. Geophysical Journal International, 145: 246-264.

Du, Z., G. R. Foulger, B. R. Julian, R. M. Allen, G. Nolet, W. J. Morgan, B. H. Bergsson, P. Erlendsson, S. Jakobsdottir, S. Ragnarsson, R. Stefansson et K. Vogfjord (2002), Crustal structure beneath western and eastern Iceland from surface waves and receiver functions. Geophysical Journal International, 149: 349-363.

Einarsson, P. (1991), Earthquakes and present-day tectonism in Iceland. Tectonophysics, 189: 261-279.

Einarsson, P. et S. Björnsson (1979), Earthquakes in Iceland. Jökull, 29: 37-43.

Eldholm, O. et K. Grue (1994), North Atlantic volcanic margins: dimension and production rates. Journal of Geophysical Research, 99(B2): 2955-2968.

Everts, P., L. E. Koerfer et S. M. (1972), Neue K/Ar datierungen isländischer basalte. Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Monasthefte, 5: 280-284.

Fjäder, K., A. Gudmundsson et T. Forslund (1994), Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland. Journal of Structural Geology, 16(1): 109-119.

Flovenz, O. G. et K. Gunnarsson (1991), Seismic crustal structure in Iceland and surrounding area. Tectonophysics, 189: 1-17.

Flovenz, O. G. et K. Saemundsson (1993), Heat flow and geothermal processes in Iceland. Tectonophyics, 225: 123-138.

Forslund, T. et A. Gudmundsson (1991), Crustal spreading due to dikes and faults in southwest Iceland. Journal of structural geology, 13: 443-457.

Foulger, G. R., M. J. Pritchard, B. R. Julian, B. R. Evans, R. M. Allen, G. Nolet, W. J. Morgan, B. H. Bergsson, P. Erlendsson, S. Jakobsdottir, S. Ragnarsson, R. Stefansson et K. Vogfjord (2000), The seismic anomaly beneath Iceland extends down to the mantle transition zone and no deeper. Geophysical Journal International, 142: F1-F5.

Foulger, G. R., M. J. Pritchard, B. R. Julian, B. R. Evans, R. M. Allen, G. Nolet, W. J. Morgan, B. H. Bergsson, P. Erlendsson, S. Jakobsdottir, S. Ragnarsson, R. Stefansson et K. Vogfjord (2001), Seismic tomography shows that upwelling beneath Iceland is confined to upper mantle. Geophysical Journal International, 146: 504-530.

Furman, T., F. Frey et K.-H. Park (1995), The scale of source heterogeneity beneath the Eastern neovolcanic zone, Iceland. Journal of the Geological Society of London, 152: 997-1002.

Gale, N. H., S. Moorbath et J. Simons (1966), K-Ar ages of acid intrusive rocks from Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 1: 284-288.

Gautneb, H. et A. Gudmundsson (1992), Effect of local and regional stress fields on sheet emplacement in West Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 51: 339-356.

Gibson, I. L. et A. D. Gibbs (1987), Accretionary volcanic processes and the crustal structure of Iceland. Tectonophysics, 133: 57-64.

Gibson, I. L. et J. D. A. Piper (1972), Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A (271): 141-150.

Gripp, A. E. et R. G. Gordon (1990), Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. Geophysical Research Letters, 17: 1109-1112.

Gudmundsson, A. (1995a), Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 64: 1-22.

Gudmundsson, A. (1995b), Ocean-ridge discontinuities in Iceland. Journal of the Geological Society of London, 152: 1011-1015.

Gudmundsson, A. (1998), Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift central volcanoes and their eruption and intrusion statistics. Journal of Geophysical Research, 103(B4): 7401-7412.

Gudmundsson, A. (1999), Fluid overpressure and stress drop in fault zones. Geophysical Research Letters, 26(1): 115-118.

Gudmundsson, A. (2000), Dynamics of volcanic systems in Iceland: example of tectonism and volcanism at juxtaposed hot spot and mid-ocean ridge systems. Annual review of earth and planetary sciences, 28: 107-140.

Gudmundsson, A., F. Bergerat et J. Angelier (1996), Off-rift and rift-zone palaeostresses in Northwest Iceland. Tectonophysics, 255: 211-228.

Gudmundsson, A., S. Brynjolfsson et M. T. Jonsson (1993), Structural analysis of a transform fault-rift zone junction in north Iceland. Tectonophysics, 220: 205-221.

Gudmundsson, A. et K. Fjäder (1995), Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland : Reply. Journal of Structural Geology, 17(11): 1633-1636.

Gudmundsson, O., B. Brandsdottir, W. Menke et G. E. Sigvaldson (1994), The crustal magma chamber of the Katla volcano in south Iceland revealed by 2-D seismic undershooting. Geophysical Journal International, 119: 277-296.

Hardarson, B. S., J. G. Fitton, R. M. Ellam et M. S. Pringle (1997), Rift relocation -a geochemical and geochronological investigation of a palaeo-rift in Northwest Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 153: 181-196.

Helgason, J. (1984), Frequent shifts of the volcanic zone in Iceland. Geology, 12: 212-216.

Helgason, J. (1985), Shifts of the plate boundary in Iceland: some aspects of tertiary volcanism. Journal of Geophysical Research, 90(B12): 10084-10092.

Helgason, J. (1989). The Fjallgardar volcanic ridge in NE Iceland: an aborted early stage plate boundary or a volcanically dormant zone? in Magmatism in the ocean basins. Eds. A. D. Saunders and M. J. Norry: 201-213.

Helgason, J. et M. Zentilli (1985), Field characteristics of laterally emplaced dikes: anatomy of an exhumed Miocene dike swarm in Reydarfjördur, Eastern Iceland. Tectonophysics, 115: 247-274.

Holbrook, W. S., H. C. Larsen, J. Korenaga, T. Dahl-Jensen, I. D. Reid, S. Kelemen, J. R. Hopper, G. M. Kent, D. Lizarralde, S. Bernstein et R. S. Detrick (2001), Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic. Earth and Planetary Science Letters, 190: 251-266.

Ito, G., Y. Shen, G. Hirth et C. J. Wolfe (1999), Mantle flow, melting, and dehydration of the Iceland mantle plume. Earth and Planetary Science Letters, 165: 81-96.

Jakobsson, S. P. (1979), Outline of the petrology of Iceland. Jökull, 29: 57-73.

Jancin, M., K. D. Young et B. Voight (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 reorganisation of Iceland. Journal of Geophysical Research, 90(B12): 9961-9985.

Jancin, M., K. D. Young, B. Voight et N. I. Orkan (1995), Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland : Discussion. Journal of Structural Geology, 17(11): 1627-1631.

Johanesson, H. et K. Saemundsson (1989). Geological map of Iceland (Bedrock geology), 1:500 000. Icelandic Museum of Natural History and Iceland Geodetic Survey, Reykjavik, 1st edition.

Johanesson, H. et K. Saemundsson (1998). Geological map of Iceland (Tectonics), 1:500 000. Icelandic Institute of Natural History, Reykjavik, 1st edition.

Jouanne, F., T. Villemin, V. Ferber, C. Maveyraud, J. Ammann, O. Henriot et J.-L. Got (1999), Seismic risk at the rift-transform junction in North Iceland. Geophysical Research Letters, 26(24): 3689-3692.

Kaban, M. K., O. G. Flovenz et G. Palmason (2002), Nature of the crust-mantle transition zone and the thermal state of the upper mantle beneath Iceland from gravity modelling. Geophysical Journal International, 149: 281-299.

Karsten, J. L. et J. R. Delaney (1989), Hot spot-ridge crest convergence in the northeast Pacific. Journal of Geophysical Research, 94: 700-712.

Kodaira, S., R. Mjelde, K. Gunnarsson, H. Shiobara et H. Shimamura (1997), Crustal structure of the Kolbeinsey Ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom seismographs. Journal of Geophysical Research, 102(B2): 3131-3151.

Kodaira, S., R. Mjelde, K. Gunnarsson, H. Shiobara et H. Shimamura (1998), Evolution of oceanic crust on the Kolbeinsey Ridge, north of Iceland, over the past 22 Myr. Terra Nova, 10: 27-31.

Kodayar, M. et P. Einarsson (2002), Strike-slip faulting, normal faulting, and lateral dike injections along a single fault: field example of the Gljufura fault near a Tertiary oblique rift-transform zone, Borgarfjördur, west Iceland. Journal of Geophysical Research, 107: ETG 5-1-15.

Krishna, K. S. et D. G. Rao (2000), Abandoned Paleocene spreading centre in the northeastern Indian Ocean: evidence from magnetic and seismic data. Marine Geology, 162: 215-224.

Kristjansson, L., A. Gudmundsson et H. Haraldsson (1995), Stratigraphy and paleomagnetism of a 3-km thick miocene lava pile in the Mjoifjördur area, Eastern Iceland. Geologische Rundschau, 84: 813-830.

Kristjansson, L., H. Johannesson et I. McDougall (1992), Stratigraphy, age and paleomagnetism of Langidalur, Northern Iceland. Jökull, 42: 31-44.

Langbacka, B. O. et A. Gudmundsson (1995), Extensional tectonics in the vicinity of a transform fault in north Iceland. Tectonics, 14(2): 294-306.

Lanphere, M. A. et H. Baadsgaard (2001), Precise K-Ar, 40Ar/39Ar, Rb-Sr and U/Pb mineral ages from the 27.5 Ma Fish Canyon Tuff reference standard. Chemical Geology, 175: 653-671.

Lawver, L. A. et R. D. Müller (1994), Iceland hotspot track. Geology, 22: 311-314.

Lundin, E. et A. G. Doré (2002), Mid-Cenozoic post breakup deformation in the "passive" margins bordering the Norwegian-Greenland Sea. Marine and Petroleum Geology, 19: 79-93.

Maclennan, J., D. McKenzie et K. Gronvöld (2001), Plume-driven upwelling under central Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 194: 67-82.

Marquart, G. et W. Jacoby (1985), On the mechanism of magma injection and plate divergence during the Krafla rifting episode in NE Iceland. Journal of Geophysical Research., 90(B12): 10,178-10,192.

McDougall, I., L. Kristjansson et K. Saemundsson (1984), Magnetostratigraphy and geochronology of NW Iceland. Journal of Geophysical Research, 89(B8): 7029-7060.

McDougall, I., K. Saemundsson, H. Johannesson, N. D. Watkins et L. Kristjansson (1977), Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6.5 m.y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3,500-m lava succession in western Iceland. Geological Society of America Bulletin, 88: 1-15.

McDougall, I., N. D. Watkins et L. Kristjansson (1976a), Geochronology and paleomagnetism of a Miocene-Pliocene lava sequence at Bessastadaa, eastern Iceland. American Journal of Science, 276: 1078-1095.

McDougall, I., N. D. Watkins, G. P. L. Walker et L. Kristjansson (1976b), Potassium-argon and paleomagnetic analysis of Icelandic lava flows: limits on the age of anomaly 5. Journal of Geophysical Research, 81(8): 1505-1512.

McDougall, I. et H. Wensink (1966), Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 1: 232-236.

McMaster, R. L., J.-G. E. Schilling et P. R. Pinet (1977), Plate boundary within Tjörnes Fracture Zone on Northern Iceland's insular margin. Nature, 269: 663-668.

Menke, W. (1999), Crustal isostasy indicates anomalous densities beneath Iceland. Geophysical Research Letters, 26(9): 1215-1218.

Menke, W., B. Brandsdottir, P. Einarson et I. T. Bjarnason (1996), Reinterpretation of the RRISP-77 Iceland shear-wave profiles. Geophysical Journal International, 126: 166-172.

Menke, W. et D. Sparks (1995), Crustal accretion model for Iceland predicts 'cold' crust. Geophysical Research Letters, 22: 1673-1676.

Menke, W., M. West, B. Brandsdottir et D. Sparks (1998), Compressional and shear velocity structure of the lithosphere in northern Iceland. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(6): 1561-1571.

Mercier, J. et P. Vergely (1992). Tectonique. Ed. Dunod, Paris, 214 p.

Mertz, D. F., C. W. Devey, W. Todt, P. Stoffers et A. W. Hofman (1991), Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 107: 243-255.

Möller, D. et B. Ritter (1980), Geodetic measurements and horizontal crustal movements in the rift zone of NE-Iceland. Journal of Geophysics, 47: 110-119.

Moorbath, S., H. Sigurdsson et R. Goodwin (1968), K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 4: 197-205.

Müller, R. D., J.-Y. Royer et L. A. Lawver (1993), Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. Geology, 21: 275-278.

Musset, A. E., J. G. Ross et I. L. Gibson (1980), $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates of eastern Iceland lavas. Royal Astronomical Society Geophysical Journal, 60: 37-52.

Nielsen, T. K., H. C. Larsen et J. R. Hopper (2002), Contrasting rifted margin styles south of Greenland: implications for mantle plume dynamics. Earth and Planetary Science Letters, 200: 271-286.

Oskarsson, N., S. Steinthorsson et G. E. Sigvaldson (1985), Iceland geochemical anomaly: origin, volcanotectonics, chemical fractionation and isotope evolution of the crust. Journal of Geophysical Research, 90(B12): 10011-10025.

Palmason, G. (1973), Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 33: 451-481.

Palmason, G. (1980), A continuum model of crustal generation in Iceland; kinematics aspects. Journal of Geophysics, 47: 7-18.

Palmason, G. (1981), Crustal rifting and related thermomechanical processes in the lithosphere beneath Iceland. Geologische Rundschau, 70: 244-260.

Piper, J. D. A. (1973), Volcanic history and tectonics of the North Langjökull region, Central Iceland. Canadian Journal of Earth Science, 10: 164179.

Roaldset, E. (1983), Tertiary (Miocene-Pliocene) interbasalt sediments, NW- and W-Iceland. Jökull, 33: 39-56.

Rögnvaldsson, S. T., A. Gudmundsson et R. Slunga (1998), Seismotectonic analysis of the Tjörnes Fracture Zone, an active transform fault in north Iceland. Journal of Geophysical Research, 103(B12): 30,117-30,129.

Rögnvaldsson, S. T. et R. Slunga (1993), Routine fault plane solutions for local networks : a test with synthetic data. Bulletin of the Seismological Society of America, 83(4): 1232-1247.

Rögnvaldsson, S. T. et R. Slunga (1994), Singl and joint fault plane solution for microearthquakes in South Iceland. Tectonophyics, 237: 73-86.

Saemundsson, K. (1974), Evolution of the axial rifting zone in northern Iceland and the Tjörnes fracture zone. Geological Society of America Bulletin, 85: 495-504.

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., L. Krisjansson, I. McDougall et N. D. Watkins (1980), K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5-km lava succession in northern Iceland. Journal of Geophysical Research, 85(B7): 3628-3646.

Sandwell, D. T. et W. H. F. Smith (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. Journal of Geophysical Research, 102(B5): 10039-10054.

Saunders, A. D., J. G. Fitton, A. C. Kerr, M. J. Norry et R. W. Kent (1997). The North Atlantic igneous province in Large igneous province: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Eds. J. J. Mahoney and M. F. Coffin, Geophysical Monograph, 100: 45-93.

Schilling, J. G. (1973), Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. Nature, 242: 565-571.

Schilling, J.-G. (1991), Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges. Nature, 352: 397-403.

Schilling, J.-G., H. Sigurdsson et H. Kingsley (1978), Skagi and Western Neovolcanic Zones in Iceland: 2. Geochemical variations. Journal of Geophysical Research, 83(B8): 3983-4002.

Searle, R. C., J. A. Keeton, R. B. Owens, R. S. White, R. Mecklenburgh, B. Parsons et S. M. Lee (1998), 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.

Shen, Y., S. C. Solomon, I. T. Bjarnason et C. J. Wolfe (1998), Seismic evidence for a lower-mantle origin of the Iceland plume. Nature, 395: 62-65.

Sigmarsson, O., M. Condomines et S. Fourcade (1992), Mantle and crustal contribution in the genesis of recent basalts from off-rift zones in Iceland: Constraints from Th, Sr and O isotopes. Earth and Planetary Science Letters, 110: 149-162.

Sigmarsson, O., C. Hemond, M. Condomines, S. Fourcade et N. Oskarsson (1991), Origin of silicic magma in Iceland revealed by TH isotopes. Geology, 19: 621-624.

Sigmundsson, F., P. Einarsson, R. Bilham et E. Sturkell (1995), Rift-transform kinematics in south Iceland: Deformation from Global Positioning System measurements, 1986 to 1992. Journal of Geophysical Research, 100(B4): 6235-6248.

Sigurdsson, H., J. G. Schilling et P. S. Meyer (1978), Skagi and Langjökull Volcanic Zones in Iceland: 1. Petrology and Structure. Journal of Geophysical Research, 83(B8): 3971-3982.

Slunga, R., S. T. Rögnvaldsson et R. Bödvarsson (1995), Absolute and relative locations of similar events with application to microearthquakes in southern Iceland. Geophysical Journal International, 123: 409-419.

Small, C. (1995), Observations of ridge-hotspot interactions in the Southern Ocean. Journal of Geophysical Research, 100: 17931-17946.

Smallwood, J. R., R. K. Staples, K. R. Richardson, R. S. White et FIRE_Working_Group (1999), Crust generated above Iceland mantle plume: from continental rift to oceanic spreading center. Journal of Geophysical Research, 104(B10): 22885-22902.

Smallwood, J. R., R. S. White et T. A. Minshull (1995), Sea-floor spreading in the presence of the Iceland plume: the structure of the Reykjanes Ridge at 61°40'N. Journal of the Geological Society of London., 152(1023-1029).

Smallwood, J. R., R. S. White et R. K. Staples (1998), Deep crustal reflectors under Reydarfjördur, eastern Iceland: crustal accretion above the Iceland mantle plume. Geophysical Journal International, 134: 277-290.

Smith, P. J. (1967), The intensity of the Tertiary geomagnetic field. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 12: 239-258.

Staples, R. K., R. S. White, B. Brandsdottir, W. Menke, P. K. H. Maguire et J. H. McBride (1997), Färoe-Iceland Ridge Experiment. 1- Crustal structure of northeastern Iceland. Journal of Geophysical Research, 102(B4): 7849-7866.

Stefansson, R., R. Bödvarsson, R. Slunga, P. Einarsson, S. Jakobsdottir, H. Bungum, S. Gregersen, J. Haskov, J. Hjelme et H. Korhonen (1993), Earthquake prediction in the South Iceland Seismic Zone and the SIL project. Bulletin of the Seismological Society of America, 83(3): 696-716.

Steinthorsson, S., N. Oskarsson et G. E. Sigvaldason (1985), Origin of alkali basalts in Iceland: a plate tectonic model. Journal of Geophysical Research, 90(B12): 10027-10042.

Talwani, M. et O. Eldholm (1977), Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. Geological Society of America Bulletin, 88: 969-999.

Taylor, R. N., M. F. Thirlwall, B. J. Murton, D. R. Hilton et M. A. M. Gee (1997), Isotopic constraints on the influence of the Icelandic plume. Earth and Planetary Science Letters, 148: E1-E8.

Tegner, C., R. A. Duncan, S. Bernstein, C. K. Brooks, D. K. Bird et M. Storey (1998), 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.

Thibaud, R., P. Gente et M. Maia (1998), A systematic analysis of the Mid-Atlantic Ridge morphology and gravity between 15°N and 40°N: constraints of the thermal structure. Journal of Geophysical Research, 103(B10): 24223-24243.

Thors, K. (1982), Shallow seismic stratigraphy and structure of the southernmost part of the Tjörnes Fracture Zone. Jökull, 32: 107-112.

Torsvik, T. H., J. Mosar et E. A. Eide (2001), Cretaceous-Tertiary geodynamics: a North Atlantic exercise. Geophysical Journal International, 146(850-866).

Tryggvason, E. (1973), Seismicity, earthquake swarms and plate boundaries in the Iceland region. Bulletin of the Seismological Society of America, 63(4): 1327-1348.

Tryggvason, K., E. S. Husebye et R. Stefansson (1983), Seismic image of the hypothesized Icelandic hot spot. Tectonophyics, 100: 97-118.

Vink, G. E. (1984), A hotspot model for Iceland and the Voring plateau. Journal of geophysical research, 89(B12): 9949-9959.

Vogt, P. R. (1971), Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 13: 153-160.

Vogt, P. R., G. L. Johnson et L. Kristjansson (1980), Morphology and magnetic anomalies North of Iceland. Journal of Geophysics, 47(1-3): 67-80.
Walker, G. P. L. (1958), Geology of the Reydarfjördur area, Eastern Iceland. Quaterly Journal of the Geological Society of London, 114: 367-393.
Walker, G. P. L. (1960), Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts in Eastern Iceland. Journal of Geology, 68: 515-528.
Walker, G. P. L. (1963), The Breiddalur central volcano, eastern Iceland. Quaterly Journal of the Geological Society of London, 119: 29-63.
Walker, G. P. L. (1964), Geological investigations in eastern Iceland. Bulletin Volcanologique, 27: 351-363.
Walker, G. P. L. (1975), Excess spreading axe and spreading rate in Iceland. Nature, 255: 468-471.
Wallace, R. E. (1951), Geometry of shearing stress and relation to faulting. Journal of Geology, 59: 118-130.
Ward, P. L. (1971), New interpretation of the geology of Iceland. Geological Society of America Bulletin, 82: 2991-3012.
Wendt, K., D. Möller et B. Ritter (1985), Geodetic measurements of surface deformations during the present rifting episode in NE Iceland. Journal of Geophysical Research, 90(B12): 10,163-10,172.
White, R. et D. McKenzie (1989), Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research, 94(B6): 7685-7729.
White, R. S., J. W. Bown et J. R. Smallwood (1995), The temperature of the Iceland plume and origin of outward-propagating V-shaped ridges. Journal of the Geological Society of London, 152: 1039-1045.
Wilson, D. S. et R. N. Hey (1995), History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center. Journal of Geophysical Research, 100: 10041-10056.
Wolfe, C. J., I. T. Bjarnason, J. C. VanDecar et S. C. Solomon (1997), Seismic structure of the Iceland mantle plume. Nature, 385: 245-247.
Young, K. D., B. Jancin et N. I. Orkan (1985), Transform deformation of tertiary rocks along the Tjörnes Fracture Zone, North Central Iceland. Journal of Geophysical Research, 90(B12): 9986-10.010.
Zhao, D. (2001), Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. Earth and Planetary Science Letters, 192: 251-265.
Zverev, S. M., I. V. Litvinenko, G. Palmason, G. A. Yaroshevskaya, N. N. Osokin et M. A. Akhmetjev (1980), A seismic study of the rift zone in Northern Iceland. Journal of Geophysics, 47: 191-201.
Zverev, S. M. et G. A. Yarosheveskaya (1986), Deep structure and geology of Iceland. Geotectonics, 20(1): 31-39.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Figure I-1: Carte bathymétrique et topographie de l'Atlantique Nord. 19
Figure I-2: Provinces magmatiques et principales isochrones magnétiques dans l'Atlantique Nord. 21
Figure I-3: Modèle de White et McKenzie (1989) pour la mise en place des provinces basaltiques. 22
Figure I-4: Trajectoire de la dérive du point chaud islandais déterminé par Lawver et Müller (1994). 23
Figure I-5: Epaisseur crustale en Islande (modifié d'après Kaban et al., 2002). 25
Figure I-6: Profil bathymétrique le long de la Reykjanes (Searle et al., 1998). 26
Figure I-7: Structure de la dorsale de Reykjanes (Searle et al., 1998). 27
Figure I-8: Profils bathymétriques à travers la dorsale médio-Atlantique à proximité de l'Islande. a: Ride de Reykjanes (Searle et al., 1998). b: Ride de Kolbeinsey (Vogt et al., 1980). 28
Figure I-9: Carte d'anomalies gravimétriques le long de la dorsale de Reykjanes. 29
Figure I-10: Carte géologique simplifiée de l'Islande. 31
Figure I-11: Coupe schématique de la distribution des zéolites en fonction de la profondeur (Walker, 1960). 32
Figure I-12: Coupe schématique d'un volcan central (Walker, 1963). 34
Figure I-13: Cartographie du faisceau de fractures associé au volcan central Krafla (Saemundsson, 1978). 35
Figure I-14: Disposition schématique des différents éléments d'un faisceau de fractures (Forslund et Gudmundsson, 1991). 35
Figure I-15: Faisceau de dykes et complexes filoniens annulaires dégagés par l'érosion dans l'Est de l'Islande (Gudmundsson, 1998). 35
Figure I-16: Distribution schématique des structures d'un faisceau de fractures dans la croûte en fonction de la profondeur (Angelier et al., 1997). 36
Figure I-17: Modèle de système volcanique (Gudmundsson, 1998). 38
Figure I-18: Coupe schématique E-W à travers les séries tertiaires dans l'Est de l'Islande (Walker, 1960). 42
Figure I-19: Modèle d'accrétion de Bodvarsson et Walker (1964). 43
Figure I-20: Modèle de Gibson et Piper (1972). 44
Figure I-21: Modèle de Palmason (1981). 45
Figure I-22: Modèle d'extension de Daignières et al. (1975). 46
Figure I-23: Modèle de Gibson et Gibbs (1987). 47
Figure I-24: Coupe W-E dans le Nord de l'Islande illustrant le modèle de Bourgeois (1998). 48
Figure I-25: Séismicité et failles actives dans la Zone Sismique Sud-Islandaise. 49
Figure I-26: Séismicité de la Zone de Fractures de Tjörnes. 51
Figure I-27: Principales failles dans la Zone de Fractures de Tjörnes. 52
Figure I-28: Perturbation du champ de fractures de Fremri-Namur au niveau de la jonction avec le Linéament de Grímsey. 53
Figure I-29: Carte structurale de la Faille d'Húsavík-Flatey et du faisceau de fractures de Theistareykir le long de la péninsule de Tjörnes (Rögnvaldsson et al., 1998). 55
Figure I-30: Modèle schématique d'un saut de dorsale en Islande. 58
Figure I-31: Principales datations disponibles et principales structures associées aux sauts de rift en Islande. 61

Figure I-32: Principales données considérées pour les sauts de rift en Islande (Saemundsson, 1979)..... 63
Figure II-1: Zone broyée de direction WNW-ESE (côte nord de la péninsule de Flateyjarskagi)..... 67
Figure II-2: Pendage des laves dans la péninsule de Flateyjarskagi (Young et al., 1985)..... 69
Figure II-3: Orientations des dykes dans la péninsule de Flateyjarskagi (Young et al., 1985). 69
Figure II-4: Modèle schématique de rotation de blocs soumis à un cisaillement simple hétérogène (Young et al., 1985)..... 70
Figure II-5: Modèle schématique de déformation pour la péninsule de Flateyjarskagi (Young et al., 1985)..... 70
Figure II-6: Profil sismique perpendiculaire à la côte nord de la péninsule de Flateyjarskagi (Thors, 1982)..... 71
Figure II-7: Trajectoire des contraintes compressives maximales (σ_1) à la jonction entre une dorsale et une transformante. 72
Figure II-8: Modélisation numérique des contraintes dans la Zone de Fractures de Tjörnes (Gudmundsson et al., 1993). 74
Figure II-9: Interprétation des différents régimes tectoniques en terme de variation de couplage mécanique à proximité de la FHF (Angelier et al., 2000). 75
Figure II-10: Schéma de Bergerat et Angelier (1999) illustrant les régimes de contraintes et les structures cassantes associées à proximité de la FHF..... 76
Figure II-11: Déplacements observés par mesures GPS et simulés par modélisation (Jouanne et al., 1999)..... 77
Figure II-12: Structures considérées pour la modélisation des déplacements mesurés par GPS et vitesses obtenues le long de ces structures (Jouanne et al., 1999). 77
Figure II-13: Le tenseur des contraintes..... 80
Figure II-14: Interprétation dynamique des failles par le modèle d'Anderson (Mercier et Vergely, 1992)..... 82
Figure II-15: Modèle de Mohr pour la réactivation ou la néoformation de plans de cisaillement..... 83
Figure II-16: Problème du chevauchement des azimuts. 88
Figure II-17: Localisation des stations séismiques du réseau permanent SIL dans le Nord de l'Islande. 89
Figure II-18: Séismicité de la Zone de Fractures de Tjörnes. 92
Figure II-19: Nombre de séismes en fonction de la magnitude pour la séismicité associée à la FHF..... 93
Figure II-20: Séismicité de la FHF le long d'une coupe NNE-SSW..... 94
Figure II-21: Nombre de séismes en fonction de la profondeur. 95
Figure II-22: Corrélations spatiales de la séismicité. 96
Figure II-23: Nombre de séismes enregistrés par période bimensuelle. 97
Figure II-24: Crises séismiques reconnues le long de la FHF..... 99
Figure II-25: Sites de mesure de structures cassantes sur la péninsule de Tröllaskagi..... 121
Figure II-26: Rosaces de distribution azimutale des structures cassantes distantes de la zone de connexion. 123
Figure II-27: Rosaces de distribution azimutale des structures cassantes proches de la zone de connexion. 124
Figure II-28: Diagrammes de densité des directions des axes de contraintes σ_3 pour les sites proches de la zone de connexion..... 127
Figure II-29: Diagrammes de densité des directions des axes de contraintes σ_3 pour les sites éloignés de la zone de connexion..... 128

Figure II-30: Principales directions d'extension reconnues dans les deux zones considérées sur la péninsule de Tröllaskagi. 130
Figure II-31: Extrait de l'image SAR du satellite ERS-1 de la péninsule de Tjörnes et son interprétation. 135
Figure II-32: Extrait de l'image SPOT et son interprétation. 136
Figure II-33: Relais compressif entre deux failles normales le long du segment tournant de la faille d'Húsavík. 138
Figure II-34: Failles normales de direction NNW-SSE du faisceau de fractures du Theystareykir. 139
Figure II-35: Bassin en transtension de Reydarárbotnar. 140
Figure II-36: Connexion de la faille transformante septentrionale à la faille normale de Gudfinnugja. 141
Figure II-37: Terminaison en éventail de failles normales du premier segment de la faille septentrionale. 142
Figure II-38: Failles normales disposées en échelon et relayant le mouvement décrochant de la Faille Septentrionale. 143
Figure II-39: Synthèse de l'analyse structurale de la péninsule de Tjörnes. 145
Figure II-40: Illustration du principe de relocalisation (Slunga et al., 1995) 149
Figure II-41: Zone d'étude pour la relocalisation d'essaims de séismes. 150
Figure II-42: Localisation des séismes de chaque essaim avant relocalisation. 151
Figure II-43: Changements de position pour chaque séisme de l'essaim Flatey12 entre deux processus successifs de relocalisation. 153
Figure II-44: Localisation des séismes de chaque essaim après relocalisation. 154
Figure II-45: Plan de faille active associé à chaque essaim. 155
Figure II-46: Changements de position des séismes de l'essaim Flatey18 en comparant les positions obtenues avec la station FLA à celles obtenues sans cette station. 157
Figure II-47: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey2. 161
Figure II-48: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey3. 163
Figure II-49: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey10-1. 164
Figure II-50: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey10-2. 165
Figure II-51: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey12. 166
Figure II-52: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey17. 167
Figure II-53: Analyse des mécanismes au foyer de l'essaim Flatey18. 168
Figure II-54: Mouvements associés aux sept failles déterminées par relocalisation. 169
Figure III-1: La discordance est. 176
Figure III-2: La discordance de Flateyjarskagi. 178
Figure III-3: Datations considérées dans la partie nord de l'Islande (issue de la Figure I-31). 180
Figure III-4: Représentation suivant une coupe WNW-ESE de l'âge des laves, disponibles dans la littérature, dans le nord de l'Islande. 181
Figure III-5: Evolution de la zone intrudée sur le flanc est du paléo-rift avant sa rupture. 212
Figure III-6: Simulation des vitesses d'accrétion finales consécutives à un saut de rift. 213
Figure III-7: Simulation des distances accrétées à l'état final pour un saut de rift. 214
Figure III-8: Modèle de vitesses intégrant deux sauts de rift consécutifs. 216
Figure IV-1: Carte des mesures de pendage et des principales discordances angulaires de la partie nord de l'Islande. 226
Figure IV-2: Discordance angulaire entre les laves plio-pléistocènes issues de la zone volcanique du centre de l'Islande et les laves tertiaires. 228
Figure IV-3: Carte de directions des dykes. 230
Figure IV-4: Mesures de failles. 231

Figure IV-5: Reconstruction schématique de l'évolution tectonique de l'Islande. 235
Figure IV-6: Conditions de continuité entre le paléo-rift de Skagafjördur et la ride de Kolbeinsey. 237

ANNEXES

ANNEXES

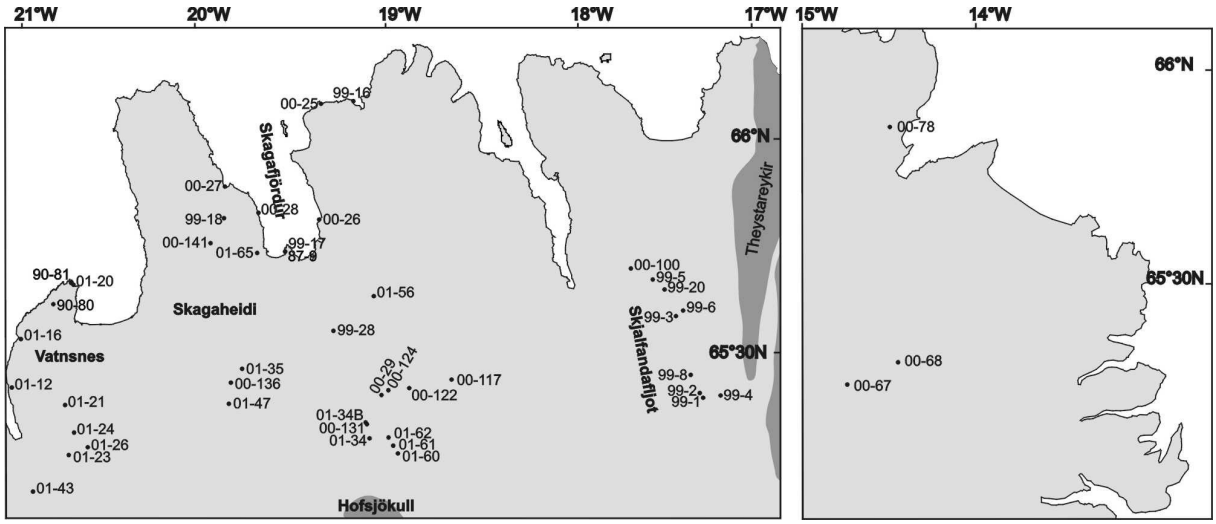
Annexe I: Tenseurs des contraintes obtenus par inversion des failles à stries

Abréviations:

- Phase: N pour failles normales, D pour failles décrochantes et I pour failles inverses. Si précédé par B: mesures ayant été débasculées par rapport à la stratification avant de calculer le tenseur des contraintes. Les numéros indiqués avec les phases N ou D reportent aux groupes déterminés pour les mesures effectuées sur la péninsule de Flateyjarskagi.

  Troll: sites de mesure sur la péninsule de Tröllaskagi; S Skaga: sites au sud de la péninsule de Skagaheidi; Skagafjö: sites autour du fjord de Skagafjördur; N. Hofsjö: sites au nord du Höfsjökull; Skjalfard.: sites dans la Skjalfardaflot.

  Pour la localisation des sites sur la péninsule de Flateyjarskagi, de Tröllaskagi et de Tjörnes, voir respectivement la Fig. 3 du chapitre II.4, la Figure II-25 et la Figure II-39. Les sites non indiqués sur ces figures sont reportés sur la figure ci-dessous.
- Axes de paléocontraintes: Direction (D) et Pendage (P).
- P: Poids (facteur de pondération), N: Nombre de stries, R: critère RUP (en %) et θ: valeur de l'angle en degrés entre la strie théorique et la strie observée.



Localisation des sites de mesure de structures cassantes non reportés sur les autres figures de ce volume.

Site	Latitude	Longitude	Phase	σ1		σ2		σ3		P	ϕ	N	R	θ
				D	P	D	P	D	P					
87-1a	Cap Bakkahofthi		Tjörnes	317	33	127	56	224	4	/	0.9	7	45	16
87-1b			Tjörnes	205	10	53	79	296	5	/	0.9	17	43	21
87-2	Eyvik		Tjörnes	354	4	138	85	264	3	/	0.9	5	2	0
87-3a	Hetkinshofthi		Tjörnes	3	25	168	64	270	6	/	0.5	10	37	9
87-3b			Tjörnes	28	72	193	17	270	4	/	0.2	20	42	12
87-7	Forvathi		Tjörnes	319	1	160	88	50	3	/	0.5	17	23	7
87-8	750 m au sud de 87-7		Tjörnes	342	3	202	86	81	3	/	0.5	44	37	15
88-54	65°59’30’’	17°38’50’’	N1	55	87	187	2	280	2	3	0.3	9	48	15
88-56	65°55'26.4"	18°17'20.4"	N Tröll	154	69	356	20	264	7	1	0.3	5	100	21
88-57	66°02'24"	18°31'33.6"	N Tröll	217	73	329	7	61	16	2	0.4	10	27	9
88-58	66°03'36"	18°31'33.6"	D Tröll	155	29	345	60	247	4	1	0.9	5	17	6
			N Tröll	238	75	341	3	72	14	2	0.3	15	25	11
88-59	66°04'19.2"	18°31'33.6"	D Tröll	152	2	244	38	60	52	1	0.2	19	35	9
			N Tröll	2	71	191	19	100	3	3	0.3	48	42	13
90-80	Katadalsa route 711		Vatnsnes	15	87	114	1	204	3	/	0.2	14	44	14
90-81	Hindinsvik, route 711		Vatnsnes	15	67	149	16	244	16	/	0.3	6	30	7
91-1	Cap Bakkahofthi		Tjörnes	168	11	346	79	78	0	/	0.4	26	42	16
91-8	65°55’35’’	18°12’40’’	D1	188	4	37	86	278	2	4	0.4	44	37	10
			N6	26	75	284	3	194	15	3	0.5	7	23	7
91-9	65°52'58.8"	18°16'01.2"	D Tröll	181	14	346	75	91	4	2	0.5	6	28	7
91-10	65°52'01.2"	18°16'01.2"	N Tröll	318	81	189	5	98	7	3	0.4	7	36	12
			D Tröll	172	9	313	78	81	7	4	0.3	22	37	12
91-11	66°01'58.8"	18°31'01.2"	N Tröll	101	72	327	13	234	13	2	0.3	8	28	9
91-12	66°01'01.2"	18°31'01.2"	N Tröll	211	73	310	3	41	16	1	0.4	5	25	8
			D Tröll	192	8	360	82	102	2	4	0.4	18	30	9
91-13	66°06'	18°37'58.8"	N Tröll	245	77	154	0	64	13	2	0.6	8	25	10
			N Tröll	50	79	276	7	185	7	2	0.2	7	34	15
			D Tröll	165	1	271	87	75	3	2	0.5	12	32	16
91-14	66°09'	18°55'01.2"	N Tröll	199	79	330	7	61	8	4	0.4	27	30	11
			D Tröll	188	17	332	69	94	12	3	0.5	10	27	10
91-15	66°11'	18°55'30"	N Tröll	205	76	326	8	58	12	2	0.4	12	27	9
91-16	66°09'	19°03'	N Tröll	127	76	27	2	296	14	1	0.5	8	29	8
			N Tröll	294	73	119	17	29	1	2	0.4	5	16	3
97-1	65°56’30’’	18°07’30’’	D2	351	8	103	69	259	19	3	0.4	13	30	13
			D6	306	30	120	59	215	3	2	0.8	5	25	4
			N4	117	72	218	3	309	18	1	0.3	6	36	6
97-8	66°07’	17°53’20’’	D1	22	3	126	76	291	13	4	0.5	21	32	12
			N3	195	71	314	9	47	17	1	0.6	4	43	14
			D5	92	5	191	64	359	25	3	0.5	13	25	10
97-9	66°07’50’’	17°53’45’’	D1	8	27	192	63	99	2	2	0.3	6	26	9
			D4	56	2	306	83	146	6	4	0	24	36	14
			D6	277	8	154	75	9	12	3	0.6	9	17	8
			N6	2	76	110	4	201	13	1	0.4	6	19	7
			N5	339	71	243	2	153	18	2	0.4	12	41	11
			D6	289	47	123	42	27	7	2	0.8	25	36	13
97-10	66°08’05’’	17°54’	D2	172	9	29	78	263	7	4	0.7	19	35	14
			D4	41	23	243	65	135	8	1	0.6	7	43	15
			D6	124	1	215	11	27	79	3	0.1	14	46	18
			N4	330	85	218	2	128	4	4	0.2	31	32	13
			N3	251	80	126	6	35	8	4	0.2	12	34	14
97-11	66°08’40’’	17°55’	D1	12	5	115	67	280	22	3	0.3	9	36	11
			D4	56	1	148	64	325	26	3	0.5	10	35	11
			D5	257	16	127	66	352	18	3	0.4	15	21	9
			N1	247	77	24	10	115	9	3	0.5	9	21	9
97-12	66°08’40’’	18°03’45’’	D2	350	5	133	84	260	4	2	0.5	5	32	15
			D4	212	6	113	56	306	33	1	0.4	8	39	9

Site	Latitude	Longitude	Phase	σ1		σ2		σ3		P	ϕ	N	R	θ
				D	P	D	P	D	P					
			N3	310	79	152	10	61	4	4	0.3	33	34	12
			D3	318	21	110	66	224	10	1	0.4	6	49	12
			D1	184	7	78	65	278	23	3	0.6	15	22	11
			N4	349	74	222	10	130	13	1	0.5	7	46	15
97-13	66°04’25’’	18°04’20’’	D1	183	11	61	70	276	17	4	0.4	32	35	15
			D6	286	3	36	81	195	9	2	0.6	16	38	20
			N4	199	66	35	23	303	6	2	0.3	10	54	24
97-14	65°59’50’’	18°15’40’’	D2	169	8	31	80	260	7	4	0.6	17	34	16
			N1	256	67	19	13	113	18	2	0.1	16	44	19
97-15	66°08’50’’	17°56’35’’	D4	49	11	209	78	318	4	4	0.3	34	44	12
			D5	255	10	152	52	353	36	2	0.5	12	39	12
			N1	33	74	190	14	281	6	4	0.2	18	39	15
			D1	3	21	189	69	94	2	3	0.6	12	31	12
			D6	122	5	221	63	29	26	2	0.4	11	43	10
97-16	66°09’05’’	17°57’40’’	N4	26	72	225	17	133	5	1	0.2	4	40	22
			D2	341	5	222	80	71	8	2	0.8	8	36	16
			D5	252	5	18	82	162	6	2	0.5	6	28	11
			N1	350	73	209	13	117	10	3	0.4	30	27	12
97-17	65°57’35’’	17°51’40’’	D5	255	18	125	62	351	20	1	0.6	12	49	20
			D6	105	0	198	86	15	3	1	0.7	5	34	11
			N3	196	79	307	4	38	10	3	0.2	22	45	14
			D2	355	3	260	61	87	29	1	0.7	5	41	14
97-18	65°57’50’’	17°51’10’’	N3	141	45	305	44	43	8	1	0.7	12	42	16
			N2	136	73	00	12	267	12	2	0.4	30	27	13
			D1	192	17	25	72	283	4	2	0.4	18	45	21
			N5	2	78	251	4	160	11	2	0.4	12	47	19
97-19	65°56’30’’	17°51’35’’	D2	167	12	298	72	74	14	3	0.6	7	35	18
			D4	29	3	294	50	121	40	1	0.1	7	43	18
			D5	254	14	59	76	163	4	2	0.4	4	24	7
			N4	210	70	54	18	321	7	1	0.4	6	45	19
97-20	65°52’	18°02’	D1	2	2	134	87	272	2	4	0.3	16	37	12
			D6	293	24	107	66	202	2	3	0.8	13	28	10
			N6	176	67	284	7	17	22	1	0.3	11	43	14
			D5	255	3	49	87	165	1	2	0.5	5	25	5
98-1	66°06.489'	18°18.923'	N1	195	71	14	19	104	0	2	0.1	8	37	14
			D2	350	1	84	81	260	9	4	0.5	34	26	10
98-2	66°06.894'	18°19.220'	D5	259	8	135	75	351	12	3	0.4	7	17	8
			D1	24	4	264	82	114	7	2	0.2	36	43	22
			D2	8	39	151	45	261	19	1	0.8	4	22	6
98-3	66°09.309'	18°07.342'	D4	189	27	75	39	303	40	2	1	10	75	36
			N4	40	77	229	13	138	2	1	0.4	12	23	11
			D1	32	24	172	60	294	17	2	0.2	8	61	24
			D2	0	26	134	55	259	22	2	0.2	14	56	26
			N3	149	77	317	12	48	2	3	0.4	9	25	6
98-4	66°09.382'	18°07.320'	N1	216	71	8	17	100	8	1	0.4	5	13	4
			D2	351	12	240	58	88	29	3	0.4	14	27	10
			N3	321	80	162	9	71	3	1	0.3	4	14	6
98-5	66°09.465'	18°07.234'	D1	8	0	99	64	278	26	3	0.6	13	33	10
			B D1	8	3	271	67	99	23	3	0.6	13	32	10
98-6	66°09.632'	18°07.350'	BD5	213	2	133	81	123	9	3	0.5	10	39	10
			N3	155	84	324	6	54	1	3	0.4	13	22	7
98-7	66°09.251'	18°08.644'	D5	67	3	182	82	336	7	3	0.5	24	40	18
			N3	242	83	152	0	62	7	1	0.5	41	23	10
			D6	100	19	287	71	190	2	3	0.4	13	35	16
98-8	66°09.344'	18°08.668'	N5	34	76	245	12	153	7	2	0.4	19	23	10
			D1	7	10	218	79	98	6	4	0.3	34	47	21

Site	Latitude	Longitude	Phase	σ1		σ2		σ3		P	ϕ	N	R	θ
				D	P	D	P	D	P					
			B N2	313	75	182	10	87	11	1	0.3	7	36	9
98-9	66°09.398'	18°08.751'	D2	346	13	124	73	253	11	3	0.4	15	22	7
			N2	88	84	353	1	262	6	3	0.3	30	34	16
98-10	65°57.568'	18°11.943'	D3	148	9	348	80	238	3	2	0.7	6	29	7
			D6	114	8	187	63	28	25	1	0.2	7	44	13
98-11	65°57.827'	18°12.411'	D2	176	1	56	87	266	3	4	0.4	26	32	10
98-12	65°57.902'	18°12.376'	D4	219	10	330	65	125	23	1	0.2	5	38	11
98-13	66°58'	18°13'	D6	114	3	62	85	204	4	4	0.1	11	39	10
98-14	66°09.938'	17°50.379'	N3	145	72	309	18	40	5	4	0.3	25	41	14
98-15	66°09.700'	18°08.974'	B D5	252	14	59	76	161	3	4	0.2	10	34	11
			B N1	255	79	13	5	103	10	4	0.2	9	33	12
			N3	21	76	143	8	235	12	1	0.1	4	9	3
			N6	343	71	110	16	202	10	1	0.2	15	39	12
98-16	66°09.807'	18°09.052'	N4	341	74	215	9	123	12	3	0.4	4	14	2
			D5	251	3	142	76	340	14	3	0.7	22	53	32
			N1	12	53	184	36	277	4	1	0.5	5	28	14
			BD6	106	17	133	72	18	8	2	0.8	9	38	16
98-17	66°10.352'	18°15.049'	D4	219	1	312	72	129	18	1	0.3	4	37	9
			N2	164	76	342	14	72	0	4	0.4	23	42	17
			D6	113	12	50	65	18	21	1	0.8	4	37	11
98-18	66°10.368'	18°15.272'	N4	203	56	50	31	313	13	1	0.8	4	53	16
			N5	144	69	258	9	351	19	2	0.5	13	34	12
			BD1	4	2	215	88	94	1	4	0.4	11	37	15
			N3	327	74	155	16	64	2	1	0.3	21	38	15
			D6	292	12	124	78	23	2	1	0.6	6	36	33
98-19	66°10.435'	18°15.998'	N4	115	74	212	2	302	16	2	0.3	16	28	9
			B N4	278	78	33	5	124	11	1	0.3	16	30	10
			B D2	358	18	162	71	266	5	2	0.3	13	40	14
			N2	321	83	177	6	87	4	1	0.5	13	17	7
98-20	66°10.325'	18°16.239'	N4	71	79	214	9	305	7	1	0.4	22	38	13
			D1	26	3	129	78	296	11	4	0.4	28	39	22
			B D1	27	1	128	83	296	7	4	0.3	28	41	21
			D3	150	17	322	73	60	2	2	0.6	17	28	7
			N3	337	71	129	17	222	8	4	0.3	16	33	10
98-21	66°09.665'	18°05.340'	N4	107	76	213	4	303	13	1	0.4	4	24	8
			D5	86	8	82	82	176	1	2	0.2	8	47	26
			N1	308	86	201	1	111	3	1	0.3	16	28	11
			D2	359	22	165	67	267	5	3	0.5	28	38	19
			B D2	176	9	286	64	81	24	3	0.5	28	38	18
			N6	131	63	292	25	25	7	2	0.3	16	46	11
			B N6	318	65	112	23	206	10	2	0.3	16	44	11
98-22	66°09.631'	18°05.300'	N5	127	87	266	2	356	2	1	0.4	8	49	27
			D1	23	14	151	68	289	17	3	0.3	21	43	16
			N1	357	73	193	17	102	5	4	0.3	15	27	12
			D3	332	8	141	81	242	2	4	0	19	34	11
			B N3	142	9	80	71	230	17	4	0	11	56	20
98-23	66°10.114'	18°10.649'	D1	192	12	333	75	100	9	2	0.3	6	34	12
			N1	29	79	199	11	290	2	4	0.5	16	19	9
			D6	122	5	251	82	31	6	1	0.6	8	38	15
			N3	291	67	129	22	36	6	2	0.3	17	32	10
98-24	66°10.118'	18°10.397'	B D5	75	17	214	68	341	14	1	0.4	4	37	16
			N1	144	74	18	9	106	12	3	0.4	8	30	14
			D2	355	7	119	77	264	11	4	0.4	19	32	13
			BD2	174	2	272	74	83	16	4	0.4	19	32	12
98-25	66°03.209'	17°51.700'	B D4	38	4	247	85	129	2	4	0.4	11	37	13
			N4	15	78	214	12	123	4	1	0.4	8	27	8

Site	Latitude	Longitude	Phase	σ1		σ2		σ3		P	ϕ	N	R	θ
				D	P	D	P	D	P					
			N2	308	86	159	4	69	2	1	0.4	5	8	2
			D6	284	19	82	70	195	7	2	0.3	7	31	12
			N3	102	74	311	14	219	7	2	0.4	7	39	18
98-26	66°06.328'	17°53.226'	BD4	230	1	138	65	321	25	3	0.4	17	34	13
			B D5	268	8	147	75	359	13	4	0.4	27	35	11
			D1	5	12	162	77	274	5	4	0.4	14	30	12
			N1	238	79	21	9	112	6	2	0.6	20	34	14
			N2	293	75	165	9	73	12	2	0.5	15	42	18
			N3	219	82	313	0	43	8	1	0.3	4	20	10
98-27	66°06.180'	17°65.230'	D5	251	11	85	78	341	3	2	0.6	10	36	20
			D1	192	2	84	83	282	6	4	0.5	32	37	16
			N1	30	63	183	24	278	11	1	0.3	7	38	11
			B D3	148	9	285	78	56	8	3	0.4	7	44	19
			D6	303	23	85	62	206	16	1	0.3	5	39	11
98-28	66°04.520'	17°53.370'	N1	46	67	206	22	299	7	3	0.4	18	34	13
			D1	18	19	156	65	282	15	3	0.5	21	29	11
			D2	348	22	164	68	258	2	4	0.4	18	33	15
			B D2	344	4	242	73	75	17	4	0.4	18	33	15
			N2	294	74	172	9	80	13	1	0.7	14	39	10
			D6	287	12	125	77	17	4	4	0.6	28	35	15
			B D6	107	13	295	77	197	2	4	0.6	28	34	15
			N3	106	78	308	12	217	4	2	0.4	10	46	17
98-29	66°01.493'	17°51.657'	D4	41	2	145	80	310	9	3	0.3	27	53	27
			N4	97	76	228	9	320	10	3	0.4	13	39	12
			N3	32	84	145	2	235	5	3	0.4	8	39	18
			B N3	265	81	147	4	56	8	3	0.5	8	20	7
			D6	122	6	286	84	32	2	2	1	6	30	13
98-30	66°07.11'	18°05'	N2	258	82	164	1	74	8	1	0.4	6	47	19
98-31	65°58.216'	18°04.780'	D5	76	11	314	70	170	16	3	0.5	13	33	12
			N5	195	75	72	10	339	15	1	0.5	11	31	12
99-1	65°25.8'	17°22.8'	Skjalfard.	140	71	297	18	29	7	/	0.4	4	34	16
99-3	Canyon de Eyjadalur		Skjalfard.	102	77	1	3	271	13	/	0.3	33	22	9
			Skjalfard.	14	19	188	71	284	2	/	0.4	7	28	10
99-4	Canyon de Heygardsgrof		Skjalfard.	159	82	332	8	62	1	/	0.3	16	36	13
99-6	Canyon de Steinbogi		Skjalfard.	137	2	232	72	46	18	/	0.3	4	65	16
			Skjalfard.	34	71	158	11	251	16	/	0.3	4	22	6
99-8	Canyon de Sexholagil		Skjalfard.	131	77	329	12	238	4	/	0.4	5	35	7
99-8H			Skjalfard.	194	72	89	5	358	17	/	0.2	4	47	20
			Skjalfard.	148	64	329	26	239	0	/	0.4	11	33	8
99-10	Haskadafjall		Tjörnes	288	80	174	4	84	9	/	0.5	10	16	7
99-11	Canyon de Stofufjall		Tjörnes	202	76	12	14	103	2	/	0.4	10	27	8
99-12	65°59.035'	18°21.062'	N Tröll	299	79	177	6	86	9	2	0.3	14	28	12
			D Tröll	257	4	157	67	348	22	2	0.3	9	35	18
			D Tröll	153	7	247	31	51	58	1	0.2	4	39	12
			N Tröll	92	78	288	14	197	4	4	0.3	28	39	10
99-14	65°59.631'	18°21.328'	N Tröll	213	80	122	0	31	10	2	0.4	10	37	14
			D Tröll	330	4	69	66	238	23	1	0.3	7	51	15
			D Tröll	72	22	248	68	341	1	1	0.6	7	31	10
			N Tröll	64	86	203	3	293	2	3	0.2	14	32	11
99-16	66°04.345'	19°10.915'	N Tröll	320	77	64	3	155	12	4	0.3	20	30	59
			N Tröll	229	75	123	4	31	15	4	0.3	20	25	5
			D Tröll	3	14	156	75	272	7	4	0.4	17	34	8
			D Tröll	85	1	184	85	355	5	2	0.3	10	39	16
99-17	Péninsule de Hegranes		Skagafjö.	244	5	59	85	154	0	/	0.6	19	27	13
			Skagafjö.	165	1	46	88	255	2	/	0.5	44	27	10
			Skagafjö.	213	81	92	5	1	8	/	0.4	13	27	11
			Skagafjö.	292	86	28	0	117	4	/	0.2	20	30	10
99-18	65°49.765'	19°51.728'	Skagafjö.	353	71	121	12	215	15	/	0.4	4	29	11

Site	Latitude	Longitude	Phase	σ1		σ2		σ3		P	ϕ	N	R	θ
				D	P	D	P	D	P					
			Skagafjö.	158	9	44	69	252	19	/	0.3	29	38	12
99-28	Canyon entre les fermes de Flugunyar et Flugunyri.		Skagafjö.	318	78	177	9	86	7	/	0.2	7	34	10
			Skagafjö.	12	78	103	0	193	12	/	0.3	5	24	4
00-22	66°10'05.3"	18°54'08.8"	D Tröll	16	9	236	78	107	7	4	0.6	16	40	17
			D Tröll	311	10	210	47	49	41	1	0.1	11	42	16
			N Tröll	285	75	180	4	89	15	4	0.4	35	30	11
00-23	66°10'09.6"	19°00'26.9"	N Tröll	298	86	149	4	59	2	4	0.3	36	29	10
			N Tröll	186	71	52	14	319	13	1	0.5	6	31	9
00-24	66°11'14"	18°57'04"	D Tröll	292	12	151	75	24	9	1	0.6	8	42	16
			N Tröll	336	74	172	15	81	4	3	0.3	34	32	14
00-25	66°04'26.9"	19°20'51.0"	N Tröll	139	73	267	10	359	13	3	0.3	18	30	11
			N Tröll	315	76	221	1	131	14	2	0.4	11	23	6
00-26	65°49'13.1"	19°22'32.5"	Skagafjö.	218	72	99	9	7	16	/	0.4	13	24	8
			Skagafjö.	288	16	116	73	18	2	/	0.6	21	22	7
			Skagafjö.	32	4	149	82	301	7	/	0.5	9	36	13
			Skagafjö.	19	76	210	13	119	2	/	0.2	9	24	8
00.27	65°53'48.7"	19°51'38.5"	Skagafjö.	20	77	204	12	113	1	/	0.3	38	36	12
			Skagafjö.	242	80	100	8	9	6	/	0.3	6	28	12
			Skagafjö.	17	83	209	7	119	1	/	0.2	44	39	12
00-28	65°51'16.9"	19°42'03.5"	Skagafjö.	247	76	355	4	87	13	/	0.4	15	25	6
	Baie de Drangsvik		Skagafjö.	249	70	45	18	137	8	/	0.2	11	39	11
00-29	Canyon de Kota, Route N°1		N Hofsjö.	21	80	198	9	288	0	/	0.2	8	38	12
			N Hofsjö.	338	87	226	1	136	2	/	0.4	23	28	8
00-67	65°18'09.8"	15°11'14.8"	Côte est	339	6	112	82	248	6	/	0.4	10	30	8
00-68	Jokuldalur, pont sur la Hnefla		Côte est	73	71	321	7	228	17	/	0.4	7	28	5
00-78	Selardalur, canyon Hvammsa		Côte est	285	72	190	1	100	18	/	0.3	9	27	13
00-80	Sommet du Husavikurfjall		Tjörnes	351	26	133	58	252	17	/	0.7	5	23	3
00-96	65°57'	18°22.3'	D Tröll	332	23	180	64	67	11	1	0.9	6	27	10
			N Tröll	231	71	357	11	90	15	1	0.2	6	32	16
00-99	66°01'00.5"	17°09'34.2"	Tjörnes	313	77	127	12	217	1	/	0.4	11	28	15
00-100	Storutjarnir		S Tjörnes	27	69	176	18	269	10	/	0.3	5	38	15
00-122	Canyon de la Kroka		N Hofsjö.	65	75	191	9	283	11	/	0.5	5	26	10
00-124			N Hofsjö.	14	61	211	28	117	7	/	0.2	4	47	11
00-131	65°23'39.1"	19°08'13.5"	N Hofsjö.	329	73	124	15	216	7	/	0.2	10	45	13
00-136	65°26'19.8"	19°48'13.1"	S Skaga.	114	81	303	9	212	2	/	0.3	8	32	11
00-141	Canyon Reidlaekur route 744		Skaga.	18	71	127	6	219	18	/	0.2	5	22	6
01-01	66° 08.7'	18°47.5'	N Tröll	169	73	304	12	36	12	4	0.3	84	31	10
			N Tröll	329	79	201	5	118	9	2	0.2	14	40	13
			D Tröll	195	6	43	83	285	3	2	0.4	13	38	15
01-02	66°09.2'	18°47.2'	D Tröll	190	5	70	81	281	8	4	0.4	18	33	9
			I Tröll	63	20	154	1	247	70	1	0.7	9	26	9
			N Tröll	228	76	340	5	72	13	3	0.4	56	31	10
			BN Tröll	187	86	300	1	30	3	3	0.3	21	34	9
01-03	66°00.443'	18°22.538'	D Tröll	129	3	224	60	37	30	1	0.2	21	41	14
			D Tröll	15	6	174	84	285	2	3	0.6	14	25	6
			N Tröll	341	77	188	12	97	6	4	0.4	49	36	13
			N Tröll	181	77	84	2	354	13	3	0.2	25	32	13
01-04	66°09.288'	18°44.078'	N Tröll	86	81	181	1	271	9	3	0.3	16	35	15
			BN Tröll	293	84	126	6	36	1	4	0.4	35	33	12
			D Tröll	177	3	76	72	268	17	3	0.4	9	38	10
			D Tröll	25	4	134	77	294	12	3	0.4	15	34	10
01-05	66°08.95'	18°44.84'	GN Tr	310	72	110	17	202	6	3	0.2	30	31	12
01-06	66°07.55'	18°36.52'	N Tröll	302	75	173	10	81	12	4	0.3	19	27	11
			N Tröll	95	87	306	3	216	2	4	0.2	20	45	11
			D Tröll	128	3	254	85	38	4	2	0.6	7	26	8
01-07	66°10.485'	18°50.902'	D Tröll	184	12	47	74	277	11	4	0.5	25	35	12
			D Tröll	69	41	249	49	159	0	1	0.8	20	32	13
			D Tröll	322	5	89	82	232	6	3	0.5	14	37	17
			N Tröll	233	75	117	7	26	13	4	0.3	53	32	14

Site	Latitude	Longitude	Phase	σ1		σ2		σ3		P	ϕ	N	R	θ
				D	P	D	P	D	P					
			N Tröll	49	80	209	10	300	3	4	0.2	26	43	14
01-08	66°06.755'	18°36.535'	N Tröll	233	71	351	9	84	16	3	0.2	44	34	13
			N Tröll	25	77	274	5	183	12	4	0.4	31	29	12
			D Tröll	192	2	313	87	102	3	4	0.4	31	38	9
01-09	66°06.94'	18°36.36'	N Tröll	207	69	348	17	82	12	2	0.5	20	32	11
			N Tröll	326	81	72	2	162	9	2	0.3	14	34	11
01-10	66°03.304'	18°31.354'	N Tröll	248	89	31	1	121	1	4	0.2	40	48	17
			N Tröll	144	87	300	2	30	1	4	0.3	32	40	17
			D Tröll	195	0	336	90	105	0	4	0.4	68	42	12
			D Tröll	323	3	123	86	233	1	4	0.3	23	27	9
			I Tröll	24	6	114	4	242	83	3	0.5	4	36	8
01-11	66°08.274'	18°47.458'	N Tröll	311	77	184	8	92	10	4	0.4	67	29	13
			BN Tröll	137	81	281	7	12	5	4	0.3	32	35	11
			D Tröll	30	6	245	82	121	4	4	0.5	22	37	9
			D Tröll	336	5	242	44	71	46	1	0	11	28	10
01-16	65°32.880'	20°56.506'	Vatnsnes	305	78	148	11	57	4	/	0.4	6	33	8
01-20	Hindisvik route 711		Vatnsnes	313	77	154	12	63	4	/	0.3	15	35	10
01-21	Reydarlaekur, route 711		Vatnsnes	350	77	162	13	253	2	/	0.7	11	20	7
01-23	Canyon Kambsa route 711		Vatnsnes	319	73	77	8	169	15	/	0.4	4	20	5
01-24	Canyon Fitja route 715		Vatnsnes	116	79	360	5	269	10	/	0.4	4	8	3
01-26	Canyon Vididalsa-Kolugil		Vatnsnes	76	77	167	0	257	13	/	0.5	7	24	10
01-34	65°21.00'	19°06.166'	N Hofsjö.	355	84	247	2	157	6	/	0.3	6	33	10
			N Hofsjö.	83	80	212	6	303	8	/	0.3	11	42	15
			N Hofsjö.	57	65	176	12	271	21	/	0.5	5	41	12
01-34B	Austurdalur-Villinganes		N Hofsjö.	8	70	202	19	110	4	/	0.3	10	31	9
01-35	Svartardalur route734		S Skaga.	352	71	113	10	206	16	/	0.1	10	39	14
	Skeggstadir		S Skaga.	283	74	19	2	110	15	/	0.4	13	27	12
01-43	Vestura route705		Vatnsnes	309	86	46	0	136	4	/	0.5	7	23	11
01-47	Gilsa, Blondudalur route 732		S Skaga.	237	74	352	7	84	14	/	0.3	18	28	12
01-51	66°07.689'	16°57.612'	Tjörnes	329	70	209	10	115	16	/	0.3	8	40	10
01-56	Grjotardalur Reykir route768		Skagafjö.	304	74	64	8	156	13	/	0.3	7	16	4
01-60	Austurdalur, pont route 758		N Hofsjö.	180	73	66	7	334	16	/	0.4	6	41	15
01-61	Merkigil-Austurdalur		N Hofsjö.	160	73	62	2	331	17	/	0.3	13	26	10
01-62	65°20.511'	19°00.257'	N Hofsjö.	315	86	56	1	147	4	/	0.3	29	41	14
01-65	Saudarkrokur Gonguskardsa		Skagafjö.	179	83	348	7	78	1	/	0.2	10	50	17

Annexe II: Résultats analytiques des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$

Echantillon 99-A:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0098680							
600	1,617	0,108	0,568	4,014	4,31	24,98	28,18	0,46	8,10	0,09
700	1,107	0,014	1,232	2,416	3,08	42,82	40,49	0,45	7,97	0,14
800	0,976	0,017	3,676	2,197	3,14	61,00	53,97	0,53	9,38	0,06
900	1,029	0,036	3,630	2,589	2,16	73,47	44,99	0,46	8,24	0,10
1000	1,042	0,067	3,688	2,812	1,65	83,00	39,79	0,42	7,39	0,14
1100	1,144	0,143	9,668	4,746	1,66	92,57	27,20	0,31	5,57	0,24
1200	2,957	0,116	47,814	21,527	0,70	96,47	-16,02	-0,49	0,00	0,00
1400	2,534	0,051	38,617	15,887	0,63	100,00	7,54	0,20	3,51	0,32

Echantillon 99-D:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0098680							
675	5,993	0,307	2,143	17,468	0,54	17,83	17,08	1,03	18,17	0,84
780	3,640	0,064	4,079	9,973	0,75	42,66	26,36	0,96	17,06	2,63
891	2,694	0,082	3,442	7,409	0,54	60,44	26,70	0,72	12,79	0,92
998	1,592	0,125	4,019	4,123	0,37	72,62	37,95	0,61	10,76	0,50
1102	3,987	0,253	21,310	17,935	0,31	82,75	0,54	0,02	0,39	0,66
1206	5,386	0,161	44,711	29,115	0,30	92,46	0,00	-0,45	0,00	0,00
1424	9,350	0,135	37,769	41,887	0,24	100,00	0,00	-0,60	0,00	0,00

Echantillon 99-E:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0009868							
600	3,077	0,021	2,292	9,441	5,02	31,20	14,43	0,44	7,90	0,43
700	2,705	0,015	6,745	9,582	2,56	47,04	10,95	0,30	5,29	0,23
800	1,404	0,015	1,049	3,561	1,72	57,73	28,66	0,40	7,15	0,14
900	1,594	0,028	1,788	4,535	1,77	68,76	22,21	0,35	6,30	0,16
1000	1,674	0,035	3,750	5,443	2,48	84,19	17,15	0,29	5,12	0,19
1100	13,553	0,048	17,777	46,774	1,43	93,00	7,48	1,03	18,22	2,52
1200	26,523	0,041	26,817	95,670	0,54	96,29	1,29	0,35	6,20	4,79
1400	11,144	0,028	6,830	35,043	0,60	100,00	12,17	1,36	24,12	1,32

Echantillon 99-N2:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0098680							
600	14,841	0,058	5,032	49,079	1,57	14,68	5,90	0,88	7,68	0,79
700	1,676	0,016	8,487	6,272	2,20	35,27	19,71	0,33	2,90	0,17
800	2,319	0,019	8,719	8,811	2,01	53,99	10,83	0,25	2,21	0,15
910	1,583	0,041	6,150	5,405	1,47	67,71	22,12	0,35	3,07	0,11
1010	1,035	0,055	3,734	2,968	1,29	79,80	35,31	0,37	3,20	0,09
1100	1,248	0,096	10,242	5,285	1,12	90,23	23,49	0,30	2,58	0,14
1200	3,505	0,122	113,524	50,329	0,26	92,44	-124,78	-4,80	0,00	0,00
1400	2,260	0,039	51,262	16,212	0,84	100,00	25,45	0,60	5,23	0,37

Echantillon 99-0:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0098680							
600	4,276	0,054	9,816	12,566	3,96	29,56	27,70	1,19	21,13	0,27
700	1,368	0,021	2,306	3,449	4,48	63,26	34,64	0,47	8,43	0,12
800	1,245	0,052	6,143	4,088	2,34	80,82	31,65	0,40	7,04	0,19
900	0,968	0,117	6,459	3,182	1,33	90,75	41,10	0,40	7,10	0,17
1000	1,783	0,132	7,049	6,935	0,58	95,11	8,98	0,16	2,87	0,35
1100	1,394	0,167	49,016	17,171	0,51	98,83	-50,43	-0,73	0,00	0,00
1400	4,014	0,069	81,086	37,349	0,17	100,00	-50,50	-2,16	0,00	0,00

Echantillon 99-P1:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0009868							
600	70,692	0,092	7,355	254,265	1,25	34,69	-3,73	-2,65	0,00	0,00
700	38,394	0,053	18,158	138,859	0,34	44,21	-2,15	-0,84	0,00	0,00
800	22,441	0,044	37,663	94,832	0,54	58,99	-12,71	-2,94	0,00	0,00
900	5,243	0,085	37,451	26,769	0,47	71,78	-6,19	-0,33	0,00	0,00
1000	8,274	0,248	30,458	34,473	0,19	76,97	0,68	0,06	1,03	1,41
1100	4,000	0,240	67,340	31,916	0,19	82,03	-32,07	-1,35	0,00	0,00
1200	2,412	0,085	176,623	48,273	0,38	91,18	-46,34	-1,30	0,00	0,00
1400	2,851	0,046	124,937	40,876	0,35	100,00	-56,33	-1,78	0,00	0,00

Echantillon 99-Q:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0098680							
600	10,838	0,038	2,464	32,491	2,52	19,01	14,13	1,53	27,10	0,88
700	2,149	0,015	2,508	6,524	1,79	32,50	17,45	0,38	6,68	0,21
800	1,564	0,015	3,062	4,769	1,32	42,47	21,24	0,33	5,92	0,11
900	1,323	0,021	2,073	3,577	2,04	57,90	28,57	0,38	6,73	0,13
1000	1,571	0,032	2,842	4,429	3,00	80,52	27,02	0,43	7,56	0,20
1100	13,795	0,051	14,669	48,394	1,72	93,35	4,36	0,61	10,80	1,29
1200	37,099	0,067	39,005	154,684	0,85	99,63	-14,75	-5,64	0,00	0,00
1400	201,698	0,528	330,910	860,896	0,07	100,00	-14,04	-38,19	0,00	0,00

Echantillon 99-S:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0009868							
600	25,265	0,067	4,625	85,037	1,32	17,80	3,36	0,85	15,09	2,13
700	7,970	0,023	7,697	26,906	1,13	32,91	7,45	0,60	10,60	0,55
800	8,490	0,030	14,221	30,795	1,45	52,32	4,40	0,38	6,72	0,88
900	2,436	0,072	13,338	10,639	1,02	65,96	4,63	0,11	2,03	0,22
1000	2,864	0,109	6,732	10,380	1,03	79,75	7,79	0,22	3,99	0,39
1100	1,845	0,123	13,026	8,149	0,77	90,06	12,20	0,23	4,04	0,46
1200	1,208	0,115	50,565	15,409	0,46	96,09	-23,66	-0,30	0,00	0,00
1400	3,382	0,084	130,818	39,384	0,32	100,00	-8,68	-0,33	0,00	0,00

Echantillon 99-V2:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0098680							
600	5,501	0,271	5,474	18,129	1,80	27,15	9,78	0,54	9,60	0,34
700	5,647	0,022	4,743	18,897	0,69	37,49	7,40	0,42	7,46	0,54
800	2,904	0,016	4,462	9,463	0,80	49,55	13,58	0,40	7,03	0,30
900	2,223	0,019	3,728	6,485	1,02	64,99	23,99	0,53	9,50	0,24
1000	2,392	0,021	6,821	8,183	1,27	84,08	16,45	0,40	7,03	0,35
1100	8,262	0,035	28,605	33,624	0,57	92,58	2,19	0,18	3,29	1,46
1200	8,860	0,031	28,382	34,850	0,37	98,09	4,62	0,42	7,44	0,59
1400	10,214	0,035	30,332	37,115	0,13	100,00	11,97	1,25	22,17	1,31

Echantillon 99-W1:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	10.4506	.1100459	.308736	38.49117	35.77848	61.48872	-6.932465	-.7246594	0.00	0.00
600	4.556426	5.662175E-02	.3317652	13.32175	7.454078	74.29903	14.96438	.6820174	12.61672	.4754986
700	2.570741	4.007603E-02	.749579	7.303689	3.564587	80.42301	18.13616	.4665067	8.639488	.3268441
800	1.748565	3.667373E-02	1.081519	4.824204	3.247631	86.001	21.89464	.3831657	7.099084	.2420893
900	1.553106	4.163371E-02	1.003583	4.430064	2.298936	89.94979	19.12622	.2972835	5.510334	.3049857
1000	1.640362	5.143471E-02	1.446532	4.759625	3.183279	95.41569	19.20719	.3154239	5.846033	.2005013
1100	2.35764	4.061419E-02	7.30624	8.896282	1.126742	97.34152	7.680329	.1821137	3.377586	1.194944
1200	3.643706	3.030195E-02	3.67351	12.15299	.5482932	98.28134	8.41805	.3076116	5.701468	2.158788
1400	3.741783	4.157884E-02	2.197671	11.80317	1.001518	1.00	11.18493	.4192353	7.765927	.9624832

Echantillon 99-X1:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0098680							
600	1,313	0,034	0,790	4,181	3,86	11,18	8,90	0,12	2,08	0,12
700	0,615	0,023	1,374	1,354	4,71	24,79	44,41	0,27	4,86	0,06
800	0,496	0,031	1,514	0,892	5,40	40,42	59,70	0,30	5,27	0,05
900	0,492	0,046	0,793	0,730	4,87	54,51	60,24	0,30	5,27	0,03
1000	0,459	0,048	1,023	0,720	3,11	63,50	60,99	0,28	4,98	0,06
1100	0,505	0,053	3,393	1,475	4,16	75,51	49,07	0,25	4,42	0,06
1200	0,627	0,046	2,650	3,008	7,94	98,46	-18,85	-0,12	0,00	0,00
1400	0,635	0,043	2,513	2,490	0,53	100,00	4,94	0,03	0,56	0,25

Echantillon 99-X2:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0009868							
600	6,634	0,174	0,586	22,284	8,17	59,67	2,65	0,18	3,12	0,59
720	3,847	0,082	6,037	13,771	1,35	69,49	4,72	0,18	3,24	1,05
800	3,597	0,073	7,363	13,023	0,73	74,78	6,33	0,23	4,07	0,63
900	3,891	0,087	9,684	16,091	0,57	78,87	-5,93	-0,23	0,00	0,00
1000	4,016	0,116	12,765	15,629	0,38	81,61	5,25	0,21	3,79	0,78
1100	3,029	0,117	36,253	18,264	0,33	83,97	-4,73	-0,15	0,00	0,00
1200	3,088	0,061	68,943	26,101	0,33	86,26	-13,39	-0,44	0,00	0,00
1400	2,482	0,018	14,200	6,984	1,90	100,00	51,17	1,28	22,72	0,18

Echantillon 00-A1:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-4})moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J= 0.01242							
500	1,503	0,415	0,726	4,895	0,45	7,39	8,40	0,13	2,83	0,57
600	0,510	0,259	0,765	1,476	0,64	17,88	25,01	0,13	2,86	0,36
700	0,410	0,204	1,165	1,274	1,03	34,59	26,79	0,11	2,46	0,19
800	0,357	0,165	2,096	1,341	1,01	51,04	25,99	0,09	2,08	0,29
900	0,815	0,131	10,952	5,321	2,91	98,15	-9,37	-0,08	0,00	0,00
1115	3,846	0,116	137,079	53,978	0,06	98,96	-95,11	-4,10	0,00	0,00
1210	15,223	0,113	90,586	78,872	0,04	99,53	-14,87	-2,44	0,00	0,00
1390	42,761	0,071	34,155	150,822	0,03	100,00	2,46	1,08	24,09	58,47

Echantillon 00-C2:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	4,644	0,059	0,818	21,333	0,11	0,37	-32,83	-1,53	0,00	0,00
600	4,100	0,038	0,711	16,543	0,31	1,37	-16,72	-0,69	0,00	0,00
700	1,610	0,023	0,358	5,992	1,13	5,07	-8,55	-0,14	0,00	0,00
800	0,618	0,011	0,124	0,422	11,16	41,66	76,41	0,47	8,74	0,08
900	0,613	0,013	0,196	0,355	11,61	79,73	80,03	0,49	9,08	0,05
1000	0,777	0,019	0,621	1,603	3,23	90,31	40,92	0,32	5,89	0,17
1100	1,224	0,025	0,962	4,301	1,77	96,11	0,20	0,00	0,04	0,38
1200	3,138	0,048	2,460	12,400	0,85	98,91	-10,90	-0,34	0,00	0,00
1400	26,476	0,097	2,586	91,563	0,33	100,00	0,17	0,05	0,84	12,10

Echantillon 00-C7:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	3.433054	.1449662	3.949963	11.29875	.3299303	2.464374	10.49337	.3613577	6.695786	1.499359
600	1.269746	3.026498E-02	2.298484	3.553099	.9938268	9.897248	27.17018	.3456127	6.404556	.8385525
700	.9668787	2.701239E-02	3.41881	2.25427	1.789489	23.26919	50.20162	.4866881	9.012308	.3468997
800	.7405094	3.839973E-02	3.771991	1.714185	2.85069	44.56504	58.9649	.4379307	8.111464	.1991611
900	.8939693	8.729843E-02	2.340975	1.714633	2.448409	62.87619	56.47808	.5058214	9.365693	.1580255
1000	.8196663	.1649468	1.952103	1.275827	2.191912	79.27403	65.23739	.5355453	9.914546	.1540141
1100	1.422934	.1487136	12.92081	6.349606	1.886099	93.26302	22.39673	.3219396	5.966594	.7148286
1200	1.89513	.1342407	52.26851	18.16989	.6518591	97.94769	-15.71268	-.3104486	0	7.148E-07
1400	2.443834	.1351665	58.0565	20.13859	.2869259	100	.9862027	2.5245E-02	.4686023	1.135469

Echantillon 00-C9:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	4.68477	.0367607	7.142528	16.02758	.278813	6.2242	9.187127	.4328099	8.016824	1.225361
600	1.459067	2.324002E-02	10.65399	6.377954	.6605109	20.92873	14.51888	.2136176	3.961236	.6949337
700	1.184741	1.527056E-02	16.35436	6.301405	.8855837	40.55539	25.20381	.302463	5.60619	.3543121
800	1.172804	2.111579E-02	14.87576	5.080809	.6998573	56.08406	47.12922	.5592306	10.35177	1.135565
900	1.249379	4.104211E-02	10.20604	4.98831	.5187172	67.636	30.29651	.3815597	7.069388	1.244395
1000	1.383687	.1444423	11.12249	5.83072	.5220175	79.25305	23.34416	.3258405	6.03877	1.096728
1100	2.413409	.5215474	25.31061	14.49434	.5056596	90.38029	-13.1032	-.322611	0.00	1.096E-06
1200	5.12867	.1837261	141.3275	59.16359	.1737755	93.85081	-71.32156	-4.111682	0.00	1.096E-12
1400	7.060342	.1742746	265.6085	116.1415	.3456099	1.00	-153.8349	-13.70404	0.00	1.096E-18

Echantillon 00-C10:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	3.283387	.626179	5.067288	10.94881	.2783327	6.375499	11.52717	.3799853	7.040275	1.431154
600	2.134027	.1183391	5.825015	7.118663	.3643446	14.71623	18.03686	.3866704	7.163888	1.377278
700	1.940737	7.826E-02	8.354994	7.176335	.4007868	23.873	16.76187	.3274404	6.068371	1.343117
800	1.209424	.1002496	8.597798	4.388343	.5812717	37.15078	34.47457	.4197624	7.77567	.5958555
900	1.419686	.3053212	7.893697	5.785112	.4707458	47.9098	12.69884	.181402	3.364398	1.080317
1000	1.66444	.2805921	5.778788	6.304207	.6649613	63.13293	8.938064	.1494431	2.772124	1.401304
1100	3.915584	.2272509	24.32664	18.55938	.8851151	83.10124	-1.313118	-5.241E-02	0.00	1.401E-06
1200	3.546687	7.9771E-02	41.51142	22.79551	.7594446	1.00	-17.68292	-.6481716	0.00	1.401E-12

Echantillon 00-C11:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	2.583189	5.86556E-02	1.802155	7.327934	.1996029	2.236384	20.68087	.534979	9.904088	1.452847
600	1.078222	1.78383E-02	.9514354	1.408848	.8074454	11.28916	64.47826	.6957359	12.8696	.5129435
700	.7935861	1.87046E-02	1.533658	1.116565	1.377271	26.72358	66.78019	.5305939	9.823128	.3117208
800	.6944968	3.12515E-02	2.016345	.9143636	2.035401	49.52474	74.61563	.5190204	9.609433	.1777317
900	.7084992	8.13908E-02	2.157544	1.227881	1.38584	65.04761	63.46932	.4504386	8.342604	.2496026
1000	.7067525	.1349456	1.768296	.8917291	1.207942	78.58196	73.89805	.5229985	9.682889	.1522486
1100	.8785604	.1128609	7.36826	3.418973	1.385636	94.03928	33.47537	.2958036	5.482945	.2737853
1200	1.384512	.1930992	39.44059	15.4133	.321313	97.53335	-55.73107	-.7961263	0.00	2.7378E-07
1400	1.795297	.1146576	31.05362	12.96423	.2253092	1.00	-8.31015	-.1529001	0.00	2.7378E-13

Echantillon 00-C12:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J= 0.0126						
500	30,403	1,890	3,491	98,744	0,03	0,62	6,50	1,98	44,46	20,58
600	14,829	0,684	4,039	48,787	0,03	1,16	6,21	0,92	20,87	15,99
700	6,213	0,123	3,131	19,166	0,06	2,29	13,54	0,84	19,08	4,50
800	2,244	0,031	2,339	5,748	0,16	5,21	31,89	0,72	16,22	1,63
900	1,281	0,020	1,932	3,069	0,37	12,08	39,49	0,51	11,48	0,96
1000	1,180	0,021	2,359	2,875	0,69	24,78	41,23	0,49	11,05	0,63
1100	1,073	0,023	4,979	3,370	1,05	44,01	36,49	0,39	8,91	0,66
1200	1,102	0,024	4,804	2,899	1,14	65,00	49,62	0,55	12,44	0,78
1400	0,995	0,052	3,753	2,934	1,91	100,00	36,88	0,37	8,34	0,32

Echantillon 00-D1:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J=0.01234						
500	1,543	0,014	1,471	3,404	2,09	42,38	41,69	0,64	14,28	0,65
600	2,040	0,017	8,072	7,728	0,82	58,97	13,66	0,28	6,23	1,17
690	1,395	0,023	9,786	5,977	0,70	73,10	17,47	0,25	5,46	0,95
800	1,293	0,064	9,409	5,602	0,57	84,69	17,61	0,23	5,10	0,82
900	1,405	0,122	9,342	5,878	0,58	96,48	18,21	0,26	5,73	1,16
1000	13,856	0,160	155,357	170,607	0,07	97,79	-190,42	-30,03	0,00	0,00
1100	19,396	0,058	225,504	126,716	0,06	98,86	-20,34	-4,79	0,00	0,00
1225	88,736	0,070	95,444	316,345	0,03	99,50	3,01	2,88	63,11	60,08
1380	176,257	0,063	4,749	598,208	0,03	100,00	1,74	3,07	67,10	163,14

Echantillon 00-D2:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J=0.0102800						
500	33,189	0,030	3,737	137,304	0,02	0,22	-19,40	-6,46	0,00	0,00
600	15,721	0,033	2,527	64,564	0,07	0,95	-18,34	-2,89	0,00	0,00
700	5,706	0,000	1,529	22,220	0,26	3,60	-11,88	-0,68	0,00	0,00
800	1,438	0,015	1,106	4,787	2,20	25,81	5,86	0,08	1,56	0,61
900	1,285	0,014	1,641	3,696	2,98	55,80	21,76	0,28	5,18	0,41
1000	1,654	0,022	5,809	5,872	3,30	88,90	16,02	0,27	4,93	0,42
1100	5,940	0,145	11,200	22,304	0,72	96,08	1,79	0,11	1,99	2,69
1200	13,414	0,121	121,877	80,022	0,35	99,29	-19,21	-2,85	0,00	0,00
1400	189,706	0,199	125,038	661,320	0,08	100,00	2,81	5,90	106,26	400,18

Echantillon 00-D3:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
600	29,941	0,302	3,390	125,506	0,08	0,99	-11,47	-6,30	0,00	0,00
700	21,513	0,358	3,080	83,266	0,12	2,50	-6,16	-2,49	0,00	0,00
800	4,087	0,030	1,355	13,080	0,99	14,52	5,09	0,34	6,37	1,42
900	14,506	0,037	3,762	48,811	0,63	22,21	2,84	0,55	10,09	5,68
1000	5,564	0,057	8,256	19,616	1,96	45,86	4,64	0,34	6,24	0,53
1100	3,858	0,099	6,437	13,370	2,87	80,60	6,07	0,33	6,19	0,26
1200	6,877	0,252	81,608	44,867	0,81	89,83	-9,17	-1,40	0,00	0,00
1400	63,381	0,137	51,367	224,570	0,46	95,18	1,55	1,33	24,53	17,86
1400	72,553	0,137	51,367	224,570	0,41	100,00	11,38	10,89	191,39	17,44

Echantillon 00-D5:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J= 0.01247						
500	42,511	1,668	4,622	146,258	0,04	1,28	0,87	0,37	8,36	37,81
600	15,743	0,824	4,694	55,510	0,05	2,86	-0,48	-0,08	0,00	0,00
700	6,608	0,522	3,143	21,691	0,15	7,28	7,64	0,51	11,35	3,27
800	4,026	0,095	3,343	12,659	0,20	13,26	13,76	0,56	12,45	2,20
910	2,623	0,037	3,204	7,960	0,31	22,64	19,26	0,51	11,36	1,42
1010	2,268	0,032	5,051	7,685	0,40	34,93	14,96	0,34	7,65	0,88
1120	2,182	0,033	7,791	8,238	0,69	55,95	11,75	0,26	5,80	2,41
1200	2,152	0,041	6,601	7,615	0,53	71,98	15,59	0,34	7,57	1,04
1400	1,474	0,103	5,913	4,919	0,92	100,00	27,05	0,40	8,99	0,72

Echantillon 00-E4:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	2.567285	6.65184E-02	1.457927	7.331502	.3348487	3.502209	19.35209	.4973895	9.209966	1.106709
600	.9477874	2.50928E-02	.9994165	1.60747	1.30959	17.20422	53.81338	.5104348	9.450889	.2820191
700	.7592832	2.41732E-02	1.840968	1.478449	1.968104	37.78261	53.86378	.4095675	7.587215	.1446142
800	.7452082	2.61617E-02	3.925576	1.878349	2.11818	59.89408	54.06041	.4041015	7.486168	.2229465
900	.7610363	3.38443E-02	4.334239	2.069328	1.23357	72.76705	50.93077	.3889182	7.205451	.18512
1000	.7391993	5.49043E-02	3.164837	2.17011	1.045583	83.68829	36.12245	.2676785	4.962341	.4712516
1100	.6846831	7.83723E-02	7.274191	2.56905	1.005467	94.15672	49.82001	.3430582	6.357303	.6395528
1200	1.156671	.1228805	109.8628	32.85904	.1399971	95.49686	-161.853	-2.047815	0.00	6.395E-07
1400	1.232944	.1908909	151.8362	62.70841	.4879181	1.00	-645.3525	-9.027332	0.00	6.395E-13

Echantillon 00-E6:

Tem °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J= 0.01234						
500	1,034	0,047	1,919	2,538	0,85	28,07	39,86	0,41	9,08	0,84
600	0,653	0,031	3,981	1,851	0,63	49,07	54,02	0,35	7,78	0,67
700	0,505	0,046	4,982	1,710	0,46	64,40	60,47	0,31	6,75	0,38
800	0,624	0,096	4,024	2,314	0,30	74,46	30,76	0,19	4,24	0,64
900	0,948	0,170	8,252	4,296	0,37	86,53	20,38	0,19	4,28	0,84
1000	1,250	0,116	41,042	14,965	0,30	96,23	-51,99	-0,67	0,00	0,00
1110	1,376	0,054	45,375	17,734	0,06	98,16	-77,70	-1,11	0,00	0,00
1210	5,143	0,053	40,538	27,474	0,05	99,63	-8,07	-0,43	0,00	0,00
1380	50,985	0,055	31,872	176,682	0,01	100,00	3,22	1,68	36,75	49,33

Echantillon 00-E8:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J= 0.01229						
490	5,126	0,978	0,691	15,631	0,07	1,52	12,37	0,63	14,02	5,35
590	1,789	0,386	0,633	5,191	0,10	3,60	17,94	0,32	7,10	1,59
700	0,693	0,102	0,550	0,888	0,24	8,75	67,57	0,47	10,36	0,59
800	0,487	0,024	0,499	0,586	0,50	19,36	71,18	0,35	7,67	0,27
910	0,348	0,013	0,505	0,302	0,88	38,13	83,51	0,29	6,44	0,27
1011	0,465	0,014	0,736	0,757	1,04	60,41	62,26	0,29	6,42	0,14
1120	0,839	0,029	3,793	2,850	0,70	75,28	28,32	0,24	5,27	0,90
1205	0,538	0,043	5,460	2,263	0,34	82,58	38,40	0,21	4,60	0,87
1400	0,791	0,078	5,036	3,117	0,82	100,00	23,52	0,19	4,13	0,45

Echantillon 00-E9:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J=0.0102800						
500	7.026073	.1342503	.2996415	22.04093	6.652464	35.65586	8.838744	.6211619	11.49452	1.151579
600	3.347509	7.0954E-02	1.023944	9.557191	2.955961	51.49026	18.09695	.606282	11.22003	.5460985
700	1.198173	3.4668E-02	2.540204	3.267889	2.423944	64.45937	30.9221	.3712367	6.878491	.3342263
800	.7423667	2.9160E-02	3.357548	2.031061	2.65948	78.67959	43.37011	.3228117	5.982731	.24529
900	.6954681	3.0455E-02	4.099364	2.002754	1.353526	85.91269	47.07283	.328428	6.086644	.4755665
1000	.6462565	4.5504E-02	4.077311	2.135928	1.140229	92.00605	36.86361	.2389946	4.431238	.4435585
1100	.7753841	.1162103	19.28976	6.709916	.9033898	96.77621	-7.056528	-5.55E-02	0.00	4.435E-07
1200	1.095018	.1165593	85.20094	25.10753	.2907168	98.23106	-105.2008	-1.234087	0.00	4.435E-13
1400	.9698121	7.6891E-02	48.77522	15.92074	.3430319	1.00	-80.27489	-.8093464	0.00	4.435E-19

Echantillon 00-F6:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J=0.01262						
500	2,604	0,256	0,411	7,766	0,45	12,16	14,45	0,38	8,55	1,26
600	1,172	0,174	0,393	2,687	0,55	26,98	35,49	0,42	9,45	0,51
700	0,806	0,163	0,522	1,412	0,63	44,06	53,08	0,43	9,72	0,48
800	0,688	0,161	0,894	1,016	0,57	59,42	64,89	0,45	10,14	0,28
900	0,890	0,153	2,468	2,220	0,45	71,74	44,15	0,39	8,94	0,48
1000	1,092	0,132	25,411	9,627	0,99	98,16	-17,36	-0,19	0,00	0,00
1110	3,837	0,076	33,417	24,689	0,04	99,21	-34,81	-1,37	0,00	0,00
1210	38,020	0,055	37,518	141,210	0,01	99,58	-1,84	-0,72	0,00	0,00
1390	70,623	0,104	7,888	246,727	0,02	100,00	-0,65	-0,46	0,00	0,00

Echantillon 00-G3:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J=0.0102800						
500	1.345708	.144652	.2997783	3.075954	13.29178	70.85103	32.73395	.4406067	8.16091	.2771803
600	.6372513	.1212304	1.289554	1.769552	2.374389	83.49779	26.63707	.1699162	3.15156	.4102521
700	.8865381	3.5049E-02	6.745947	4.137598	.8790109	88.15971	6.393548	5.6981E-02	1.05749	.7253453
800	.653604	.0310523	8.496318	3.972196	.9277218	93.07321	-3.706643	-.0243886	0.00	7.2534E-07
900	.6329538	8.7362E-02	8.682198	4.81773	.4703644	95.56404	-44.084	-.2809363	0.00	7.2534E-13
1000	.7243288	.1764932	12.29938	6.309867	.2523844	96.89676	-55.96004	-.409266	0.00	7.2534E-19
1100	.6940768	.2039592	61.47462	19.46468	.3792231	98.82158	-191.1914	-1.393941	0.00	7.2534E-25
1200	1.028862	7.6850E-02	133.1548	40.34996	.105023	99.32329	-270.9376	-3.111111	0.00	0.00
1400	.7627612	8.2989E-02	71.12131	19.81891	.134385	1.00	-103.2514	-.8338797	0.00	0.00

Echantillon 00-G5:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J=0.0102800						
500	44.81889	.1511599	2.381911	142.9518	1.147828	21.30774	7.749999	3.479937	63.47165	33.87763
600	20.57684	.1020298	3.026742	64.07335	.6845019	34.00811	10.42196	2.149592	39.47	2.91307
700	15.64702	9.059E-02	3.848912	49.10601	.8270234	49.34297	10.25176	1.608931	29.62357	2.080708
800	13.32667	.0889328	4.651108	41.61746	1.032419	68.47431	11.27899	1.508594	27.79031	2.007896
900	11.89722	.1527704	5.849569	38.3996	.5267535	78.22618	9.061727	1.083041	19.99432	2.010995
1000	11.3756	.2614868	16.95772	39.44251	.2473285	82.76511	8.038374	.9266866	17.12147	5.352181
1100	8.256533	.2780971	44.88656	36.70201	.2657511	87.53432	3.033434	.2595557	4.811956	6.443692
1200	8.456499	.204001	35.40396	33.52978	.2253926	91.6103	9.538555	.8295659	15.33467	4.307057
1400	4.911769	.1200069	22.23779	20.30614	.4590779	1.00	6.393348	.3195769	5.922878	1.255881

Echantillon 00-G7:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	1.014438	1.88865E-02	.721666	1.323476	1.485244	15.05278	63.3388	.6428953	11.89537	.1883471
600	.6563881	1.55718E-02	.8870768	.8501679	3.173574	47.21244	65.75014	.4318753	7.999551	.1233436
700	.7044542	1.45276E-02	3.038471	1.492175	2.503362	72.53781	59.81377	.4223628	7.823734	.3608447
800	.6824032	3.04220E-02	6.041579	1.913018	1.502956	87.70678	66.79333	.4579608	8.481594	.3300207
900	.7278113	9.47207E-02	5.948812	3.188758	.60973	93.86108	17.27486	.1263153	2.343388	.6620725
1000	1.091215	.1407647	9.750668	4.835885	.2582125	96.45957	21.76342	.2393082	4.437046	1.565305
1100	1.243152	.2546457	82.88497	27.99268	.2356595	98.69461	-159.1289	-2.115132	0	0
1200	1.415867	.1693108	206.9342	61.70575	.1108631	99.63714	-297.172	-5.018654	0	0
1400	3.874255	3.39969E-02	206.9381	68.2332	4.2680E-02	99.99999	-94.00266	-4.343969	0	0

Echantillon 00-J2:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J= 0.01227						
500	1,189	0,303	0,581	4,059	1,04	8,47	3,88	0,05	1,02	0,51
602	0,554	0,251	0,518	1,925	1,41	20,00	4,79	0,03	0,59	0,19
801	0,402	0,237	0,694	1,480	3,07	45,16	3,58	0,01	0,32	0,14
910	0,409	0,217	1,169	1,640	2,33	64,20	0,84	0,00	0,08	0,20
1011	0,492	0,168	2,381	2,279	1,70	78,05	-5,47	-0,03	0,00	0,00
1120	0,896	0,128	5,987	4,664	1,36	89,12	-11,27	-0,10	0,00	0,00
1204	1,119	0,106	8,909	6,146	0,63	94,23	-11,91	-0,13	0,00	0,00
1407	1,808	0,129	11,897	8,940	0,71	100,00	-4,30	-0,08	0,00	0,00

Echantillon 00-J3:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J=0.0102800						
500	8,857	0,267	1,564	42,308	0,10	0,71	-37,83	-3,35	0,00	0,00
600	5,063	0,245	0,990	22,282	0,40	3,48	-27,09	-1,37	0,00	0,00
700	0,905	0,237	0,643	3,882	1,89	16,66	-23,65	-0,21	0,00	0,00
800	0,327	0,235	0,888	1,407	4,78	49,98	-18,01	-0,06	0,00	0,00
900	1,187	0,223	3,526	4,865	3,75	76,02	-3,82	-0,05	0,00	0,00
1000	1,476	0,317	9,083	7,339	1,53	86,62	-9,71	-0,14	0,00	0,00
1100	4,211	0,219	17,259	17,771	0,81	92,22	1,25	0,05	0,99	1,36
1200	6,006	0,198	49,526	33,092	0,88	98,11	-11,28	-0,70	0,00	0,00
1400	41,582	0,096	17,482	137,817	0,27	100,00	6,31	2,66	48,66	10,56

Echantillon 00-K1:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J= 0.01239						
510	332,598	3,464	2,549	1112,814	0,04	1,38	3,02	10,05	211,79	533,49
610	211,934	1,534	2,083	694,875	0,03	2,29	4,98	10,56	221,85	143,38
707	91,251	0,324	1,689	300,059	0,05	3,81	4,75	4,34	94,48	56,65
800	32,429	0,056	1,668	108,310	0,09	6,64	3,45	1,12	24,87	12,46
910	12,574	0,024	1,644	42,245	0,22	13,62	3,34	0,42	9,38	6,57
1007	3,888	0,013	1,240	13,098	0,56	31,45	4,20	0,16	3,65	1,13
1120	3,966	0,016	2,573	13,355	0,53	48,31	6,21	0,25	5,51	2,18
1205	4,023	0,014	4,942	14,916	0,58	66,53	-0,22	-0,01	0,00	0,00
1405	1,496	0,026	6,416	6,522	1,06	100,00	-0,92	-0,01	0,00	0,00

Echantillon 00-K4:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J= 0.01265						
490	5,659	0,553	0,869	17,573	0,37	6,97	10,86	0,62	13,99	1,46
600	3,406	0,357	0,727	9,854	0,50	16,50	17,37	0,59	13,46	1,60
700	2,474	0,298	0,743	6,541	0,68	29,42	25,10	0,62	14,12	0,52
800	2,050	0,288	0,959	4,998	0,78	44,17	32,07	0,66	14,95	0,86
907	1,819	0,264	1,529	4,300	0,77	58,79	36,46	0,66	15,10	0,83
1010	1,700	0,209	3,256	4,709	0,68	71,71	31,06	0,53	12,04	0,40
1115	1,130	0,119	6,761	4,071	0,52	81,52	31,10	0,35	8,05	0,57
1200	0,995	0,071	9,274	4,187	0,39	88,82	33,36	0,33	7,61	0,63
1400	0,923	0,077	10,399	4,499	0,59	100,00	25,62	0,24	5,43	0,49

Echantillon 00-K7:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
				J= 0.01244						
500	10,417	0,420	0,894	33,911	0,15	3,00	6,11	0,64	14,23	6,25
600	4,924	0,223	0,946	14,884	0,17	6,44	13,49	0,66	14,86	2,67
700	2,636	0,108	1,182	7,954	0,28	12,26	15,15	0,40	8,95	1,92
800	1,346	0,050	1,245	3,537	0,52	22,94	29,31	0,40	8,85	0,51
900	0,820	0,030	1,244	1,765	0,88	40,95	46,56	0,38	8,55	0,77
1000	0,879	0,027	1,958	2,160	0,79	57,13	41,96	0,37	8,27	0,42
1120	1,118	0,032	5,233	3,453	0,60	69,48	38,27	0,43	9,62	0,54
1200	0,823	0,040	7,235	3,375	0,59	81,58	33,34	0,28	6,18	0,81
1400	0,869	0,070	7,311	3,484	0,90	100,00	33,75	0,29	6,61	0,70

Echantillon 00-K8:

Temp °C	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14}moles)	$F^{39}Ar$ libéré	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	Age Ma	± 1σ Ma
			J=0.0102800							
500	.8117176	4.759E-02	.8620654	2.089577	1.05122	11.53452	27.84098	.2261424	4.19322	.4295436
600	.3798063	2.141E-02	.9131312	.7186623	2.589941	39.95156	51.25767	.1948188	3.61298	.1269054
700	.3428641	2.494E-02	2.290172	.7518065	2.548421	67.88295	67.07934	.2304031	4.27213	6.512E-02
800	.3892663	5.848E-02	4.561268	1.752669	1.506462	84.36484	31.12511	.1215927	2.25583	8.006E-02
900	.5236558	.1347326	4.217222	2.847285	.8459379	93.62257	-15.72462	-8.261E-02	0.00	8.006E-08
1000	.3015826	.1288051	5.153047	2.848987	.3838243	97.81996	-82.65559	-.2502822	0.00	8.006E-14
1100	.5416063	.5010998	52.0498	19.08717	.2323099	100.267	-356.4053	-2.012107	0.00	8.006E-20
1200	.9957	165.068	7.483E+07	2.670E+07	1.25E-07	100.1868	-3.1953E+08	56.36534	825.229	2.064E+11
1400	.9957	418279.6	1.742E+08	6.423E+07	1.25E-07	99.99999	-8.0191E+08	60.75179	876.044	2.539E+11