



HAL
open science

CRISES VOLCANO-TECTONIQUES ET DIVERGENCE DE PLAQUES EN ISLANDE : MESURE PAR GPS ET MODELISATION NUMERIQUE

Antoine Berger

► **To cite this version:**

Antoine Berger. CRISES VOLCANO-TECTONIQUES ET DIVERGENCE DE PLAQUES EN ISLANDE : MESURE PAR GPS ET MODELISATION NUMERIQUE. Géologie appliquée. Université de Savoie, 2004. Français. NNT: . tel-00009362

HAL Id: tel-00009362

<https://theses.hal.science/tel-00009362>

Submitted on 1 Jun 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.

UNIVERSITE DE SAVOIE
U.F.R. Centre Interdisciplinaire Scientifique de la Montagne
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

THESE

présentée pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE SAVOIE

Discipline : Géologie

par

Antoine BERGER

CRISES VOLCANO-TECTONIQUES ET
DIVERGENCE DE PLAQUES EN ISLANDE : MESURE
PAR GPS ET MODELISATION NUMERIQUE

Le 21 juin 2004

devant le jury composé de :

M. P. Briole, Chargé de Recherche C.N.R.S., IPG Paris, Rapporteur

M. J. Chéry, Chargé de Recherche C.N.R.S., Université de Montpellier II, Rapporteur

M. J. Angelier, Professeur, Université de Paris VI, Examineur

M. G. Bokelmann, Professeur, Université de Montpellier II, Examineur

M. M. Tardy, Professeur, Université de Savoie, Examineur

M. F. Jouanne, Maître de Conférences, Université de Savoie, Directeur de Thèse

M. R. Hassani, Maître de Conférences, Université de Savoie, Invité

M. T. Villemin, Maître de Conférences, Université de Savoie, Invité

*A ma grand mère, Lucette, pour m'avoir transmis sa passion
pour la culture et les montagnes savoyardes ...*

*A Laurent et Romain, les deux baujus ... on continuera à vous suivre
Là-haut ... sur les crêtes de l'Arcalod ou de la dent d'Arcluse...*

Prologue

En général quand on en est là, c'est que c'est bon signe et que c'est la dernière ligne droite ... mais il reste une étape importante pour boucler ces quelques années de thèse comme il se doit. Jamais je n'aurais pu en arriver là sans l'aide et le soutien de nombreuses personnes qui ont cru en moi dès le début ... c'est à dire bien avant mes études en géologie.

On pourrait commencer par une petite histoire, une sorte de « il était une fois ... » et c'est presque ça ... Tout a commencé à l'âge de 13 ans quand un professeur un peu fou nous a enseigné avec tant de passion la géologie dans le petit collège de Thônes en Haute-Savoie ... lieu idyllique et privilégié pour s'initier à l'amour des pierres et des structures alpines ... Entre falaises urgoniennes des Aravis et klippe sub-briançonnaise de Sulens, j'ai vite pris parti pour le caillou ... je pense que tout s'est confirmé pendant le mois de novembre 1991 ... quand ce professeur fou nous emmena nous imprégner de la puissance terrestre au Stromboli ... puis à l'Etna un an plus tard ... Forcément une éruption ça laisse des traces, ça marque, un peu comme une mouche qui s'éprend de la lumière ... On a envie d'y retourner inlassablement, même si ça paraît incongru pour beaucoup de monde. Depuis c'est fini, je crois que je suis perdu pour le raisonnable, il faut s'y faire, la géologie est devenue cette lumière pour moi ... Pour toutes ces découvertes éclairées, je vous salue bien bas **Mr Tornafol** ...

Mais l'histoire ne s'arrête pas là ... L'aspect scientifique des choses s'est affiné peu de temps après ... quand un autre professeur de physique aussi fou eut la lumineuse idée de m'inviter à creuser tout un été dans un lieu un peu humide et frais ... pour y chercher des os et des cailloux ... oui mais quels cailloux ! 400 silex sur un mètre carré c'est pas anodin ... et ouf !! c'est long à extraire. Mais finalement ce sont surtout les longues heures de discussion sur cette table en bois de la Balme de Thuy, dans cet abri sous roche, qui ont permis à la passion et la rigueur scientifique de me titiller ... A répertorier tous ces objets préhistoriques et à écouter les longs récits de voyages volcaniques (encore eux !) en Indonésie, en Italie mais surtout ... en Islande, ce pays qui manque de qualificatifs ... Il y a 8 ans, après un autre été un peu moins glorieux, je vous avais promis que j'y retournerai ... avec un projet scientifique ... Chose promise, chose due ! La voilà ... un mélange de science et d'émerveillement ... comme ces étés préhistoriques ... pour tous ces moments inoubliables, je vous salue bien bas **Jean Pierre Ginestet**

Sans vous deux, je ne serais certainement pas là ... j'aurais la tête ailleurs sur quelque chose de moins Terre à Terre ... Je ne peux que vous remercier pour avoir eu cette folie communicative et contagieuse, même si le « remerciement » est un peu faible pour tout ce que vous m'avez apporté. J'y ai gagné la passion de la Terre et deux amis ... deux des éléments les plus forts pour moi. Cette thèse vous est dédiée ...

La suite est peut être plus convenue mais pas moins importante ... car une thèse, c'est un laboratoire, une équipe, un entourage. C'est pourquoi je voudrais tout d'abord remercier Marc Tardy, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire, pour le soutien qu'il m'a toujours apporté et pour m'avoir permis de commencer cette thèse dans les meilleures conditions. Je remercie également Thierry Villemin, pour avoir co-encadré cette thèse (son aide fut très précieuse

toutes ces années) et surtout pour m'avoir permis de concrétiser ces missions en Islande. Je me souviens encore de ce sourire joyeusement sadique le soir devant un verre ou le matin devant un bol de café à Hallbjánarstaðir (ça se prononce Hatlbiaonarchtazère ;-)) en disant « bon ! aujourd'hui ! le programme ! » ... pas de répit pour la géodésie ! ... même devant le lever de soleil islandais ...

Et comment faire quand un autre sadique s'y met de plus belle une fois revenu devant l'écran ? ... L'éternel « alors ! ça tourne ? !! » ... 5 ans déjà que j'entends cette phrase au mois une fois par semaine ... ADELI et Bernese ont le malheur de calculer pendant très très longtemps ... Mais voilà, quand on connaît le bonhomme, on sait que c'est par pure taquinerie. Aaah, qu'est ce qu'il ne ferait pas pour me titiller celui là ... Mais bon, François Jouanne, tu as cru en moi dès l'entrée à la fac et ça c'est pas rien ... voilà 8 ans déjà que tu me souffles la fibre géodésique. Ma première mission GPS à Digne a été responsable de tes premiers cheveux blancs, la deuxième manquée en Islande a dû en rajouter quelques uns ... mais la soutenance du DEA fut le summum je pense. Je n'imagine même pas la soutenance de cette thèse ... mais comme diraient certains « le millimètre ça se mérite » ! ... ça vaut bien les heures de contemplation à dévorer des yeux le fjord Skjalfandi pour y chercher quelques baleines ou encore les belles journées de stress et de calculs à extraire toute la quintessence et la subtilité de la mesure GPS. Donc vraiment ... merci ... pour m'avoir proposé d'abord ces stages, ce DEA puis surtout cette thèse, pour m'avoir tout le temps poussé, pour avoir rôlé, pour avoir stressé à ma place, pour toutes ces petites choses quotidiennes qui m'ont fait avancer et qui m'ont permis de concrétiser ces excellentes années au Bourget du Lac. Je crois que c'est dur de trouver plus fort soutien ...

-Riad- « ADELI online j'écoute ? » ... -moi- « j'ai un problème ... ça marche pô ... » ... on pourrait résumer les choses comme ça ... mais en beaucoup plus convivial ;-)) ... c'est qu'il est capricieux ce soft, pas autant que Bernese, mais quand même, après plus de 4 ans d'utilisation on arrive plus ou moins à le dompter ... Il reste les imprévus, les « bée alors pourquoi ça marche pô ?!! » ... je crois qu'on a pas mal exploré ensemble toutes les possibilités de plantage d'ADELI mais je pense qu'il en reste, j'ai un don pour tomber dessus ;-)) ... donc je voudrais te remercier, Riad Hassani, pour ta bonne humeur communicative, ton flegme légendaire quoiqu'il arrive A ce niveau là, je pense qu'on s'est bien trouvés, au désespoir de François qui a du mal à nous stresser ;-))... Merci pour avoir inventé la bête avec Jean, pour m'avoir aidé et soutenu quels que soient le contexte ou la bourde que j'aie pu faire ... je suis totalement partant pour continuer !

... Pendant ces quelques années, il y a un couloir extrême que j'ai parcouru tous les jours, peuplé de chercheurs, d'ingénieurs, de techniciens, de secrétaires Les pauses-café n'en sont que plus longues à chaque fois ... merci à vous ... à Marc, pour ton aptitude à toujours déconner, pour m'avoir aidé pour le monitorat et pour toutes ces sorties mémorables à extraire la vase des lacs alpins ;-)) ... Bon, va quand même falloir que je t'emmène à la Pointe Percée un jour, c'est facile tu verras, c'est juste les Aravis ;-)) ... à Fayçal, pour ta bonne humeur, tes blagues débiles, ta faculté à mettre en boule François tout en restant hilare ... Au fait, tu m'as toujours pas apporté ta guitare ;-)) ... à Dédé, aarf ! grâce à toi le microclimat de la Serraz sert enfin à quelque chose ;-)) ... par contre désolé, mes origines font que je serai toujours adepte du reblochon ;-)) ... à Gilou, le Master of The World du calembour à la noix ;-)) made in Grésivaudan. Le pire, c'est qu'on y vient surtout en fin de thèse quand le cerveau se liquéfie :-)) ... à Françoise, pour ta gentillesse, ton aide pour les missions et les tâches administratives qui me dépassent toujours ... pis tous les autres ... que j'ai eus en cours, ou côtoyés dans ces

couloirs ... Serge, Dzik, Jimmy, Jean-Yves, Jean-Luc, David, Jean, Pierre-Louis, Philippe, Mathieu,

L'aide vient également parfois de l'extérieur ... de ces personnes qu'on rencontre au détour des congrès, des réunions ou d'une mission ... A ce titre, je voudrais remercier chaleureusement, Jean Chéry et Rodolphe Cattin, pour les longues discussions qu'on a pu avoir sur ADELI et sur mes modèles pendant les réunions très instructives de l'ACI Cat-Nat. Ca a vraiment contribué à dégrossir le travail et se concentrer sur les choses importantes. Et puisqu'on en est là, je te remercie encore Jean ainsi que Pierre Briole pour avoir accepté de rapporter sur ce travail.

.... L'Islande est peuplée de bonhommes un peu rudes, pas faciles d'accès ... mais quand on connaît le climat, le blizzard, la longue nuit hivernale, on comprend ... Et puis finalement, beaucoup de monde reproche la même chose aux Savoyards ;-) donc c'est peut être pour ça que je me suis bien entendu avec vous ... Une fois qu'on a cassé la glace, on y découvre des gens chaleureux, toujours prêts à aider, à rendre service, même tard le soir quand on a crevé un pneu ou qu'on est en galère pour dormir ... Je ne peux que vous remercier vous tous, tout d'abord Ragnar et Freystein pour m'avoir accueilli dans vos laboratoires, le *Veðurstofa* et le *Norðvulk* ... Halldor et Erik pour les longues heures passées au Vitabar ou au Circusbar de Reykjavik à discuter de la géodynamique et de la culture islandaise devant quelques bières (« humm my best friend » dixit Erik et merci Halldor pour Sigur Ros et Minus ... Ca fait du bien aux oreilles ;-)) A Fredrik pour nous avoir dépannés pour un peu tout et n'importe quoi à Husavik ... on devrait t'appeler Mr Husavik ! ... et puis à tous les autres dont je ne connais pas le nom et avec qui j'ai pu discuter chaleureusement dans les laboratoires, les campings, les bars, etc

Mais que seraient ces années d'études sans toute la clique d'étudiants et amis qui m'ont accompagné sur les bancs des amphis, ou sur les chaises plus confortables du laboratoire ... et ils sont nombreux les bougres. Je pense tout d'abord et avant tout à deux personnes : Yannick pour m'avoir accompagné durant les premières années ... aux pays du froid, l'Islande et le Québec, à chercher des cailloux dans le massif du Mt Blanc ou tout simplement prendre du bon temps au dessus du brouillard en hiver. Mince, c'était chouette tout ça. On remet ça quand ? Et Jidé, pour m'avoir montré la voie photographique ... les premières pellicules grillées ensemble, les premiers conseils de filtres ... c'était sur le terrain, au Taillefer ou ailleurs. Maintenant c'est plus sérieux, mais tout aussi joyeux et détendu, que ce soit en Normandie ou sur les crêtes jurassiennes, l'index est devenu musclé et rapide, l'œil s'est affiné... j'espère bien qu'on concrétisera ensemble ces deux passions en un seul et même projet ... Elles le valent vraiment !

Puis il y a les deux colloc' ... de bureau. 3 années passées dans une même pièce, ça laisse des traces ... Fabien tout d'abord, le calme, mais comment tu fais !! pour être aussi absorbé par le climat ... quoiqu'il arrive ... merci de m'avoir initié aux grandes courbes et appris à jouer avec les éléments du terrain ... les roll-over commencent à être plus précis maintenant ... au fait ... on se le monte quand ce labo new style ? earth and ride ;-) ... puis y a l'autre ... là ... Jérôme ... celui qui n'arrête pas de bouger, l'adepte de la Caz-cade... c'est fou ! l'exact contraire de Fabien, dans le même bureau ! j'aurais jamais cru ça possible ;-) ... les grandes courbes ont été beaucoup plus virtuelles mais ouf !! on en a passé des heures à se tirer la bourre ... Tu me rappelleras qu'on a encore quelques matchs à faire également avant d'en

finir ;-)) ... Merci à vous deux, j'aurais pu rêver mieux, moins poilues et plus attirantes, mais c'est pas grave, on a passé de vraiment grands moments qui feront, c'est sûr, honneur à la digne lignée des thésards chambériens ...

... Mais ce serait oublier les voisins de palier : los Americanos, tout d'abord, Eva, Jose, Eduardo ... Rien ne vaut un échange de culture, le Pozole au reblochon ... On essaye quand ?!! Puis les anciens, qui nous ont précédés sur ces chaises, Djer le fou « El Gran Ganna », Oliver (Nikon c'est mieux que Pentax je te dis ;-)), Manu « manolo » (j'ai encore mal au crâne ;-)), Vinc' le prof (tu ferais un bon conteur pour mes docu') ; et les ch'tiots, Pierrot le playboy, Julie la folle, Max « chocapic » (tu enlèveras ton frein à main ? ;-)) et Pierrot le bitnik ;-)) Merci à vous tous, ce serait pô pareil si vous n'aviez pas été pas là ...

L'université de Savoie a également l'avantage d'être un microcosme où les labos côtoient les amphis et les salles de cours, où nos étudiants deviennent avant tout des amis et des colloc' ... Ce fut chouette de rouiller dans cette cour à recharger les batteries au soleil ou à chercher les moindres couloirs des Bauges ou de Belledonne avec vous ... Donc merci à vous tous et vous êtes nombreux, Betty (BD 1ere), Flop (Pouac !), Bruno (BD 2°), Elo, David, Tranbert, Emilie, Lydie, El Rustin, Ju « Tchanga », Bruno « des Ecrins », ... et tous les autres que j'oublie.

... Les petites choses anodines qui agrémentent ces années en dehors de la fac pour tant de raisons différentes ... les potes : Boris « Bohème », Bastien, Cécile, Céline, Mat, Laure, Karine, Mat Yom Poulet et Fab de Day Of Collapse Toutes ces naissances qui m'ont fait prendre un coup de vieux : d'abord Avril et Ange mes ch'ti filleuls, pis Mariette « Inuk » et Juliette ... merci aux créateurs, la vie y a que ça de vrai Les bêtes à poil qui vous envahissent de générosité et d'affection : Margot, Luna, Ibu, Calva, Stafï Et puis aussi la coopérative du Noiray, le matos Nikon, Cokin, Velvia, Horizon, Photoshop et autres bonheurs photographiques, le Munich, les bières du Mt Blanc, les pâtes Barilla et Alpina, mon AX et ma Fiesta, les 7 Laux

Voilà ... ça se termine ... il reste ... le plus important, car rien, mais rien ne serait arrivé si vous n'aviez pas été là et si vous n'étiez pas vous ... :

... Nath ... même si je sais que tu ne liras jamais ces lignes ... pour avoir partagé une grande part de ces études ... y a une grande part de toi là dedans, dans ce que je suis maintenant ... mes rêves, mes projets professionnels ... merci....

... ma sœur Lise et mon frère Thomas ... vous voyez Bill le Caillou arrive enfin à l'âge de la raison, des responsabilités, bientôt fini l'éternel étudiant ... et non ... les cailloux amassés dans ma chambre ne sont pas destinés à la repaver ;-)) ... merci à vous deux ... chacun à votre manière, pour les recettes de cuisine qui vous sauvent une vie d'étudiant ... pour les sorties à Lyon ou une mise en page fastidieuse ... pour le goût de la rando qui n'était pas très fort au début ... pour Mimi et Avril ... ça fait furieusement du bien de voir un îlot de bonheur ...

... et surtout mes Parents, Françoise et Patrice ... comment dire ... il faudrait un bouquin complet pour tout écrire ce que je ressens ... merci de m'avoir toujours soutenu malgré cette idée incongrue de me lancer dans les cailloux dès le plus jeune âge, merci d'avoir toujours cru en moi et de continuer quoiqu'il arrive à me faire confiance les yeux fermés ... pour finir il faudra quand même qu'on y aille tous ensemble ... en Islande.

Tables des Matières

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----------|
| I. Introduction | 17 |
| II. L’Islande | 21 |
| II.1. Cadre géodynamique de l’Islande | 21 |
| II.1.1. Le point chaud d’Islande | 22 |
| ➤ Histoire..... | 22 |
| ➤ Structure et composition actuelle | 24 |
| II.1.2. La ride médio-océanique de l’Atlantique Nord | 25 |
| II.1.2.1. La ride de Reykjanes | 26 |
| II.1.2.2. La ride de Kolbeinsey | 27 |
| II.2. Géologie générale et géodynamique actuelle de l’Islande | 28 |
| II.2.1. Pétrologie et structure | 28 |
| II.2.1.1. Unités stratigraphiques..... | 28 |
| II.2.1.2. Pétrologie | 30 |
| II.2.1.3. Structure crustale..... | 30 |
| II.2.2. Unités tectoniques et volcaniques actives..... | 31 |
| II.2.2.1. La zone néovolcanique..... | 33 |
| ➤ Zone Volcanique Ouest..... | 33 |
| ➤ Zone Volcanique Est..... | 33 |
| ➤ Zone Volcanique Nord..... | 33 |
| ➤ Zones volcanique hors axe | 34 |
| II.2.2.2. Les zones sismiques et transformantes | 34 |
| ➤ Zone Sismique Sud Islandaise..... | 34 |
| ➤ Zone de Fracture de Tjornes..... | 36 |
| II.2.3. Activité sismique et volcanique..... | 41 |
| II.2.3.1. Activité sismique de l’Islande | 42 |
| ➤ Sismicité historique | 42 |
| ➤ Sismicité actuelle | 44 |
| II.2.3.2. Activité volcanique de l’Islande..... | 46 |
| ➤ Eruptions fissurales | 47 |
| ➤ Crises de rifting..... | 48 |
| ➤ Eruptions sous glaciaires..... | 48 |
| ➤ Eruptions sous-marines | 49 |
| II.3. Conclusion et problématique | 50 |
| III. Étude de la déformation de l’Islande par GPS continu..... | 55 |
| III.1. Introduction..... | 55 |
| III.2. Principe de la mesure de la déformation par GPS continu | 55 |
| III.2.1. Principe de fonctionnement | 55 |
| III.2.1.1. Les satellites GPS..... | 56 |
| ➤ La constellation | 56 |
| ➤ Signaux émis | 57 |
| ➤ Détermination et précisions des orbites..... | 59 |
| III.2.1.2. Equations d’observation..... | 60 |
| ➤ Pseudo distance | 60 |
| ➤ Phase | 60 |
| III.2.1.3. Décalages d’horloges | 62 |
| III.2.1.4. Différences entre les équations | 62 |
| ➤ Simples différences | 62 |
| ➤ Doubles différences..... | 63 |
| ➤ Triples différences..... | 64 |

| | | |
|------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| III.2.1.5. | Effets atmosphériques | 65 |
| ➤ | Effets de l'ionosphère..... | 65 |
| ➤ | Effets de la troposphère..... | 66 |
| III.2.1.6. | Expressions des observables après correction..... | 67 |
| III.2.1.7. | Combinaisons linéaires des observations..... | 68 |
| ➤ | Combinaison L3 éliminant les effets de l'ionosphère | 68 |
| ➤ | Combinaison L4 éliminant les effets géométriques | 68 |
| ➤ | Combinaison L5, ambiguïtés de grande longueur d'ondes | 68 |
| ➤ | Combinaison L6 Melbourne-Wubben..... | 69 |
| III.2.2. | Traitement des données GPS à l'aide du logiciel Bernese 4.2 | 69 |
| III.2.2.1. | Stratégies et différentes étapes de calculs utilisées | 69 |
| ➤ | RXOBV3..... | 69 |
| ➤ | PRETAB | 70 |
| ➤ | ORBGEN | 70 |
| ➤ | CODCHK..... | 70 |
| ➤ | CODSPP..... | 70 |
| ➤ | SNGDIF | 70 |
| ➤ | MAUPRP | 70 |
| ➤ | GPSEST (1)..... | 71 |
| ➤ | RESEDIT | 71 |
| ➤ | GPSEST (2)..... | 71 |
| ➤ | GPSEST (3)..... | 71 |
| ➤ | GPSEST (4)..... | 71 |
| III.2.2.2. | Solutions journalières et création des séries temporelles..... | 71 |
| III.3. Juin 2000-Décembre 2002 : 2 ans ½ de déformation en Islande | 72 | |
| III.3.1. | Le réseau GPS continu de l'Islande..... | 72 |
| ➤ | Description du réseau..... | 72 |
| ➤ | Résultats préliminaires | 74 |
| III.3.2. | Estimation des vitesses moyennes entre juillet 2000 et décembre 2002 | 77 |
| III.3.3. | Localisation et répartition de la déformation locale actuelle de l'Islande | 79 |
| III.3.3.1. | Problèmes d'acquisition de mesures | 80 |
| ➤ | Changement d'antenne..... | 80 |
| ➤ | Problèmes liés à la météorologie..... | 80 |
| III.3.3.2. | Evolution temporelle des déplacements observés dans le système référentiel ITRF2000..... | 84 |
| ➤ | Variation de la composante horizontale | 84 |
| ➤ | Variation de la composante verticale | 90 |
| III.3.3.3. | Analyse de la déformation dans les zones sismiques..... | 93 |
| ➤ | Zone Sismique Sud Islandaise..... | 93 |
| ➤ | Zone Sismique Nord Islandaise..... | 101 |
| III.3.3.4. | Analyse de la déformation dans les zones volcaniques | 103 |
| ➤ | Zone Volcanique Est : le cas du Katla..... | 103 |
| ➤ | Le cas des stations REYK et HOFN..... | 115 |
| III.4. Conclusion | 118 | |
| IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande..... | 123 | |
| IV.1. Introduction..... | 123 | |
| IV.2. Méthodes numériques utilisées dans ADELI | 124 | |

| | | |
|--------------|--------------------------------------------------------------------------------|------------|
| IV.2.1. | Introduction..... | 124 |
| IV.2.2. | Aperçu sur la méthode des éléments finis | 125 |
| IV.2.2.1. | L'approximation par éléments finis | 125 |
| IV.2.2.2. | La discrétisation spatiale du problème mécanique..... | 126 |
| IV.2.2.3. | La discrétisation temporelle | 127 |
| IV.2.3. | Caractéristiques du code utilisé (ADELI)..... | 128 |
| IV.2.3.1. | La méthode de la relaxation dynamique | 128 |
| IV.2.3.2. | Le type d'éléments finis utilisé | 128 |
| IV.2.3.3. | Maillage 3D utilisé dans ADELI..... | 129 |
| IV.2.3.4. | Les lois de comportement | 129 |
| ➤ | Le comportement élastique | 130 |
| ➤ | Le comportement visqueux et viscoélastique..... | 130 |
| ➤ | Le comportement plastique | 132 |
| IV.3. | Le Nord de l'Islande : analyse et modélisation de la réponse post | |
| | crise de rifting du Krafla..... | 135 |
| IV.3.1. | Géodynamique actuelle de la région du Krafla | 135 |
| IV.3.1.1. | Structure crustale du champ de fracture du Krafla..... | 135 |
| IV.3.1.2. | 1975-1984 : La crise de rifting du Krafla..... | 137 |
| IV.3.1.3. | 1987-2003 : la réponse post-crise observée par satellites | 139 |
| ➤ | 1987 à 1995 | 139 |
| ➤ | 1997 à 2002 | 143 |
| ➤ | Mesures interférométriques sur la caldéra du Krafla..... | 145 |
| IV.3.2. | Modélisation de la déformation post-crise de rifting du Nord de | |
| | l'Islande | 145 |
| IV.3.2.1. | Introduction | 145 |
| IV.3.2.2. | Présentation des modèles 2D et 3D..... | 146 |
| ➤ | Structure crustale et rhéologie | 146 |
| ➤ | Définition du chargement..... | 149 |
| ➤ | Justification des conditions aux limites des modèles 3D..... | 151 |
| ➤ | Validation des modèles numériques..... | 156 |
| IV.3.2.3. | “Steady-state plate divergence and volcano-tectonic crisis in | |
| | Northern Iceland: a numerical approach of the accommodation | |
| | properties of the lithosphere” : article soumis à Geophysical | |
| | Journal International..... | 157 |
| IV.3.2.4. | Modélisation en 3D de la déformation actuelle du Nord de l'Islande .. | 168 |
| ➤ | Rôle de la viscosité dans le contrôle spatial de la déformation | 168 |
| ➤ | Importance d'une ouverture syn-crise dans le champ de fracture de l'Askja..... | 172 |
| ➤ | Influence de la faille d'Husavik dans l'amortissement de la déformation..... | 189 |
| ➤ | Analyse de l'évolution des vitesses et des contraintes de notre modèle..... | 197 |
| IV.4. | Conclusion | 211 |
| V. | Conclusion générale | 215 |
| | Bibliographie | 219 |
| | Liste des figures..... | 231 |
| | Listes des tableaux | 241 |
| | Annexe 1 : Séries temporelles des stations CGPS d'Islande exprimées par | |
| | rapport à l'ITRF2000 | 245 |

Chapitre I

Introduction



I. Introduction

L'étude des mécanismes qui contrôlent la déformation dans les zones extensives n'est possible qu'en de rares endroits où un rift médio-océanique, normalement structure sous marine, se trouve à l'air libre. L'Islande, où la ride médio-atlantique émerge sur 500 km de long, et le rift est-africain sont les deux seules régions qui permettent une étude poussée de ces mécanismes et surtout un suivi continu de la déformation extensive actuelle. L'Islande et la région des Afars (partie nord du rift Est-Africain) associent, de surcroît, l'activité d'un rift à la présence d'une plume mantellique. La particularité géodynamique de ces deux régions en font des zones privilégiées pour l'étude des phénomènes géologiques liés au fonctionnement d'une dorsale océanique et d'un point chaud.

L'Islande présente l'avantage d'être particulièrement bien instrumentée pour le suivi permanent de la déformation que ce soit en terme de déplacement avec un réseau de 17 stations GPS permanentes ou en terme de sismicité avec un réseau très dense de stations sismiques. Les nombreuses études réalisées à ce jour sur l'activité tectonique de l'Islande ont montré que la déformation extensive s'exprime à la fois par des crises volcaniques et tectoniques et par une ouverture permanente de la dorsale océanique [Einarsson, 1991 ; Bergerat & Angelier, 1999 ; ...]. La récurrence de ces crises varie d'une dizaine d'années pour les éruptions volcaniques dans la Zone Volcanique Est à environ 250 ans pour les crises de rifting dans la Zone Volcanique Nord. De nombreux auteurs ont montré qu'à la suite de ces crises une phase de relaxation post-sismique [Árnadóttir et al., 2001 ; Pedersen et al., 2001 ; Tryggvason et al., 2002 ; Bergerat & Angelier, 2003 ; Jónsson et al., 2003 ; ...] ou post-crise [Hofton & Foulger, 1996 ; Pollitz & Sacks, 1996] se met en place sur une durée qui varie en fonction de la nature de la crise. Ces phases de relaxation affectent une grande partie de l'Islande et induisent des variations de déplacement dont l'origine est discutée [Henriot et al., 2001 ; Geirsson, 2003 ; ...]. De même, de nombreuses études géodésiques et sismiques ont montré que des signes précurseurs, comme une augmentation de la sismicité ou une phase accumulation de magma en profondeur, ont eu lieu avant les nombreuses éruptions volcaniques en Islande [Clifton et al., 2002] ou les crises de rifting comme celle de Krafla, dans le nord de l'Islande, entre 1975 et 1984 [Brandadóttir & Einarsson, 1979 ; Tryggvason, 1986 ; ...]. L'ensemble de ces études montre donc que la déformation extensive de l'Islande n'est pas continu mais au contraire est marquée par différentes phases qui s'expriment en surface par des variations temporelles de déplacement. C'est pourquoi l'étude de l'ensemble de ces variations est primordiale pour comprendre et appréhender les mécanismes extensifs qui contrôle la déformation en Islande et pour, à terme, estimer le risque sismique et volcanique de l'Islande.

Dans ce travail, nous nous proposons de quantifier et d'analyser ces variations temporelles de déplacement ainsi que l'extension permanente afin de mieux appréhender l'ensemble des mécanismes qui contrôle la déformation active de l'Islande. Cette étude a pour but de détecter les différents types de variations de déplacement qui ont lieu dans les différentes structures tectoniques actives de l'Islande, de quantifier ces variations sur les 3 composantes du déplacement, d'estimer leur durée et leur origine, et de connaître leur relation avec l'extension permanente de la dorsale médio-océanique.

Pour cela nous avons utilisé deux outils différents (1) le **GPS permanent**, qui permet d'enregistrer et de quantifier l'ensemble des variations de déplacement et donc de rechercher

la source et l'origine de ces variations, ou encore de détecter des signes précurseurs de séismes, d'éruptions volcaniques et pourquoi pas d'événement plus complexes comme les crises de rifting ; (2) la **modélisation numérique** par éléments finis, qui, comparée à des observations géophysiques et géodésiques (structure crustale, déplacements, microsismicité, ...), permet de proposer une origine aux déplacements enregistrés, d'appréhender l'influence de la structure crustale et de chaque structure tectonique sur la géodynamique régionale ou encore d'avoir une estimation sur la durée des événements en cours et d'appréhender les phases de déformation qui devraient se produire dans les années à venir.

Ce mémoire est construit de la façon suivante : le **chapitre II** présente le contexte géodynamique de l'Islande et les détails géologiques nécessaires à la compréhension des chapitres suivants . Le **chapitre III** présente l'ensemble des variations de déplacement enregistrées entre juillet 2000 et décembre 2002 par les 17 stations GPS permanentes de l'Islande, tout d'abord individuellement par rapport au système de référence mondial ITRF, puis à l'aide de base entre les différentes stations. Les séries temporelles ainsi obtenues seront mises en relation avec l'évolution de la microsismicité des différentes zones actives de l'Islande afin de connaître l'origine probable des variations de déplacements observées. Le **chapitre IV** présente les résultats de simulations 2D et 3D de la crise de rifting du Krafla (entre 1975 et 1984) et de la relaxation qui a suivi (de 1984 à nos jours), à l'aide du code par éléments finis ADELI [*Hassani et al., 1997*]. Les résultats de ces simulations seront comparées aux déplacements mesurées lors de différentes campagnes GPS qui ont eu lieu dans le nord de l'Islande entre 1987 et 2002. Les chapitres III et IV sont conçus pour pouvoir être lus indépendamment, chacun comprenant une présentation détaillée du problème qui y est abordé, des techniques utilisées lors de cette étude, des différents résultats obtenus et d'une conclusion partielle. Le **chapitre V** présente une conclusion générale mettant en relation l'ensemble des résultats et des conclusions obtenus lors de ce travail.

Chapitre II

L'Islande



II. L'Islande

II.1. Cadre géodynamique de l'Islande

L'Islande est localisée au sud du cercle polaire arctique entre les latitudes 63°N et 67°N et les longitudes -13° à -25° (Fig II.1). Avec une superficie de 103 000 km², c'est la deuxième plus grande île d'Europe. Elle se situe dans la continuité nord de la ride médio-atlantique (qui marque la limite entre la plaque nord-américaine et la plaque eurasienne), entre les rides de Reykjanes (au sud) et de Kolbeinsey (au nord) (Fig. II.1). D'une épaisseur crustale moyenne de 30 km [Zverev *et al.*, 1976 ; Bott and Gunnarsson, 1980], l'Islande doit sa formation à l'intense activité volcanique provoquée par l'interaction entre le rift médio-Atlantique et le point chaud islandais. A ce titre, elle représente avec le triangle des Afars (Djibouti), les deux seules terres émergées au monde présentant ces deux aspects géodynamiques. L'Islande constitue également, avec les îles Feroë et les îles Shetland, la principale terre émergée de la ride assismique Groenland-Ecosse (fig II.1), ride qui résulte de l'épaississement crustal engendré par l'activité d'un panache mantellique appelé « point chaud islandais ».

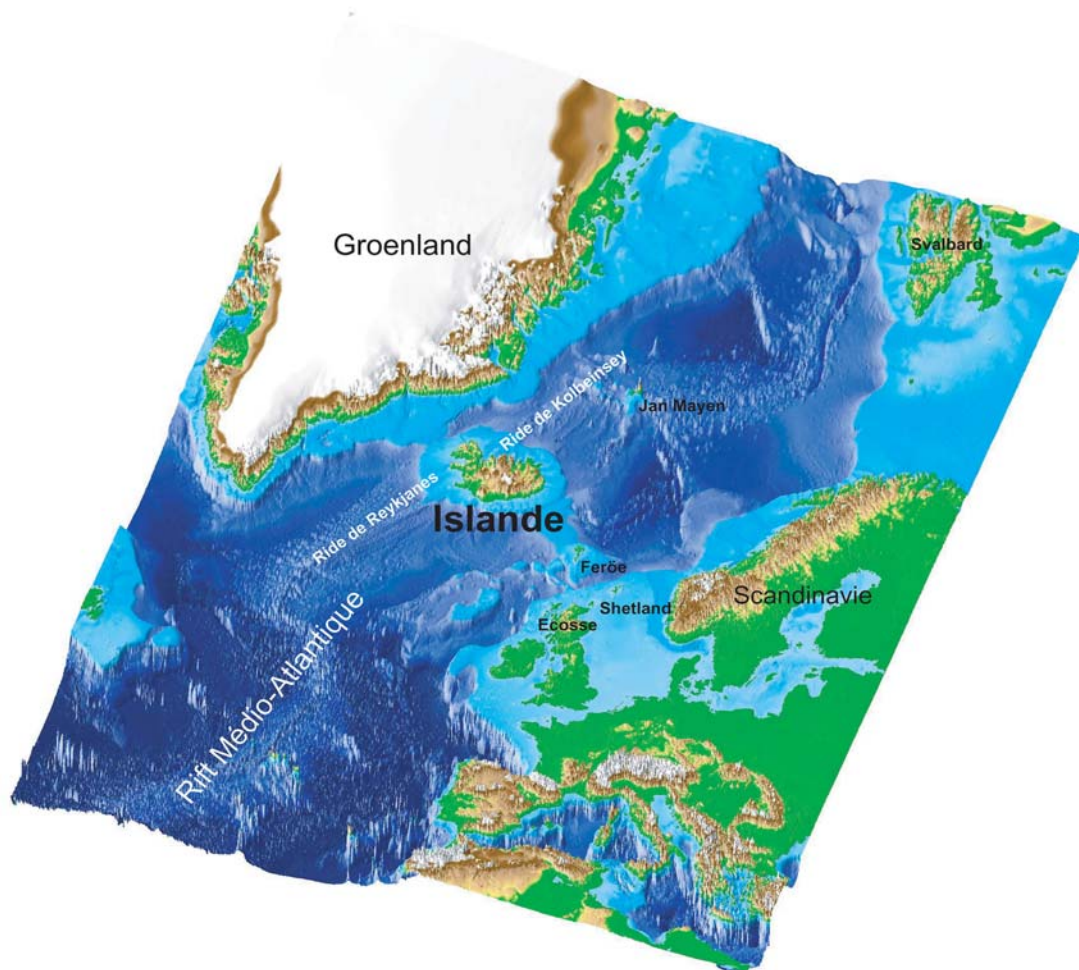


Figure II.1 : Carte de localisation de l'Islande. Elle se situe à l'intersection du rift Médio-Atlantique et de la ride assismique Groenland-Ecosse.

II.1.1. Le point chaud d'Islande

➤ Histoire

Le point chaud d'Islande est un des points chauds les plus étudiés au monde avec ceux de Hawaï et de la Réunion. L'âge des premières évidences du point chaud en surface a été estimé du début du crétacé. En effet, certains auteurs pensent que la ride d'Alpha [Vogt *et al.*, 1979 ; Forsyth *et al.*, 1986] et celle de Mendeleïev [Lauver *et al.*, 1983] dans le bassin du Canada (fig II.2) ont été mise en place sous l'action du point chaud vers 130 Ma. Entre 130 et 40 Ma, la position de la plume est largement discutée. Forsyth *et al.* [1986] présente un parcours N-S à travers le Groenland (fig II.2) tandis que Lauver & Muller [1994] suggère un parcours N-S le long des côtes de l'île Ellesmere et de la Terre de Baffin entre 130 Ma et 80 Ma puis NO-SE à travers le Groenland entre 70 et 40 Ma.

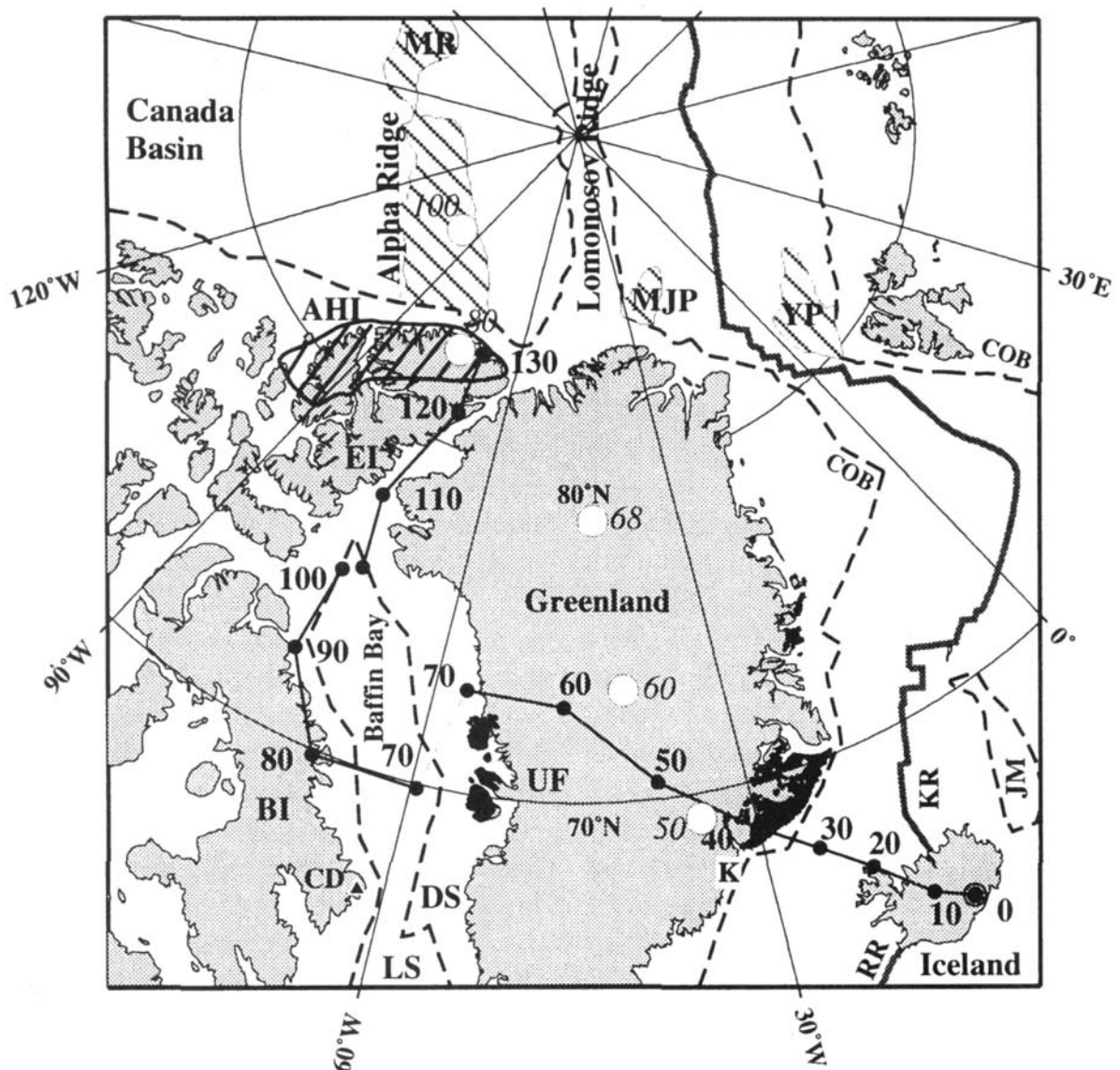


Figure II.2 : Déplacement de l'axe du point chaud entre 130 Ma et l'actuel. D'après Lauver & Muller [1994].

A 56 Ma, au début du Tertiaire, l'ouverture de l'Atlantique Nord a été accompagnée par l'effusion d'importantes quantités de basalte sur les marges du Groenland, de Norvège, d'Écosse et du plateau de Ferøe-Rockall (fig II.3) [White et al., 1987 ; Saunders et al., 1997]. Cette activité volcanique exceptionnelle est liée à la fusion et à la mise en place de la tête du panache mantellique au moment de l'ouverture océanique [White et al., 1987 ; White, 1989 ; White & Mc Kenzie, 1989].

Actuellement, l'apex du point chaud se situe approximativement à 64°N 16°W à l'aplomb de l'actuel glacier Vatnajokull à l'est de l'Islande (fig II.2 et II.3) [Sigvaldason et al., 1974 ; Vogt, 1974 ; Tryggvason et al., 1983 ; Wolfe et al., 1997 ; Shen et al., 1998]. Sa position est décalé de 240 km vers l'est par rapport aux rides de Reykjanes et de Kolbeinsey, c'est à dire la position « normale » de la ride médio-atlantique. Au total, la province magmatique créée par l'activité du point chaud depuis 56 Ma couvre une superficie supérieure à $1,3 \cdot 10^6$ km² [Saunders et al., 1997] et correspondant à un volume total estimé à $6,6 \cdot 10^6$ km³ [Coffin and Eldholm, 1993].

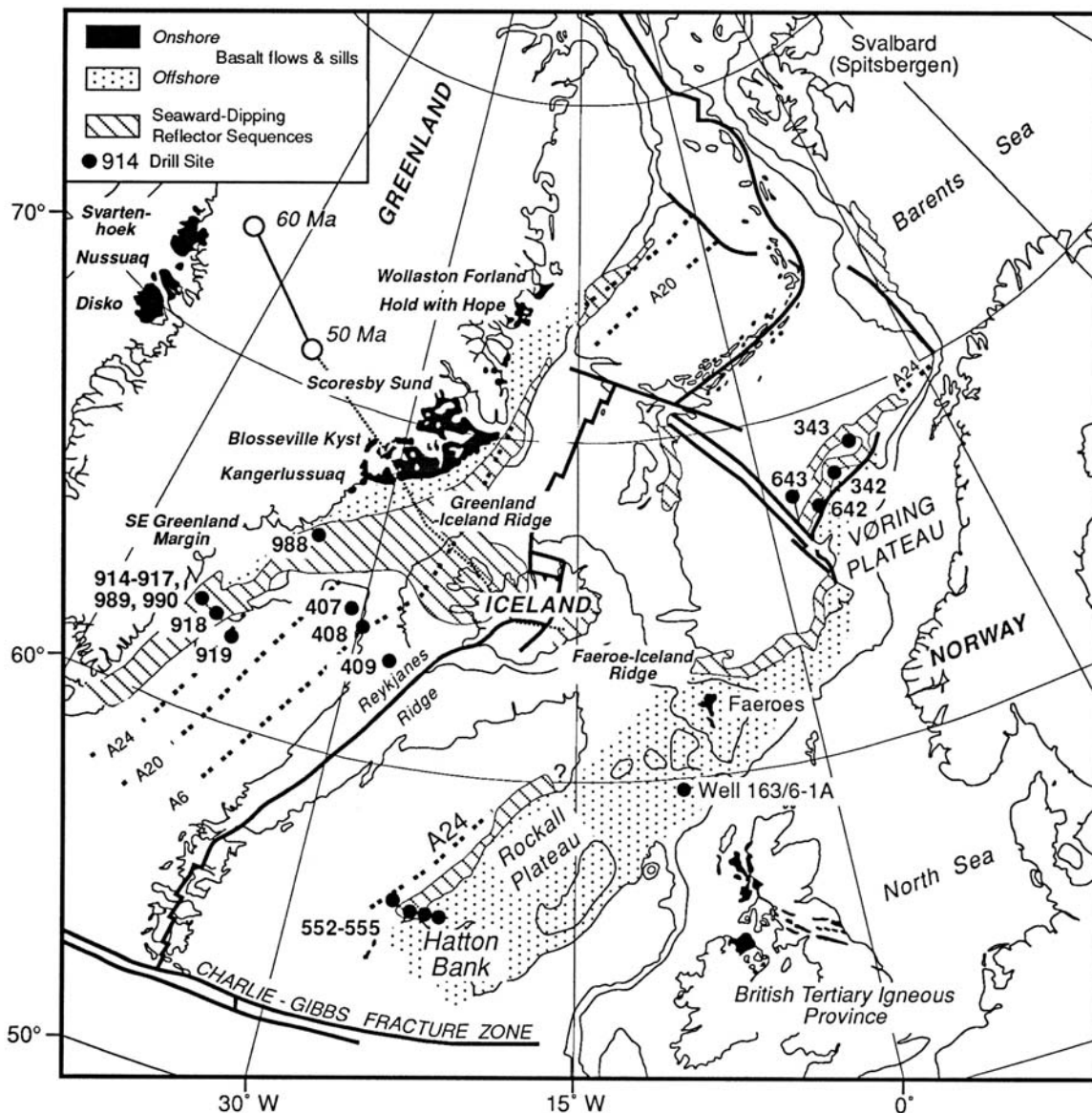


Figure II.3 : Carte de l'Atlantique Nord montrant la localisation (en noir) des roches ignées tertiaires liées au point chaud d'Islande et la trace du point chaud entre 60 et 50 Ma. D'après Fitton et al. [1997].

➤ **Structure et composition actuelle**

La dynamique, la structure, la composition et l'origine profonde du point chaud a été également l'objet de nombreuses études. Les récentes études tomographiques de *Bijwaard & Spakman* [1999] (fig II.4) ont montré que la plume présentait une tête, une queue courbe, et une racine de 1200 km, 500 km et 1000 km de diamètre respectivement. En revanche, *Shen et al.* [1998] et *Bijwaard & Spakman* [1999] proposent que le point chaud trouve sa source à la base du manteau sur la discontinuité D'' à 2900 km de profondeur et que la différence de température entre le panache et le manteau environnant soit de l'ordre de 250°.

L'analyse géochimiques des laves d'Islande et des laves collectées sur les fonds marins périphériques [*Taylor et al.*, 1997] conforte d'influence du point chaud sur 1200 km de diamètre. En revanche, les données géochimiques suggèrent un conduit du panache de seulement 100 km de diamètre [*Breddam et al.*, 2000]. Quand à l'origine du point chaud, elle est encore très controversée. *Kempton et al.* [2000] rejoint les études faites par tomographie en proposant un modèle de plume dont la source serait à 2700 km, tandis que *Fitton et al.* [1997] pense que la plume prendrait sa source à 670 km sur la discontinuité D'. Sa grande activité et son instabilité serait alors due à une seconde plume juste à l'aplomb dans le manteau inférieur.

Toutes ses études montrent la complexité du point chaud d'Islande notamment en ce qui concerne son origine, sa profondeur ou sa dimension. Cependant, il est maintenant clairement entendu que la grande dispersion des affleurements de basalte associé au point chaud islandais (du Nord du Canada aux côtes de Norvège) est due au déplacement de l'axe du panache par rapport à la surface du globe [*Lauver & Muller*, 1994 ; *Fitton et al.*, 1997 ; *Hanan & Schilling*, 1997 ; *Taylor et al.*, 1997 ; *Clift et al.*, 1998 ; *Tegner et al.*, 1998 ; *Bijwaard & Spakman*, 1999 ; *Dam et al.*, 1999 ; *Harrison et al.*, 1999 ; *Breddam et al.*, 2000 ; *Kempton et al.*, 2000] et non à un diamètre de plume de plusieurs milliers de kilomètres comme le pensaient *White et al.* [1987], *White* [1989] et *White & Mc Kenzie* [1989].

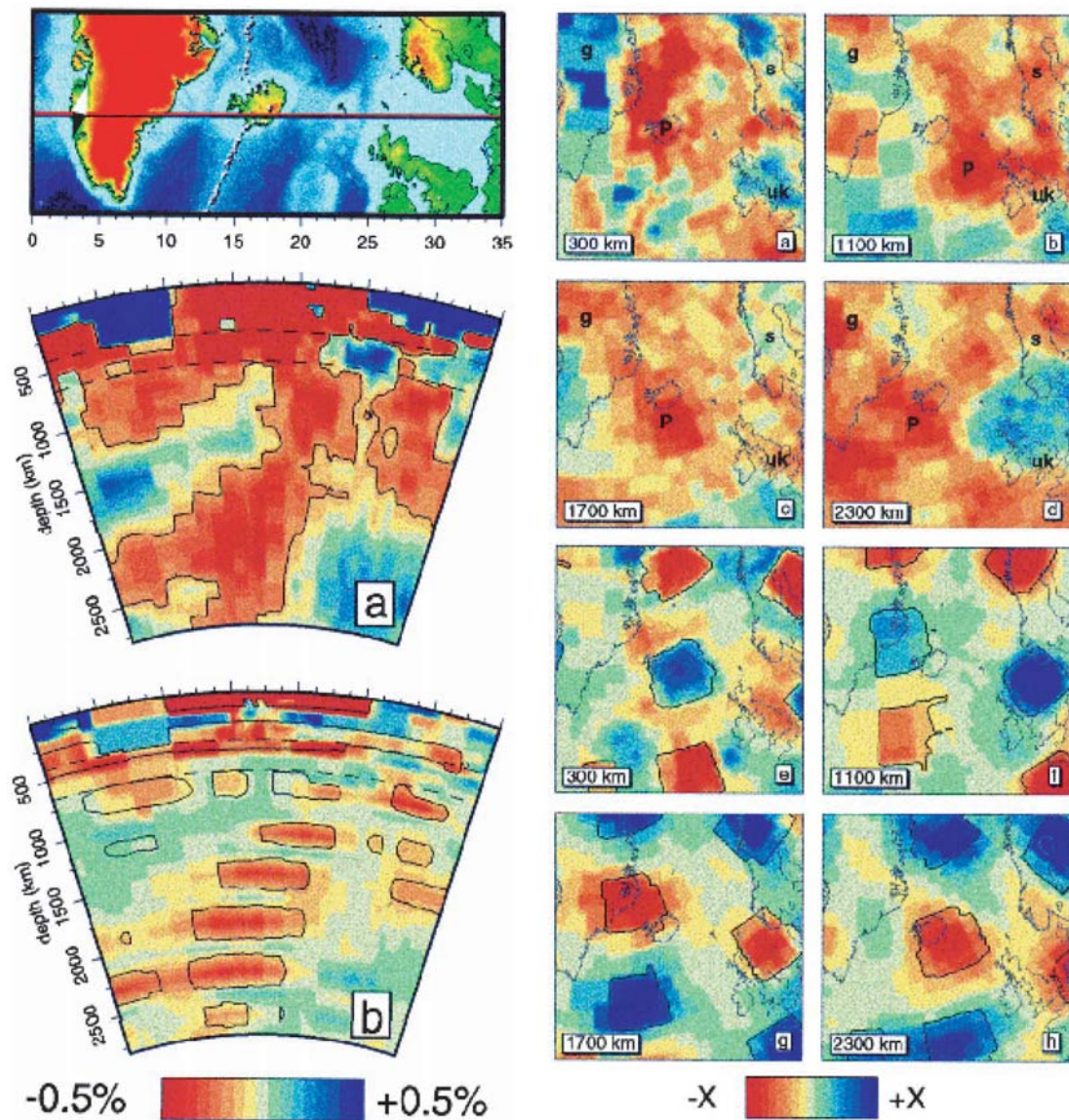


Figure II.4 : Coupe Est-West à travers l'Islande montrant l'anomalie de vitesses liée à la présence du point chaud d'Islande en profondeur et le modèle de vitesse associé présenté par Bijwaard & Spakman [1999]. La plume présenterait une tête, une queue courbe, et une racine de 1200 km, 500 km et 1000 km de diamètre respectivement

II.1.2. La ride médio-océanique de l'Atlantique Nord

La ride médio-océanique de l'Atlantique Nord sépare la plaque américaine de la plaque eurasienne à une vitesse de 1.9 cm/an [DeMets *et al.*, 1990 ; DeMets *et al.*, 1994]. C'est une dorsale lente caractérisée par un rift axial, limité latéralement par des escarpements de failles normales, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres [Talwani *et al.*, 1971 ; Searle *et al.*, 1998 ; Kodaira *et al.*, 1998]. Sa profondeur moyenne est de 4 km mais elle remonte progressivement au Nord de 52°N jusqu'à émerger à l'extrême Sud-Ouest de l'Islande sur la péninsule de Reykjanes (Fig II.1). Entre 52° et de 72° de latitude Nord, la dorsale est largement décalée vers l'Est (Fig II.2) [Saemundsson, 1979 ; Jones, 2003]. Ce

décalage se traduit par de nombreuses zones transformantes et par une série de champ de fractures en échelons (Fig II.5) [Searle *et al.*, 1998]. La dorsale médio-atlantique s'exprime au Sud de l'Islande par la ride de Reykjanes et au Nord par la ride de Kolbeinsey (Fig II.1).

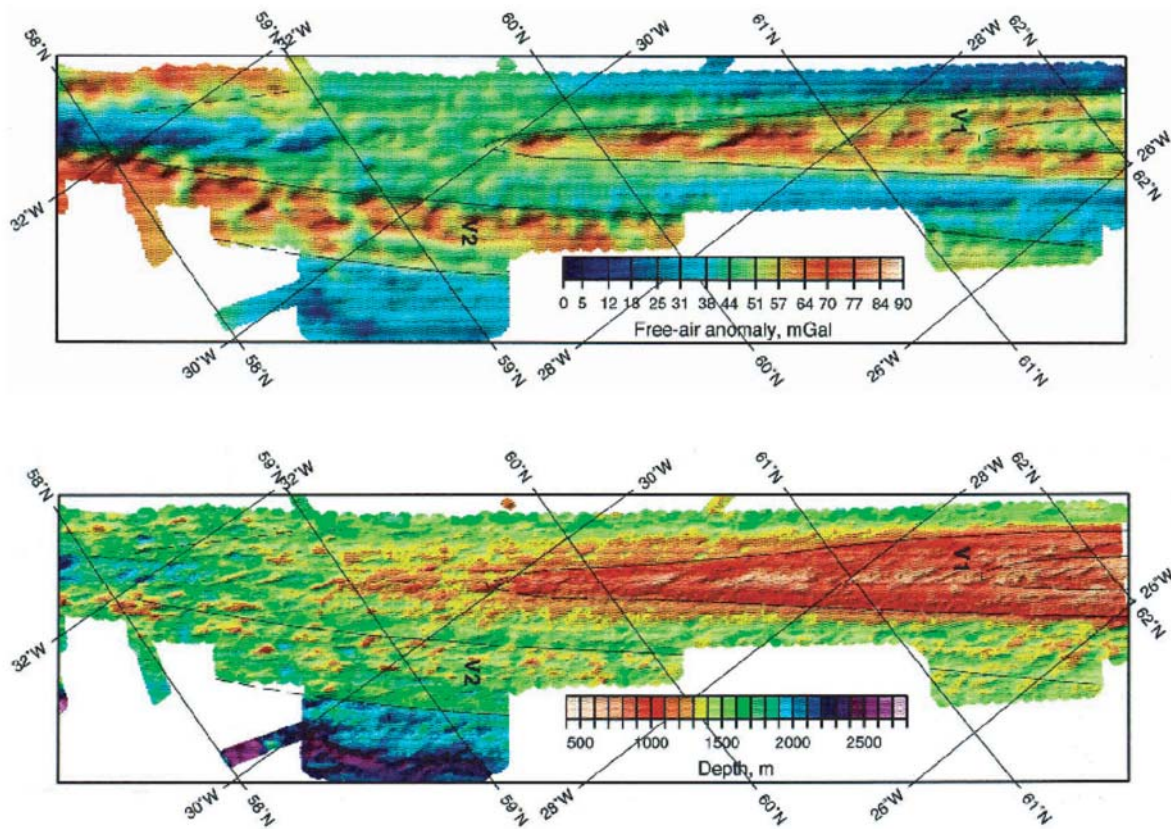


Figure II.5 : Structure des rides en chevron de la ride de Reykjanes, révélée par l'anomalie de Bouguer à l'air libre [d'après Searle *et al.*, 1998]. On distingue très la structure en V des rides et leur succession en échelon.

II.1.2.1. La ride de Reykjanes

La ride Reykjanes s'étend sur plus de 1000 km de la zone transformante de Charlie-Gibbs -52°N - à la péninsule de Reykjanes -63°N - à l'extrême Sud-Ouest de l'Islande (Fig. II.3). Sa direction de $\text{N}36^{\circ}\text{E}$ nous montre un caractère fortement oblique par rapport à la direction de divergence des plaques. La zone volcanique active de cette dorsale présente un système de rides volcaniques en échelon perpendiculaire à la direction d'extension (Fig. II.5) [Johnson and Jakobsson, 1985 ; Parson *et al.*, 1993 ; Crane *et al.*, 1997 ; Searle *et al.*, 1998]. La ride est marquée par une légère discontinuité à $57^{\circ}55'\text{N}$ (Fig. II.3) : au Sud de cette zone, la ride de Reykjanes est très linéaire et présente une vallée axiale de 700m de profondeur similaire comme les dorsales lentes caractéristiques. Tandis qu'au Nord de 59°N , la ride perd sa vallée axiale qui est remplacée par un dôme axial similaire à celui des dorsales rapides. Dans cette partie, Talwani *et al.* [1971] ont montré une forte obliquité (28°) de l'ouverture par rapport aux structures de la ride. Ces différences entre la partie Sud et la partie Nord ont été attribuées à l'influence, sur la dynamique de la ride, du point chaud [Searle *et al.*, 1998] dont le panache s'étendrait jusqu'à 60°N [Schilling, 1973].

Enfin, de part et d'autre de la ride de Reykjanes, si les isochrones sont linéaires et parallèles à l'axe de la ride [Vogt, 1971 ; Vogt, 1974], on observe de nombreuses rides

obliques en chevrons (forme en V très allongé) qui recoupent les isochrones. On les appelle « rides trans-isochrone ». Ces formes en V ont été interprétées [Searle *et al.*, 1998] (Fig. II.5) comme marquant l'emplacement d'une zone de surproduction magmatique due à une température mantellique anormalement élevée par rapport au reste de la dorsale. La formation de ces rides a été attribuée à la migration, le long de l'axe de la dorsale, de matériel asthénosphérique apporté épisodiquement par le panache islandais [Vogt, 1971 ; White, 1997 ; Searle *et al.*, 1998].

II.1.2.2. La ride de Kolbeinsey

La dorsale médio-atlantique est représentée au Nord de l'Islande par la ride de Kolbeinsey. Elle s'étend de l'extrême Nord de l'Islande -66°50N- à la zone transformante de Jan Mayen -72°N- [Kodaira *et al.*, 1998]. Sa direction de N10°E est subperpendiculaire à la direction de divergence des plaques. La ride est marquée par deux accidents [Kodaira *et al.*, 1997] : la zone de fracture de Spar à la latitude 68.8°N et la zone de fracture de 70.8°N qui divisent la ride de Kolbeinsey en trois segments distincts. Malgré son caractère de dorsale lente, la ride ne présente pas de vallée médiane [Meyer *et al.*, 1972 ; Vogt *et al.*, 1980], mais est marquée par une série de horsts et de grabens. Enfin, Vogt *et al.* [1980] ont observé des rides obliques similaires à celles de la ride Reykjanes

L'histoire et l'évolution de cette ride est relativement complexe. L'océanisation aurait débuté vers 52 Ma (anomalie 23) [Talwani and Eldholm, 1977 ; White, 1989 ; Eldholm *et al.*, 1990] à l'Ouest de l'escarpement Feroë-Shetland (Fig II.6). Cet épisode serait marqué par la ride d'Ægir. Vers 31 Ma (anomalie 13), l'axe d'accrétion aurait migré plus à l'Ouest sur la marge du continent Groenlandais. Cette nouvelle ride (la ride de Kolbeinsey) serait à l'origine de la séparation entre le micro-continent de Jan Mayen et le Groenland (Fig II.6) [Kodaira *et al.*, 1998]. La transition dans le temps entre les rides d'Ægir et de Kolbeinsey est largement discutée. Certains auteurs [Johnson *et al.*, 1972 ; Grønlie *et al.*, 1979] pensent que la formation de la ride de Kolbeinsey a été précédée par une phase d'accrétion entre 25 Ma (anomalie 7) et 10 Ma (anomalie 5) juste à l'Ouest de la ride de Jan Mayen. A l'inverse, Vogt *et al.* [1980] et Kodaira *et al.* [1998] excluent la présence d'un rift éteint entre Ægir et Kolbeinsey. Le saut de rift aurait été direct entre ces 2 rides.

Enfin, la signature géochimique [White & McKenzie, 1989] et l'épaisseur anormalement élevée [Kodaira *et al.*, 1998] de la croûte océanique suggèrent que l'influence du point chaud sur les laves et les structures de la ride Kolbeinsey s'étend au moins jusqu'à la ride de Jan Mayen au Nord. Cette influence serait constante depuis 22 Ma (anomalie 6B) [Kodaira *et al.*, 1998].

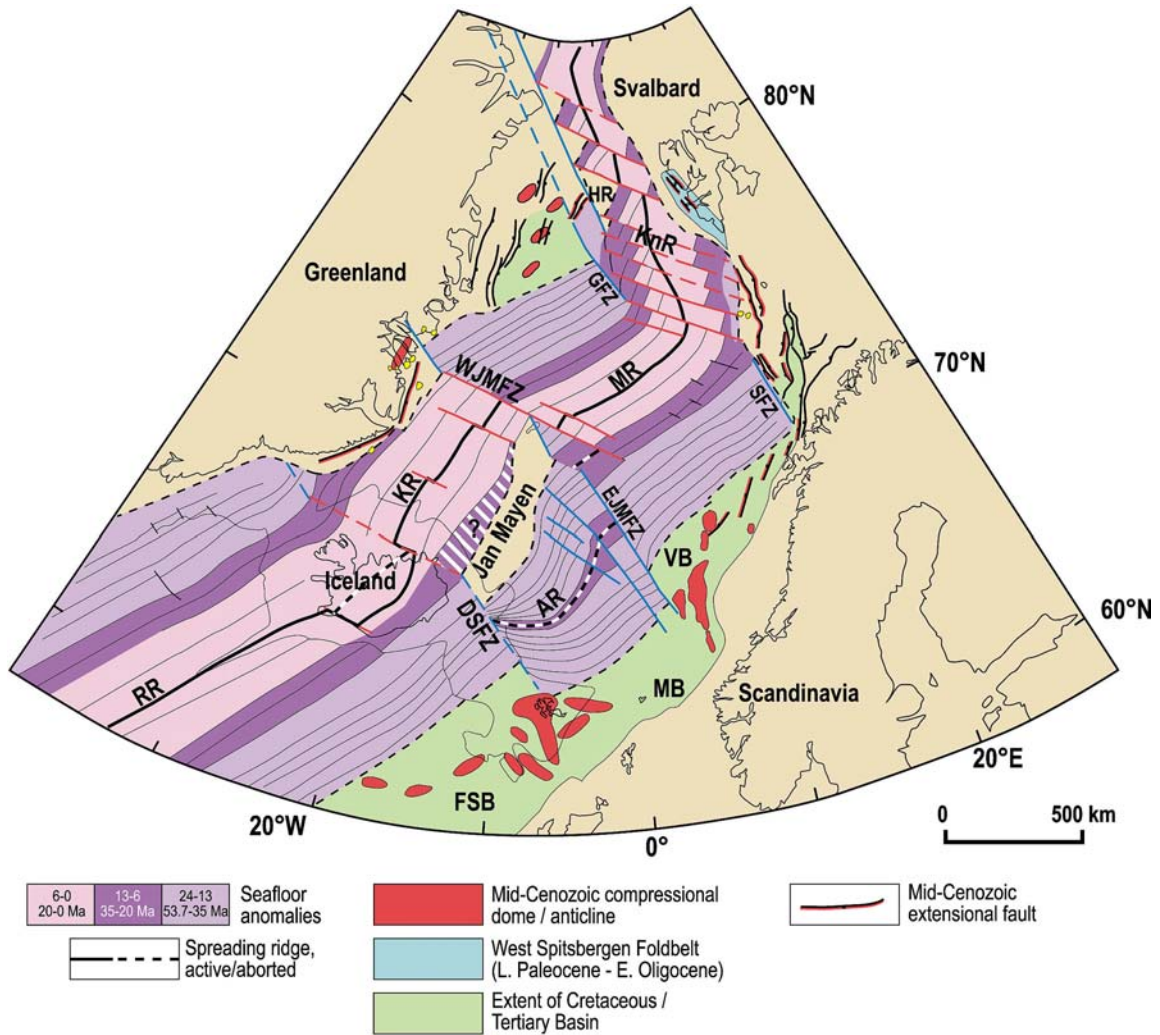


Figure II.6 : Carte tectonique simplifiée de la mer de Norvège-Groenland (Actuel). On distingue très bien le saut de ride qui a eu lieu vers 31 Ma séparant le micro-continent de Jan Mayen du Groenland. AR : Ride d'Ægir, DSFZ : Zone de Fracture du Détroit du Danemark, EJMfZ : Zone de Fracture de Jan Mayen Est, FSB : Bassin de Ferøe-Shetland, GFZ : Zone de Fracture du Groenland, HR : Ride d'Hovgaard, KR : Ride de Kolbeinsey, KnR : Ride de Knipovitch, MB : Bassin de Møre, MR : Ride de Mohms, RR : Ride de Reykjanes, VB : Bassin de Vøring. D'après Lundin & Doré [2002].

II.2. Géologie générale et géodynamique actuelle de l'Islande

II.2.1. Pétrologie et structure

II.2.1.1. Unités stratigraphiques

L'Islande constitue un plateau de 1000 km de large dont la partie émergée représente seulement 500 km de long (en E-O) et 300 km de large (en N-S). Les terrains émergés les plus anciens, datés entre 15 et 17 Ma [Musset et al., 1980 ; McDougall et al., 1984 ; Hardarson et al., 1997], se situent à l'extrême Est et Nord-Ouest de l'île (Fig II.7). A quelques exceptions près (comme la péninsule Snæfellsness composé en grande partie de laves récentes), on considère que les roches les plus anciennes sont au bord de l'Islande et les plus récentes au centre (Fig II.7). 95% de ces roches sont constituées de formations

volcaniques stratifiées qui présentent un pendage faible orienté vers les zones centrales plus récentes de l'Islande. On divise alors cette succession stratigraphique en quatre unités (Fig II.7) :

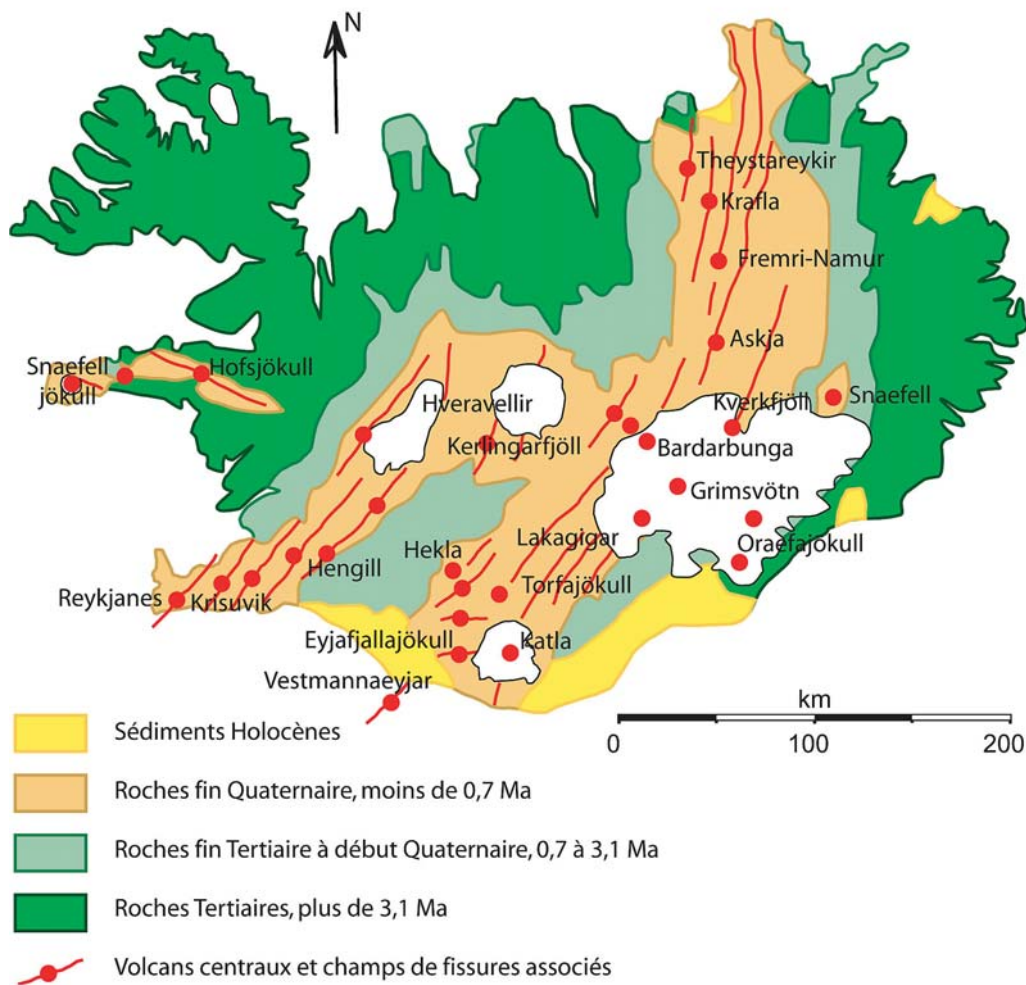


Figure II.7 : Carte géologique simplifiée de l'Islande. Les roches les plus anciennes se situent aux extrêmes Est et Ouest de l'île. L'activité principale actuelle est localisée essentiellement au centre de l'Islande et dans les zones hors axes comme le Snæfjelljökull ou l'Oraefajökull. D'après Bordin et al. [1997] et Norðvulk [2003].

- *La série tertiaire*, formée de coulée basaltique d'âge supérieur à 3.3 Ma, dans lesquelles sont interstratifiés des paléosols rubéfiés ;
- *La série plio-pléistocène*, comprenant les formations comprises entre 3.3 et 0.7 Ma. Elle est constituée de coulées basaltiques où sont interstratifiées des sédiments glaciaires et des formations volcaniques sous-glaciaires ;
- *La série fin quaternaire*, regroupant les formations volcaniques de 0.7 Ma à nos jours ;
- *Les sédiments holocènes*, formées pour la plupart d'alluvions, de sédiments glaciaires ou de sédiments résultant de jökullhaups.

On distingue fréquemment deux unités supplémentaires comprenant les formations volcaniques très récentes :

- Les laves émises durant la période post-glaciaire (plus jeunes que 10 000 ans) ;
- Les laves émises durant la période historique (la période d'occupation humaine de l'Islande), c'est à dire à partir du IX^e siècle.

II.2.1.2. Pétrologie

La majorité des laves islandaises est constituée de basaltes tholéitiques (80-85%). De rares niveaux acides apparaissent près des principaux centres d'éruption magmatique. Longtemps considérées comme des résidus d'une très forte cristallisation fractionnée des chambres magmatiques, il semblerait, grâce aux analyses isotopiques, que ces laves acides proviennent plutôt d'une fusion partielle de la croûte basaltique hydratée [Sigmarsson *et al.*, 1991 ; Hémond *et al.*, 1993 ; Jónasson, 1994 ; Brandsdóttir *et al.*, 1997].

Mise à part les formations sédimentaires holocènes, on peut noter l'existence de niveaux, intercalés entre les couches de laves, de cendres volcaniques, de paléosols marqueurs des paléoclimats de l'Islande, de sédiments lacustres et des hyaloclastites.

II.2.1.3. Structure crustale

La structure crustale et surtout l'épaisseur crustale sont des sujets très largement discutés. Du fait de l'interaction entre le rift et le point chaud, la structure crustale ne présente pas la structure d'un rift océanique simple de dorsale lente comme la ride médio-atlantique. Les mesures sur le gradient géothermique et les analyses des réflexions sismiques ont montré une épaisseur relativement faible de 10 km dans l'axe de la ride [Pálmason, 1971 ; Flóvenz & Sæmundsson, 1993 ; Menke, 1999] et dans la zone active [Beblo & Björnsson, 1978 and 1980 ; Beblo *et al.*, 1983].

Les dernières études à partir de profils sismiques [Bjarnasson *et al.*, 1993 ; Brandsdóttir *et al.*, 1997 ; Staples *et al.*, 1997 ; Darbyshire *et al.*, 2000 ; Du & Foulger, 2001 ; Gudmundsson, 2003] ont montré, au contraire, une épaisseur crustale plus importante de l'ordre de 20 à 40 km. Selon Darbyshire *et al.* [2000], le maximum d'épaisseur de 40 km se situe sur le bord Nord-Ouest du Vatnajökull (Fig. II.8) alors que les zones actives du Nord et du Sud-Ouest présenteraient une épaisseur de l'ordre de 20 km (Fig. II.8). La zone crustale la plus fine (environ 10-12 km d'épaisseur) se situerait sous les grands ensembles volcaniques du Krafla et de l'Askja [Brandsdóttir *et al.*, 1997].

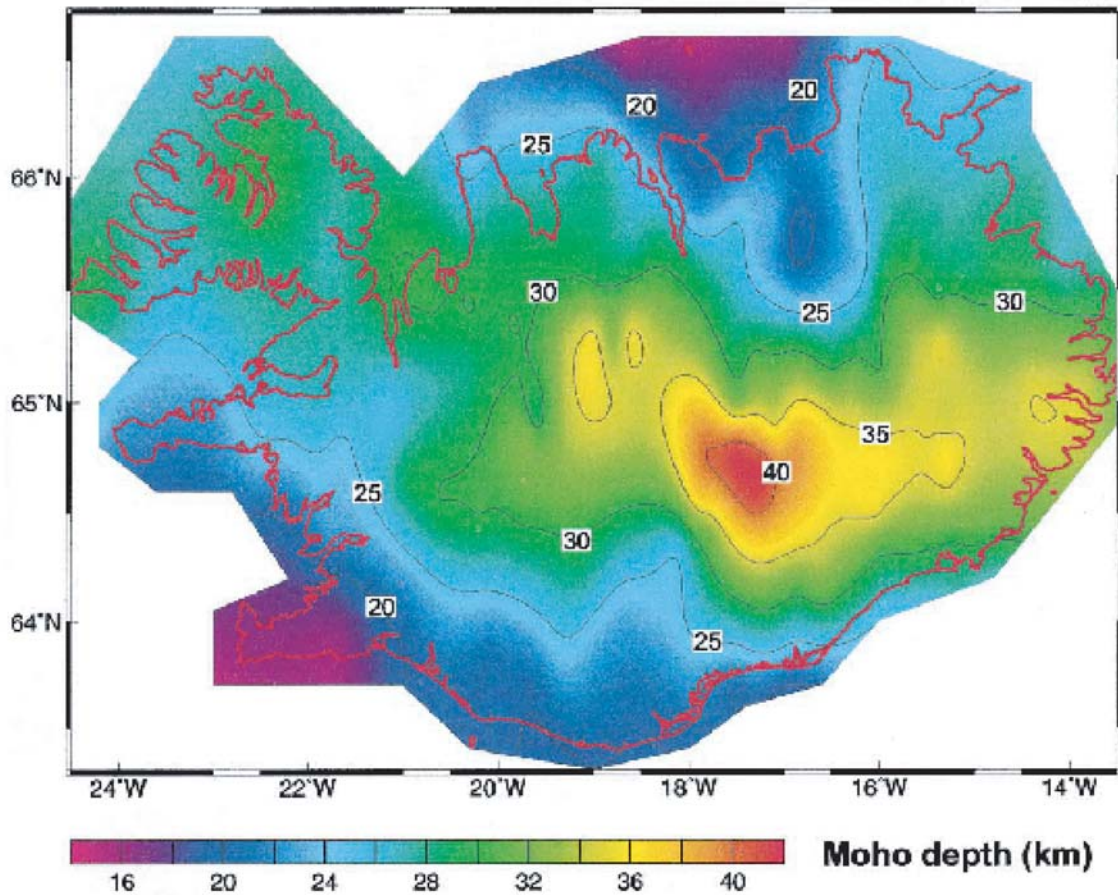


Figure II.8 : Carte de la profondeur du Moho à travers l'Islande, compilée à partir des résultats des profils sismiques [FIRE, ICEMELT, ...]. L'épaisseur maximum de la croûte islandaise se situe à l'aplomb du volcan Vatnajökull, c'est à dire au niveau de l'apex du point du chaud. D'après Darbyshire et al. [2000].

II.2.2. Unités tectoniques et volcaniques actives

L'Islande présente deux grands systèmes d'activité différents :

- la zone néovolcanique où se concentre la totalité de l'activité volcanique et une grande part de l'activité sismique et tectonique (magnitude maximum observée inférieure à 5.5).
- les zones transformantes (appelées également *zones de transfert d'accrétion*) où se concentre la plus grande partie de l'activité sismique (magnitude maximale observée de 7.1).

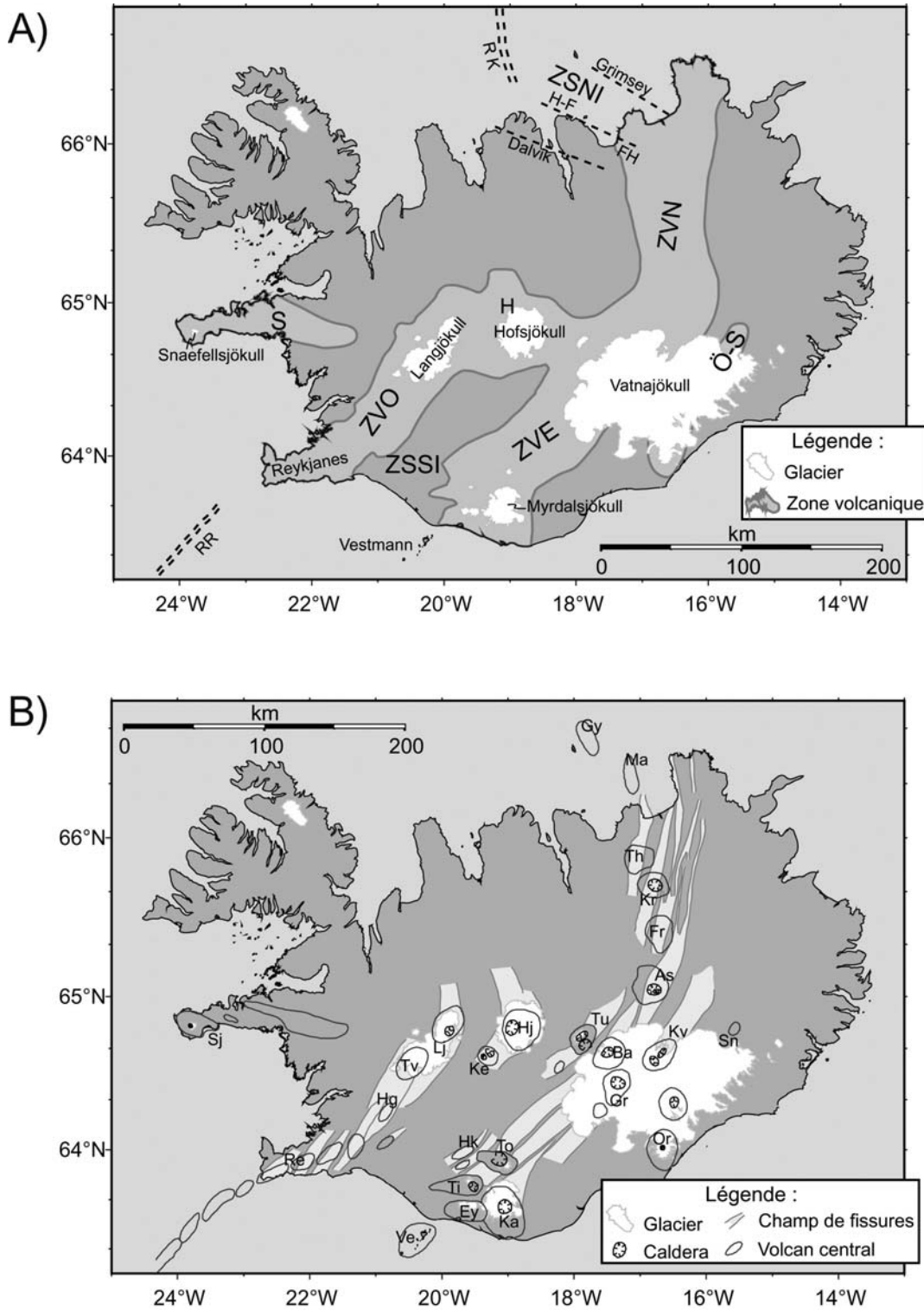


Figure II.9 : **A.** Carte structurale des principales zones actives de l'Islande. ZVO : Zone Volcanique Ouest, ZVE : Zone Volcanique Est, ZVN : Zone Volcanique Nord, ZSSI : Zone Sismique Sud Islandaise, ZSNI : Zone Sismique Nord Islandaise, RR : Ride Reykjanes, RK : Ride Kolbeinsey, Dalvík : linéament de Dalvík, Grímsey : linéament de Grímsey, H-F : linéament d'Husavik-Flatey, FH : faille d'Husavik, S : Snæfellsjökull, Ö-S : Öraefajökull-Snaefell, H : Hofsjökull. Ces 3 dernières structures font partis des zones « hors-axes ». **B.** Principaux volcans actifs et champs de fissures associés. As : Askja, Ba : Báðarbunga, Ey : Eyjafjallajökull, Fr : Fremri-Namur, Gr : Grimsvötn, Gy : Grimsey, Hg : Hengill, Hj : Hofsjökull, Hk : Hekla, Ka : Katla, Ke : Kerlingarfjöll, Kr : Krafla, Kv : Kverfjöll, Lj : Langjökull, Ma : Mánáreyjar, Or : Öraefajökull, Re : Reykjanes, Sj : Snæfellsnesjökull, Sn : Snaefell, Th : Þeistareykir, Ti : Tindfjallajökull, To : Törfajökull, Tu : Tugnafellsjökull, Tv : Þingvellir, Ve : Vestmann.

II.2.2.1. La zone néovolcanique

La zone néovolcanique comprend l'ensemble des terrains volcaniques épanchés pendant la fin du quaternaire c'est à dire après 0.8 Ma [Sæmundsson, 1979]. Elle est composée de 3 segments principaux, la Zone Volcanique Ouest (ZVO), la Zone Volcanique Est (ZVE) et la Zone Volcanique Nord (ZVN) (Fig II.9). On peut y rajouter 3 segments de moindre importance, les segments du Höfsjökull au centre de l'île, de l'Öræfajökull-Snæfell à l'est et de Snæfellsness à l'Ouest (Fig II.9). A plus grande échelle, chaque zone volcanique est constituée de grands ensembles volcaniques comprenant généralement un grand faisceau de fracture d'un centaine de kilomètre de long et un volcan bouclier central de type hawaïen (Fig II.9) [Sæmundsson, 1978]. Ces grands champs de fractures sont organisés, pour la plupart, en échelon senestre vers le Nord-est dans le Sud de l'île et dextre vers le Nord-Ouest dans le Nord de l'île pour, semble-t-il, permettre la migration vers l'ouest de la ride par rapport au point chaud.

➤ Zone Volcanique Ouest

La ZVO s'étend de la péninsule de Reykjanes au Langjökull (Fig II.9). Elle est composée de 6 grands champs de fractures. Quatre champs se situent sur la péninsule de Reykjanes, ils sont disposés en échelon selon une direction NE-SO et ont tous été actifs durant l'Holocène. La présence d'édifices volcaniques sous glaciaire suggère également une activité importante durant le Pléistocène supérieur [Johannesson and Sæmundsson, 1998a]. Les deux autres faisceaux se situent plus à l'est. Le premier, celui de Þingvellir, seul champ de fracture actif actuellement, s'étend du volcan Hengill au Langjökull. Le deuxième, très peu actif durant l'Holocène, est situé sur la bordure Est du Langjökull [Guðmundsson, 1996].

Dans la ZVO, on considère que la limite entre les plaques américaine et eurasienne passe par le centre des faisceaux de fissure de Reykjanes [Einarsson, 1991] et le long du faisceau de Þingvellir [Sæmundsson, 1979].

➤ Zone Volcanique Est

La ZVE s'étend des îles Vestmann au Vatnajökull (Fig II.9). Sa formation serait due à une propagation vers le Sud de la zone volcanique nord (ZVN) au Plio-Pléistocène [Guðmundsson and Brynjolfsson, 1993 ; Guðmundsson, 1995]. Elle est composée d'un ensemble assez complexe de plusieurs champs de fractures associés aux volcans boucliers ou sous-glaciers Tugnafellsjökull, Bardabunga, Grimsvötn, Hekla, Torfajökull, Tindfallajökull, Eyjarfjallajökull et Katla (Fig. II.9). L'ensemble de ces faisceaux a été actif durant l'Holocène [Johannesson and Sæmundsson, 1998a].

➤ Zone Volcanique Nord

La ZVN s'étend du Vatnajökull à la Zone de Fracture de Tjornes (ZFT) (Fig II.9). Elle est composée de 5 faisceaux de fractures disposés en échelon (vers le Nord Ouest). Chaque faisceau est associé à un volcan bouclier central avec du Nord-Ouest au Sud-Est : Þeystareykir, Krafla, Fremri-Namur, Askja et Kverkfjöll (Fig. II.9). L'Askja, le Krafla et le Kverkfjöll présentent une caldera. Les récentes études sismologiques ont révélé l'existence probable de chambres magmatiques vers 3km de profondeur sous les calderas de Krafla et de l'Askja [Tryggvason, 1986 ; Staples et al., 1997 ; Brandsdottir et al., 1997 ; Henriot et al.,

2001]. Tous ces volcans sont formés essentiellement de matériaux volcaniques sous-glaciaires plio-pléistocènes [Guðmundsson, 1996] et ont tous été actifs durant l'Holocène.

➤ **Zones volcanique hors axe**

Les faisceaux de Höfsjökull, Öræfajökull-Snæfell et Snæfellsness (Fig II.9) représentent trois secteurs un peu à part en Islande. On considère ces secteurs comme des zones « hors-axes » [Sæmundsson, 1978 ; Johannesson and Sæmundsson, 1998b], c'est à dire des zones actives décalées vers l'Est ou l'Ouest par rapport à l'axe de divergence supposé entre les plaques américaine et eurasienne. L'origine de leur formation est encore relativement mal connue. Elles correspondraient à d'anciennes zones axiales, à des zones axiales en cours de formation, ou encore à des zones de transfert d'accrétion [Ward, 1971 ; Sæmundsson, 1979 ; Guðmundsson and Brynjolfsson, 1993 ; Guðmundsson, 1995].

Le faisceau de Höfsjökull relaie vers l'Est celui de Þingvellir (Fig II.9). Il est associé à deux volcans : Höfsjökull et Kerlingarfjöll (Fig carte). Son extension vers le Sud et vers le Nord est assez mal connu mais la présence de failles récentes suggèrerait qu'il se prolonge au Sud jusqu'à la Zone Sismique Sud Islandaise (ZSSI) [Johannesson al., 1990] et jusqu'au fjord de Skagafjörður au Nord [Piper, 1973a et 1973b ; Johannesson and Sæmundsson, 1998b].

Du fait de sa position presque entièrement sous-glaciaire (Fig II.9), le faisceau de Öræfajökull-Snæfell est mal connu. Il est composé de quatre strato-volcans et seul sa partie Sud a été active durant l'Holocène [Guðmundsson, 1996].

Enfin, le faisceau de Snæfellsness, situé à l'extrême Ouest de l'Islande (Fig II.9), présente un volcan central (Snæfellsjökull) qui possède une activité volcanique et tectonique faible. Il est interprété soit comme une zone de transfert d'accrétion [Ward, 1971] soit comme un rift en propagation vers l'est [Guðmundsson, 1998].

II.2.2.2. Les zones sismiques et transformantes

On a vu dans le chapitre II.1.2 que la ride médio-atlantique au niveau de l'Islande était décalée par rapport à la dorsale médio-atlantique vers l'Est d'environ 200 km sous l'action du point chaud [Sæmundsson, 1979 ; Jones, 2003]. Pour accommoder cette migration des branches de rift de l'Islande, des zones de transfert d'accrétion se sont mis en place au Sud et au Nord de l'Islande pour connecter la ZVE à la ride de Reykjanes au Sud et la ZVN à la ride de Kolbeinsey au Nord. Ces zones de transfert sont la Zone Sismique Sud Islandaise (ZSSI) au Sud et la Zone de Fracture de Tjörnes (ZFT) au Nord (appelée également Zone Sismique Nord Islandaise) (Fig II.9). Le fonctionnement de ces zones tectoniques est assez complexe et surtout très différent entre la ZSSI et la ZFT.

➤ **Zone Sismique Sud Islandaise**

La ZSSI s'étend de la bordure Est du faisceau de fractures de Þingvellir à la bordure Ouest du faisceau de l'Hekla (Fig. II.10). C'est une zone de 70-80 km de long qui traverse les basses terres habitées du Sud de l'Islande. Cette région montre une activité sismique importante et permet un cisaillement senestre [Sigmundsson et al., 1995]. En surface, cette zone transformante est formée d'une série de failles parallèles verticales et décrochantes.

L'orientation générale de ces failles est comprise entre $N0^\circ$ et $N70^\circ$ [Johannesson *et al.*, 1990 ; Bergerat & Angelier, 1999b] et les séismes en profondeur montrent majoritairement un jeu décrochant dextre sur des plans de failles N-S [Verrier, 1997]. Pour expliquer la complexité de sa structure et de son activité tectonique, deux mécanismes différents ont été suggérés :

- Un fonctionnement dit de *bookshelf* [Einarsson, 1991 ; Sigmundsson *et al.*, 1995 ; Gaspéri, 1999]. Dans ce mécanisme, la déformation cisailante est engendrée par le décrochement de failles orientées perpendiculairement à la direction d'extension (Fig. II.11) ;
- Un fonctionnement comparable aux zones de cisaillement du socle définies par Riedel [1929]. Les failles fonctionnant au cœur de la zone forme une géométrie classiquement défini dans une zone de cisaillement d'un socle surmonté d'une couverture et non exprimé en surface [Riedel, 1929 ; Tchalenko & Ambraseys, 1970 ; Barlett *et al.*, 1981]. Ici le mouvement en surface serait localisé sur trois ensembles de failles [Bergerat & Angelier, 1999b] (1) des décrochement dextres orientés $N0^\circ$ à $N20^\circ$, (2) des décrochement senestres orientés $N60^\circ$ à $N70^\circ$, (3) des failles normales et des fentes de tension orientées $N30^\circ$ à $N40^\circ$.

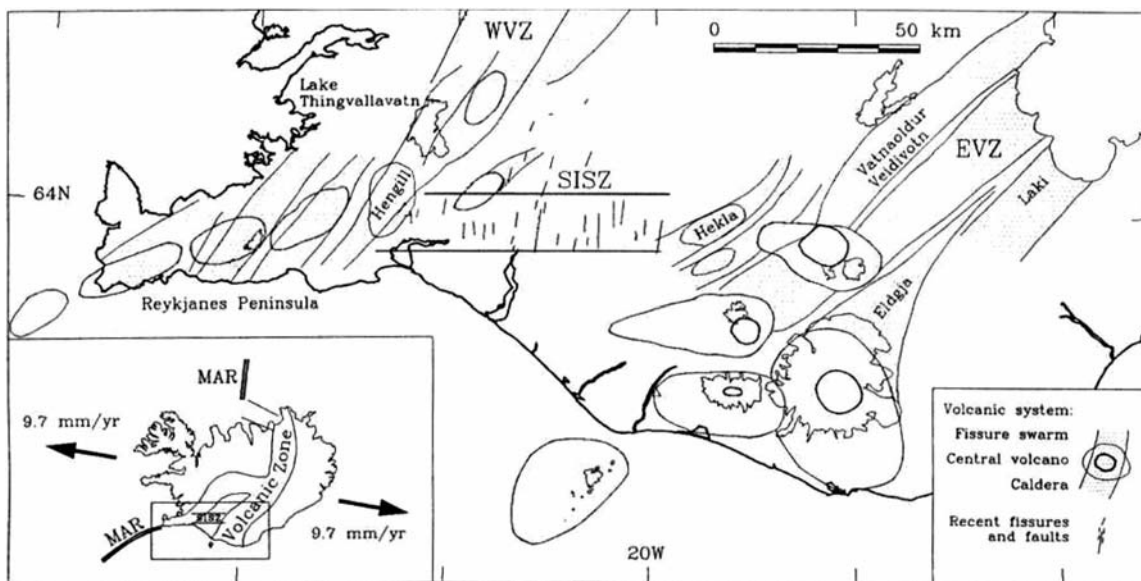


Figure II.10 : Carte structurale du sud de l'Islande. SISZ : Zone Sismique Sud Islandaise, WVZ : Zone Volcanique Ouest, EVZ : Zone Volcanique Est. La Zone Sismique Sud Islandaise est marquée par une série de failles en « bookshelf » (voir Fig. II.11) d'orientation Nord-Sud (zone encadrée sur la figure par 2 lignes horizontales). D'après Sigmundsson *et al.* [1995].

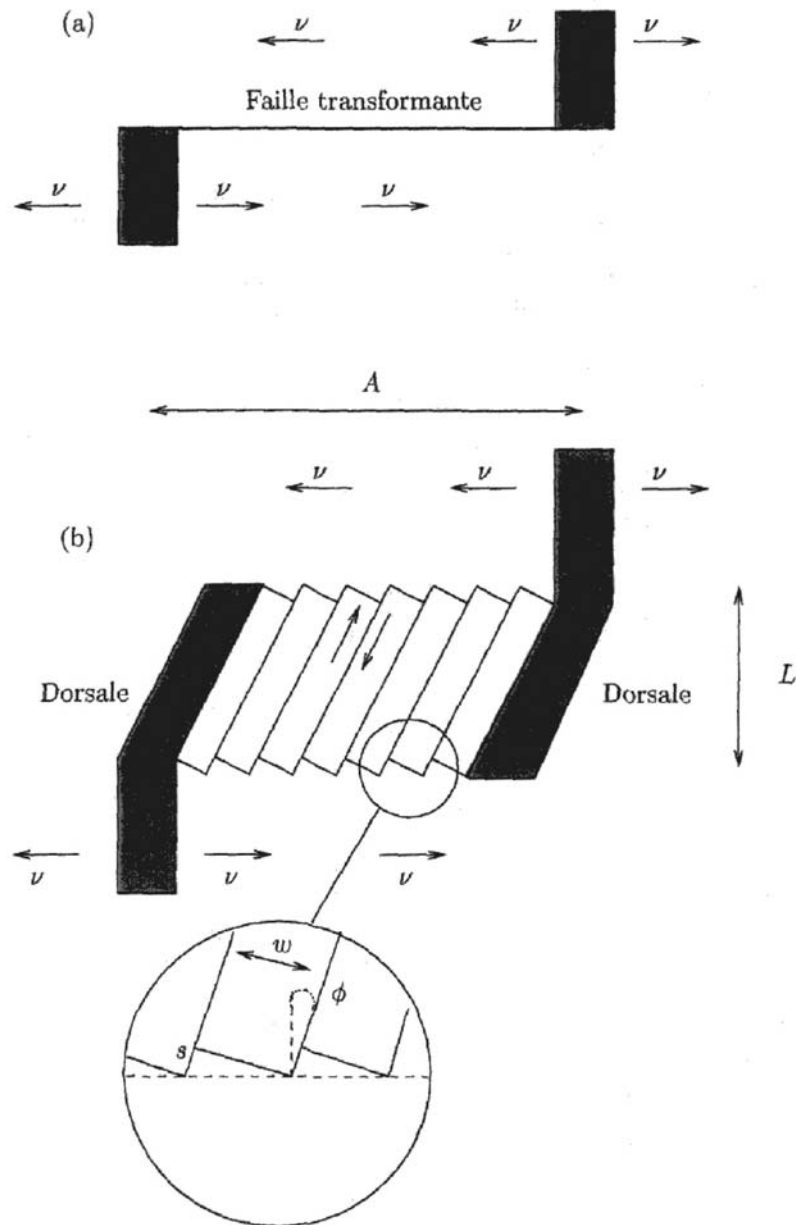


Figure II.11 : (a) Structure d'une faille transformante simple. (b) Zone transformante en bookshelf. D'après Sigmundsson et al. [1995] et Gaspéri [1999].

➤ **Zone de Fracture de Tjornes**

Au Nord de l'Islande, la ZFT permet le décalage entre la ZVN et la ride de Kolbeinsey. Cette zone s'étend de l'extrême N et NO de la ZVE jusqu'à sa connexion à la ride de Kolbeinsey en mer au NO de la péninsule de Tjörnes et de l'île de Grimsey. Le début de son activité remonterait au Miocène et le décalage engendré serait supérieur à 100 km [Rögnvaldsson et al., 1998a]. La TFZ est composée de 3 linéaments sismiques de direction N110°E [Rögnvaldsson et al., 1998a] avec du nord au sud : le linéament de Grimsey, le linéament d'Husavik-Flatey et le linéament de Dalvik (Fig. II.12). L'existence du linéament de Dalvik est encore contestée. En effet, hormis un séisme important en 1934, sa faible activité sismique suggère qu'il s'agirait actuellement d'une structure secondaire. Sa trace est

essentiellement marquée par des accidents topographiques et des couloirs de cisaillement [Bergerat & Angelier, 1999b ; Garcia et al., 2002].

Pendant longtemps les linéaments de Grimsey et de Husavik-Flatey furent considérés comme des failles décrochantes dextres [Ward, 1971]. Il apparaît cependant que ces 2 linéaments présentent un mécanisme très différent :

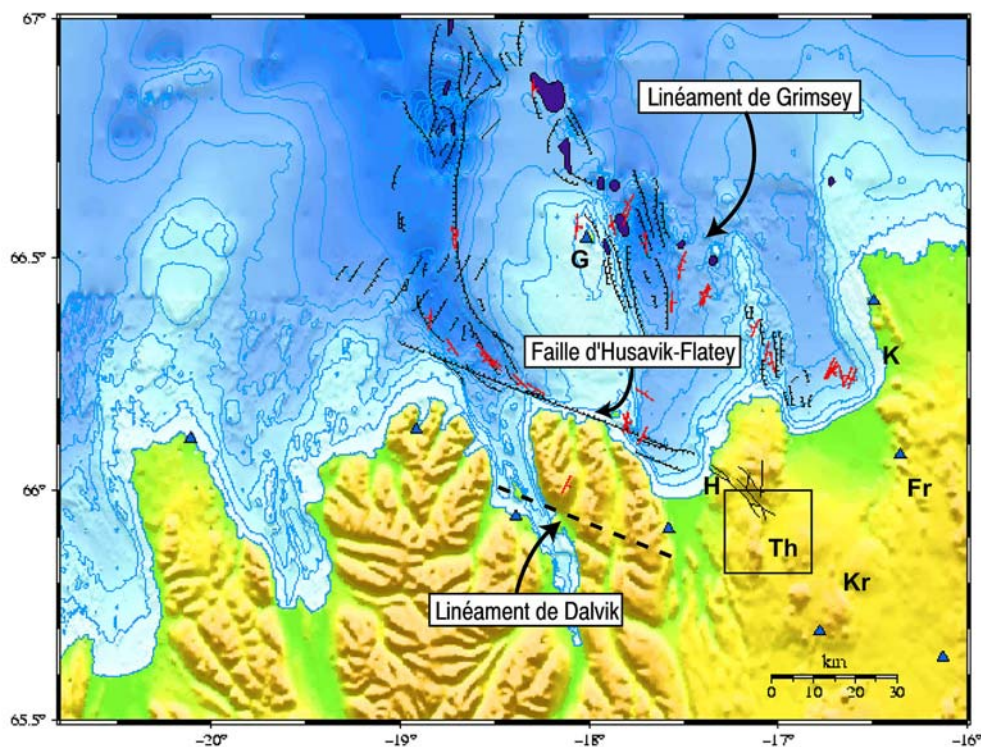


Figure II.12 : Carte présentant les principales failles et structures actives de la Zone Sismique Nord Islandaise. Le linéament de Dalvik a été ajouté mais hormis quelques séismes, il ne présente pas de structures visibles actives en surface. Fr : champ de fracture de Fremri-Namur, G : île de Grimsey, H : Husavik, K : Kopasker, Kr : champ de fracture du Krafla, Th : champs de fracture de Þeistareykir. Le rectangle noir représente la zone de la jonction entre la faille d'Husavik et la faille de Guðfimmugjá (voir Fig. II.15). Modifié d'après Rögnvaldsson et al. [1998a].

- Le linéament de Grimsey, dans la partie Nord de la ZFT, est entièrement immergé. Il s'étend du NO de l'île de Grimsey à l'extrême E de l'Öxarfjörður au large de Kopasker. Il est très bien défini par la microsismicité (Fig. II.13). Son activité microsismique est très intense et est essentiellement marquée par des crises sismiques de quelques jours à quelques semaines. Malgré l'alignement WNW-ESE de l'ensemble des épicentres des microséismes, ceux-ci se regroupent en essaims N-S pendant les crises. Ces alignements N-S nous montrent que, contrairement à l'idée d'une simple faille décrochante dextre, le linéament de Grimsey est formé de segments N-S disposés en échelons [Rögnvaldsson et al., 1998a]. Malgré l'intense microsismicité associée à ce linéament, il faut toutefois souligner qu'il n'est pas marqué dans la bathymétrie (Fig. II.14) Enfin, sa connexion aux structures émergées et notamment à la ZVN reste obscure. On estime qu'il se connecte aux champs de fracture de Fremri-Namur et de Krafla vers 66°14'N [Guðmundsson et al., 1993].

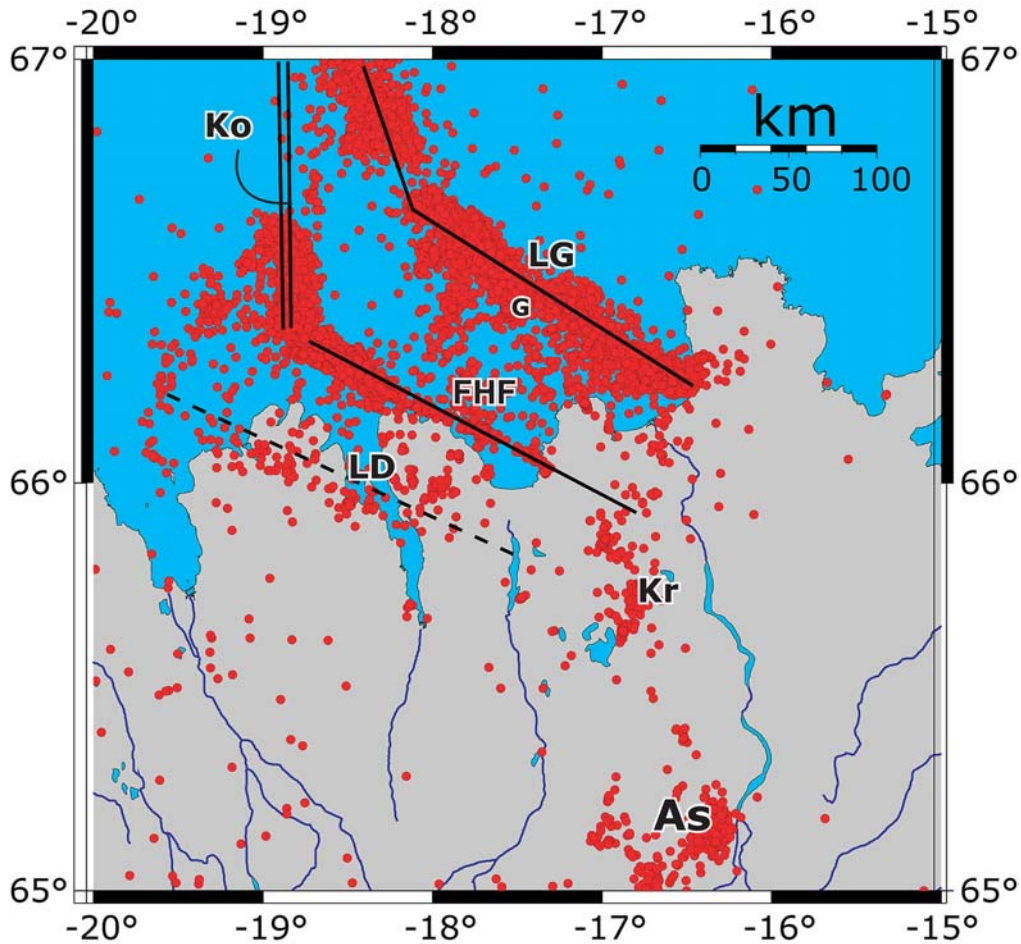


Figure II.13: Carte de la microsismicité dans la ZSNI entre 1990 et 2004. On voit très nettement le linéament de Grimsey (LG) et la faille d'Husavik-Flatøy (FHF). Le linéament de Dalvík (LD) est perceptible mais beaucoup moins marqué que les 2 autres structures. As : Askja, G : île de Grimsey, Kr : Krafla, Ko : ride de Kolbeinsey.

- Le linéament de Husavik-Flatøy est situé 40 km plus au SO (Fig II.12) que le linéament de Grimsey. La majeure partie de ce linéament est immergée entre la ville d'Husavik au SE jusqu'à sa connexion à la ride de Kolbeinsey au NO. On suit cependant sa trace pendant 25 km dans la partie Sud de la péninsule de Tjörnes entre la ville d'Husavik et le champ de Þeistareykir (Fig II.12). Cette partie émergée est appelée *faille d'Husavik*. Le linéament d'Husavik-Flatøy est défini par des failles subverticales à jeu dextre et contrairement au linéament de Grimsey, il est très clairement marqué par la topographie et la bathymétrie (Fig II.12). On peut le décomposer en 4 segments plus ou moins marqués qui se connectent entre eux par des relais transtensionnels ou transpressifs formant ainsi des zones de *pull-apart* ou de *push-up* [Bettinelli, 2003]. La différence d'âge entre les roches de part et d'autres du linéament s'explique par l'existence d'une composante normale créant un décalage vertical de 1500 [Sæmundsson, 1974]. L'estimation de la composante horizontale du jeu varie de 5 à 10 km jusqu'à 60 km selon [Sæmundsson, 1974]. Dans sa partie Sud, le linéament de Husavik-Flatøy peut se suivre jusqu'à sa connexion au champ de fracture de Þeistareykir. La jonction entre les 2 structures est très visible dans la topographie, elle connecte la faille d'Husavik à la faille Guðfinnugjá (Fig. II.15), faille normale majeure du champ de Þeistareykir. Bien qu'aucun signe topographique ne

l'indique, *Guðmundsson et al.* [1993] suggère que la faille de Husavik-Flatey se poursuive au-delà de la faille Guðfinnugjá jusqu'au champ de fracture du Krafla. Enfin, en profondeur, la microsismicité a permis de déterminer le comportement rhéologique de la faille. Comme représentées sur la figure II.16, la microsismicité associée à cette faille s'échelonne depuis la surface jusqu'à 12 km de profondeur, nous pensons donc qu'en deçà de cette profondeur la faille se trouve en domaine ductile donc assismique.

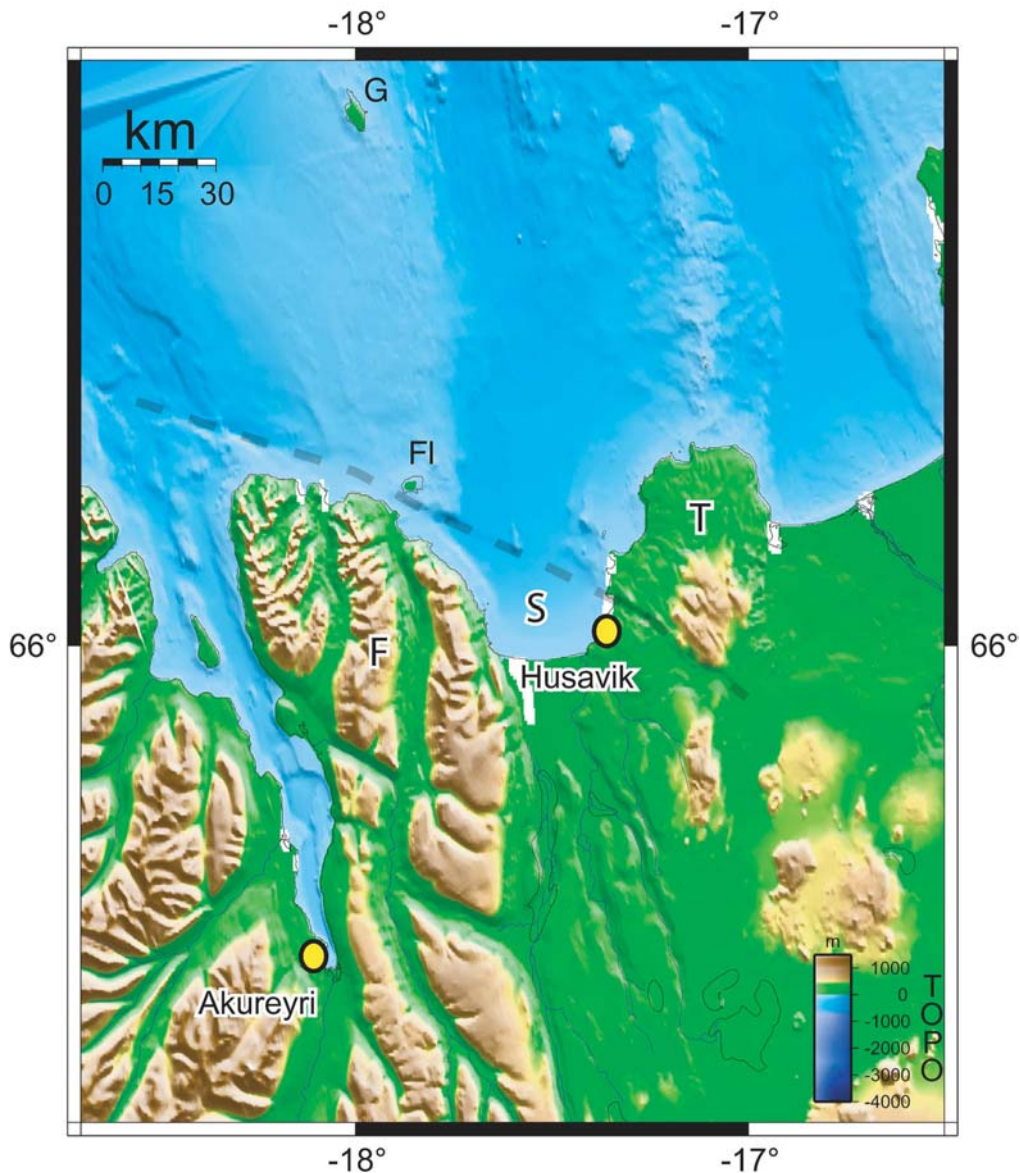


Figure II.14 : Modèle numérique de terrain représentant la topographie et la bathymétrie du nord de l'Islande. On voit très bien que la Faille d'Husavik-Flatey est marquée dans la bathymétrie et la topographie de péninsule de Tjörnes contrairement au linéament de Grimsey. F : péninsule de Flateyjarskagi, Fl : île de Flatey, S : baie de Skjalfandi, T : péninsule de Tjörnes. D'après Bettinelli [2003].

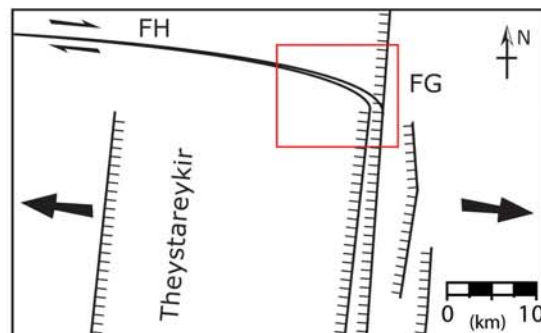
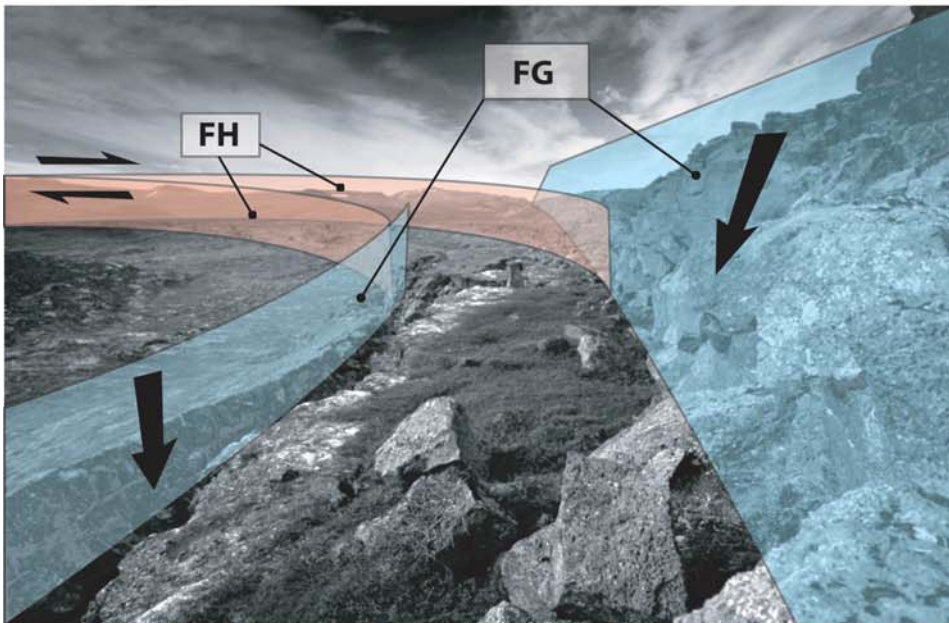


Figure II.15 : Jonction entre la faille d'Husavik et la faille de Guðfinnugjá (vue en direction du nord). La faille d'Husavik se courbe à l'approche de la faille de Guðfinnugjá. Guðmundsson et al. [1993] suggère que la faille d'Husavik se poursuit à l'ouest jusque dans le champ de fracture du Krafla.

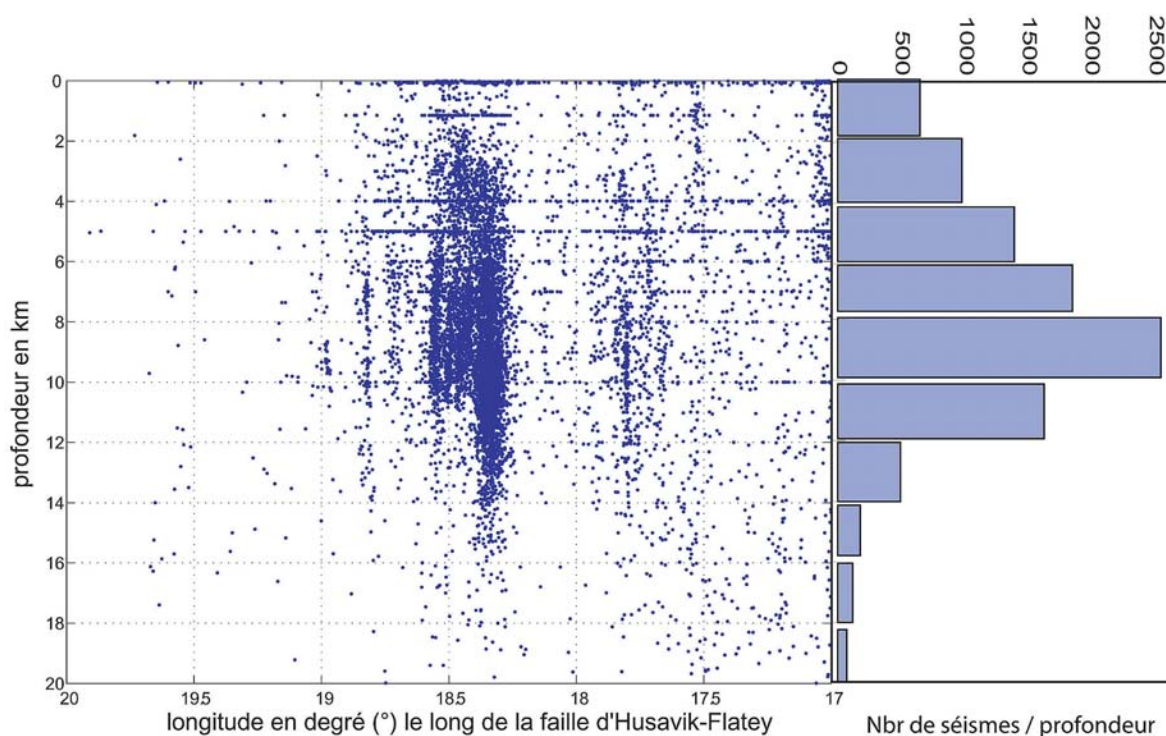


Figure II.16 : Profondeur des microséismes enregistrés entre 1995 et 2004 le long de la faille d'Husavik-Flatey. En dessous de 12 km de profondeur, le nombre de microséismes diminue très nettement.

II.2.3. Activité sismique et volcanique

De part son contexte géodynamique, l'Islande présente une activité sismique et volcanique exceptionnelle. La zone dite « active » est concentrée autour de la limite entre la plaque eurasienne et la plaque Nord-américaine c'est à dire l'ensemble de la zone néovolcanique (ZVO, ZVE et ZVN) et les deux zones de transfert d'accrétion (TFZ et ZSSI). L'étude de cette activité est particulièrement complexe. En effet, comme le montre les crises de rifting où des séismes importants et des éruptions volcaniques peuvent co-exister (ex de la crise de Krafla et le séisme de Kopasker), les événements volcaniques et sismiques sont souvent liés. Bien que dans certains cas l'association soit flagrante (surtout entre microsismicité et éruption sur les édifices volcaniques), il arrive que certaines séquences d'événement soient plus complexes. Le plus bel exemple de séquence d'événement est sans doute la période entre 1783 et 1789. En effet durant ces 7 années, on dénombre 4 événements majeurs dans la moitié Sud de l'Islande dont la plus importante éruption européenne depuis plus de 1000 ans (Laki, 1783) et la plus grande crise sismique historique de la ZSSI (1784). Ces séquences d'événements rapprochés sont interprétées comme de grandes périodes de déformation régionale affectant une grande partie de l'Islande [Stefansson & Haldorsson, 1988].

Sans rentrer dans les détails des interactions entre les différents événements, les deux paragraphes suivants ont pour but de faire un historique des faits marquants depuis la colonisation de l'île (IXe siècle), de décrire les différents types de manifestations sismiques et volcaniques observées et de mettre en évidence le caractère exceptionnellement « actif » de l'Islande.

II.2.3.1. Activité sismique de l'Islande

➤ Sismicité historique

Historiquement, l'Islande a connu de nombreux séismes destructeurs. Les premières traces écrites de séismes dans les archives islandaises remontent à 1157. Cependant, on retrouve très peu de relations écrites des séismes avant 1700 [Bergerat, 2001]. Par contre, à partir du début du XVIIIe siècle, pas moins de 6 séismes de $M > 7$ et 20 séismes de $M > 6$ ont été répertoriés sur l'île [Rögnvaldsson et al., 1974 ; Einarsson, 1991 ; Veðurstofa, 2004]. Sur la figure II.17, on constate que sur la période 1706-1990 la totalité de ses séismes sont localisés dans la ZSSI et la ZSNI, c'est à dire dans les deux zones transformantes de l'île.

- *Zone Sismique Sud Islandaise*

Parmi les séismes les plus marquants de la ZSSI (Fig. II.17A), on peut citer les séismes de 1706 et 1724 ($M=6$), de 1732 et 1734 ($M=6.7$), les 2 séismes de 1766 ($M=6$) et de 1784 ($M=7.1$ et $M=6.4$), de 1829 ($M=6$), de 1885 ($M=6.3$) et de 1912 ($M=7$ à l'Ouest de l'Hekla). En 1896, une crise importante de sismicité a été observée : 6 séismes de $M > 6$ ont eu lieu en 10 jours dans la partie centrale de la ZSSI. Enfin, deux séismes majeurs ont eu lieu les 17 et 21 juin 2000 ($M_0 = 6.3$ et 6.4) (Fig. II.17B), ces 2 événements sont les 2 plus importants séismes dans le Sud depuis celui de 1912. Ces séismes majeurs se présentent pour la plupart sous forme de séquence de quelques jours à quelques années où plusieurs événements ont lieu sur l'ensemble de la ZSSI. Chaque séquence débute par un événement majeur de $M > 6$ dans la partie orientale ou centrale de la zone, et se poursuit par des événements qui se propagent progressivement vers l'Ouest. Stefansson & Halldorsson [1988] ont mis en évidence que ces séquences présentaient une cyclicité de 45 à 112 ans. Cependant, certains séismes destructeurs isolés ne semblent pas appartenir à ces séquences [Bergerat, 2001]. Ils sont localisés en général aux extrémités Ouest et Est de la ZSSI. C'est le cas des séismes de 1706 et 1789 à l'Ouest ou encore le séisme de 1912 à l'est. Le séisme de magnitude 5.8 de 1989 semblent appartenir à cette catégorie de séismes.

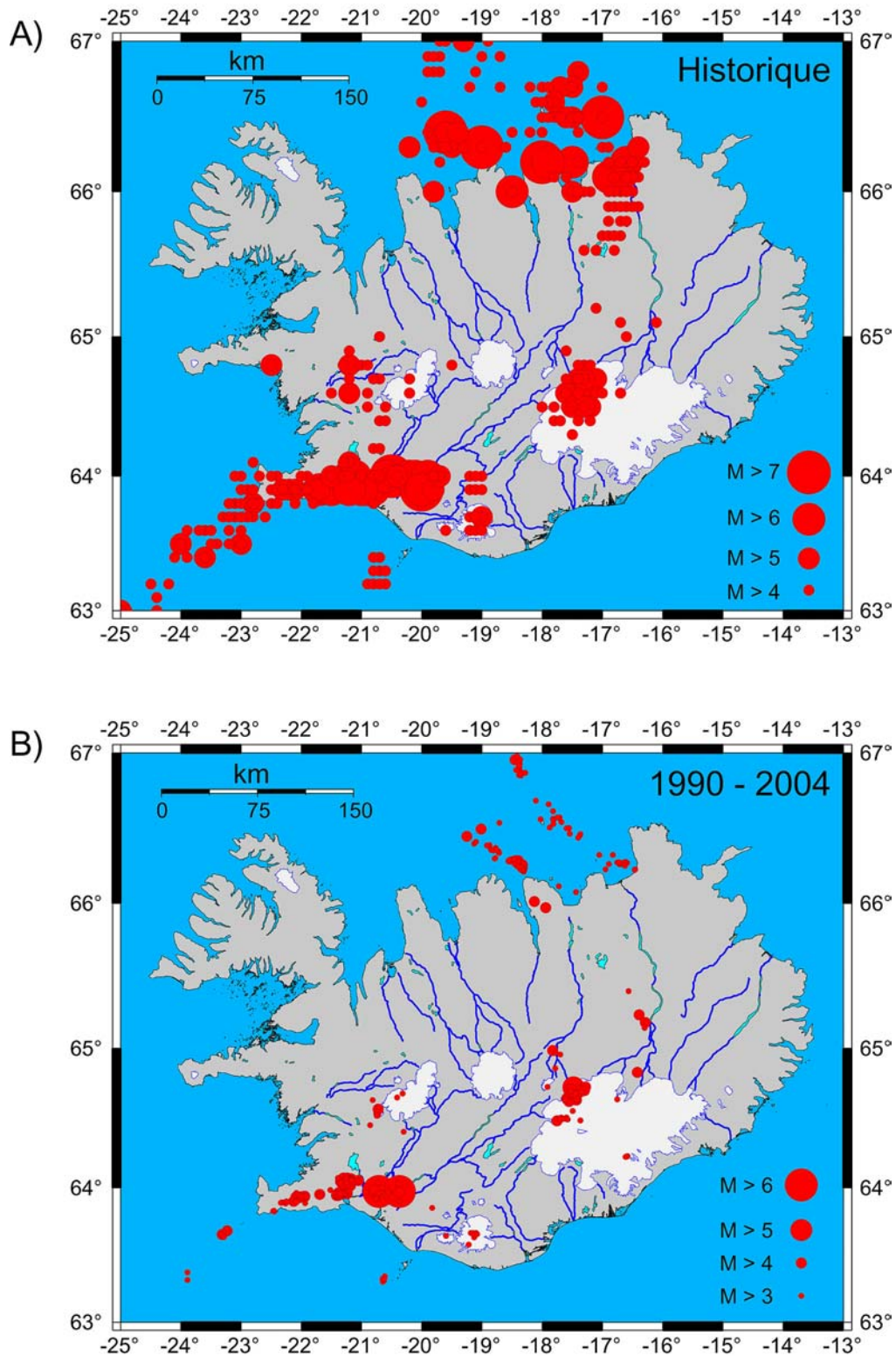


Figure II.17 : A. Carte de sismicité historique depuis 1706, date des premières archives [Veðurstofa, 2004]. Les plus gros séismes sont localisés sur la ZSSI et la ZSNI. Les alignements apparent de séismes notamment dans la zone du Krafla reflètent simplement un artefact dans la localisation des séismes. B. Carte de sismicité depuis 1990 [Veðurstofa, 2004]. Le fait marquant de cette période est la séquence des 2 séismes des 17 et 21 juin 2000 ($M_0 = 6.3$ et 6.4) dans la ZSSI.

- *Zone Sismique Nord Islandaise*

Pour la ZSNI, on peut citer notamment les séismes de 1755 (M=7), 1838 (M=7), 1872 (2 séismes de M=6.3) et 1867 (M=6) sur le linéament d'Husavik-Flatey, de 1963 (M=7) au Sud de la ride de Kolbeinsey, de 1934 (M=6.4) près de Dalvik, de 1910 (M=7) au Nord de l'Oxarfjörður et enfin de 1976 (M=6.2) au large de Kopasker (Fig. II.17 et Fig. II.18). Ce dernier est l'un des premiers phénomènes marquants consécutifs à la crise de rifting de Krafla entre 1975 et 1984.

Enfin, en ce qui concerne les séismes d'intensité moyenne (entre M = 4 et M = 6), ils sont répartis sur toutes les zones actives de l'Islande (Fig. II.17), la presqu'île de Reykjanes et les volcans Grimsvötn et Bardabunga présentant l'activité la plus forte des zones volcaniques actives sans toutefois atteindre des séismes de M = 6.

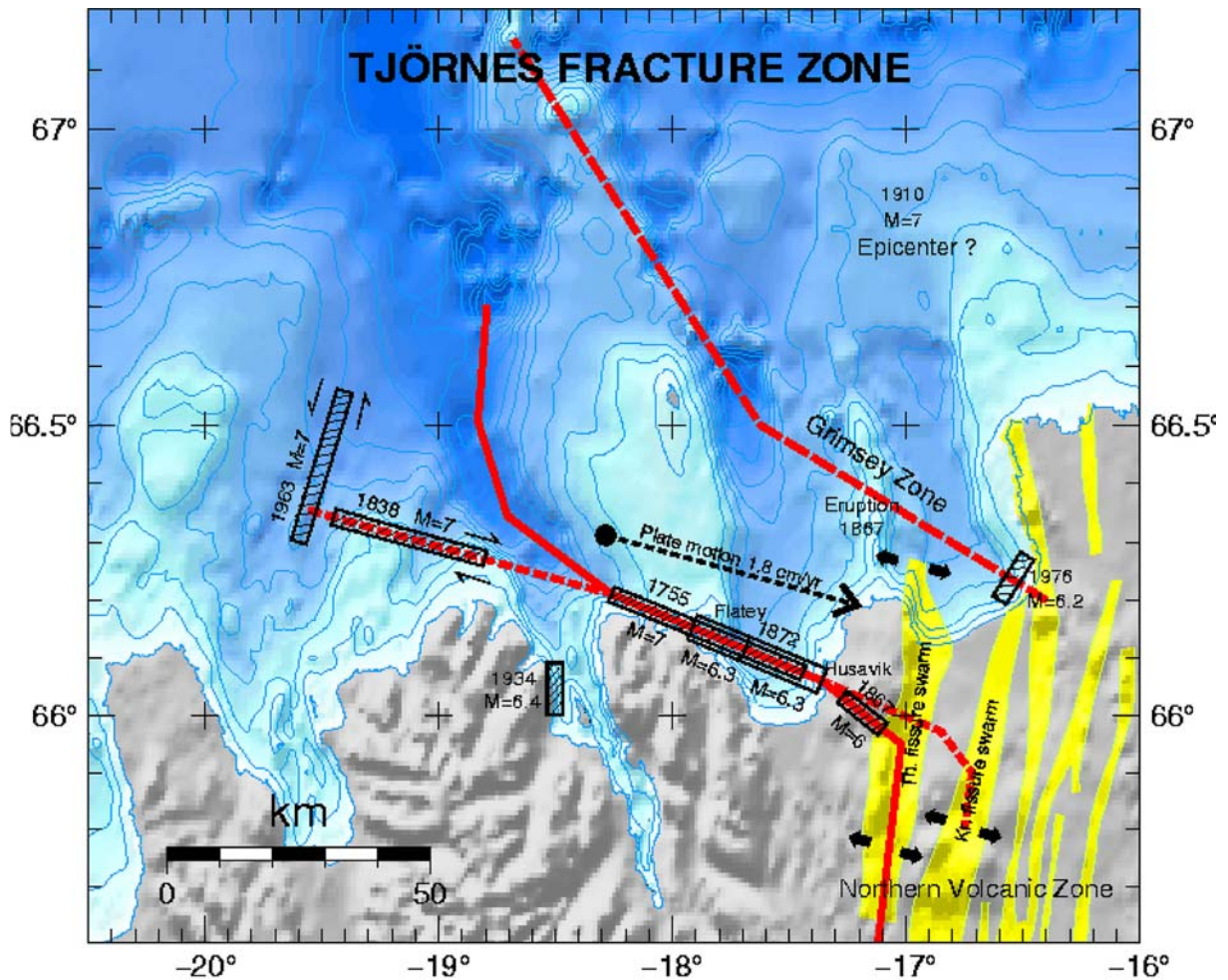


Figure II.18 : Carte des séismes historiques de la ZSNI. D'après Rögnvaldsson et al. [1998a].

➤ **Sismicité actuelle**

Entre 1991 et 1994, le département de géophysique de l'Institut Météorologique Islandais [Vedurstofa, 2004] a installé un réseau dense de stations sismiques dans les zones les plus actives d'Islande (le réseau SIL : South Iceland Lowlands data acquisition system [Böðvarsson et al., 1999]) (Fig. II.19). Enregistrant jusqu'à des séismes de magnitude

négative ($M > -2$), il a permis d'acquérir une base de données très importante sur la microsismicité islandaise.

Le fait marquant de la période 1991-2002 (Fig II.17B) a été la séquence des 2 séismes de juin 2000 dans la ZSSI suivi d'une période courte (de quelques mois) de relaxation post-sismique [Árnadóttir *et al.*, 2001 ; Pedersen *et al.*, 2001 ; Tryggvason *et al.*, 2001 ; Bergerat & Angelier, 2001 ; Angelier & Bergerat, 2002 ; Bergerat & Angelier, 2003 ; Árnadóttir *et al.*, 2003 ; Pedersen *et al.*, 2003 ; Jónsson *et al.*, 2003]. Durant la période 1990-2002, on note également de nombreux séismes de $M_0 > 4$ dans la ZSSI, la TFZ la péninsule de Reykjanes et une forte activité sur les centres volcaniques Hengill (SO) et Grimsvötn (Nord -Ouest du Vatnajökull) (Fig II.17B).

En ce qui concerne la microsismicité (Fig II.20), comme pour la sismicité historique, on constate que l'activité des 10 dernières années est largement concentrée sur les zones de transfert d'accrétion : la TFZ et la ZSSI. Cependant, la zone néovolcanique présente une activité intéressante concentrée sur les grands centres volcaniques actifs que sont le Grimsvötn, le Bardarbunga, et le Mydalsjökull.

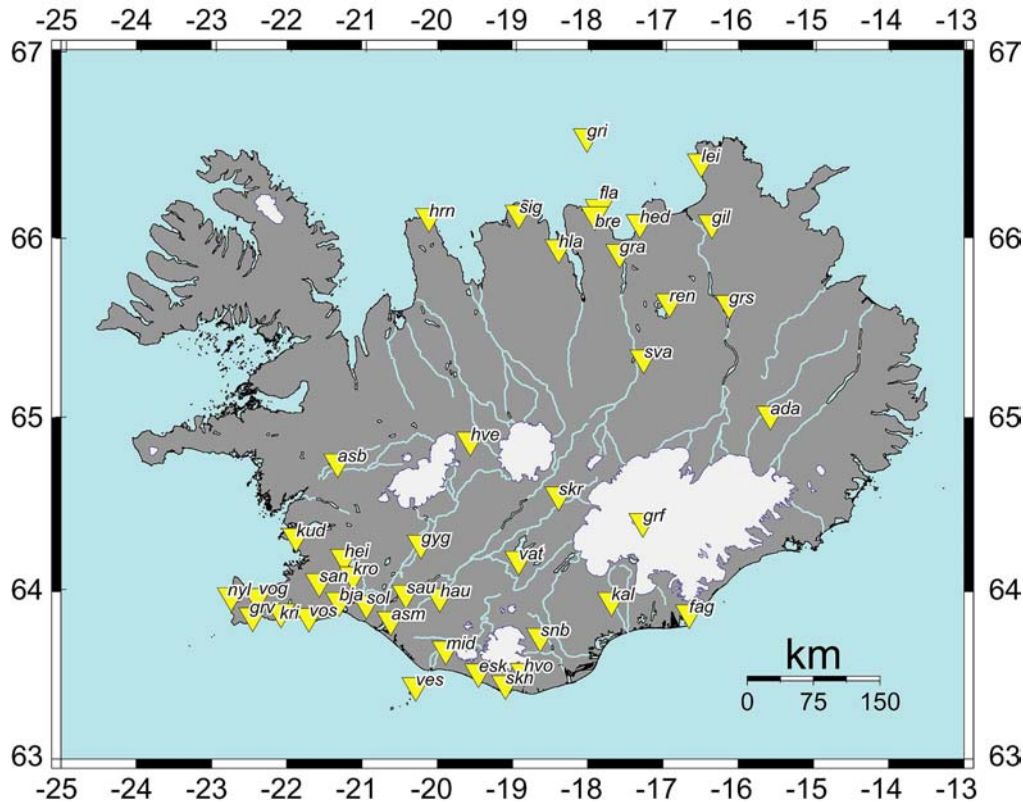


Figure II.19 : Carte du réseau sismologique permanent Islandais SIL [Veðurstofa, 2004].

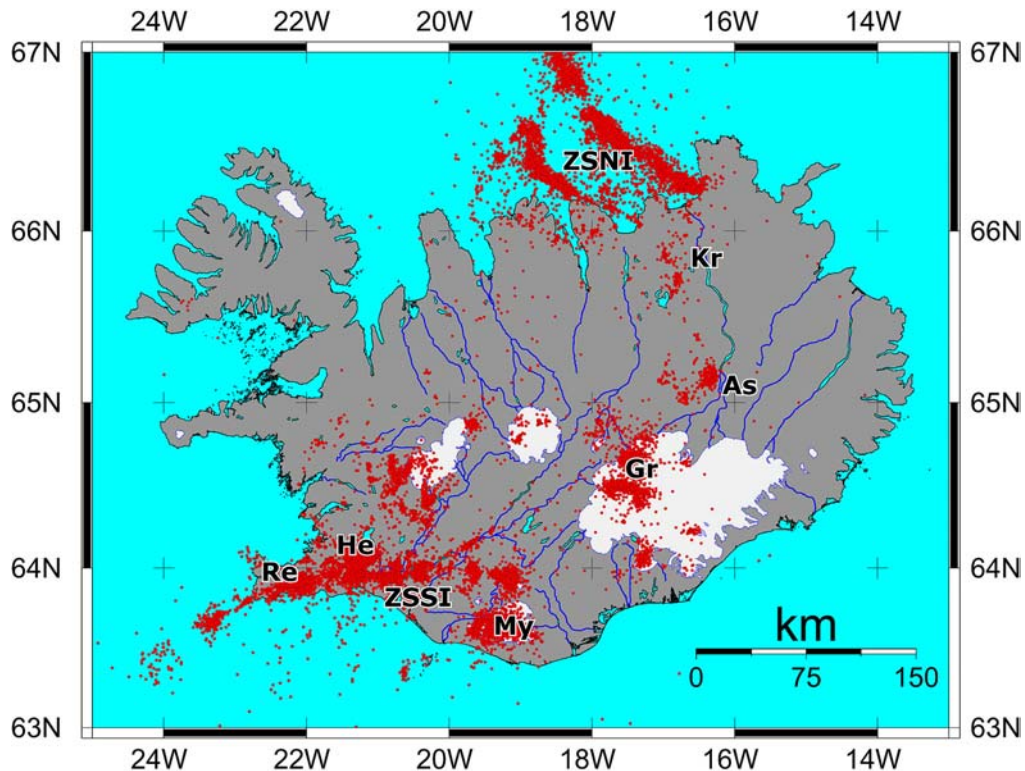


Figure II.20 : Carte de sismicité de l'Islande entre 1990 et 2004 enregistré par le réseau SIL [Veðurstofa, 2004]. L'activité principale est localisée dans la Zone Sismique Sud Islandaise (ZSSI) et la Zone Sismique Nord Islandaise (ZSNI). Le reste de la microsismicité est issue de l'activité des principaux centres volcaniques (Kr : Krafla, As : Askja, Gr : Grimsvötn, My : Myrdalsjökull, He : Hengill, Re : Reykjanes).

II.2.3.2. Activité volcanique de l'Islande

L'Islande est une des régions volcaniques les plus actives de la Terre. Depuis l'ère historique (IXe siècle), une trentaine de volcans ont été actifs et environ 130 éruptions ont eu lieu (Fig. II.21), ce qui constitue la plus grande densité d'éruptions et près du tiers du volume de laves basaltiques émises à l'air libre sur Terre durant cette période. L'ensemble de ces éruptions est concentré dans la zone néovolcanique et principalement dans la ZVE et la ZVN (Fig. II.21). On constate cependant quelques éruptions dans les péninsules de Reykjanes et de Snæfellsness (Fig. II.21).

Plusieurs types de volcanismes sont présents en Islande. Cependant 4 types de manifestations sont particulièrement présents et caractéristiques de l'Islande : les éruptions fissurales, les crises de rifting, les éruptions sous glaciers et les éruptions sous-marines.

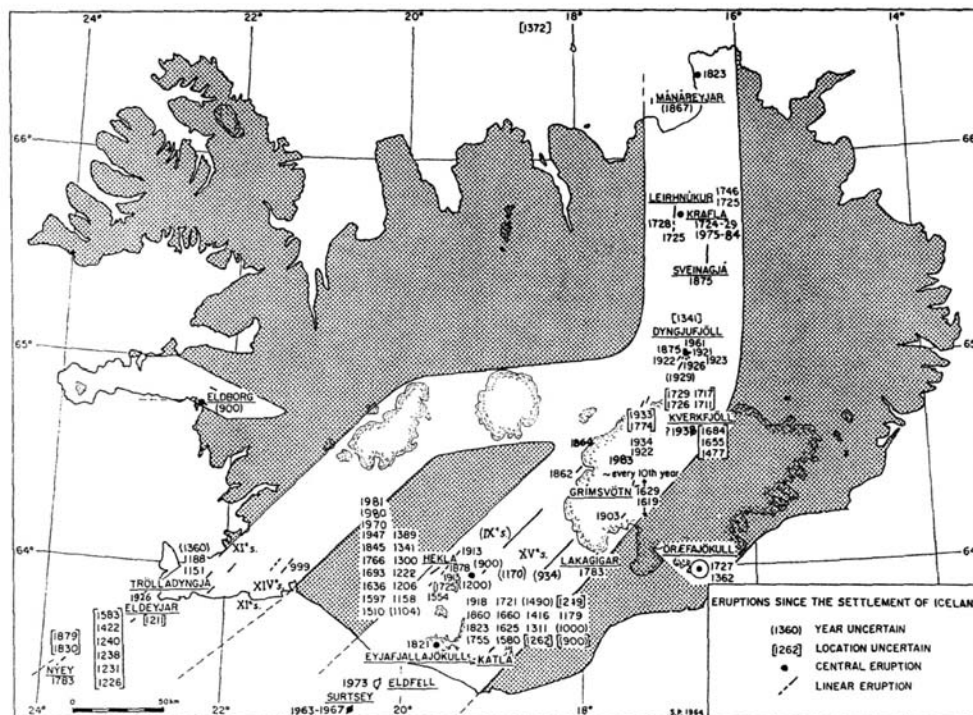


Figure II.21 : Carte de localisation de l'ensemble des éruptions qui ont eu lieu depuis le début de l'ère historique au IXe siècle [d'après Thorarinsson, 1967].

➤ Eruptions fissurales

Ce type de volcanisme représente la majeure partie de l'activité volcanique en Islande. Ces éruptions se manifestent par des injections de magma dans la croûte le long de grandes fractures dans l'axe du rift. En surface, elles s'expriment par de grandes fontaines de laves sur plusieurs centaines de mètres provoquant ainsi la formation de cônes volcaniques alignés le long des fractures.

Les deux plus célèbres éruptions fissurales de l'ère historique sont les éruptions d'Eldjá (934) et de Lakagigar (1783-84). L'éruption de Lakagigar fut particulièrement meurtrière. En effet, les cendres de cette éruption ont recouvert 8 000 km² de terres et 20 millions de tonnes de gaz carbonique et d'anhydride sulfureux ont été exhalées par le volcan. En Islande, cette éruption a entraîné la mort de 80% du cheptel de mouton et de chevaux par asphyxie et contamination des eaux et d'un quart de la population (environ 10 000 personnes) provoqué par la terrible famine qui a suivi. Les effets de cette éruption s'est fait sentir sur l'Europe entière puisque des cendres ont été retrouvées jusqu'en Syrie et beaucoup estiment que le volume de gaz expulsé dans l'atmosphère est responsable des hivers exceptionnellement froids qui ont suivi l'éruption en Europe du Nord [Wood, 1992 ; Olgivie, 1995].

Durant les 50 dernières années, on dénombre 11 éruptions fissurales réparties sur 4 édifices volcaniques différents : l'Askja (1961), l'Hekla (1970, 1980-81, 1991, 2000), le Krafla (1975, 1977, 1980, 1981, 1984) et Helgafell sur l'île d'Heimaey (1973). La forte activité de l'Hekla depuis 1970 est exceptionnelle et représente la plus importante séquence d'éruptions depuis le début de l'ère historique.

➤ **Crises de rifting**

Les éruptions de Krafla entre 1975 et 1984 ne sont que les manifestations volcaniques de surface d'un événement beaucoup plus important appelé « crise de rifting ». Ces crises de rifting débutent par un remplissage progressif d'une chambre magmatique située en profondeur (3 km dans le cas du Krafla [Tryggvason, 1986 ; Staples et al., 1997 ; Brandsdottir et al., 1997 ; Henriot et al., 2001]) à partir d'une source située dans le manteau supérieur. Ce remplissage s'effectue à un rythme moyen de 5 m³/s à 20 m³/s, lorsque la chambre magmatique est pleine, la surpression provoque l'ouverture de fissure le long de l'axe du rift [Einarsson, 1991]. Le magma peut alors s'y injecter latéralement à un débit de 20 à 50 m³/s [Tryggvason, 1986]. Cette intrusion latérale (formant en refroidissant des faisceaux de dykes) s'accompagne d'un relâchement de la pression dans la chambre magmatique et d'un affaissement. En générale, ces déflations s'accompagnent d'éruptions fissurales car le magma est à ce moment très proche de la surface. Mais il arrive que les crises de rifting soit totalement exemptes d'éruptions volcaniques comme celle de Þeistareykir en 1618 ou celles du champ de fracture de Þingvellir il y a environ 9000 ans [Guðmundsson, 1983].

L'origine exacte de ces crises est encore discutée. Einarsson [1991] estime que la crise est initiée au niveau de la chambre magmatique.

Durant l'ère historique, on compte plusieurs crises de rifting majeures : Þeistareykir (1618), Askja (1874-1876), Krafla (1724-1729) et Krafla (1975-1984) (cette dernière sera détaillée dans le **chapitre IV**). On peut noter également que l'éruption majeure de Laki en 1783 a été précédée par une très brève crise de rifting de 2 mois.

➤ **Eruptions sous glaciaires**

Les glaciers recouvrent 10% des terres islandaises. La localisation des grands glaciers (Vatnajökull, Myrdalsjökull, ...) sur les zones volcaniques actives provoque la formation de volcans sous glaciaire. La morphologie de ces édifices est assez caractéristique. En effet, durant la phase initiale de formation du volcan, le contact de la lave avec le glacier provoque la formation d'un lac sous glaciaire et de pillow lavas (Fig. II.22A). En surface, le glacier commence à s'effondrer en formant de grandes cuvettes ou « chaudrons ». Lorsque le lac émerge à la surface du glacier, ces éruptions se transforment en éruptions phréatiques avec explosions en gerbes cypressoïdes et formation de hyaloclastites (Fig. II.22B). Enfin lorsque le volcan émerge à la surface du lac, les éruptions reprennent un caractère classique de volcans aériens avec formation d'un cône terminal et émission de coulées (Fig. II.22C). Après le retrait et la disparition du glacier, ces volcans forment de grandes structures tabulaires aux bords très abruptes surmontées d'un cône terminale (Fig. II.22D). Le volcan Herðubreid dans le Nord de l'Islande est sans doute le volcan sous glaciaire le plus caractéristique d'Islande.

Outre la morphologie particulière de ces édifices, la réputation des volcans sous glaciaire vient surtout du caractère destructeur de leurs éruptions. En effet, la fonte massive et très rapide d'un grand volume de glace provoque la formation en aval du glacier de grandes retenues d'eau qui s'accumulent au front des langues glaciaires. La rupture des barrages de glaces donne naissance à d'importantes coulées de boue, appelées « jökullhauþ » en Islandais, qui peuvent atteindre un débit de 45-50 000 m³/s [Norðvilk, 2003] ce qui les rend particulièrement destructeurs.

Actuellement, on dénombre 5 volcans sous glaciaires actifs en Islande : le Grimsvötn, le Kverkfjöll, le Barðarbunga (sous le Vatnajökull), le Katla (sous le Myrdalsjökull) et l'Eyjafjallajökull. Les dernières éruptions de ce type sont très récentes : 1983 (Barðarbunga), 1996 et 1998 (Grimsvötn), l'éruption de 1996 ayant causé de nombreux dégâts sur les infrastructures routières du Sud de l'Islande. Actuellement, le Katla présente lui aussi une très forte activité principalement microsismique. En 1999, on a constaté la formation de nombreux « chaudrons » en surface du glacier Myrdalsjökull et un petit jökullhaup s'est écoulé en aval du glacier précédé par une courte période (20 mn) de trémor volcanique [Nordvilk, 2003].

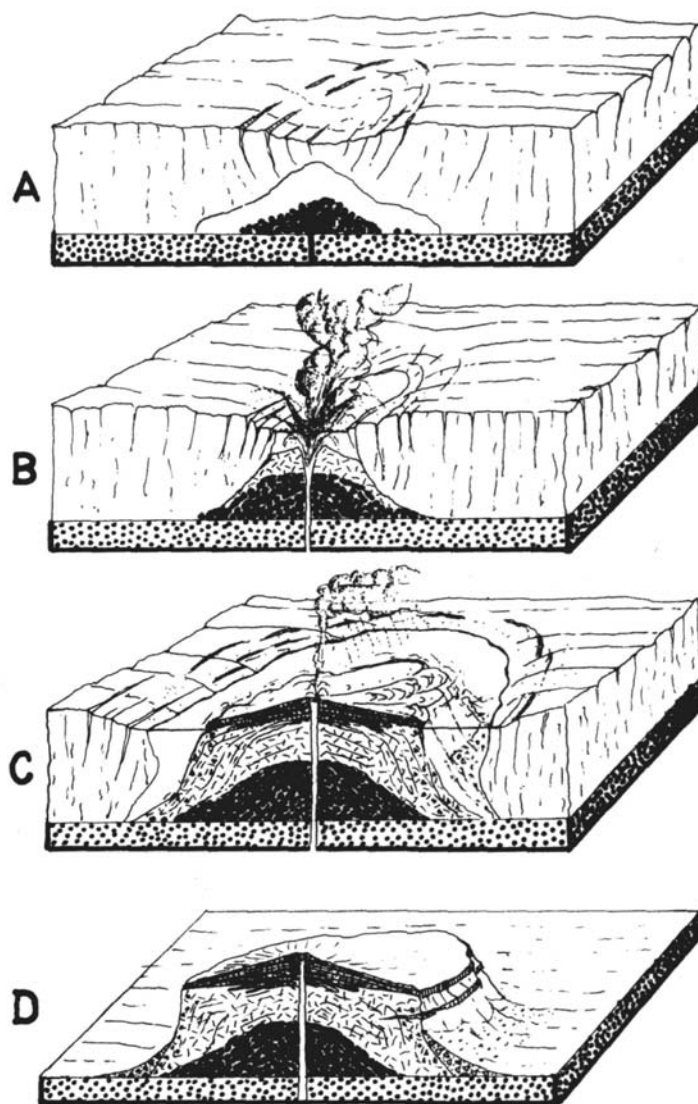


Figure II.22 : Différentes étapes de la mise en place d'un volcan sous-glacier. A. Phase initiale et formation du volcan, d'un lac sous-glaciaire et de pillow-lavas. B. Effondrement du glacier, émergence du lac et mise en place d'éruptions phréatiques. C. Emergence du volcan et mise en place d'un cône volcanique aérien. D. Disparition du glacier à la fin de l'ère glaciaire [d'après Kraft & Larouzière, 1991].

➤ **Eruptions sous-marines**

Les éruptions sous-marines sont également très fréquentes dans les zones de ride médio-océanique. Mais la grande profondeur de ces éruptions rend impossible l'observation de ces événements. En Islande, la continuité en mer de la zone néovolcanique au Sud de la ZVE et de la péninsule de Reykjanes, ainsi qu'au Nord de la ZVN permet la formation de volcans sous-marins à faible profondeur. Lorsque ces éruptions atteignent la surface de l'océan, la chronologie des événements et la morphologie des volcans associés ressemblent beaucoup à l'activité sous-glaciaire avec formation de pillow-lavas et de volcans en table. Durant l'ère historique, une vingtaine d'éruptions sous marines se sont produites, la plus récente étant l'éruption de Surtsey qui a vu naître une île au Sud des îles Vestmann le 14 novembre 1963. L'éruption a duré jusqu'en 1967 et a formé une île de plus de 100 m de haut et de plus de 600 m de diamètre.

II.3. Conclusion et problématique

Nous venons de voir à travers cette présentation géologique que l'Islande présente un contexte géodynamique particulier résultant de l'interaction entre la ride médio-océanique de l'Atlantique Nord et le point chaud islandais. Cette interaction est responsable depuis plus de 60 Ma d'une intense activité volcanique et tectonique qui affecte une part importante de l'Atlantique Nord.

Actuellement, cette forte activité se concentre principalement sur les zones sismiques et volcaniques du centre de l'Islande (ZVE, ZVO, ZSSI et ZNSI). Elle se manifeste par de nombreuses éruptions volcaniques, une forte concentration de microséisme et des séismes importants de magnitude supérieure à 5. Depuis 30 ans, plusieurs événements majeurs ont eu lieu à travers l'Islande. Parmi eux, la crise de rifting du Krafla entre 1975 et 1984 est sans nul doute le plus important. L'extension total de 8m mesurée pendant la crise le long du champ de fracture [Tryggvason, 1984] et la longue période de déformation post-crise qui a suivi [Heki *et al.*, 1993 ; Hofton & Foulger, 1996 ; Pollitz & Sacks, 1996] ont fortement perturbé le champ de contrainte du Nord de l'Islande. Depuis, d'autres événements dans le sud de l'Islande ont retenu l'attention. On peut cité les éruptions du Grimsvötn (1996 et 1998), l'augmentation brutale de la microsismicité du volcan Katla depuis 1998 ou les 2 séismes majeurs de magnitude 6.3 et 6.4 de juin 2000 dans la ZSSI. Outre leur caractère exceptionnel, ces 3 derniers événements ont la particularité de toucher des zones de concentrations importantes de population et d'infrastructures.

L'Islande est donc soumise à un régime de déformation très particulier qui allie à la fois une déformation constante qui résulte de l'extension permanente de 1.9 cm/an de l'Atlantique Nord [DeMets *et al.*, 1994] et une déformation exceptionnelle qui s'exprime par les différentes crises volcaniques et tectoniques que nous venons de voir. Elle offre ainsi un caractère unique qu'il est important d'étudier pour mieux comprendre les mécanismes qui régissent les cycles sismiques et volcaniques et pour appréhender les transferts de contraintes et les interactions entre les différentes structures de l'Islande. Ce contexte géodynamique particulier pose ainsi de nombreuses questions majeurs :

- Comment s'applique la déformation extensive liée à l'ouverture médio-océanique ? Est-elle très localisée sur les structures actives ou est-elle généralisée à toute l'Islande ?
- Quelle est la répercussion des séismes des 17 et 21 juin 2000 sur la Zone Sismique Sud Islandaise et la durée de la réponse post-sismique qui a suivi ?
- La Zone Volcanique Nord a subi une crise de rifting majeure entre 1975 et 1984. Quelle a été la zone d'influence de cette crise et combien de temps a duré la réponse post-crise qui a suivi ? Quelle est l'influence des structures en connexions au champ de fracture du Krafla sur la déformation post-crise ?
- De nombreuses éruptions volcaniques ont eu lieu durant les dix dernières années (Hekla, Grimsvötn, Barðarbunga ...) dans la Zone Volcanique Est et l'activité microsismique a fortement augmenté autour du volcan Katla. Quelle est l'influence de l'activité volcanique sur la déformation crustale ? Quelle est la source de cette augmentation microsismique ?

Pour répondre à ces questions, de nombreuses méthodes géophysiques permettent actuellement d'étudier et de comprendre plus en détails l'évolution de la déformation crustale de l'Islande. Parmi ces méthodes :

- **Le GPS** offre la possibilité de mesurer et de suivre en continu la déformation de surface. Depuis 1999, date de l'installation des premières stations en Islande, le GPS continu a contribué notamment à la compréhension de la déformation induite par l'éruption du volcan Hekla en février 2000 et par les deux séismes de juin 2000 [Geirsson *et al.*, 2002 ; Geirsson, 2003]. Dans le chapitre III, nous allons présenter l'évolution des déplacements de l'ensemble des stations CGPS de l'Islande entre juillet 2000 et décembre 2002 afin de suivre l'extension permanente de l'Islande, de quantifier la déformation post-sismique dans la ZSSI et de détecter d'éventuelles influences volcaniques sur la déformation de surface.
- **La modélisation numérique** permet, à partir de modèles en 2D et en 3D et en comparaison avec des données géodésiques de la zone d'étude (GPS, InSAR, nivellement ...), d'appréhender l'influence de la structure profonde et de la rhéologie crustale sur la déformation de surface. En Islande, dans les années 90, de nombreux modèles ont été réalisés sur la région du Krafla pour étudier la déformation post-crise, due à l'événement volcano-tectonique du Krafla, entre 1987 et 1992 [Heki *et al.*, 1993 ; Hofton & Foulger, 1996 ; Pollitz & Sacks, 1996]. Dans le chapitre IV, nous présenterons de nouveaux modèles (2D et 3D) basés sur de récentes investigations géophysiques (gravimétrie, sismique réflexion, ...) afin de comprendre les interactions entre les différentes structures de cette région (champs de fractures du Krafla et de l'Askja, faille d'Husavik-Flatey) et d'étudier l'évolution spatio-temporelle de la déformation post-crise du Nord de l'Islande.

Chapitre III

Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu



III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

III.1. Introduction

L'activité sismique et volcanique importante de l'Islande et le risque d'exposition de la capitale notamment a incité les scientifiques islandais à installer un réseau dense de station GPS continu (CGPS) dans le but d'étudier le cycle sismique de la Zone Sismique Sud Islandaise et de la Zone Sismique Nord Islandaise afin de suivre la déformation des zones affectées par cette activité. Depuis 1999, 17 stations CGPS ont ainsi été installées à travers l'Islande. Principalement localisées autour de la ZSSI, elles ont notamment permis de détecter une déformation crustale liée à l'éruption du volcan Hekla en février 2000 [Geirsson *et al.*, 2002] et de quantifier les déplacements co-sismiques des deux séismes du 17 et 21 juin 2000 dans la ZSSI [Geirsson *et al.*, 2002].

Dans cette étude, nous allons analyser les séries temporelles entre juillet 2000 et décembre 2002 des 17 stations CGPS installées à ce jour dans le but :

- D'étudier les variations temporelles de déplacement en relation avec l'activité sismique et volcanique ;
- D'étudier le cycle sismique de la Zone Sismique Sud Islandaise ;
- De détecter éventuellement des précurseurs de séismes ou d'éruptions volcaniques ;
- De détecter l'occurrence des crises de glissements assismiques ou séismes lents sur l'ensemble de l'Islande.

III.2. Principe de la mesure de la déformation par GPS continu

III.2.1. Principe de fonctionnement

Dans les années 70 le département de la défense des Etats Unis a décidé de développer un système satellitaire de positionnement à la surface de la Terre : le NAVSTAR GPS (NAVigation Satellite Timing and Ranging Global Positioning System). Il a été établi pour permettre le positionnement en trois dimensions, la mesure de l'heure précise, et la vitesse de tout objet à la surface de la Terre ou à son voisinage, en un temps réduit et quelles que soient les conditions météorologiques.

D'abord réservé à un usage strictement militaire pour l'armée américaine, l'utilisation civile du NAVSTAR GPS s'est considérablement développée pendant les années 90. L'une des étapes civiles la plus importante a été la création en 1992 de l'IGS (International GPS Service for Geodynamics) [Mueller and Beutler, 1992 ; Beutler, 1992]. Cet organisme est chargé de 2 missions principales :

- Définir et gérer un réseau mondial de stations GPS de référence dont les données sont accessibles à tout utilisateur civil et dont le positionnement et les vitesses est

exprimé dans un référentiel géodésique unique ITRF (International Terrestrial Reference Frame) [Altamimi & Boucher, 1993] ;

- Calculer et mettre à disposition des utilisateurs des orbites de haute précision des satellites de la constellation GPS dans le système de référence ITRF.

III.2.1.1. Les satellites GPS

➤ La constellation

La constellation actuelle est disponible depuis avril 1994. Elle permet une couverture moyenne de 4 à 8 satellites visibles simultanément au dessus de 15° d'élévation par rapport à l'horizon. Cette constellation comprend 24 satellites évoluant sur une orbite quasi-circulaire à environ 20200 km d'altitude. Ces satellites sont déployés sur six plans inclinés de 55° par rapport à l'équateur (Fig. III.1) à raison de 4 satellites par plans. Leur période de rotation autour de la Terre est approximativement de 11h58mn (la moitié d'une journée sidérale).

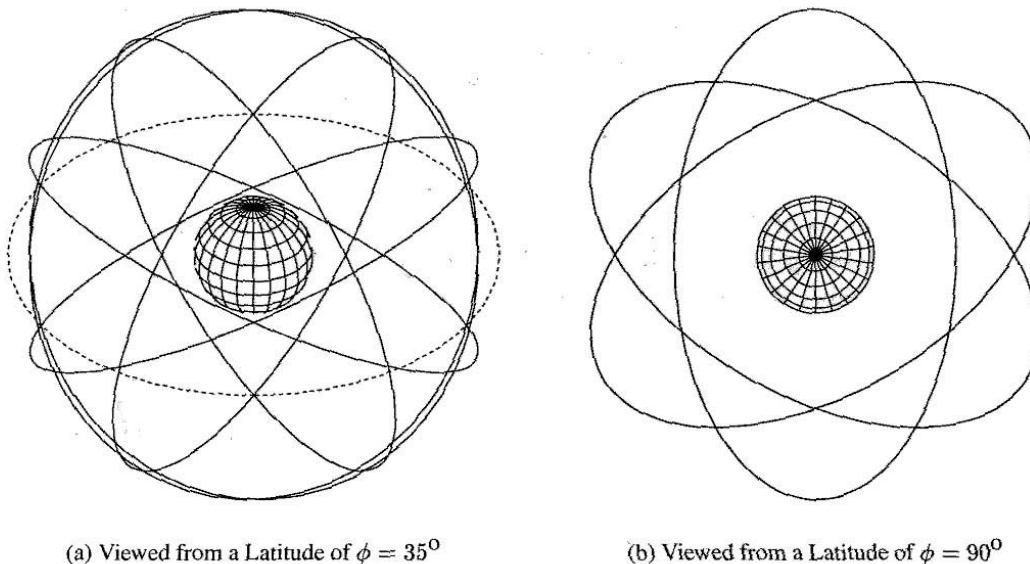


Figure III.1 : Orbites de la constellation des satellites GPS.

Depuis 1978, 5 générations de satellites ont été lancées ou prévues :

- Les 11 satellites du Block I, lancés entre 1978 et 1985, ont servi à la mise en place du système. Ils ont été complètement remplacés en mars 1994.
- Les 24 satellites du Block II et IIA, lancés entre 1989 et 1994, constituent la majorité de la constellation actuelle. Chacun d'entre eux comprend un émetteur-récepteur radio, des horloges atomiques (césium-rubidium), des calculateurs, et divers équipements destinés aux applications militaires. Chaque satellite produit un message qui permet à l'utilisateur de reconnaître et de déterminer sa position spatiale pour une période déterminée. L'énergie est fournie par des panneaux solaires, et des moteurs d'appoint permettent le réajustement du satellite sur son orbite et le contrôle de sa

stabilité. Enfin, les satellites du Block IIA sont équipés d'un système de communication mutuelle, et de rétroreflecteurs pour être suivis par lasers.

- Une série de satellites du Block IIR (« R » pour « replace ») ont été mis en orbite depuis 1996. Ils possèdent une horloge deux fois plus précise que la génération précédente (masers à hydrogène). Ils sont également équipés d'un système de communication inter-satellite qui permet une meilleure autonomie par rapport au contrôle au sol.
- Enfin une 5^e génération, les satellites du Block IIF (« F » pour « Follow on ») est prévue d'ici 2010.

➤ **Signaux émis**

Tous les signaux émis par les satellites (cf Tableau III.1) sont obtenus à partir d'un signal électromagnétique de fréquence fondamentale $f_0 = 10.23$ MHz généré par les horloges atomiques.

| Composant du signal | Fréquence [MHz] | |
|------------------------------|-----------------|------------------------------------|
| Fréquence fondamentale | f_0 | = 10.23 |
| Fréquence du signal L_1 | $f_1 = 154 f_0$ | = 1575.42 ($\lambda_1 = 19.0$ cm) |
| Fréquence du signal L_2 | $f_2 = 120 f_0$ | = 1227.60 ($\lambda_2 = 24.4$ cm) |
| Code P $P(t)$ | f_0 | = 10.23 |
| C/A code $C(t)$ | $f_0 / 10$ | = 1.023 |
| Message de navigation $D(t)$ | $f_0 / 204600$ | = 50.10^{-6} |

Tableau III.1 : Composants des signaux émis par le satellite [d'après Beutler et al., 2001].

Les deux fréquences sinusoïdales f_1 et f_2 (dont la longueur d'onde est de 19 cm et 24 cm respectivement) sont modulées par les codes (P et/ou C/A) (Fig. III.2) et le message de navigation pour transmettre les informations tels que les paramètres d'orbites, l'heure de l'horloge du satellite, etc ...

Ainsi, les signaux L1 et L2 peuvent être exprimés, en fonction des 2 codes $P(t)$, $C(t)$ et des messages de navigation $D(t)$, de la manière suivante :

$$L_1(t) = a_p P(t) D(t) \cos 2\pi (f_1 t) + a_c C(t) \sin 2\pi (f_1 t)$$

$$L_2(t) = b_p P(t) D(t) \cos 2\pi (f_2 t)$$

où a_p , a_c et b_p sont les amplitudes de chaque composant du signal.

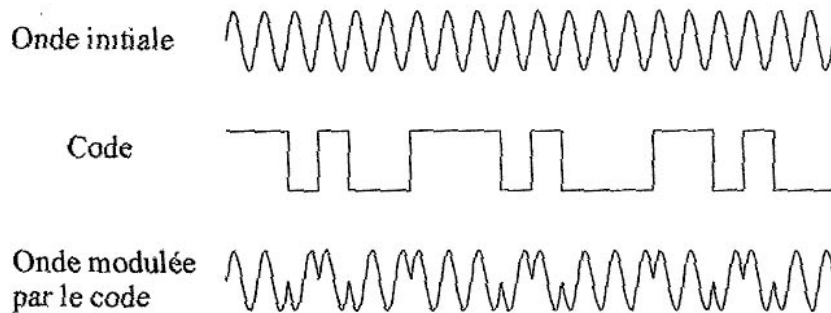


Figure III.2 : Principe de la modulation du signal [d'après Beutler et al., 2001].

Codes « pseudo-random » :

Les codes $P(t)$, $C(t)$ sont appelés « pseudo-random noise (PRN) sequences » :

- Le code C/A (Coarse Acquisition ou Clear Access) est propre à chaque satellite, il s'agit d'un signal binaire d'une longueur de 1023 bits qui se répète toutes les millisecondes (fréquence de 1.023 MHz) soit une longueur d'onde d'environ 300 m. Il est accessible à tout les utilisateurs et ne module que L_1 .
- Le code P (Precise ou Protected), qui module L_1 et L_2 , est de même nature que le code C/A mais sa longueur est de $2.3547 \cdot 10^{14}$ bits soit une période de 266 jours et une longueur d'onde de 30 m. Ce signal est cependant décomposé en signaux hebdomadaires. Du fait d'une fréquence 10 fois plus grande que le code C/A, la précision du code P permet d'accéder à une précision 10 fois supérieure. Cependant, le code P peut être crypté par décision du gouvernement américain : cette procédure appelée Anti-Spoofing (AS) convertit le code P en code Y uniquement utilisable par un récepteur ayant accès à l'algorithme de conversion.

Message de navigation :

Le message de navigation $D(t)$ est exprimé sur une longueur de 1500 bits. Il contient des informations sur les éphémérides et les orbites du satellite, l'écart entre le temps GPS et le temps UTC, l'état de santé du satellite, etc ...

Jusqu'en 2000, ce type d'information était artificiellement dégradé par l'armée américaine afin de restreindre l'utilisation de ce système de positionnement en temps réel. Cette dégradation est appelée « Selected Availability » (SA). La publication d'orbites et d'éphémérides précises par l'IGS (disponibles 2 semaines après la date de mesure) permet de s'affranchir complètement de ces problèmes, opération nécessaire pour l'estimation de faibles déplacements.

➤ **Détermination et précisions des orbites**

Le principe du positionnement par GPS étant de mesurer une distance entre un satellite mobile dont on connaît la position et un point dont on veut estimer les coordonnées, il est impératif de connaître avec précision les orbites des différents satellites utilisés. La distance entre deux stations formant une ligne de base sera cependant moins affectée car la majeure partie de l'erreur sur le positionnement des satellites sera compensée par différenciation entre les mesures des 2 stations. Une erreur sur le positionnement du satellite, dont l'altitude est environ 20 000 km, entraîne une erreur sur la distance d'une ligne de base en respectant le facteur d'échelle explicite entre l'erreur et l'altitude. Si on utilise les orbites radiodiffusées qui ont une précision d'environ 3 m, soit une erreur proportionnelle de 10^{-5} , cela donnera une erreur de 10 mm pour une ligne de base de 100 km. Si par contre on utilise des éphémérides précises d'environ 5 cm, l'erreur sera théoriquement réduite à 0.2 mm pour une base de 100 km (Tab. III.2). L'IGS a justement pour mission de fournir à la communauté scientifique des orbites recalculées de grande précision pour les applications géophysiques (Tab. III.3).

| Orbit Error | Baseline Length | Baseline Error in ppm | Baseline Error in mm |
|-------------|-----------------|--------------------------|-------------------------|
| 2.5 m | 1 km | .1 ppm | - mm |
| 2.5 m | 10 km | .1 ppm | 1 mm |
| 2.5 m | 100 km | .1 ppm | 10 mm |
| 2.5 m | 1000 km | .1 ppm | 100 mm |
| .05 m | 1 km | .002 ppm | - mm |
| .05 m | 10 km | .002 ppm | - mm |
| .05 m | 100 km | .002 ppm | .2 mm |
| .05 m | 1000 km | .002 ppm | 2 mm |

Tableau III.2 : Exemple d'erreur sur la mesure de distance en fonction de l'erreur de la position de l'orbite [Beutler et al., 2001].

| Orbit Type | Quality (m) | Delay of Availability | Available at |
|-----------------------|-------------|-----------------------|---------------------------|
| Broadcast Orbits | 3.00 m | Real Time | Broadcast Message |
| CODE Predicted Orbits | 0.20 m | Real Time | CODE through FTP |
| CODE Rapid Orbits | 0.10 m | After 16 Hours | CODE through FTP |
| CODE Final Orbits | 0.05 m | After 5–11 Days | CODE, IGS Data Centers |
| IGS Ultra Rapid Orbit | 0.20 m | After 3 Hours | IGS Data Centers and CBIS |
| IGS Rapid Orbit | 0.10 m | After 19 Hours | IGS Data Centers and CBIS |
| IGS Final Orbit | 0.05 m | After 13 Days | IGS Data Centers and CBIS |

Tableau III.3 : Exemple d'erreur sur la mesure de distance avant et après correction par l'IGS [Beutler et al., 2001].

Le logiciel BERNESE 4.2 traite les orbites en deux étapes [Beutler et al., 2001] : il transforme les données initiales (message de navigation ou éphémérides précises) en orbites exprimées dans un système de référence commun (orbites appelées tabulaire), puis crée des orbites standard sur un arc (intervalle de temps) défini par l'utilisateur. Plus celui-ci est long, moins les orbites seront précises. Pour l'ensemble des calculs que nous avons effectués sur l'Islande, nous avons utilisé les orbites précises calculées par l'IGS, associées aux ERP

(position de l'axe de rotation terrestre) correspondant en adoptant des arcs de 24h (0-23h59'59'' GMT) c'est à dire aux sessions de mesure du GPS permanent.

III.2.1.2. Equations d'observation

➤ Pseudo distance

La mesure du temps de propagation du signal entre le satellite et le récepteur permet de déterminer la pseudodistance. Elle peut être écrite sous la forme :

$$P_{1,2i}^j = c(t_i - t^j) \quad \text{[III.1]}$$

où $P_{1,2i}^j$ est la pseudodistance (les indices 1 et 2 désignent les deux ondes L_1 et L_2), t_i le temps de réception du récepteur, t^j le temps d'émission du satellite et c la vitesse de l'onde.

N.B. : Dans les équations qui suivent, pour des questions de facilité, l'indice désignera le récepteur et l'exposant le satellite.

Les codes C/A et P sont utiles pour calculer une pseudodistance entre le satellite et le récepteur. Elle dépend de nombreux facteurs comme les décalages des horloges du satellite et du récepteur par rapport à un temps de référence, les délais introduits par le parcours du signal à travers l'atmosphère, ou encore la variation du trajet introduite par la rotation de la Terre durant le trajet. Ces facteurs doivent être retranchés à la pseudodistance pour obtenir la distance vraie. Ainsi, de manière synthétique, la pseudodistance peut donc s'écrire :

$$P_{1,2i}^j = \rho_i^j + \tau_i^j + \Delta\rho_{atm} + \rho_c \quad \text{[III.2]}$$

où ρ_i^j la distance vraie, τ_i^j le terme de correction des décalages d'horloges du satellite et du récepteur, $\Delta\rho_{atm}$ le terme de correction atmosphérique, ρ_c représente le terme de second ordre (rotation terrestre, effets relativistes ...).

Le positionnement absolu utilise les mesures les mesures de pseudodistance. Pour cela, quatre satellites sont nécessaires (3 pour déterminer la position de la station, 1 pour estimer l'erreur d'horloge du récepteur). De nombreux autres facteurs peuvent altérer le calcul de la distance comme les erreurs sur la connaissance des orbites des satellites, les effets liés aux sites des stations (masque provoqué par des arbres, montagnes ou pylônes électriques), ou la configuration géométrique des satellites dans le ciel. Hormis la connaissance précise des orbites, ces effets sont difficilement corrigibles.

➤ Phase

La partie réelle d'une fonction sinusoïdale peut s'écrire sous la forme :

$$X(t) = A \cdot \cos(\omega \cdot (t - t_0) + \Phi_0) \quad \text{[III.4]}$$

où

- A : l'amplitude (en m),

- ω : la pulsation (en radian.s^{-1} , $\omega=2\pi f$ avec f : fréquence en Hz)
- t_0 : le temps initial (en s)
- Φ_0 : phase à l'instant initial (en rad)

A l'instant t , la phase s'écrit :

$$\Phi = \omega * (t - t_0) + \Phi_0 \quad \text{[III.5]}$$

Elle peut également être exprimée en cycles :

$$\Phi_{cy} = f * (t - t_0) + \Phi_{0cy} \quad \text{avec } \Phi_{0cy} = \Phi_0 / 2\pi \quad \text{[III.6]}$$

Un cycle représente la phase correspondant à une période ($T=1/f$), et à une distance parcourue égale à la longueur d'onde : $\lambda=c/f$ (où c est la vitesse de propagation de l'onde). L'expression de la phase en distance est donc :

$$L = \lambda \Phi \quad \text{[III.7]}$$

La mesure est effectuée sur les ondes porteuses L_1 et L_2 . Son principe repose sur la comparaison entre la phase du signal reçu et celle du signal réplique émis par le récepteur. Donc d'après l'équation [III.6], cette différence en cycles peut s'écrire :

$$\Phi_i(t_R) - \Phi^j(t_E) = f * (t_R - t_E) \quad \text{[III.8]}$$

Si on considère l'équation [III.3], elle devient :

$$\Phi_i(t_R) - \Phi^j(t_E) = \frac{f}{c} * \rho_i^j \quad \text{[III.9]}$$

Le déphasage $\Delta\Phi(t_R)$ (compris entre 0 et 1 cycle) mesuré par le récepteur correspond à la partie décimale de l'équation [III.8]. Le déphasage total peut donc s'écrire :

$$\Phi_i(t_R) - \Phi^j(t_E) = \Delta\Phi(t_R) + N_i^j(t_R) \quad \text{[III.10]}$$

où $N_i^j(t_R)$ est un nombre entier de cycles que le récepteur ne peut pas mesurer. Le récepteur dispose d'un compteur pour déterminer n , le nombre entier de cycles reçus depuis la première mesure. Si t_P correspond à l'instant de la première mesure, à tout instant t_R on a :

$$N_i^j(t_R) = N_i^j(t_P) + n(t_R) \quad \text{[III.11]}$$

La quantité utilisée lors du traitement des données est :

$$\Phi_i^j = \Delta\Phi(t_R) + n(t_R) \quad \text{[III.12]}$$

Ainsi pour un couple de récepteur-satellite, la quantité $N_i^j(t_P)$ (inconnue, couramment appelée *ambiguïté entière*) reste constante pour toutes les mesures tant que le signal n'est pas interrompu. Une interruption du signal, également appelé *saut de cycle*, se traduit par un

changement de valeur de l'ambiguïté entière. Le but principal des logiciels de traitement de données GPS comme BERNESE [Beutler et al., 2001] est de résoudre ces ambiguïtés à l'aide notamment de combinaisons de mesures [voir 2.1.5 et 2.1.8].

III.2.1.3. Décalages d'horloges

La source d'erreur la plus importante dans les mesures GPS est l'instabilité des horloges des satellites et des récepteurs. Un décalage d'horloge peut entraîner une source d'erreur de plusieurs centaines de mètres sur la mesure de la pseudodistance. Par exemple, une erreur t_E de 10^{-6} secondes sur l'horloge entraîne une erreur de 300m sur la pseudodistance :

$$d = c \cdot t_E \quad d'ou\grave{a} \quad d = 3 \cdot 10^8 \cdot 10^{-6} = 300 \text{ m} \quad [\text{III.13}]$$

où d est l'erreur sur la pseudodistance (m), c la vitesse de la lumière ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et t_E le décalage d'horloge. On peut donc en conclure que des coordonnées connues a priori avec une qualité médiocre (quelques dizaines de mètre) permettent de définir une erreur d'horloge à 10^{-6} s.

Pour résoudre ce problème, BERNESE 4.2 [Beutler et al., 2001] procède en 3 étapes successives :

1. Estimation de l'erreur d'horloge des récepteurs à partir de la mesure de code, des orbites précises et de l'erreur d'horloge des satellites.
2. Elimination des erreurs d'horloges des satellites en utilisant la simple différence.
3. Elimination des erreurs d'horloges des satellites et des récepteurs en utilisant la double différence.

III.2.1.4. Différences entre les équations

Les différences entre les observations permettent de réduire les décalages d'horloges et les ambiguïtés entières. Elles peuvent être effectuées sur la phase et sur le code. Si on considère les équations [III.9], [III.12] et [III.13], ces différences s'expriment sur la phase à partir de l'équation suivante :

$$\Phi_i^j = f(dt^j - dt_i) + \frac{f}{c} \rho_i^j - N_i^j \quad [\text{III.14}]$$

où N_i^j représente les ambiguïtés entières.

➤ Simples différences

La simple différence permet d'éliminer les décalages d'horloge satellite dt présent dans la mesure brute. Si on considère deux stations i et k observant un même satellite j au même instant (Fig. III.3), la simple différence peut s'écrire :

$$\Phi_{ik}^j = \Phi_k^j - \Phi_i^j \quad [\text{III.15a}]$$

$$\Phi_{ik}^j = f(dt_i - dt_k) + \frac{f}{c} (\rho_k^j - \rho_i^j) - (N_k^j - N_i^j) \quad [\text{III.15b}]$$

L'influence de l'élimination de l'erreur d'horloge du satellite est représentée graphiquement sur la figure III.4. La simple différence permet ainsi de réduire la phase résiduelle à une centaine de cycles (Fig. III.4b) au lieu de 4000 cycles sans correction (Fig. III.4a).

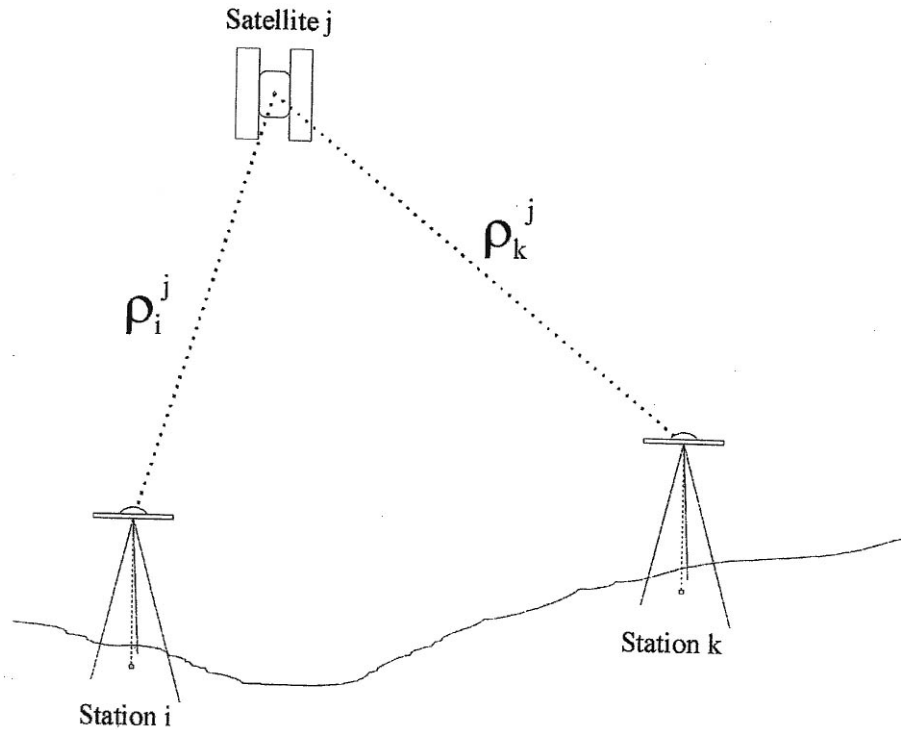


Figure III.3 : *Simple différences entre observations GPS.*

➤ **Doubles différences**

La double différence permet d'éliminer les décalages d'horloge des satellites ET des récepteurs (Fig. III.5). A partir de deux stations i et k observant deux satellites j et i simultanément, la double différence s'écrit :

$$\Phi_{ik}^{jl} = \Phi_{ik}^l - \Phi_{ik}^j \quad [\text{III.16a}]$$

$$\Phi_{ik}^{jl} = \frac{f}{c} (\rho_k^l - \rho_k^j + \rho_i^j - \rho_i^l) - (N_k^l - N_k^j + N_i^j - N_i^l) \quad [\text{III.16b}]$$

La figure III.4c nous montre que la double différence permet de réduire à moins de 0.5 cycle l'amplitude de la phase résiduelle et que l'on passe de surcroît de résidus corrélés au cours du temps à des résidus non ou peu corrélés. La double différence constitue ainsi l'observable fondamental du logiciel BERNESE 4.2 [Beutler et al., 2001].

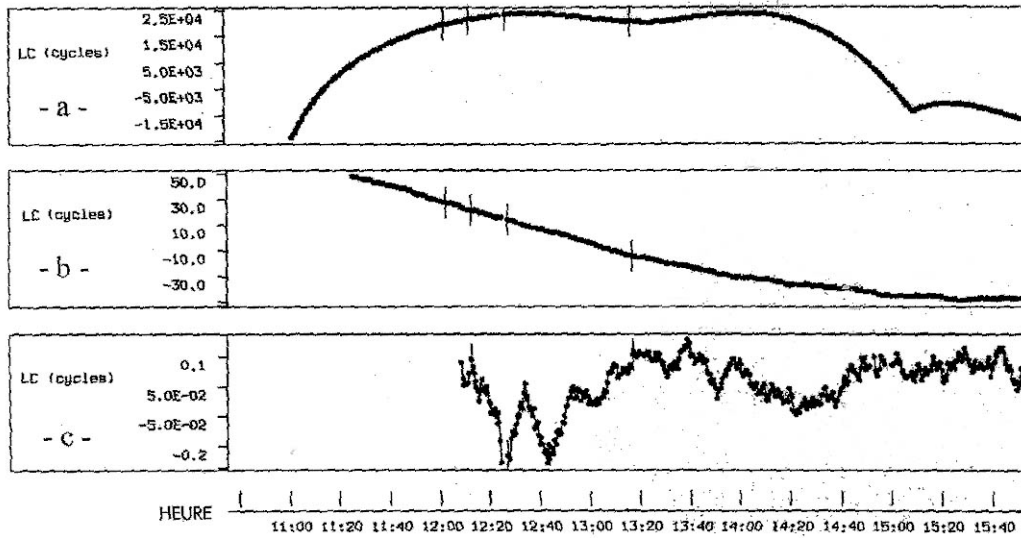


Figure III.4 : Phase résiduelle en fonction du temps. a) phase avant différenciation ; b) phase après simple différence ; c) phase après double différence [Cazenave & Feigl, 1994].

➤ **Triples différences**

La triple différence permet d'éliminer toutes les ambiguïtés entières, tant que le signal n'est pas interrompu. Le logiciel BERNESE utilise ce résultat pour détecter les sauts de cycles et pour « nettoyer » la phase [Beutler et al., 2001]. Deux stations i et k observent deux satellites j et i simultanément. La triple différence s'obtient en comparant les mesures de deux époques t_1 et t_2 . Elle s'écrit :

$$\Phi_{ik}^{jl}(t_1, t_2) = \Phi_{ik}^j(t_2) - \Phi_{ik}^j(t_1) \quad \text{[III.17a]}$$

$$\Phi_{ik}^{jl}(t_1, t_2) = \frac{f}{c} \{ [\rho_k^i(t_2) - \rho_k^j(t_2) + \rho_i^j(t_2) - \rho_i^i(t_2)] - [\rho_k^i(t_1) - \rho_k^j(t_1) + \rho_i^j(t_1) - \rho_i^i(t_1)] \} \quad \text{[III.17b]}$$

La triple différence permet surtout de nettoyer la mesure en la comparant à un seuil. Si $|\Phi_{ik}^l(t_2) - \Phi_{ik}^l(t_1)|$ est supérieur à ce seuil alors cela met en évidence un problème dans les mesures et si $|\Phi_{ik}^l(t_3) - \Phi_{ik}^l(t_2)|$ est également supérieur à ce seuil cela met en évidence un les mesures abérantes en temps t_2 . Dans notre cas, le seuil utilisé est 600 % de L1. L'adoption de ce seuil relativement élevé a été rendu nécessaire en raison de la présence d'une ionosphère perturbée dans les régions polaires qui rend les mesures plus bruitées que dans les basses latitudes. Dans ce contexte, pour mieux nettoyer le signal, un pas d'échantillonnage de 15 s a été adopté pour les stations islandaises.

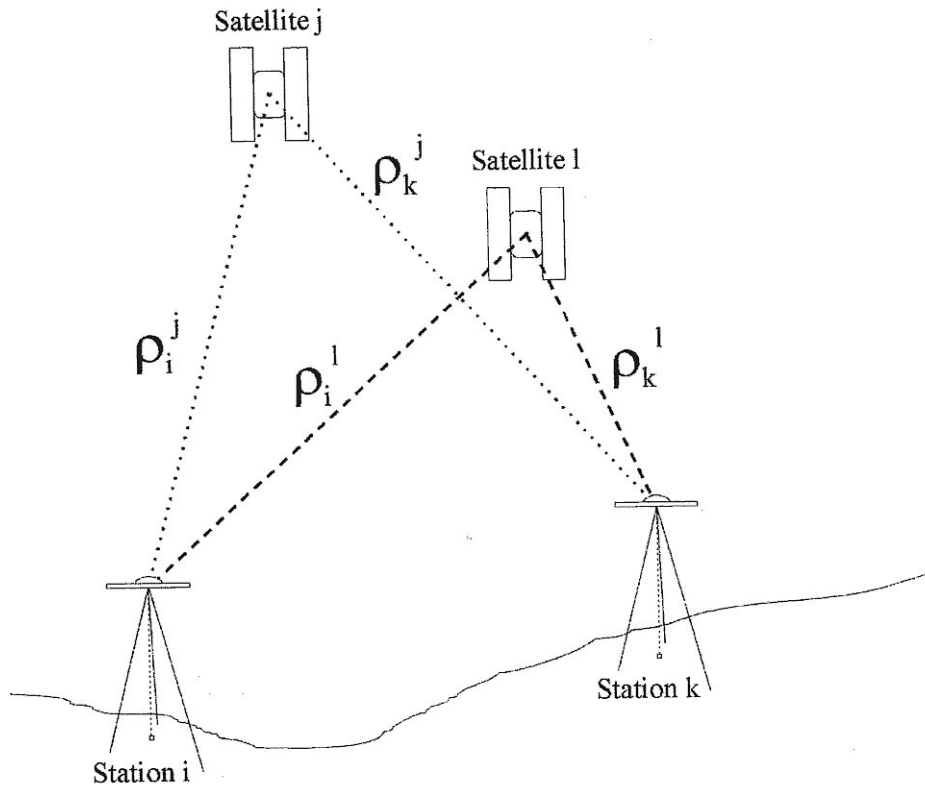


Figure III.5 : Doubles différences entre observations GPS.

III.2.1.5. Effets atmosphériques

L'atmosphère est habituellement divisée en 2 sous-domaines : la troposphère et l'ionosphère. Ces deux couches possèdent des propriétés très différentes de propagations des ondes électromagnétiques et faussent notamment les mesures de code et de phase du signal GPS.

➤ Effets de l'ionosphère

L'ionosphère est un milieu dispersif ionisé par l'action des radiations solaires. Elle s'étend de 50-60 km à 1000 km d'altitude. Ce milieu introduit un retard sur les mesures de code, et une avance sur la phase (identiques en valeur absolue). L'agitation ionosphérique dépend du rayonnement solaire incident. Par conséquent, l'effet présente des variations diurnes, annuelles, séculaires. Elle est fonction de la latitude, du cycle solaire et du champ magnétique terrestre. L'ionosphère induit donc des erreurs de type facteur d'échelle. Ainsi, entre deux stations proches (à quelques kilomètres) les mêmes influences ionosphériques sont observées et la mesure de la distance relative entre ce deux stations n'est pas affectée par ce retard.

Dans la théorie, le délai ionosphérique I_{ki}^j est proportionnel à la fréquence de l'onde. Sur l'onde L_1 , on peut l'écrire sous la forme :

$$I_{ki}^j = \frac{K}{f_1^2} \quad [\text{III.19}]$$

où K est une constante. La réfraction ionosphérique sur l'onde L_2 sera alors :

$$I_{2i}^j = \frac{f_1^2}{f_2^2} \cdot I_{1i}^j \quad [\text{III.20}]$$

Dans les faits, le délai ionosphérique induit deux types d'effets sur le signal GPS :

- des variations de courtes longueurs d'ondes qui causent de nombreux sauts de cycles. Ces effets de scintillation se produisent principalement le long de l'équateur « magnétique » de la Terre et dans les zones polaires. Pour mieux corriger ces effets, nous avons adopté un pas d'échantillonnage du signal de 15s qui permet une meilleure réparation des sauts de cycles.
- des variations de grande longueur d'onde produisant de forts gradients horizontaux et une forte altération de la résolution des ambiguïtés avec les méthodes géométriques. La stratégie adoptée pour résoudre les ambiguïtés sur les longues bases dans ce cas est la combinaison linéaire Melbourne-Wübbena (L_6) (voir chapitre III.2.1.7).

➤ Effets de la troposphère

La troposphère est un milieu électriquement neutre, elle agit comme un milieu non dispersif aux fréquences considérées par les signaux GPS, inférieures à 30 GHz. L'effet est donc identique sur la phase et le code et produit un retard sur le temps de propagation, surestimant ainsi la pseudodistance. L'indice de réfraction dépend de la température, de la pression, et de l'humidité du milieu. Le retard troposphérique produit sur le signal GPS est aussi fonction de l'élévation du satellite. Il est d'environ deux mètres si le satellite est au zénith, mais peut atteindre 30 mètres pour une élévation de 5° puisque la couche atmosphérique traversée par les signaux augmente en conséquence. La correction de l'effet troposphérique s'effectue à partir de modèles empiriques, tels que celui de *Saastamoinen* [1973] ou de *Hopfield* [1969], et en utilisant une pondération des observations en fonction de l'élévation du satellite. De nombreux autres modèles existent par ailleurs. Leur nombre traduit la difficulté à modéliser la composante humide de la troposphère. Ceci est essentiellement dû à l'instabilité intrinsèque de la vapeur d'eau. En pratique, l'effet *humide* ne peut être modélisé au mieux à 10%, ce qui mène à une erreur de 2 à 5 cm en vertical dans le calcul de l'allongement du parcours. L'ajustement des paramètres d'un modèle troposphérique dans le traitement des données GPS permet néanmoins d'obtenir des résultats de positionnement vertical au niveau du centimètre, voire mieux

Différentes stratégies sont possibles pour introduire des données météorologiques dans les modèles : données brutes prises sur le terrain, modèles standard ou local météorologique... Dans notre étude, nous avons utilisé avec le logiciel BERNESE un modèle *Saastamoinen* [*Saastamoinen*, 1973 ; *Beutler et al.*, 2001] avec des données météorologiques standard.

La correction sur la pseudodistance dans le modèle *Saastamoinen* s'exprime sous la forme :

$$\Delta\rho_i^j = \frac{0.02277}{\cos(z)} \left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0.05 \right) \cdot e^{-B \cdot \tan^2(z)} \right] \quad [\text{III.18}]$$

où z est l'élévation du satellite (en degré), p la pression atmosphérique (en millibar), e la pression partielle de vapeur d'eau (en millibar), T la température (en degré Kelvin), B un terme de correction fonction de l'altitude du site d'observation et δR un second terme dépendant de l'altitude et l'élévation du satellite. Ces deux derniers termes ont été développés par *Baueršima* [1983].

III.2.1.6. Expressions des observables après correction

Nous avons vu que la phase et la pseudodistance étaient fortement influencées par les décalages d'horloges et les effets de l'ionosphère et de la troposphère. Nous pouvons donc exprimer la phase et la pseudodistance en incluant ces corrections.

Ainsi, la phase (L) et la pseudodistance (P) peuvent s'écrire [*Beutler et al.*, 2001]:

$$P_{1i}^j = \rho_i^j + I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c(dt^j - dt_i) \quad \text{[III.21a]}$$

$$P_{2i}^j = \rho_i^j + \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c(dt^j - dt_i) \quad \text{[III.21b]}$$

$$L_{1i}^j = \rho_i^j + I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c(dt^j - dt_i) + \lambda_1 N_{1i}^j \quad \text{[III.21c]}$$

$$L_{2i}^j = \rho_i^j + \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c(dt^j - dt_i) + \lambda_2 N_{2i}^j \quad \text{[III.21d]}$$

De la même manière, nous pouvons inclure ces corrections dans les expressions des simples et doubles différences [*Beutler et al.*, 2001]. La simple différence peut donc s'écrire :

$$P_{1,2ik}^j = P_{1,2k}^j - P_{1,2i}^j \quad \text{[III.22a]}$$

$$L_{1,2ik}^j = L_{1,2k}^j - L_{1,2i}^j \quad \text{[III.22b]}$$

Et la double différence :

$$P_{1ik}^{jl} = \rho_{ik}^{jl} + I_{1ik}^{jl} + \Delta\rho_{1ik}^{jl} \quad \text{[III.23a]}$$

$$P_{2ik}^{jl} = \rho_{ik}^{jl} + \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{1ik}^{jl} + \Delta\rho_{1ik}^{jl} \quad \text{[III.23b]}$$

$$L_{1ik}^{jl} = \rho_{ik}^{jl} + I_{1ik}^{jl} + \Delta\rho_{1ik}^{jl} + \lambda_1 N_{1ik}^{jl} \quad \text{[III.23c]}$$

$$L_{2ik}^{jl} = \rho_{ik}^{jl} + \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{1ik}^{jl} + \Delta\rho_{1ik}^{jl} + \lambda_2 N_{2ik}^{jl} \quad \text{[III.23d]}$$

Avec :

$$\rho_{ik}^{jl} = \rho_k^j - \rho_k^i + \rho_i^j - \rho_i^l \quad \text{[III.24]}$$

$$I_{1ik}^{jl} = I_{1k}^j - I_{1k}^i + I_{1i}^j - I_{1i}^l \quad \text{[III.25]}$$

$$\Delta\rho_{1ik}^{jl} = \Delta\rho_k^j - \Delta\rho_k^i + \Delta\rho_i^j - \Delta\rho_i^l \quad \text{[III.26]}$$

$$N_{1,2ik}^{jl} = N_{1,2k}^j - N_{1,2k}^i + N_{1,2i}^j - N_{1,2i}^l \quad \text{[III.27]}$$

III.2.1.7. Combinaisons linéaires des observations

Certains biais peuvent être éliminés en utilisant des combinaisons linéaires des mesures de phase ou de code. Le logiciel BERNESE 4.2 utilise les combinaisons linéaires effectués sur les mesures directes ou sur les doubles différences [Beutler *et al.*, 2001]

L et P désignent respectivement la phase et la pseudo-distance exprimée en distance, corrigées des décalages d'horloges et des effets atmosphériques. Les indices 1 et 2 désignent les deux ondes.

➤ **Combinaison L3 éliminant les effets de l'ionosphère**

La combinaison linéaire L_3 s'exprime sous la forme suivante :

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad [\text{III.28}]$$

La même combinaison « ionosphere-free » peut être obtenue avec le code. On constate bien que cette combinaison élimine le délai ionosphérique en annulant le terme I_i^i des expressions de la phase et du code (équations [III.21a] à [III.21d]). Le résultat contient encore des ambiguïtés de courte longueur d'onde (N_1 , baptisée « narrow-lane ambiguity »), et des ambiguïtés de grande longueur d'onde ($N_5 = N_1 - N_2$, baptisée « wide-lane ambiguity »). Cette combinaison n'est donc pas très performante pour résoudre les ambiguïtés.

➤ **Combinaison L4 éliminant les effets géométriques**

La combinaison linéaire L_4 s'écrit sous la forme suivante :

$$L_4 = L_1 - L_2 \quad [\text{III.29}]$$

Elle est indépendante des décalages d'horloges des récepteurs, des erreurs sur les orbites des satellites, des incertitudes sur les coordonnées des stations (géométrie). Elle contient le délai ionosphérique et les ambiguïtés initiales (phase). Elle peut être utilisée pour l'estimation des modèles ionosphériques locaux. La même combinaison linéaire peut être obtenue sur le code.

➤ **Combinaison L5, ambiguïtés de grande longueur d'ondes**

La combinaison linéaire L_5 (ou *wide-lane*) s'écrit sous la forme :

$$L_5 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) \quad [\text{III.30}]$$

Uniquement formé sur la phase, elle contient les ambiguïtés $N_5 = N_1 - N_2$, correspondant à une onde fictive de longueur d'onde 86 cm. Cette combinaison est utilisée par le logiciel BERNESE 4.2 sur les doubles différences pour réparer les sauts de cycles (nettoyage de la phase) et pour résoudre les ambiguïtés [Beutler *et al.*, 2001] dans le cas de courtes lignes de base (inférieure à 50km) en fixant les coordonnées a priori.

➤ **Combinaison L6 Melbourne-Wubben**

La combinaison Melbourne-Wübbena est une combinaison linéaire des observations de phase (L_1 et L_2) et de code (P_1 et P_2) [Wübbena, 1985 ; Melbourne, 1985]. Elle élimine les effets de l'ionosphère, de la géométrie, des décalages d'horloges et de la troposphère. Elle s'écrit sous la forme :

$$L_6 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) - \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 P_1 - f_2 P_2) \quad [III.31]$$

Ne contenant que les ambiguïtés N_5 , elle est utilisée par le logiciel BERNESE 4.2 sur les doubles différences pour résoudre les ambiguïtés en fixant les coordonnées a priori et pour détecter les sauts de cycles sur les observations directes [Beutler et al., 2001].

Les principales caractéristiques des combinaisons linéaires sont résumées dans le tableau III.4.

| Onde ou combinaison linéaire | λ (cm) | Bruit relatif en distance (bruit sur $L_I=1$) | Effet ionosphérique relatif (effet sur $L_I=1$) |
|------------------------------|----------------|------------------------------------------------|--------------------------------------------------|
| Onde porteuse L1 | 19 | 1 | 1 |
| Onde porteuse L2 | 24 | 1 | 1.6 |
| Ionosphere-free L3 | 0 | 3 | 0 |
| Geometry-free L4 | ∞ | 1.4 | 0.6 |
| Wide-lane L5 | 86 | 5.4 | 1.3 |
| Melbourne-Wübbena L6 | 86 | --- | 0 |

Tableau III.4 : Combinaisons linéaires des observables GPS utilisées par le logiciel BERNESE [Beutler et al., 2001].

III.2.2. Traitement des données GPS à l'aide du logiciel Bernese 4.2

III.2.2.1. Stratégies et différentes étapes de calculs utilisées

Le calcul des solutions journalières des coordonnées des différentes stations CGPS nécessite de nombreuses étapes répétitives qui permettent transformer les fichiers d'observation pour les préparer au calcul, de les mettre en commun avec les paramètres des satellites (éphémérides, orbites précises, fichiers d'horloges ...), de détecter les ambiguïtés, de les résoudre ou de les supprimer le cas échéant. Pour ce faire, nous avons utilisé le programme BPE du logiciel BERNESE 4.2 [Beutler et al., 2001] qui permet l'automatisation de ces différentes étapes. Nous les détaillons précisément ci-dessous :

➤ **RXOBV3**

Ce programme transforme les fichiers d'observation RINEX (fichiers *.YYO, YY étant l'abréviation de l'année : *.02O pour les fichiers de 2002) en fichiers binaires d'observation au format spécifique du logiciel Bernese. Il crée 4 fichiers dits de de zéro différence de code et de phase :

- un premier *.PZH contient les fichiers d'en-tête du fichier d'observation sur la phase (nom de la station, numéro et type du récepteur et de l'antenne, ...)

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

- un deuxième *.PZO comprend les observations sur la phase recueillies par le récepteur ;
- un troisième *.CZH contient les en-têtes du fichier d'observation sur le code ;
- un quatrième *.CZO détaille le contenu des observations sur le code.

➤ **PRETAB**

Ce programme crée les fichiers d'orbites tabulées à partir des éphémérides précises au format *.EPH. Il transforme les orbites exprimées dans un système terrestre en orbites exprimées dans un système céleste. Dans le cas où on traite des éphémérides précises, il crée également un fichier d'horloge qui contiennent les paramètres décrivant les erreurs d'horloge des satellites ($eh = a_0 + a_1t + a_2t^2$).

➤ **ORBGEN**

Ce programme crée un fichier d'orbites standard *.STD pour un arc de 24h en utilisant les fichiers recensant les problèmes détectés au niveau des satellites (problèmes d'émission de codes ou de phases) et les manœuvres.

➤ **CODCHK**

Ce programme détecte et marque, dans les observations de code, les valeurs aberrantes du fichier (Outliers).

➤ **CODSPP**

Ce programme permet de synchroniser les horloges des récepteurs et les horloges des satellites au temps GPS. Le logiciel estime le décalage de l'horloge δh de chaque récepteur. Ce décalage est ajusté par moindres carrés à partir des mesures de code (δh est ensuite injecté comme invariant et permet d'obtenir une précision de 1 μs). Cette correction est effectuée pour chaque époque de mesure de chaque récepteur. Elles sont sauvegardées dans les fichiers de phase et de code. Dans le cas de la détermination d'un point inconnu, cette étape permet l'obtention de coordonnées approchées.

➤ **SNGDIF**

Ce programme crée les fichiers de simple différence sur le code puis sur la phase. Les lignes de base sont définies pour minimiser la longueur des lignes de bases.

➤ **MAUPRP**

Ce programme réalise un pré-traitement des lignes de base. Ce programme (1) vérifie l'appariement des observations de L1 et L2 pour qu'à chaque époque une observation de L1 soit associée avec une observation de L2 et vice versa, (2) prend en compte la présence de trous dans les observations et (3) élimine les sauts de cycle et les mesures hors norme en se basant sur le calcul des triples différences. Il détecte les sauts de cycles dans les observations, essaye de réparer les mesures, en cas d'échec, il introduit une nouvelle ambiguïté ou marque des observations afin de les écarter du calcul.

➤ **GPSEST (1)**

Ce programme permet une première détermination des coordonnées et des résidus RMS (Residual Mean Square) associés, sans intégrer la résolution des ambiguïtés. Il utilise la combinaison de phase L3, éliminant les effets troposphériques (cf **III.2.1.6**).

➤ **RESEEDIT**

Ce programme détecte dans les fichiers de résidus, les RMS supérieurs à 3 cm.

➤ **GPSEST (2)**

Ce programme permet de résoudre les ambiguïtés, les coordonnées a priori étant linéaires, en utilisant la combinaison L6 Melbourne-Wüebena (cf **III.2.1.6**) qui élimine les délais ionosphériques, les délais troposphériques et les décalages d'horloges.

➤ **GPSEST (3)**

Ce programme permet d'obtenir un meilleur résultat sur les coordonnées des stations en introduisant au préalable les ambiguïtés N_6 estimées dans l'étape précédente. Cette étape constitue donc la dernière estimation des coordonnées des stations.

➤ **GPSEST (4)**

Ce dernier programme de BPE permet de créer les équations normales à partir des résultats de GPSEST(3).

III.2.2.2. Solutions journalières et création des séries temporelles

Nous avons obtenu les séries temporelles des stations CGPS à l'aide du programme ADDNEQ du logiciel BERNESE. Il permet, à partir des équations normales journalières obtenues précédemment, d'estimer la position journalière des stations par rapport à une station de référence ou dans l'ITRF.

Dans notre étude, nous avons incorporé 5 stations du réseau international IGS proche de l'Islande : STJO à Terre-Neuve (Canada), KELY au Groenland, NYAL au Svalbard, ONSA en Suède et KOSG aux Pays-Bas dont les coordonnées et les vitesses sont bien connues dans l'ITRF2000. Enfin, les coordonnées et les vitesses des stations CGPS d'Islande ont été obtenues dans l'ITRF par une transformation de Helmert à 2*7 paramètres (3 en translation, 3 en rotation et le facteur d'échelle) pour les coordonnées et les vitesses en considérant comme connues les coordonnées et les vitesses des 5 stations du réseau IGS (STJO, KELY, NYAL, ONSA et KOSG) dans l'ITRF2000.

III.3. Juin 2000-Décembre 2002 : 2 ans ½ de déformation en Islande

III.3.1. Le réseau GPS continu de l'Islande

➤ Description du réseau

La première station CGPS en Islande a été installée en novembre 1995 à Reykjavik (REYK) (figure III.6 et Tableau III.5) par une équipe allemande du *Bundesamt für Kartographie und Geodäsie* (BKG). Cette station a été installée sur le toit d'un bâtiment de l'Université d'Islande et fait partie du réseau international géré par l'IGS. En mai 1997, une 2^e station a été installée par la même équipe sur le toit du phare de Höfn dans l'Hornafjörður (Est de l'Islande) (figure III.6 et Tableau III.5). Cette station fait partie du réseau européen EUREF.

En 1998, 2 séismes importants ont eu lieu dans la région du Hengill au Sud-Ouest de l'Islande :

- un $M_L=5.1$ le 4 juin. Ce séisme a été suivi d'une réponse post-sismique anormalement longue [Agustsson, 1998 ; Arnadottir et al., 1999] ;
- un $M_L=5.0$ le 13 novembre suivi d'une réponse post-sismique qui a duré 3 jours [Rögnvaldsson et al., 1998b].

A la suite de cette forte activité sismique, le gouvernement islandais et la ville de Reykjavik ont décidé de financer l'installation d'un réseau dense de stations CGPS dans le Sud de l'Islande. Cette installation a commencé en 1999 par 4 stations autour de la jonction triple du Hengill : Vogsóvar (VOGS), Hveragerði (HVER), Hlíðardalsskóli (HLID) et Ölkeduháls (OLKE) (figure III.6 et Tableau III.5).

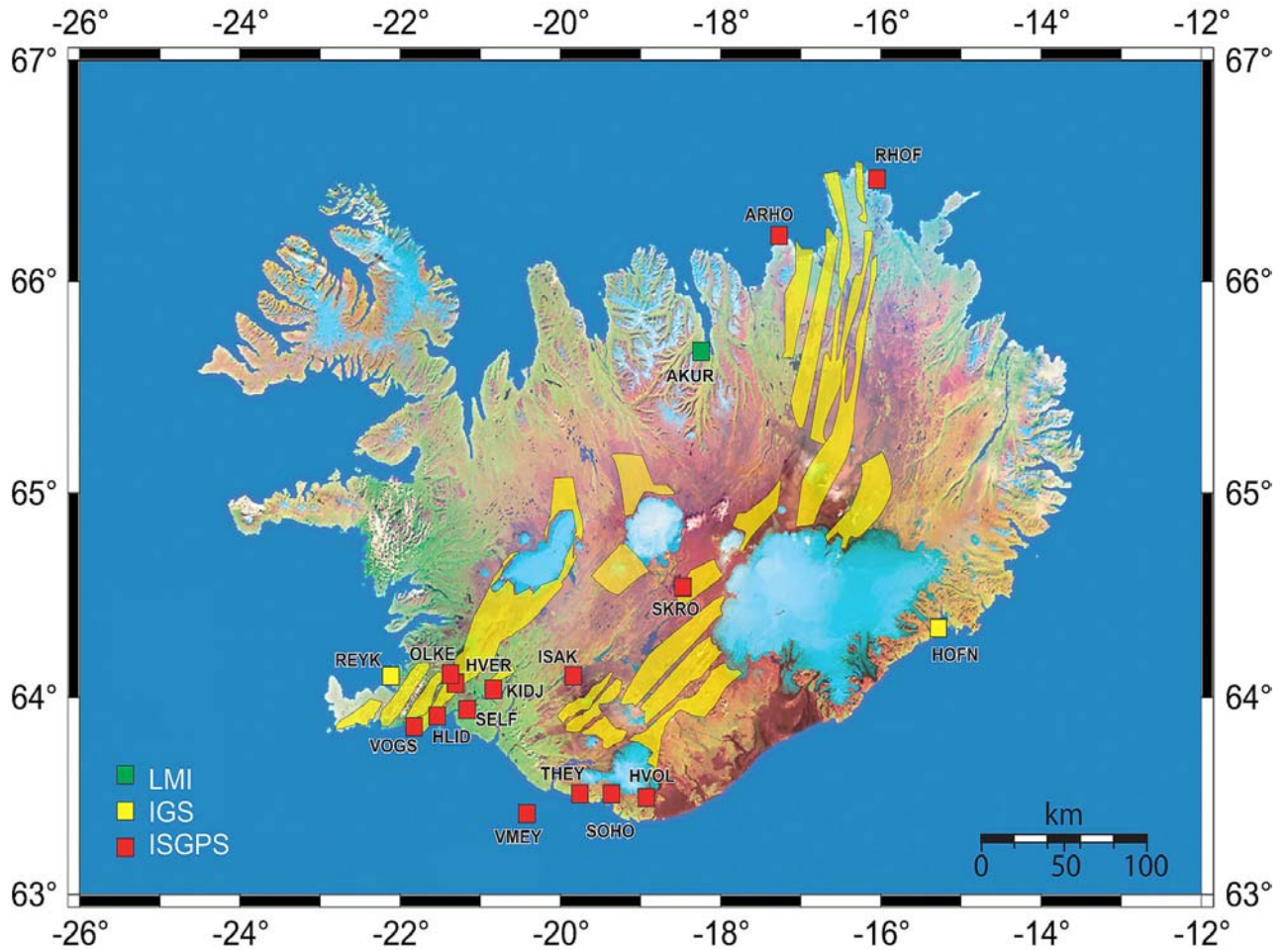


Figure III.6 : carte de localisation des 17 stations CGPS installées depuis 1995. Voir le tableau III.5 pour les coordonnées précises des stations.

En juillet 1999, la sismicité sous les glaciers Mýrdalsjökull et Eyjafjallajökull a fortement augmenté et une petite coulée volcano-glaciaire (jökullhaup) s’est produit au Sud Ouest du Mýrdalsjökull. Or, le volcan Katla et celui situé sous l’Eyjafjallajökull n’ont pas eu d’éruption depuis 1918 et 1823 respectivement. Le risque volcanique élevé et surtout la présence de population autour des ces 2 volcans ont poussé les autorités à financer 2 nouvelles stations CGPS pour surveiller ces 2 volcans : Sólheimaheiði (SOHO) et Láguhvolar (HVOL) (figure III.6 et Tableau III.5).

Depuis mai 2000, 9 stations se sont rajoutés aux 8 déjà existentes :

- 3 dans la zone sismique Sud islandaise (figure III.6 et Tableau III.5) (suite aux 2 séismes de $M_L=6.6$ du 17 et 21 juin 2000) : Kiðdjaberg (KIDJ), Selfoss Airport (SELF) et Isakot (ISAK), cette dernière devant également surveiller l’activité du volcan Hekla qui ne se trouve qu’à 10 km.
- 3 dans la zone volcanique Sud islandaise (figure III.6 et Tableau III.5) : Þorvaldseyri (THEY) pour densifier le réseau de surveillance autour du Katla, Vestmanneyar (VMEY) sur l’île d’Heymaey et Skrokkalda (SKRO) situé entre le Vatnajökull et l’Hofsjökull.

| Nom | Zone d'activité | Latitude (°) | Longitude (°) | Altitude (m) |
|------|-----------------|--------------|---------------|--------------|
| AKUR | ZSNI | 65.6853 | -18.1167 | 319 |
| ARHO | ZSNI | 66.19307 | -17.10904 | 124 |
| HLID | ZSSI | 63.9211 | -21.3897 | 111 |
| HOFN | ZVE | 64.26729 | -15.19792 | 83 |
| HVER | ZVO (Hengill) | 64.01715 | -21.18481 | 84 |
| HVOL | ZVE (Katla) | 63.52628 | -18.84754 | 199 |
| ISAK | ZSSI | 64.1193 | -19.7472 | 319 |
| KIDJ | ZSSI | 63.99658 | -20.77484 | 123 |
| OLKE | ZVO (Hengill) | 64.06312 | -21.21989 | 485 |
| REYK | ZVO | 64.13861 | -21.95528 | 93 |
| RHOF | ZSNI | 66.4611 | -15.9467 | 77 |
| SELF | ZSSI | 63.92898 | -21.03223 | 80 |
| SKRO | ZVE (Grimsvotn) | 64.55684 | -18.3782 | 940 |
| SOHO | ZVE (Katla) | 63.55247 | -19.24665 | 792 |
| THEY | ZVE (Katla) | 63.56147 | -19.6434 | 130 |
| VMEY | ZVE (Vestmann) | 63.42699 | -20.29356 | 70 |
| VOGS | ZVO (Reykjanes) | 63.85269 | -21.70365 | 8 |

Tableau III.5 : Nom et position des 17 stations CGPS installées à ce jour en Islande [Veðurstofa, 2004].

- 3 dans le Nord de l'Islande (figure III.6 et Tableau III.5) pour quantifier les déplacements de part et d'autre de la faille d'Husavík-Flatey et du linéament de Grimsey : Akureyri (AKUR), Arholt (ARHO) et RHOF (Raufarhöfn).

Sur les 17 stations installées à ce jour, 2 (REYK et HOFN) sont gérées par l'IGS et une (AKUR) par le *Landmælingar* (LMI). Les 14 autres sont contrôlées par l'*Icelandic Meteorological Office* (IMO), ce réseau de 14 stations étant couramment appelé « *ISGPS network* ». Le LGCA a financé l'équipement et l'installation de 3 stations depuis 2001 : SKRO, RHOF et ARHO.

➤ Résultats préliminaires

Depuis le début de l'installation de ces stations, le Veðurstofa (IMO – Icelandic Meteorological Office) suit quotidiennement les résultats de l'ensemble du réseau ISGPS. Il analyse au jour le jour l'évolution de chaque station dans le but de détecter d'éventuels signes précurseurs de séismes ou d'éruptions volcaniques. Cette approche préventive nécessite des calculs rapides en utilisant dans un premier temps des orbites peu précises prédites par le centre de détermination des orbites en Europe (CODE - Center for Orbit Determination in Europe), seule solution pour obtenir instantanément une estimation correcte des coordonnées.

La position journalière des stations est ensuite ré-analysée lorsque les orbites précises sont publiées par l'IGS 10 jours plus tard. Enfin, l'ensemble des déplacements de chaque station est exprimé par rapport à la station de Reykjavik (REYK), qui est la première station installée en Islande et qui participe à la définition de l'ITRF et de l'EUREF.

Cette méthode d'expression des déplacements ne permet donc pas d'obtenir les déplacements de l'Islande dans un contexte géodynamique globale puisque les déplacements des stations ne sont pas exprimées dans le réseau de référence l'ITRF. De même, comme toutes les séries temporelles sont exprimées par rapport à REYK, elles sont très dépendantes des mouvements propres à cette station.

A ce jour, 2 rapports d'étude ont été publiés sur les premiers résultats obtenus entre 1999 et 2002 [Árnadóttir *et al.*, 2000 ; Geirsson, 2003]. Ils ont montré notamment que :

- La forte activité de la région du Hengill, observée entre 1993 et mi-1998, s'est nettement atténuée à partir de 1999 [Árnadóttir *et al.*, 2000].
- Les stations SOHO et HVOL ont été affectées par l'éruption du volcan Hekla en février 2000. La station SOHO a montré un déplacement horizontal de 7 mm vers le N-O durant cet épisode [Geirsson, 2003] qui correspondrait à la déflation de l'édifice volcanique pendant l'éruption (Fig. III.7).
- Les 2 séismes de juin 2000 ont affecté l'ensemble du Sud de l'Islande. Des déplacements co-sismiques ont été mesurés sur la totalité des stations CGPS qui confirment le jeu dextre des deux failles ayant joué pendant ces 2 événements [Geirsson, 2003] (Fig. III.8).

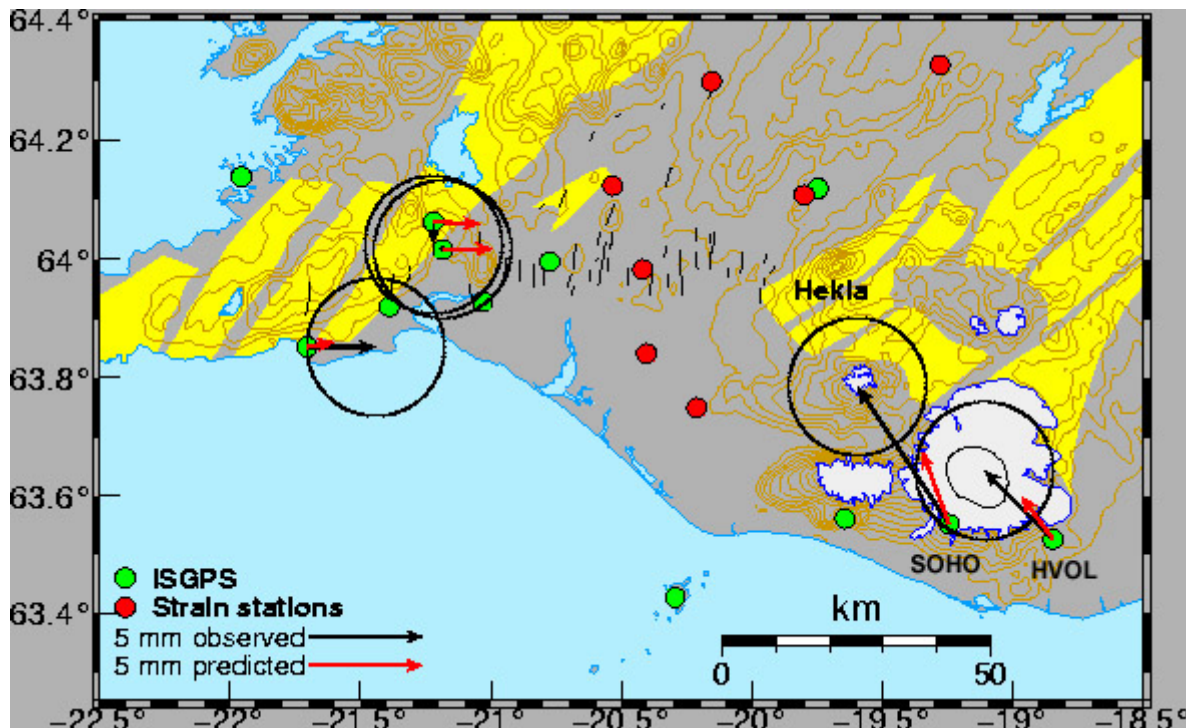


Figure III.7 : Déplacement des stations SOHO et HVOL enregistré pendant l'éruption du volcan Hekla en février 2000 [Geirsson, 2003].

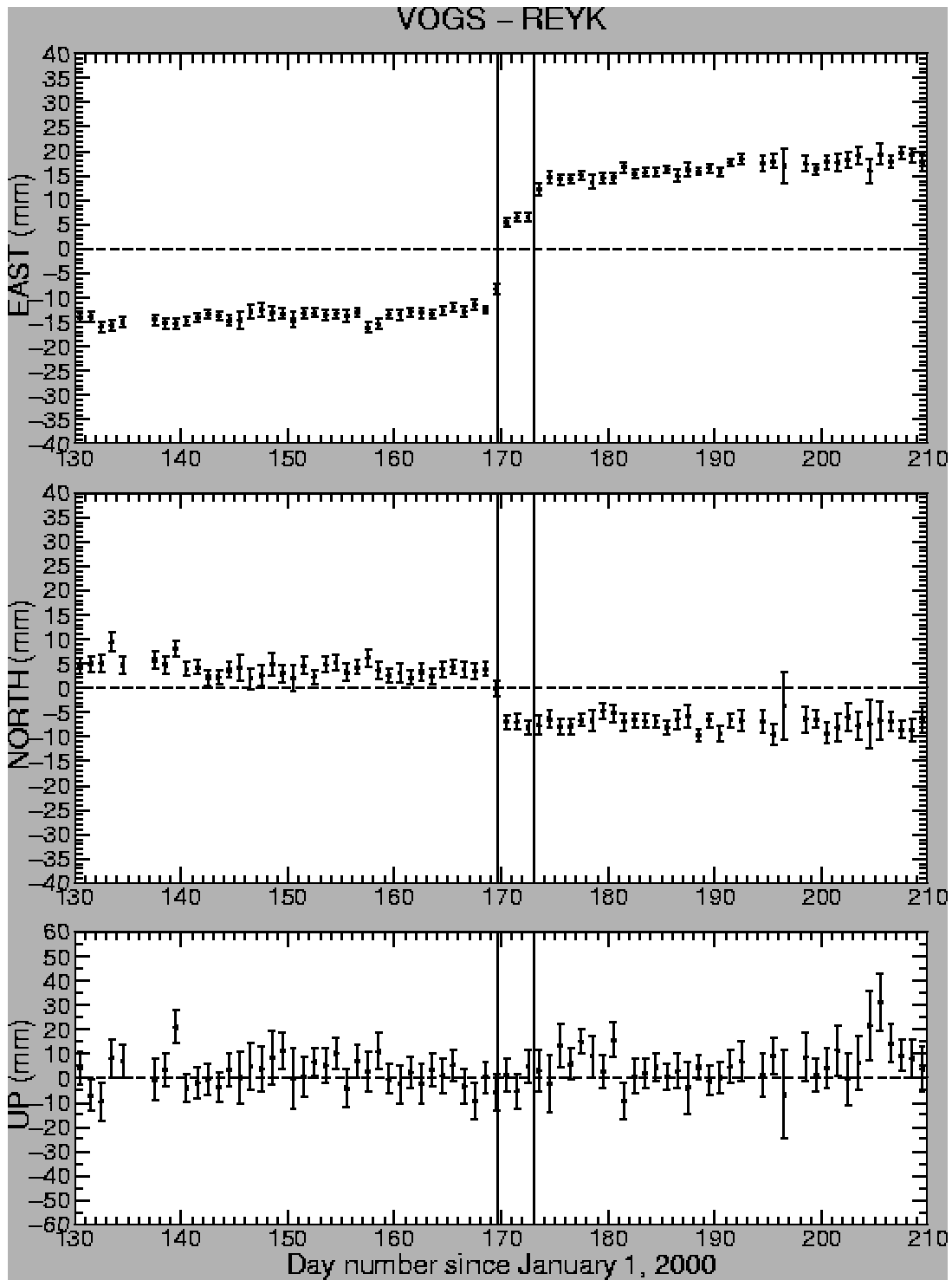


Figure III.8 : Déplacements co-sismiques de la station VOGS (par rapport à la station REYK) enregistrés pendant les deux séismes de juin 2000 (marqués par les deux lignes verticales noires : les 17- jour 169 – et 21 juin – jour 173-). On constate au total un fort déplacement de 20 mm environ vers l'Est et 12 mm vers le Sud [Geirsson, 2003].

III.3.2. Estimation des vitesses moyennes entre juillet 2000 et décembre 2002

Dans le cadre de notre étude, nous avons analysé les mesures des 17 stations CGPS islandaise pour la période comprise entre le mois de juillet 2000 et la fin de décembre 2002. Nous avons obtenu les coordonnées journalières de chaque station en ajustant les coordonnées et les vitesses de 5 stations du réseau international IGS (KELY, STJO, NYAL, ONSA et KOSG) dans le système de référence ITRF2000 par une transformation de Helmert à 14 paramètres. Ces vitesses sont reportées dans le tableau III.6 et sur la figure III.9. Elles nous montrent tout d'abord un très fort déplacement vers le nord de l'ensemble des stations. On note également que les stations situées à l'Est de la limite théorique entre l'Eurasie et l'Amérique (RHOF, HOFN, HVOL, SOHO, THEY, VMEY, SELF, HLID et VOGS) se déplacent toutes sensiblement vers l'Est et qu'inversement les stations à l'Ouest (AKUR, ARHO, SKRO, ISAK, KIDJ, OLKE, HVER et REYK) se déplacent toutes légèrement vers l'Ouest (Fig. III.9). Les déplacements mesurés sur la composante Est montrent donc une déformation en extension qui correspond bien à l'ouverture médio-océanique. On remarque que cette composante augmente très sensiblement plus on s'éloigne de l'axe du rift (par exemple -3.3 mm/an pour KIDJ qui est proche de l'axe du rift et -12.1 mm/an pour REYK à l'extrémité ouest – Tab. III.6 et figure III.9-). De même, sur la composante Nord, on note une faible augmentation du déplacement vers le nord plus on s'éloigne vers le Nord-Ouest (par exemple 10.7 mm/an pour HVOL au SE et 21.3 mm/an pour AKUR au N de l'île – Tab. III.6 et figure III.9-). Ces observations nous montrent l'existence d'un gradient de déplacement entre l'axe du rift et les extrémités Sud-Est et Nord-Ouest de l'Islande. On peut donc en conclure que la déformation extensive affecte la totalité de l'Islande ou en tout cas la totalité de la zone couverte par le réseau de stations CGPS.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

| Station | VN | RMS(VN) | VE | RMS(VE) | VZ | RMS(VZ) |
|---------|------|---------|-------|---------|------|---------|
| HLID | 17.6 | 2 | 2.2 | 1 | 2.7 | 9 |
| HOFN | 6.3 | 1 | 12.8 | 1 | 37.1 | 6 |
| SOHO | 9.5 | 1 | 5.6 | 1 | 7.1 | 7 |
| VOGS | 17.3 | 1 | 4.7 | 1 | 2.9 | 7 |
| HVOL | 10.7 | 1 | 8.3 | 1 | 5.8 | 7 |
| HVER | 18.7 | 1 | -4.8 | 1 | -3.2 | 7 |
| REYK | 19.2 | 1 | -12.2 | 1 | -2.8 | 5 |
| THEY | 15.4 | 2 | 7.9 | 1 | 2.8 | 7 |
| OLKE | 18.9 | 1 | -7.6 | 1 | -0.7 | 7 |
| VMEY | 14.3 | 1 | 7.2 | 1 | 1.5 | 7 |
| SKRO | 21.5 | 1 | -8.0 | 1 | 15.8 | 6 |
| KIDJ | 20.9 | 1 | -3.3 | 1 | 3.7 | 8 |
| SELF | 18.1 | 4 | 3.1 | 3 | -2.2 | 24 |
| RHOF | 14 | 2 | 7.5 | 2 | -9.1 | 15 |
| AKUR | 21.3 | 2 | -10.3 | 2 | 3.2 | 14 |
| ISAK | 20.2 | 3 | -6.8 | 2 | 11.1 | 17 |
| ARHO | 9.3 | 21 | -2.7 | 14 | -0.6 | 57 |

Tableau III.6 : Vitesses moyennes des 17 stations CGPS de l'Islande exprimées par rapport au système de référence ITRF2000. Les vitesses sont exprimées en mm/an. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord ; RMS(VN) : erreur sur la composante Nord ; VE : vitesse moyenne sur la composante Est ; RMS(VE) : erreur sur la composante Est ; VZ : vitesse moyenne sur la composante verticale ; RMS(VZ) : erreur sur la composante verticale.

L'analyse des solutions journalières va nous permettre maintenant de suivre l'évolution de ces déplacements entre juillet 2000 et décembre de 2002, et de détecter d'éventuelles variations de vitesses de déplacement.

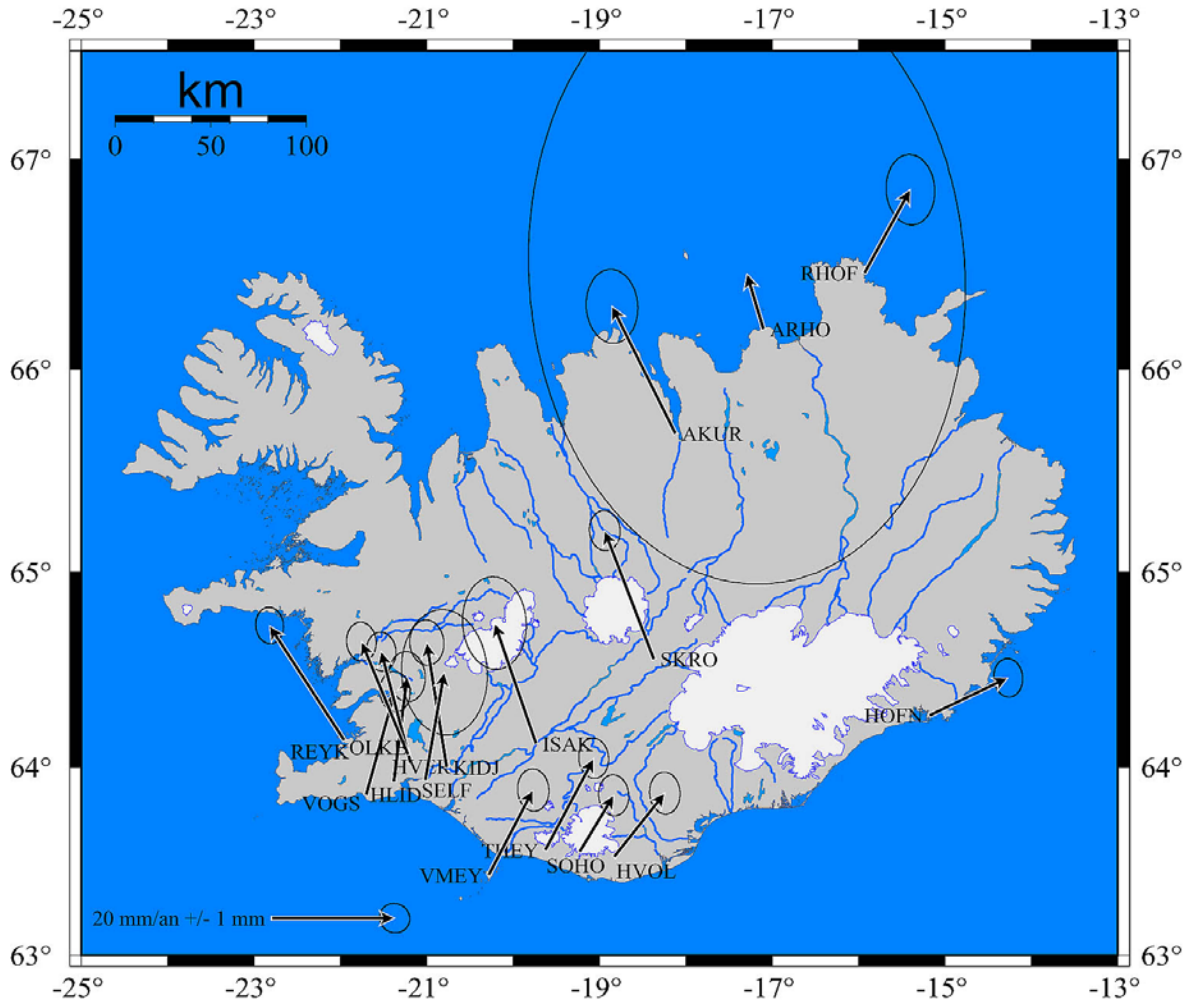


Figure III.9 : Vitesses moyennes de l'ensemble des stations CGPS exprimées par rapport au système de référence ITRF2000 pour la période juillet 2000 – décembre 2002 (cf Tab. III.6 pour les valeurs numériques). Les ellipses d'erreur sont exprimées pour 95% de confiance. La taille importante de l'ellipse de la station ARHO est due à une faible durée d'observation (environ 130 jours).

III.3.3. Localisation et répartition de la déformation locale actuelle de l'Islande

Pour étudier l'évolution des vitesses de déplacements durant la période d'observation, nous avons créé des séries temporelles à partir des données journalières des stations CGPS. Contrairement aux vitesses moyennes calculées, les séries temporelles permettent de détecter et de quantifier l'ensemble des phénomènes tectoniques ou volcaniques brusques ou non constants qui agissent directement sur les déplacements de surface. Elles peuvent nous permettre notamment d'analyser les déplacements post-sismique de la ZSSI (suite aux 2 séismes de juin 2000) ou de détecter l'influence en surface de volcans comme le Katla ou le Hengill qui présentent une très forte activité sismique.

Dans un premier temps, nous avons utilisé les séries temporelles de l'ensemble des stations exprimées dans le système ITRF2000. Seules ARHO et SELF n'ont pas été prises en compte du fait de leur installation trop tardive par rapport à notre étude. L'ensemble de ces séries temporelles sera présenté dans l'**annexe 1**. Nous ne traiterons dans ce chapitre que les

stations présentant des séries temporelles très propres ou présentant des variations significatives de déplacement.

NB : Pour l'ensemble des figures des séries temporelles que nous présenterons, l'unité de temps sera le jour. Notre étude a duré 900 jours environ entre le 19 juillet 2000 et le 31 décembre 2002. La relation entre numéro du jour de notre étude et date est la suivante :

| | | | | | | | | | | |
|---------------|--------|------|--------|------|--------|------|-----|-----|-----|-----|
| Jour : | 0 | 100 | 200 | 300 | 400 | 500 | 600 | 700 | 800 | 900 |
| Date : | 2002.5 | 2001 | 2001.5 | 2002 | 2002.5 | 2003 | | | | |

III.3.3.1. Problèmes d'acquisition de mesures

Malgré la succession de programmes pour résoudre les ambiguïtés lors des nombreuses phases de calculs (cf III.2.2), certains phénomènes peuvent malgré tout provoquer des perturbations dans l'acquisition des solutions journalières. Sur l'ensemble de nos séries temporelles, deux problèmes apparaissent clairement sur les séries temporelles de HOFN, SKRO et SOHO.

➤ **Changement d'antenne**

La série temporelle de la station HOFN présente vers le jour 430 un brusque mouvement sur les composantes verticale et nord-sud (fig. III.10) provoquant ainsi un déplacement apparent de la station de 1 cm vers le sud et de 4 cm environ en vertical. Ce mouvement correspond en fait à un changement d'antenne qui a eu lieu le 21 septembre 2001 c'est à dire au jour 429 de notre étude qui apparaît dans la série malgré la prise en compte de ce changement et de la calibration des antennes. Ce type de variation n'est donc pas à prendre en compte dans l'étude des déplacements. Au contraire, les décalages induits par le changement d'antenne doivent être ajoutés (dans le cas de la composante Nord) ou soustraits (dans le cas des composantes Est et Verticale) pour estimer la vitesse moyenne de la station .

➤ **Problèmes liés à la météorologie**

Sur les séries temporelles de SKRO (fig. III.11) et dans une moindre mesure de SOHO (fig. III.12), nous avons constaté des perturbations journalières assez importantes pouvant entraîner un biais de plus de 1 cm sur l'estimation des solutions journalières. Cette observation est particulièrement visible sur la composante Est de SKRO et de SOHO juste avant le jour 600. On retrouve le même phénomène au jour 170 (composante nord) et 820 de SKRO (composante est). L'origine de ces perturbations n'est pas encore très bien connue. On peut toutefois remarquer que les stations SOHO et SKRO sont les seules stations situées en altitude et que ces perturbations n'ont lieu qu'en hiver. Hors, le climat en Islande est particulièrement rigoureux en hiver surtout lorsqu'on s'éloigne des côtes comme c'est le cas pour la station SKRO. De ce fait, des températures très basses accompagnées de tempêtes de neige et de vent violent peuvent provoquer la formation de manchons de glaces qui s'accumulent sur le radôme de l'antenne et sur le trépied (fig. III.13). Ces manchons peuvent être à l'origine de multitrajets et de délais dans le signal GPS qui peuvent provoquer des solutions journalières en dehors de la tendance.

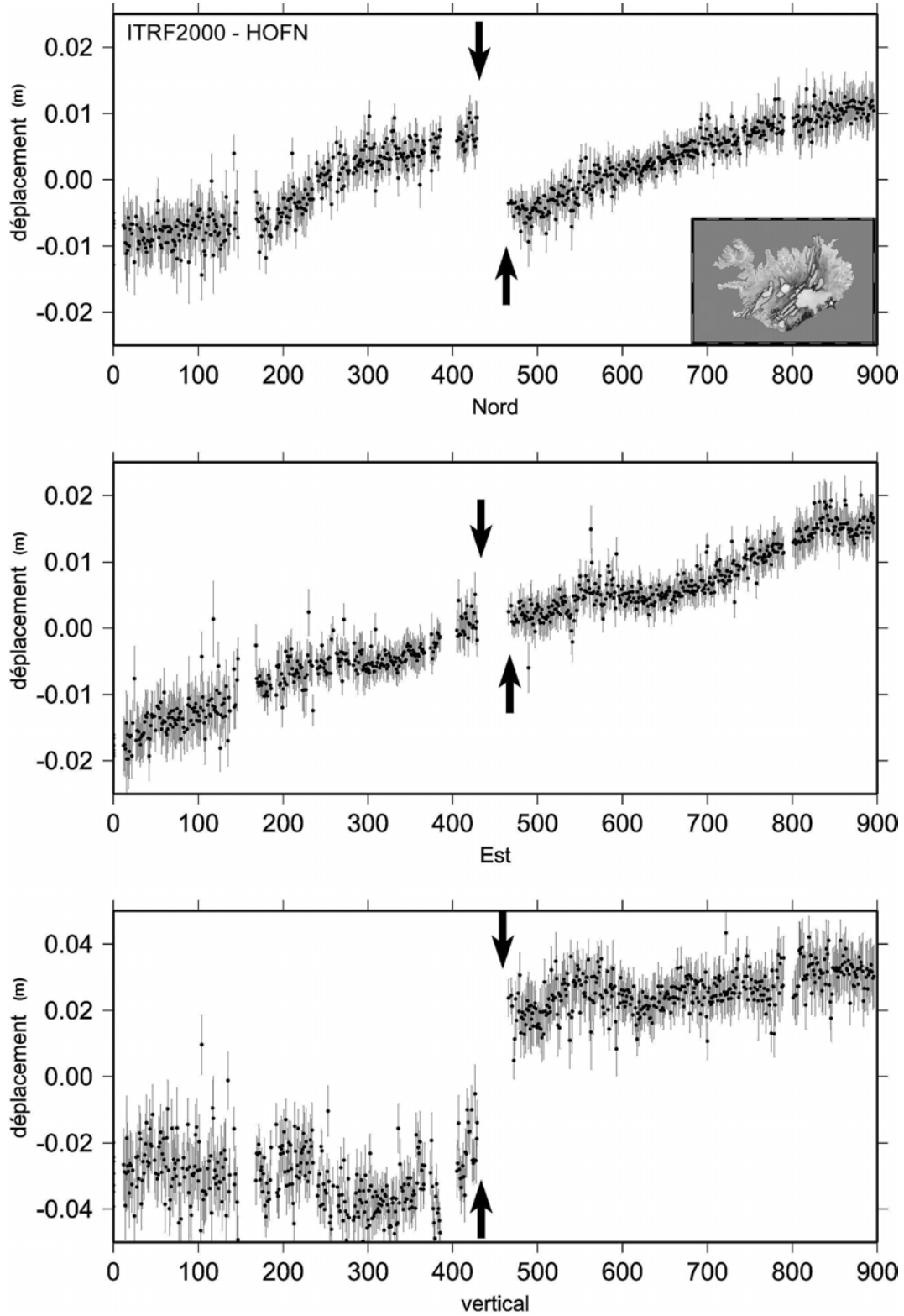


Figure III.10 : Déplacement mesuré de la station HOFN dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les flèches indiquent le changement d'antenne le 21 septembre 2001. Les décalages sont d'environ 17 mm sur la composante Nord, 2 à 3mm sur la composante Est et 50 mm sur la composante verticale et correspondent à un changement d'antenne de la station.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

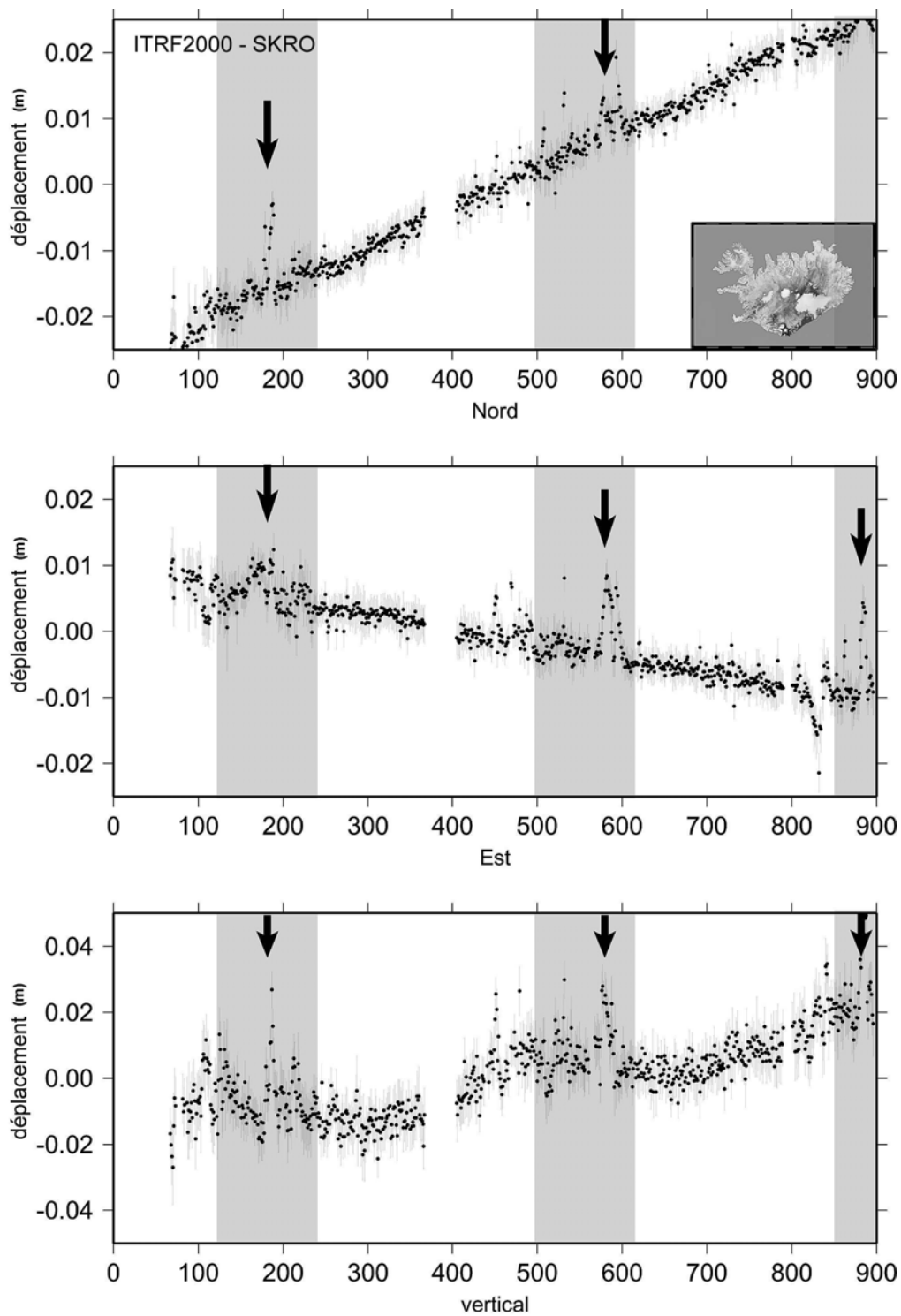


Figure III.11 : Déplacement mesuré de la station SKRO dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les zones grisées représentent les différents hivers de la période de mesure. Les flèches indiquent les périodes de mesure influencées par la météorologie.

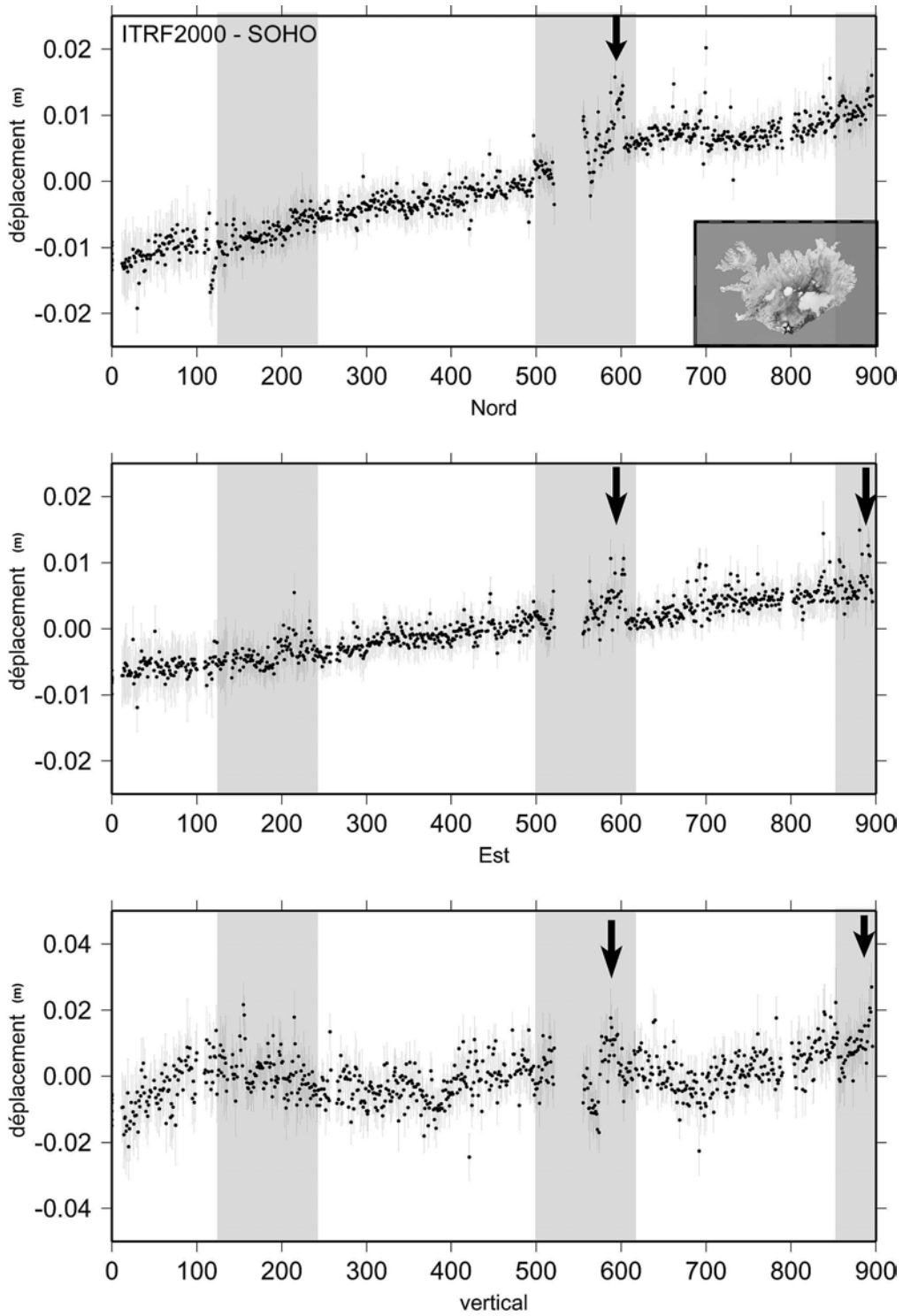


Figure III.12: Déplacement mesuré de la station SOHO dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les zones grisées représentent les différents hivers de la période de mesure. Les flèches indiquent les périodes de mesure influencées par la météorologie.



Figure III.13 : Photographie du radôme de la station SKRO en novembre 2000. Une couche importante de 5 à 10 cm de neige glacée s'est accumulée sur l'ensemble de la station ce qui peut perturber l'acquisition des mesures. Photographie de Halldor Geirsson [Veðurstofa, 2004].

III.3.3.2. Evolution temporelle des déplacements observés dans le système référentiel ITRF2000

La première constatation que l'on peut faire est la grande linéarité du déplacement de la plupart des stations observées et ce pour les 3 composantes (Nord, Est et Verticale) (par exemple, les stations OLKE et VOGS –Fig. III.14 et III.15-). Ceci nous montre donc que les déplacements enregistrés pour la plupart des stations sont constants pendant la période de mesure entre juillet 2000 et décembre 2002. On peut également noter qu'aucun séisme majeur n'a été détecté pendant la période d'observation, les deux derniers séismes majeurs en Islande étant ceux de juin 2000. Enfin, quelques stations présentent des variations temporelles, 3 sur les composantes horizontales et 4 pour la composante verticale.

➤ Variation de la composante horizontale

Pour les 2 composantes horizontales, seules REYK, SOHO et HOFN présentent des variations de pentes. Ces trois stations présentent des oscillations de vitesses plus ou moins fortes. Sans rentrer dans le détail de la valeur des vitesses observées, on peut distinguer que :

- Pour REYK (Fig. III.16), ces variations sont sensibles surtout sur la composante Est. On remarque une nette atténuation du déplacement vers l'ouest pour les périodes J100-220 et J480-630.

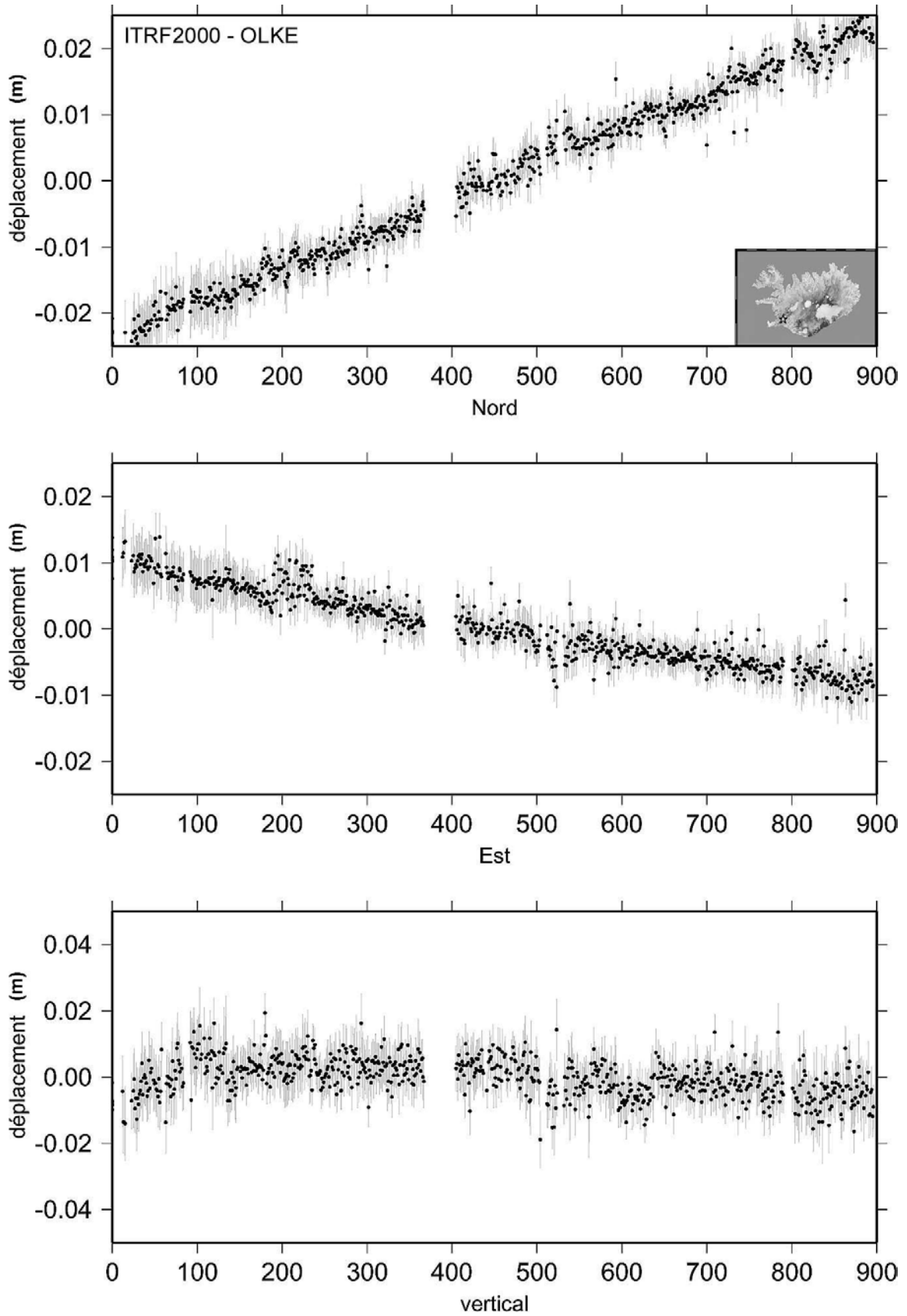


Figure III.14 : Déplacement mesuré de la station OLKE dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Le déplacement est particulièrement stable au cours du temps sur les composantes horizontales.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

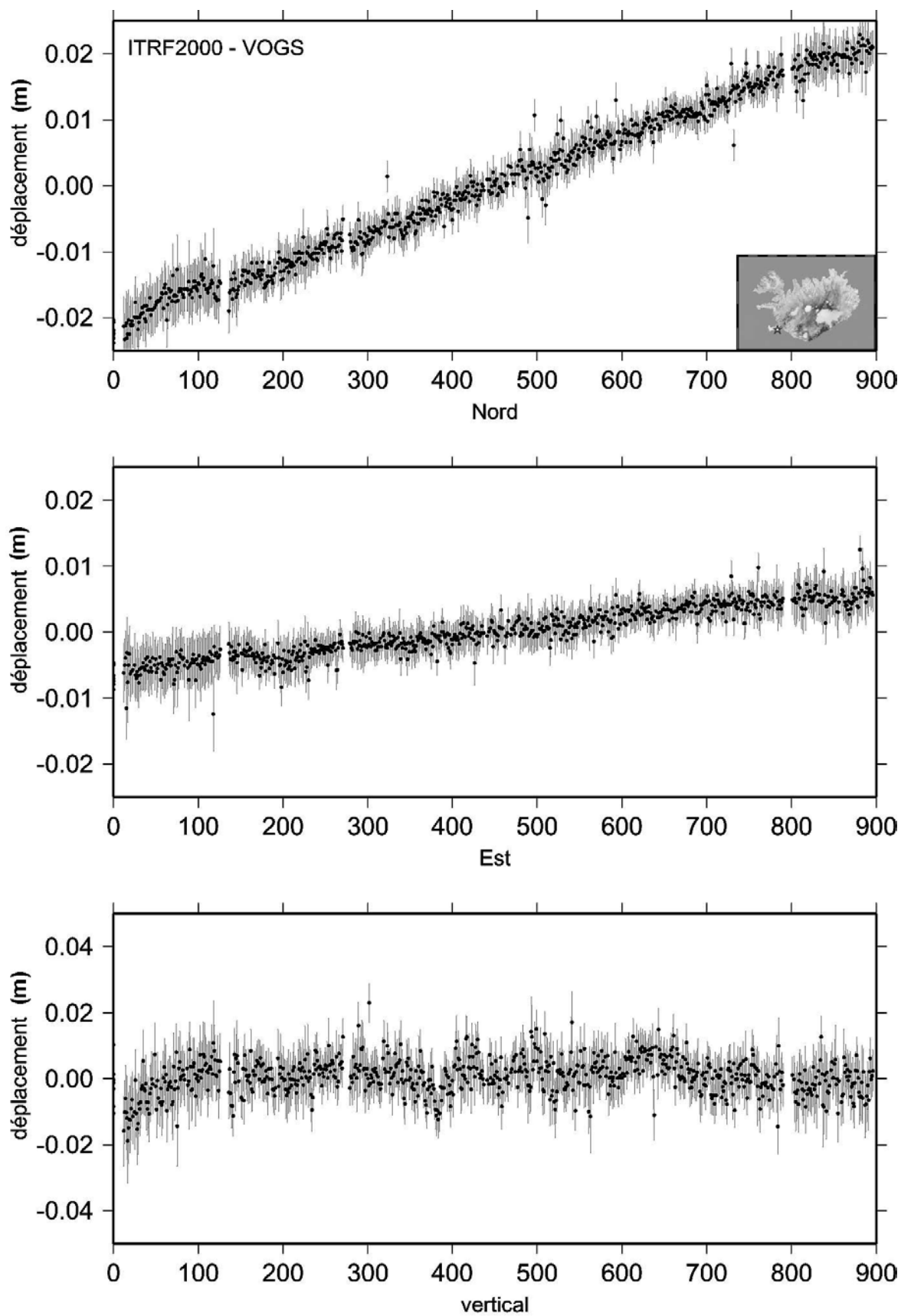


Figure III.15 : Déplacement mesuré de la station VOGS dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Le déplacement est particulièrement stable au cours du temps sur les composantes horizontales.

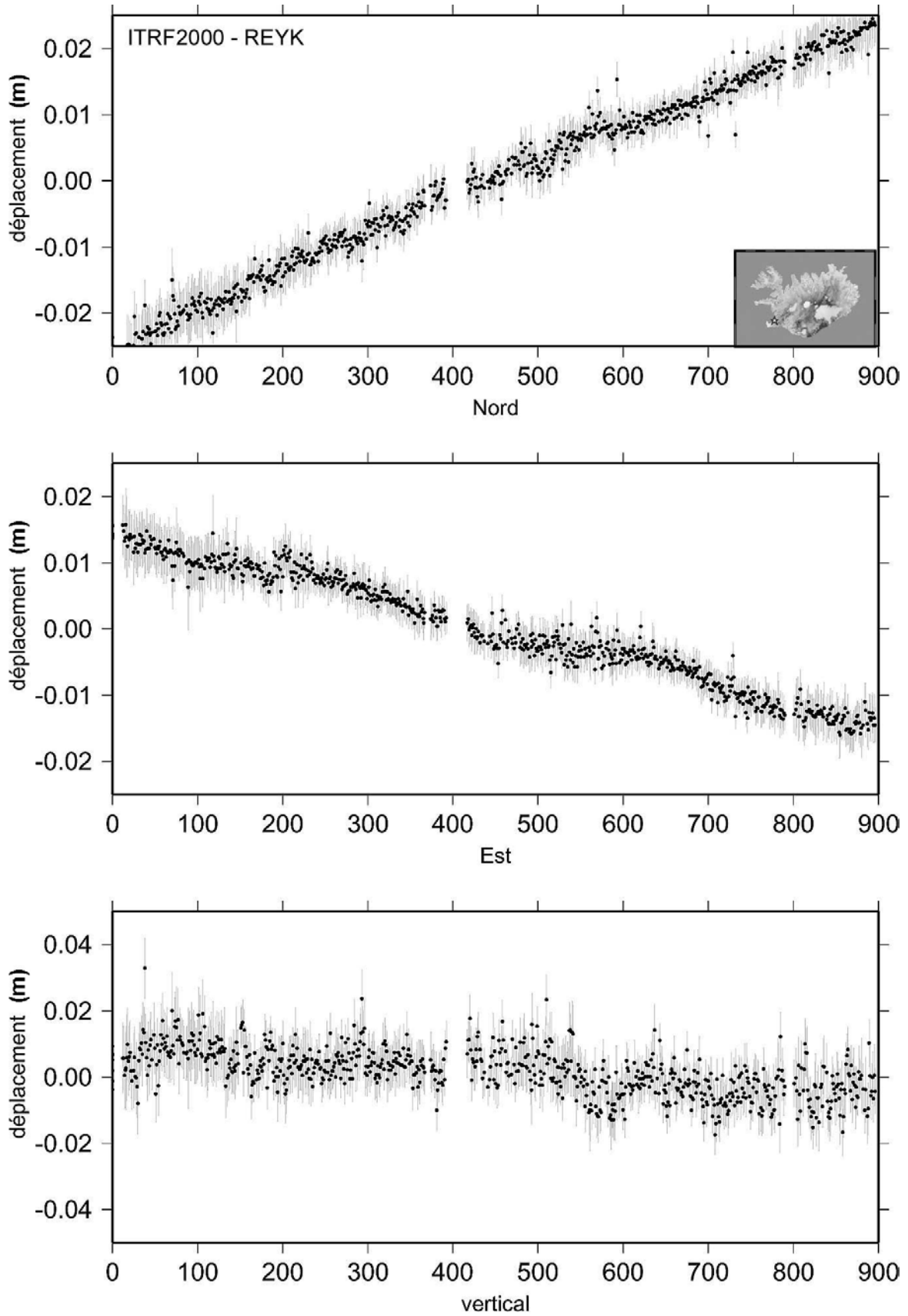


Figure III.16 : Déplacement mesuré de la station REYK dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. On constate très clairement des variations de déplacement sur la composante Est près des jours 200 et 600 notamment.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

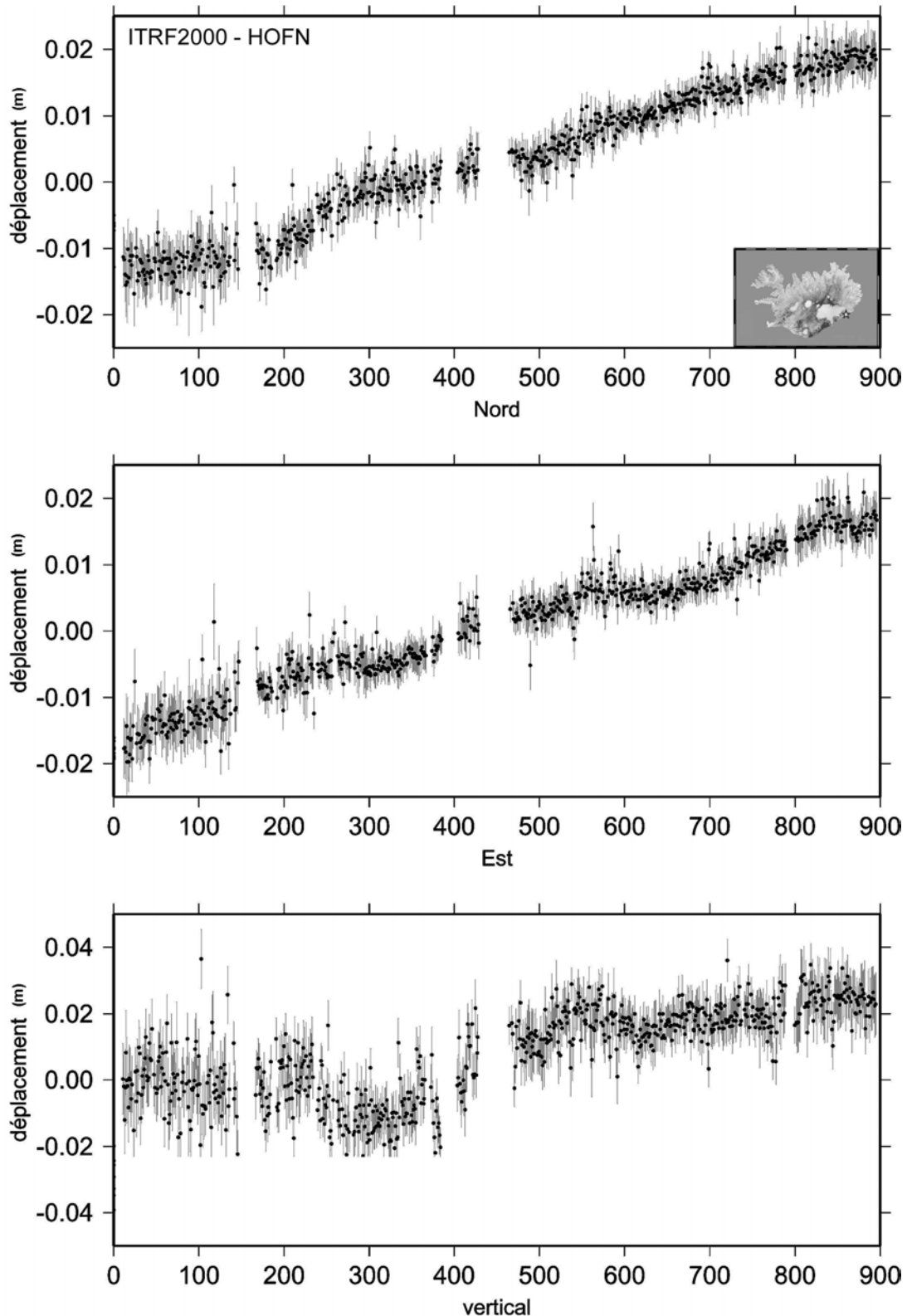


Figure III.17 : Déplacement mesuré de la station HOFN par rapport au système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les décalages dues au changement d'antenne ont été corrigés. Les deux composantes horizontales présentent de fortes variations de déplacement entre les jours 200 et 300 et près du jour 600.

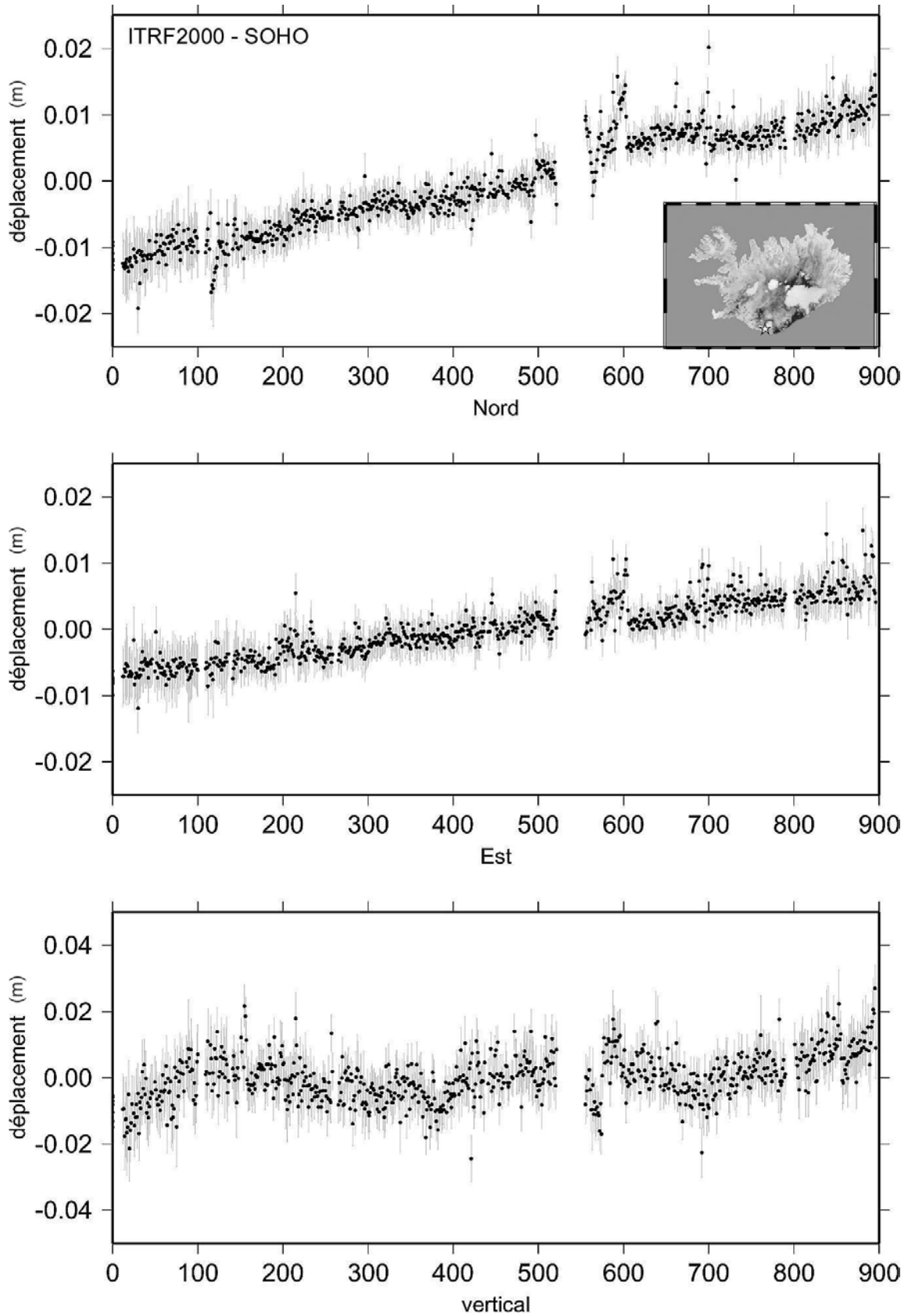


Figure III.18 : Déplacement mesuré de la station SOHO par rapport au système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. On constate très clairement des variations de déplacement sur la composante Nord près des jours 100 et 700 notamment.

- Pour HOFN (Fig. III.17), on observe surtout 2 périodes de variations. Sur la composante Nord, on observe une très nette accélération du déplacement vers le nord entre les jours 200 et 300. Sur la composante Est, entre les jours 550 et 650, on observe un arrêt provisoire du déplacement vers l'Est, qui semble se renouveler de manière moins significative à partir du jour 830.
- Pour SOHO (Fig. III.18), ces variations sont sensibles sur la composante Nord. On observe une alternance assez irrégulière de périodes de déplacements vers le nord et de périodes calmes. Entre les jours 630 et 750, on constate même une période de très faible déplacement vers le sud.

➤ **Variation de la composante verticale**

Pour la composante verticale, les plus grandes variations sont observées pour les 3 stations proches du volcan Katla (HVOL, SOHO, THEY) et pour la station SKRO (Fig. III.19). Pour ces 4 stations, on observe de très nettes périodes de surrections (2 à 3 cm) et de faibles subsidences (maximum 1 cm). En comparant la chronologie des événements de chaque station, on constate que ces périodes sont corrélées entre elles. On observe, pour les 4 stations (Fig. III.19), 3 phases de surrection (0-150, 380-540 et 660-900) et 2 périodes de subsidence assez faible (150-380 et 540-680). Les périodes de surrection sont particulièrement fortes pour la station SKRO. Cependant, ces observations sont à prendre avec précaution. Quand on compare ces variations avec les variations verticales observées pour les stations ITRF en Eurasie stable (ONSA) et Amérique stable (STJO) (Fig. III.20), on observe de même variations très régulières anti-corrélées avec les variations des 4 stations islandaises. De plus, ces variations semblent relativement corrélables avec les changements de saisons. Dans le cas des stations islandaises, on observe une surrection pour les périodes été-automne et une subsidence pour les périodes hiver-printemps (Fig. III.19).

L'origine de ces variations, que ce soit en horizontale ou en verticale, est cependant difficile à identifier par ces simples observations qualitatives. Elles peuvent être très variées : signaux tectoniques et volcaniques, ou encore liées au climat et aux variations hydrologiques :

- En ce qui concerne le signal vertical, ce genre de fortes variations saisonnières a déjà été observée et modélisée dans le sud de l'Italie [Zerbini *et al.*, 2002]. Il semblerait que ce soit une combinaison entre les variations saisonnières de météorologie (attraction des masses atmosphériques), de l'influence marine (chargement des marées et attraction des masses marines) et des réservoirs hydrologiques. On peut donc raisonnablement penser que ces variations sont fortement influencées par les changements de saisons et sont, par conséquent, difficilement interprétables comme un signal tectonique ou volcanique. C'est pourquoi pour la suite de cette étude nous n'analyserons pas les variations de la composante verticale qui est trop influençable par des paramètres externes à la déformation tectonique.
- En ce qui concerne le signal horizontal, les fortes vitesses moyennes observées sur les composantes Nord et Est ne permettent pas d'évaluer facilement les corrélations, entre stations, de ces variations qui sont relativement faibles, contrairement au vertical où elles sont vraiment significatives. Il est donc

difficile de déterminer si ces variations sont saisonnières. Dans le cas d'une influence tectonique ou volcanique, il faudrait alors comparer avec l'évolution de la microsismicité ou des tremors volcaniques de ces secteurs.

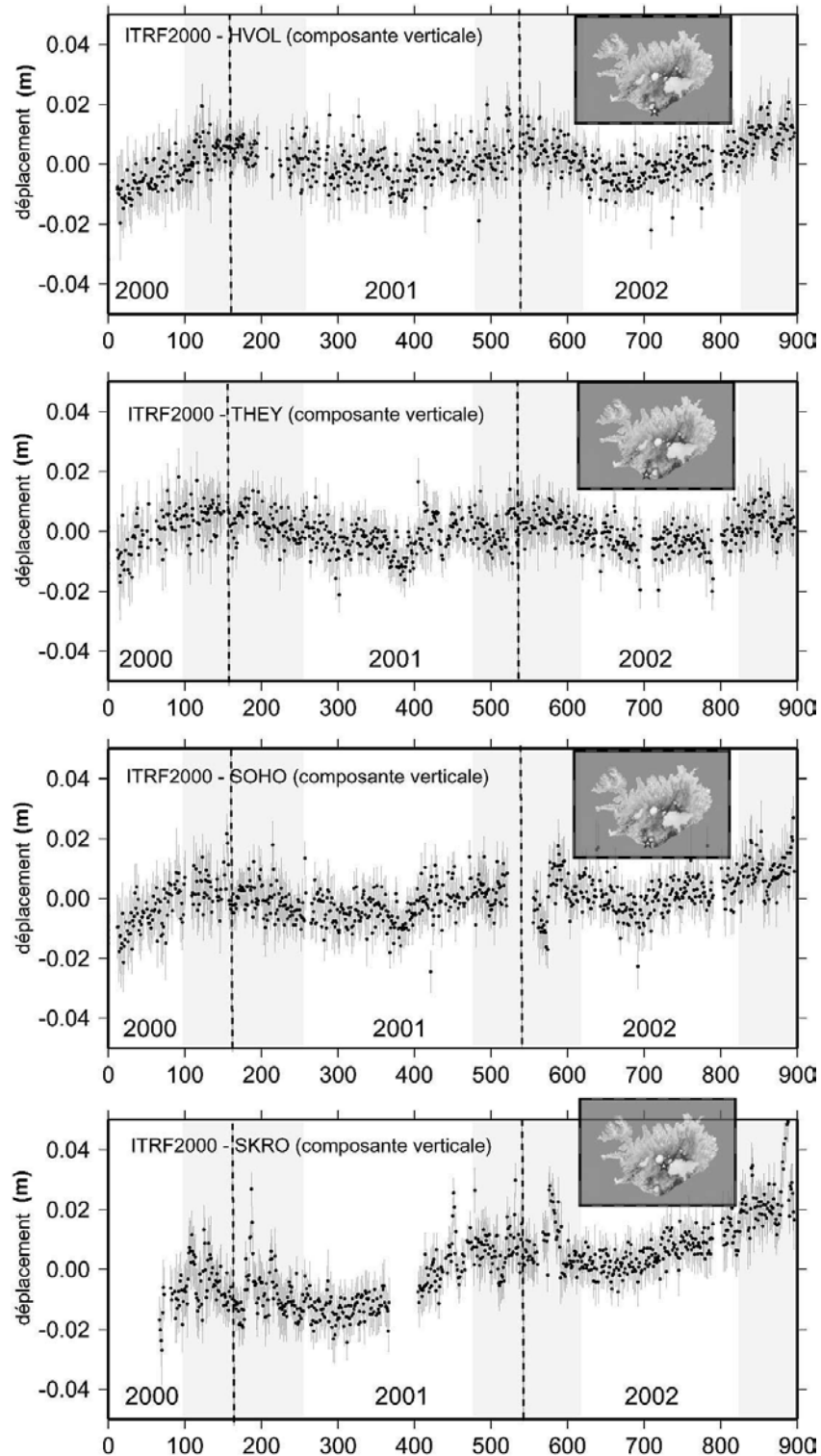


Figure III.19 : Déplacement mesuré sur la composante verticale des stations HVOL, THEY, SOHO et SKRO (cf Fig. III.6) dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les zones grisées représentent les périodes hivernales et les traits pointillés les changements d'année. On voit très clairement que la déformation mesurée est cyclique, les pics arrivant au début de chaque hiver.

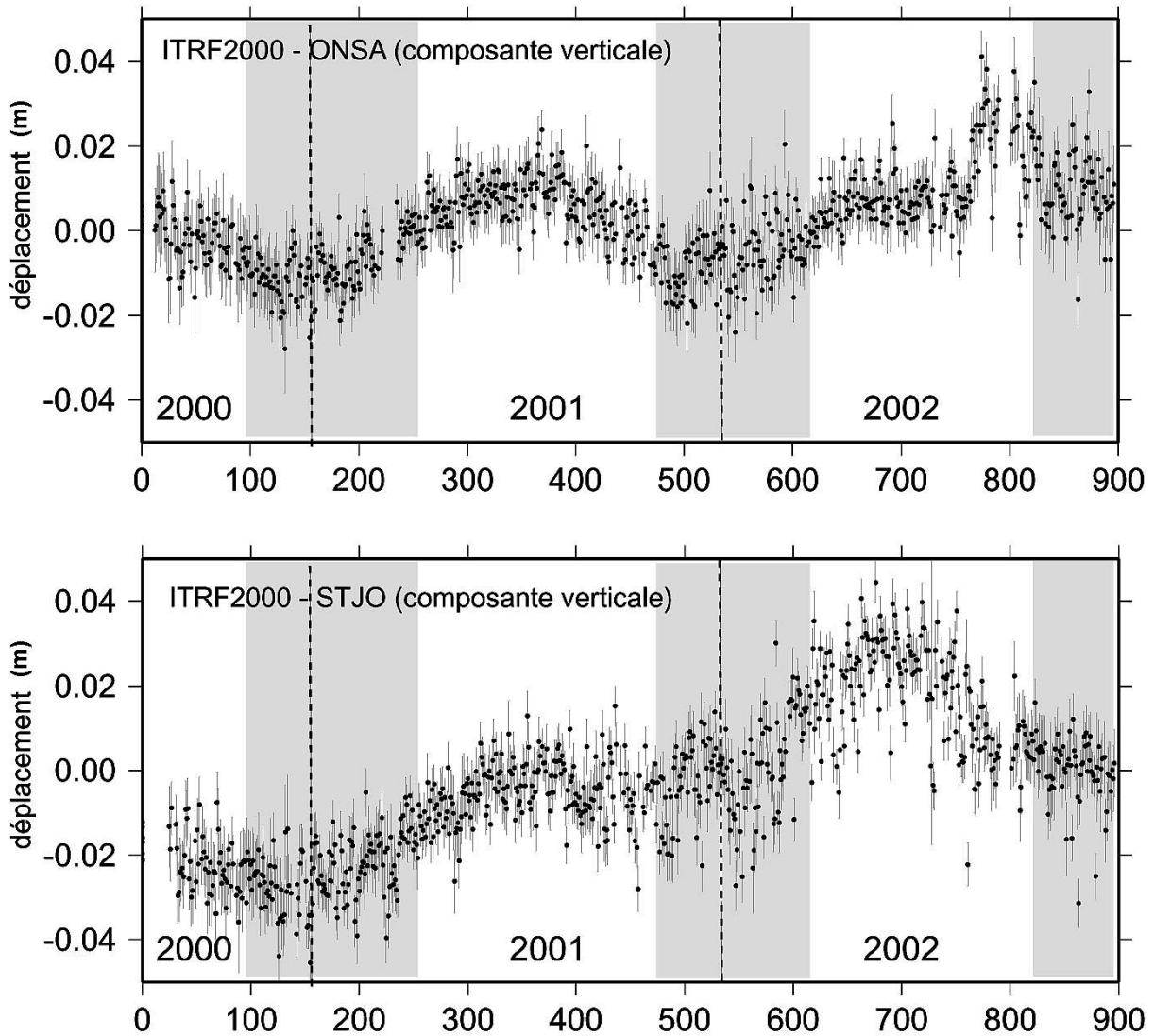


Figure III.20 : Déplacement mesuré sur la composante verticale des stations ONSA (Suède) et STJO (Terre-Neuve) (cf Fig. III.6) dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les zones grisées représentent les périodes hivernales et les traits pointillés les changements d'année. On observe très clairement que le déplacement mesuré est cyclique, les pics étant localisés au milieu de chaque été.

Les séries temporelles exprimées dans le système de référence ITRF2000 montrent une grande linéarité des déplacements horizontaux de la plupart des stations islandaises. Nous avons cependant observé des faibles variations des vitesses de déplacement pour les stations REYK, HOFN ou SOHO. Enfin, l'ensemble des stations présente une importante composante de déplacement vers le Nord. Cette composante altère l'étude fine de la déformation de l'Islande. Elle ne permet pas de détecter les très faibles variations et surtout de localiser et de comprendre la déformation. C'est pourquoi nous avons réalisé de nouvelles séries temporelles sous forme de base entre les différentes stations islandaises pour mieux quantifier les déplacements locaux et leurs variations temporelles. Ces bases sont accessibles automatiquement dans le logiciel ADDNEQ à partir d'un fichier de référence où l'on a reporté les différentes bases que l'on veut obtenir. Elles nous permettent de nous affranchir de

la composante Nord de l'ITRF2000 et de suivre le déplacement local des stations les unes par rapport aux autres. On pourra ainsi mieux quantifier et comprendre la déformation extensive générale de l'Islande et mieux détecter les déplacements induits par l'activité sismique et volcanique.

III.3.3.3. Analyse de la déformation dans les zones sismiques

➤ Zone Sismique Sud Islandaise

Du fait de la densité de séismes majeurs et de la forte concentration de population, on a vu que la plupart des stations CGPS sont situées à proximité des zones sismiques islandaises. Dans la ZSSI, plus instrumentée que la ZSNI, nous avons utilisé 6 stations principales : 3 sur la bordure Ouest de la zone (HVER, HLID et VOGS), une sur la bordure Est (ISAK), une au centre de la zone (KIDJ) (Fig. III.21) et la station des îles Vestmann au SE de la zone (VMEY situé au sud de la ZVE, voir Fig. III.6) qui, couplée avec HVER, permet de couvrir la zone affectée par les 2 séismes de juin 2000 sur la totalité de la période d'analyse, contrairement aux stations KIDJ et ISAK qui ont été installées tardivement par rapport au début de notre étude. La station VMEY présente de surcroît une grande linéarité de vitesses de déplacement dans l'ITRF ce qui la désigne particulièrement comme une station de référence externe au système « ZSSI ».

Tout d'abord, dans le tableau III.7, nous avons reporté les différentes vitesses moyennes observées pour chaque base. Sur la composante Nord (VN), les vitesses sont relativement faibles, les plus fortes étant mesurées pour les bases comprenant VMEY (ex : -4.4 mm/an pour HVER-VMEY) et pour la base VOGS-KIDJ (3.6 mm/an). Sur la composante Est (VE), les vitesses sont faibles entre les stations du nord de la zone (HVER, KIDJ et ISAK) et entre les stations du sud (VOGS, HLID et VMEY). Par contre, elles deviennent fortes entre les stations du sud et du nord, le maximum étant obtenu pour la base HVER-VMEY avec une vitesse de 12 mm/an vers le sud de VMEY par rapport à HVER. Pour les vitesses totales, on obtient des vitesses proches de 10 mm/an entre les stations du sud et du nord (9.6 mm/an pour VOGS-HVER ; 8.7 mm/an pour VOGS-KIDJ et 12.8 mm/an pour HVER-VMEY). L'azimut d'éloignement des stations est proche (à 10° près) de l'azimut mesuré par Nuvel-1A pour l'Atlantique Nord [*DeMets et al.*, 1994].

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

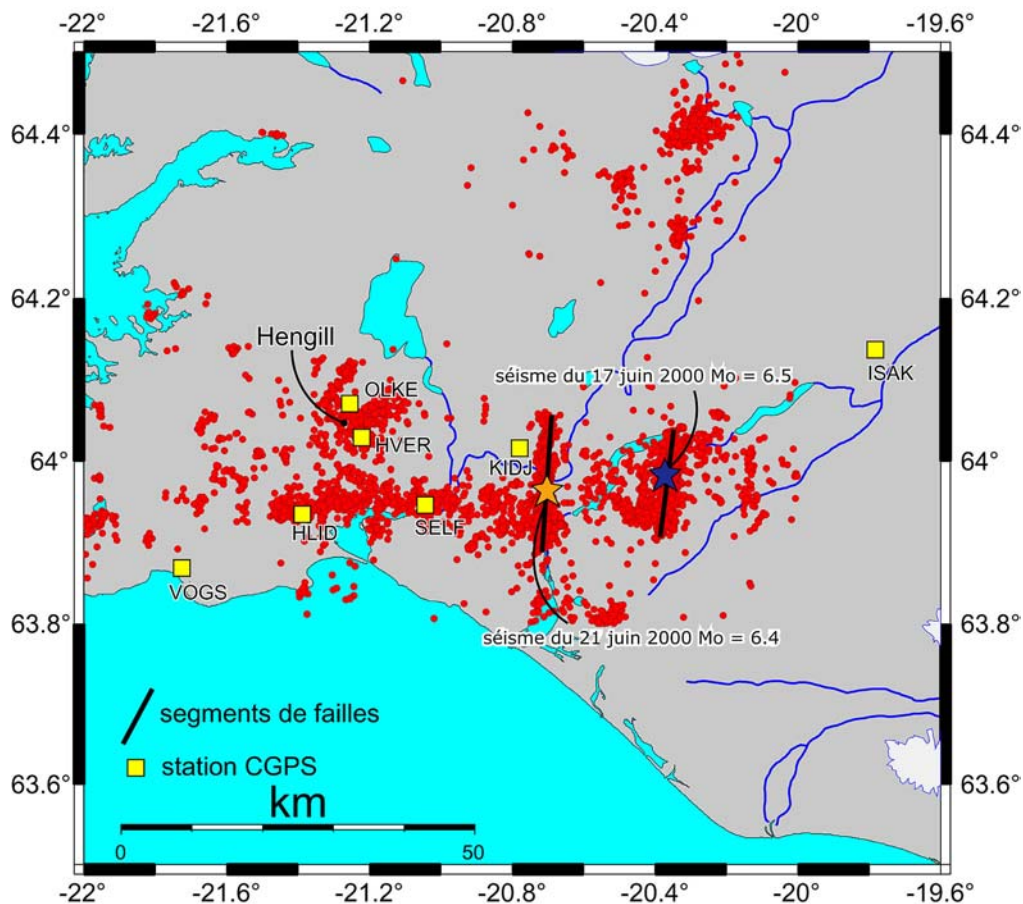


Figure III.21 : carte de localisation des stations CGPS de la ZSSI. Les ronds rouges représentent l'ensemble des séismes enregistrés dans cette zone entre 2000 et 2004 par le réseau SIL [Veðurstofa, 2004]. Les deux étoiles et les barres noires marquent les séismes de juin 2000 et les failles associées. La station VMEY que nous avons utilisé pour l'étude de la ZSSI se situe au SE de cette zone, hors de la carte (cf Fig. III.6).

| Bases | VN (mm/an) | VE (mm/an) | VT (mm/an) | AZI (°) |
|--------------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
| VOGS - HVER | 1.5 | -9.5 | 9.6 | 98.7 |
| VOGS - KIDJ | 3.6 | -7.9 | 8.7 | 114.4 |
| VOGS - VMEY | -3.0 | 2.6 | 3.9 | 139.3 |
| VOGS - HLID | 0.3 | -2.5 | 2.5 | 97.3 |
| HVER - KIDJ | 2.1 | 1.6 | 2.6 | 36.2 |
| HVER - VMEY | -4.4 | 12.0 | 12.8 | 110.2 |
| HVER - ISAK | 1.5 | -2.0 | 2.4 | 127.0 |
| KIDJ - ISAK | -0.7 | -3.5 | 3.6 | 79.4 |

Tableau III.7 : Vitesses moyennes mesurées entre les différentes stations de la ZSSI pour la période juillet 2000-décembre 2002. VN : vitesse nord-sud ; VE : vitesse est-ouest ; VT : vitesse totale ; AZI : azimuth horizontal. Les lignes en caractère gras correspondent à des bases traversant la limite de plaque théorique de la ZSSI. Ces bases présentent les plus fortes vitesses d'extension et l'azimut est proche de celui mesuré par Nuvel-1A pour l'Atlantique Nord [DeMets et al., 1994].

Nous avons analysé dans le détail les trois bases présentant les vitesses d'extension les plus fortes : VOGS-HVER, VOGS-KIDJ et HVER-VMEY (Fig. III.22). Ces séries temporelles ne présentent pas, à première vue, de variations significatives de vitesse. Cependant, pour nous aider à mettre en évidence d'éventuelles variations, nous avons comparé ces séries temporelles avec l'évolution temporelle de l'énergie cumulée libérée de la ZSSI. Pour cela, nous avons utilisé l'ensemble des séismes issus du catalogue du réseau SIL [Veðurstofa, 2004] pour la ZSSI entre juillet 2000 et décembre 2003. L'énergie libérée (E) est reliée directement à la magnitude de Moment (Mo) par la formule suivante [Kanamori, 1977 ; Hanks et al., 1979] :

$$E = 10^{1,5*Mo}$$

En additionnant l'énergie libérée pour chacun des séismes, on obtient ainsi l'énergie libérée cumulée pour la période qui nous intéresse. Les résultats sont présentés dans la figure III.23. On constate que l'accumulation de l'énergie libérée baisse progressivement d'intensité principalement entre juillet 2000 et début 2001. Cette décroissance se poursuit jusqu'à fin 2002 à rythme moins soutenu. Ceci montre donc une décroissance progressive du nombre de séismes et donc de l'énergie libérée au cours du temps. Comme la série commence un mois après les deux séismes de juin 2000, on peut donc penser que cette décroissance correspond à l'atténuation progressive de la période post-sismique.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

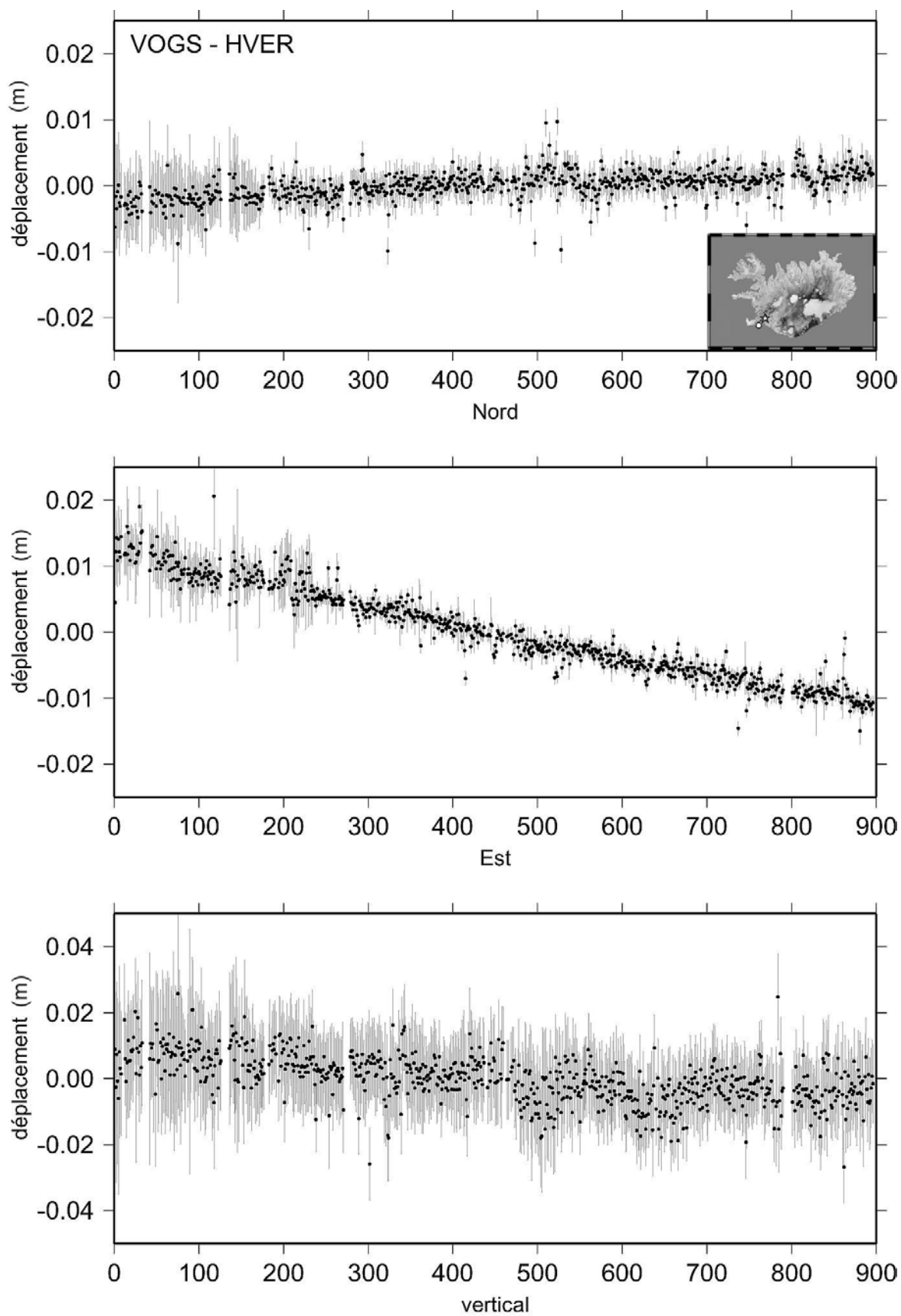


Figure III.22a : Déplacement mesuré de la station HVER par rapport à la station VOGS (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station VOGS et l'étoile, la station HVER.

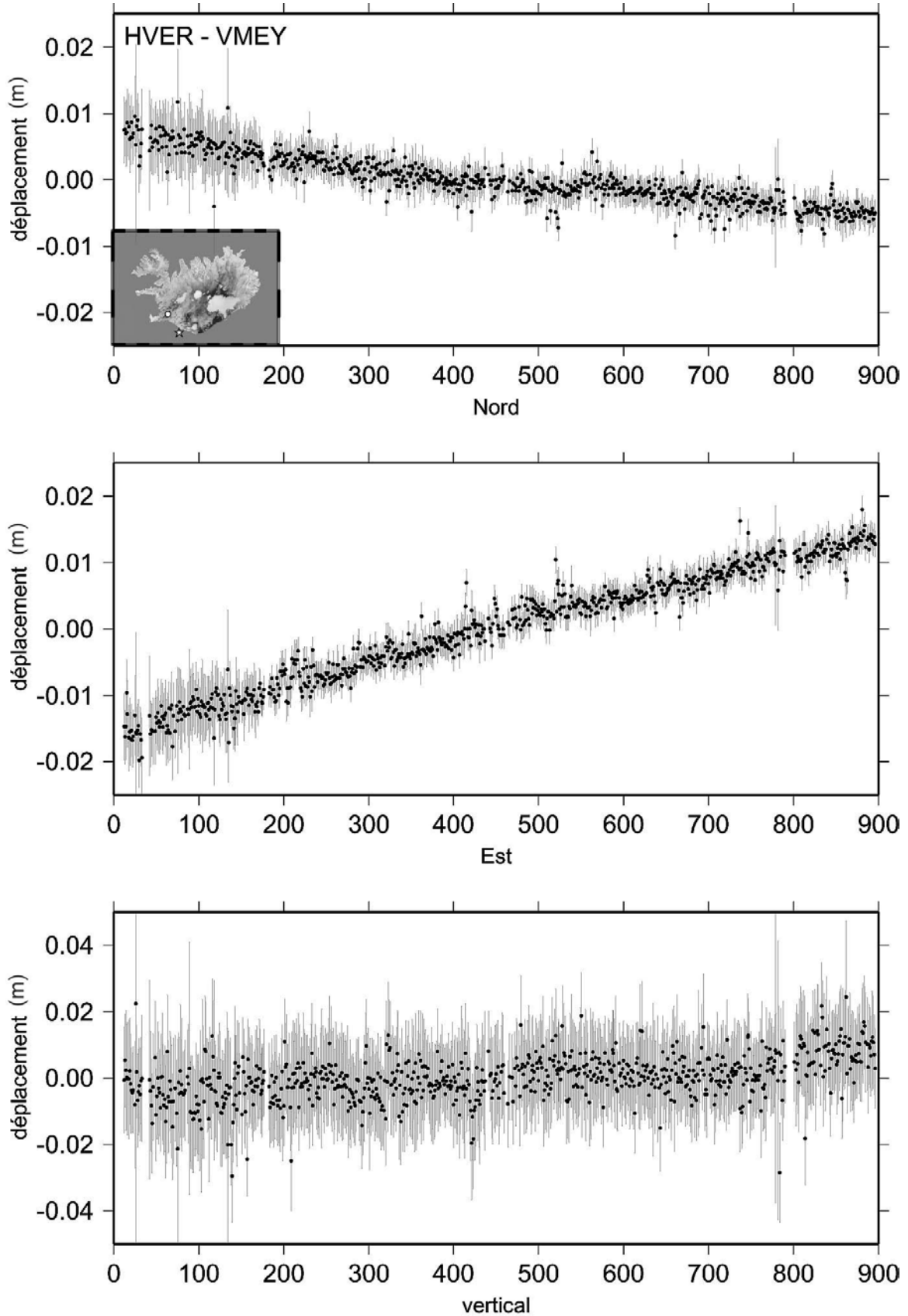


Figure III.22b : Déplacement mesuré de la station VMEY par rapport à la station HVER (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station HVER et l'étoile, la station VMEY.

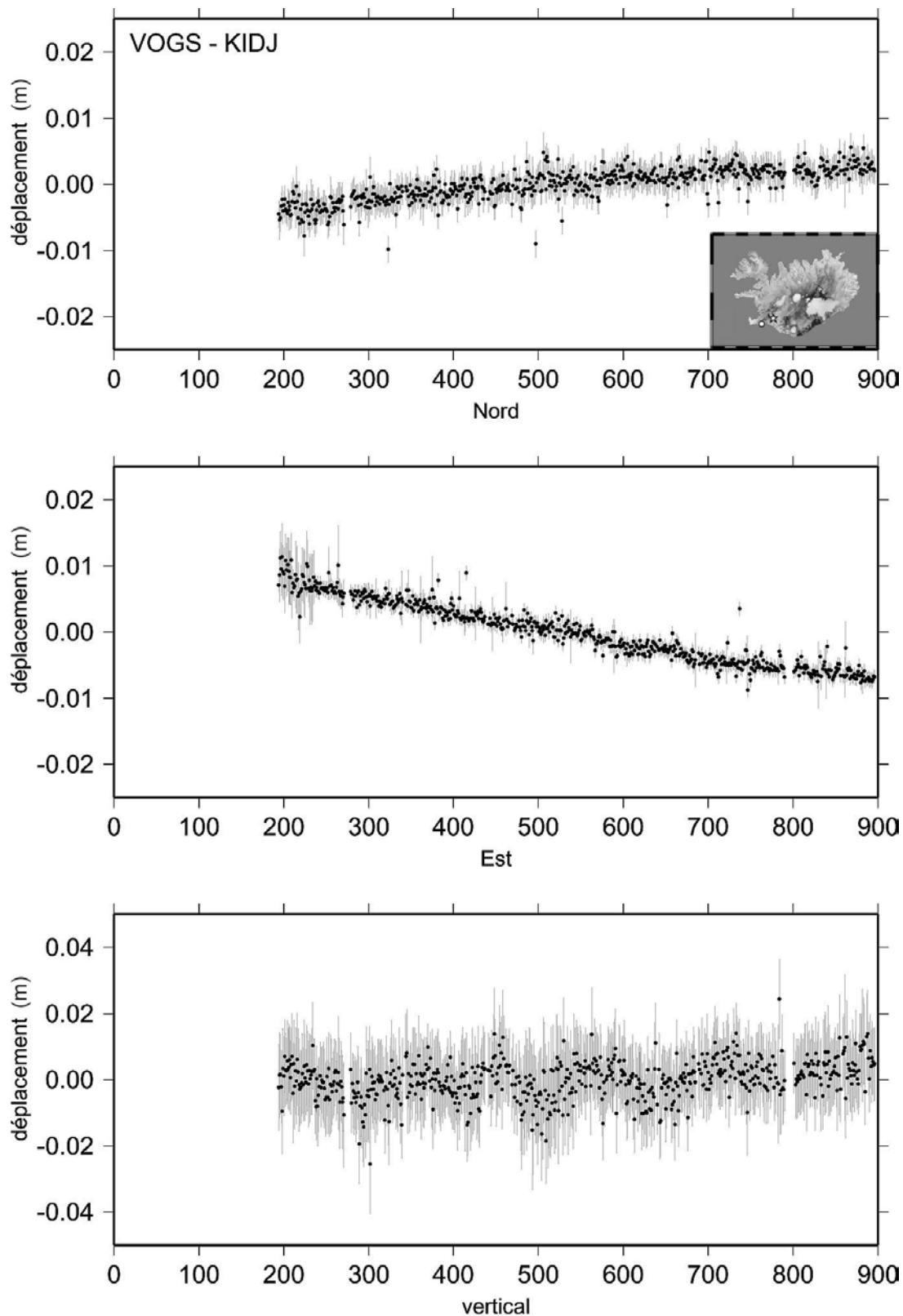


Figure III.22c : Déplacement mesuré de la station KIDJ par rapport à la station VOGS (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station VOGS et l'étoile, la station KIDJ.

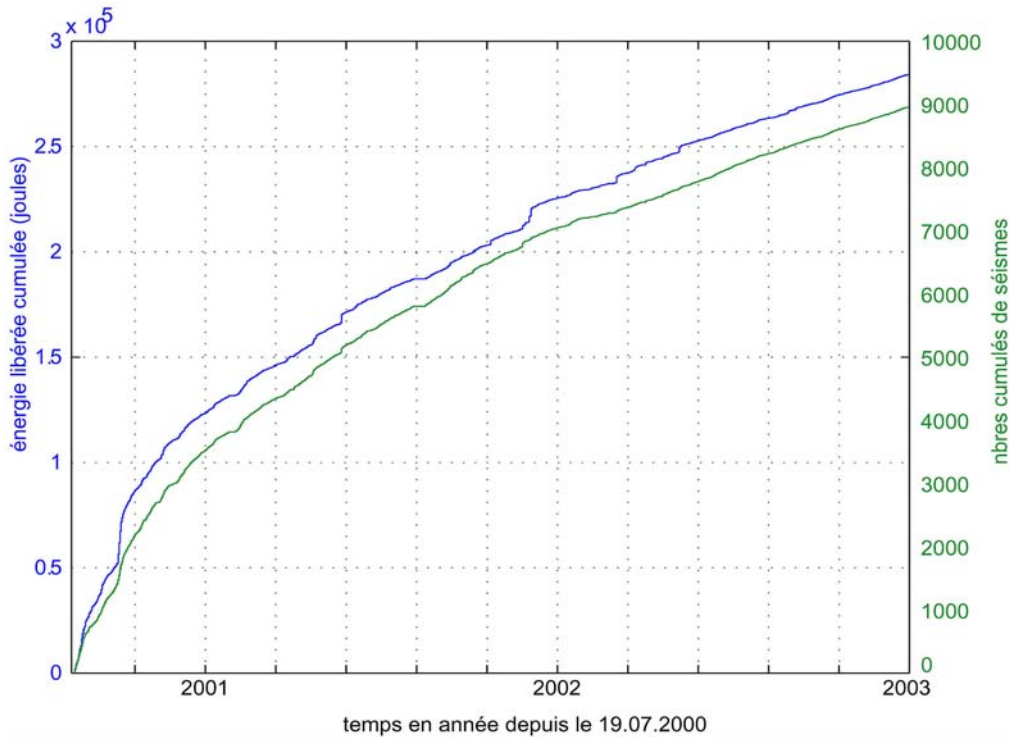


Figure III.23 : Courbes d'énergie libérée cumulée (bleu) et du nombre cumulé de séismes (vert) dans la ZSSI entre juillet 2000 et fin décembre 2002 [Veðurstofa, 2004]. On distingue bien la décroissance progressive de l'activité de la période post-sismique.

Pour comparer l'évolution des séries temporelles avec l'énergie libérée, nous avons calculé la vitesse d'extension pour chacune des trois bases et ce, pour chaque année d'observations : 2000, 2001 et 2002. Les résultats sont reportés dans le tableau III.8. On constate que, malgré la linéarité apparente, les vitesses d'extension décroissent progressivement entre 2000 et 2002. Cette constatation est très nette pour la composante Nord. Pour la composante Est et la vitesse totale, on observe quelques exceptions. Enfin on note que la direction d'extension s'oriente progressivement vers l'Est, ce qui confirme la décroissance progressive de la composante Nord. Or, les séismes de juin 2000 ont présenté des jeux dextres sur des failles orientées Nord-Sud [Stefansson *et al.*, 2000 ; Árnadóttir *et al.*, 2001 ; Pedersen *et al.*, 2001 ; Árnadóttir *et al.*, 2003 ; Pedersen *et al.*, 2003]. Ils ont donc fortement affecté la composante Nord du déplacement des stations proches de la ZSSI. Cette décroissance de la composante Nord, reflète une déformation post-sismique dans la ZSSI qui s'atténue progressivement.

| Bases | année | VN (mm/an) | VE (mm/an) | VT (mm/an) | AZI (°) |
|-------------|-------|------------|------------|------------|---------|
| VOGS - HVER | 2000 | 4.47 | -9.94 | 10.9 | 114.2 |
| | 2001 | 3.43 | -10.78 | 11.3 | 107.7 |
| | 2002 | 2.04 | -8.55 | 8.8 | 103.4 |
| VOGS - KIDJ | 2000 | / | / | / | / |
| | 2001 | 5.11 | -8.13 | 9.6 | 122.2 |
| | 2002 | 2.24 | -6.56 | 6.9 | 108.9 |
| HVER - VMEY | 2000 | -8.84 | 11.03 | 14.1 | 128.7 |
| | 2001 | -7.05 | 10.92 | 13.0 | 122.8 |
| | 2002 | -5.49 | 11.38 | 12.6 | 115.8 |

Tableau III.8 : Vitesses moyennes mesurées pour les bases VOGS-HVER, VOGS-KIDJ et HVER-VMEY pour chaque année d'observation (2000, 2001 et 2002). La station KIDJ a été installée fin 2000. VN : vitesse nord-sud ; VE : vitesse est-ouest ; VT : vitesse totale ; AZI : azimut.

De plus, si on regarde la courbe d'énergie relâchée par la ZSSI (Fig. III.23), cette décroissance progressive de l'extension est comparable à la décroissance de l'énergie libérée par la microsismicité sur la même période. La microsismicité a donc un impact direct sur les vitesses d'extension mesurées. Cela montre également que l'énergie libérée pendant la phase post-sismique dans la ZSSI est suffisante pour influencer –faiblement- les déplacements de surface enregistrée par les stations CGPS de la ZSSI. Pour conclure, la comparaison entre l'évolution de la microsismicité et les séries temporelles nous montre que la ZSSI entre juillet 2000 et fin 2002 se trouve dans une phase post-sismique qui s'atténue progressivement. Le suivi de ces observations pour 2003 et 2004 nous permettra donc de savoir si cette phase post-sismique se poursuit actuellement ou si la ZSSI se trouve déjà en phase inter-sismique.

➤ **Zone Sismique Nord Islandaise**

Pour la ZSNI, nous avons utilisé AKUR et RHOF qui sont réparties de part et d'autre de la zone (Fig. III.24), ARHO ne présentant pas encore de série suffisamment longue pour être analysée. Nous avons calculé sur la base AKUR-RHOF (fig. III.25) une vitesse moyenne de -7 mm/an en VN et $17,8$ mm/an en VE de la station RHOF par rapport à AKUR, donnant une vitesse totale de $19,3$ mm/an selon un azimuth de 112° . Entre ces deux stations, on retrouve donc une extension équivalente à l'extension moyenne estimée pour l'Atlantique Nord [DeMets *et al*, 1990 ; DeMets *et al*, 1994]. Vu la linéarité du déplacement, on peut considérer que la forte activité microsismique de la ZSNI (Fig. III.24) n'a pas d'influence sur l'extension permanente enregistrée entre Akureyri (AKUR) et Raufarhöfn (RHOF). Il serait intéressant à terme de regarder l'évolution de la station ARHO qui est plus proche de l'activité sismique de la ZSNI et surtout se situe entre le linéament de Grimsey et la faille d'Husavik-Flatey. Elle permettra donc de partitionner l'extension permanente entre ces deux structures majeures.

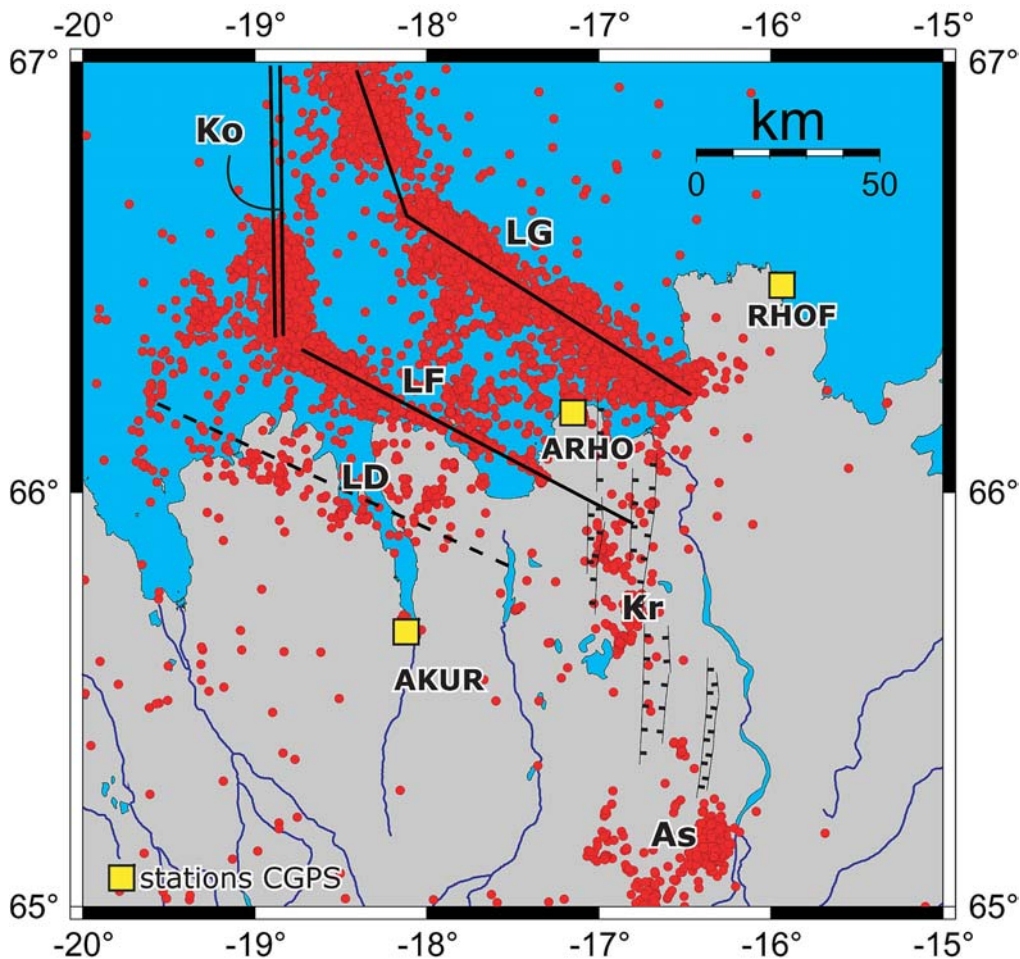


Figure III.24 : carte de localisation des stations CGPS de la ZSNI. Les ronds rouges représentent l'ensemble des séismes enregistrés dans cette zone entre 2000 et 2004 par le réseau SIL [Vedurstofa, 2004]. Les traits noirs représentent les structures majeures de la ZSNI : LG : linéament de Grimsey, LF : linéament d'Husavik Flatey, LD : linéament de Dalvik, Ko : ride de Kolbeinsey. Les barbules représentent les champs de fracture de la ZVN : Kr : Krafla, As : Askja.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

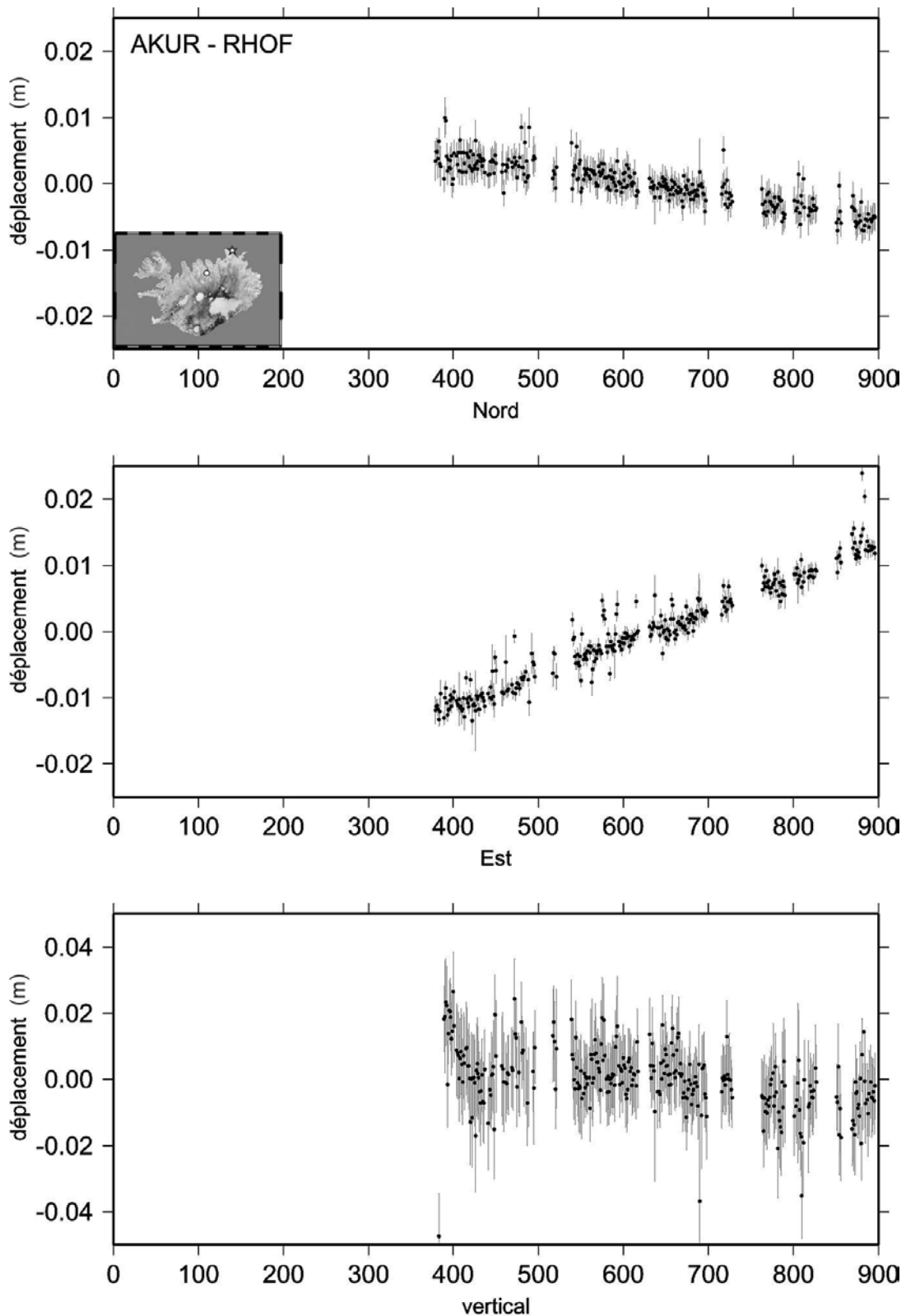


Figure III.25 : Déplacement mesuré de la station RHO par rapport à la station AKUR (cf Fig. III.24). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les déplacements sur les 2 composantes horizontales sont très linéaires. Sur la carte, le rond symbolise la station AKUR et l'étoile, la station RHO.

III.3.3.4. Analyse de la déformation dans les zones volcaniques

A l'exception des stations de Höfn (HOFN), les autres stations CGPS de l'Islande sont situées dans les zones volcaniques de l'Islande. En effet, l'intense activité sismique et volcanique des volcans Katla, Hengill et Grimsvötn a poussé l'installation de nouvelles stations dans ces zones par crainte de nouvelles éruptions. Dans ce paragraphe, nous présentons l'évolution des séries temporelles pour l'ensemble des stations qui entourent le Katla et le Hengill. Pour le volcan Grimsvötn, seul SKRO et HOFN peuvent nous permettre de suivre l'évolution de la déformation de cette région. Ceci n'est pas suffisant pour localiser et identifier avec précision la déformation, les séries ainsi obtenues étant trop dépendantes de l'altération des mesures liée à la météorologie pour SKRO et au changement d'antenne pour HOFN.

➤ Zone Volcanique Est : le cas du Katla

Depuis la mise en place des stations CGPS, la zone volcanique la plus active est sans aucun doute la zone sud de la ZVE c'est à dire le complexe volcanique formé par le Katla (sous le Myrdalsjökull) et l'Eyjafjallajökull. On a vu dans la partie III.3.1 que l'installation des stations du sud (VMEY, THEY, SOHO et HVOL –Fig. III.26 –) est consécutive à la forte augmentation de la microsismicité du volcan Katla et à l'émission d'un petit lahar à l'est du Myrdalsjökull en juillet 1999. Sur la figure III.26, on peut en effet constater la très forte concentration de microséismes à l'aplomb du Katla entre 2000 et 2003. Cette microsismicité est cependant très superficielle puisque 75 % de des séismes qui ont eu lieu entre 1991 et 2004 dans cette région ont été localisés à moins de 2 km de profondeur (Fig. III.27).

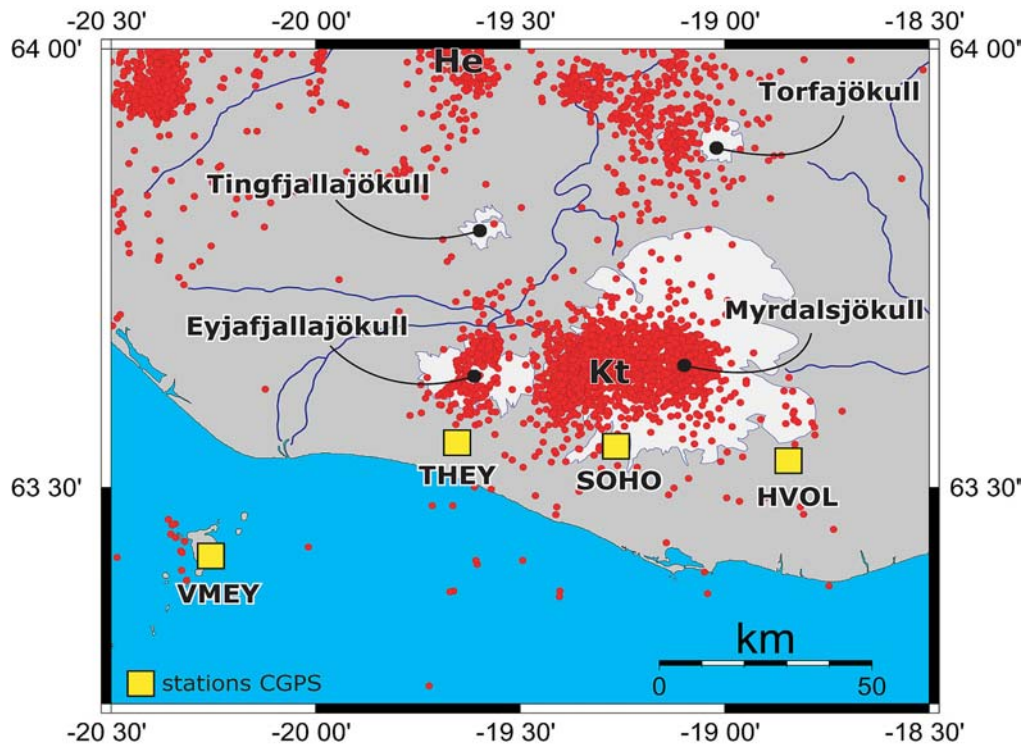


Figure III.26 : carte de microsismicité et de localisation des stations CGPS dans la région du volcan Katla (ZVE). La microsismicité correspond à l'activité enregistrée entre 2000 et 2004 par le réseau SIL [Veðurstofa, 2004]. He : Hekla ; Kt : Katla.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

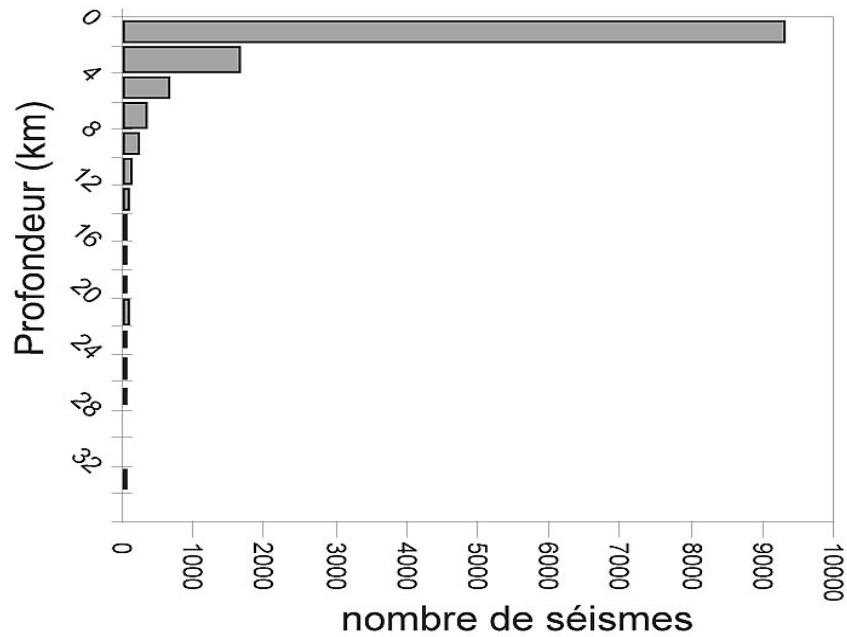


Figure III.27 : Profondeurs estimées des 12 000 microséismes qui ont eu lieu entre 1991 et 2004 à l'aplomb du volcan Katla. Environ 75 % de ces séismes se sont produits entre 0 et 2 km de profondeur.

Les figures III.28 présentent les séries temporelles des stations THEY, SOHO et HVOL par rapport à VMEY. Comme nous l'avons vu à l'aide des séries temporelles obtenues par rapport au système de référence ITRF2000, VMEY présente une déformation constante sur les 3 composantes Nord, Est et vertical. C'est pourquoi nous l'avons choisi comme station de référence pour étudier les variations de la déformation locale de la région du Katla. Les séries temporelles ainsi obtenues nous montrent un faible déplacement total des 3 stations par rapport à VMEY. On obtient ainsi une vitesse moyenne de 1.3 mm/an pour THEY vers le SE, 4.9 mm/an pour SOHO vers le S-SO et 3.5 mm/an pour HVOL vers le S-SE (cf Tab. III.9). Pour SOHO et HVOL, le déplacement par rapport à VMEY se fait essentiellement sur la composante Nord (-4.6 mm/an pour SOHO et -3.4 mm/an pour HVOL, cf Tab. III.9).

| Station / VMEY | VN | VE | VT | AZI (°) |
|----------------|------|------|-----|---------|
| THEY | 1.1 | 0.7 | 1.3 | 32 |
| SOHO | -4.6 | -1.7 | 4.9 | 20 |
| HVOL | -3.4 | 1 | 3.5 | 164 |

Tableau III.9 : Vitesses moyenne des stations THEY, SOHO et HVOL par rapport à la station VMEY. Les vitesses sont exprimées en mm/an. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord ; RMS (VN) : erreur sur la composante Nord ; VE : vitesse moyenne sur la composante Est ; RMS (VE) : erreur sur la composante Est ; VT : vitesse moyenne totale ; AZI : azimuth.

Contrairement aux séries obtenues pour la ZSSI et la ZSNI, on observe très nettement une grande variabilité des vitesses de déplacement pour les 3 stations (Fig. III.28). Ces variations sont surtout sensibles sur la composante Nord. On observe, par exemple pour les station SOHO et HVOL, une forte accélération du déplacement vers le sud après les jours 270 et 670 de notre étude.

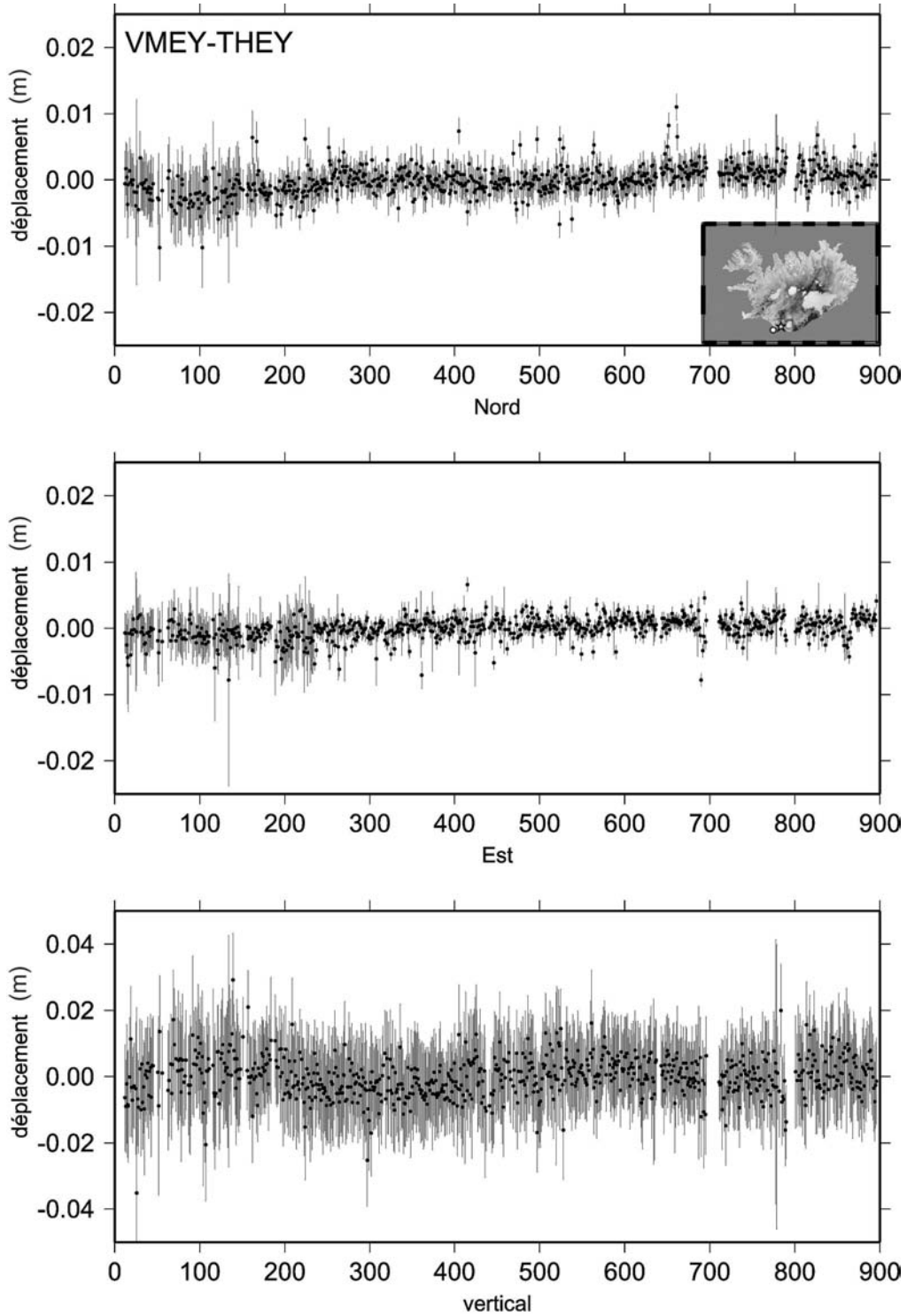


Figure III.28a : Déplacement mesuré de la station THEY par rapport à la station VMEY (cf Fig. III.26). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les déplacements présentent des petites variations sur la composante Nord principalement. Sur la carte, le rond symbolise la station VMEY et l'étoile, la station THEY.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

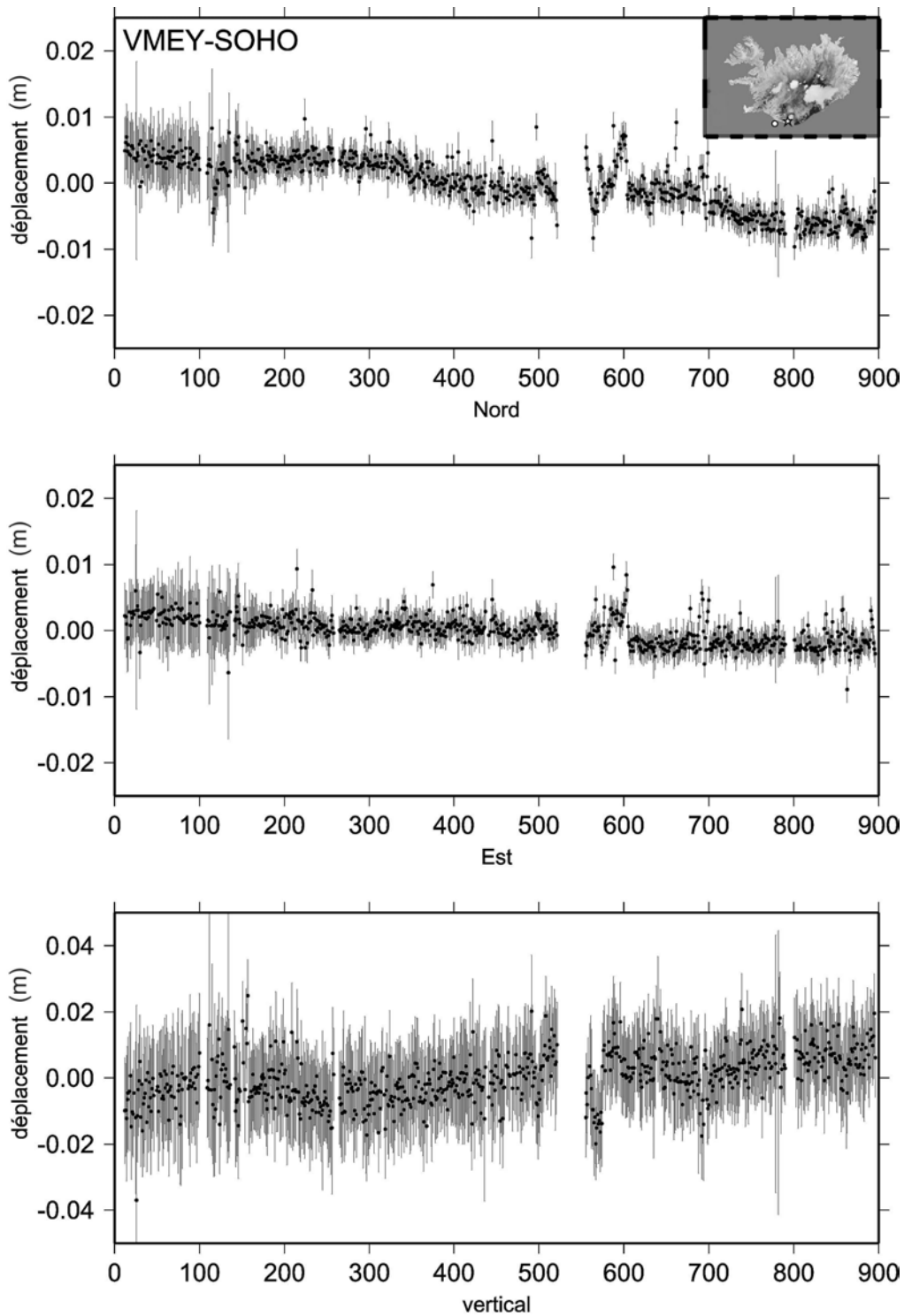


Figure III.28b : Déplacement mesuré de la station SOHO par rapport à la station VMEY (cf Fig. III.26). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les déplacements présentent des variations importantes principalement sur la composante Nord près des jours 270, 440, 670 et 800. Sur la carte, le rond symbolise la station VMEY et l'étoile, la station SOHO.

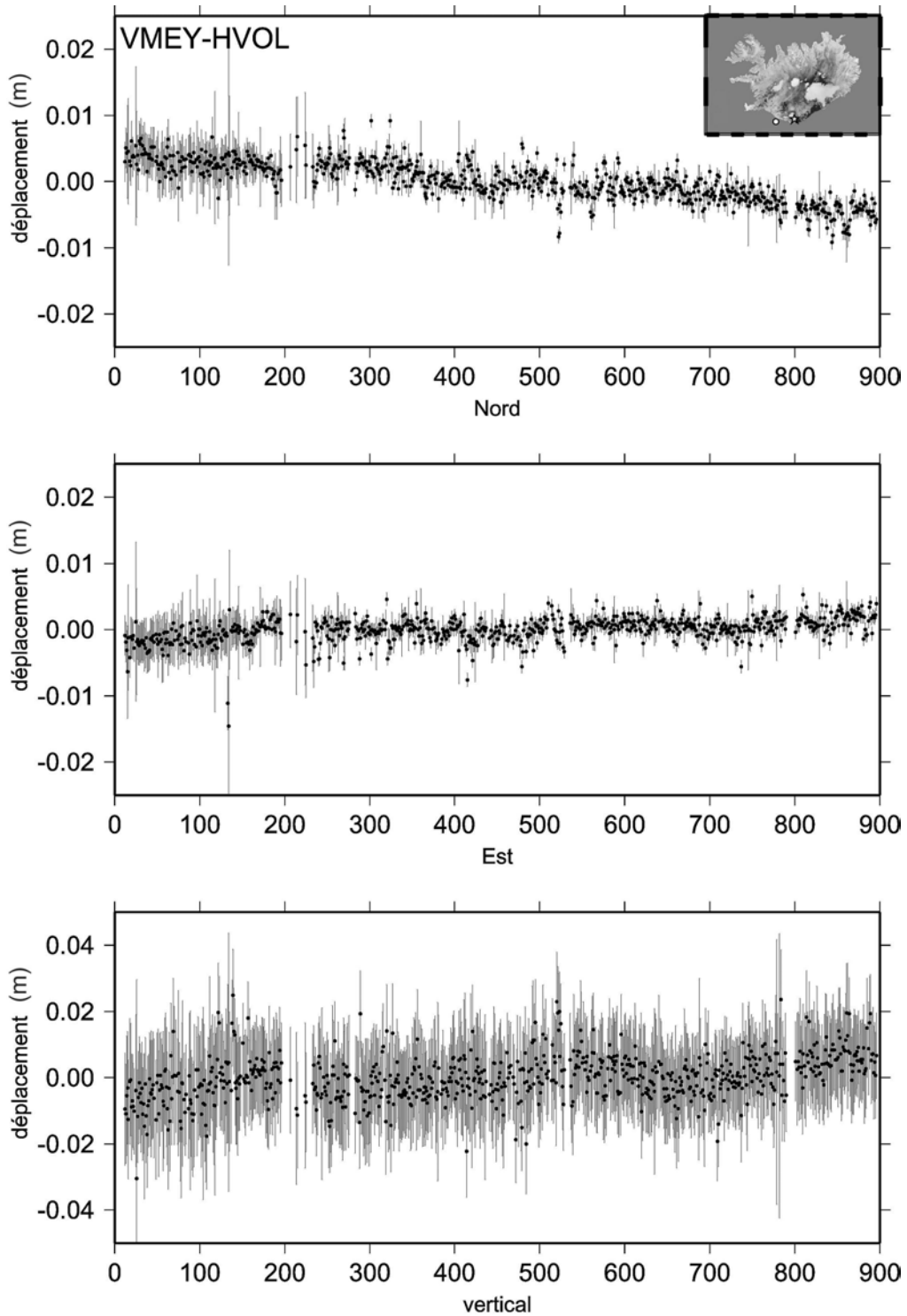


Figure III.28c : Déplacement mesuré de la station HVOL par rapport à la station VMEY (cf Fig. III.26). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les déplacements présentent des petites variations sur les deux composantes horizontales. Sur la carte, le rond symbolise la station VMEY et l'étoile, la station VOGS.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

Pour comprendre les mécanismes qui provoquent ces variations de déplacements, nous avons comparé ces séries temporelles avec l'évolution de la microsismicité du volcan Katla. La figure III.29 montre l'évolution de l'énergie relâchée par la microsismicité entre juillet 2000 et décembre 2002. Nous avons utilisé environ 12 000 séismes issus du catalogue du réseau SIL [Veðurstofa, 2004]. On retrouve une alternance de périodes de forte activité et de périodes de calme qui peuvent être divisées entre 5 périodes principales : **(1)** trois périodes de forte activité : de juillet 2000 à mars 2001 (équivalent aux jours 0-220 de notre étude), d'octobre 2001 à mai 2002 (équivalent aux jours 430-660), et à partir de septembre 2002 (équivalent aux jours 800-900) (Fig. III.29); **(2)** deux périodes de calmes : de mars 2001 à octobre 2001 (équivalent aux jours 220-430) -cette période de calme est particulièrement marquée- et de mai 2002 à septembre 2002 (équivalent aux jours 660-800) (Fig. III.29). Quand on compare ces alternances avec la chronologie des variations de vitesses des stations THEY, SOHO et HVOL, on constate que les événements sont relativement synchrones. Par exemple, pour la composante Nord de la station SOHO (Fig. III.30), les périodes de fort déplacement vers le sud (périodes 270-440 et 670-800) correspondent assez bien aux périodes de calmes de la microsismicité (périodes 220-430 et 660-800).

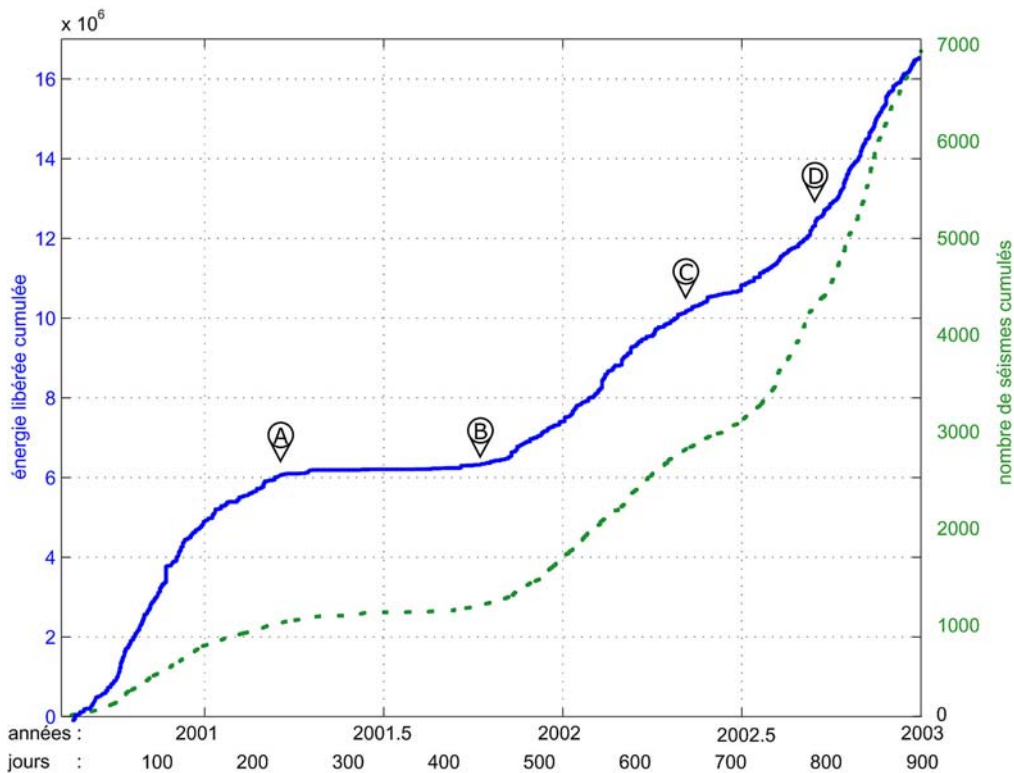


Figure III.29 : Courbes d'énergie libérée cumulée (bleu) et du nombre cumulé de séismes (vert) dans la région du Katla (ZVE) entre juillet 2000 et fin décembre 2002 [Veðurstofa, 2004]. Les marqueurs A,B,C et D correspondent aux changements majeurs d'activité de la microsismicité.

Face à ces observations, nous avons calculé pour chaque station les vitesses moyennes des composantes horizontales du déplacement pour les 5 périodes mises en évidence par la microsismicité. Ces vitesses ont été reportées dans le tableau III.10 et les vecteurs correspondant sont présentés dans la figure III.31. Plusieurs constatations ressortent de cette analyse :

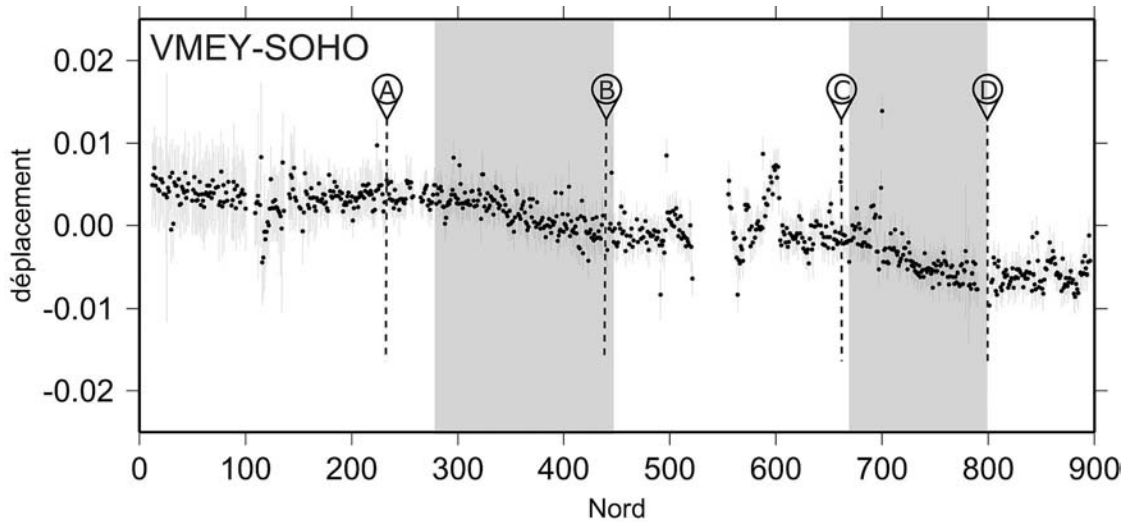


Figure III.30 : Série temporelle de la composante Nord de la station SOHO par rapport à la station VMEY. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les marqueurs A, B, C et D représentent les changements d'activité de la microsismicité du volcan Katla (cf Fig. III.29). Les zones grisées représentent les périodes de fort déplacement enregistrées pour la composante Nord.

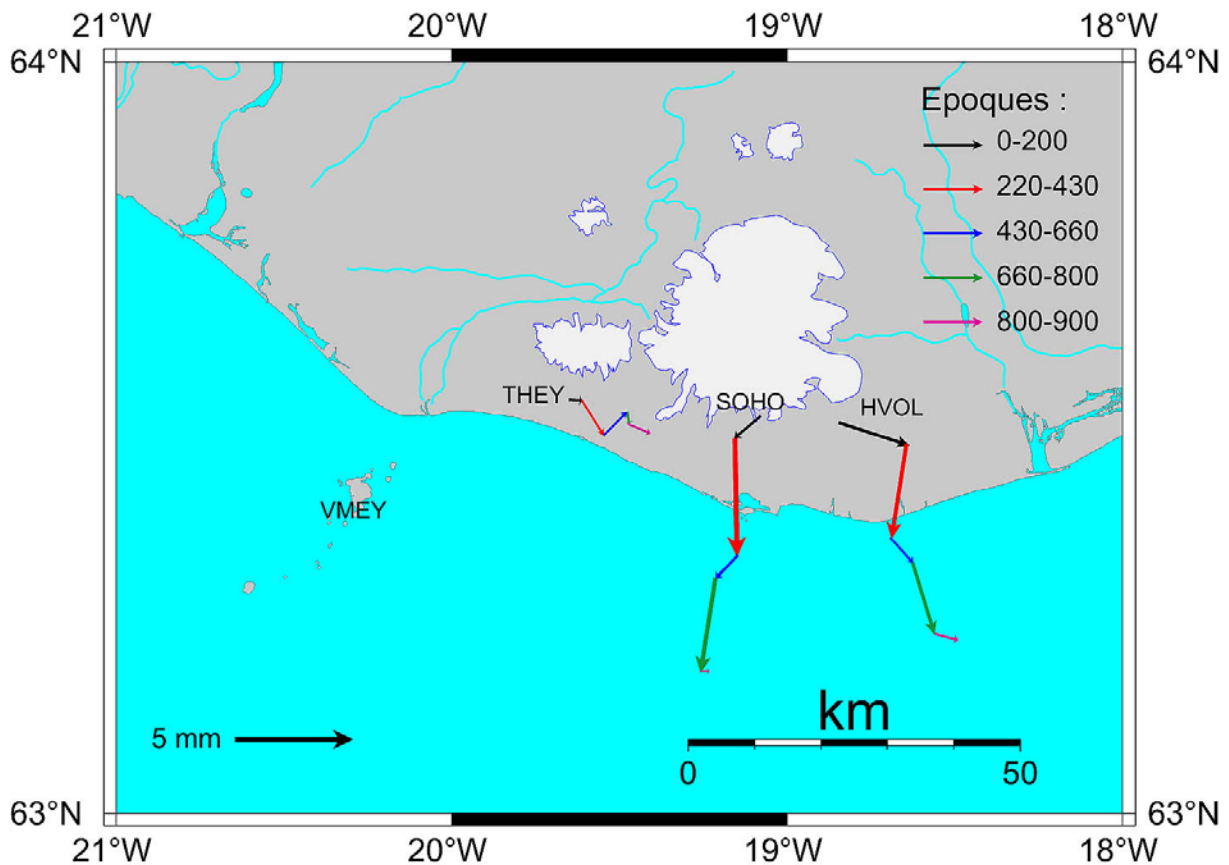


Figure III.31 : Déplacements cumulés pour les différentes périodes mises en évidence par les séries temporelles et la microsismicité. Les périodes 220-430 et 660-800, qui présentent un fort déplacement des stations SOHO et HVOL, correspondent à des périodes de calmes de la microsismicité du volcan Katla.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

- Pendant les périodes de calme sismique, les stations SOHO et HVOL présentent un déplacement fort vers le S. THEY, par contre, ne présente pas de différence significative avec les périodes d'activité sismique.
- Pendant les périodes de forte activité sismique, les déplacements mesurés sont très faibles. THEY se déplace globalement vers l'E, SOHO légèrement vers le SO, et HVOL présente un mouvement un peu plus marqué vers l'ESE. Tout se passe donc comme si pendant les périodes de forte activité une composante nord masque la composante sud enregistrée en période de calme.

| Bases | Jours | VN | VE | VT | DT | AZI |
|--------------------|-----------|-------|------|------|-----|-----|
| VMEY - SOHO | 0 - 220 | -1.5 | -1.8 | 2.4 | 1.4 | 50 |
| | 220 - 430 | -8.8 | 0.1 | 8.8 | 5.0 | 179 |
| | 430 - 660 | -1.6 | -1.5 | 2.2 | 1.4 | 44 |
| | 660 - 800 | -10.4 | -1.7 | 10.6 | 4.1 | 9 |
| | 800 - 900 | 0.0 | 1.5 | 1.5 | 0.4 | 90 |
| VMEY - THEY | 0 - 220 | 1.7 | 0.9 | 1.9 | 1.1 | 29 |
| | 220 - 430 | -2.6 | 1.7 | 3.1 | 1.8 | 148 |
| | 430 - 660 | 1.6 | 1.6 | 2.3 | 1.4 | 45 |
| | 660 - 800 | -1.3 | 0.2 | 1.3 | 0.5 | 173 |
| | 800 - 900 | -1.5 | 3.5 | 3.8 | 1.0 | 113 |
| VMEY - HVOL | 0 - 220 | -3.3 | 3.3 | 4.7 | 2.8 | 135 |
| | 220 - 430 | -5.2 | -1.2 | 5.3 | 3.1 | 13 |
| | 430 - 660 | -0.8 | 1.6 | 1.8 | 1.1 | 117 |
| | 660 - 800 | -6.5 | 1.3 | 6.6 | 2.5 | 169 |
| | 800 - 900 | -1.0 | 2.7 | 2.9 | 0.8 | 110 |

Tableau III.10 : Vitesses moyenne des stations SOHO, HVOL et THEY par rapport à la station VMEY pour chaque période de déformation mises en évidence par les séries temporelles et la microsismicité. Les vitesses sont exprimées en mm/an, les déplacements en mm. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord, VE : vitesse moyenne sur la composante Est, VT : vitesse moyenne totale, DT : déplacement total pour la période, AZI : azimut.

Le synchronisme entre l'évolution de la microsismicité et les variations de vitesses des stations autour du Katla met donc en évidence une influence non-négligeable de l'activité volcanique sur la déformation locale autour du glacier Myrdalsjökull. Cependant, il est difficile de conclure sur les mécanismes qui régissent ce transfert de contraintes entre l'édifice central volcanique et les bords du volcan où sont localisées les stations CGPS. Pour comprendre un peu mieux cette succession, nous avons calculé les vecteurs différences (Tab. III.11 et Fig. III.3b) entre la vitesse moyenne totale (cf Tab. III.9) et la vitesse moyenne de

chaque période de déplacement (cf Tab. III.10). Cette représentation nous permet d'étudier l'oscillation du déplacement autour de la tendance générale des 900 jours d'observation et donc de mettre en évidence la tendance principale de chaque période.

| Stations / VMEY | Jours | DVN | DVE | DVT | AZI |
|-----------------|-----------|------|------|-----|-----|
| THEY | 0 - 220 | 0.9 | 0.2 | 0.9 | 13 |
| | 220 - 430 | -3.1 | 1.0 | 3.3 | 162 |
| | 430 - 660 | 0.5 | 0.9 | 1.0 | 61 |
| | 660 - 800 | -1.6 | -0.5 | 1.7 | 17 |
| | 800 - 900 | -2.1 | 1.3 | 2.5 | 148 |
| SOHO | 0 - 220 | 3.1 | -0.1 | 3.1 | 178 |
| | 220 - 430 | -4.2 | 1.8 | 4.6 | 157 |
| | 430 - 660 | 3.0 | 0.2 | 3.0 | 4 |
| | 660 - 800 | -5.8 | 0.0 | 5.8 | 180 |
| | 800 - 900 | 4.6 | 3.2 | 5.6 | 35 |
| HVOL | 0 - 220 | 0.1 | 2.3 | 2.3 | 88 |
| | 220 - 430 | -1.8 | -2.2 | 2.8 | 51 |
| | 430 - 660 | 2.6 | 0.6 | 2.7 | 13 |
| | 660 - 800 | -3.1 | 0.3 | 3.1 | 174 |
| | 800 - 900 | 2.4 | 1.7 | 2.9 | 35 |

Tableau III.11 : Différences de vitesse entre les vitesses moyennes totales et les vitesses moyennes de chaque période de déformation mises en évidence par les séries temporelles et la microsismicité. (pour les stations THEY, SOHO et HVOL et par rapport à la station VMEY). Les vitesses sont exprimées en mm/an. DVN : différence de vitesse sur la composante Nord, DVE : différence de vitesse sur la composante Est, DVT : différence de vitesse totale, AZI : azimut du vecteur différence.

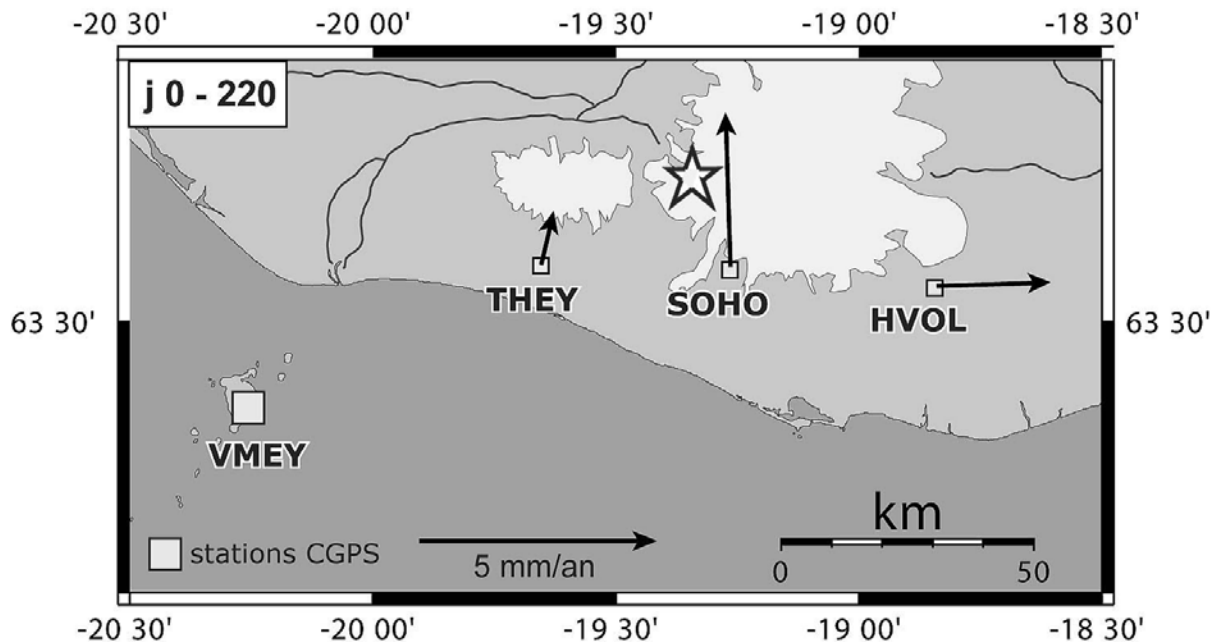


Figure III.32a : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j0-220 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Nord pour les stations THEY et SOHO et vers l'Est pour la station HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

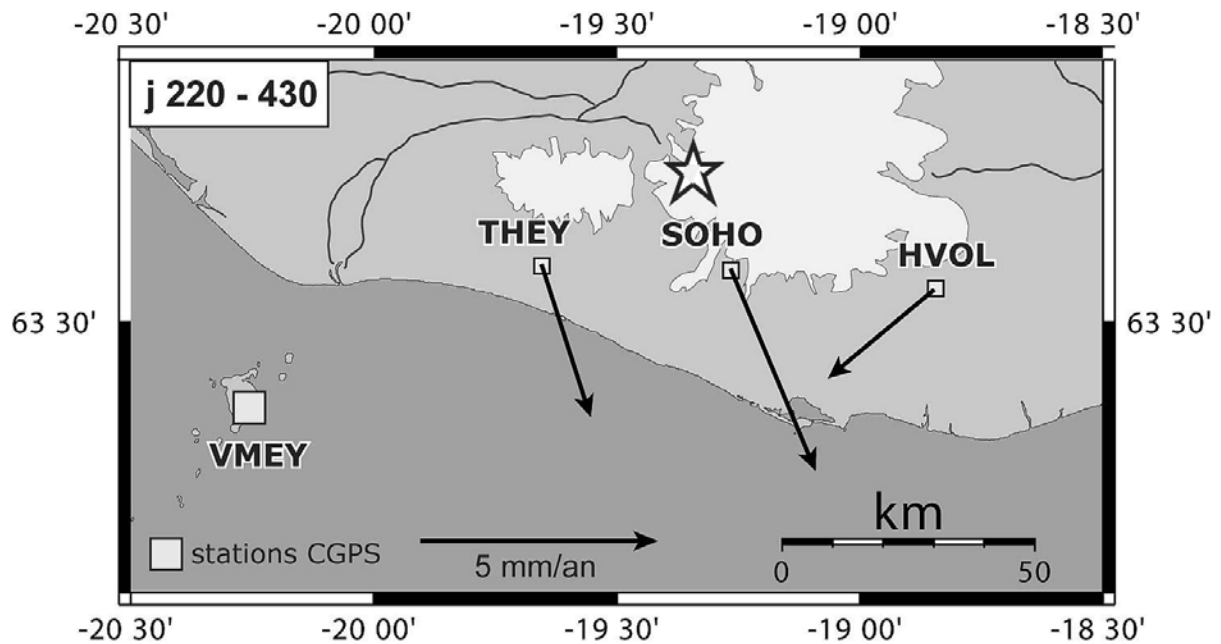


Figure III.32b : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j220-430 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Sud-Sud-Est pour les stations THEY et SOHO et vers le Sud-Ouest pour la station HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes.

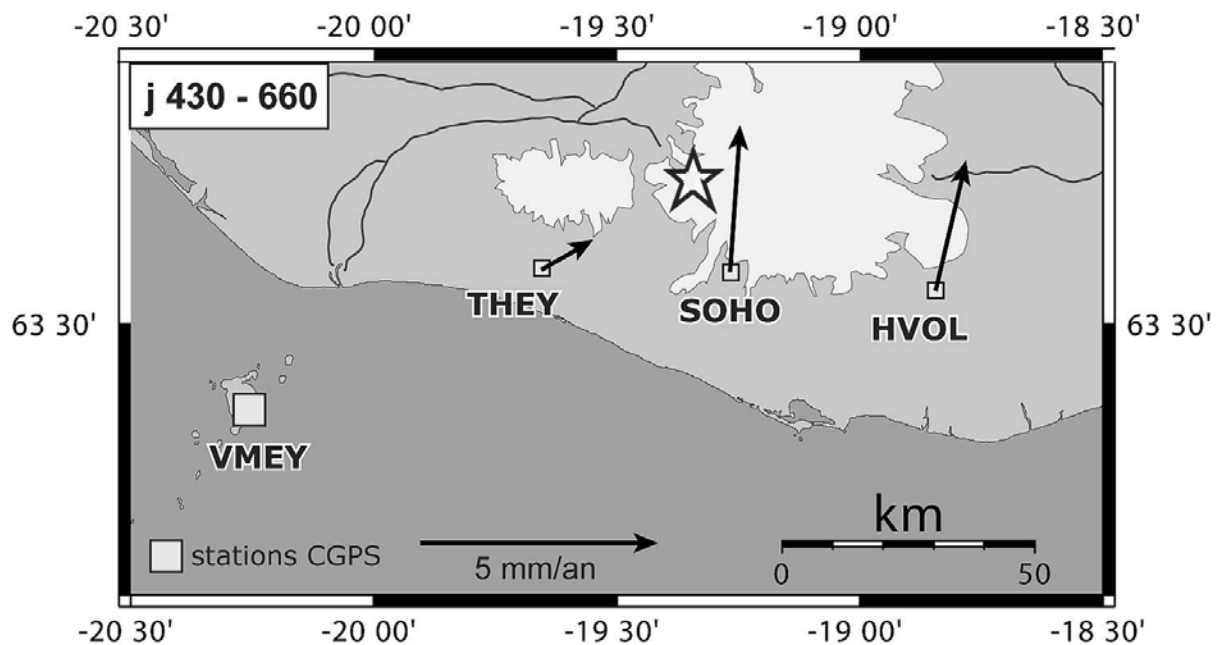


Figure III.32c : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j430-660 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Nord-Est pour la station THEY et vers le Nord pour les stations SOHO et HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes.

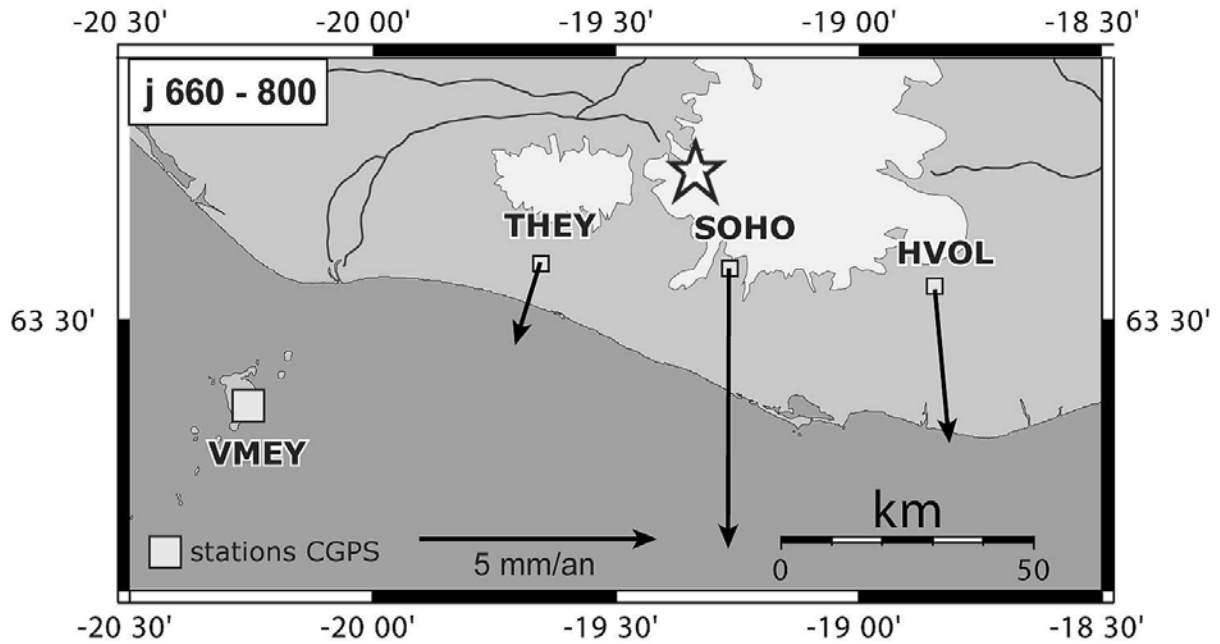


Figure III.32d : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j660-800 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Sud pour les 3 stations : THEY, SOHO et HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes.

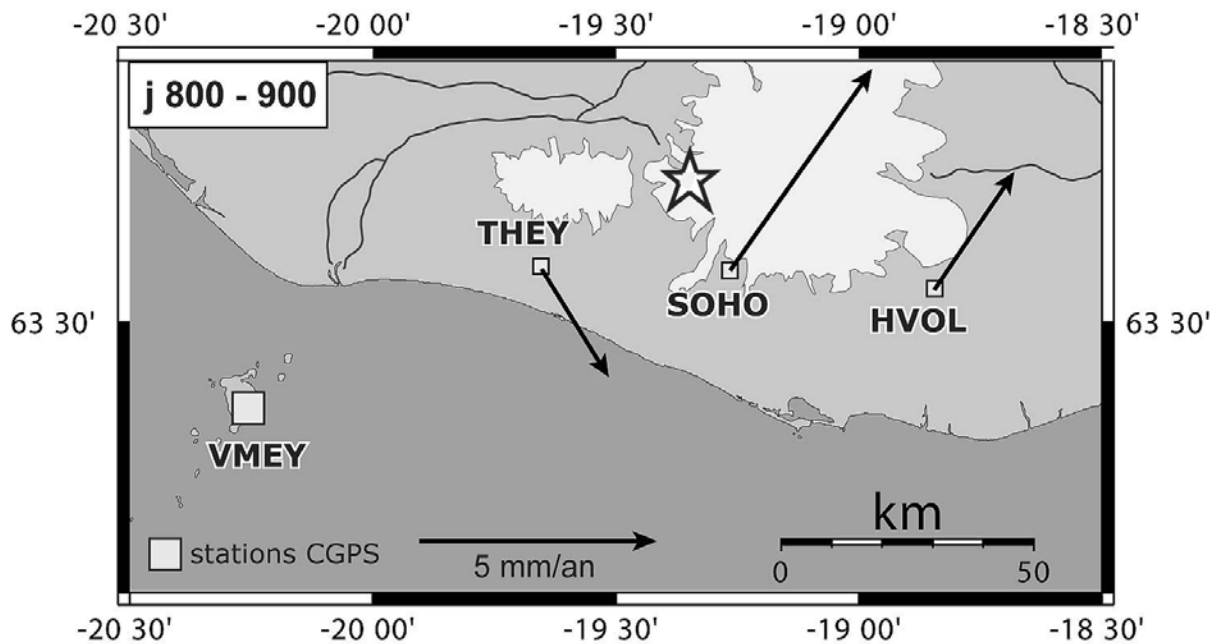


Figure III.32e : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j800-900 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Sud-Est pour la station THEY et vers le Nord-Est pour les stations SOHO et HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes.

On a vu dans la figure III.31 que la tendance générale du déplacement des 3 stations était orienté vers le SE pour la station THEY et vers le SSO pour la station SOHO et vers le SSE pour la station HVOL. Les vecteurs différence pour chaque période nous montrent que l'oscillation du déplacement autour de la vitesse moyenne présente deux tendances principales :

- Une différence de déplacement fortement orientée vers le Nord pendant les périodes de forte activité sismique du volcan Katla (périodes j0-220, j430-660 et j800-900 –Fig. III.32a, c et e-) qui traduit un ralentissement très net du déplacement général des 3 stations vers le sud et qui semble correspondre à l'existence de déplacements vers le centre de l'édifice volcanique;
- Une différence de déplacement fortement orientée vers le Sud pendant les période de faible activité sismique du volcan Katla (périodes j220-430 et j660-800 –Fig. III.32b et d-) qui traduit une forte composante de déplacement général des 3 stations vers le sud.

On note cependant 2 exceptions à ces observations : HVOL, qui présente un fort déplacement vers l'Est pendant la première période d'activité microsismique (j0-200, Fig. III.32a), et THEY, qui présente une différence de déplacement orientée vers le sud pour la 3^e période d'activité (j800-900, Fig. III.32e).

L'ensemble de ces résultats nous montre donc que les variations de déplacement autour de la tendance principale se font principalement sur la composante Nord et sont corrélables avec les variations de la microsismicité : une forte activité sismique est associée à un faible déplacement vers le sud et une faible activité sismique est associée à un fort déplacement vers le sud. Comme ces 3 stations se situent sur les pentes Sud du volcan, on peut facilement associer les faibles déplacements vers le sud à une augmentation des déplacements vers l'édifice volcanique. Ces variations de déplacement semblent donc être provoquées par une alternance de périodes de calme et de déflation du volcan associée à la microsismicité

Nous avons vu précédemment que la majorité des microséismes qui ont eu lieu à l'aplomb du volcan a été localisé entre 0 et 2 km de profondeur. Ceci nous montre que l'activité microsismique de ce volcan est une activité de faible profondeur et donc incompatible avec une alimentation régulière de magma venant de sources à grande profondeur. Cette activité peut refléter des périodes de vidange et donc de subsidence de la chambre magmatique du volcan par injection de magma dans des sills ou des dykes proches de la surface. Ce genre de mécanisme est particulièrement compatible avec les variations de microsismicité et de déplacements que nous observons autour du volcan Katla. On peut donc proposer le scenarii suivant :

Une chambre magmatique se vidange dans des sills ou des dykes proches de la surface, cela entraîne une hausse de l'activité microsismique à faible profondeur, due à l'ouverture des sills et des dykes, et une déflation en surface, qui est alors enregistrée par les stations CGPS qui entourent l'édifice volcanique. Pendant les périodes de calme de la chambre magmatique,

l'activité microsismique décroît et les stations CGPS reprennent le déplacement qui leur est propre, c'est à dire vers le SE pour THEY, le SSO pour SOHO et le SSE pour HVOL (par rapport à la station VMEY).

➤ **Le cas des stations REYK et HOFN**

Dans les Zones Volcaniques Est et Ouest, les stations REYK et HOFN (Fig. III.6) sont deux stations assez à part. En effet, ce sont les deux premières stations CGPS qui ont été installées en Islande, en 1995 pour REYK et en 1997 pour HOFN. De plus, ces deux stations ont été installées sur le toit de bâtiment (l'université pour REYK et un phare pour HOFN) et ce sont les deux seules stations d'Islande qui participent à l'établissement des réseaux de référence international ITRF et EUREF. Cette dernière caractéristique les désignent naturellement comme de très bonnes stations de référence et c'est une des raisons pour lesquelles le IMO a choisi REYK comme station de référence dans leur analyse des séries temporelles des stations du réseau ISGPS.

Nous avons vu grâce aux séries temporelles dans le système ITRF2000 que REYK et HOFN présentent de fortes variations sur les 3 composantes. Or, pour détecter des mouvements faibles sur les autres stations d'Islande, ce genre de variations pourrait altérer l'analyse des séries temporelles et ainsi discréditer ces stations comme station de référence.

Quand on représente par exemple les bases REYK-HVER (Fig. III.33) et VMEY-HOFN (Fig. III.34), on retrouve ces variations notamment très marquées sur la composante Est. De plus, la courbe de régression de cette composante (Fig. III.33 et III.34) nous montre que ces variations sont annuelles, les périodes de forte extension sur la composante Est étant toutes en été et les périodes faible extension étant toutes en hiver.

Ce genre de variations ressemble fortement aux variations saisonnières détectées sur la composante verticale pour les stations SKRO et SOHO (cf III.3.3.2). On peut donc penser que ces variations ne sont pas des variations tectoniques ou en tout cas sont fortement influencées par les variations climatiques annuelles. L'utilisation des stations REYK et HOFN comme station de référence s'avère donc dangereux dans le cas d'une étude des faibles variations temporelles d'origine tectonique, c'est pourquoi nous n'avons pas considéré ces 2 stations pour l'étude des variations temporelles de déplacement dans les zones volcaniques de l'Islande.

III. Etude de la déformation de l'Islande par GPS continu

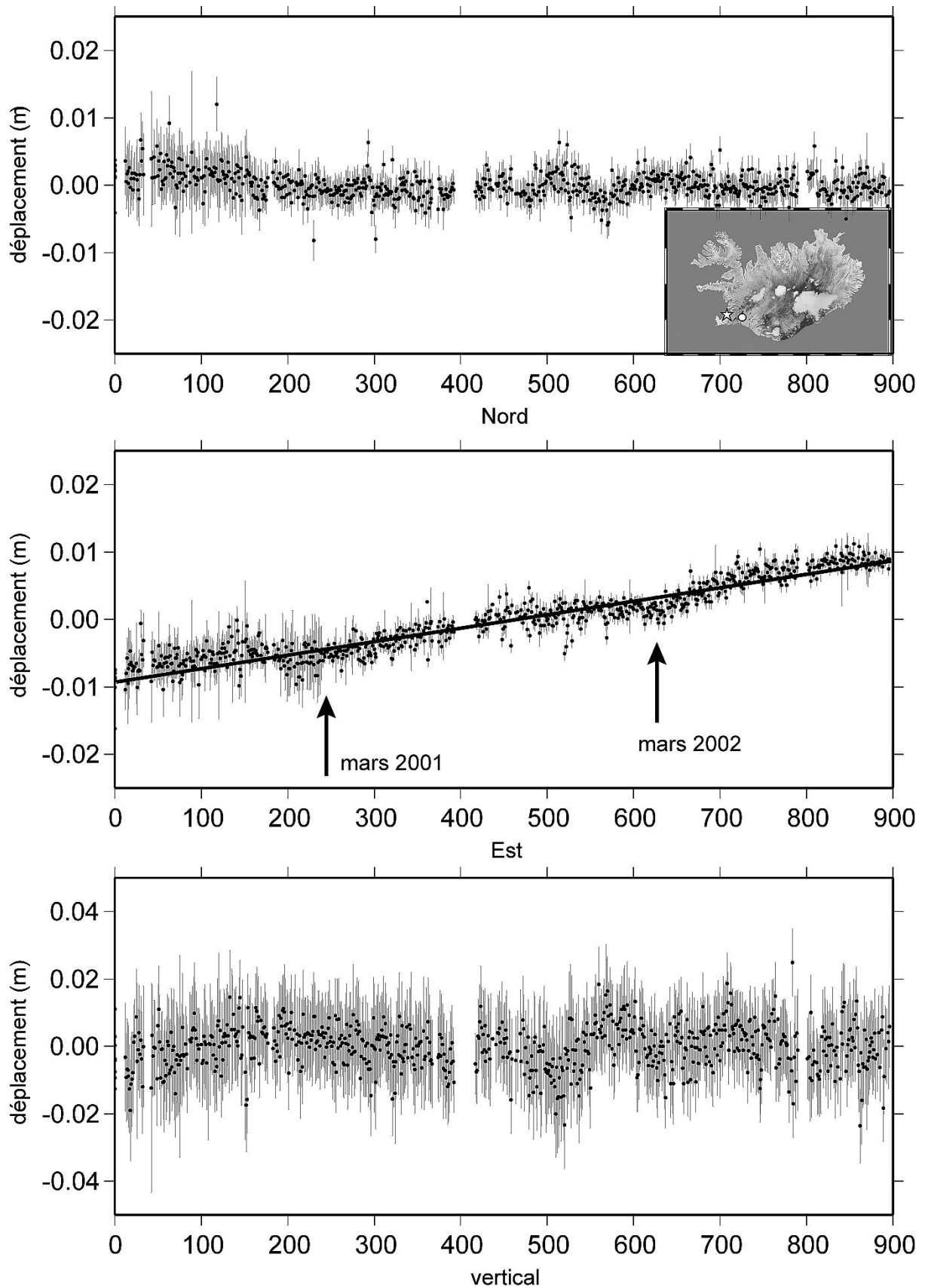


Figure III.33 : Déplacement mesuré de la station HVER par rapport à la station REYK (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station HVER et l'étoile, la station REYK. Des variations saisonnières du déplacement sont très marquées sur la composante Est du déplacement.

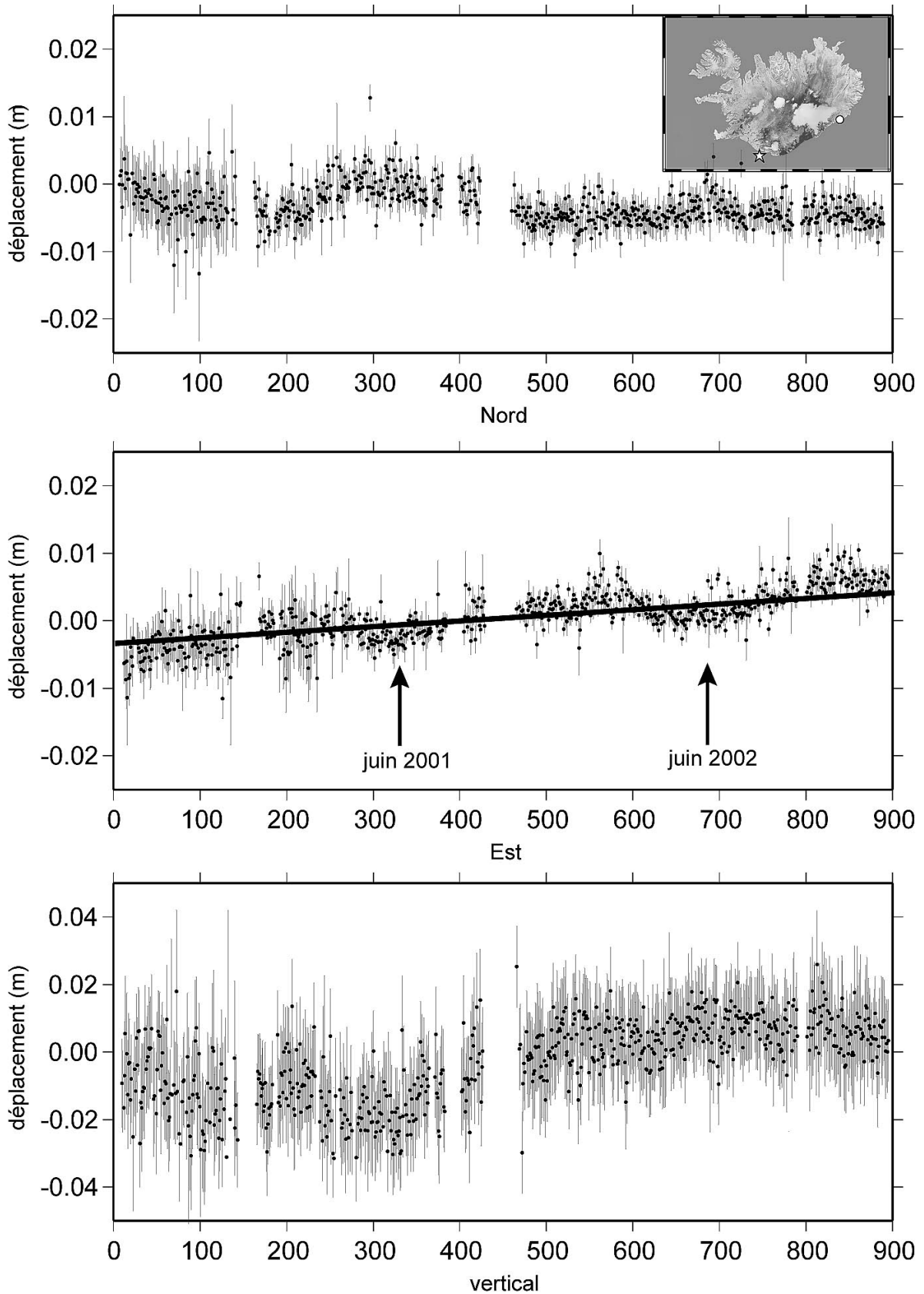


Figure III.34 : Déplacement mesuré de la station HOFN par rapport à la station VMEY (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station HOFN et l'étoile, la station VMEY. Des variations saisonnières du déplacement sont très marquées sur la composante Est du déplacement.

III.4. Conclusion

A partir des séries temporelles des stations CGPS, l'analyse de 2.5 années de déformation en Islande nous a permis d'étudier le contexte géodynamique actuel de l'Islande. Les séries temporelles nous ont montré, entre juillet 2000 et décembre 2002, que :

- L'Islande est soumise à une extension permanente qui atteint 24.5 mm/an (cf Tab. III.12) entre les stations REYK (à l'extrémité Ouest) et HOFN (à l'extrémité Est). Cette extension s'exprime par un gradient de déformation qui s'étend d'Est en Ouest sur la totalité de l'Islande (Fig. III.35) et semble constante au cours du temps en première approximation pour la majorité des stations.
- La direction moyenne d'extension entre la station REYK et les stations situées sur l'autre bord du rift (c'est à dire la partie « eurasienne » de l'Islande : THEY, VOGS, VMEY, HOFN ...) est comprise entre 95° et 105° (cf Tab. III.12) ce qui est légèrement plus faible que la direction d'extension estimée par le modèle Nuvel-1A [DeMets *et al.*, 1994], hormis pour les stations SOHO et HVOL dont les vitesses de déplacement sont influencées par le volcan Katla.

| Station | VN (mm/an) | VE (mm/an) | VT (mm/an) | AZI (°) |
|---------|------------|------------|------------|---------|
| AKUR | 2.2 | 1.8 | 2.8 | 40.0 |
| SKRO | 2.3 | 4.2 | 4.8 | 60.8 |
| OLKE | -0.3 | 4.6 | 4.6 | 93.5 |
| ISAK | 1.0 | 5.4 | 5.5 | 79.1 |
| HVER | -0.4 | 7.4 | 7.4 | 93.3 |
| KIDJ | 1.7 | 8.9 | 9.1 | 79.2 |
| ARHO | -9.8 | 9.5 | 13.6 | 136.2 |
| HLID | -1.6 | 14.3 | 14.4 | 96.2 |
| SELF | -1.1 | 15.3 | 15.3 | 94.1 |
| VOGS | -1.9 | 16.8 | 16.9 | 96.4 |
| SOHO | -9.7 | 17.7 | 20.2 | 118.6 |
| VMEY | -4.9 | 19.4 | 20.0 | 104.1 |
| RHOF | -5.2 | 19.6 | 20.3 | 104.7 |
| THEY | -3.8 | 20.1 | 20.4 | 100.7 |
| HVOL | -8.5 | 20.4 | 22.1 | 112.5 |
| HOFN | -5.8 | 23.8 | 24.5 | 103.8 |

Tableau III.12 : Vitesses moyennes de l'ensemble des stations CGPS islandaises exprimées par rapport à la station REYK sur la période juillet 2000 – décembre 2002. Les stations SELF et ARHO ont moins de 6 mois de mesure et sont par conséquent moins précises que les autres stations. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord ; VE : vitesse moyenne sur la composante Est ; VT : vitesse moyenne totale ; AZI : azimuth d'extension.

III.4. Conclusion

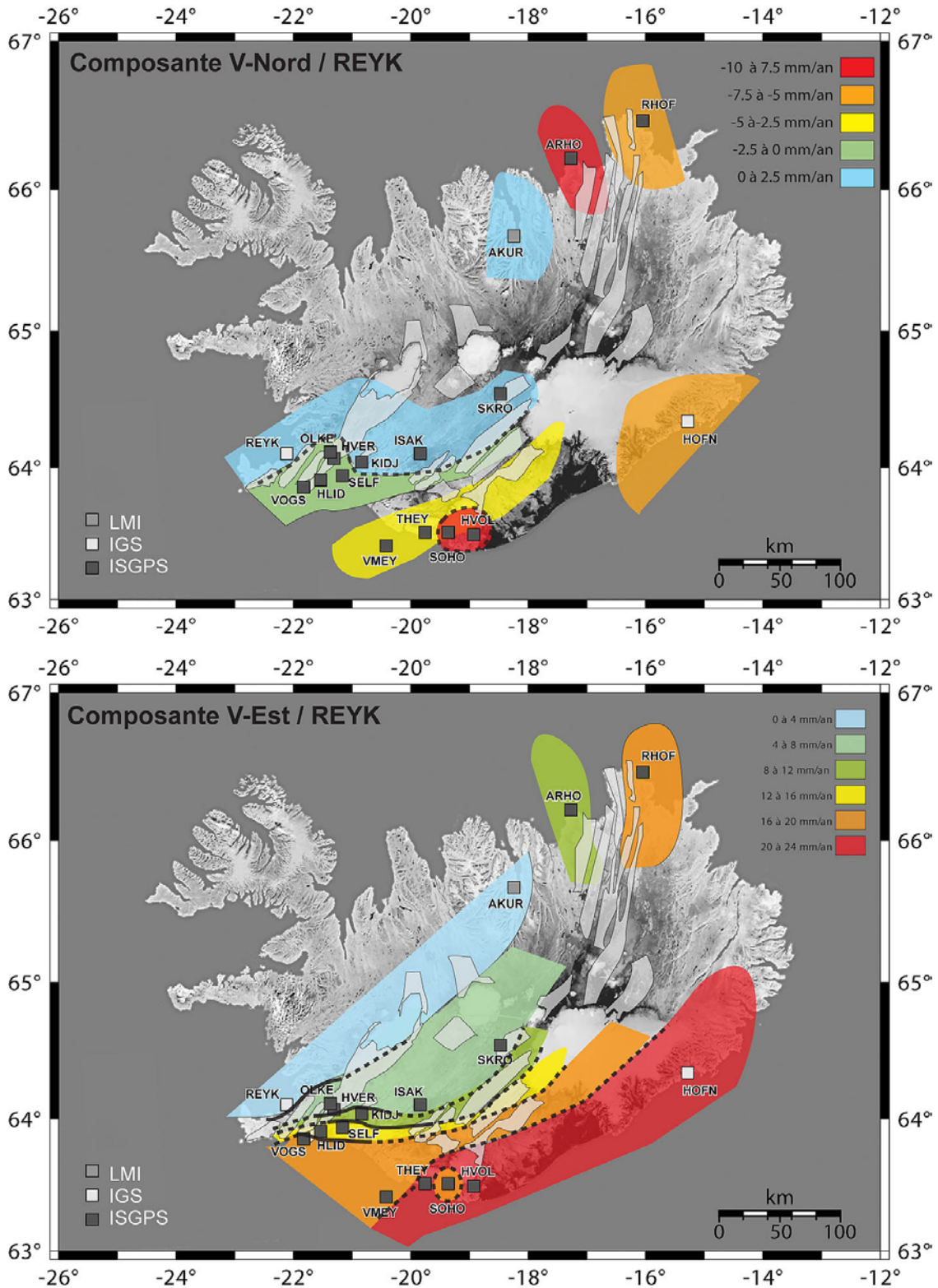


Figure III.35 : Synthèse de la répartition de la déformation permanente de l'Islande mesurée à partir des solutions journalières des 18 stations CGPS islandaises. On constate très clairement une extension permanente qui s'exprime par un gradient de déformation de direction moyenne de 100-105°. Ce gradient est très marqué sur la composante Est du déplacement. Les stations SOHO et HVOL présentent un caractère « anormal » par rapport aux autres stations qui s'exprime principalement par un fort déplacement vers le sud. Ces déplacements sont vraisemblablement provoqués par l'activité permanente du volcan Katla. La station ARHO présente un fort déplacement moyen vers le sud mais le faible nombre de jour d'observation ne permet pas de connaître précisément la direction de son déplacement.

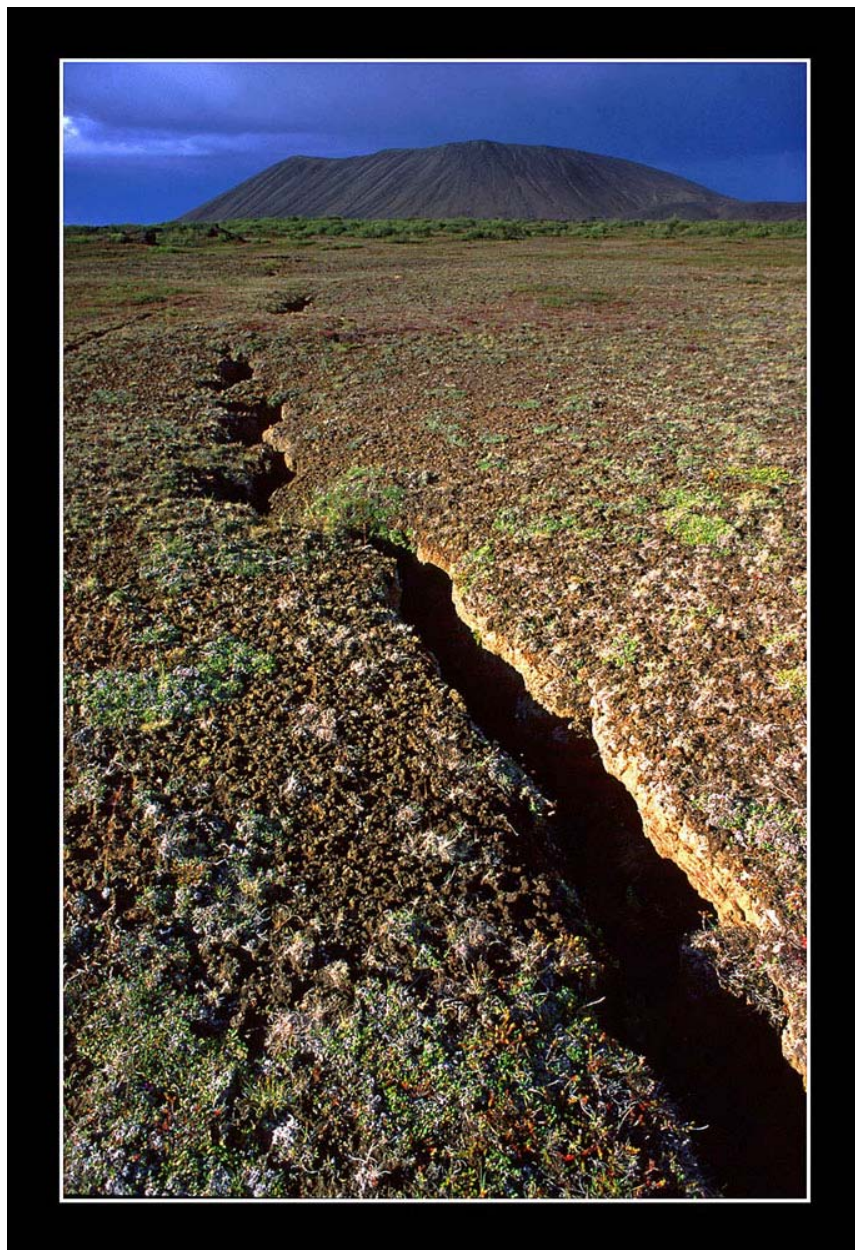
- Les zones sismiques de l'Islande, soumises à une activité constante, n'ont pas montré de signes de déformation exceptionnelle durant la période d'étude. La Zone Sismique Nord Islandaise présente une extension constante de 19.3 mm/an selon un azimuth de 112°, ce qui correspond aux estimations du modèle Nuvel-1A [DeMets *et al.*, 1994] pour le rift médio-atlantique, à la latitude de l'Islande. Suite aux deux séismes de juin 2000, la Zone Sismique Sud Islandaise se trouve sous un régime de déformation post-sismique qui s'atténue progressivement. Cette déformation est bien marquée jusqu'à la fin de l'année 2000 et se poursuit très faiblement en 2001. L'analyse des déplacements entre les stations de la ZSSI après décembre 2002 permettra, à terme, de connaître précisément la limite temporelle de cette déformation post-crise en 2002.
- La déformation crustale de la région du glacier Myrdalsjökull au sud de l'Islande est influencée par l'activité du volcan Katla. Les stations THEY, SOHO et HVOL présentent de fortes variations de la composante Sud du déplacement. Ces variations sont synchrones avec les variations d'activité microsismique du volcan Katla et semblent traduire une alternance de périodes de calme et de déflation de l'édifice volcanique. Elles pourraient provenir d'une vidange irrégulière d'une chambre magmatique dans des sills ou des dykes situés à faible profondeur.

Cette étude confirme donc que l'Islande est soumise à un contexte géodynamique qui allie déformation continue exprimée ici par l'ouverture permanente du rift médio-océanique de l'Atlantique Nord et événements exceptionnels (influence volcanique, crise sismique ...) qui sont limités dans le temps et dans l'espace. L'analyse des séries temporelles de l'année 2003 et début 2004 permettra d'affiner la connaissance de la déformation actuelle de l'Islande. Notamment, il sera intéressant de :

- Suivre l'évolution de l'activité du volcan Katla et la déformation associée pour comprendre les mécanismes qui régissent les transferts de contraintes entre le volcan Katla et la lithosphère du sud de l'Islande ;
- Suivre l'évolution des nouvelles stations ARHO et SELF qui, de part leur situation géographique, devrait permettre de mieux comprendre la répartition de la déformation au sein des zones sismiques.

Chapitre IV

Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

IV.1. Introduction

Entre 1975 et 1984, une importante crise tectono-volcanique a eu lieu dans le champ de fractures du volcan Krafla (nord de l'Islande) associée à d'importants épanchements de lave. Mais le fait majeur de cette crise a été l'ouverture maximale de 8 m mesurée par *Tryggvason* [1984] entre décembre 1975 et octobre 1980 ce qui correspond à 400 ans de l'extension prédite dans l'Atlantique nord au niveau de l'Islande par le modèle Nuvel-1A [*DeMets et al.*, 1990 ; *DeMets et al.*, 1994]. Avec la crise de rifting de l'Arfar en 1978, ce sont les deux seules crises de rifting à l'air libre qui ont pu être observées et mesurées depuis le début de la recherche géologique moderne.

A partir de 1984, une période de déformation post-crise a suivi la crise de rifting dans le nord de l'Islande. L'avènement de la mesure de la déformation par GPS a permis de quantifier les déplacements post-crise entre 1987 et 1995 [*Volksen & Seeber*, 1998 ; *Volksen*, 2000]. Dans la même période, de nombreuses études géophysiques (InSAR, gravimétrie, analyses sismiques, ...) ont permis d'appréhender la déformation et la structure crustale du nord de l'Islande. Dans les années 1990, à partir de la modélisation numérique 2D des déplacements post-crise, *Heki et al.* [1993], *Hofton & Foulger* [1996] et *Pollitz & Sacks* [1996] ont affiné la connaissance de la rhéologie de la croûte et du manteau supérieur de cette région.

A partir des nouvelles études géophysiques et des mesures GPS publiés depuis l'ensemble de ces travaux, nous avons modélisé en 2D puis en 3D la crise de rifting du Krafla et sa réponse post-crise à l'aide du code de modélisation par éléments finis ADELI. Le but de ces modélisations est d'estimer l'influence spatiale de la crise de rifting et de comprendre les mécanismes de la réponse post-crise, notamment le rôle des structures en connexion avec le champ de fracture du Krafla tels que le champ de fracture de l'Askja au SE et la Zone Sismique Nord Islandaise au nord.

IV.2. Méthodes numériques utilisées dans ADELI

IV.2.1. Introduction

La mécanique des corps déformables repose sur les principes généraux de la physique (lois de conservation) et de la thermodynamique afin de traduire l'équilibre d'un corps matériel et son comportement, c'est à dire la manière dont il « répond » aux actions qui lui sont appliquées.

Une première modélisation ou schématisation très largement utilisée consiste en un *lissage* de la matière, qui par nature, est évidemment essentiellement discontinue. On aboutit alors à la notion de *milieu continu*, modèle de milieu géométriquement continu (au moins par morceaux) dont les transformations géométriques sont aussi continues. Basée sur un tel concept, la traduction mathématique des lois de conservation et de comportement en est plus aisée. Typiquement, un problème de mécanique est constitué par la donnée (voir figure IV.1) :

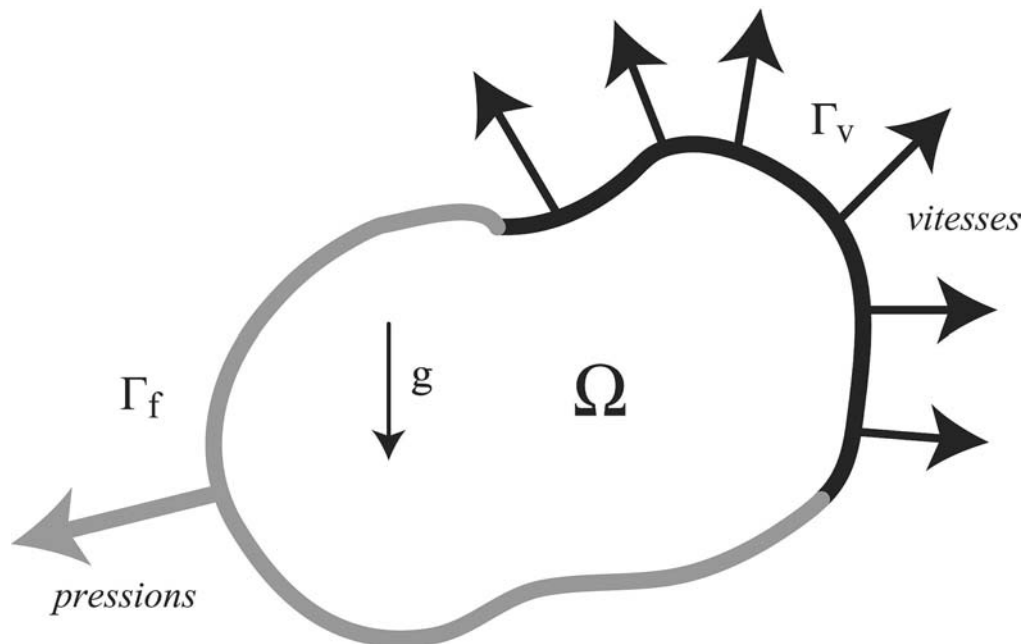


Figure IV.1 : Schématisation d'un problème mécanique. Ω : le domaine continu, Γ_v : partie de la de la frontière soumis à une condition aux limite en vitesse, Γ_f : partie de la de la frontière soumis à une condition aux limite en pression, g : forces gravitaires .

- d'un domaine continu Ω de l'espace occupé par le milieu à un instant de référence,
- d'un ensemble de liaisons cinématiques aux limites du domaine qui imposent par exemple la vitesse sur une partie Γ_v de la frontière,
- d'un ensemble de forces agissant dans le milieu (forces de volume) et sur une partie Γ_f de la frontière (forces surfacique),
- d'une loi constitutive régissant le comportement du milieu modélisé,

et consiste, en imposant l'équilibre des actions, à rechercher l'évolution du domaine Ω , les forces intérieures développées dans le milieu (contraintes), les déplacements et leurs dérivées spatiales (déformation) des points qui le composent.

Dans un formalisme en petites déformations, le problème s'écrit :

trouver les contraintes σ_{ij} , les déformations ε_{ij} et les vitesses v_i vérifiant

$$\sum_{j=1}^3 \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i = \rho \dot{v}_i \quad (\text{équations d'équilibre ou de mouvement})$$

$$\dot{\sigma}_{ij} = M(\sigma_{kl}, \dot{\varepsilon}_{kl}, \dots, t) \quad (\text{loi de comportement})$$

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \quad (\text{taux de déformation})$$

$$v_i = \bar{v}_i \text{ sur } \Gamma_v \quad (\text{conditions aux limites en vitesse})$$

$$\sum_{j=1}^3 \sigma_{ij} . n_j = F_i \text{ sur } \Gamma_f \quad (\text{conditions aux limites en contraintes})$$

Ce type de système d'équations aux dérivées partielles n'a malheureusement que très peu de solutions connues et encore ne s'agit-il que de cas très simples et académiques. Il faut donc passer à un traitement numérique qui consiste à introduire des approximations sur la nature des solutions cherchées. Le paragraphe suivant décrit brièvement la plus employée de ces techniques.

IV.2.2. Aperçu sur la méthode des éléments finis

IV.2.2.1. L'approximation par éléments finis

l'approximation éléments finis d'une fonction f définie sur un domaine Ω de l'espace consiste à définir un découpage de Ω en sous domaines de forme simple (des tétraèdres ou des hexaèdres en 3D, des triangles ou des quadrangle en 2D) et à approcher f sur chacun d'eux par des fonctions dont la forme mathématique est choisie à l'avance (des polynômes par exemple). Le découpage - qui doit respecter certaines règles simples (pas de recouvrements ni de trous) - forme le maillage du domaine et les sous domaines sont appelés les éléments du maillage.

Supposons que l'on choisisse d'approcher la fonction $f(x,y,z)$ par un polynôme du 1^{er} degré sur un sous domaine de Ω :

$$f(x, y, z) \approx ax + by + cz + d \quad [\text{IV.1}]$$

où les quatre coefficients du polynôme a, b, c, d sont à déterminer. Pour cela il faut, bien entendu, quatre données, c'est à dire la valeur de f en quatre points de l'élément de façon à obtenir un système de quatre équations à quatre inconnues. Pour que ce système soit inversible il faut choisir quatre points non coplanaires. On voit donc que pour utiliser une telle approximation affine il faut un découpage en tétraèdres dont les sommets - appelés nœuds de l'approximation- sont les lieux où l'on se donne les quatre valeurs de la fonction (de la même

façon, si l'on choisit une approximation tri-linéaire : $ax + by + cz + dxy + eyz + fzx + gxyz + h$ il y aura 8 constantes et on utilisera un découpage en hexaèdres). Il s'ensuit qu'après avoir calculé les coefficients du polynôme en fonction des valeurs f_1, f_2, f_3, f_4 de f aux quatre sommets du tétraèdre, l'approximation sur celui-ci peut se réécrire sous la forme :

$$f(x, y, z) \approx \sum_{i=1}^4 N_i(x, y, z) f_i \quad [\text{IV.2}]$$

où les fonctions N_i sont les fonctions d'interpolation de l'élément et sont bien sûr des polynômes de même degré que l'approximation choisie. Dans cet exemple, ces fonctions sont donc de degré 1 et correspondent simplement aux coordonnées barycentriques du point (x, y, z) dans l'élément.

Pour une fonction f quelconque, il faut s'attendre à une approximation d'autant meilleure que le degré des fonctions d'interpolation des éléments du maillage est élevé. En contre partie, le « coût » du calcul qui en résultera sera plus important.

IV.2.2.2. La discrétisation spatiale du problème mécanique

Le point de départ de la méthode des éléments finis est une re-formulation du problème mécanique sous forme d'un problème variationnel exprimant la minimisation d'une certaine fonctionnelle (l'énergie potentielle du système). On introduit alors la discrétisation c'est à dire l'approximation par éléments finis des fonctions inconnues recherchées (ici la vitesse ou le déplacement) et on aboutit à une forme discrète du problème consistant à trouver les valeurs que prennent ces inconnues aux nœuds du maillage. Si l'on appelle U le vecteur contenant les déplacements de tous les nœuds du maillage, c'est à dire le vecteur :

$$U = (U_1^x, U_1^y, U_1^z, \dots, U_n^x, U_n^y, U_n^z) \quad [\text{IV.3}]$$

où n est le nombre de nœuds dans le maillage, le problème discrétisé prend la forme suivante :

$$\begin{aligned} & \text{trouver } U \in \mathfrak{R}^{3n} \text{ solution de} \\ & F_{\text{int}} + F_{\text{ext}} = M\ddot{U} \\ & + \text{des conditions aux limites} \end{aligned}$$

avec \ddot{U} le vecteur contenant les accélérations nodales, F_{int} et F_{ext} les forces intérieures (dues aux contraintes) et les forces extérieures (surfaiques et volumiques) estimées aux nœuds du maillage.

La matrice M est la matrice de masse.

Les forces intérieures sont liées aux contraintes (inconnues) qui, elles mêmes, sont reliées aux vitesses et aux déplacements par la loi de comportement. On a donc une dépendance de F_{int} en U (vecteur position) et \dot{U} (vecteur vitesse), dépendance en général non-linéaire si la loi de comportement l'est (un cas plus simple car linéaire est celui, par exemple, de l'élasticité linéaire. La relation $F_{\text{int}}(U)$ s'écrit alors : $F_{\text{int}} = K.U$, où K est une matrice dite de rigidité).

A ce stade, la résolution de ce problème discret n'est pas encore possible. Il s'agit en effet d'un système de $3n$ équations différentielles en U . Il faut donc employer une nouvelle discrétisation, temporelle cette fois-ci.

IV.2.2.3. La discrétisation temporelle

Classiquement, un schéma aux différences finies peut être utilisé pour résoudre numériquement le problème discret précédent. Le principe de ces schémas consiste à écrire les équations en des instants donnés (maillage de l'axe des temps) et à évaluer les dérivées temporelle de l'inconnue par des *rappports aux différences* (ceux-ci étant défini par un développement de *Taylor* à l'ordre souhaité). Par exemple, si le temps est découpé en intervalles de longueur Δt , la vitesse et l'accélération au temps t_i peuvent être évalués par (pour simplifier l'écriture on note par U^i , \dot{U}^i et \ddot{U}^i les valeurs de $U(t_i)$, $\dot{U}(t_i)$ et $\ddot{U}(t_i)$, respectivement) :

$$\dot{U}^i \approx \frac{U^{i+1} - U^{i-1}}{2\Delta t} \quad [\text{IV.4}]$$

$$\ddot{U}^i \approx \frac{U^{i-1} - 2U^i + U^{i+1}}{\Delta t^2} \quad [\text{IV.5}]$$

En injectant ces expressions dans les équations du problème, on obtient pour chaque instant t_i un système de $3n$ équations, cette fois-ci algébriques, mais en général non-linéaires (essentiellement à cause de l'expression de F_{int}).

Pour illustrer la démarche, considérons le cas plus simple du comportement élastique linéaire ($F_{int} = K.U$). Dans l'équation du mouvement, qui s'écrit donc ici, $M.\ddot{U} = K.U + F_{ext}$ on peut décider d'évaluer le second membre au temps t_i ou au temps t_{i+1} ou plus généralement en n'importe quel instant entre t_i et t_{i+1} . Chacun de ces choix ayant des avantages et des inconvénients. Le troisième de ces choix, associé à l'hypothèse que U varie linéairement sur l'intervalle de temps, conduit au problème :

$$\tilde{K}.U^{i+1} = A.U^i + \Delta t^2 M.U^{i-1} + \Delta t^2 F_{ext}(\tau) \quad [\text{IV.6}]$$

où $\tau = (1 - \theta)t_i + \theta t_{i+1}$ est le temps intermédiaire choisi ($0 \leq \theta \leq 1$) et les matrices \tilde{K} et A sont

$$\begin{aligned} \tilde{K} &= M + \theta \Delta t^2 K \\ A &= 2M + (1 - \theta) \Delta t^2 K \end{aligned}$$

Connaissant U^i et U^{i-1} on calcule donc par inversion du système de matrice \tilde{K} les déplacements U^{i+1} , et ainsi de suite jusqu'au dernier pas de temps.

Les choix $\theta \neq 0$ conduisent à des schémas qualifiés d'implicites qui pour $\theta > \frac{1}{2}$ sont inconditionnellement stables. Le choix $\theta = 0$ conduit quant à lui à un schéma dit explicite car il n'implique que l'inversion de la matrice de masse M qui peut être choisie diagonale, ce qui fait que les déplacements U^{i+1} sont explicitement donnés en fonction des précédents. L'effort numérique est donc réduit, par contre la stabilité d'un tel schéma est conditionnelle (condition sur la longueur du pas de temps). Le code utilisé (Adeli), dont les caractéristiques sont détaillées au paragraphe suivant, est basé sur un schéma explicite d'écriture légèrement différente de celui présenté ci-dessus.

IV.2.3. Caractéristiques du code utilisé (ADELI)

L'outil numérique utilisé dans ce travail est le code ADELI (Analyse de la DEformation Lithosphérique) dédié à la modélisation thermo-mécanique des systèmes géologiques. Ecrit dans un formalisme de grandes déformations quasi-statiques, il permet de prendre en compte des rhéologies visco-élastoplastiques ainsi que des discontinuités (failles) à comportement frictionnel de type *Coulomb*. La méthode numérique employée est la méthode de la *relaxation dynamique* [Hassani, 1994]. De nombreuses études ont été réalisées avec ce code : *Hassani et al.*, 1997 ; *Cattin et Avouac*, 2000 ; Chéry et al, 2001 ; *Provost et al.*, 2003 ; *Berger et al.*, 2004

IV.2.3.1. La méthode de la relaxation dynamique

Dans un problème quasi-statique le terme inertiel représenté par le produit $\rho \dot{v}_i$ dans l'équation du mouvement (et $M\ddot{U}$ dans son expression discrétisée par éléments finis) est négligeable devant les autres termes. Le problème à résoudre est donc l'équation d'équilibre dont la forme discrète est

$$F_{int} + F_{ext} = 0 \quad [IV.7]$$

La méthode de la relaxation dynamique consiste à introduire un terme inertiel $M\ddot{U}$ fictif de façon à utiliser un schéma explicite ($\theta = 0$) stable, la matrice de masse fictive étant choisie de manière à ce que la condition de stabilité soit vérifiée. Il faut toutefois que la solution ainsi construite soit amortie au cours du temps de sorte que l'accélération fictive produite soit négligeable et que l'on ait bien une solution proche de la solution quasi-statique cherchée. Pour cela des forces proportionnelles au résidu sont ajoutées aux précédentes.

IV.2.3.2. Le type d'éléments finis utilisé

L'avantage d'une méthode explicite est en théorie la possibilité de traiter des problèmes à grand nombre de degrés de libertés. Son inconvénient est sa stabilité conditionnelle qui nécessite l'utilisation de pas de temps petits donc en nombre important. Il faut, pour qu'elle puisse rester compétitive, que les calculs à effectuer à chaque pas de temps soient peu coûteux. Or le calcul qui nécessite le plus d'effort est celui de la détermination des forces intérieures F_{int} , c'est à dire le calcul des contraintes par intégration de la loi de comportement. Si le degré d'interpolation des éléments finis utilisé est d , le déplacement est un polynôme de degré d sur chaque élément et les contraintes sont donc des fonctions polynomiales de degré $d-1$.

C'est pourquoi les éléments finis les plus simples, à savoir les éléments linéaires où $d = 1$ (triangle à 3 nœuds en 2D ou tétraèdres à quatre nœuds en 3D), sont utilisés dans ADELI car alors les contraintes n'ont besoin d'être évaluées qu'une seule fois par élément puisqu'elles y sont constantes (par comparaison il faut 8 évaluations pour élément hexaèdre).

IV.2.3.3. Maillage 3D utilisé dans ADELI

Il existe plusieurs types d'éléments pour mailler la structure bidimensionnelle d'un modèle par éléments finis dont les formes peuvent être triangulaires ou quadrangulaires. ADELI utilise l'élément fini le plus simple, l'élément plan triangulaire à 3 nœuds. Le maillage des modèles construits par ADELI 3D sont basés sur cette maille élémentaire en triangle. La face « utile » (c'est à dire la face sur laquelle on rentre la structure principale) est d'abord maillée par une série de triangle comme dans le cas d'un modèle en 2D (fig. IV.2). La 3^e dimension est ensuite construite par une prolongation en prisme de ces triangles (fig. IV.2). Enfin, chaque prisme est ensuite divisé en 3 tétraèdres (fig. IV.2).

Ce type de maillage en tétraèdre a pour avantage d'être très simple à construire et d'être peu gourmand en temps de calcul. Cependant, il ne permet pas de construire une vraie structure en 3D puisque la prolongation dans la troisième dimension est cylindrique. Nous verrons lors de la description de la géométrie de nos modèles (chapitre IV.3.2.1) que l'aspect 3D peut être obtenu par un contraste latéral de rhéologie entre les différents matériaux. De même, il peut être obtenu par l'ajout de discontinuité et d'un comportement qui évolue le long de cette discontinuité.

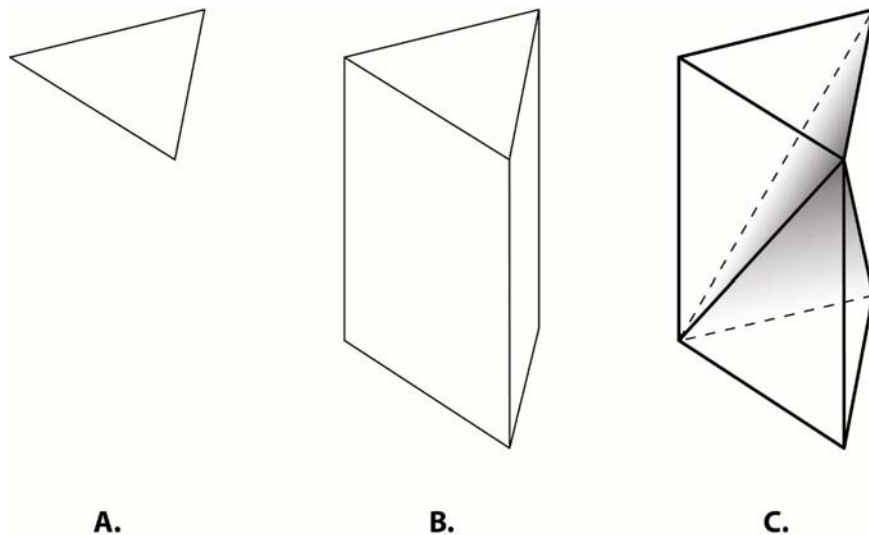


Figure IV.2 : *A. triangle initial de la structure 2D ; B. prolongation en prisme sur la 3^e dimension ; C. découpage en 3 tétraèdres du prisme.*

IV.2.3.4. Les lois de comportement

ADELI ne contient actuellement qu'un nombre limité de lois de comportement et celles-ci sont particulièrement simples en comparaison de celles utilisées par exemple en sciences des matériaux ou en mécanique des sols. Mais elles sont généralement suffisantes pour aborder des problèmes géodynamiques où du fait de la grande incertitudes que l'on a sur les rhéologies, il n'est pas recommandé d'utiliser des lois compliquées. On se contente de lois permettant de rendre compte du comportement « moyen » des structures géologiques.

Nous rappelons ici les trois grands types de comportement et nous présentons les lois codées dans ce logiciel en nous limitant au formalisme des petites déformations.

➤ **Le comportement élastique**

Le comportement élastique est un comportement instantané et réversible commun à la plupart des milieux solides soumis à une déformation rapide. Au niveau des atomes, cette déformation s'exprime par un mouvement (réversible) des atomes autour de leur position d'équilibre engendrant ainsi une variation des espaces inter atomiques pour accommoder la déformation macroscopique. Dans sa version linéaire ce comportement se traduit par une relation simple entre les contraintes σ et les déformations infinitésimales ε :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad [IV.8]$$

les C_{ijkl} étant des coefficients caractéristiques du matériau. Si de plus le milieu est supposé isotrope et homogène on obtient la loi de *Hooke* où deux coefficients d'élasticité suffisent pour écrire la loi de comportement

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad [IV.9]$$

λ et μ sont appelés coefficients de Lamé.

Cette dernière écriture peut aussi s'inverser pour donner ε en fonction de σ . On introduit en général deux autres coefficients, le module de *Young* E et le coefficient de *Poisson* ν qui ont des interprétations physiques simples dans un essai de traction (ou compression) uniaxiale (rapport de la contrainte à la déformation longitudinale, rapport de la déformation transversale à la déformation longitudinale, respectivement) :

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1+\nu}{E} \sigma_{ij} - \frac{\nu}{E} \sigma_{kk} \delta_{ij} \quad [IV.10]$$

L'étude de la propagation des ondes S et P ont fournit des valeurs pour le module de *Young* de l'ordre de $10^{11} Pa$ et de l'ordre de 0.25 pour le coefficient de *Poisson*.

➤ **Le comportement visqueux et viscoélastique**

La viscosité est une caractéristique d'un matériau dont la résistance est fonction de la vitesse de déformation qui lui est imposée. La réponse qui caractérise cette résistance s'effectue par un fluage des atomes dans le réseau cristallin, soit par diffusion, soit par dislocation. Elle est dépendante du temps de relaxation du matériau. Le comportement visqueux d'un corps peut alors être considéré comme la capacité d'un corps à amortir la déformation. La théorie de la viscoélasticité permet donc de décrire tout comportement intermédiaire entre le comportement élastique linéaire (énergie totalement stockée) et le comportement de fluide visqueux (énergie totalement dissipée).

Ainsi, le comportement visqueux s'exprime sous la forme d'une intégrale de *Riemann* et est fonction de toute l'histoire de la déformation, donc du temps :

$$\varepsilon_{ij} = \int_0^t J_{ijkl}(t-t') d\sigma_{kl}(t') \quad [IV.11]$$

où J est la fonction de fluage caractéristique de la viscosité du matériau. Différents modèles viscoélastiques linéaires ont été proposés. Parmi les plus courants et les plus simples nous pouvons citer :

- *Le modèle de Kelvin-Voigt*. Il peut être imagé par un ressort et un amortisseur linéaire disposés en parallèle. Un tel corps se comporte à long terme comme un solide élastique, la réversibilité étant retardée.
- *Le modèle de Maxwell*. Il est imagé par un ressort et un amortisseur linéaire disposés en série. Le corps se comporte à court terme comme un solide élastique, le comportement visqueux intervenant à long terme. Ce type de comportement est particulièrement bien adapté à la lithosphère qui présente une réponse instantanée (propagation des ondes élastiques) avec une relaxation relativement rapide puis se déforme comme un fluide lors d'une déformation à long terme.

Pour le modèle de *Maxwell*, la loi de comportement s'écrit :

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1+\nu}{E} \dot{\sigma}_{ij} - \frac{\nu}{E} \dot{\sigma}_{kk} \delta_{ij} + \frac{1}{2\eta} (\sigma_{ij} - \frac{1}{3} \sigma_{kk} \delta_{ij}) \quad [\text{IV.12}]$$

où η est la viscosité, E le module de Young et ν le coefficient de Poisson. Appliquée au cas unidimensionnel, l'équation du comportement peut s'écrire :

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + \frac{\sigma}{\eta} \quad [\text{IV.13}]$$

qui dans un essai de relaxation (c'est-à-dire à déformation constante) a pour solution en contrainte :

$$\sigma = E \varepsilon_0 \exp\left[-\frac{E}{\eta} t\right] = E \varepsilon_0 \exp\left[-\frac{t}{t_r}\right] \quad [\text{IV.14}]$$

où t_r est le temps de relaxation :

$$t_r = \frac{\eta}{E} \quad [\text{IV.15}]$$

Remarques :

- $\sigma_0 = E \varepsilon_0$ représente la contrainte instantanée due à l'élasticité ;
- la contrainte décroît exponentiellement. C'est le phénomène de relaxation.

Au contraire, dans un essai à contrainte constante, la solution en déformation est :

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{E} + \frac{\sigma_0}{\eta} t \quad [\text{IV.16}]$$

qui montre que la déformation croît indéfiniment. C'est le phénomène de fluage.

➤ **Le comportement plastique**

Pour des faibles pressions de confinement et pour des faibles températures, les roches de la croûte supérieure ont un comportement du type cassant. Les lois de comportement les mieux adaptées pour décrire ce style de déformations sont les lois plastiques indépendantes du temps. Au niveau des matériaux, un solide est dit plastique lorsque, après application des contraintes, les déformations observées sont irréversibles. A l'échelle atomique, la plasticité est due à la création de dislocation au sein du réseau cristallin.

Les lois plastiques sont formulées en précisant un seuil de plasticité qui limite l'intensité des contraintes. En dessous de ce seuil, la déformation est soit nulle soit réversible c'est à dire élastique si le milieu l'est. On parle alors de comportement *élastoplastique*. Ce comportement à seuil est donné par le critère de plasticité qui définit dans l'espace des contraintes un domaine à l'intérieur duquel toutes variations de contrainte n'engendrent que des déformations élastiques :

$$F(\sigma) = \sigma_{eff}(J_1(\sigma), J_2(\sigma), \dots) - \sigma_\gamma \leq 0 \quad [IV.17]$$

σ_γ est le seuil (rapporté à un essai unidimensionnel), σ_{eff} mesure le niveau de contrainte et dépend en général d'un ou plusieurs invariants du tenseur σ .

Une fois le seuil atteint, la déformation (ou une partie) devient irréversible, on dit qu'il y a écoulement plastique. Cet écoulement est donné par un potentiel plastique $G(\sigma)$ qui permet de calculer la déformation plastique. On parle de plasticité associée ou non associée selon que G et F sont ou non confondus.

Le matériau sera dit *écrouissable* si le seuil est fonction de l'état de déformation plastique. La mesure σ_{eff} fait toujours intervenir la partie *déviatorique* des contraintes (car pour la plupart des matériaux, l'écoulement plastique apparaît presque toujours sous chargement *déviatorique*) et la pression moyenne dans le cas des sols et des roches.

Deux critères de plasticité sont implémentés dans ADELI :

- **Critère de Von-Mises :**

Les déformations plastiques sont considérées comme étant le résultat de glissements intracristallins gouvernés par les contraintes tangentielles. On considère dans ce cas que le seuil de plasticité est lié à l'énergie plastique de cisaillement. Le critère plasticité est de la forme :

$$F(\sigma, \kappa) = J_2(\sigma) - \sigma_\gamma(\kappa) \quad [IV.18]$$

où $J_2(\sigma)$ est le second invariant du déviateur des contraintes, κ est une variable d'écrouissage qui est ici la déformation plastique cumulée :

$$\kappa(t) = \sqrt{\frac{2}{3}} \int_0^t (d_p : d_p) d\tau \quad [IV.19]$$

L'écroissage est pris de la forme :

$$\sigma_{\gamma}(\kappa) = \sigma_{\gamma}^0 + \begin{cases} H \cdot \kappa & \kappa < \kappa_c \\ 0 & \kappa \geq \kappa_c \end{cases} \quad [\text{IV.20}]$$

σ_{γ}^0 est le seuil initial, et H le module d'écroissage. Dans l'espace des contraintes principales, la surface de charge représente un cylindre dont l'axe est la trisectrice (ligne des points où l'état de contrainte est isotrope) (Fig. IV.3). Le rayon du cylindre représente le seuil (c'est à dire l'intensité maximale du déviateur) et peut donc augmenter ou diminuer par écroissage suivant la déformation plastique.

- **Critère de Drucker-Prager :**

Le critère de charge de *Drucker-Prager* est du type friction interne. Il se distingue de celui de *Von-Mises* par la présence de la pression moyenne $J_1(\sigma)$:

$$F(\sigma, \kappa) = J_2(\sigma) + \alpha(\kappa)J_1(\sigma) - \alpha(\kappa)P_0(\kappa) \quad [\text{IV.21}]$$

avec

$$\alpha(\kappa) = \frac{6 \sin \phi(\kappa)}{3 - \sin \phi(\kappa)}, \quad P_0(\kappa) = \frac{c}{\tan \phi(\kappa)} \quad [\text{IV.22}]$$

où ϕ est l'angle de friction interne, et c la cohésion du matériau.

Dans l'espace des contraintes, la surface de charge est représentée par un cône dont l'axe est la trisectrice. Le seuil (rayon) augmente lorsque la pression hydrostatique augmente (Fig. IV.3). Ce critère est mieux adapté que le critère de *Von Mises* pour décrire le comportement de la croûte terrestre qui s'endommage plus facilement en surface qu'en profondeur.

L'écroissage utilisé est lié aux variations de ϕ par rapport à la déformation plastique sous la forme :

$$\sin \phi(\kappa) = \sin \phi_i + 2(\sin \phi_f - \sin \phi_i) \frac{\sqrt{\kappa_c \kappa}}{\kappa_c + \kappa} \quad [\text{IV.23}]$$

où ϕ_i est l'angle de friction initial, ϕ_f l'angle de friction final atteint lorsque la déformation plastique cumulée a atteint la valeur critique κ_c . Le potentiel plastique est donné par :

$$G(\sigma) = \sqrt{\frac{3}{2}} \text{dev}(\sigma) + \frac{1}{3} \beta \text{tr}(\sigma) \quad [\text{IV.24}]$$

avec :

$$\beta = \frac{6 \sin \psi}{3 - \sin \psi} \quad [\text{IV.25}]$$

où ψ est l'angle de dilatance. Si $\psi=0$ la plasticité est associée puisqu'alors $\frac{\partial G}{\partial \sigma} = \frac{\partial F}{\partial \sigma}$ qui fait que l'écoulement plastique est normal à la surface de charge.

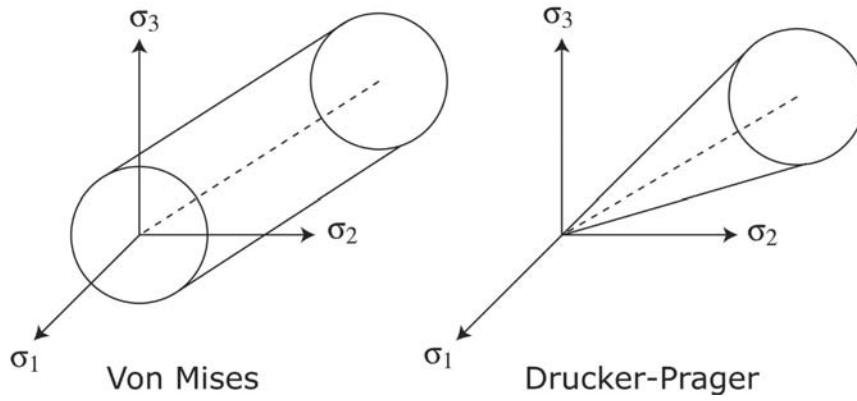


Figure IV.3 : Critère de plasticité de Von Mises et de Drucker-Prager.

IV.3. Le Nord de l'Islande : analyse et modélisation de la réponse post crise de rifting du Krafla

IV.3.1. Géodynamique actuelle de la région du Krafla

Comme nous l'avons vu dans le chapitre II.2.2, le champ de fractures du Krafla se situe dans la ZVN (voir Fig. II.9). Il fait parti des 5 faisceaux de fractures en échelon qui accommodent au Nord la migration vers l'Est du point chaud par rapport à la ride médio-atlantique. Situé entre les champs de Fremri-Namur à l'Est et Þeystareykir à l'Ouest (Fig. IV.4), le faisceaux de Krafla est constitué d'un grand champ de fracture (qui s'étend sur 80 km de long depuis l'est du lac Myvatn au Sud au delta de la Jokúlsa dans l'Öxarfjörður au Nord) et d'un volcan central, le Krafla (Fig. IV.4). Le Krafla est un gros volcan bouclier peu élevé de 25 km de diamètre. Au centre de ce volcan se trouve une caldera de 10 km de long en E-W et 8 km de large en N-S. Cette caldera se serait formée durant la dernière période interglaciaire à la suite d'une éruption majeure d'origine dacitique [Norvol, 2003]. Actuellement, l'activité sismique de ce champ est très faible, aucun séisme majeur n'a été relaté depuis 1700 (cf chap. II.2.3). Par contre, l'activité volcanique y est importante, les 2 événements majeurs sont les crises de rifting de 1724-1729 et de 1975-1984 où de grands épanchements de lave ont eu lieu (Fig. IV.4).

IV.3.1.1. Structure crustale du champ de fracture du Krafla

De nombreuses études sismiques et gravimétriques [Tryggvason, 1986 ; Staples et al., 1997 ; Brandsdottir et al., 1997 ; Darbyshire et al., 1998 ; Darbyshire et al., 2000] fournissent une bonne estimation de la structure crustale du champ de fracture du Krafla. La faible épaisseur crustale sous la caldera, 12 km, est associée à une remontée asthénosphérique en dôme à l'aplomb de la caldera d'un diamètre d'environ 15-20 km [transects N-S et E-W de Brandsdottir et al., 1997] (Fig. IV.5). De part et d'autre de ce dôme, la croûte retrouve des valeurs homogènes par rapport aux autres zones actives de l'Islande de l'ordre de 25 à 30 km d'épaisseur et une épaisseur sismogénique de 12 km. Ces études ont également mis en évidence la présence probable d'une chambre magmatique de faible profondeur (3 km) sous la caldera. Henriot et al. [2001] ont montré, grâce à une mesure des mouvements de la caldera du Krafla par interférométrie radar, que la structure superficielle pourrait être plus complexe avec la présence d'une série de sills superficiels au Nord du volcan, d'une chambre magmatique à 3 km de profondeur et d'une autre série de sills au Sud du volcan à la même profondeur que la chambre magmatique.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

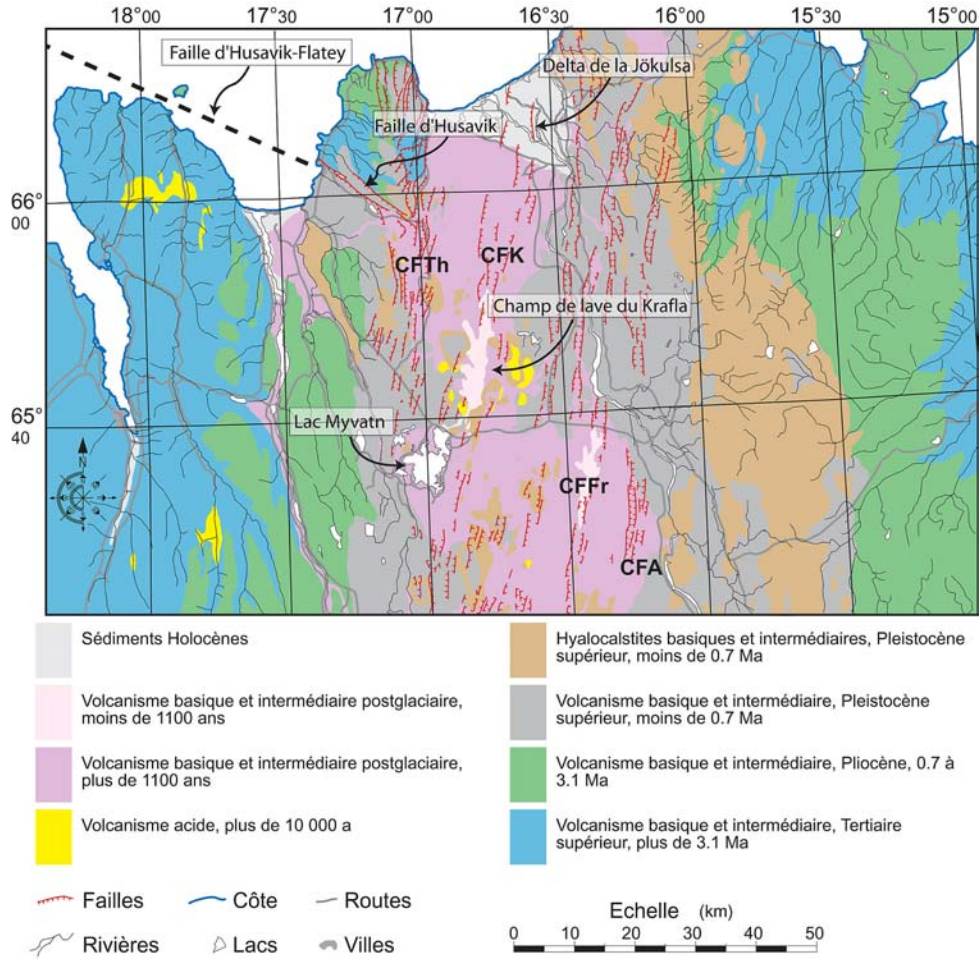


Figure IV.4 : Carte géologique du nord de l'Islande. Le champ de lave du Krafla correspond au champ issue des deux crises de rifting de l'ère historique (1724-1729 et 1975-1984). CFA : champ de fracture de l'Askj ; CFFr : champ de fracture de Fremri-Namur ; CFK : champ de fracture du Krafla ; CFT_h : champ de fracture de Deistareykir.

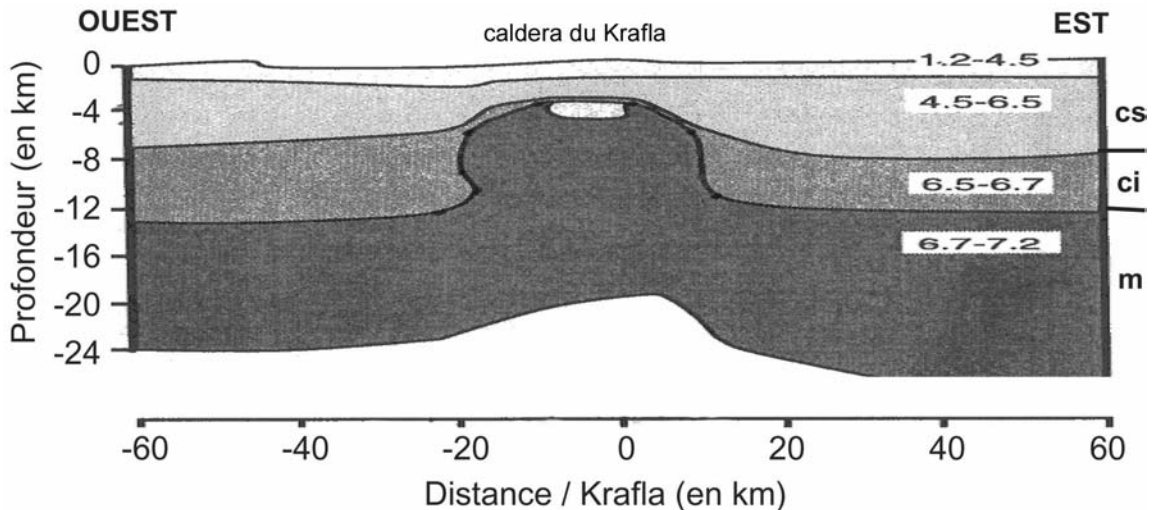


Figure IV.5 : Modèle gravimétrique selon une coupe Est-Ouest à travers le champ de fracture du Krafla [Braindsdottir et al., 1997]. Ce modèle est issu de la campagne sismique FIRE. On distingue parfaitement la remontée de la croûte inférieure et du manteau à l'aplomb de la caldeira du Krafla.

IV.3.1.2. 1975-1984 : La crise de rifting du Krafla

Durant la seconde moitié de l'année 1975, l'activité sismique dans la caldera du Krafla a fortement augmenté pour culminer le 20 décembre 1975 par une petite éruption de lave au Nord de la ride Leirhnjúkur. Cette éruption a été accompagnée d'essaims de sismicité dans la caldera et de formations de fractures dans le sol. Ce genre d'événement est couramment appelé crise de rifting ou épisode de rifting (voir chapitre II.2.3.2). Durant ces crises, de nombreux phénomènes annexes ont été observés (trémors volcaniques, importantes variations de gravité, mouvements verticaux et horizontaux importants associés à des variations de distance entre les points du réseau géodésique local, fortes augmentations de l'activité thermique ...).

Entre décembre 1975 et septembre 1984, une vingtaine d'événements volcanotectoniques de ce type ont eu lieu dans le champ de fracture du Krafla. Cette crise de rifting qui a été particulièrement bien étudiée a permis de connaître plus précisément le parcours et la vitesse de propagation du magma depuis la chambre jusqu'à son arrivée en surface. Tout d'abord, la vitesse de remplissage de la chambre s'est effectuée à un débit moyen de $5 \text{ m}^3/\text{s}$ provoquant en surface une surrection de 10 à 15 mm/j. Le magma s'est ensuite injecté dans le champ de fracture à un débit de 200 à $500 \text{ m}^3/\text{s}$ et a progressé à une vitesse de 0.4 à 2.5 m/s comme l'a montré la migration des séismes qui ont accompagné l'ouverture des fractures. En quelques heures de progression, la distance parcourue par le magma a été particulièrement importante : 20 km en 1975, 30 km en 1978, 20 km en 1980 ... Enfin, pour 5 de ces événements (1975, 1977, 1980, 1981 et 1984), l'injection de magma a atteint la surface et a provoqué une éruption de type fissurale. La plus petite éruption a eu lieu en 1977 le long d'un puit de forage, cette éruption de 1.2 m^3 étant à ce jour la plus petite éruption basaltique connue dans le monde. L'éruption la plus importante a eu lieu en 1984 avec un volume de lave atteignant 0.12 km^3 .

Au total, après l'éruption de 1984, le champ de lave nouvellement formé durant ces 9 années de crise couvre une surface de 36 km^2 (Fig. IV.6). Le volume de lave en surface atteint 0.28 km^3 et le volume total injecté dans la croûte a été estimé à plus de 0.8 km^3 . L'ouverture totale dans le champ de fracture atteint 9 m juste au Nord de la caldera du Krafla [Tryggvason, 1984] et décroît progressivement jusqu'à 60 km de la caldera au Nord et 20 km au Sud (Fig. IV.7). Sur l'ensemble du champ de fracture, l'ouverture moyenne est d'environ 4 m.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

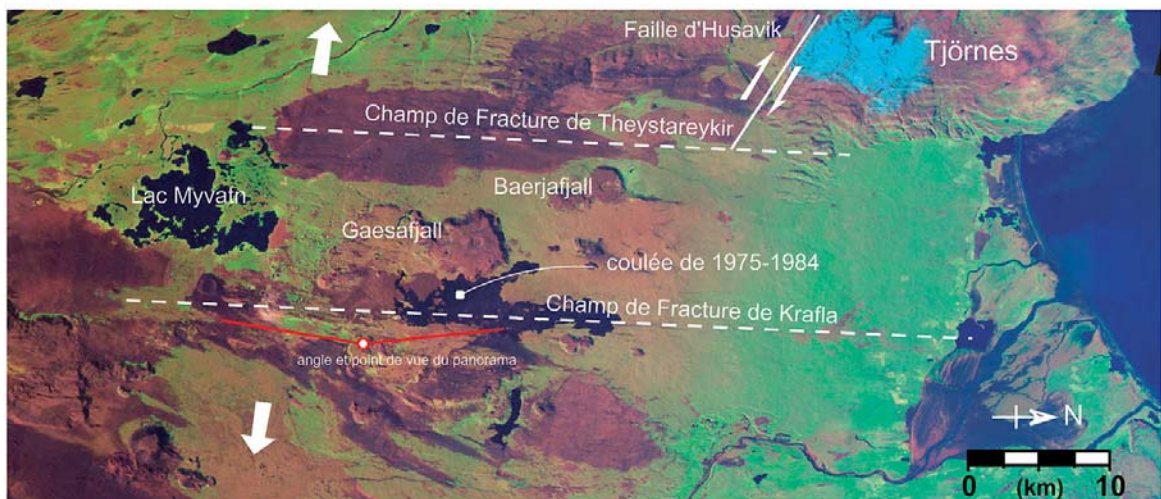
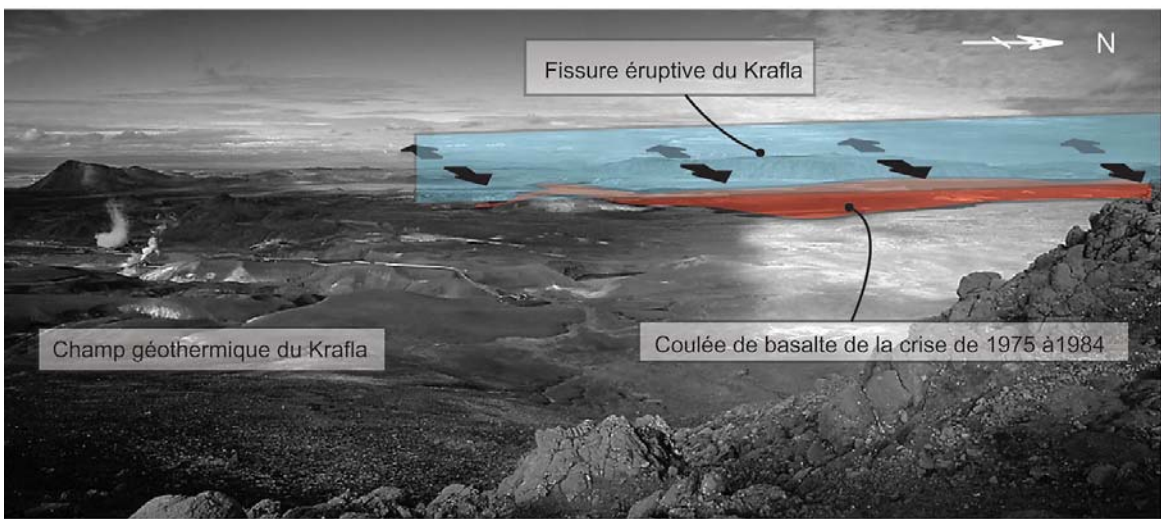


Figure IV.6 : Panorama pris depuis le sommet du volcan Krafla. On distingue très bien la fissure éruptive et l'importante coulée de lave qui a résulté de la crise de rifting. La photo satellite nous montre une vue globale des structures qui composent la région du Krafla.

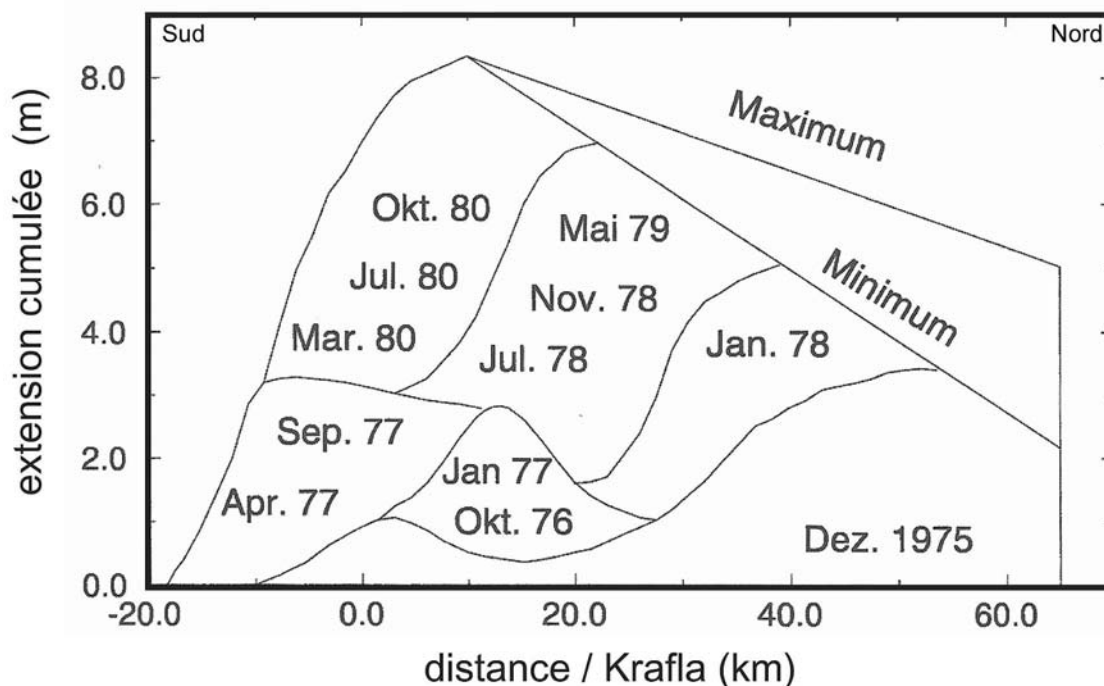


Figure IV.7 : Extension cumulée mesurée pendant la crise de rifting. Au total, six crises distinctes ont eu lieu le long du champ de fracture du Krafla entre décembre 1975 et octobre 1980 [Tryggvason, 1984].

IV.3.1.3. 1987-2003 : la réponse post-crise observée par satellites

Depuis la fin de la crise en septembre 1984, de nombreuses études ont été menées dans le NE de l'Islande pour étudier la réponse post-crise de rifting de la lithosphère. L'avènement des méthodes géophysiques satellitaires (GPS, interférométrie radar) ont permis de quantifier avec une grande précision les déplacements de la croûte et de mieux comprendre les mécanismes de propagation de la déformation.

➤ 1987 à 1995

Depuis 1987, l'extension du réseau géodésique du Nord de l'Islande a permis une densification des mesures GPS et une étude fine de la répartition et l'évolution de la réponse post-crise sur l'ensemble du Nord de l'Islande.

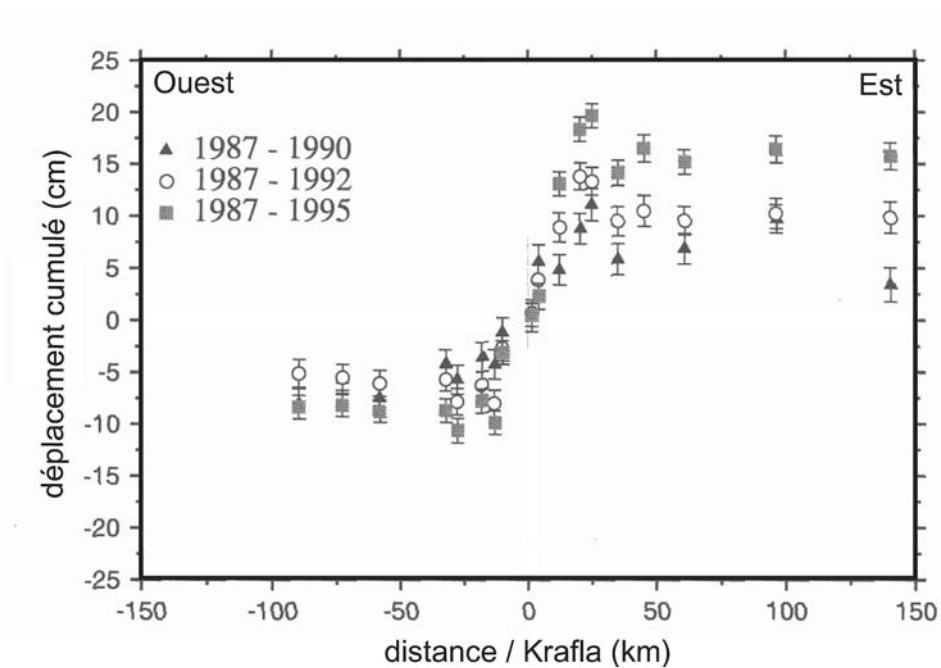


Figure IV.8 : Déplacements mesurés entre 1987 et 1995 à partir de 4 campagnes de mesure GPS dans le nord de l'Islande [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000]. La déformation post-crise se concentre principalement sur 2 pics situés à 25 km de part et d'autre de l'axe du rift. Les barres d'erreur sont exprimées à 68% de confiance.

Entre 1987 et 1995, 4 campagnes de mesures du réseau Nord islandais (1987, 1990, 1992 et 1995) ont été effectuées [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000] (Fig. IV.8). Durant cette période, on observe que la déformation se concentre principalement sur une bande de 100 km à 150 km de large de part et d'autre de l'axe du rift. Cette déformation s'exprime par une augmentation rapide de l'ouverture depuis le centre de la caldera pour atteindre son maximum à 25 km de part et d'autre du rift. Elle atteint 6 cm/an pour la période 1987-1990. De 1987 à 1995, la vitesse d'ouverture décroît progressivement pour atteindre 4 cm/an pour la période 1987-1995 (Fig. IV.9). Nous pouvons remarquer que cette décroissance s'effectue sur l'ensemble de la zone étudiée. Cependant, l'absence de mesure à plus de 150 km du champ de fracture ne nous permet pas d'apprécier la décroissance et l'étendue de la déformation post-crise au-delà de cette distance.

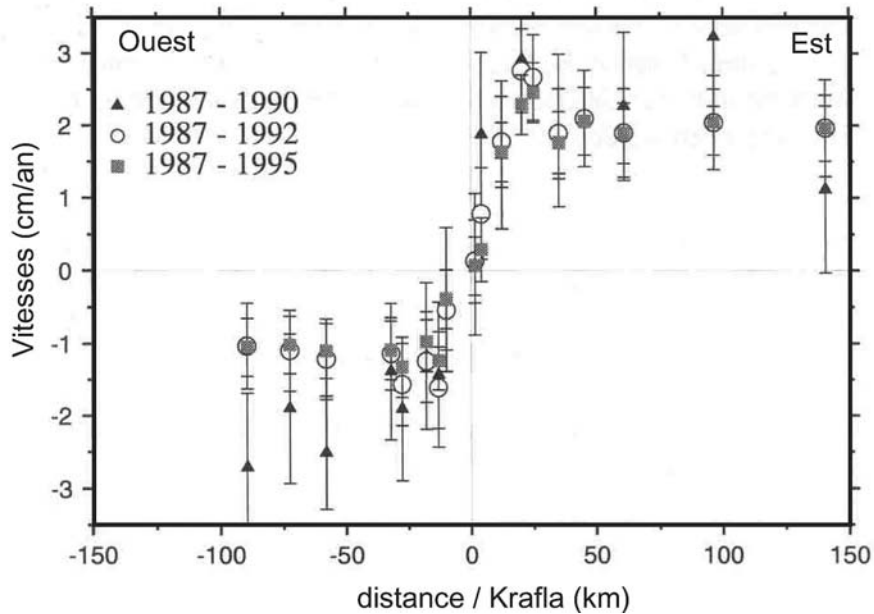


Figure IV.9 : Vitesses mesurées entre 1987 et 1995 à partir de 4 campagnes de mesure GPS dans le nord de l'Islande [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000]. Entre les 3 intervalles de temps, la décroissance de la déformation est surtout sensible entre -75 et 50 km et atteint 1cm/an au niveau des pics à 25 km du rift. Les barres d'erreur sont exprimées à 68% de confiance.

En carte (Fig. IV.10 et IV.11), les différentes époques nous montrent que la déformation post-crise s'étend au Sud jusqu'à l'extrémité Nord du champ de fracture du Kverkfjöll. On constate également que cette déformation décroît progressivement jusqu'à la côte Est de l'Islande et ceci démontre que l'ensemble du Nord Est de l'Islande est affectée par cette réponse post-crise entre 1987 et 1995. Pour la période 1992-1995 (Fig IV.11), la carte des déplacements suggère l'existence d'une rotation rigide dans les déplacements probablement introduite par la mise en référence des vecteurs déplacements. En l'absence d'un tel artefact, les déplacements de 1992-1995 suggèreraient que la déformation post-crise n'affecte plus la partie Ouest du Nord de l'Islande. Nous discuterons de ce point dans le chapitre IV.3.2.4 quand nous comparerons ces vitesses mesurées avec les vitesses calculées de notre modèle 3D.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

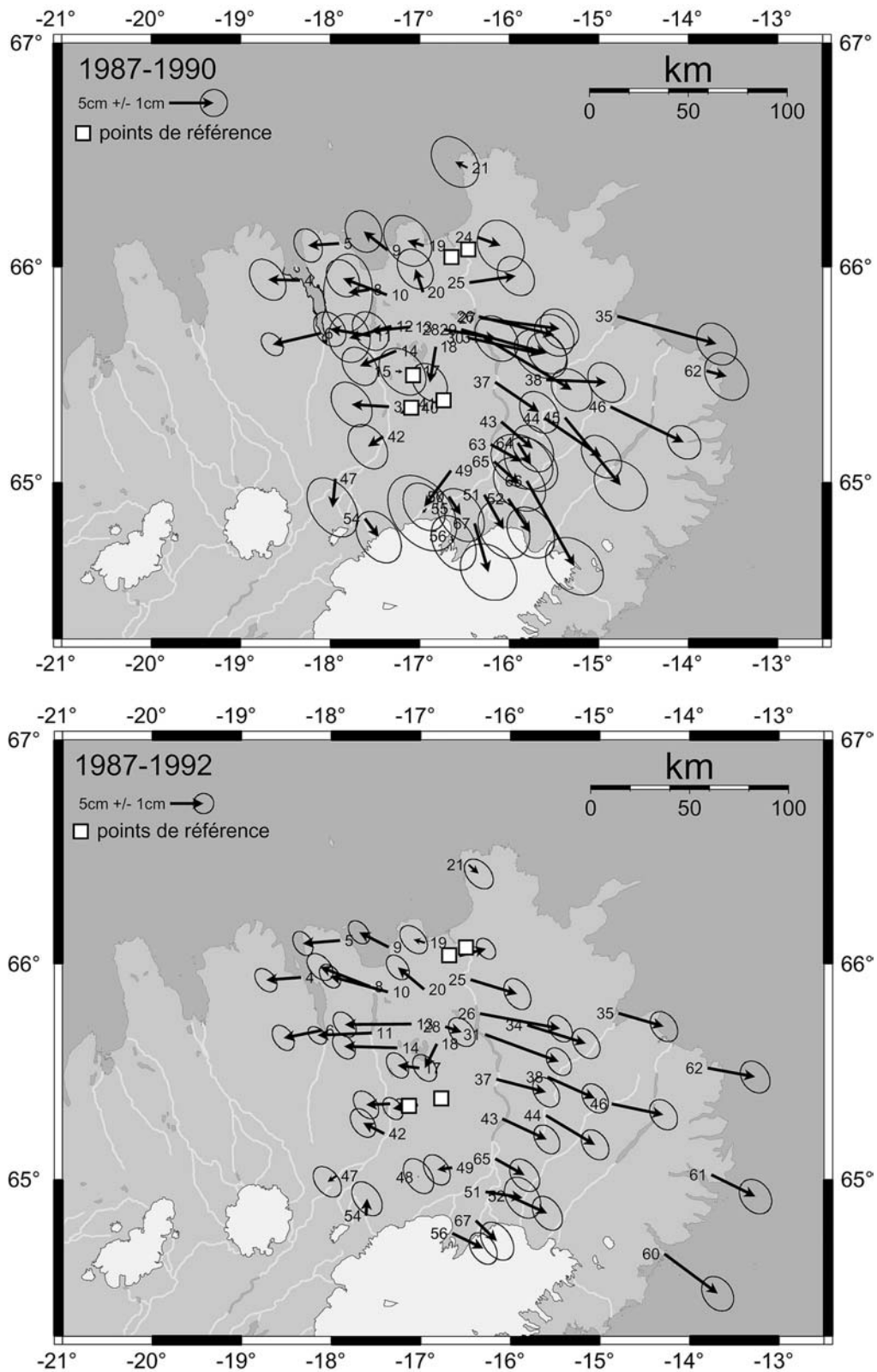


Figure IV.10: Déplacements mesurés pour les périodes 1987-1990 et 1987-1992 dans le nord de l'Islande [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000]. Les ellipses sont exprimées à 68% de confiance.

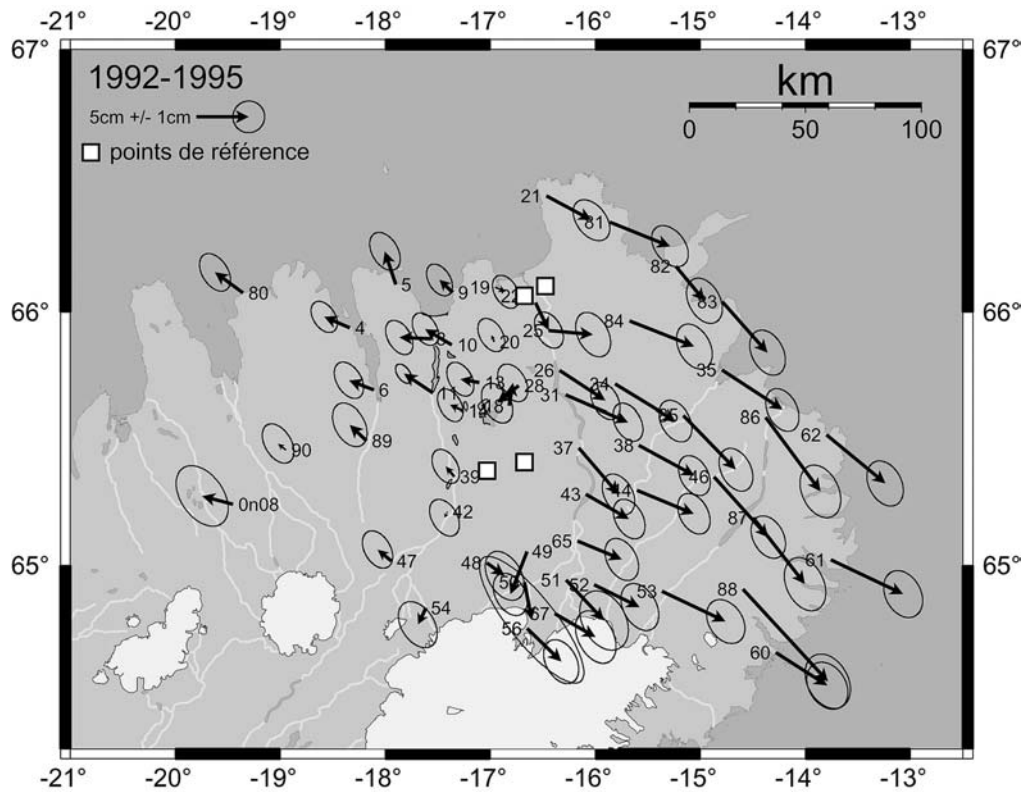


Figure IV.11 : Déplacements mesurés pour la période 1992-1995 dans le nord de l'Islande [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000]. Les ellipses sont exprimées à 68% de confiance.

➤ **1997 à 2002**

Entre 1997 et 2002, le LGCA a réalisé 3 campagnes de mesures GPS du réseau géodésique de Tjörnes (Tjörnes Geodetic Network – TGN) dans le but d'avoir un suivi des déplacements de part et d'autre de la faille d'Husavik-Flatey et près de la jonction entre cette faille et les champs de fractures de Þeystareykir et de Krafla. Les résultats de ces campagnes sont présentés dans les figures IV.12 et IV.13.

On constate que, par rapport à l'Eurasie stable, l'ensemble des points situés à l'Ouest du champ de fracture du Krafla présente de forts déplacements vers l'Ouest et que l'ensemble des points situés à l'Est du champ de fracture ne présentent pas de déplacements significatif (Fig. IV.12 et IV.13). L'absence de gradient de vitesse entre les 2 zones met en évidence une déformation très localisée sur le champ de fracture avec deux blocs bien distincts (Est et Ouest) de part et d'autre de l'axe du rift.

Enfin, ces campagnes de mesures montrent également un gradient de vitesse à proximité de la faille d'Husavik-Flatey pour la période 1999-2002 (Fig. IV.13). Ce gradient pourrait refléter une accumulation de contrainte sur la partie Ouest de la faille d'Husavik-Flatey, ce qui serait compatible avec la forte activité microsismique observée dans cette zone .

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

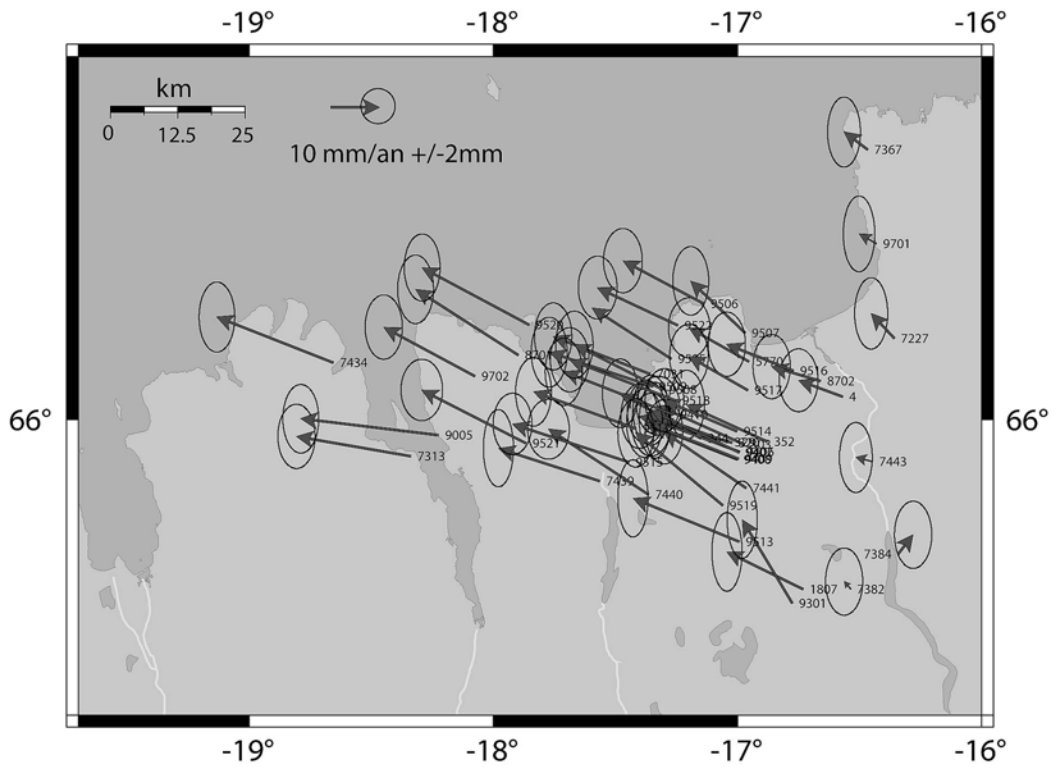


Figure IV.12 : Déplacements mesurés pour la période 1997-1999 dans le nord de l'Islande. Les ellipses sont exprimées à 95% de confiance. Les vecteurs sont exprimés par rapport à l'Eurasie stable. On constate une très nette augmentation de déplacement vers l'Ouest pour l'ensemble des points situés à l'Ouest du champ de fracture du Krafla (à l'ouest du point 7443).

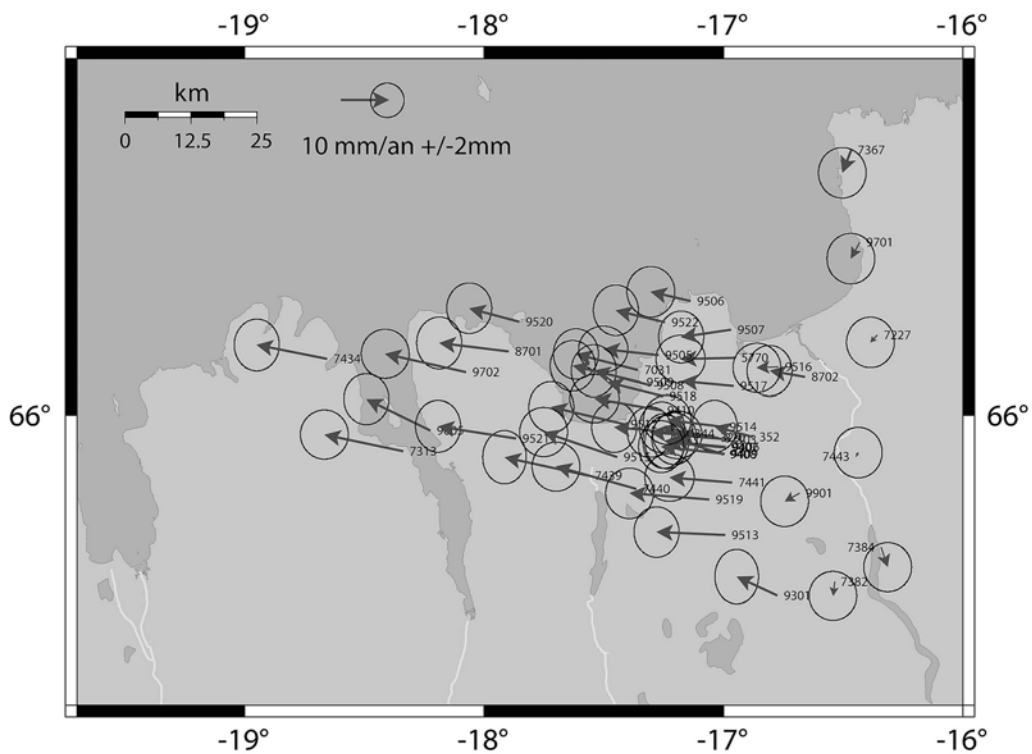


Figure IV.13 : Déplacements mesurés pour la période 1999-2002 dans le nord de l'Islande. Les ellipses sont exprimées à 95% de confiance. Les vecteurs sont exprimés par rapport à l'Eurasie stable. En plus des forts déplacements enregistrés à l'Est du champ de fracture du Krafla, un gradient de déplacement est perceptible au sud de la faille d'Husavik-Flatøy entre les points 9702, 8701 et 9520.

➤ **Mesures interférométriques sur la caldéra du Krafla**

Le développement de la technique d'interférométrie radar (ou InSAR pour *Interferometric Synthetic Aperture Radar*) a permis depuis 1992 de cartographier avec une grande précision la déformation dans le Nord de l'Islande et surtout de différencier la déformation locale liée à la caldera du Krafla de la déformation régionale liée au contexte géodynamique globale de l'Islande.

- Entre 1992 et 1993, *Sigmundsson et al.* [1997] ont mis en évidence une déformation locale dominée par la subsidence de 40 mm de la caldera du Krafla. A cette déformation s'ajouterait une deuxième subsidence plus faible (14 mm) dans l'axe du rift le long du champ de fracture du Krafla. Entre 1992 et 2000, *Henriot et al.* [2001] ont retrouvé les mêmes vitesses de subsidence pour la caldera du Krafla (2.39 ± 0.2 cm/an). Cette déformation serait liée à la déflation de la chambre magmatique située à 3 km de profondeur à l'aplomb de la caldera. Au Nord et au Sud de la caldera, *Henriot et al.* [2001] ont également observé un signal associé aux champs de fissures. Cette déformation a été attribuée à la présence de sills en rétractation à une profondeur de 1 km pour le Nord et 3 km pour le Sud.
- Entre 1992 et 2000, *Henriot* [2003] ont également mis en évidence un signal de déformation régionale. Cette déformation, identifiée par des franges de direction N15°W (sur une bande de 40 à 60 km de large), présente une vitesse de 2.2 cm/an dans la direction sol-satellite. Cette mesure peut se décomposer en une vitesse moyenne de 2.5 et 1.3 cm/an respectivement en vertical et en horizontal. Cette déformation correspondrait à un mouvement vertical basculant vers l'Ouest et un mouvement extensif orienté Est-Ouest.

IV.3.2. Modélisation de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

IV.3.2.1. Introduction

Comme nous l'avons vu précédemment, le champ de fracture du Krafla et la crise volcano-tectonique de 1975-1984 ont été particulièrement bien étudiés et instrumentés. De nombreuses investigations géophysiques ont permis :

- (1) de connaître avec précision la structure crustale du Nord de l'Islande et du champ de fracture du Krafla,
- (2) d'estimer grâce aux études de géodésie les mouvements verticaux et horizontaux le long du champ de fracture pendant la crise,
- (3) d'étudier depuis 1987 la réponse post-crise grâce à l'avènement des méthodes satellitaires (GPS et interférométrie radar).

L'ensemble de ces études a permis assez rapidement à certains auteurs de réaliser des modèles numériques de la déformation post-crise de rifting dans le Nord de l'Islande [*Heki et al.*, 1993 ; *Hofton & Foulger*, 1996 ; *Pollitz & Sacks*, 1996]. Ces différentes études ont permis de connaître avec plus de précision le comportement visqueux de la croûte et du manteau supérieur ainsi que la répartition spatiale de la réponse post-crise sur la moitié Nord de l'Islande. Cependant, depuis la publication de ces études, de nombreux travaux ont permis d'affiner les connaissances sur la structure crustale notamment à l'aplomb de la caldera du Krafla [*Brandsdottir et al.*, 1997], d'estimer les caractéristiques rhéologiques de la croûte et du manteau supérieur à partir de la vitesse des ondes sismiques [*Staples et al.*, 1997 ; *Darbyshire*, 1998 ; *Darbyshire et al.*, 2001], d'observer l'évolution temporelle de la réponse post-crise grâce aux nouvelles mesures GPS publiées depuis 1996 [*Völksen & Seeber*, 1998 ; *Jouanne et al.*, 1999 ; *Völksen*, 2000] et, grâce à l'interférométrie radar [*Sigmundsson et al.*, 1997 ; *Henriot et al.*, 2001], de différencier la déformation locale (i.e. de très faible longueur d'onde autour du volcan Krafla) de la déformation régionale (i.e. extension permanente associée à la réponse post crise).

IV.3.2.2. Présentation des modèles 2D et 3D

➤ Structure crustale et rhéologie

Les précédents travaux de modélisation se sont basés principalement sur une structure simple, en couches, traversée par un dyke de 12 km de profondeur. Les récentes investigations géophysiques et notamment le profil sismique FIRE [*Brandsdottir et al.*, 1997] nous permettent actuellement d'utiliser une structure crustale plus réaliste pour l'ensemble des modèles 2D et 3D. Ainsi, en plus de la structure en couche, nous avons intégré le bulbe asthénosphérique à l'aplomb de la caldera qui permet de simuler les variations latérales de viscosité et de densité observées par *Brandsdottir et al.* [1997] et *Staples et al.* [1997].

Structure des modèles 2D :

En 2D, notre modèle s'étend sur 200 km de part et d'autre du champ de fracture du Krafla selon une orientation WNW-ESE. Il comporte 4 couches différentes (Fig. IV.14) :

- (1) une couche de 6 km d'épaisseur (0 à 6km) représentant la 1ère couche de la croûte supérieure (CS1).
- (2) une 2^e couche de 6 km (6 à 12 km) représentant la 2^e couche de la croûte supérieure (CS2).
- (3) une 3^e couche de 12 km (12 à 24 km) représentant l'ensemble de la croûte inférieure (CI).
- (4) une 4^e couche de 76 km (24 à 100 km) représentant une partie du manteau supérieur.

A l'aplomb de la caldera du Krafla, nous avons intégré une remontée de 6 km de la croûte inférieure et de 3 km du manteau respectant ainsi la structure révélée par le profil sismique FIRE (Fig. IV.14). Au centre du modèle, le champ de fracture du Krafla a été modélisé comme un corps visqueux de 2 km de largeur simulant le comportement d'un dyke mis en place récemment.

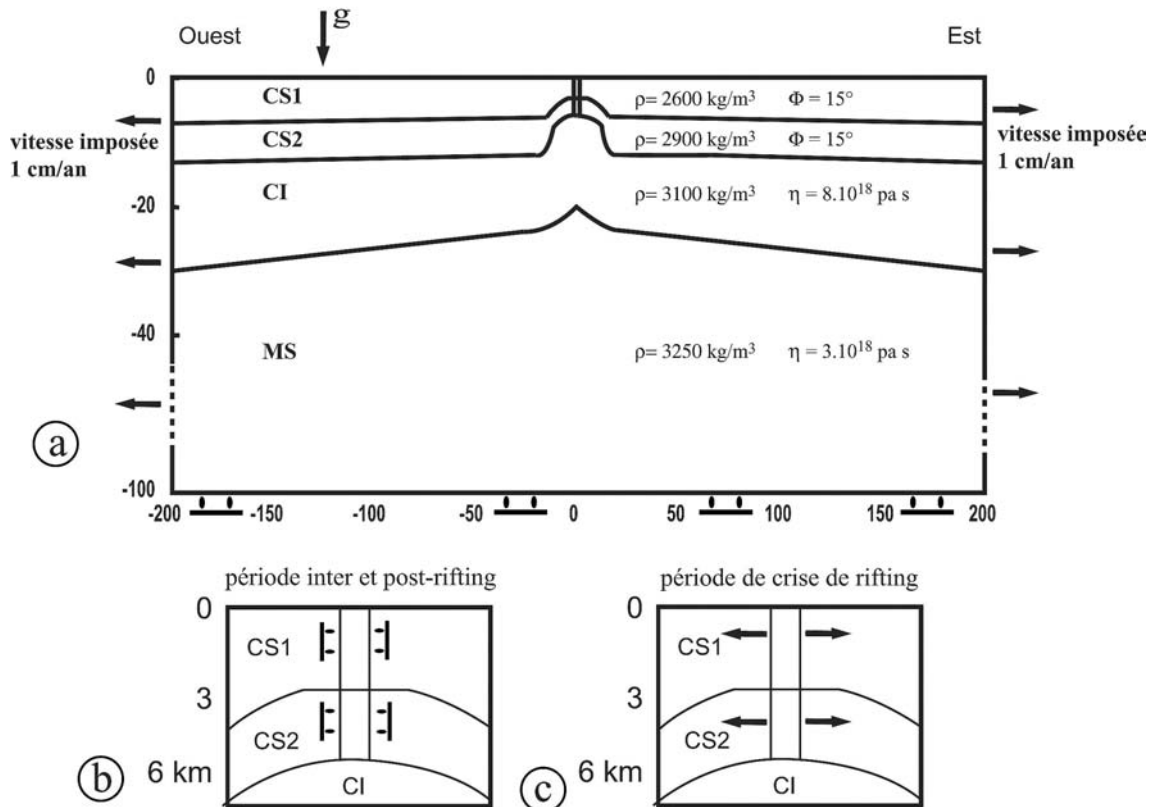


Figure IV.14 : a : géométrie des modèles 2D et conditions aux limites appliquées. b et c : conditions aux limites appliquées le long du dyke durant chaque étape de la crise de rifting (cf Tableau IV.1 pour le détail des phases d'ouverture pendant la période de crise). ρ : densité ; Φ : angle de friction interne ; η : viscosité ; CS1 : croûte supérieure 1 ; CS2 : croûte supérieure 2 ; CI : croûte inférieure ; MS : manteau supérieur.

Enfin, ces couches se différencient par leur rhéologie (Fig. IV.14):

- (1) Pour simuler le comportement fragile de la croûte supérieure (révélé par la profondeur maximum de la microsismicité sur la faille d'Husavik [voir Fig. II.16]), nous avons utilisé une rhéologie élasto-plastique (voir chapitre IV.2.2) pour la CS1 et la CS2 avec une densité et une résistance qui augmentent avec la profondeur.
- (2) La croûte inférieure et le manteau ayant un comportement ductile, une rhéologie visco-élastique (voir chapitre IV.2.2) a été choisie, les deux couches se différenciant par un contraste de densité et de viscosité.

Structure des modèles 3D :

En 3D, notre modèle s'étend sur 600 km en EW et 500 km en direction NS (Fig. IV.15). Cette surface importante a été utilisée pour s'affranchir d'éventuels effets de bord. De même, afin d'éviter les problèmes de symétrie et de conditions aux limites obliques par rapport aux faces externes, notre modèle est orienté selon la direction du champ de fracture du Krafla c'est à dire environ 10°E .

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

En profondeur, nous avons repris la même structure à 4 couches que celle utilisée pour nos modèles 2D en respectant les mêmes épaisseurs (CS1 : 0-6 km ; CS2 : 6-12 km ; CI : 12-24 km ; M : 24-100 km). Cependant, la difficulté pour modéliser une structure en dôme en 3D nous a poussé à utiliser une structure 3D uniquement pour la structure rhéologique (Fig. IV.16). Ainsi, afin de simplifier la structure de notre modèle, nous avons modélisé la remontée asthénosphérique par un cylindre de 20 km de diamètre. Dans ce cylindre, la structure rhéologique ne présente plus que 3 couches, une couche CS de 0 à 6 km, une couche CI de 6 à 24 km et le manteau de 24 à 100 km (Fig. IV.16).

De même, pour éviter d'avoir à modéliser des mailles trop petites et donc d'avoir des calculs trop longs, nous avons modélisé le champ de fracture du Krafla par une discontinuité de 60 km de long (Fig. IV.15). Cette discontinuité a été segmentée en 4 parties distinctes pour mieux simuler la répartition spatiale et temporelle des pulses d'écartement observés pendant la crise de rifting le long du champ de fracture.

Enfin, nous avons utilisé les mêmes rhéologies que celles du modèle 2D pour les différentes couches : élasto-plastique pour les couches CS1 et CS2 et visco-élastique pour les couches CI et M.

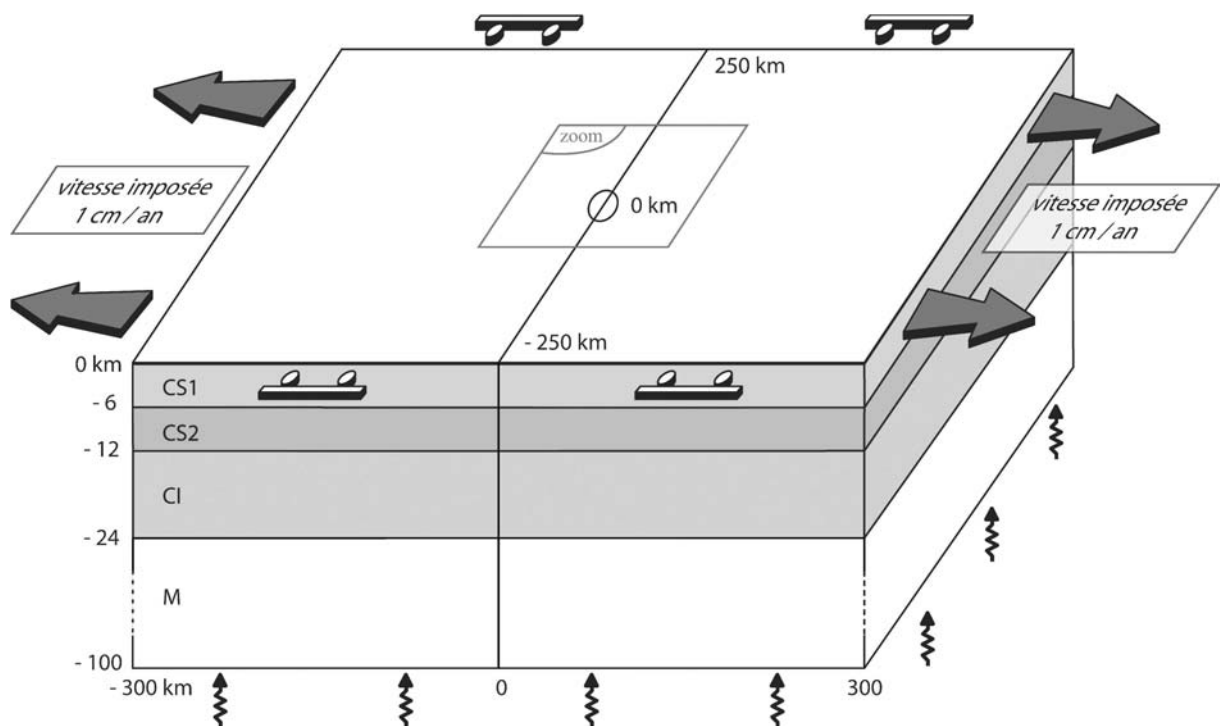


Figure IV.15 : géométrie et conditions aux limites de notre modèle 3D. Les paramètres rhéologiques utilisés sont les mêmes que ceux utilisés pour les modèles 2D (cf Fig IV.14 et tableau IV.2). La partie centrale du modèle est détaillée dans la figure IV.16.

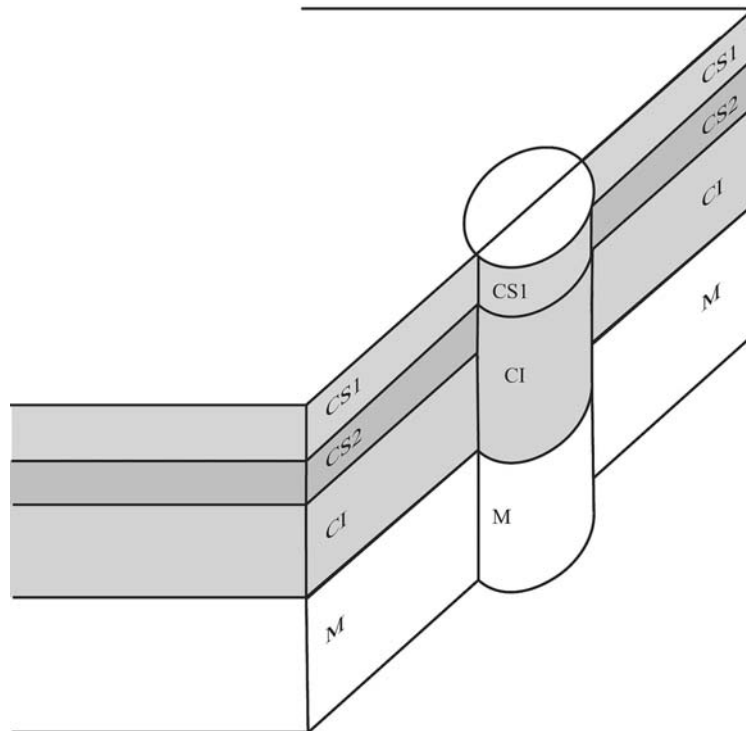


Figure IV.16 : schéma structural de la remontée asthénosphérique utilisée pour nos modèles 3D. Le cylindre ne présente plus que 3 couches rhéologiques différentes contre 4 pour le reste du modèle.

➤ Définition du chargement

Hormis les forces volumiques dues au chargement gravitaire, un ensemble de conditions aux limites a été utilisé :

- Une vitesse normale nulle à la base du modèle placée suffisamment en profondeur (200km) dans un manteau très fluide. Il aurait été probablement plus indiqué d'utiliser une condition en pression de type fondation hydrostatique permettant un découplage avec le manteau supérieur profond supposé moins visqueux, ce qui aurait permis de limiter la taille verticale du modèle (et donc un gain de temps CPU). Mais une telle condition entraîne des oscillations verticales parasites à chaque crise. Ce type de condition est donc à utiliser couplée à une technique permettant d'amortir rapidement ces oscillations, option qui n'existe pas dans les versions du code que nous avons utilisé.
- une vitesse normale extensive de 1 cm/an sur les faces extérieures Ouest et Est correspondant à l'extension moyenne de 1.9 cm/an observée par NUVEL-1A [DeMets et al., 1990 ; DeMets et al., 1994],
- des conditions en vitesse et/ou en pression au niveau du champ de fractures et des faces latérales selon que le modèle est en 2D ou en 3D et que nous détaillons ci-dessous :

Conditions aux limites spécifiques aux modèles 2D :

L'étude de la déformation post-crise de rifting nécessite une bonne compréhension et une simulation réaliste de la crise en elle-même. Pour cela, nous nous sommes basés sur les observations et les mesures géodésiques faites par *Tryggvason* [1984] (Fig. IV.7). Nous avons donc simulé la crise par une alternance de périodes de forte extension (ou pulses) et de périodes de calme correspondant aux observations temporelles de *Tryggvason* [1984]. Les périodes de crises ont été simulées par un déplacement imposé (Fig. IV.14b). L'extension appliquée correspond à une valeur moyenne de l'ouverture mesurée pour chaque pulse par *Tryggvason* [1984]. Les périodes de calme ont été simulées par une vitesse normale nulle (Fig. IV.14c) sur les faces du dyke. La valeur de l'extension appliquée et la durée de chaque pulse ont été reportées dans le tableau IV.1. Enfin, nous avons imposé une vitesse normale nulle pendant les périodes inter-crise et post-crise (Fig. IV.14c).

| Début | fin | Durée en jour | Extension (m) |
|---------|---------|---------------|---------------|
| Dec-75 | Jan-76 | 30 | 1.1 |
| Oct-76 | Jan-77 | 90 | 0.1 |
| Avr-77 | Sept-77 | 150 | 0.5 |
| Jan-78 | Fevr-78 | 30 | 0.5 |
| Juil-78 | Mai-79 | 300 | 1.1 |
| Mar-80 | Oct-80 | 210 | 0.7 |

Tableau IV.1 : Chronologie de la crise de rifting et moyenne de l'extension observée pour chaque pulse (moyenne calculée d'après *Tryggvason* [1984]). Ces valeurs ont été utilisées pour simuler la crise dans nos modèles 2D.

Conditions aux limites spécifiques aux modèles 3D :

L'aspect 3D de la modélisation nécessite l'utilisation de nombreuses conditions aux limites pour assurer l'équilibre de la structure. En effet, la multiplication du nombre de faces induit de nombreux effets de bord et complique la simulation de la crise de rifting le long du champ de fracture du Krafla. Ainsi :

- le champ de fracture a été simulé comme une discontinuité de 4 segments de 20 km de long chacun (Fig IV.17). Pour éviter l'affaissement de ces faces (provoqué par l'ouverture constante de 1 cm/an sur les bords du modèle et par la crise de rifting), nous avons appliqué une pression lithostatique sur l'ensemble des faces verticales composant le champ de fracture.
- comme pour les modèles 2D, nous avons besoin de simuler le plus exactement possible la crise de rifting. Cependant, l'aspect 3D nous permet d'appréhender également la répartition spatiale le long du champ de fracture observé par *Tryggvason* [1984] (Fig. IV.7). C'est pourquoi nous avons réparti l'ensemble de la crise sur les 4

segments distincts du dyke (Fig. IV.17). Pour chaque segment, nous avons appliqué une succession de pulses et de périodes de calme. L'extension appliquée pour chaque pulse correspond à une valeur moyenne observée sur chaque segment (Fig. IV.17).

- nous avons appliqué une vitesse normale nulle sur les faces externes Nord et Sud.

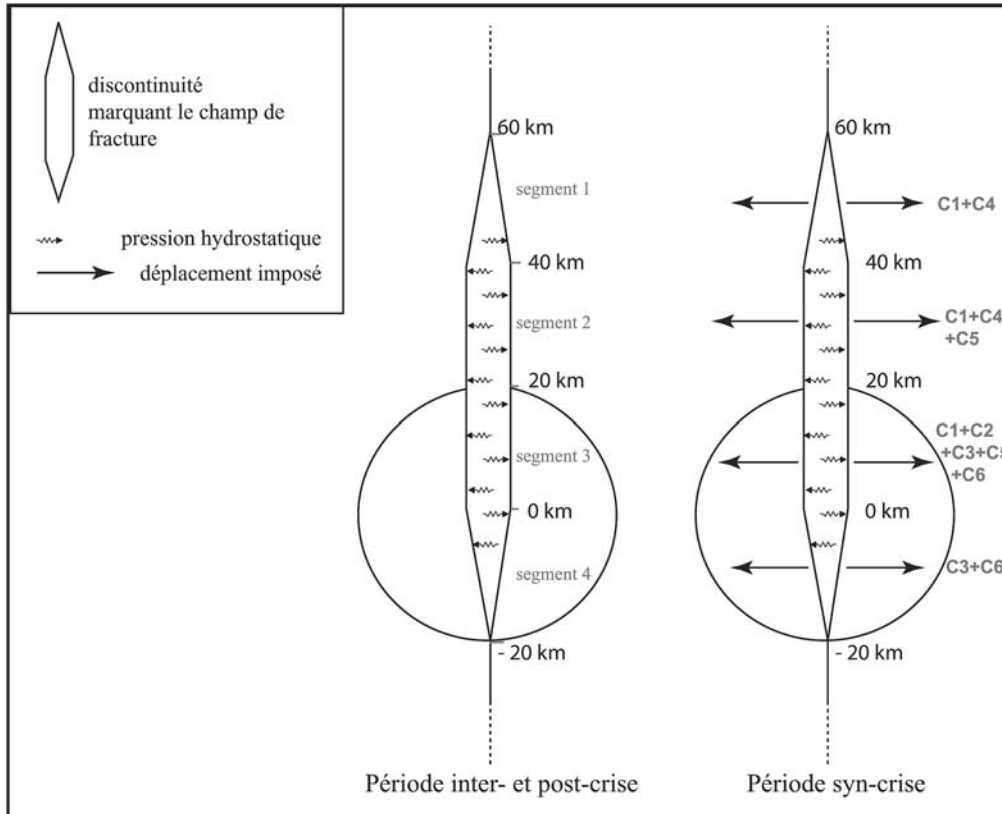


Figure IV.17 : conditions aux limites utilisées pour le champ de fracture dans nos modèles 3D. Le champ est modélisé par une discontinuité et est divisé en 4 segments distincts de 20 km de long chacun. Les symboles C1, C2, C3, C4, C5 et C6 correspondent aux 6 crises que l'on applique à notre modèle. Sur chaque segment nous avons appliqué plusieurs crises.

➤ Justification des conditions aux limites des modèles 3D

Le contexte géodynamique de l'Islande étant relativement compliqué, il est important de vérifier nos hypothèses concernant les conditions aux limites appliquées à notre modèle. En effet, la répartition spatiale des structures et la crise de rifting nous ont poussé à tester l'influence des conditions aux limites sur les déplacements de surface pour éviter les effets de bords ou les effets plus « numériques » que « géologiques ».

Simulation de la crise de rifting

Comme nous l'avons vu, nous avons simulé la crise de rifting par une succession de pulses et de période de calme. ADELI nous permet deux modes de condition aux limites pour imposer un déplacement brusque sur une face donnée de notre modèle (a) soit une vitesse forte imposée pendant la durée de chaque crise, (b) soit une augmentation de pression jusqu'à obtenir le déplacement voulu. Sur la figure IV.18, nous avons représenté les déplacements induits par les 2 modes différents d'ouverture :

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

- Une vitesse imposée implique le même déplacement sur tout les points qui composent une face. Sur l'ensemble du champ de fracture, cela induit une ouverture en créneau (fig. IV.18A). Or ce genre d'ouverture n'est pas comparable avec l'ouverture progressive des extrémités au centre du champ de fracture du Krafla observé par *Tryggvason* [1984]. De plus, une ouverture constante le long d'une face pose un problème de sur-accumulation des contraintes aux limites nord et sud du champ de fracture. En effet, l'ouverture, qui normalement devrait être nulle aux extrémités du champ, est alors de 3 m pour l'extrémité sud et de 2 m pour l'extrémité nord (valeurs correspondant aux moyennes observés pour ces segments).
- Lorsqu'on impose une augmentation de pression sur une face, la pression est la même sur l'ensemble de la face. Cependant, le déplacement induit est dépendant de la résistance en chaque point. Or, les extrémités du champ de fracture étant simulées par 2 faces se rejoignant en un seul point, la résistance à la déformation en ce point est très forte et donc le déplacement induit très faible. Comme le montre la figure IV.18B, il en résulte une augmentation progressive du déplacement imposé d'une valeur quasi-nulle aux extrémités à une valeur forte au milieu du champ. Le profil de déplacement ainsi obtenu est alors très proche du profil d'ouverture mesuré par *Tryggvason* [1984].

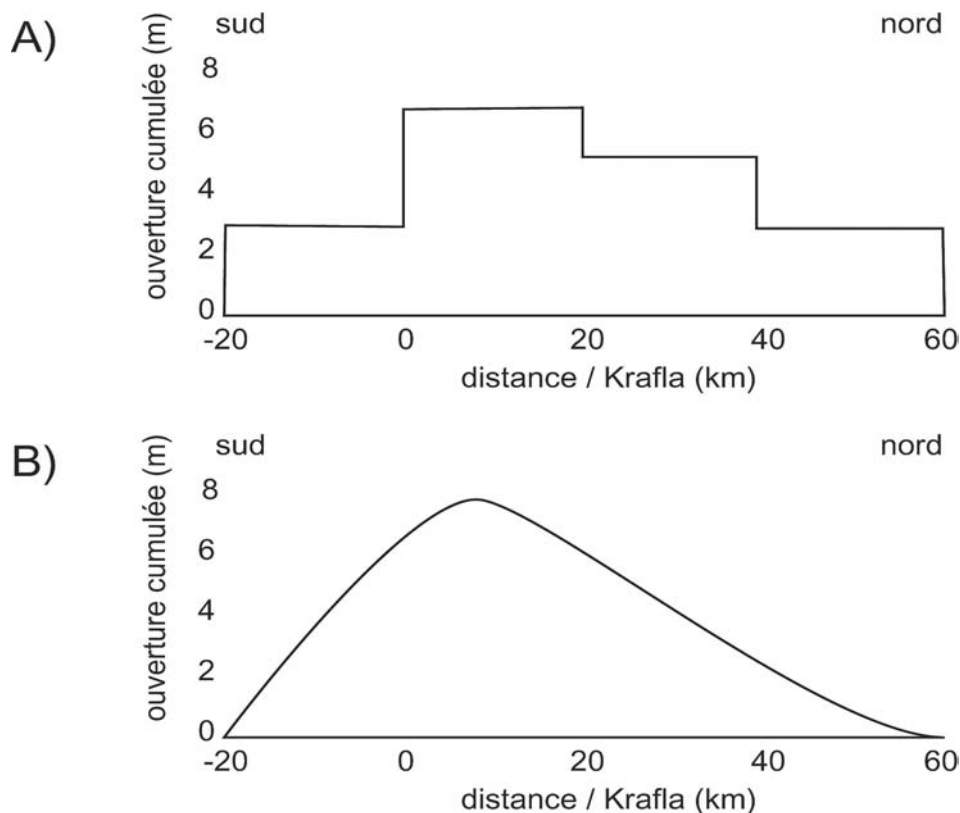


Figure IV.18 : A. Profil d'ouverture imposée lors d'une condition aux limites en vitesse. Le déplacement imposé sur la totalité de la face provoque une ouverture en créneau qui n'est pas réaliste. B. Profil d'ouverture imposée lors d'une condition aux limites en pression. La résistance induit par la fermeture de la discontinuité au nord et au sud provoque une ouverture en amende proche des observations de *Tryggvason* [1984].

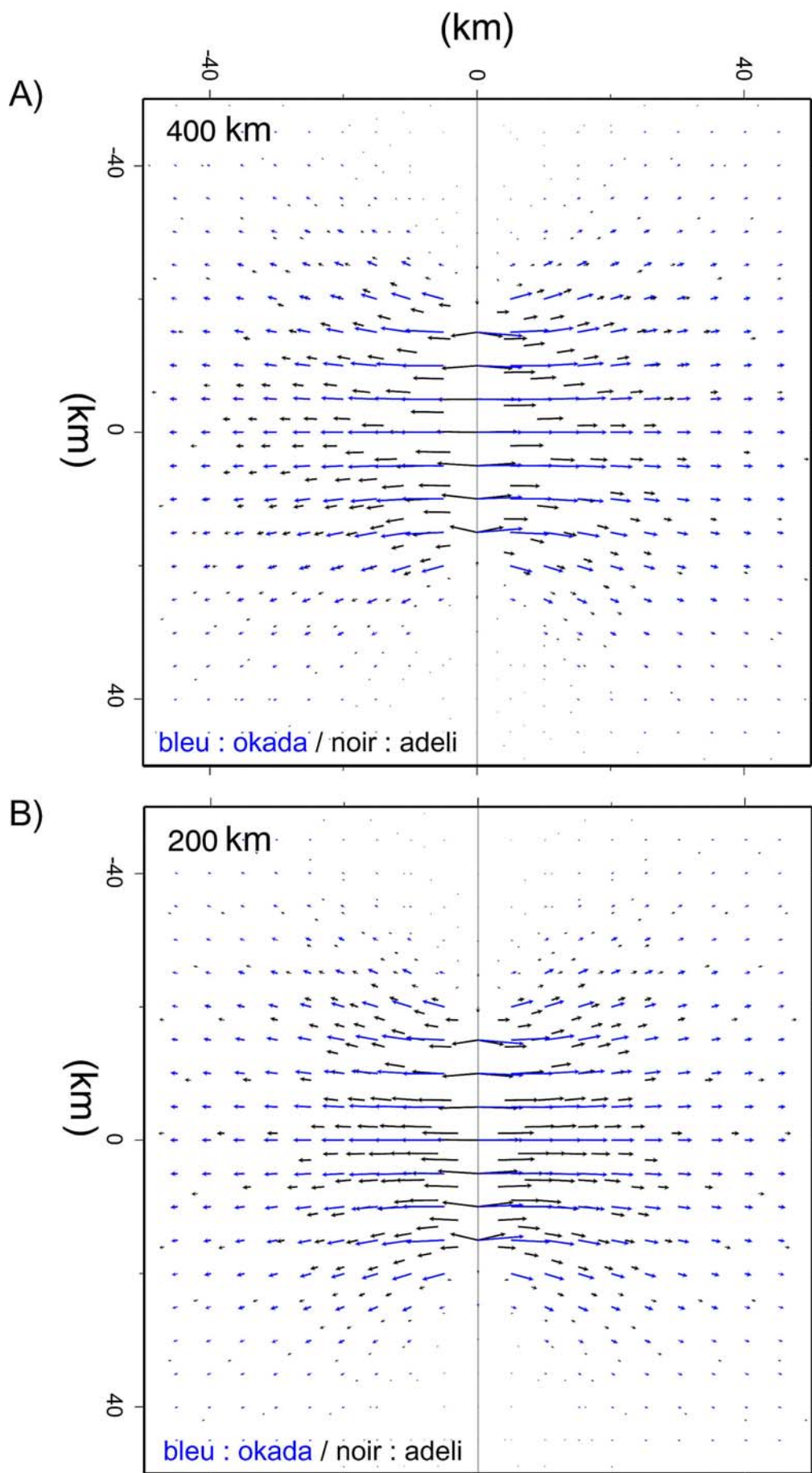
Ces observations nous poussent donc à simuler la série de pulse de la crise de rifting par une augmentation brusque de la pression suivie de paliers pour simuler les périodes de calme. Ceci permet finalement de simuler une ouverture sous forme de dyke avec injection de magma en profondeur comme cela a été observé pour la crise du Krafla (cf IV.3.1.2).

Importance de la taille limite du modèle

Lorsqu'on cherche à étudier une réponse post-crise de rifting, il est important de vérifier que les conditions aux limites aux extrémités de notre modèle ne perturbent pas cette réponse ainsi que sa décroissance. On est donc obligé de construire un modèle suffisamment grand pour que les bords ne se situent pas dans la zone d'influence de la crise de rifting et de sa réponse.

Pour estimer la taille limite de notre modèle afin d'éviter des effets de bords, nous avons réalisé avec ADELI-3D une série de modèles de différentes tailles (400 km, 200 km et 100 km de large) que nous avons comparé avec les résultats donnés par la solution analytique d'une dislocation dans un demi-espace élastique [Okada, 1985 ; Okada, 1992]. Les modèles Adeli sont constitués d'une couche élastique homogène d'une épaisseur de 100 km. Ils reposent sur une fondation hydrostatique et les faces externes sont bloquées en déplacement normal. Pour chaque modèle (Adeli et Okada), nous avons utilisé une discontinuité de 40 km de long et 12 km de profondeur sur laquelle nous avons imposé une crise en pression de 1.10^7 Pa correspondant à 4m d'ouverture. Enfin, nous avons comparé les déplacements obtenus avec les différents modèles Adeli avec les déplacements obtenus avec le modèle de type Okada. Les résultats sont présentés dans la figure IV.19. On constate que pour une taille de 400 km ou de 200 km de large, malgré des déplacements légèrement plus faibles, nos modèles Adeli ne présentent pas de différences significatives avec le modèle Okada. Par contre pour un modèle de 100 km de large, on constate une nette atténuation des vitesses à moins de 10 km du bord du modèle, ce qui ne correspond pas aux déplacements calculés par le modèle Okada. Ceci nous montre donc que l'application de condition aux limites à moins de 100 km de la discontinuité peut perturber les déplacements calculés en surface. Par contre, au delà de cette taille, on ne note plus de différences dans les déplacements obtenus (Fig. IV.19D).

Pour la suite de cette étude, nous allons comparer les déplacements calculés de nos modèles avec les déplacements mesurés durant les différentes campagnes GPS. L'ensemble du réseau GPS nord islandais s'étend à plus de 150 km de part et d'autre de l'axe du rift. Pour pouvoir profiter de la totalité de ce réseau, la structure de notre modèle s'étend au-delà de ces 150 km. On peut donc raisonnablement estimer que la taille de ces modèles sera suffisante pour que les conditions aux limites aux bords de notre modèle ne perturbent pas les déplacements calculés pour la zone qui nous intéresse.



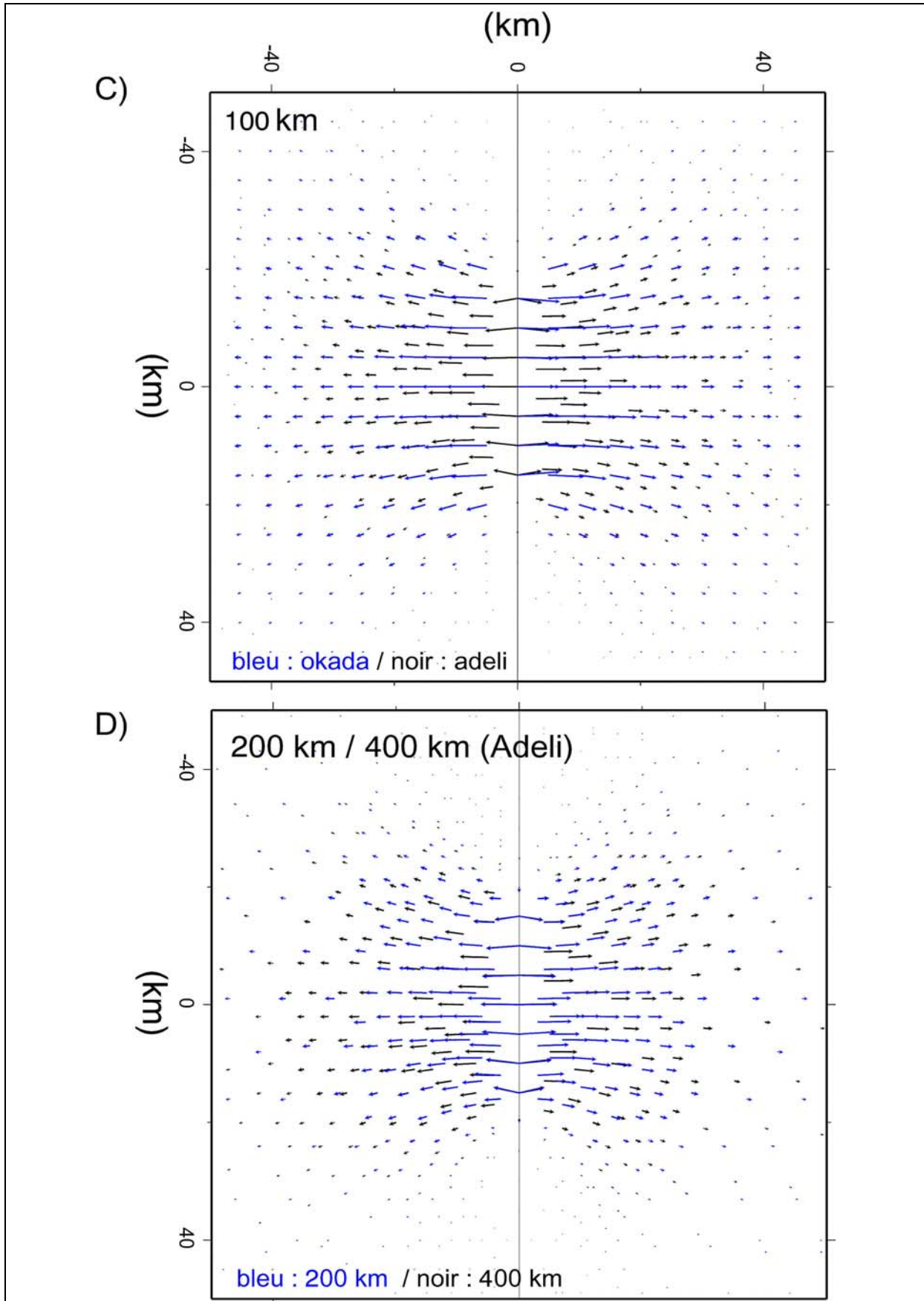


Figure IV.19 : A., B. et C. : Comparaison des déplacements calculés obtenus avec un modèle élastique Adeli et un modèle de demi-espace élastique de type Okada. D. Comparaison des déplacements calculés pour deux modèles de 200 et 400 km de large.

➤ **Validation des modèles numériques**

En 2D comme en 3D, nous avons validé nos modèles en comparant les vitesses et déplacements de surface avec les mesures GPS des 4 époques qui étaient à notre disposition [Volkisen & Seeber, 1998 ; Volkisen, 2000] : 1987, 1990, 1992 et 1995.

Ainsi, pour chaque modèle, nous avons extrait les déplacements de surface calculés pour les périodes post-crise correspondant aux 4 époques GPS. Les programmes d'extraction d'ADELI permettent d'extraire simplement les déplacements de surface entre le temps t_0 du modèle et un temps t . Les déplacements pour les périodes de temps qui nous intéressent ont été obtenus par une simple différence entre déplacements totaux de chaque époque.

Exemple par la période 1987-1992 :

$$\text{Déplacement total } (t_0-t_{1992}) - \text{Déplacement total } (t_0-t_{1987}) = \text{Déplacement total } (t_{1992}-t_{1987})$$

Le déplacement calculé ainsi obtenu est ensuite comparé au déplacement mesuré par GPS pour la période 1987-1992 allemande [Volkisen & Seeber, 1998 ; Volkisen, 2000].

En 2D, les déplacements calculés ne nécessitent pas d'autres traitements. En effet, la courbe des déplacements calculés est directement comparable aux profils des déplacements mesurés par GPS présentés dans le chapitre IV.3.2.3 (fig. IV.8).

En 3D par contre, les déplacements calculés obtenus correspondent au déplacement calculé pour chaque nœud du maillage de surface. Or, la probabilité que les coordonnées d'un nœud correspondent exactement aux coordonnées des points géodésiques est relativement faible. C'est pourquoi, pour chaque point géodésique mesuré par GPS, nous avons recherché automatiquement l'ensemble des nœuds inclus dans un carré de 7 km de côté dont le centre est le point GPS en question, 7 km étant la taille moyenne des mailles de notre modèle. Nous avons ensuite calculé une moyenne pondérée du déplacement calculé pour le centre du carré à partir des déplacements calculés pour chacun des nœuds inclus dans ce carré.

IV.3.2.3. “Steady-state plate divergence and volcano-tectonic crisis in Northern Iceland: a numerical approach of the accommodation properties of the lithosphere” : article soumis à Geophysical Journal International

Ce chapitre est constitué d'un article soumis à *Geophysical Journal International*. Il est basé sur les résultats de modèles 2D simulant l'épisode de rifting de Krafla et sa réponse post-crise. Cette étude a été réalisée à l'aide du code par éléments finis ADELI. Elle a pour but de :

- affiner les connaissances sur les propriétés mécaniques de la lithosphère en Islande ;
- connaître l'influence de ces paramètres sur la déformation post-crise du nord de l'Islande ;
- estimer la durée et l'étendue spatiale de la déformation post-crise.

Steady-state plate divergence and volcano-tectonic crisis in Northern Iceland: a numerical approach of the accommodation properties of the lithosphere.

Authors :

Berger Antoine¹, Jouanne François¹, Hassani Riad², Villemin Thierry¹

¹ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR CNRS 5025, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac, France.

² Laboratoire de Géophysique interne et tectonophysique, UMR CNRS 5559, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac, France.

Abbreviate title :

Modelling of post-rifting crisis deformation in Northern Iceland.

Abstract

The 1975-1984 rifting episode that occurred at Krafla fissure swarm, North Iceland, has shown that very high local deformation rates occurred sporadically near the plate boundary. After the rifting episode was over, time-average spreading rate measured 60 km apart from the fissure swarm remained high while farther continual E-W spreading occurred at 2 cm.y⁻¹. In order to understand which mechanical properties of the lithosphere can explain such a crisis and its following relaxation, we performed a 2-D finite elements modelling with the ADELI software. The 9 years rifting episode has been splitted into 6 events with a total of 4m of opening on a central dyke. Our model demonstrates how huge local strains are consistent with a constant boundary spreading of 2 cm/yr.

Introduction

The specific geodynamic context of Iceland results from the simultaneous effect of an oceanic rift and a mantellic plume. The westward displacement of the plate boundary relative to the hot spot has segmented the Atlantic Ridge at the Iceland's latitude (Saemundsson, 1979). North and South-West to the Vatnajökull glacier, "en échelon" fissure swarms and wrench faults connect the on-land rift to sub-marine ridges (Fig. 1). Most fissure swarms of the Northern Volcanic Zone (NVZ) (Fig. 1) are associated with active central volcanoes (e.g. from NNW to SSE : Theistareykir, Krafla, Askja and Kverkfjöll) whereas the Tjörnes Fracture Zone (TFZ), transform zone linking the NVZ to the Kolbeinsey ridge is seismically very active.

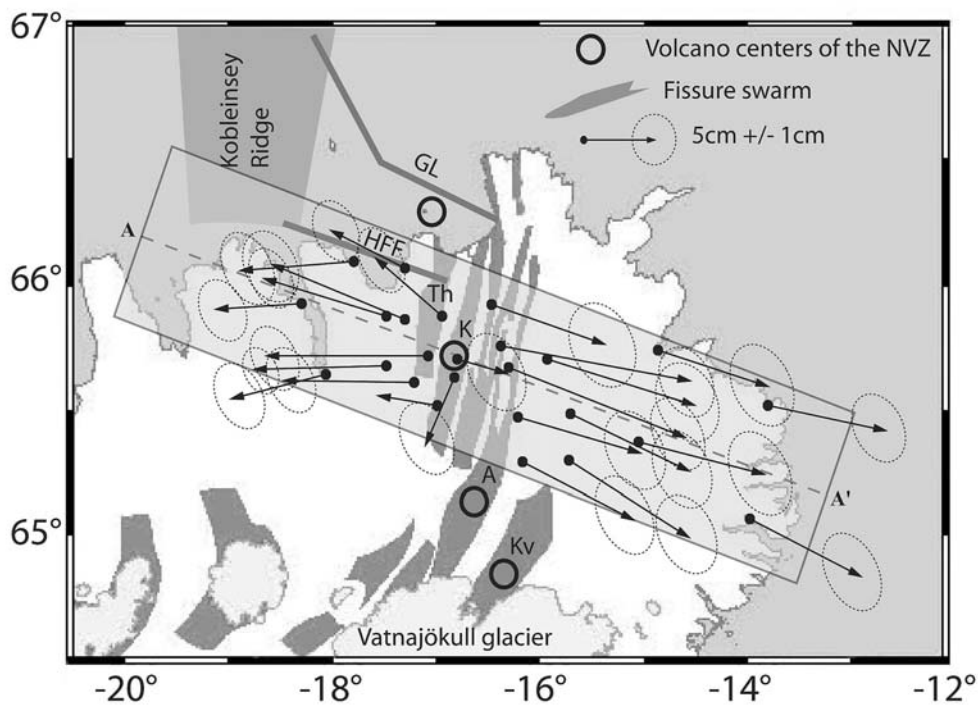


Figure 1. Fissure swarms, and volcanic centers of the Northern Volcanic Zone (NVZ) (K : Krafla ; A : Askja ; Kv : Kverkfjöll ; Th : Theistareykir) and transform zone connecting the Kolbeinsey Ridge and the onland rift (HFF : Husavik Flatey Fault ; GL : Grimsey Lineament). The slight grey area represents the deformation measured by GPS which is carried back on the profil AA' (dashed grey line) of the figure 3 and 4. Vectors, expressed relative to Krafla fissure swarm, have been estimated for the 1987-1992 period by Völksen (2000). Error ellipses are drawn for a 68% confidence level.

Magnetic anomalies modelling shows 2 cm/yr oceanic spreading at the latitude of Iceland (DeMets *et al.*, 1990; DeMets *et al.*, 1994) responsible for volcano-tectonic crisis: Theistareykir (1618), Askja (1874-1876), and Krafla (1724-1729, 1975-1984). From 1975 to 1984 a major rifting episode occurred at Krafla, Northern Volcanic Zone, Iceland. During 9 years, E-W extension, focussed in a narrow fissure swarm, reached the equivalent to about 200 years of plate divergence at a constant rate of 2cm.y^{-1} . Afterwards a 300 km wide area centred on Krafla has been affected by slower deformation. The 1987-1992 spreading rate averaged 4.5cm/yr near the rift when it was less than to 2cm.yr^{-1} 100 km far from it.

Geodetic measurements performed during the last rifting episode along the Krafla fissure swarm (Tryggvasson, 1984), and the recording of seismic activity in northern Iceland have allowed to follow the spatial and temporal evolution of this crisis. Furthermore, GPS measurements performed since 1986 in northern Iceland (Völksen, 2000) have illustrated an important time-dependent post-crisis deformation on both sides of the Krafla fissure swarm, whereas Sigmundsson *et al.* (1997) and Henriot *et al.* (2001) have shown the existence of continuous deformation along the Krafla fissure swarm and above its magma chamber. These regional and local measurements added to recent geophysical investigations on the crust and mantle properties from across the rift zone in Iceland (Brandsdóttir *et al.*, 1997) have allowed us to perform a numerical simulation of the KFS crisis and of the displacements evolution from the end of the crisis (1984) to nowadays.

Previous studies and modelling of Krafla crisis

Several studies of the Krafla crisis were carried out during the last decade. However, only few of them aimed at modelling the mechanical response of the lithosphere during and after the crisis. One-dimensional elastic-viscoelastic (Hofton & Foulger, 1996; Pollitz & Sacks, 1996) or elastic-purely viscous Earth models (Heki *et al.*, 1993), spherically stratified, were assumed. The upper crust was supposed to behave as an elastic medium overlying a layered (elastic-)viscous half-space. The computation of the surface displacements due to dykes or faults embedded in the elastic part of the model has been carried out with a technique involving calculation of Green's function (Hofton *et al.*, 1995), which can be considered as a generalization to transient strain of the theory of dislocation in an elastic half-space (Okada, 1985).

Hofton & Foulger (1996) did not take account an uniform plate motion of 2 cm/yr but assumed that the summed effect of historical rifting episodes (Theistareykir, Krafla and Askja) and large earthquakes is sufficient to model the far-field motions of North Iceland. To model the Krafla crisis, they used four end-to-end dykes simultaneously injected at the beginning of the event to obtain a maximum of 5m of opening on the main segment.

Pollitz & Sacks (1996) included in their model both Krafla and Askja fissure swarms and the transform zone. They impose 6m of opening 50 km along the Krafla rift in a single event. They pointed out the high sensitivity of the surface deformation to the viscosity beneath the elastic crust. The viscosity, as estimated by data inversion distribution, to best fit the data is of about 3×10^{19} Pa.s for the lower crust and of about 3×10^{18} Pa.s for the upper mantle. On the other hand, Hofton & Foulger (1996) using a forward approach estimated a viscosity of 1.1×10^{18} Pa.s beneath the elastic crust.

Since these studies, several geophysical investigations have occurred in northern Iceland. The ICEMELT (Darbyshire *et al.*, 1998; Darbyshire *et al.*, 2000), FIRE (Staples *et al.*, 1997; Brandsdóttir *et al.*, 1997; Darbyshire *et al.*, 2000) and BP96 (Menke *et al.*, 1998; Darbyshire *et al.*, 2000) programs have constrained the crustal structure and its rheology especially around the Krafla fissure swarm. Furthermore, new GPS measurements performed in 1995 (Völksen, 2000) provides observation of 3 more years for better apprehending post-rifting relaxation and time and space dependent crustal deformation of northern Iceland.

| Parameters | UC1 | UC2 | L C | U M |
|------------------------------|------|------|--------------------|--------------------|
| ρ (kg.m ⁻³) | 2600 | 2900 | 3100 | 3250 |
| E (GPa) | 55 | 55 | 120 | 180 |
| ν | 0.26 | 0.26 | 0.27 | 0.29 |
| c (MPa) | 1 | 1 | / | / |
| Φ | 15° | 15° | / | / |
| ψ | 0° | 0° | / | / |
| η (Pa s) | / | / | 8.10 ¹⁸ | 3.10 ¹⁸ |

Table 1: Best fit model parameters (UC1: upper crust 1; UC2: upper crust 2; LC: lower crust; UM: upper mantle). ρ : density; E: Young's modulus; ν : Poisson's ratio; c: cohesion; Φ : internal friction angle; ψ : dilatancy angle; η : viscosity.

model constrains and boundary conditions

We have tried: to take into account (i) all displacements published nowadays in northern Iceland, including the 1995 GPS campaign not yet used; (ii) a lithospheric structure as it was revealed by geophysical studies subsequent to previous modelling (i.e. Brandsdottir *et al.*, 1997) and unlike previous studies, (iii) a crisis as a succession of several pulses.

We have modelled the post-crisis deformation observed in the 1987-1995 time-span in northern Iceland with the two-dimensional finite element code ADELI (Hassani *et al.*, 1997). The geometry of the model used here (Fig. 2) is based on geophysical investigations of Brandsdottir *et al.* (1997). The depth dependence of the lithosphere strength (e.g. Brace & Kohlstedt, 1980), is represented as follows (Fig. 2): (i) 2 layers for the upper crust (UC1 – 0 to 6 km depth - and UC2 - 6 to 12 km depth -) which are assumed to behave as elastoplastic frictional material (Drucker-Prager failure criterion, Tab. 1) in order to mimic the increasing strength with pressure at shallow depth; (ii) at greater depth, the stress decay induced by viscous dissipation occurring in the lower crust (LC) (12 km thick) and in the upper mantle (UM) (176 km thick). is reproduced by two viscoelastic layers with constant viscosity (Tab. 1), We include below the central part of the model a 6 km uprise of the lower crust as observed by Brandsdottir *et al.* (1997) under the Krafla volcano. The active dyke of Krafla, where opening occurred during the rifting crisis period, is modelled as a viscous body, crossing the entire upper crust, with 1 km width and 6 km depth (Fig. 2). The local magma chamber below Krafla (4 km depth) only induced local effect (Henriot *et al.*, 2001) and therefore has not been taken into account.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

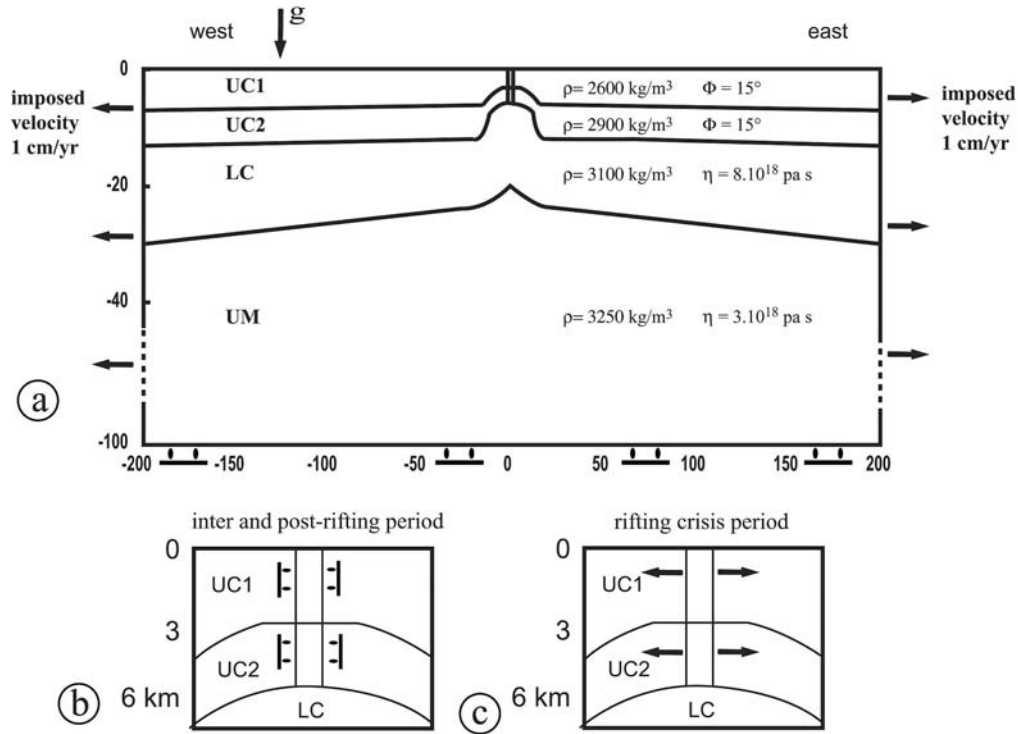


Figure 2. a : Model geometry and boundary conditions. b and c : boundary condition applied on the central dyke during each steps of the rifting cycle (see Table 2 for details of opening during the rifting crisis period). ρ : density ; Φ : internal friction angle ; η : viscosity ; UC1 : upper crust 1 ; UC2 : upper crust 2 ; LC : lower crust.

The model is loaded with gravity body forces and then is submitted to the following boundaries conditions (Fig. 2): (i) uniform horizontal extension of 10 mm/year on eastern and western edges as suggested by Nuvel-1A model (DeMets *et al.*, 1990; DeMets *et al.*, 1994), (ii) a nil normal displacement at the bottom of the mantle. During the inter- and post-crisis periods, a nil normal displacement is imposed on the external edges of the central dyke. During the rifting period (between 1975 and 1984), 6 crises along the Krafla fissure swarm have been recorded by Tryggvasson (1984; 1995). To simulate these entire crises and to respect the event chronology, we have applied the average extension that occurred during each crisis (Tab. 2 and Fig. 2c) and a quiet period between each event. Finally, a total opening of 4 m has been introduced in the model. This corresponds to the average value measured by Tryggvason (1984; 1995) along the whole Krafla Fissure Swarm.

| Start | End | Duration days | in Extension (m) |
|--------|---------|------------------|------------------------|
| Dec-75 | Jan-76 | 30 | 1.1 |
| Oct-76 | Jan-77 | 90 | 0.1 |
| Apr-77 | Sept-77 | 150 | 0.5 |
| Jan-78 | Febr-78 | 30 | 0.5 |
| Jul-78 | May-79 | 300 | 1.1 |
| Mar-80 | Oct-80 | 210 | 0.7 |

Table 2: Crisis time range and associated extension (derived from Tryggvason (1984; 1995)). The values have been used for our modelling.

Model parameters adjustment method

In order to find our best fit model, we have tested, with about 300 simulations, the influence of the following parameters on horizontal surface displacements : (1) the rock density between 2500 and 3000 kg/m³ for UC layer, 3000 and 3200 kg/m³ for LC, 3100 and 3300 kg/m³ for UM; (2) the friction angle of the UC between 10° and 35°; (3) the cohesion of UC between 10⁵ and 10⁸ Pa; and (4) the viscosity between 10¹⁸ and 10²¹ Pa s for LC, 10¹⁷ and 10²⁰ Pa s for UM.

We compared the computed velocities profile with the same profile obtained by projecting four different GPS measurements epochs (1987-1990, 1987-1992 and 1987-1995) from Völksen (2000). Our best fit model is obtained for minimum differences between computed and observed velocity profile (Fig. 1).

Results and discussion

Our best-fit model is obtained with:

(1) A friction angle of 15° and cohesion of 10⁶ Pa (Tab. 1). These values are well consistent with a weak brittle (upper) crust [friction angle between 10° and 30° and negligible cohesion at crust scale (Scholz, 1990)]. It appears that the rheology of the upper crust has a strong influence on the amplitude of the post-crisis response and on the short wavelength deformation (between 0 and 50 km from the Krafla caldera) (Fig. 3A and 3B). However, the angle of friction seems to be more determinant than the cohesion. Indeed, the effects of the cohesion are perceptible only for extremely high value (10⁷ and 10⁸ Pa), which are beyond reasonable values for UC cohesion.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

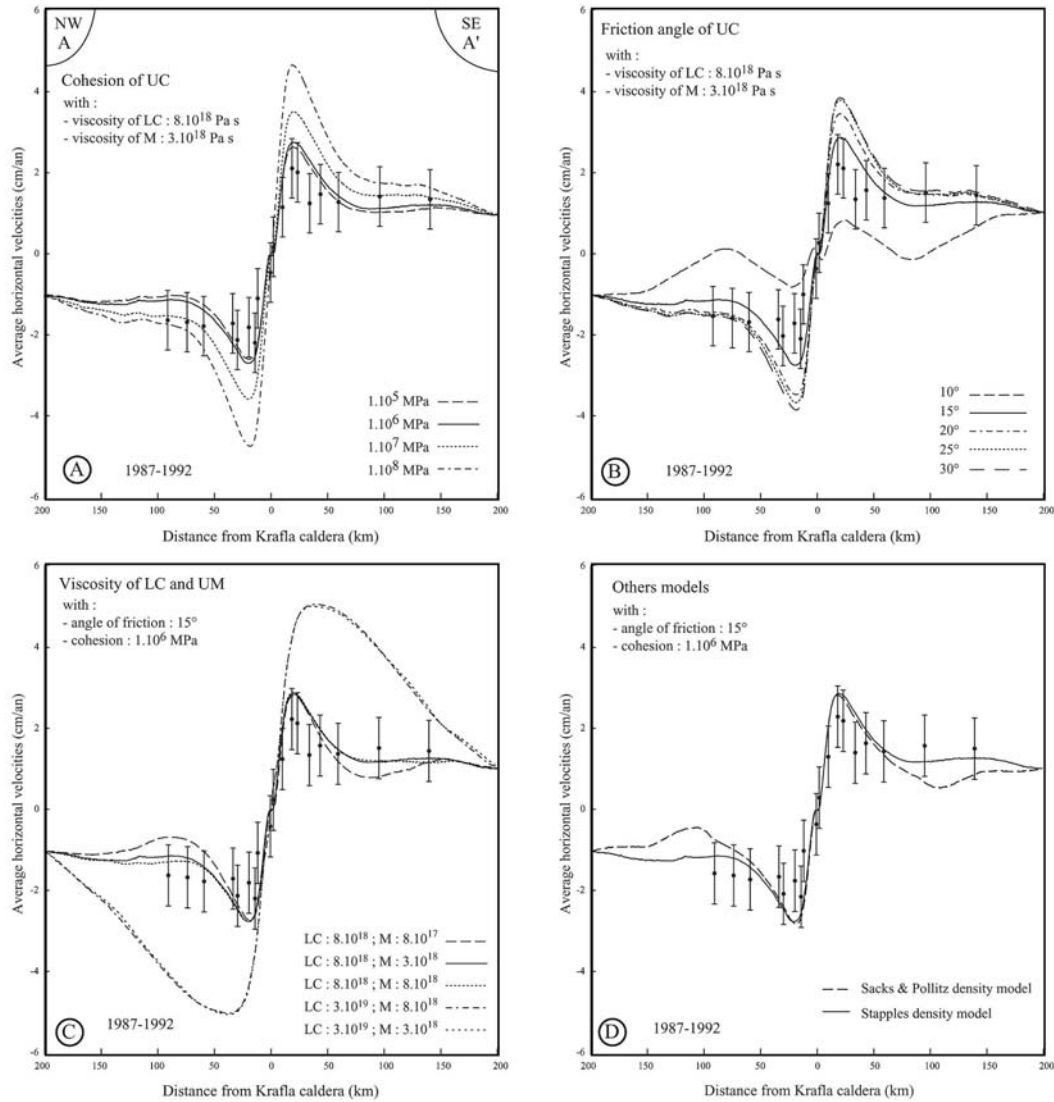


Figure 3. Influence of different parameters on horizontal displacements (see table 1 for best fit model parameters).

Observed horizontal displacements (with their 68% confidence error level bar) come from a 50 km width and 350 km long area in northern Iceland (see figure 1) and are projected along an south east-north west section (Volkens, 2000).

A. Influence of the cohesion of the upper crust.

B. Influence of the friction angle of the upper crust.

C. Influence of the viscosity of the lower crust and of the upper mantle.

D. Comparison of density models of Sacks & Pollitz (1996) and Stapples *et al.*(2000).

(2) A viscosity of 8.10^{18} Pa.s for LC and 3.10^{18} Pa.s for UM (Tab. 1). The viscosity of LC and of UM has a strong influence on long wavelength deformation, between 0 and 150 km from Krafla caldera (Fig. 3C);

(3) A density of 2600 kg.m^{-3} for UC1, 2900 kgm^{-3} for the UC2, 3100 kg.m^{-3} for the LC and 3250 kg.m^{-3} for UM (Tab. 1). The density model of Pollitz and Sacks (1996) induces a compression zone between 100 and 150 km apart from the rift axis (Fig. 3D) not suggested by GPS data. On the other hand, our final density model is in better agreement with the density obtained from the FIRE data (Staples *et al.*, 1997; Darbyshire *et al.*, 2000).

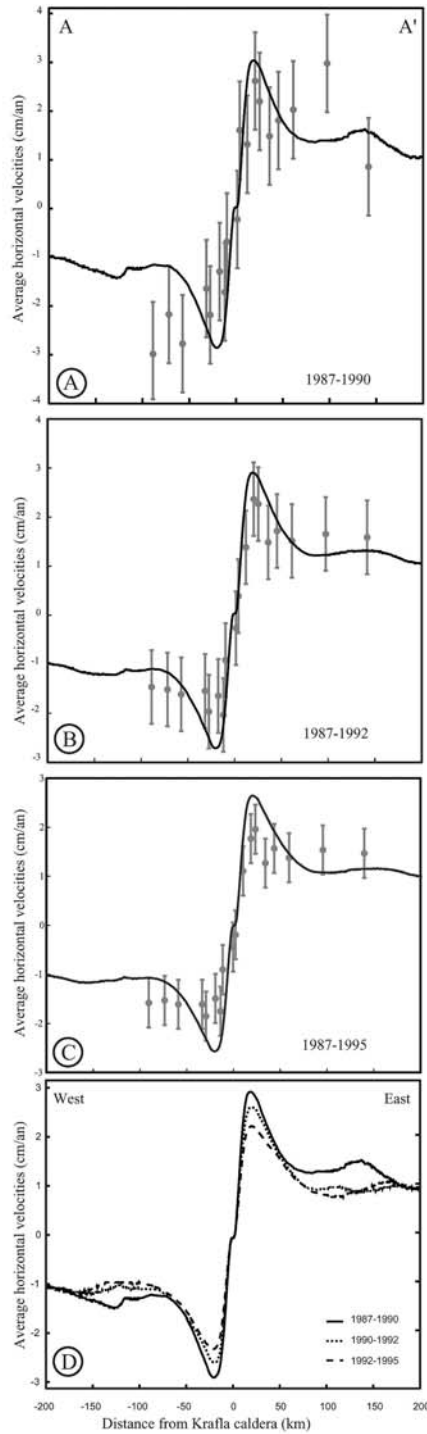


Figure 4. Horizontal displacements evolution for the best fit model. A, B and C : post rifting crisis velocities for three periods (1987-1990, 1987-1992, 1987-1995). For all periods, observed horizontal velocities (with their 68% confidence error level bar) come from a 50 km width and 350 km long area in northern Iceland (see figure 1) and are projected along an south east-north west section (Völksen, 2000). D : velocity distribution for the three periods (see A, B and C).

Moreover, the time evolution of simulated velocities is in good agreement with the entire GPS measurements (1987-1990; 1987-1992 and 1987-1995) (Fig. 4A to 4C). The comparison between three different time spans of calculated velocities (equivalent to 1987-1990, 1990-1992 and 1992-1995) shows a strong decrease of velocities with maximum at 20 km from Krafla caldera on each side of the rift (Fig. 4D). This decrease (nearly 2 cm.yr^{-1}) between 1987-1990 and 1992-1995 (Fig. 4D) indicates that the post-crisis response of Krafla crisis decreased. Between 100 and 150km far from Krafla caldera, this comparison indicates also that after 1990 (1990-1992 and 1992-1995 time spans) we cannot distinguish the effect of post-crisis deformation from the steady-state extension. On contrary, for the 1987-1990 time span the area is affected by an increase of velocity of nearly 1 cm.yr^{-1} of extension.

Conclusion

On conclusion, the horizontal velocities simulated in our model demonstrate that it is possible to simulate each step of rift evolution (rifting crisis, inter-crisis period, post-crisis period) with permanent boundary conditions of 2 cm.yr^{-1} (accordingly with Nuvel-1A, DeMets *et al.*, 1990; DeMets *et al.*, 1994). The Krafla crisis and its post-crisis response affect (after 1990) only a 200 km width area where horizontal velocities decreases from 5 cm.yr^{-1} of opening 20 km far from Krafla caldera to 2 cm.yr^{-1} at 100 km (1990-1992 period, Fig. 4D). This observation not only in good agreement with GPS measurements but also demonstrates that, more than 100 km from the rift axis, we cannot distinguish the crisis effects from the mechanical response of the steady-state extension of 2 cm.yr^{-1} . In spite of the outstanding feature of these major crisis (of the Krafla fissure swarm, but also of the Askja, Theistareykir and Kverkfjöll volcanic systems), the induced deformation affects only a slight stretch apart from the rift axis. This allows explaining the coexistence of rifting crisis with local effects and regular plate divergence in northern Iceland and other where in the world.

Acknowledgments. Funding for this project was provided by ACI “Catastrophes Naturelles, volet transfert de contraintes”, by Institut Paul-Emile Victor grant 316 and by a MENRT Ph.D. studentship. The authors thank Jean Chéry for helpful comments and suggestions.

References

- Brace, W.F. & Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, *85*, 6248-6582.
- Brandsdottir, B., Menke, W., Einarsson, White, P. S.R. & Staples, R.K., 1997. Färoe-Iceland Ridge Experiment 2. Crustal structure of the Krafla central volcano. *J. Geophys. Res.*, *102*, 7867-7886.
- Darbyshire, F.A., R.S.White and K.F. Priestley, 2000. Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth Planet. Sci. Let.*, *181*, 409-428.
- Darbyshire, F.A., Bjarnason, I.Th., White, R.S.& Flovenz, O., 1998. Crustal Structure above the Iceland mantle plume imaged by the ICEMELT refraction profile. *Geophys. J. Int.*, *135*, 1131-1149.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argis, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, *101*, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argis, D.F. & Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Letters*, *21*, 2191-2194.

- Hassani, R., Jongmans, D. & Chéry, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *J. Geophys. Res.*, *102*, 17951-17965.
- Heki, K., Foulger, G.R., Julian, B.R. & Jahn, C.-H., 1993. Plate dynamics near divergent boundaries: Geophysical implications of postdrifting crustal deformation in NE Iceland, *J. Geophys. Res.*, *98*, 14279-14297.
- Henriot, O., Villemin, T. & Jouanne, F., 2001. Long period interferograms reveal 1992-1998 steady rate of deformation at Krafla volcano (North Iceland). *Geophys. Res. Letters*, *28*, 1067-1070.
- Hofton, M.A. & Foulger, G.R., 1996. Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth Structure. *J. Geophys. Res.*, *101*, 25403-25421.
- Hofton, M.A., Rundle, J.B. & Foulger, G.R., 1995. Horizontal surface deformation due to dike emplacement in an elastic-gravitational layer overlying a viscoelastic-gravitational half-space, *J. Geophys. Res.*, *100*, 6329-6338.
- Menke, W., West, M., Brandsdóttir, B. & Sparks, D., 1998. Compression and shear velocity structure of the lithosphere in northern Iceland, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *88*, 1561-1571.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *75*, 1135-1154.
- Pollitz F.F. & Sacks, I.S., 1996. Viscosity structure beneath northeast Iceland. *J. Geophys. Res.*, *101*, 17771-17793.
- Saemundsson, K., Outline of the geology of Iceland. *Jökull*, *29*, 7-28, 1979.
- Scholz C.H., 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge University Press*.
- Sigmundsson, Fr., Vadon, H. & Massonnet, D., 1997. Readjustment of the Krafla spreading segment to crustal rifting measured by satellite radar interferometry. *Geophys. Res. Letters*, *24*, 1843-1846.
- Stapples, R.K., White, R.S., Brandsdóttir, B., Menke, W., Maguire, P.K.H. & McBride, J.H., 1997. Färoe-Iceland Experiment 1. Crustal structure of northeastern Iceland. *J. Geophys. Res.*, *102*, 7849-7866.
- Tryggvasson, E., 1984. Widening of the Krafla fissure swarm area, north Iceland, 1975-1981 volcano-tectonic episode. *Bull. Volcanol.*, *47*, 47-49.
- Tryggvasson, E., 1995. Optical levelling tilt stations in the vicinity of Krafla and the Krafla fissure swarm, observations 1976-1984, *Nordic Volc. Institute report number 9505*, University of Iceland, Reykjavik, Iceland.
- Völksen, C., 2000. Die Nutzung von GPS für die Deformations-analyse in regionalen Netzen am Beispiel Islands, *Ph. D. Thesis, Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover*, Nr. 237.

IV.3.2.4. Modélisation en 3D de la déformation actuelle du Nord de l'Islande

La modélisation en 2D de la déformation post-crise de rifting du nord de l'Islande nous a montré (1) l'importance du comportement de la lithosphère dans le contrôle de l'amortissement de la réponse post-crise et (2) que l'influence de la crise de rifting et de sa réponse ne s'étend pas au delà d'une bande large de 100 à 150 km de part et d'autre du champ de fracture du Krafla. Cependant, dans l'hypothèse 2D, le modèle est par définition cylindrique et infini selon la 3^e dimension (direction N-S dans notre cas). De ce fait, cette modélisation ne nous permet pas d'appréhender l'amortissement de la déformation au nord et au sud du champ de fracture. Or, les mesures de *Tryggvason* [1984] nous montrent que l'ouverture ne s'est faite que sur 60 km de long (fig. IV.7). De même, elle ne permet pas d'estimer l'influence des structures en connexion avec le champ de fracture du Krafla comme la faille d'Husavik-Flatey au nord-ouest ou le champ de fracture de l'Askja au sud.

Pour commencer notre étude en 3D, nous sommes partis d'un modèle simple (cf IV.3.2.2, fig. IV.15) où nous considérons que seule la dynamique du champ de fracture du Krafla a une influence sur la déformation post-crise de rifting du nord de l'Islande. L'étude 2D ayant permis une bonne estimation du comportement rhéologique de la croûte et du manteau, nous avons repris les valeurs des différents paramètres rhéologiques de notre modèle 2D final (Tab. IV.2).

| Paramètres | CS1 | CS2 | CI | MS |
|------------------------------|------|------|--------------------|--------------------|
| ρ (kg.m ⁻³) | 2600 | 2900 | 3100 | 3250 |
| E (GPa) | 55 | 55 | 120 | 180 |
| ν | 0.26 | 0.26 | 0.27 | 0.29 |
| c (MPa) | 1 | 1 | / | / |
| Φ | 15° | 15° | / | / |
| ψ | 0° | 0° | / | / |
| η (Pa s) | / | / | 8.10 ¹⁸ | 3.10 ¹⁸ |

Tableau IV.2 : paramètres rhéologiques du modèle 2D final (CS1 : croûte supérieure 1 ; CS2 : croûte supérieure 2 ; CI : croûte inférieure ; MS : manteau supérieur). ρ : densité ; E : module de Young ; ν : coefficient de Poisson ; c : cohésion ; Φ : angle de friction ; ψ : angle de dilatance ; η : viscosité.

➤ Rôle de la viscosité dans le contrôle spatial de la déformation

Les premiers résultats que nous avons obtenus avec ce modèle simple ne correspondent pas vraiment à nos attentes. En effet, la réponse post-crise calculée (correspondant à la période 1987-1992) (Fig. IV.20A) n'est pas du tout corrélable avec les déplacements mesurés pour cette période [*Volkse*n & *Seeber*, 1998 ; *Volkse*n, 2000]. On constate que l'ensemble des déplacements calculés sont largement plus forts que ceux mesurés.

Devant cette constatation, nous avons testé l'influence de la viscosité sur la réponse post-crise de notre modèle 3D. Les figures IV.20B et IV.21 nous montrent qu'une viscosité plus forte induit des déplacements plus faibles. Le meilleur résultat a été obtenu pour une viscosité de 6.10^{20} Pa.s pour CI et 6.10^{19} Pa.s pour MS (Fig. IV.21). La viscosité ainsi obtenue est plus forte que la viscosité obtenue pour les modèles 2D surtout pour la croûte inférieure.

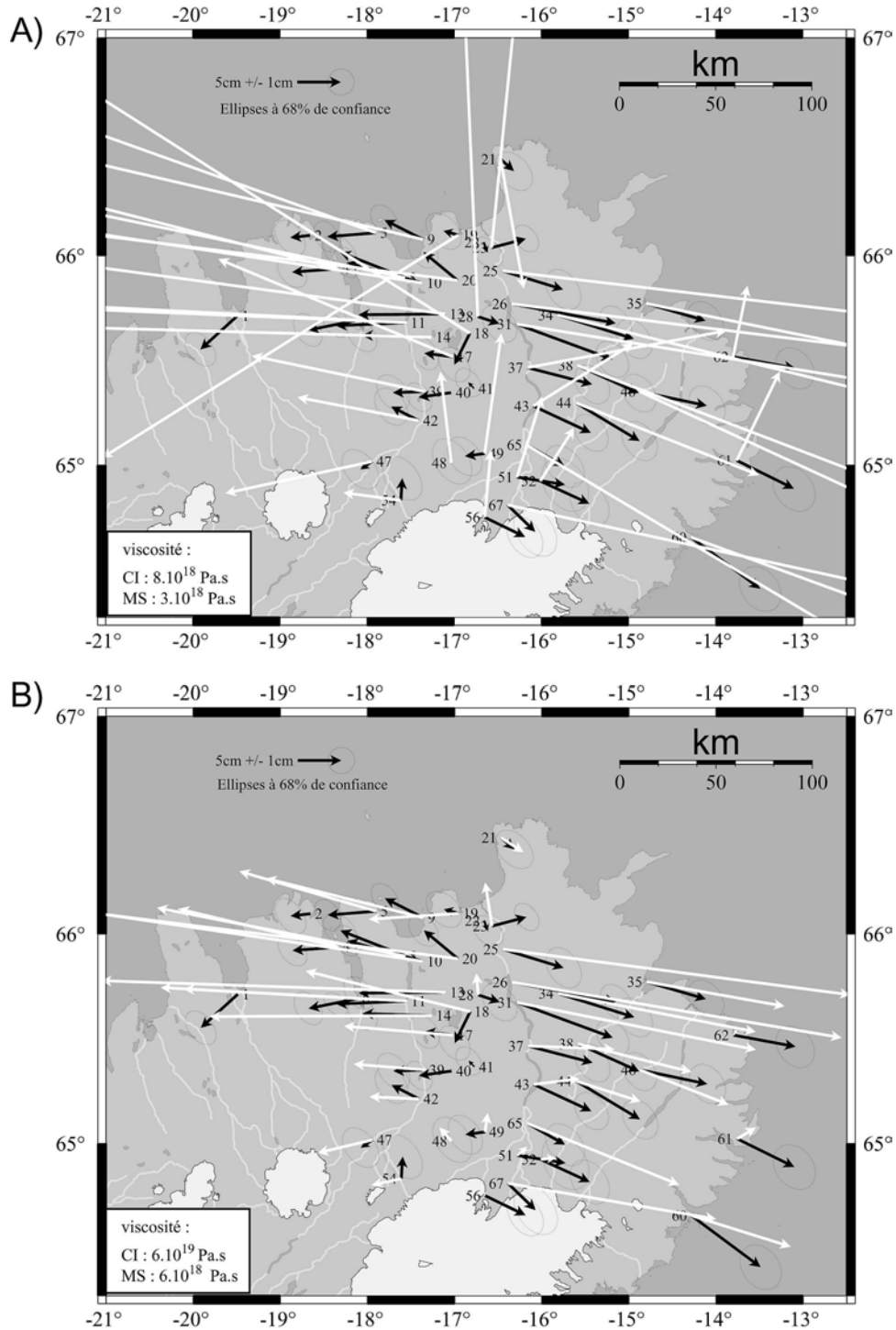


Figure IV.20 : Comparaison entre les déplacements calculés et les déplacements mesurés pour la période 1987-1992 pour une viscosité de CI de 8.10^{18} Pa.s et de MS de 3.10^{18} Pa.s (A) et de CI de 6.10^{19} Pa.s et de MS de 6.10^{18} Pa.s (B). Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

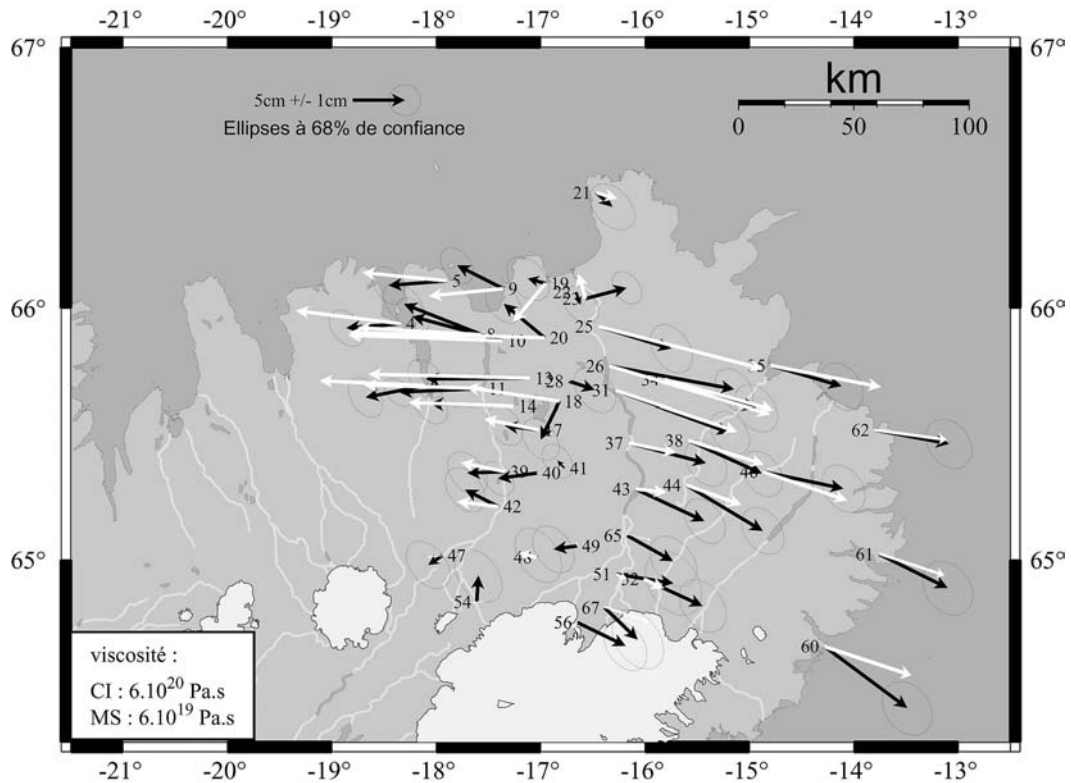


Figure IV.21: Comparaison entre les déplacements calculés et les déplacements mesurés pour la période 1987-1992 pour une viscosité de CI de 6.10^{20} Pa.s et de MS de 6.10^{19} Pa.s. Pour un soucis de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance.

Cette différence peut s'expliquer par la méthode de simulation de la crise. Comme nous l'avons vu précédemment, nous avons appliqué une pression sur les faces du champ de fracture du Krafla qui évolue en fonction des périodes de crise et de calme. Cependant, le déplacement induit par cette pression est fortement dépendant de la viscosité de CI et MS. Pour une même pression, la période de déformation et donc, dans notre cas, d'ouverture sera plus longue pour une viscosité faible car cette période dépend de la résistance du matériaux. La figure IV.22 nous montre que pour une viscosité faible, la période de forte ouverture se poursuit longtemps après la fin de la crise (ici représenté par la fin de l'augmentation de la pression) engendrant jusqu'à 2.5 m d'ouverture entre 1987 et 1992. Plus la viscosité augmente et plus cette ouverture est faible. Pour une viscosité de 6.10^{20} Pa.s pour CI et 2.10^{19} Pa.s pour MS, l'ouverture entre 1987 et 1992 n'est plus que de 20 cm. Cette différence de résistance à la pression due à la viscosité explique donc les forts contrastes de déplacements observés pour la période post-crise. Le test de viscosité que nous venons de montrer représente donc un ajustement de la viscosité pour obtenir une crise comparable aux observations faites par Tryggvason [1984].

IV.3. Le Nord de l'Islande : analyse et modélisation de la réponse post crise de rifting du Krafla

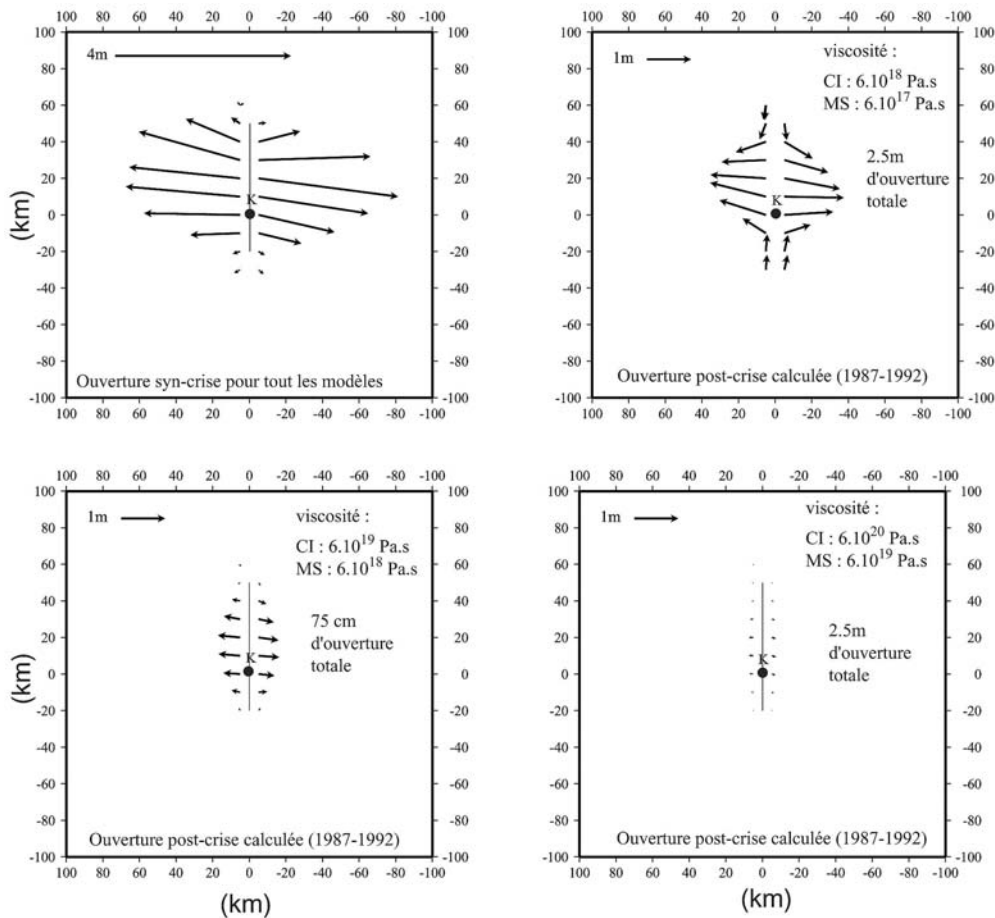
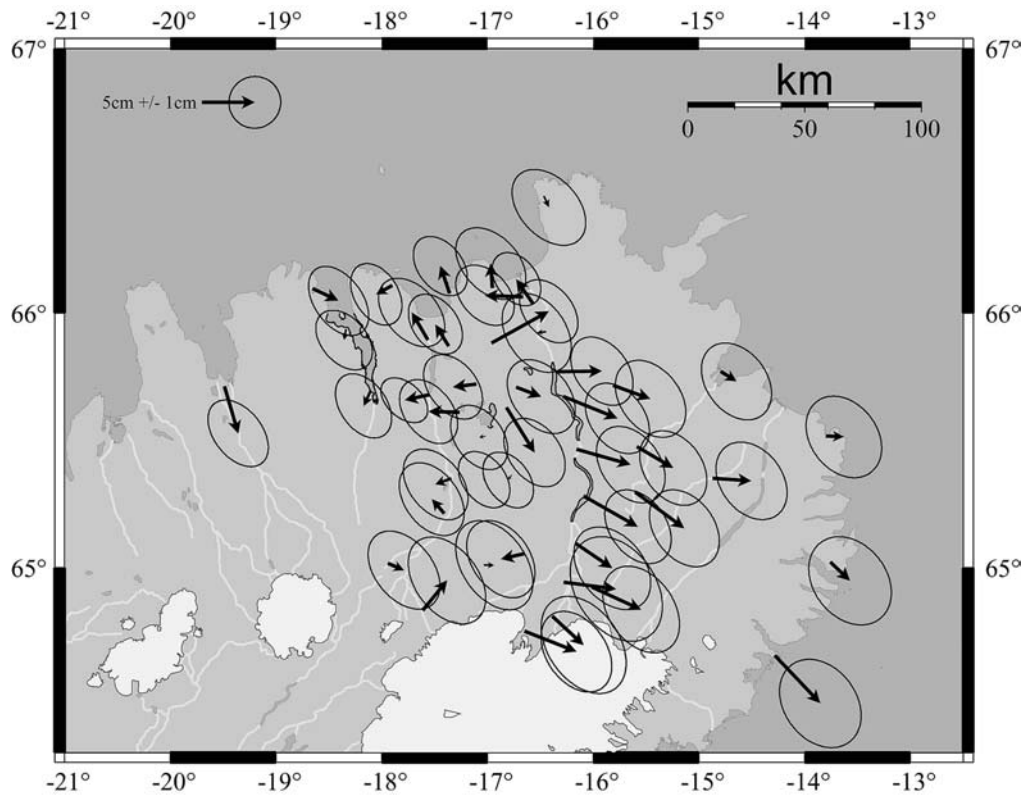


Figure IV.22 : Ouverture calculée en période syn- et post-crise à proximité du champ de fracture du Krafla pour 3 valeurs de viscosité différentes. Le rond noir et le K représente la position du centre de la caldeira du Krafla.

Le modèle ainsi obtenu (Fig. IV.21) permet d'avoir une bonne simulation des déplacements mesurés dans la partie nord et ouest de la zone d'étude. Sur la figure IV.23, nous avons représenté les résidus entre les déplacements mesurés et les déplacements calculés pour 95% de confiance. On constate que seuls les déplacements mesurés au sud-est du champ de fracture sont plus importants que ceux calculés. Cette différence met en évidence des déplacements importants à proximité du champ de fracture de l'Askja et nous montre qu'un modèle simple simulant uniquement la déformation du champ de fracture du Krafla ne suffit pas à modéliser la réponse post-crise de rifting du nord de l'Islande.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



Faïlle IV.23 : Résidus entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1992 et les déplacements calculés de notre modèle. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

➤ Importance d'une ouverture syn-crise dans le champ de fracture de l'Askja

Pour comprendre l'origine des forts déplacements mesurés dans le sud-est de la zone étudiée, nous avons intégré à notre modèle le champ de fracture de l'Askja qui se situe 20 km au sud-est du champ de fracture du Krafla. Nous avons simulé ce champ par une discontinuité analogue au champ de Krafla. Cette discontinuité fait 80km de long sur une direction N-S (Fig. IV.24). Cependant, nous n'avons simulé de remontée asthénosphérique sous la caldera de l'Askja.

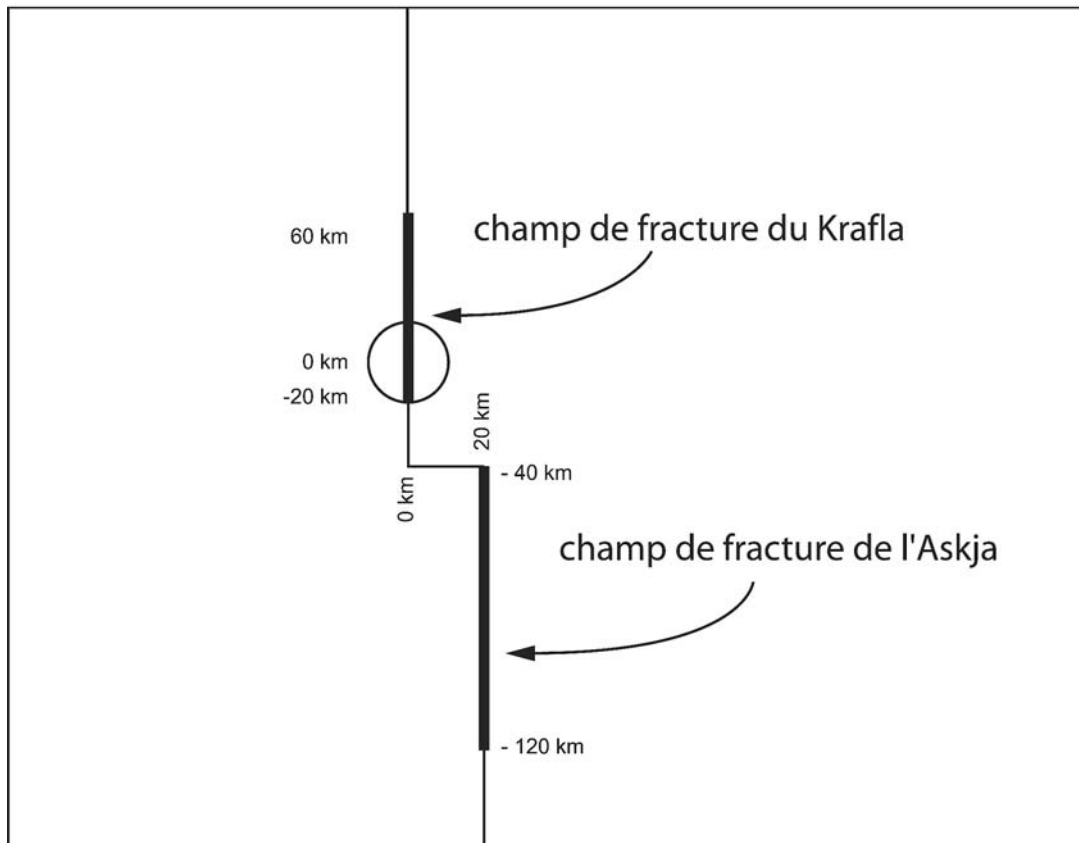


Figure IV.24 : Géométrie de la surface des modèles intégrant le champ de fracture du Krafla et le champ de fracture de l'Askja. Les traits gras représentent les discontinuités. Les conditions aux limites dans le champ de fracture de l'Askja sont les mêmes que celle du Krafla (cf Fig. IV.17).

Dans un premier temps, nous avons laissé les faces de cette discontinuité simplement soumises à une pression lithostatique même en période syn- et post-crise. Concernant, le champ de Krafla, nous avons appliqué les mêmes conditions aux limites et la même ouverture pour la période de crise. Les résultats sont présentés dans la figure IV.25. On peut remarquer que les déplacements calculés pour la période 1987-1992 sont toujours très faibles dans l'est et le sud de la zone (Fig. IV.25A). On note également que les déplacements calculés pendant la période de crise (Fig. IV.25B) sont très faibles pendant la période de crise autour de la discontinuité de l'Askja (inférieurs à 20 mm ce qui représente moins de 4 mm/an) et que ce dernier n'a pas ou très peu d'influence sur ces déplacements calculés.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

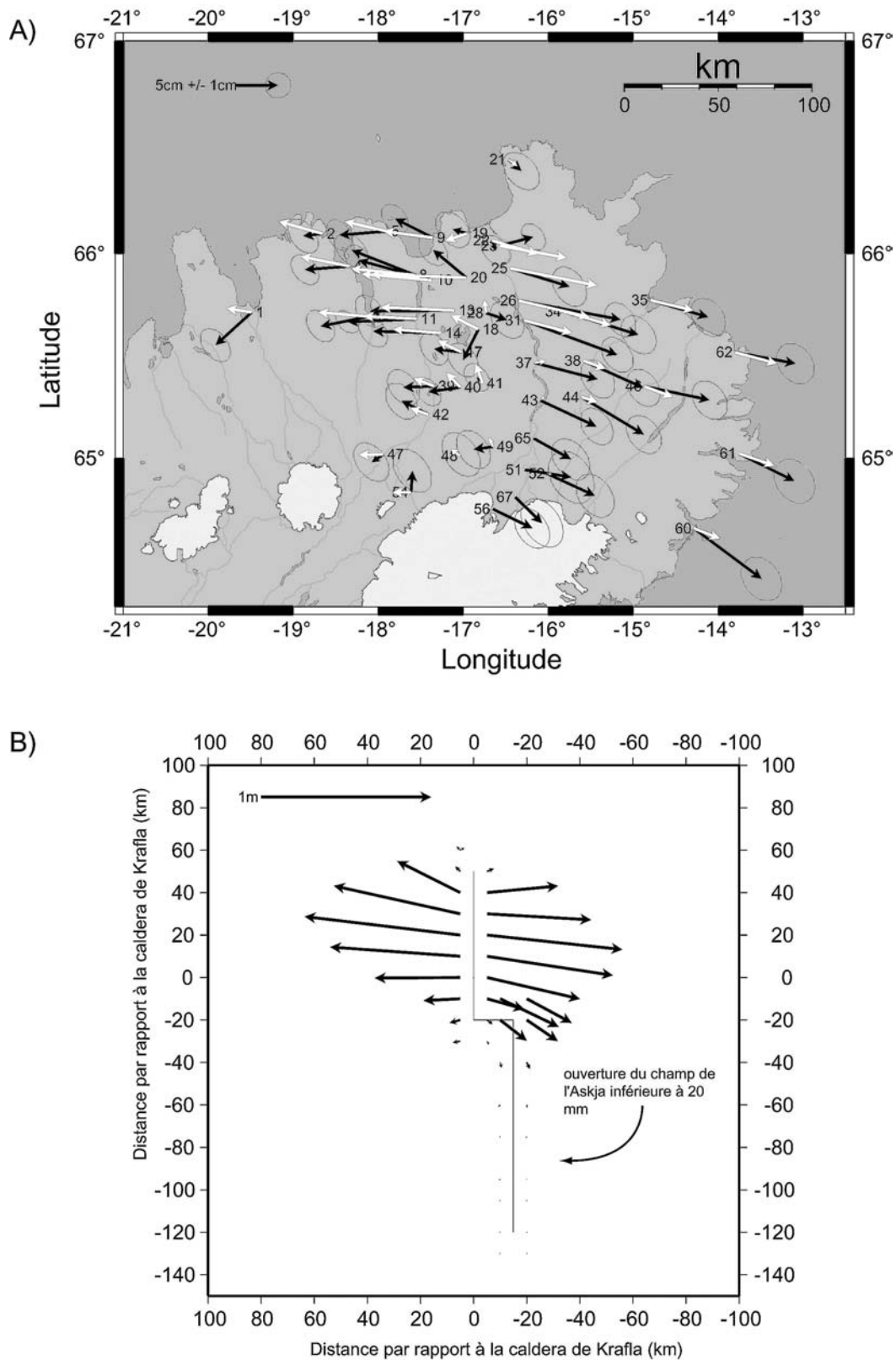


Figure IV.25 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1992 pour un modèle intégrant le champ de fracture de l'Askja. Pour un soucis de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Ouverture calculée pendant la période syn-crise à proximité des 2 champs de fracture. Nous n'avons pas imposé de crise sur le champ de l'Askja.

Nous avons ensuite appliqué un pulse sur les faces de l'Askja synchrones avec ceux de la crise de Krafla. Ce pulse est simulé également par une augmentation de pression sur les faces de la discontinuité, ce qui entraîne une ouverture en amande. Nous avons ainsi testé plusieurs valeurs d'ouverture pour estimer l'impact sur les déplacements en fonction de l'intensité de l'ouverture appliquée. Sur les figures IV.26, IV.27 et IV.28, nous avons représenté les déplacements calculés pour 3 valeurs d'ouvertures différentes : 20 cm (Fig. IV.26), 1 m (Fig. IV.27) et 2 m (Fig. IV.28). Dès 20 cm d'ouverture, on voit que les déplacements calculés dans le sud-est pour la période 1987-1992 deviennent non-négligeables. Les meilleurs résultats sont obtenus pour une ouverture maximale d'environ 1 m pendant la période de crise. On constate que l'ensemble des déplacements calculés sont comparables aux déplacements mesurés même pour l'Est de la zone. On peut simplement noter une composante sud légèrement plus forte à l'Est pour les déplacements mesurés. Lorsqu'on calcule les résidus à 95% de confiance (Fig. IV.29), seuls 5 déplacements mesurés présentent une différence significative avec notre modèle. Cette différence se situe principalement dans la partie nord du champ de fracture du Krafla, notre modèle présentant un déplacement plus important dans cette zone (5 cm en moyenne sur la composante Est, ce qui représente 1 cm/an de plus). Notre modèle peut être considéré comme satisfaisant puisqu'il simule une majorité des déplacements mesurés entre 1987 et 1992. Ceci nous montre donc qu'une petite crise d'ouverture (1 m environ d'ouverture) pourrait être à l'origine des forts déplacements mesurés dans l'est de l'Islande pendant la période post-crise de rifting du Krafla.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

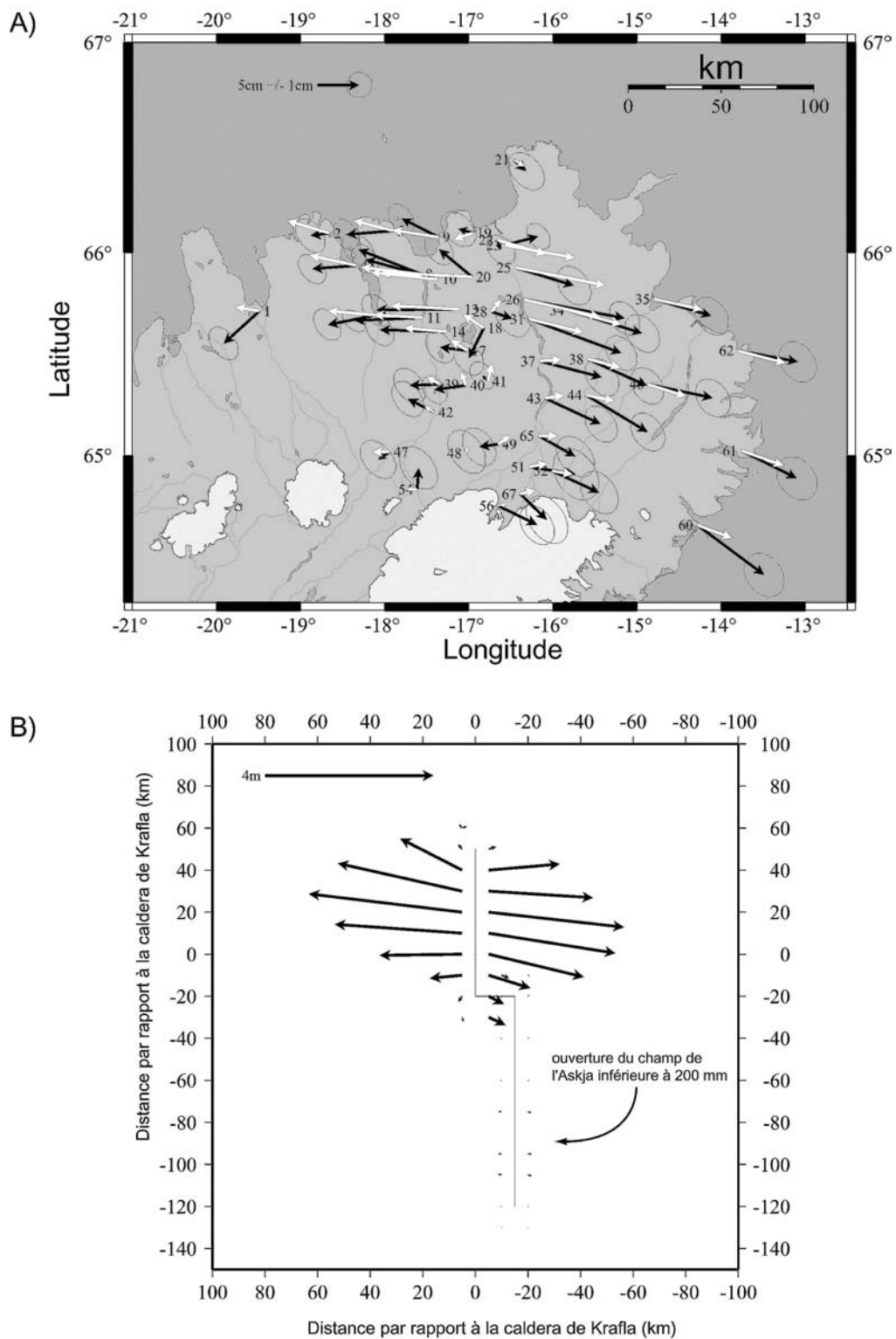


Figure IV.26 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1992 pour un modèle intégrant le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Ouverture calculée pendant la période syn-crise à proximité des 2 champs de fracture. La petite crise que nous avons imposé sur le champ de l'Askja correspond à une ouverture de 20 cm.

IV.3. Le Nord de l'Islande : analyse et modélisation de la réponse post crise de rifting du Krafla

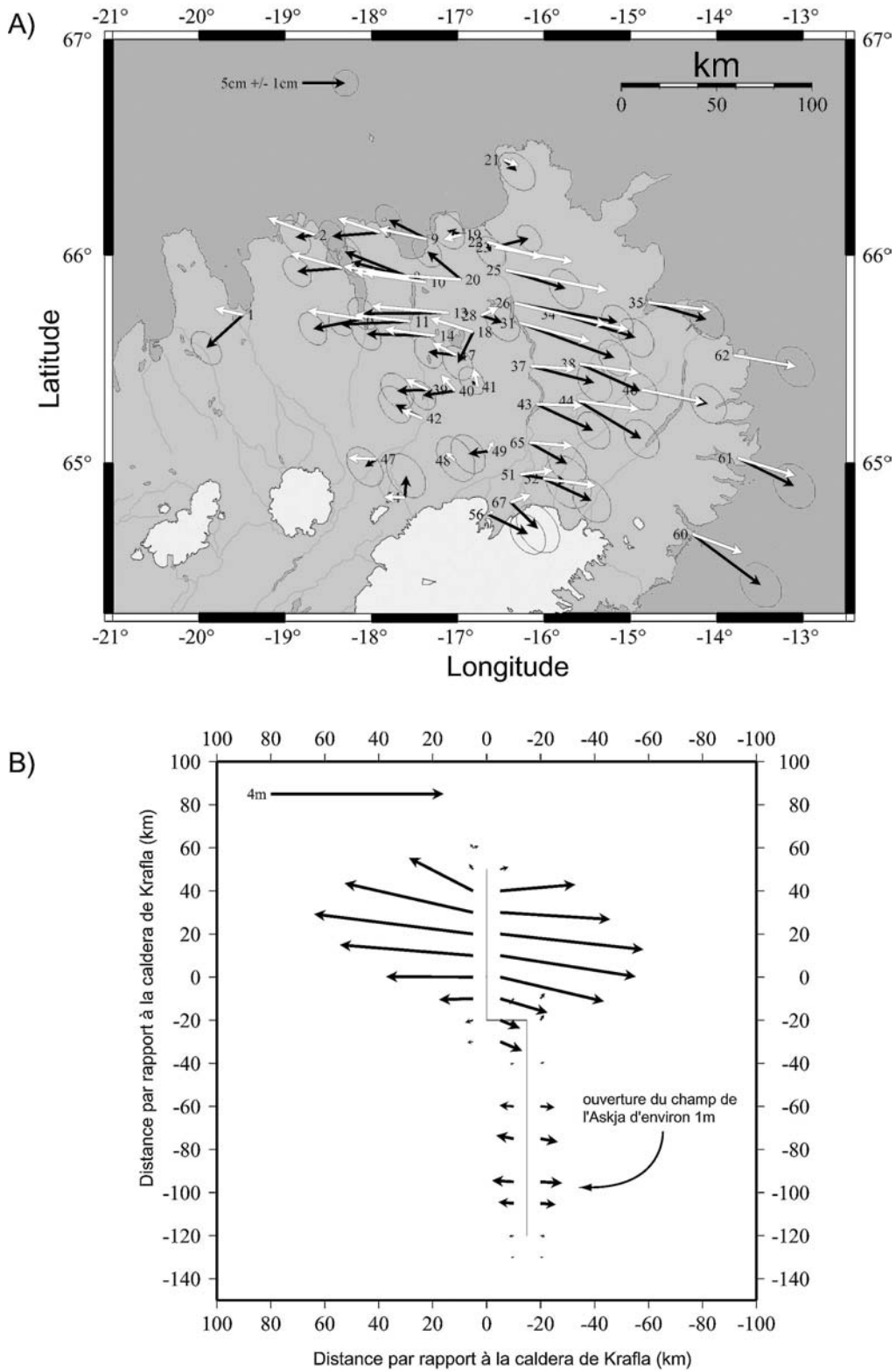


Figure IV.27 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1992 pour un modèle intégrant le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Ouverture calculée pendant la période syn-crise à proximité des 2 champs de fracture. La petite crise que nous avons imposé sur le champ de l'Askja correspond à une ouverture de 1 m.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

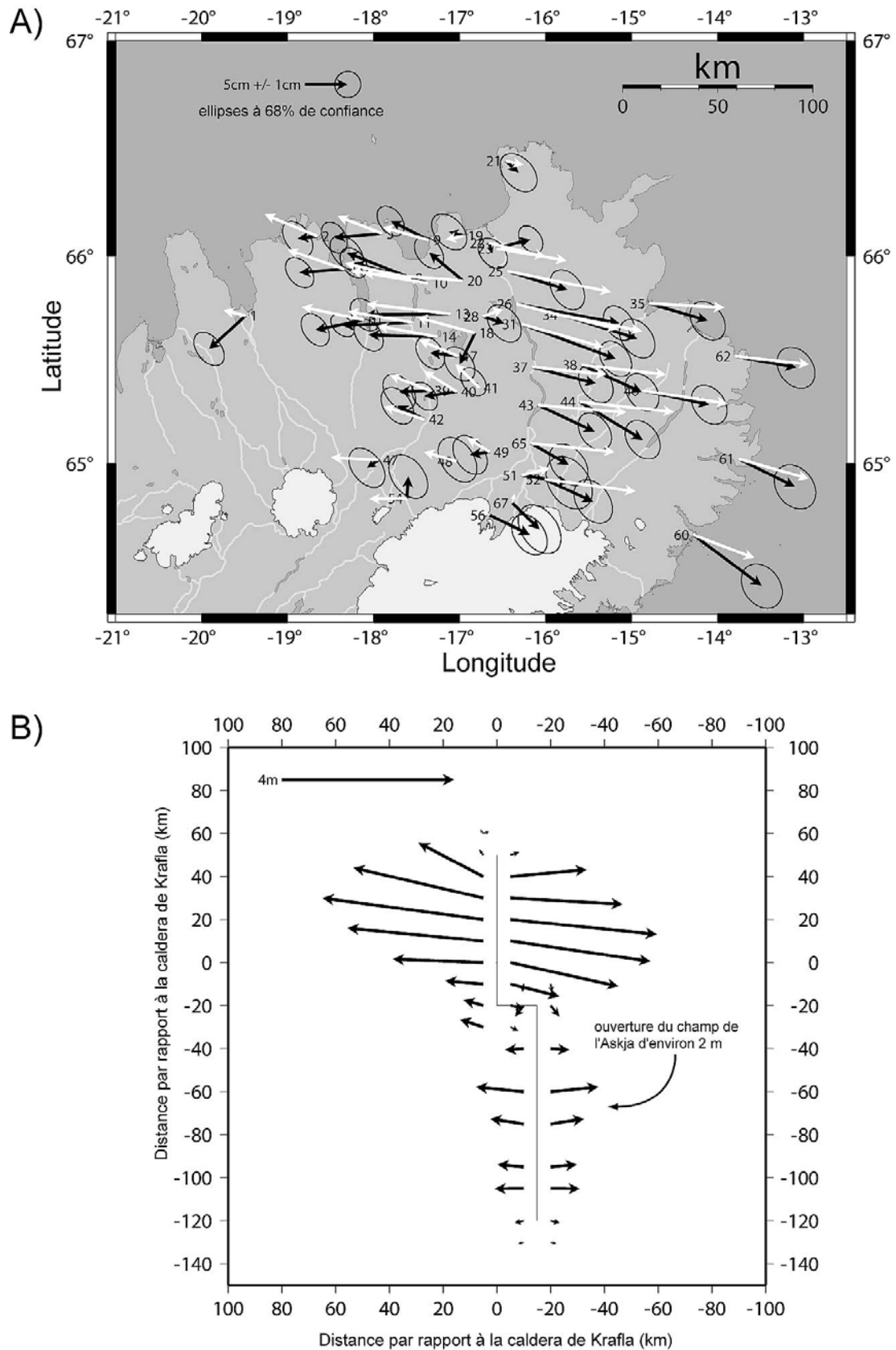
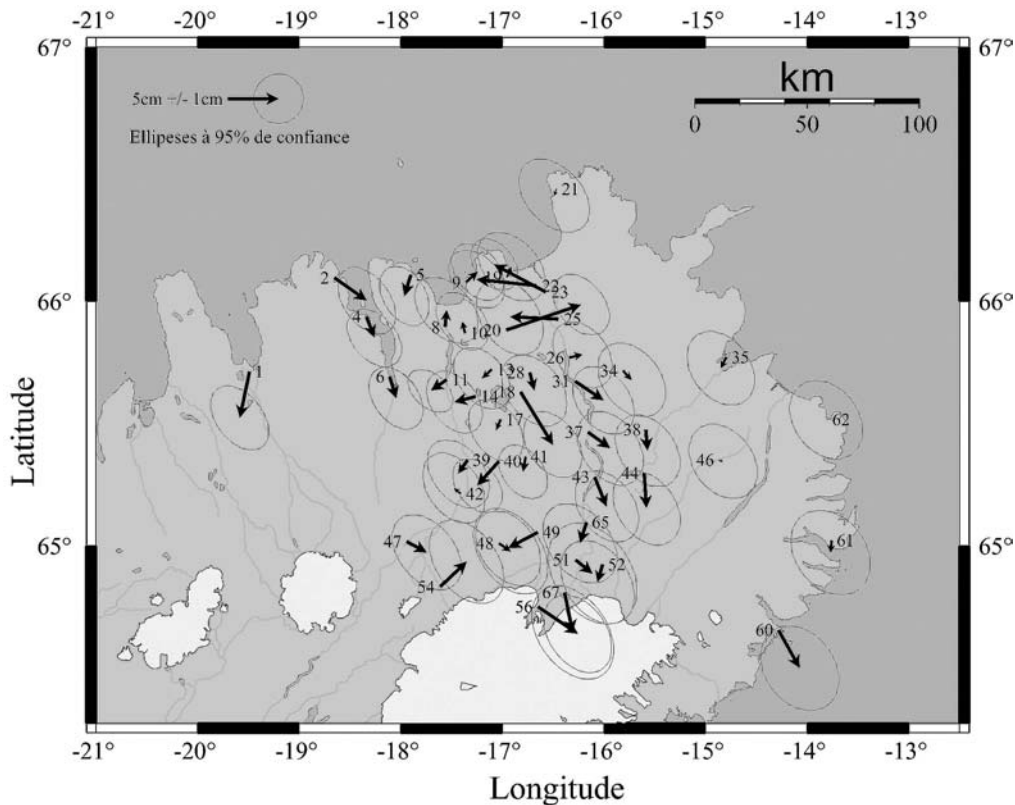


Figure IV.28: A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1992 pour un modèle intégrant le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Ouverture calculée pendant la période syn-crise à proximité des 2 champs de fracture. La petite crise que nous avons imposé sur le champ de l'Askja correspond à une ouverture de 2 m.



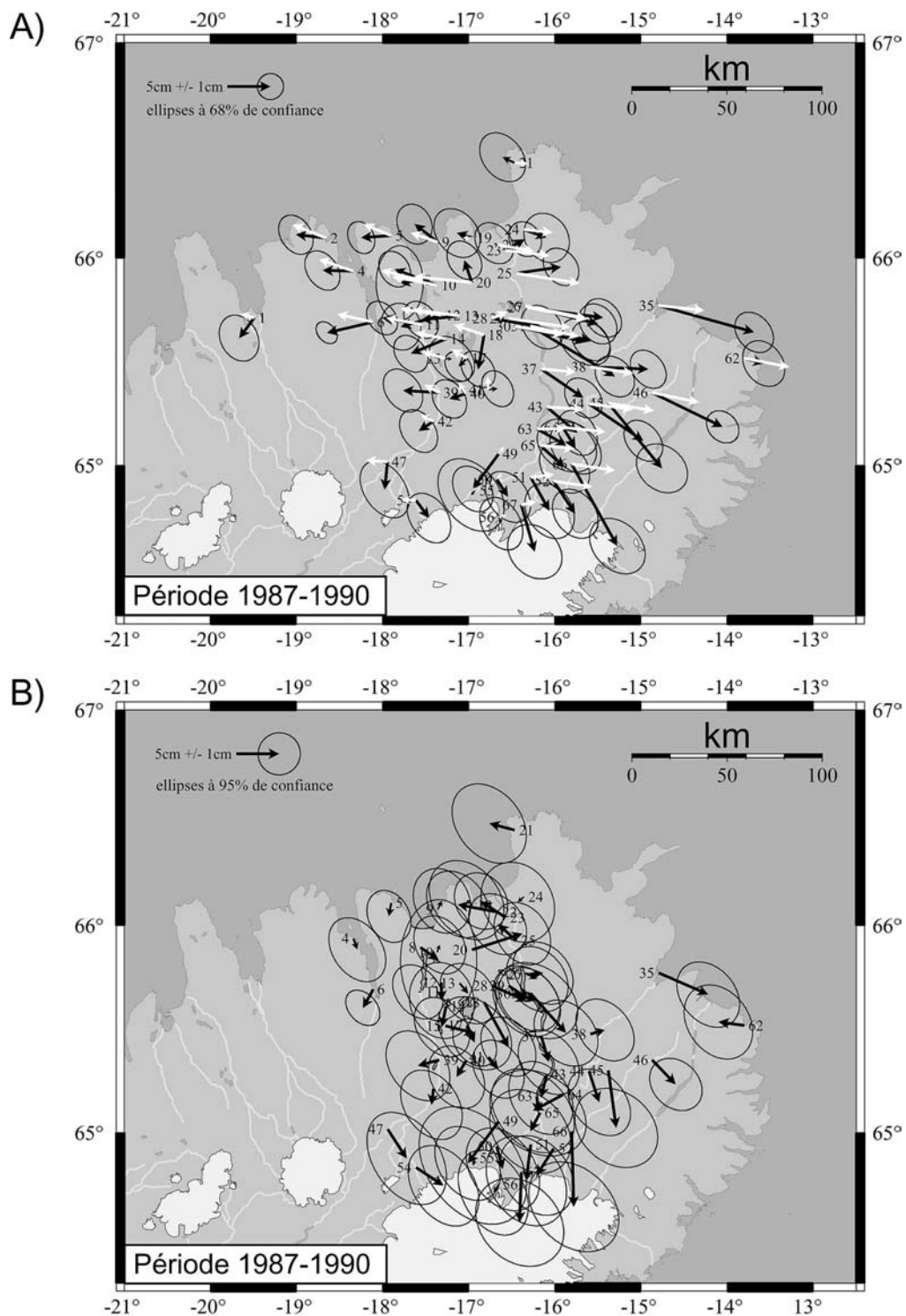
Faïlle IV.29 : Résidus calculés entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1992 et les déplacements calculés de notre modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

Comme pour nos modèles 2D (cf IV.3.2.3), il est important de valider notre modèle en le comparant aux autres époques de mesures GPS pour vérifier que l'évolution temporelle de la réponse post-crise calculée est comparable avec celle observée dans le nord de l'Islande. Nous avons donc comparé notre modèles aux époques 1987-1990 et 1992-1995.

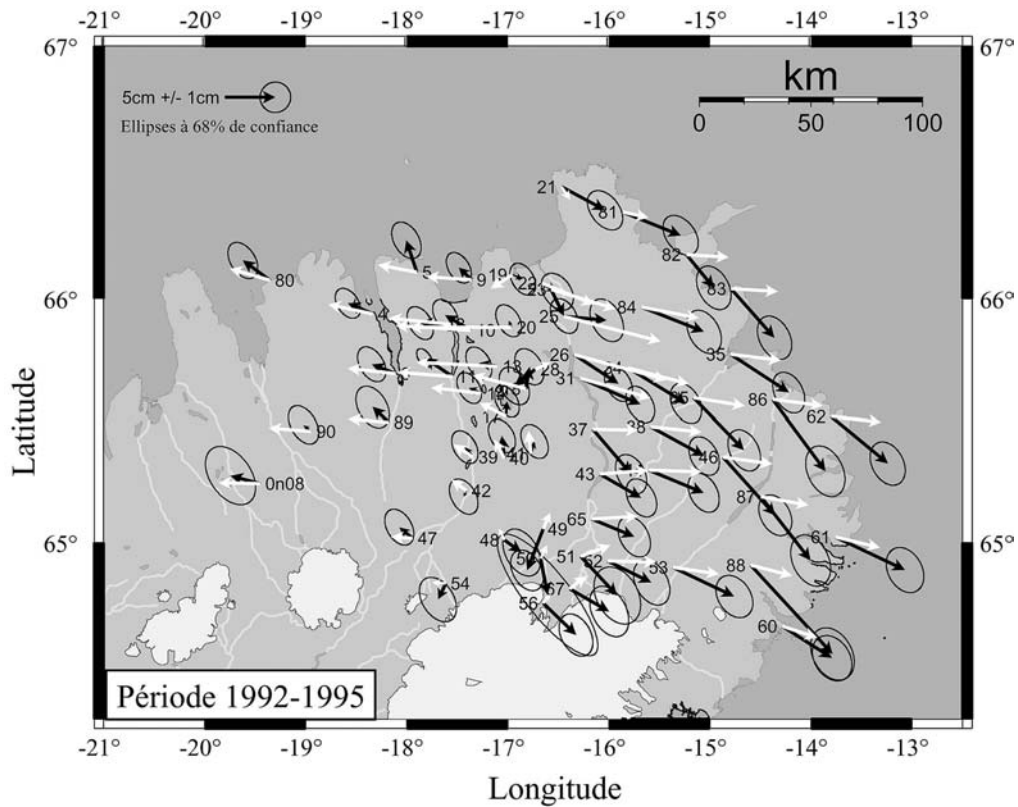
Pour la période 1987-1990 (Fig. IV.30A), on note une grosse différence sur la composante sud des vecteurs de l'Est qui est plus forte sur les déplacements mesurés. Lorsqu'on calcule le résidu à 95% (Fig. IV.30B), la différence ne devient plus significative et seuls 6 vecteurs (dispersés sur l'ensemble de l'est la zone) présentent un résidu relativement fort.

Pour la période 1992-1995 (Fig. IV.31), la différence est beaucoup plus sensible. L'ensemble des déplacements mesurés à l'est présente une composante sud beaucoup plus forte et une bonne partie des vecteurs à l'ouest présente une composante nord légèrement plus forte. Cette différence met donc en évidence une direction d'ouverture avec une composante N-S assez importante pour les déplacements mesurés entre 1992 et 1995.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



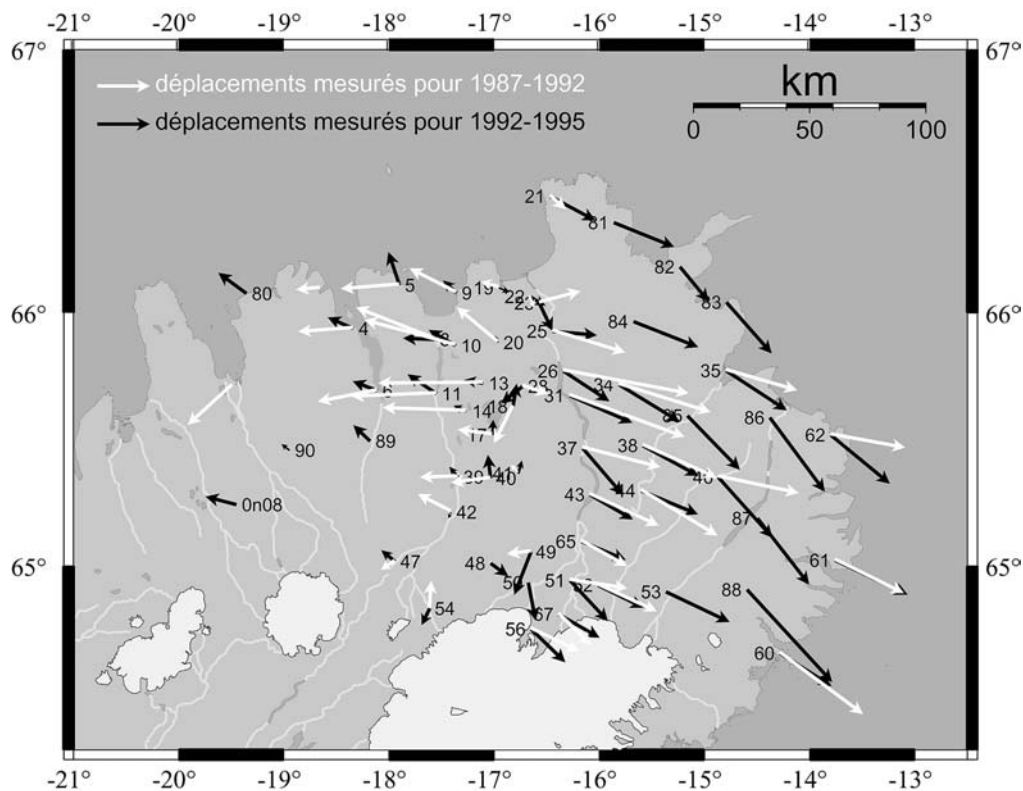
Faïlle IV.30 : : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1990 pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1990 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.



Faïlle IV.31 : : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1992-1995 pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Pour un soucis de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance.

Si on compare avec la direction d'ouverture de la période 1987-1992 (Fig. IV.32), on remarque que les déplacements mesurés entre 1992 et 1995 présentent une composante N (pour l'ouest du réseau) et S (pour l'est du réseau) beaucoup plus marquée que ceux de 1987-1992. La zone de transition semble être le champ de fracture du Krafla. Cette évolution de la direction d'ouverture est particulièrement troublante. En effet, les 4 points de référence de ce réseau de point GPS considérés fixes sont situés au nord et au sud du champ de Krafla. Dans l'hypothèse où les points de référence du sud bougeraient en E-W par rapport au nord entre 1992 et 1995, il en résulterait une rotation de l'ensemble du réseau autour du barycentre des 4 points de référence. Si ces points se déplacent vers l'ouest, cette rotation se traduirait par une augmentation de la composante nord pour l'ensemble des vecteurs situés à l'ouest du pôle de rotation, et une augmentation de la composante sud pour l'ensemble des vecteurs situés à l'est du pôle. Or c'est ce que nous observons sur le champ de déplacement 92-95 : une rotation horaire avec un centre situé sur le champ de Krafla, au milieu des 4 points de référence. Pour notre étude, nous avons appliqué à l'ensemble des vecteurs mesurés une rotation inverse de 13° pour retrouver la direction d'ouverture observée entre 1987 et 1992.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



Faillie IV.32 : Comparaison entre les déplacements mesurés de la période 1987-1992 (en blanc) et la période 1992-1995 (en noir). Les vecteurs de la période 1992-1995 présentent une direction plus nord à l'ouest et sud à l'est que les vecteurs de la période 1987-1992. Cette différence pourrait être due à une rotation des vecteurs 1992-1995 provoquée par une mauvaise mise en référence du réseau GPS.

Sur la figure IV.33, nous avons comparé les déplacements ainsi corrigés avec les déplacements calculés par notre modèle. On constate tout d'abord que les directions des vecteurs calculés et mesurés deviennent très comparables que ce soit à l'est ou à l'ouest de la zone. Par contre, l'ensemble des déplacements mesurés présentent une composante Est beaucoup plus forte. Cette différence s'accroît à l'extrême Est de l'Islande. Les résidus à 95% de confiance (Fig. IV.34) confortent cette observation et nous montrent un déficit assez important sur la composante Est et dans une moindre mesure la composante Sud des vecteurs calculés par rapport aux vecteurs mesurés. Par contre, à l'ouest, les déplacements calculés sont très comparables aux déplacements mesurés. Il pourrait donc être suggéré que la mise en référence a non seulement introduit une rotation rigide mais aussi un facteur d'échelle.

IV.3. Le Nord de l'Islande : analyse et modélisation de la réponse post crise de rifting du Krafla

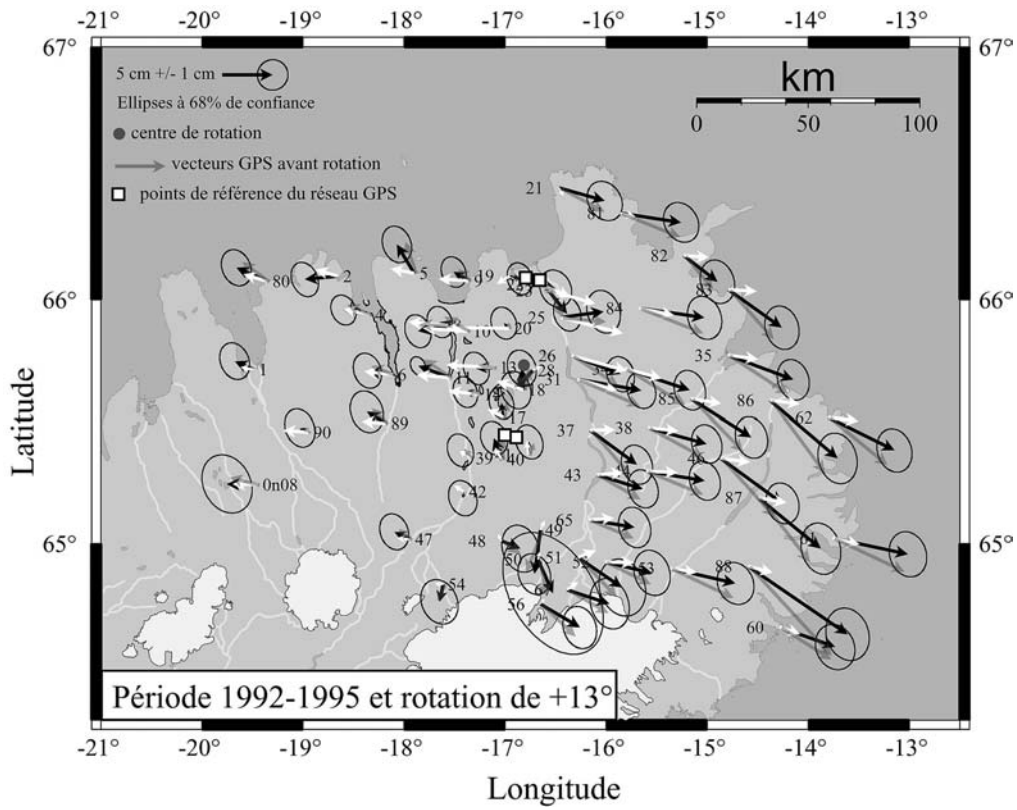
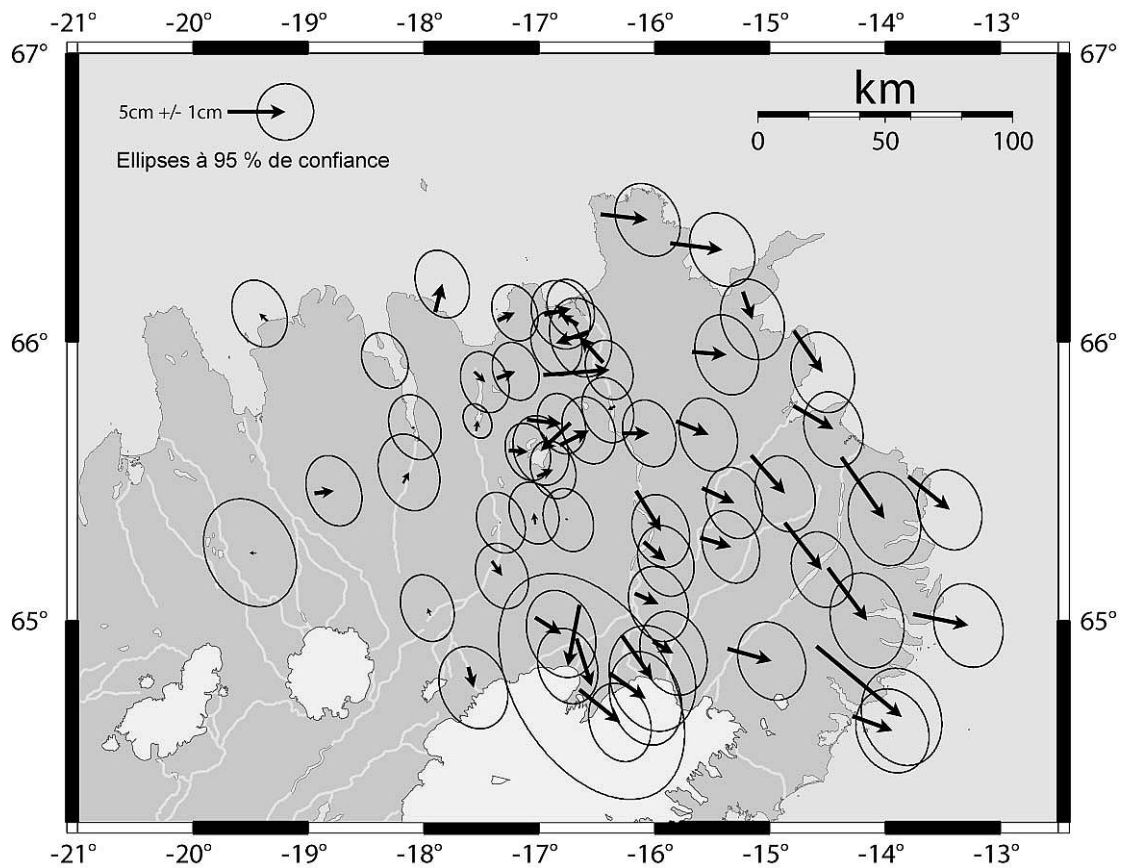


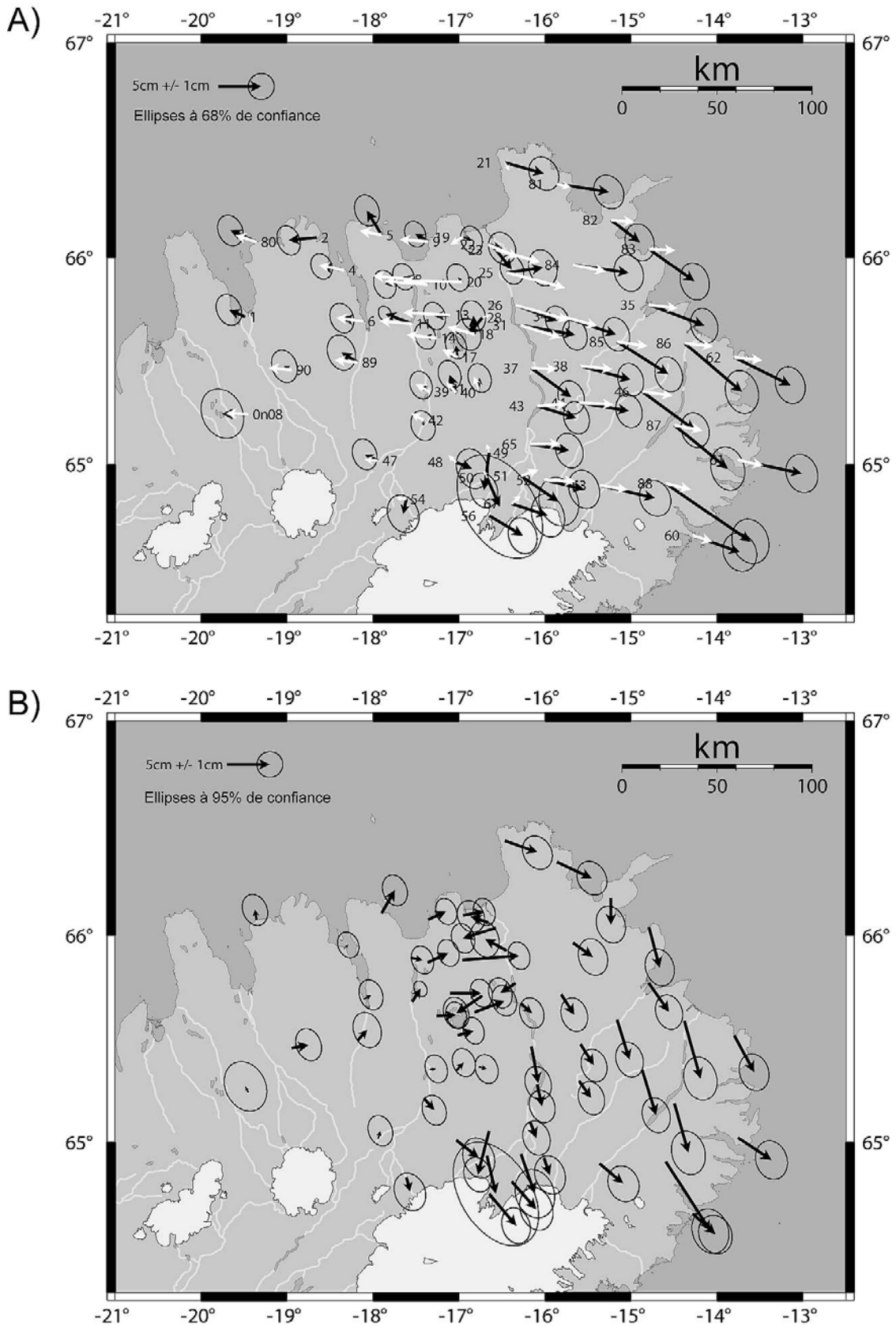
Figure IV.33 : Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1992-1995 pour le même modèle mais après rotation de 13° dans le sens anti-horaire des déplacements mesurés. Les vecteurs en gris représentent les déplacements utilisés pour la figure A avant la rotation. Pour un soucis de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



Faillie IV.34 : Résidus calculés entre les déplacements mesurés entre 1992 et 1995 (après correction par une rotation de 13°) et les déplacements calculés de notre modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Pour un soucis de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

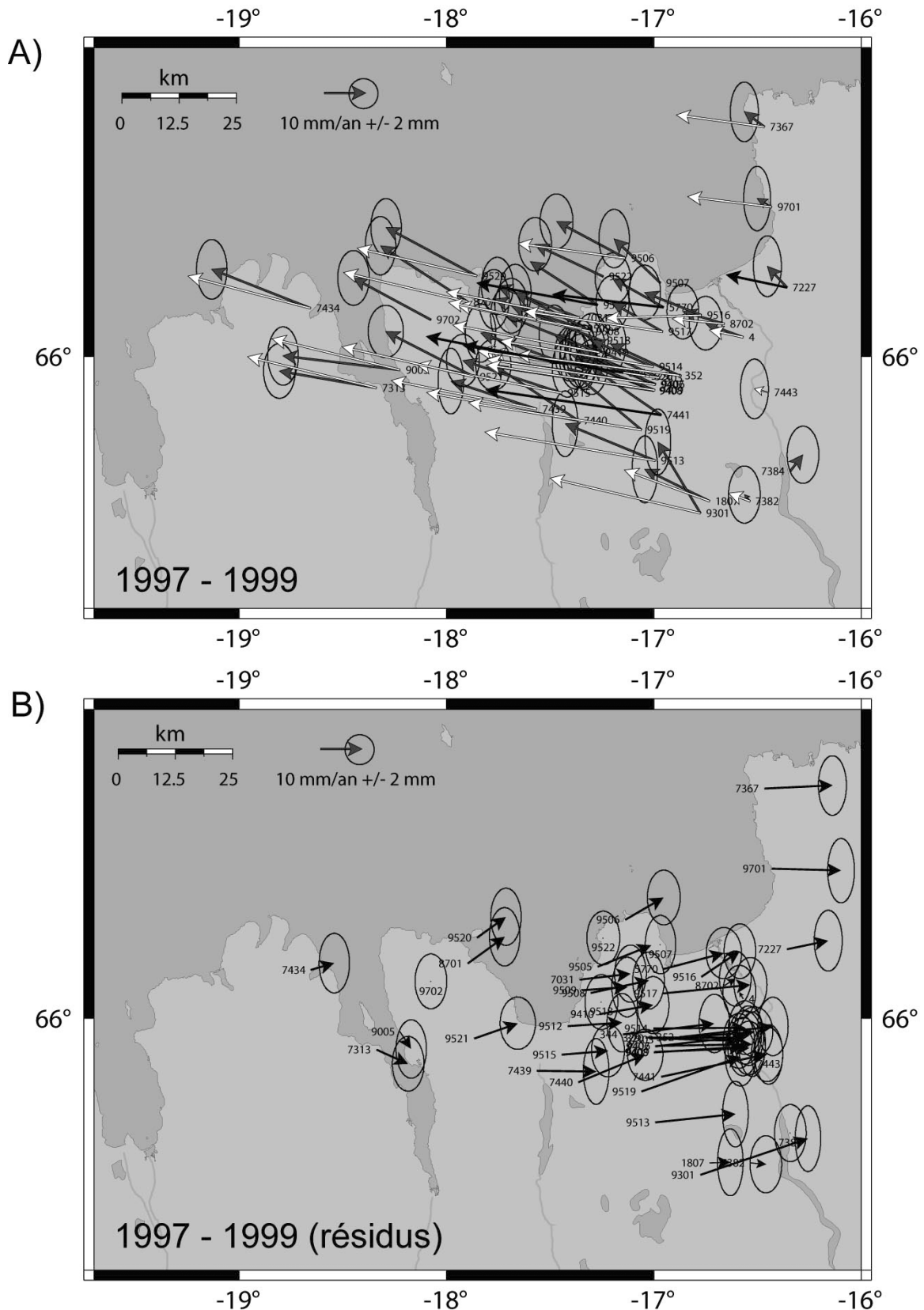
La différence entre les vecteurs calculés et mesurés à l'Est nous a poussé à tester l'influence de l'intensité de la crise sur les déplacements post-crise à l'extrême Est de l'Islande. Nous avons vu que la crise que nous avons appliqué est comparable à une estimation basse de l'ouverture (environ 7m au maximum). Nous avons augmenté cette valeur à 8.5m c'est à dire une estimation haute de l'ouverture. Les résultats sont présentés dans la figure IV.35. Une telle ouverture ne provoque pas de différences significatives avec notre ouverture initiale de 7m. Les résidus à 95% nous montrent une meilleure simulation des vecteurs à environ 40 km à l'est du Krafla. Par contre, à l'extrême est on ne distingue pas d'amélioration tandis qu'au centre les déplacements simulés deviennent beaucoup plus forts que les déplacements mesurés.



Faïlle IV.35 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1992-1995 pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja et une forte ouverture de 8.5 m sur le champ de Krafla. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1992 et 1995 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

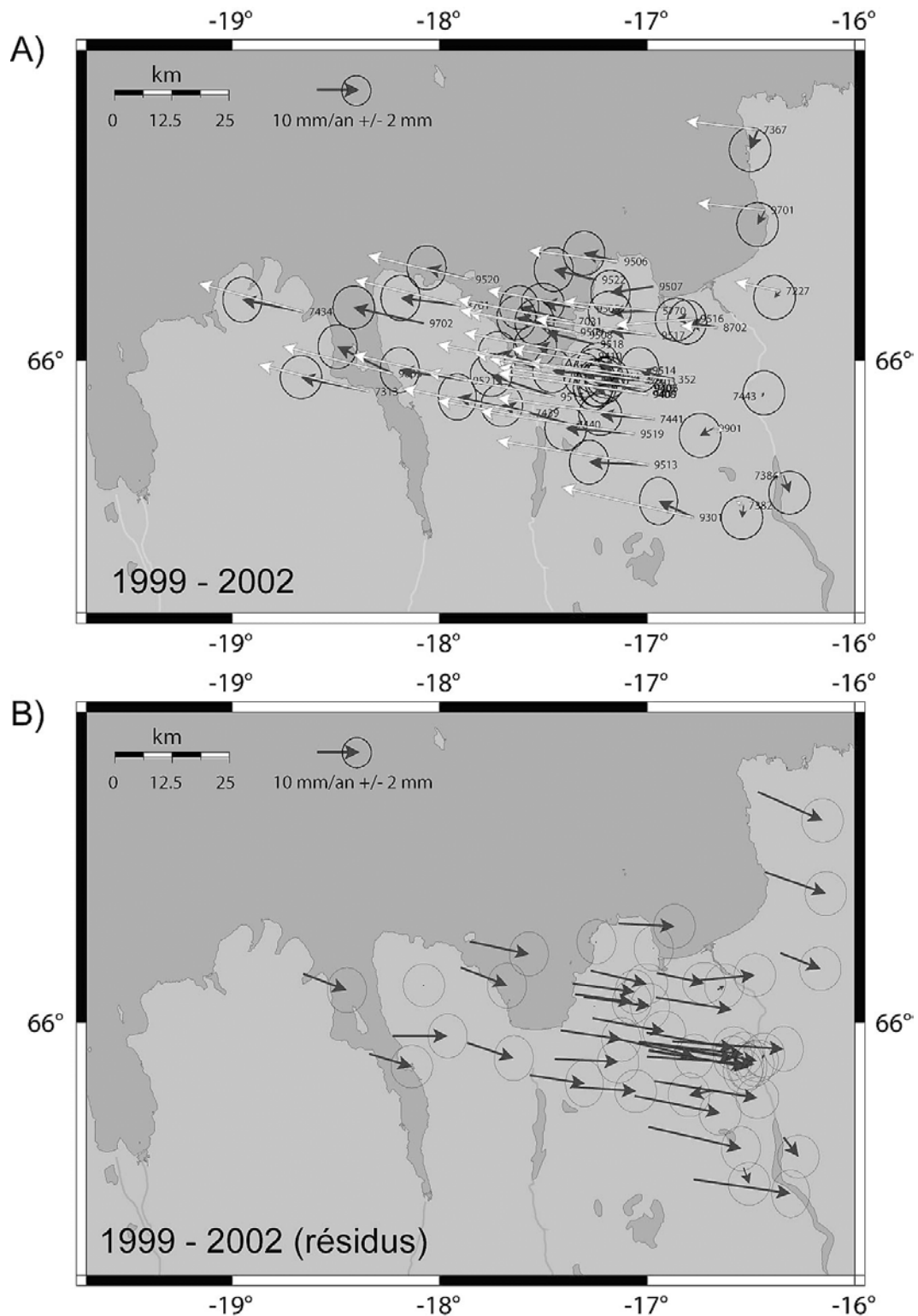
L'ensemble de ces résultats nous montre donc que l'introduction d'une petite crise de rifting sur le champ de l'Askja permet de simuler avec une bonne précision l'ensemble des déplacements mesurés entre 1987, 1990 et 1992. Par contre, ceci ne permet pas de simuler les déplacements mesurés à l'est du réseau pour la période 1992-1995. L'origine de ces forts déplacements n'est pas encore très bien comprise. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées (1) une conséquence supplémentaire de la mauvaise mise en référence, comme par exemple un facteur d'échelle, (2) une influence majeure de la faille d'Husavik qui n'a pas été modélisée ici, ou (3) un événement important encore inconnu qui se serait produit entre 1992 et 1995 dans l'est de la zone étudiée comme la réactivation d'un champ de fracture à l'Est du champ de Krafla (par exemple celui de l'Askja ou de Fremri-Namur) entraînant des déplacements importants vers l'Est de l'ensemble des vecteurs de l'Est de la zone d'étude.

Pour finir, nous avons comparé les vitesses calculées par notre modèle avec les vitesses mesurées entre 1997 et 2002 dans le réseau TGN du nord de l'Islande (Fig. IV.36 et IV.37). Pour les 2 périodes GPS (1997-1999 et 1999-2002), les vitesses calculées par notre modèle sont trop fortes sur l'ensemble du réseau. La différence est particulièrement sensible à proximité du champ de fracture de Krafla où elle atteint 2.5 cm/an pour 1997-1999 et 2 cm/an pour 1999-2002.



Faille IV.36 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1997-1999 par rapport à l'Eurasie stable dans le réseau TGN pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. L'ensemble du réseau est représenté par rapport à l'Eurasie fixe. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1997 et 1999 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



Faïlle IV.37 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1999-2002 par rapport à l'Eurasie stable dans le réseau TGN pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. L'ensemble du réseau est représenté par rapport à l'Eurasie fixe. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1999 et 2002 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

➤ **Influence de la faille d'Husavik dans l'amortissement de la déformation**

Nous venons d'obtenir, à partir d'un modèle comprenant les champs de fracture de Krafla et de l'Askja, une simulation très satisfaisante de la déformation du nord de l'Islande entre 1987 et 1992, et dans une moindre mesure entre 1995 et 2002. Cependant, notre modèle dans cette région est relativement simple et ne prend pas en compte la faille d'Husavik-Flatey qui concentre une grande part de la microsismicité du nord de l'Islande. Hors, on a vu que les mesures GPS révèlent un gradient de déformation très net entre l'île de Flatey et la péninsule qui se trouve juste au sud (cf chap. IV.3.1.3) c'est à dire à l'emplacement exact de la faille d'Husavik-Flatey. On peut donc penser que la faille joue un rôle important dans l'amortissement de la déformation post-crise dans la région de Tjörnes. De plus, au regard de la micro-sismicité actuelle dans cette région (cf. chap. II.2.3.1), la compréhension de la déformation actuelle du nord de l'Islande ne peut se faire sans étudier l'influence de la ZSNI sur la déformation post-crise.

• ***Introduction d'une faille à glissement libre***

Nous avons donc intégré à partir des modèles précédents la faille d'Husavik-Flatey juste au nord du champ de fracture du Krafla (Fig. IV.38). Pour favoriser une bonne mise en charge de la faille et éviter les accumulations de contraintes excessives à son extrémité ouest, nous avons étendu notre modèle à la ride de Kolbeinsey jusqu'à 250 km au nord (Fig. IV.38). Sur les faces de la ride de Kolbeinsey, nous avons appliqué une pression lithostatique pour éviter un effondrement de ces faces pendant l'extension. Sur les faces de la faille d'Husavik-Flatey, nous avons appliqué dans un premier temps uniquement une friction nulle pour simuler un glissement libre. Les conditions aux limites des bords de notre modèle et les différentes crises appliquées restent les mêmes que dans nos précédents modèles.

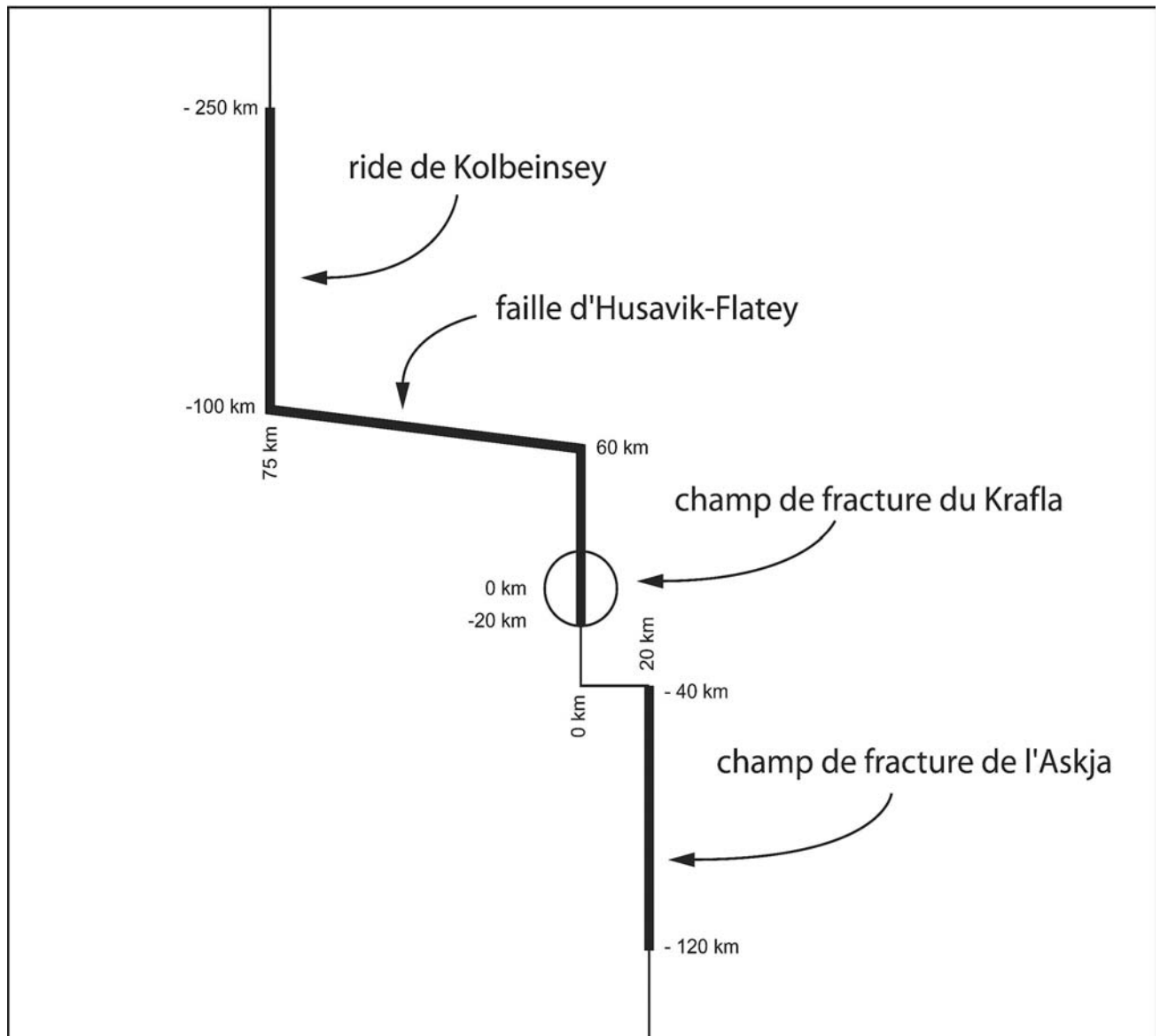
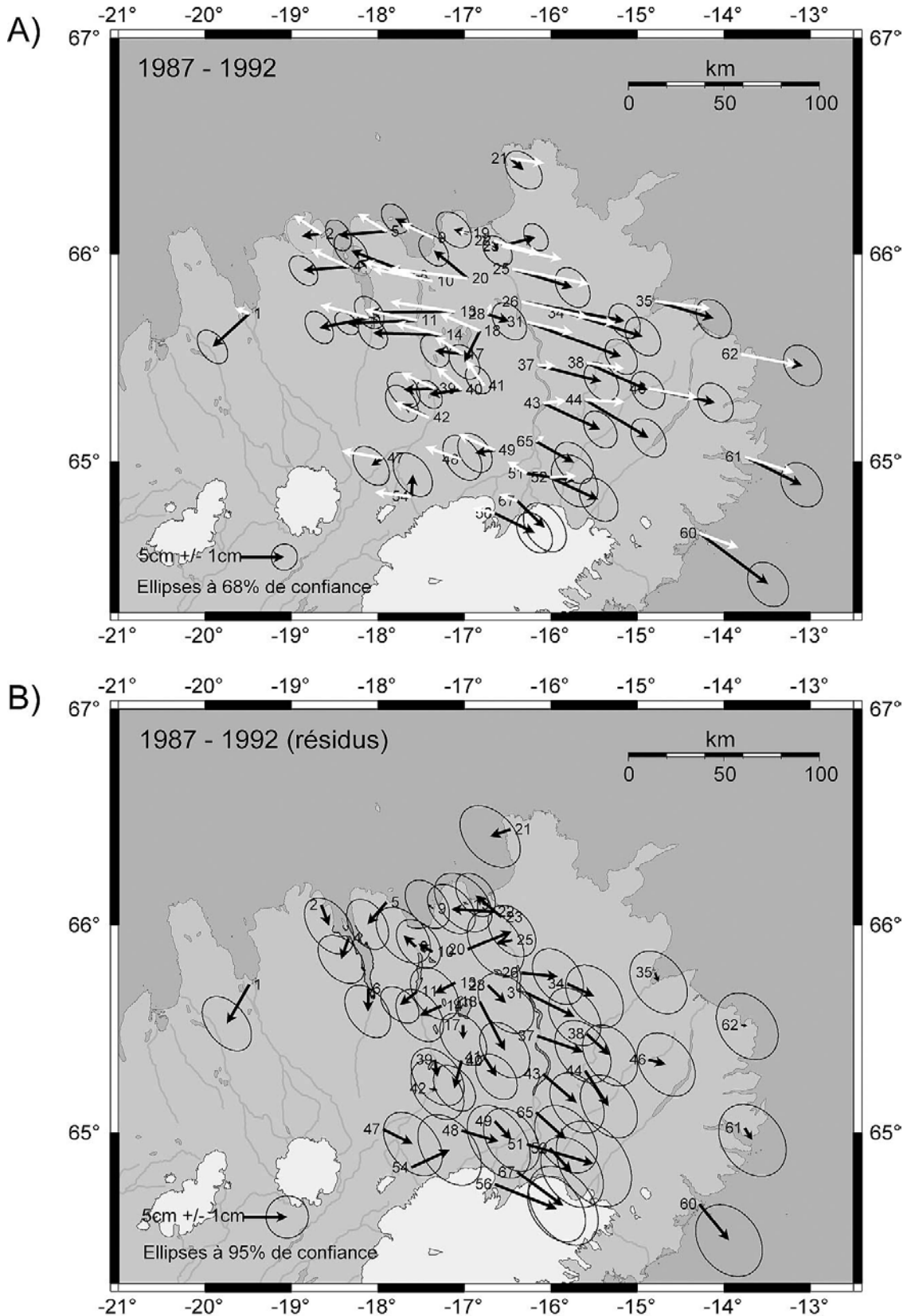


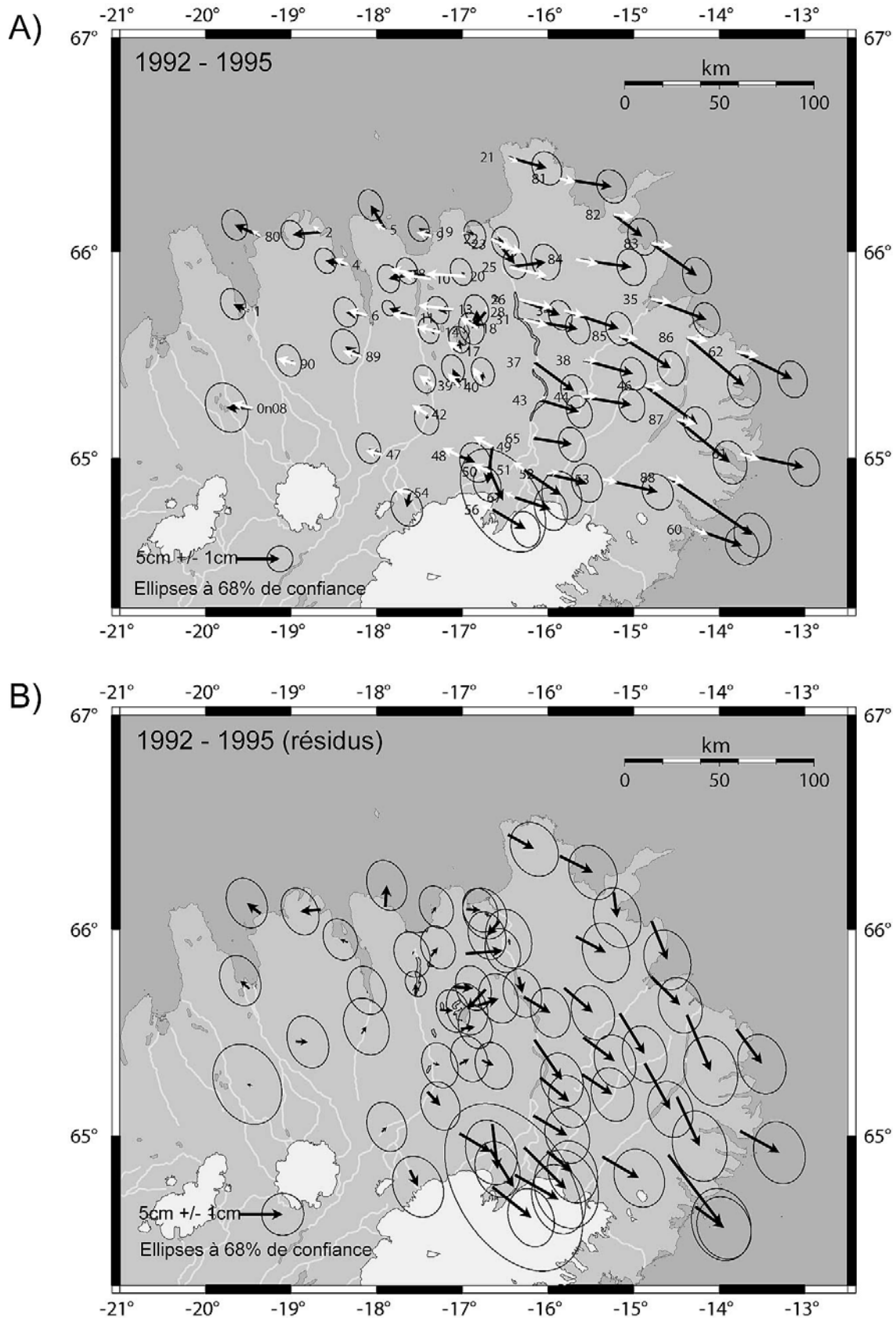
Figure IV.38 : Géométrie de la surface des modèles intégrant le champ de fracture du Krafla, le champ de fracture de l'Askja, la faille d'Husavik-Flatey et la ride de Kolbeinsey. Les traits gras représentent les discontinuités. Nous avons appliqué une pression lithostatique sur les faces de la ride et une friction nulle sur les faces de la faille.

Les résultats, pour la période 1987-1992, sont présentés dans la figure IV.39. Curieusement, par rapport à notre modèle précédent comportant seulement les deux champs de fracture (Fig. IV.27), les principales différences se situent dans le sud-est de la zone. Les déplacements calculés pour ce nouveau modèle sont plus faibles pour les points situés à l'est du champ de l'Askja. Au nord, par contre, seul le point à l'extrême nord présente une vitesse un peu plus forte. Pour la période 1992-1995 (Fig. IV.40), on observe les mêmes différences dans le sud-est. Ces différences nous montrent que, malgré des caractéristiques rhéologiques et géodynamiques similaires (pour l'extension permanente et les différentes crises), l'ajout d'une faille à glissement libre ne permet pas d'améliorer significativement la simulation des déplacements mesurés dans le nord de l'Islande. Cela entraîne au contraire un amortissement trop fort des déplacements au sud-est de la zone.

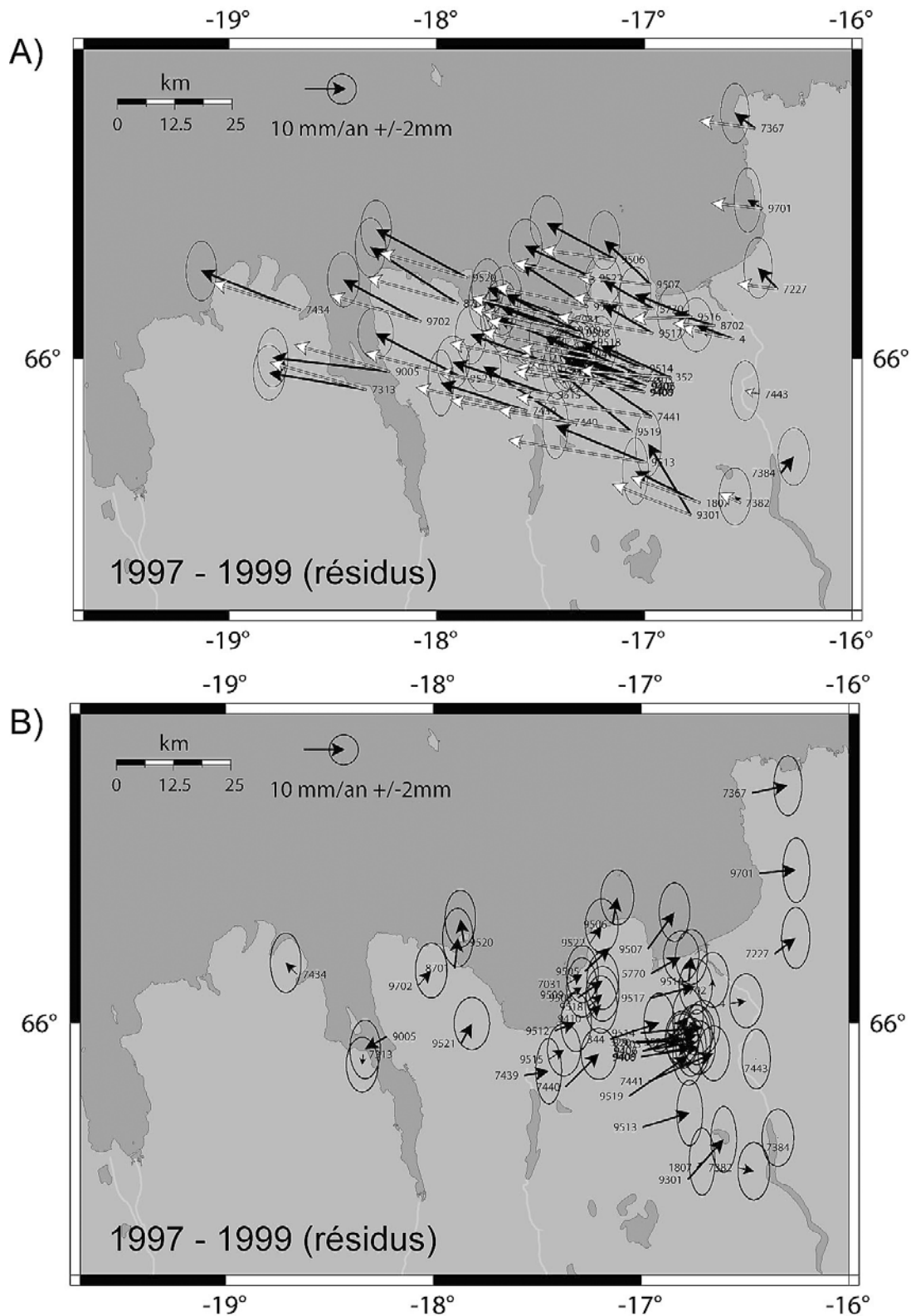


Faïlle IV.39 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1990 pour un modèle intégrant la faille d'Husavik-Flatey (avec une friction nulle) et la ride de Kolbeinsey. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1992 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

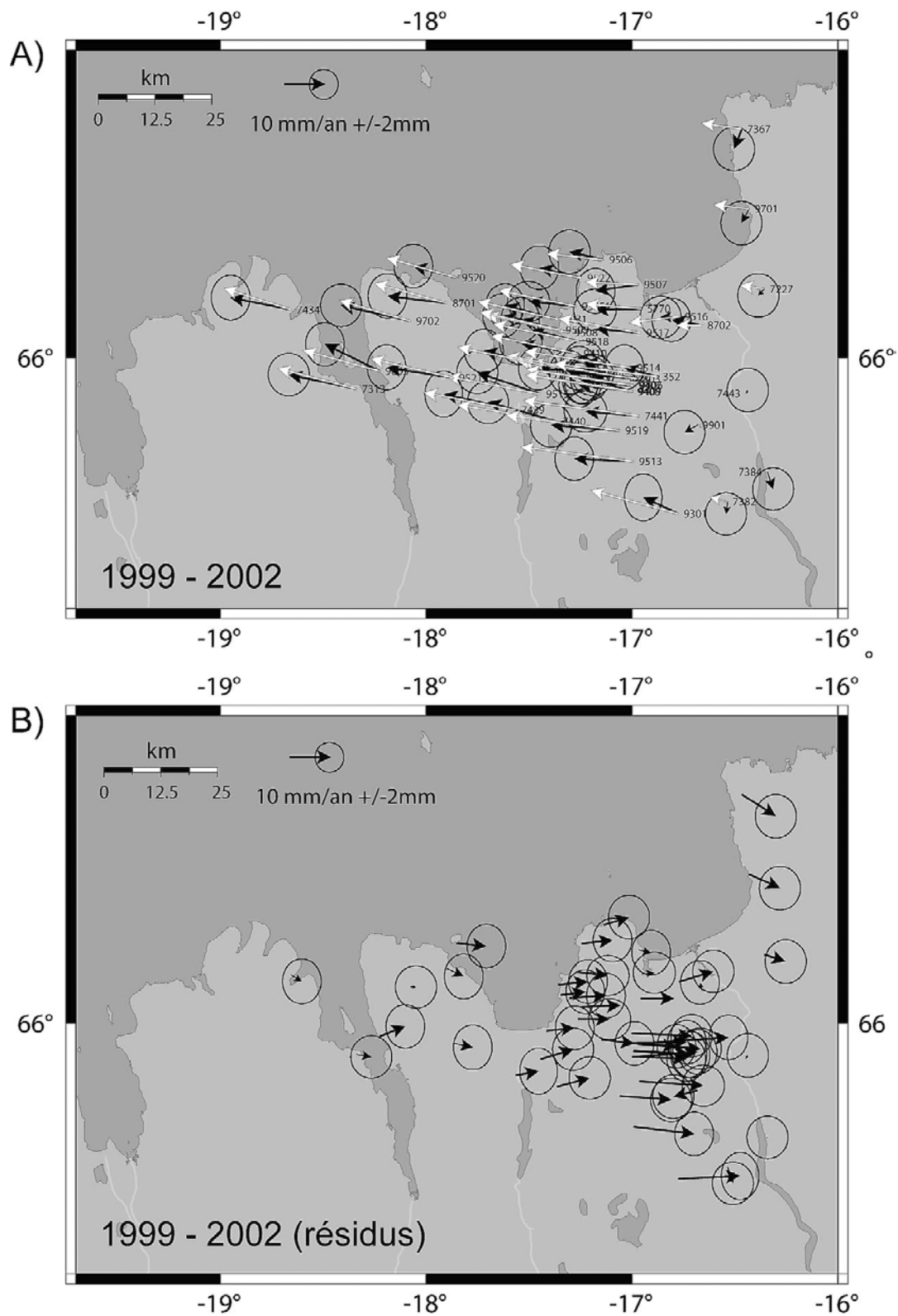


Faïlle IV.40 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1990 pour un modèle intégrant la faille d'Husavik-Flatey (avec une friction nulle) et la ride de Kolbeinsey. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1992 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.



Faïlle IV.41: A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1997-1999 dans le réseau TGN pour un modèle intégrant la faille d'Husavik-Flatey (avec une friction nulle) et la ride de Kolbeinsey. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1997 et 1999 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



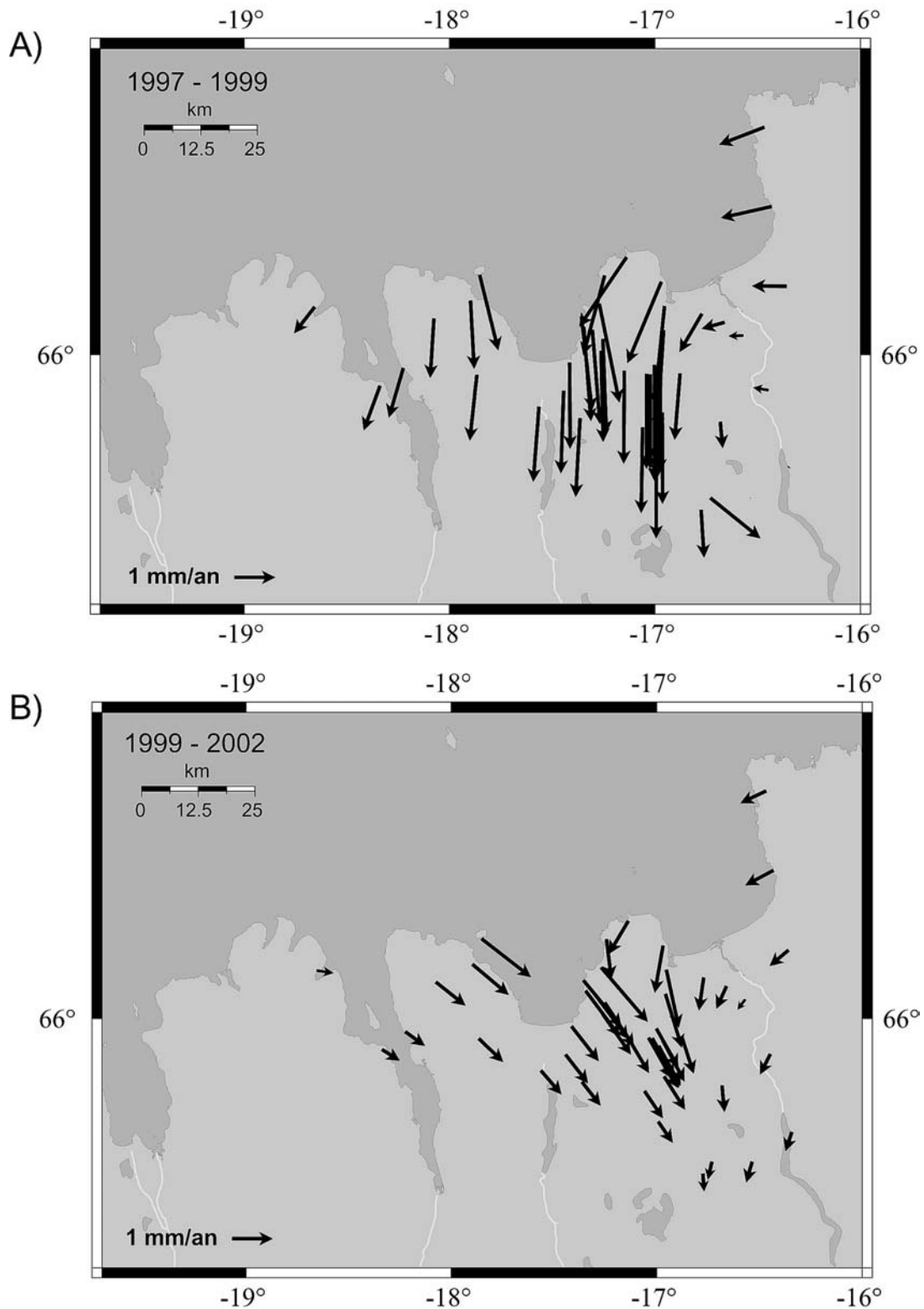
Faïlle IV.42 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1999-2002 dans le réseau TGN pour un modèle intégrant la faille d'Husavik-Flatey (avec une friction nulle) et la ride de Kolbeinsey. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. L'ensemble du réseau est représenté par rapport à l'Eurasie fixe. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1999 et 2002 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance.

Pour les périodes 1997-1999 et 1999-2002, au contraire, les résultats sont très satisfaisants. En effet, les figures IV.41 et IV.42 nous montrent une simulation beaucoup plus réaliste que le modèle sans la faille d'Husavik-Flatey et la ride de Kolbeinsey (Fig. IV.36 et IV.37). Les résidus à 95% de confiance nous montrent que seuls les déplacements calculés à proximité du Krafla présente une différence significative avec les déplacements mesurés (de l'ordre de 1.6 cm/an pour 1997-1999 et 1.2 cm/an pour 1999-2002). Ce résidu met en évidence des vitesses relativement faibles des points situés juste à l'Ouest du Krafla et donc un amortissement de la déformation post-crise plus rapide que notre modèle. Cette atténuation étant localisée le long du champ de Krafla, on peut penser qu'elle résulte d'une structure relativement superficielle. Or, *Henriot et al.* [2001] ont mis en évidence une subsidence de 2.5 cm/an du champ de Krafla et ce sur une largeur de 10 km maximum. Cette subsidence serait provoquée par la compaction de la chambre magmatique du Krafla (située à 3 km de profondeur) et d'une série de sills le long du champ de fracture. Une telle subsidence pourrait avoir comme effet, à l'ouest du Krafla, une atténuation des déplacements vers l'ouest de l'ensemble de la zone subsidée. Malheureusement, à cause de leurs petites tailles, de telles structures ne sont pas modélisables dans Adeli et nous ne pouvons donc pas vérifier cette hypothèse.

- ***Introduction d'une faille bloquée***

Pour conclure avec l'étude de l'influence de la faille d'Husavik-Flatey sur la déformation post-crise, nous avons réalisé un modèle similaire mais avec une friction très forte (>1) pour simuler une faille bloquée. Les différences de vitesses pour chaque époque entre le modèle à faille libre et le modèle à faille bloquée ne sont pas significatives à l'échelle de vitesse et de déplacement des différentes figures. C'est pourquoi nous ne les avons pas reportées ici. Cependant, nous avons réalisé le résidu entre les vitesses pour un modèle à faille bloquée et les vitesses d'un modèle à faille libre pour le réseau TGN (Fig. IV.43). Il en résulte une différence très faible, inférieure à 3 mm/an pour la période 1997-1999 et 2 mm/an pour la période 1999-2002. Bien que ces différences soient faibles, elles mettent en évidence tout d'abord un déplacement légèrement plus orienté vers le nord pour un modèle à faille libre pendant la période 1997-1999 (Fig. IV.43A) et surtout des déplacements légèrement plus faibles à proximité du Krafla pour le modèle à faille bloquée pour la période 1999-2002 (Fig. IV.43B). Ceci nous montre que la faille d'Husavik-Flatey pourrait être plus proche d'un comportement libre pendant la période 1997-1999 (pour se rapprocher de la tendance vers le nord mesurée par GPS) et plus proche d'un comportement bloqué entre 1999 et 2002 (pour se rapprocher des vecteurs mesurés dans la zone du Krafla). Cependant, ces résultats sont à prendre avec précaution. En effet, nous avons réalisé ici une simulation très simpliste de la faille d'Husavik-Flatey pour voir si notamment elle pourrait être à l'origine des forts déplacements mesurés à l'est de l'Islande entre 1992 et 1995. Or, nous n'avons pas pris en compte ici la géométrie complexe en push-up et pull-apart de la faille (cf chap. II.2.2.2), ni les différentes structures en échelon du linéament de Grimsey qui, au vu de la forte sismicité observée, peuvent avoir une influence sur des différences de déplacements de l'ordre de quelques millimètres. De même, la mise en charge de la faille ne comporte pas l'historique sismique observé depuis le 19^e siècle dans cette région.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



Faïlle IV.43 : A. Différence entre vitesses calculées à partir d'un modèle à faille bloquée et les vitesses calculées à partir d'un modèle à faille libre pour la période 1997-1999 dans le réseau TGN. B. Comparaison entre les vitesses calculées à partir d'un modèle à faille bloquée et les déplacements calculés à partir d'un modèle à faille libre pour la période 1999-2002 dans le réseau TGN. L'échelle de ces vitesses a été multipliée par 10 par rapport aux figures précédentes pour mieux mettre en évidence les différences observées

➤ **Analyse de l'évolution des vitesses et des contraintes de notre modèle**

A partir de notre modèle final, qui intègre le champ de fracture de l'Askja, la faille d'Husavik et une partie de la ride de Kolbeinsey, nous avons analysé l'évolution des vitesses et des contraintes inter-, syn- et post-crisis pour estimer l'évolution spatiale et temporelle de la déformation de l'ensemble du nord de l'Islande.

• **Evolution des vitesses en période post-crise**

Nous avons analysé l'évolution des vitesses de surface de la période post-crise. Sur la figure IV.44, nous avons reporté la différence de vitesses entre la période inter-crise et chaque époque de mesure GPS (c'est à dire 1987, 1992, 1995, 1997, 1999 et 2002). Les vitesses calculées en période inter-crise (Fig. IV.44A) nous montrent un gradient de déformation des bords du modèle jusqu'à la zone axial du rift. La différence entre ces vitesses et celles de 1987 (Fig. IV.44B) nous montrent une différence de 2 cm/an à proximité de la caldera du Krafla qui s'atténue progressivement quand on s'éloigne de l'axe du rift. Cette différence est malgré tout observable sur une grande partie de notre modèle puisqu'elle est encore de 1 cm/an à 180 km du rift. Cela nous montre que la zone d'influence de la déformation post-crise en 1987 est relativement importante et qu'elle atteint même les bords nord et sud de notre modèle. Pour la période 1992 (Fig. IV.44C), on constate une très nette décroissance de ces vitesses post-crisis dans toute la partie sud et nord du modèle qui retrouve des vitesses proches d'une déformation inter-crise. Au centre du modèle, les vitesses sont toujours fortes et la zone d'influence de la déformation post-crise s'étend jusqu'à environ 120-130 km où les vitesses ne sont plus que de 2 mm/an supérieur aux vitesses de la période inter-crise. Enfin, à partir de 1995 (Fig. IV.44D à G), l'état de déformation est stationnaire et on n'observe pas de décroissance significative des déplacements au centre du modèle. La dernière comparaison (Fig. IV.44H) présente une estimation des vitesses pour l'année 2012 c'est à dire 10 ans après les dernières époques de mesures GPS. On retrouve le même état de déformation qu'entre 1995 et 2002 et ceci confirme l'état stationnaire de la déformation de notre modèle pour la période équivalent à 1995-2012.

Pour estimer la décroissance de la période post-crise, nous présentons sur la figure IV.45 la différence de vitesse entre les époques de mesures GPS et les vitesses obtenues pour l'année 2012. On constate que la majeure partie de l'atténuation de la déformation post-crise se fait entre la fin de la crise et 1992 (Fig. IV.45A et B). A partir de 1992, la décroissance devient très faible même à proximité du champ de fracture du Krafla (< à 2 mm/an) (Fig. IV.45B à G). Entre 2002 et 2012, elle n'est plus détectable (IV.45G et F). Cette constatation nous montre donc que la période post-crise ne dure après 1995. A partir de cette période, un nouveau régime de déformation semble se mettre en place avec une ouverture très localisée sur le champ de fracture du Krafla.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

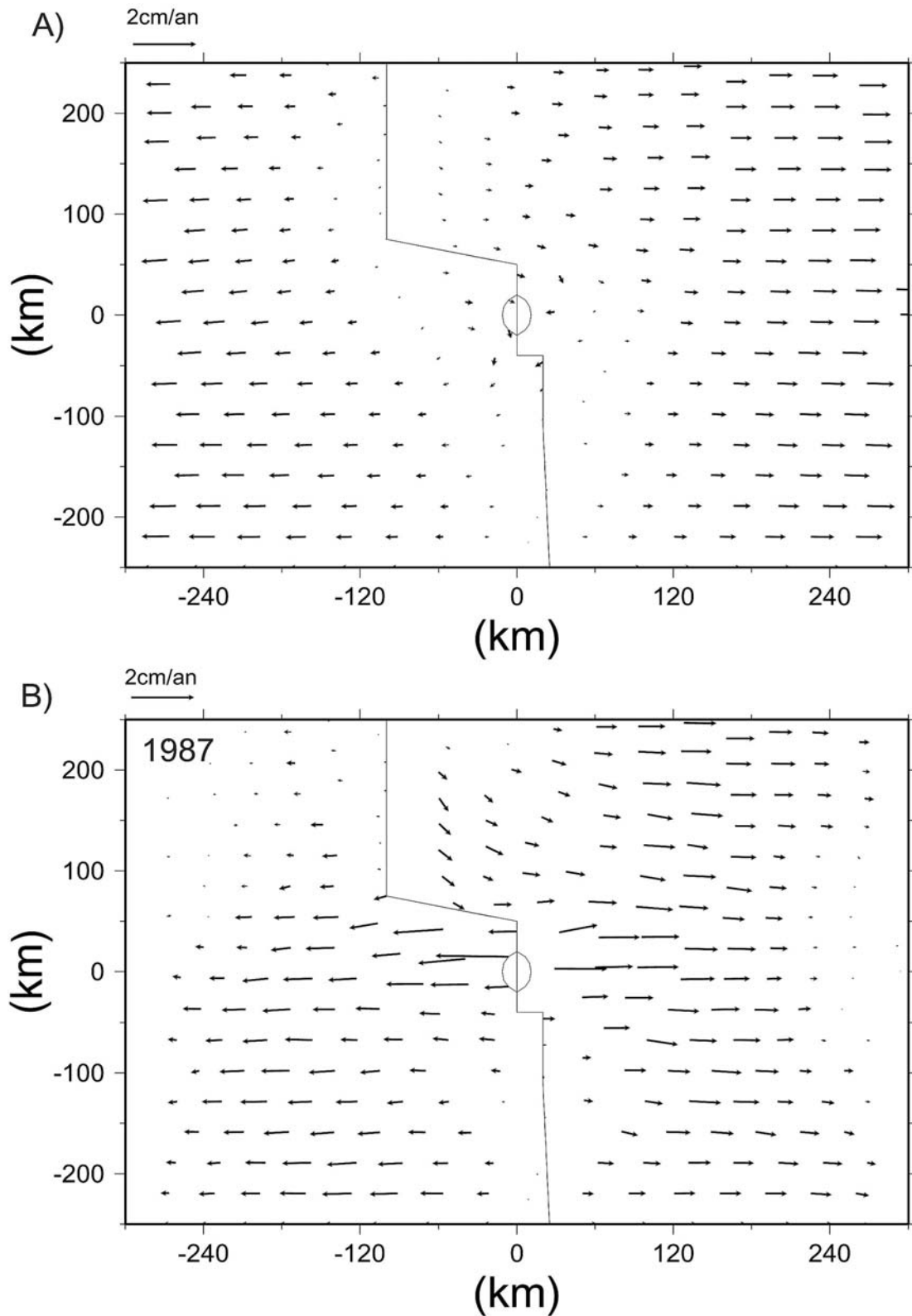


Figure IV.44 (A et B) : A. vitesses calculées pendant la période inter-crise pour notre modèle final. B : Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1987 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). La différence de vitesse est très importante et est généralisée sur une grande partie de notre modèle.

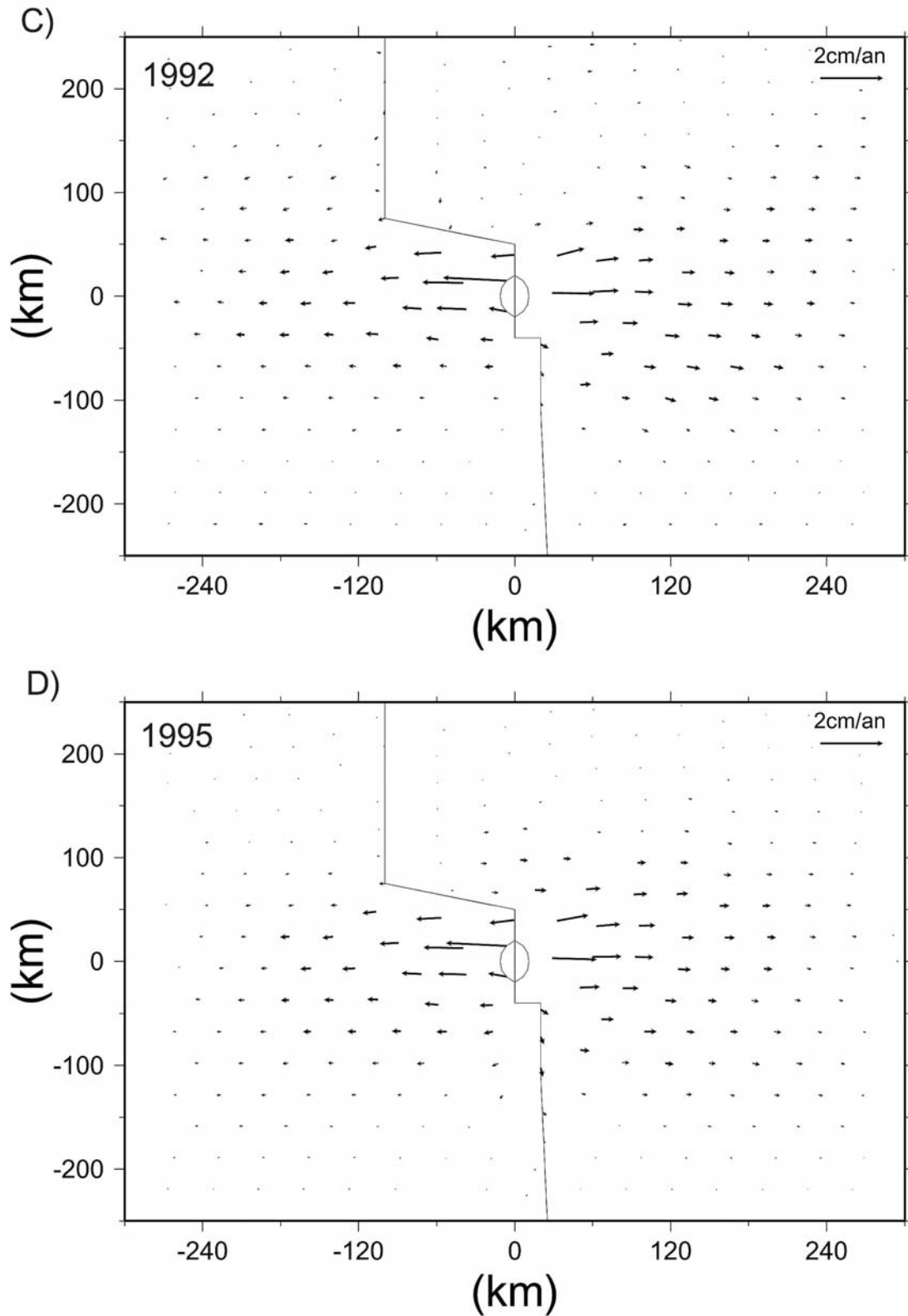


Figure IV.44 (C et D) : C. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1992 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). D. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1995 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). La différence de vitesse est forte à proximité du champ de fracture du Krafla et elle s'étend jusqu'à environ 180 km de l'axe du rift.

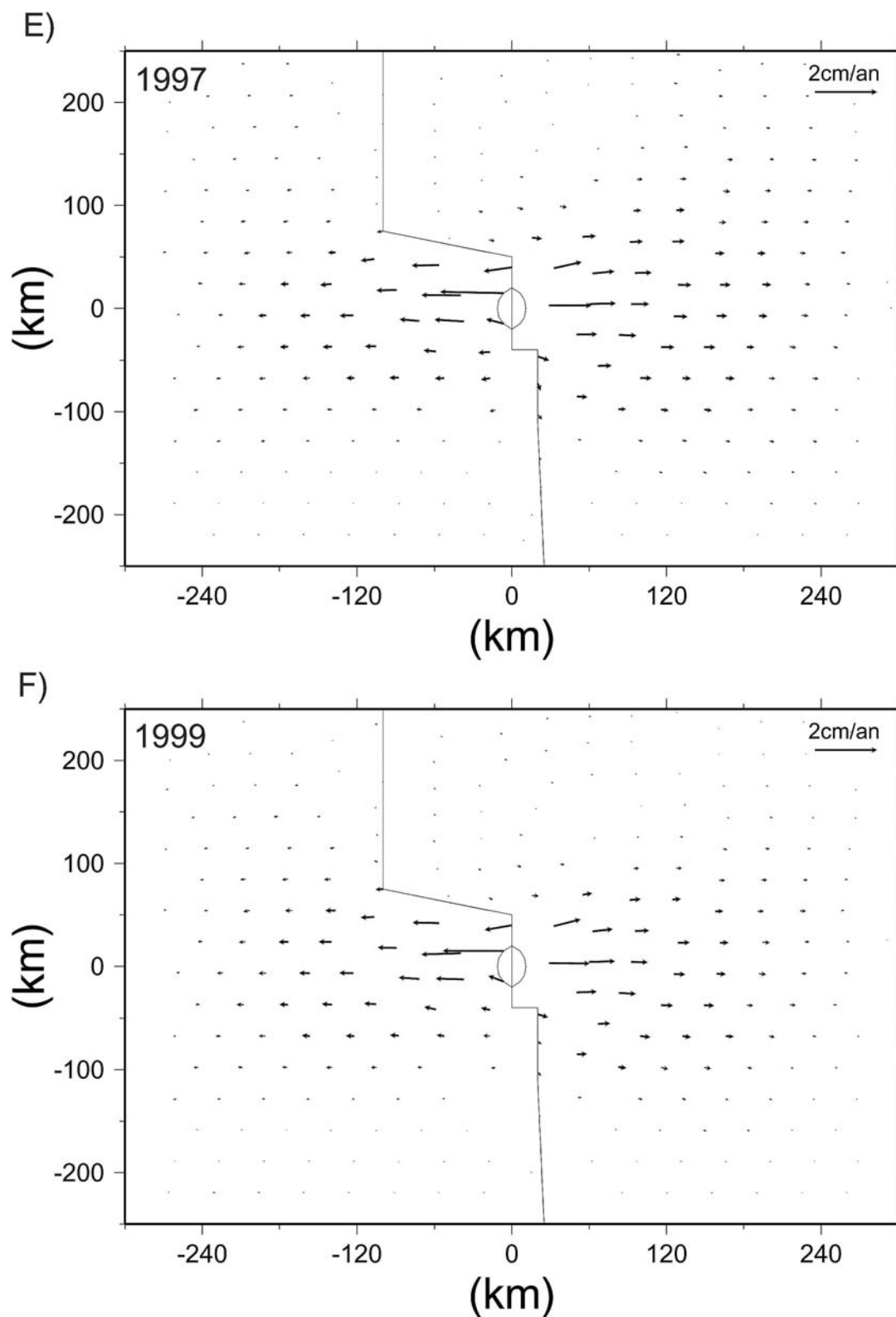
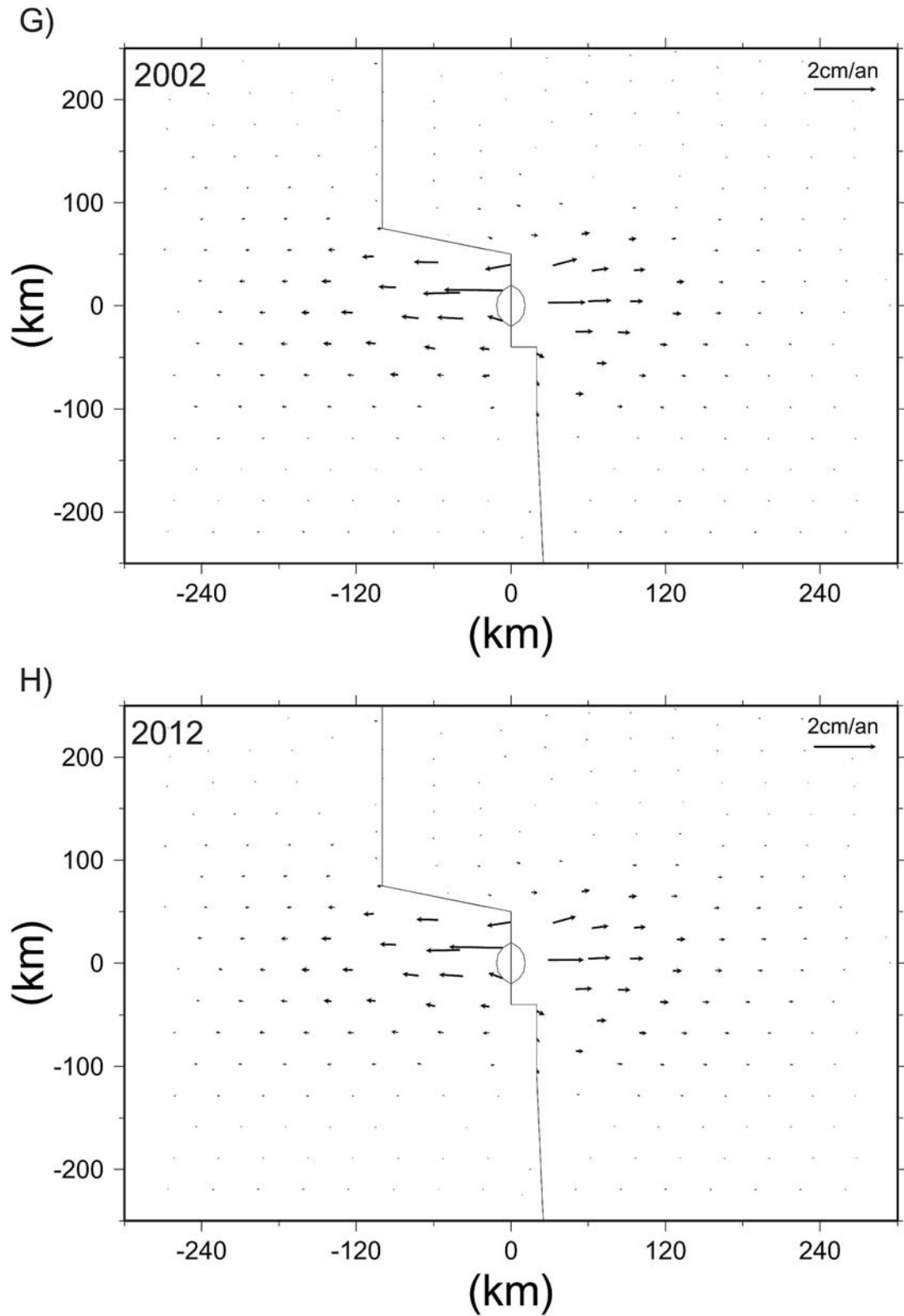


Figure IV.44 (E et F) : E. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1997 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). F. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1999 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). La différence de vitesse est forte à proximité du champ de fracture du Krafla et elle s'étend jusqu'à environ 150 km de l'axe du rift.



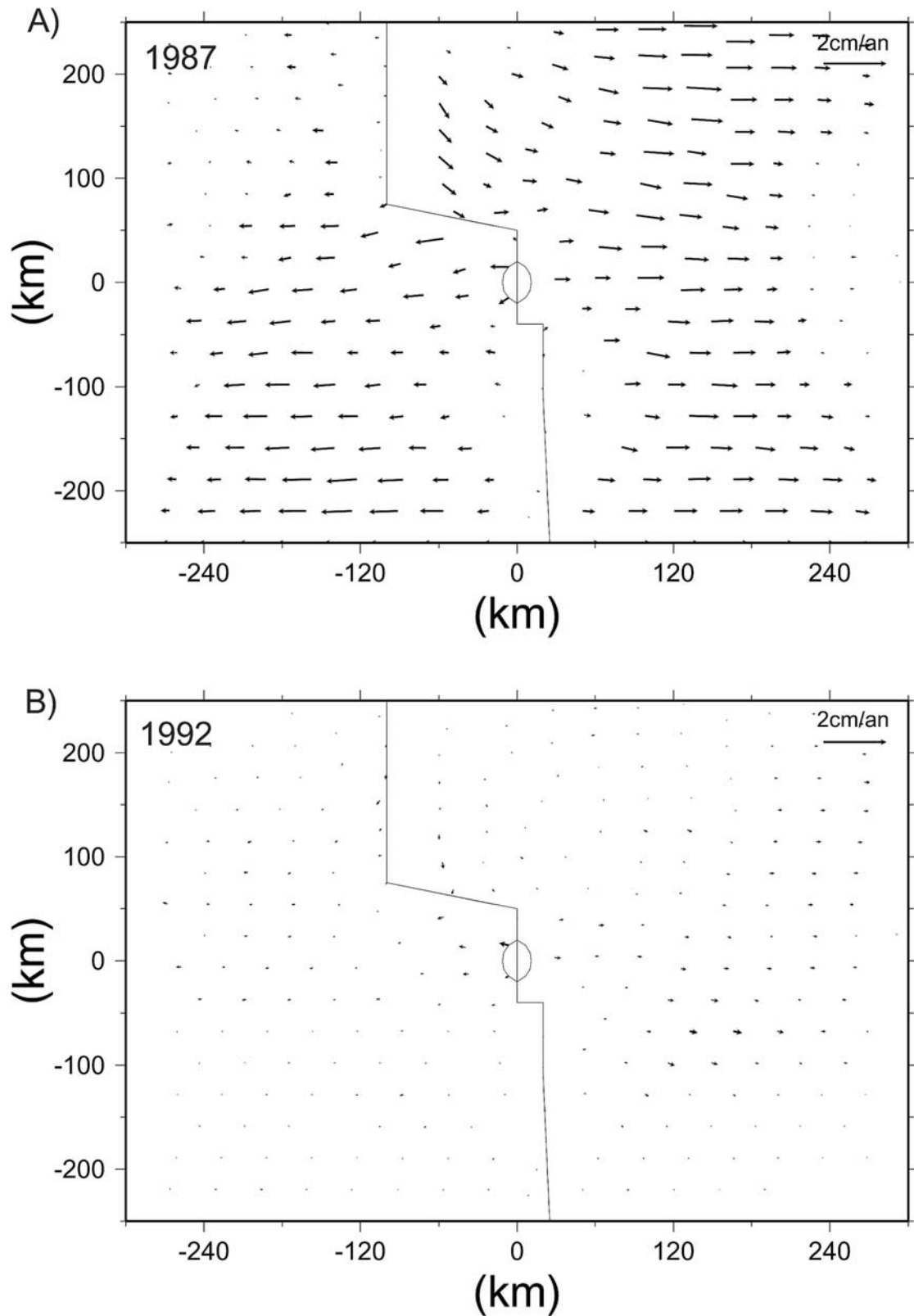


Figure IV.45 (A et B) : Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour les époques de mesures GPS 1987 et 1992 et les vitesses calculées pour une période post-crise correspondant à l'année 2012. La déformation post-crise est très marquée en 1987 et elle décroît très fortement jusqu'en 1992.

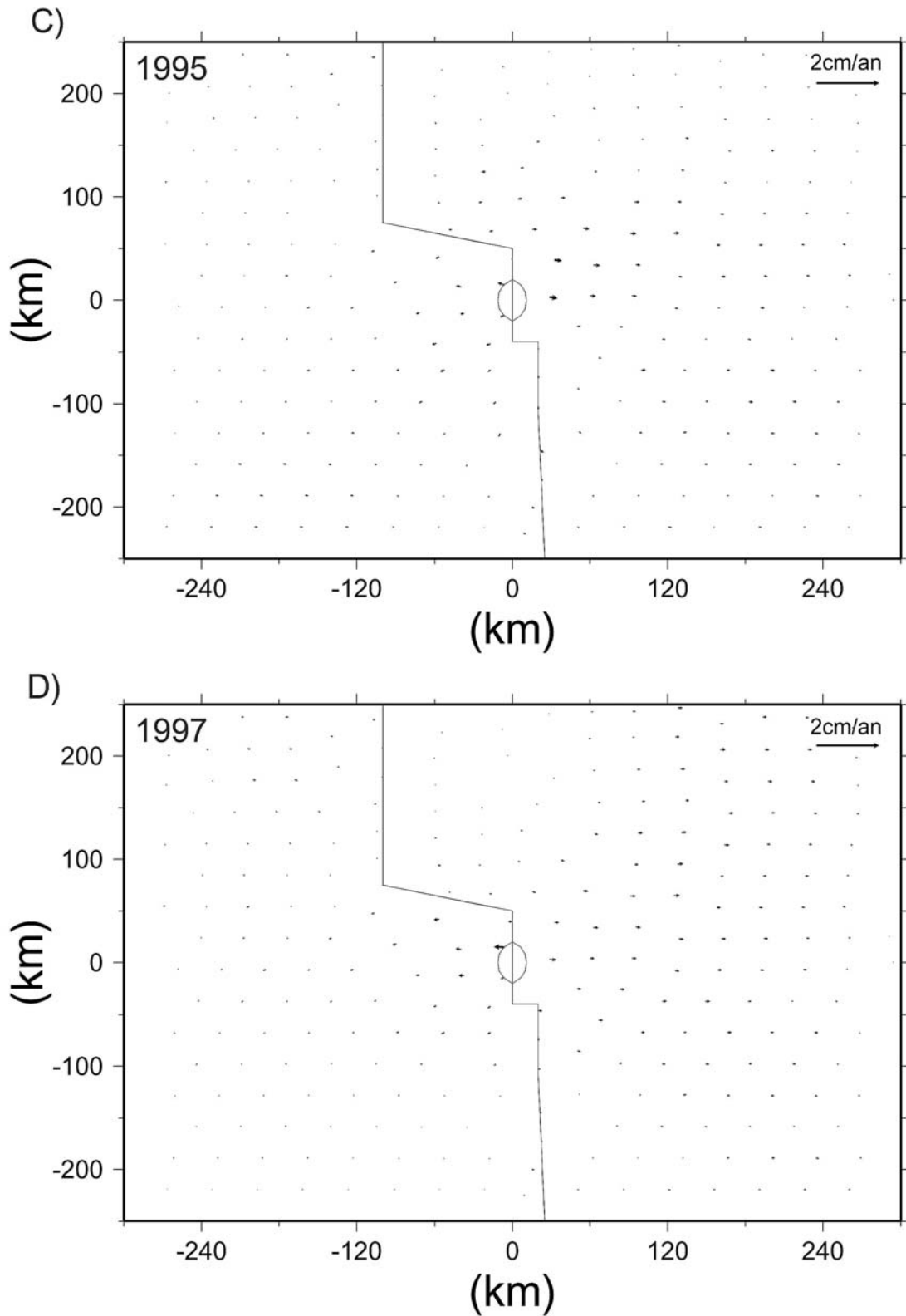
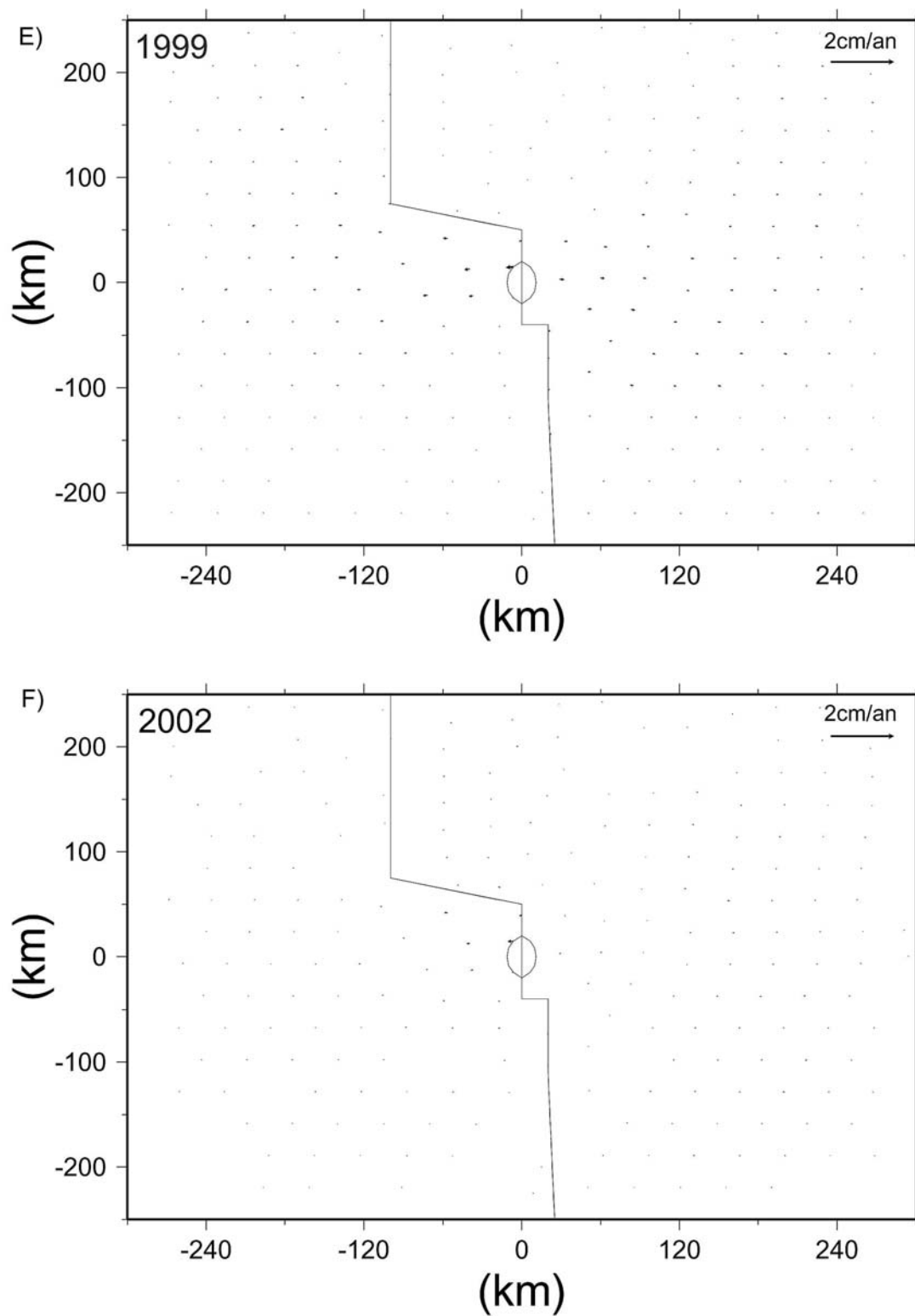


Figure IV.45 (C et D) : Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour les époques de mesures GPS 1995 et 1997 et les vitesses calculées pour une période post-crise correspondant à l'année 2012. La déformation post-crise décroît très lentement pour ces deux périodes.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



- **Evolution des contraintes en période syn- et post-crise**

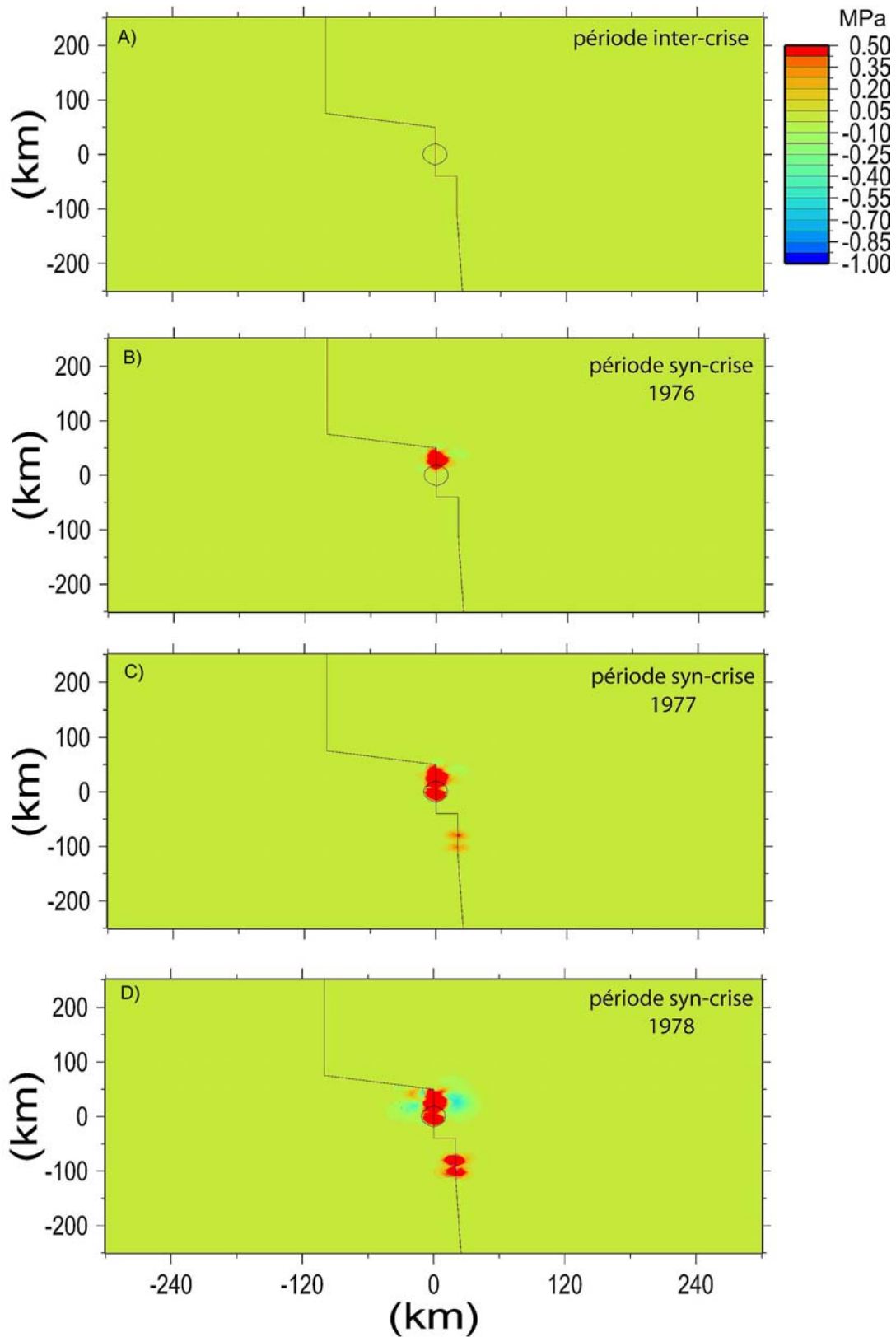
Evolution des contraintes pour la période syn-crise

Dans un premier temps nous avons analysé l'évolution des contraintes pendant la crise d'ouverture, c'est à dire entre fin 1975 et 1982. La figure IV.46 présente, année par année, l'accumulation des contraintes tout au long de la crise à partir d'un état « inter-crise » c'est à dire avant fin 1975. Cette accumulation est obtenue par soustraction entre l'état de contrainte à l'instant qui nous intéresse et l'état de contrainte juste avant la crise :

$$\Delta J_2^t = J_2^t(\sigma^t) - J_2^t(\sigma^{\text{inter-crise}})$$

Entre 1975 et 1978 (Fig. IV.46A à D), on voit très nettement la forte accumulation de contrainte due aux différents pulses de la crise de rifting. On voit le même phénomène pour la petite crise que nous avons appliqué sur le champ de l'Askja. Cette déformation est très localisée et ne se propage pas au-delà de 10 km des zones d'ouverture. Entre 1978 et 1979 (Fig. IV.46E), on note un changement de régime dans le nord du champ de fracture du Krafla. Durant cette période, la crise ne s'applique plus que dans la partie sud du champ. Une forte réponse post-crise est donc en train de se mettre en place dans la partie nord et s'exprime par un relâchement très prononcé des contraintes sur une distance de 20 km de part et d'autre du champ de fracture. De plus, contrairement au début de la période de crise, on constate que la zone de déformation et d'accumulation de contrainte se propage jusqu'à une distance de 120 km du champ. Pendant les périodes suivantes (Fig. IV.46F à H), la zone de relâchement post-crise localisée au nord se propage vers le sud au fur et à mesure que la crise s'arrête le long des segments du sud du champ de fracture. Dans une moindre mesure, on observe le même phénomène autour du champ de l'Askja. La zone d'accumulation de contrainte, quant à elle, continue de se propager pour atteindre 180 km de part et d'autre de l'axe du rift.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande



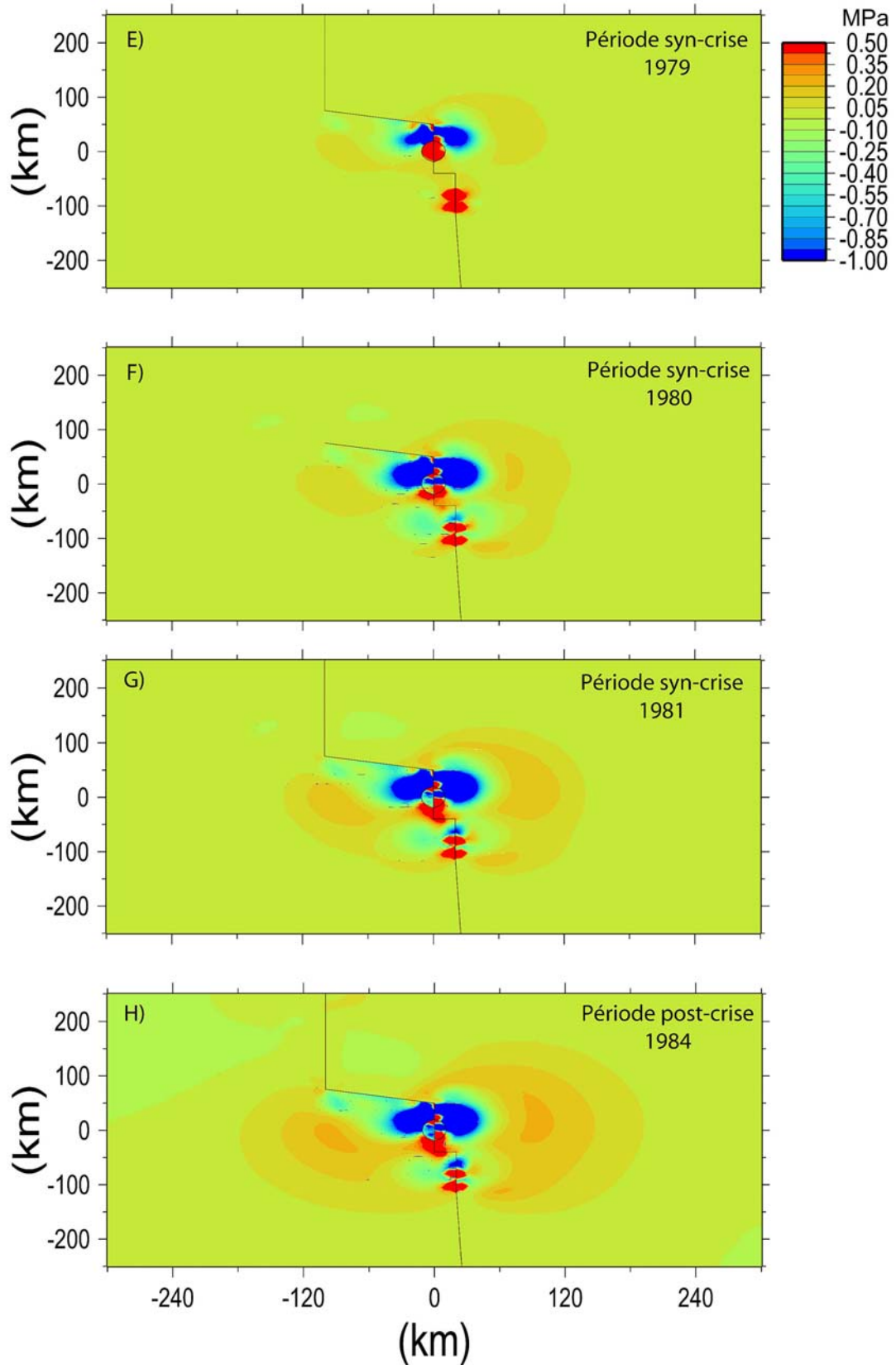


Figure IV.46 (E à H) : Evolution de l'accumulation de contraintes de notre modèle final depuis la période inter-crise (correspondant à avant 1975) jusqu'au début de la période post-crise (équivalent à 1984). La période syn-crise nous montre la mise en place de chaque pulse sur les différents segments des champs de fracture.

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

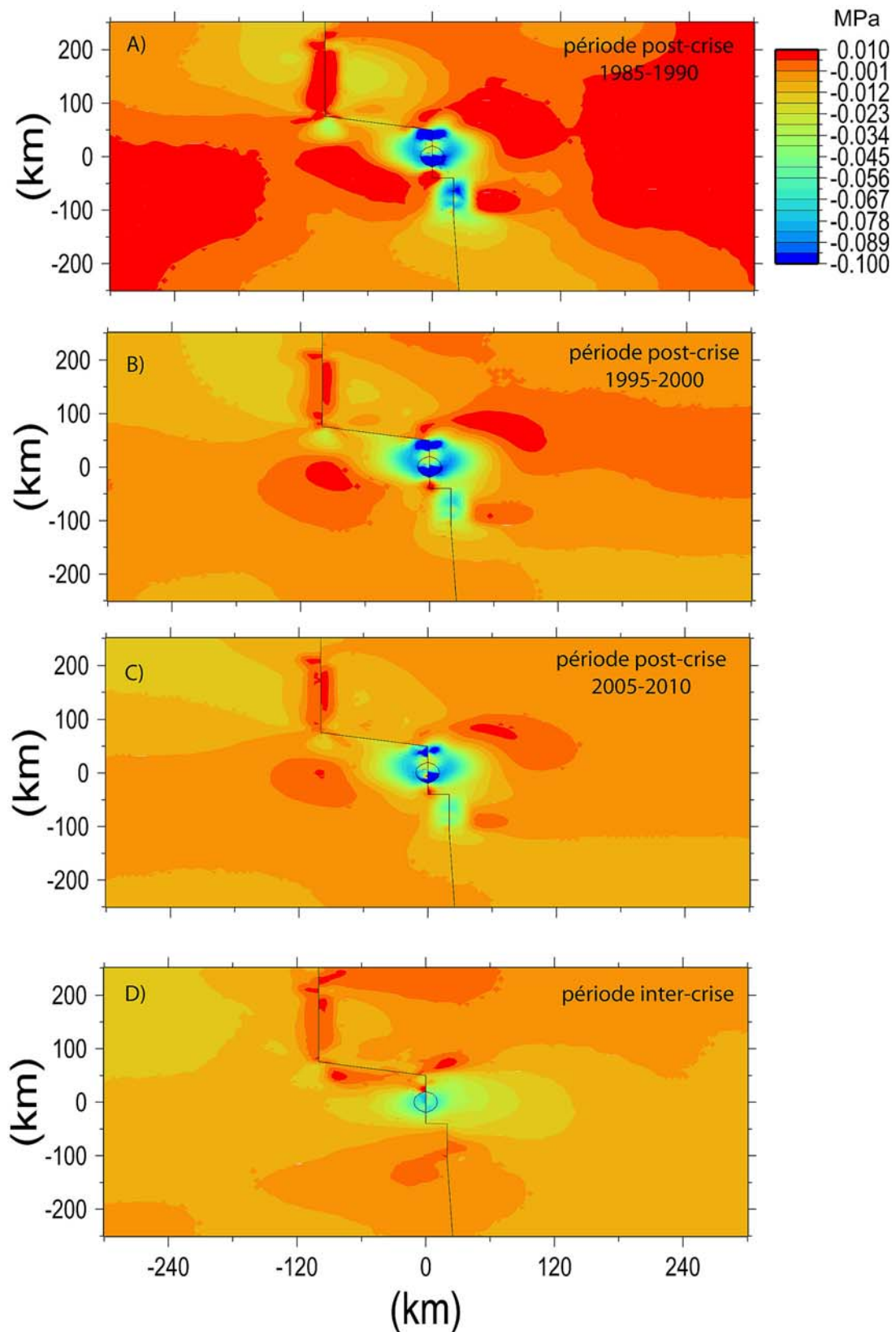


Figure IV.47 : Evolution de l'accumulation de contrainte pendant la période post-crise. L'atténuation de la déformation post-crise est très lente et se poursuit après 2002. La dernière image représente l'état de contrainte d'une déformation inter-crise pour la même échelle de contrainte.

Evolution des contraintes pour la période post-crise

Pour la période post-crise, nous avons représenté dans la figure IV.47 l'accumulation des contraintes sur une période de 5 ans et ce tout les 10 ans à partir de 1985. Cette accumulation est obtenue par soustraction entre les états de contrainte des deux instants qui nous intéressent. Par exemple, pour la période 1985-1990, on aura :

$$\Delta J'_2 = J'_2(\sigma^{1990}) - J'_2(\sigma^{1985})$$

Pour la première période (1985-1990) (Fig. A), on note une faible accumulation de contrainte sur les bords du modèle, autour de la ride de Kolbeinsey et dans trois zones de part et d'autres des champs de fracture du Krafla et de l'Askja. De plus, on retrouve dans les champs de fracture la zone de fort relâchement post-crise observé à partir de 1979 (Fig. IV.46). Pour les 2 autres périodes (1995-2000 et 2005-2010) (Fig. IV.47B et C), on observe une atténuation très progressive des zones d'accumulation et de relâchement de contraintes. Quand on compare ces figures avec les zones de déformation d'une période inter-crise (Fig. IV.47D), notre modèle montre que la période post-crise serait toujours en vigueur entre 2005 et 2010 et qu'elle tendrait à s'atténuer pour retrouver un état de contrainte proche de la période inter-crise.

En ce qui concerne la faille d'Husavik-Flatey, on constate que, le long de la faille, les zones de relâchement de contraintes sont beaucoup plus importantes à l'Est de la faille (c'est à dire à la connexion avec le champ de fracture du Krafla) qu'à l'extrémité Ouest (c'est à dire à la connexion avec la ride de Kolbeinsey). Ces zones de relâchement s'atténuent progressivement sur la période post-crise pour retrouver progressivement un état « inter-sismique » proche de l'état de contrainte de la figure IV.47D. Cette transition se fait par un retour progressif à une zone de faible accumulation de contraintes à quelques kilomètres à l'Est de l'extrémité Ouest de la faille (Fig. IV.47B et C). A ce propos, l'état de contrainte « inter-sismique » montre très clairement que la zone principale d'accumulation de contraintes de la faille se situe à cet endroit précis (environ à 100 km à l'Ouest du champ de fracture de Krafla). Cette différence majeure entre l'état de contrainte de l'Ouest et de l'Est de la faille pourrait être à l'origine de la très forte concentration de microséismes sur la partie Ouest de la faille et l'absence presque totale de microséismes sur la partie Est de la faille depuis la fin de la crise de rifting du Krafla (cf chapitre II.2.2.2, Fig. II.13).

En conclusion, l'analyse de l'évolution des contraintes et des vitesses de notre modèle nous a montré que :

- **en période syn-crise**

l'accumulation des contraintes ne s'étend pas au-delà de 180 km de l'axe du rift et très rapidement, la réponse post-crise se met en place sur les segments des champs de fracture qui ne sont plus soumis à un pulse de la crise.

- **en période post-crise**

l'atténuation de la période post-crise se fait principalement entre la fin de la crise et 1992. Après cette date, les déplacements calculés sont stationnaires, le retour à un état inter-crise en contrainte est très lent et il se poursuivrait après 2012 qui est la fin de notre

IV. Etude de la déformation post-crise de rifting du Nord de l'Islande

modèle. Cependant il est difficile après 1995 de parler de « période post-crise ». On peut penser que la zone de fort relâchement de contrainte dans le champ de fracture du Krafla ne correspond pas à l'expression de la relaxation post-crise mais plutôt à la localisation d'une extension permanente anormalement élevée le long de ce champ de fracture par rapport à la période inter-crise calculée avant la crise de rifting. Elle pourrait refléter la mise en place d'un régime de d'extension particulier avec deux blocs rigides de part et d'autres du champ de fracture du Krafla et une déformation extensive très localisée sur l'axe du rift et la caldera du Krafla.

La faille d'Husavik, quant à elle, tend à retrouver progressivement un état de contrainte inter-sismique avec une accumulation de contrainte progressive sur la partie Ouest de la faille et un état quasiment stationnaire sur la partie Est de la Faille.

IV.4. Conclusion

A partir du code numérique ADELI de modélisation par éléments finis, nous avons pu obtenir en 2D et en 3D une bonne simulation de la déformation post-crise du nord de l'Islande.

En 2D, à partir d'une structure simple avec une remontée de quelques kilomètres de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique, la meilleure simulation a été obtenue à partir des paramètres rhéologiques suivant : (1) une viscosité de $8 \cdot 10^{18}$ Pa.s pour la croûte inférieure et $3 \cdot 10^{18}$ Pa.s pour le manteau ; (2) une cohésion de 10^6 Pa et un angle de friction de 15° pour la croûte supérieure. Ce modèle nous a montré qu'il était possible de simuler chaque étape de l'évolution de la zone de rift, c'est à dire les périodes inter-, syn- et post-crise avec une extension permanente de 2 cm/an correspondant à l'ouverture mesuré dans l'Atlantique Nord par Nuvel-1A [DeMets et al., 1990 ; DeMets et al., 1994]. Il nous a également montré que la déformation post-crise, qui est bien observable à proximité du rift, ne s'étend pas au-delà de 100 km de part et d'autre de l'axe du rift après 1990.

En 3D, à partir d'une structure rhéologique tridimensionnelle du Krafla et l'intégration du champ de fractures de l'Askja et de la faille d'Husavik-Flatey, nous avons pu simuler avec satisfaction l'ensemble des époques GPS à notre disposition entre 1987 et 2002. Ce modèle nous a montré que :

- L'introduction d'une crise le long du champ de l'Askja est indispensable pour la simulation des déplacements. En intégrant une petite crise d'un mètre d'ouverture synchrone à celle du Krafla, nous avons pu ainsi simuler une grande partie des vecteurs du SE de la zone d'étude. L'importance d'une ouverture dans le champ de l'Askja a déjà été mis en évidence par *Pollitz & Sacks* [1996] qui avait imposé une petite ouverture pendant la période 1987-1990 pour simuler les forts déplacements au Sud-Est du champ de fracture de Krafla. La position temporelle de cette ouverture est cependant difficile à déterminer vu l'inexistence de mesures géodésiques et d'études faites dans ce secteur entre 1972 et 1990.
- La présence de la faille d'Husavik-Flatey ne modifie pas significativement la simulation des déplacements mesurés entre 1987 et 2002. Ceci nous montre que cette faille n'a pas d'impact significatif sur la déformation syn- et post- crise du nord de l'Islande, ce qui est finalement en contradiction avec les modèles de *Pollitz & Sacks* [1996] qui ont imposé un déplacement syn-crise de 1 à 2 m sur la faille pour pouvoir simuler les vecteurs à l'extrême nord pour la période 1987-1992. Enfin, notre modèle montre que la faille d'Husavik-Flatey pourrait être plus proche d'un comportement libre pendant la période 1997-1999 (pour se rapprocher de la tendance vers le nord mesurée par GPS) et plus proche d'un comportement bloqué entre 1999 et 2002 (pour se rapprocher des vecteurs mesurés dans la zone du Krafla) et qu'elle tend à se rapprocher progressivement d'un état de contrainte inter-sismique avec une forte accumulation de contrainte sur sa partie Ouest et un état stationnaire sur sa partie Est.
- L'ensemble des déformations dues à la crise et à sa réponse ne s'étend pas au-delà de 200 km du champ de Krafla. Pendant la crise, l'accumulation des contraintes est

sensible jusqu'à 180 km du rift. A partir de 1992, la déformation post-crise n'est plus détectable au-delà de 120 km du champ de fracture. Ces résultats confirment donc les conclusions issues de nos modèles 2D et nous montrent que, malgré son intensité, la crise n'agit que sur une bande relativement étroite d'environ 300 à 400 km de large. Au-delà de cette zone, on retombe dans un contexte d'extension permanente.

Enfin, certains déplacements mesurés par GPS n'ont pu être simulé avec satisfaction. C'est le cas:

- Des faibles déplacements mesurés à proximité du champ de Krafla entre 1997 et 2002. Cette différence pourrait être due à la subsidence importante de la caldera du Krafla mise en évidence par interférométrie radar [*Sigmundsson et al.*, 1997 ; *Henriot et al.*, 2001] provoquée par la compaction d'une chambre magmatique et de sills à faible profondeur qui, de par leurs petites tailles, ne peuvent être pris en compte dans nos modèles.
- Des forts déplacements mesurés entre 1992 et 1995 à l'Est et au Sud-Est du champ de Krafla. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces déplacements : (1) un problème de facteur d'échelle dans les résultats des mesures GPS qui produirait une augmentation des vecteurs plus on s'éloigne des points de références, (2) la réactivation d'un champ de fracture, que nous n'aurions pas pris en compte, à l'Est du Krafla comme les champs de Fremri-Namur ou de Kverfjöll, ou encore (3) un effet majeur du point chaud islandaise dont l'apex se situe à l'extrême sud de notre zone d'étude.

Chapitre V

Conclusion générale



V. Conclusion générale

Les campagnes GPS réalisées dans le nord de l'Islande entre 1987 et 2002 ont mis en évidence une atténuation progressive de la relaxation post-crise de rifting du Krafla. Ces campagnes n'offrent pas la possibilité d'un suivi continu de ces variations de déplacements, qui se mettent en place sur une période de plusieurs années, ni de détecter des variations à plus courtes échelles de temps. En revanche, l'étude des séries temporelles des différentes stations GPS permanentes de l'Islande permet de suivre dans le détail les déplacements jour après jour et de montrer que, en plus des variations de déplacement à long terme mises en évidence dans le nord de l'Islande par les campagnes GPS, de nombreuses variations de déplacements à court terme (de quelques jours à quelques mois) se produisent régulièrement dans les différentes zones volcaniques et sismiques de l'Islande. Pour comprendre l'ensemble des variations de déplacements à court terme et à long terme ainsi mises en évidence au cours de cette étude, nous avons comparé l'ensemble des mesures GPS à notre disposition (campagnes et séries temporelles) avec l'évolution de la microsismicité des différentes zones actives de l'Islande et avec les résultats de modèles mécaniques en 2D et en 3D réalisés à l'aide du code numérique par éléments finis ADELI :

- *Variations temporelles de déplacements à court terme*

(1) La Zone Sismique Sud Islandaise produit régulièrement (tout les 50 à 100 ans) des séismes importants de magnitude supérieur à 6. Les derniers ont eu lieu les 17 et 21 juin 2000 sur deux décrochements dextres subméridiens [Stefansson *et al.*, 2000 ; Árnadóttir *et al.*, 2001 ; Pedersen *et al.*, 2001 ; Árnadóttir *et al.*, 2003 ; Pedersen *et al.*, 2003]. A partir de juillet 2000, les solutions journalières des stations CGPS qui bordent la ZSSI (VOGS, HVER, KIDJ) permettent de détecter de faibles variations du déplacement jusqu'à fin 2002. Ces stations ont présenté un déplacement entre le SE et l'ESE (entre 114° et 128°) pour la deuxième moitié de l'année 2000 qui progressivement s'est orienté autour de l'E-S-E (entre 105° et 115°) jusqu'à la fin de 2002. La mise en relation de ces déplacements avec la décroissance progressive de la microsismicité sur la même période confirme que cette orientation progressive du déplacement vers l'Est reflète une période de déformation post-sismique qui s'est atténuée progressivement durant ces 2 années ½ d'observation. Ceci nous montre donc que la déformation post-sismique qui a suivi les deux événements de juin 2000 a été relativement courte avec une durée inférieure à 20 mois puisqu'en 2002 la direction d'extension entre les différentes stations retrouve la direction de l'extension estimée par le modèle Nuvel1-A (environ 110°) pour l'Atlantique Nord [DeMets *et al.*, 1990 ; DeMets *et al.*, 1994]

(2) La Zone Volcanique Est connaît depuis la fin des années 1990 une reprise d'activité avec l'augmentation de la microsismicité du volcan Katla (à l'aplomb du glacier Myrdalsjökull) depuis 1997 et les deux éruptions du Grimsvötn en 1996 et 1998. L'étude du déplacement des 3 stations CGPS (THEY, SOHO, VOGS) qui bordent les pentes Sud du Katla, par rapport à la station des îles Vestmann (VMEY), montre des variations importantes du déplacement (entre 100 jours pour la période la plus courte et 230 jours pour la période la plus longue) qui s'expriment principalement sur la composante Sud. Les périodes de faible déplacement vers le Sud sont synchrones des périodes de forte activité sismique du volcan Katla et pourraient correspondre à des périodes de déflation de l'édifice volcanique. Ces

périodes de déflation pourraient par ailleurs provenir d'une vidange d'une chambre magmatique par injection de magma dans des sills ou des dykes situés à faible profondeur.

(3) A partir des séries temporelles d'autres stations CGPS, nous avons détecté des variations sur les composantes horizontales (stations REYK et HOFN) et sur la composante verticale (stations THEY, SOHO, HVOL et SKRO). Ces variations, difficilement interprétables comme un signal purement tectonique, ont probablement une origine saisonnière. Ce type de variation a déjà été mis en évidence en Italie [Zerbini *et al.*, 2002] et semblerait plutôt provoqué par une interaction entre les variations saisonnières des masses atmosphériques, des marées océaniques et terrestres, et du niveau des nappes hydrologiques. Dans notre étude, du fait de l'incertitude sur leur origine, nous n'avons pas pris en compte ces variations pour l'étude de la déformation actuelle de l'Islande.

- *Variations temporelles de déplacements à long terme*

La périodicité des crises de rifting dans le champ de fracture du Krafla est de 250 ans environ, le dernier événement ayant eu lieu entre 1975 et 1984. Cette crise a entraîné une ouverture totale de la zone axiale atteignant 8 m d'extension maximale au niveau de la caldera du Krafla [Tryggvason, 1984], ce qui a nécessairement fortement perturbé le champ de contraintes régionales du Nord de l'Islande. Les différentes campagnes GPS réalisées entre 1987 et 2002 montrent de grandes variations de déplacement qui semblent indiquer une atténuation progressive de la déformation post-crise.

En comparant les mesures GPS des différentes campagnes avec des modèles 2D puis 3D, réalisés à l'aide du code de modélisation par éléments finis ADELI, nous avons mis en évidence que cette crise et la relaxation post-crise qui a suivi ont eu un impact régional dans le Nord de l'Islande mais qui ne s'est pas étendu au delà de 180 à 200 km de l'axe du rift. Comme Pollitz & Sacks [1996], nous montrons que les déplacements mesurés par GPS entre 1987 et 1995 ne peuvent être simulés qu'avec l'introduction d'une ouverture importante, d'un mètre environ, dans le champ de fracture de l'Askja. La position temporelle de cette ouverture est cependant difficile à déterminer car il n'existe pas de mesures géodésiques et d'études faites dans ce secteur entre 1972 et 1990. Par contre, nous montrons que la faille d'Husavik-Flatøy ne modifie pas significativement les déplacements mesurés entre 1987 et 2002. La comparaison de la microsismicité avec les zones d'accumulation de contraintes de notre modèle montre que cette faille présente une forte accumulation de contrainte sur sa partie Ouest et un état stationnaire sur sa partie Est (i.e. sans accumulation de contrainte).

Concernant l'évolution de déplacements au cours du temps dans le nord de l'Islande, notre modèle démontre que la déformation qui a suivi la crise de rifting s'est fortement atténuée entre 1987 et 1992. De plus, il semble que la durée de cette déformation post-crise se limite à une dizaine d'année. Cependant, les mesures GPS réalisées entre 1997 et 2002 montrent des déplacements importants à proximité même du champ de fracture. Nos modèles prédisent que ces déplacements s'atténuent très progressivement et se poursuivent au moins 30 ans après la fin de la crise de rifting. Or, ce genre de déplacement ne correspond pas aux déplacements inter-crisis de nos modèles calculés avant la crise de rifting ou aux déplacements mesurés à travers l'Islande par les stations CGPS qui montrent plutôt un gradient de déplacement depuis l'axe du rift jusqu'aux extrémités Ouest et Est de l'Islande. Nous montrons donc à travers nos modèles que, à la suite de la crise de rifting de Krafla et de la déformation post-crise qui a suivi, un régime d'extension particulier semble s'être mis en place sur le champ de fracture du

Krafla uniquement. Il se caractérise par une déformation très localisée sur le champ de fracture avec deux blocs bien distincts de part et d'autre de l'axe du rift sans gradient de déplacement entre les deux.

- *Déformation extensive permanente*

En dehors des zones où des variations temporelles de déplacement ont été observées, nous avons mis en évidence, grâce aux séries temporelles des stations CGPS et à notre modèle 3D, un gradient de déplacement depuis l'axe du rift jusqu'aux extrémités Ouest et Est de l'Islande qui reflète la déformation extensive générale de l'Islande provoquée par l'ouverture de la ride médio-océanique de l'Atlantique Nord. Ces déplacements sont constants et montrent une extension totale qui atteint 24.5 mm/an selon une direction de 104° entre Reykjavik et Höfn.

L'ensemble de ces résultats confirme donc le contexte géodynamique très particulier de l'Islande qui allie à la fois extension permanente, marquée par un gradient de déplacement de l'axe du rift aux bords de l'île, et crises volcano-tectoniques, s'exprimant par des variations temporelles des déplacements à court terme (crises sismiques et activité volcanique) et à long terme (crises de rifting sur les champs de fracture du nord de l'Islande). Cependant, dans cette étude, nous avons très peu parlé du point chaud islandais : d'une part parce que les stations CGPS situées à proximité de l'apex du point chaud ne présentent pas de séries temporelles suffisamment propres pour en extraire l'influence du point chaud (c'est le cas de HOFN) et d'autre part parce que la simulation d'un point chaud dans un modèle mécanique n'est pas pour le moment aisément réalisable avec ADELI 3D. Or, la déformation finie de l'Islande a largement montré l'impact primordial de ce point chaud sur le contexte géodynamique de l'Islande. L'installation de nouvelles stations CGPS à proximité du point chaud et l'intégration de ce dernier dans un modèle numérique 3D comprenant également l'aspect thermique de l'Islande devrait permettre de connaître plus en détails son influence sur les déplacements horizontaux et verticaux de la croûte supérieure et sur les mécanismes qui contrôlent les crises de rifting dans le nord de l'Islande.

Bibliographie

- Agústsson K., 1998. Earthquake swarm on Hellsheiði and Hengill in May-July 1998. *Greinargerð Veðurstofu Íslands VI-G98040-JA06. Report, Icelandic Meteorological Office, Reykjavik (in Icelandic).*
- Altamimi Z., Boucher C., 1993. Implementation of the IERS terrestrial reference frame. *1992 IERS Annual Report, Part II, Observatoire de Paris Ed.*
- Angelier J. and Bergerat F., 2002. Behaviour of a rupture of the 21 June 2000 earthquake in South Iceland as revealed in an asphalted car park. *J. of Structural Geology, 24, 12, 1925-1936.*
- Árnadóttir Þ., Geirsson H., Bergsson B.H and Völksen C., 2000. The Icelandic Continuous GPS network – ISGPS, March 18, 1999 – February 20, 2000. <http://www.vedur.is>
- Árnadóttir Þ., Hreinsdóttir S., Gudmundsson G., Einarsson P., Heinert M. and Völksen C., 2001. Crustal deformation measured by GPS in the South Iceland Seismic Zone due to two large earthquake in June 2000. *Geophysical Res. Lett., 28, 21, 4031-4033.*
- Árnadóttir Þ., Jónsson S., Pedersen R. and Gudmundsson G.B., 2003. Coulomb stress changes in the South Iceland Seismic Zone due to two large earthquakes in June 2000. *Geophysical Res. Lett., 30, 5, 9-1 – 9-4.*
- Árnadóttir Þ., Rögnvaldsson S.Th, Agústsson K., Stefánsson R., Hreindóttir S., Vogfjörð K.S and Þorbergsson G., 1999. Seismic swarms and surface deformation in the Hengill area, SW Iceland. *Seismological Res. Lett., 70, 269.*
- Barlett W., Friedman M. & Logan J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics, 779, 255-277.*
- Baueršima I., 1983. NAVSTAR/Global Positioning System (GPS), II Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald. *Astronomical Institute, University of Berne, 10.*
- Beblo M. and Björnsson A., 1978. Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland. *J. of Geophysics, 45, 1-16.*
- Beblo M. and Björnsson A., 1980. A model of electrical resistivity beneath NE-Iceland, correlation with temperature. *J. of Geophysics, 47, 184-190.*
- Beblo M., Björnsson A., Arnason K., Stein B. and Wofgram P., 1983. Electrical conductivity beneath Iceland – Constraints imposed by magnetotelluric results on temperature, partial melts, crust and mantle structure. *J. of Geophysics, 53, 16-23.*

- Berger A., Jouanne F., Hassani R. and Mugnier J.L., 2004. Modelling the spatial distribution of present-day deformation in Nepal : how cylindrical is the Main Himalayan Thrust in Nepal ?. *Geophysical J. Int.*, 156, 94-114.
- Bergerat F., 2001. La sismicité historique en Islande : aspect géologiques et impacts environnementaux et sociaux. Exemples dans la Zone Sismique Sud-Islandaise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Science de la Terre et des Planètes*, 333 (1), 81-92.
- Bergerat F. and Angelier J., 1999a. 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 fracture de Tjörnes (Islande). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Science de la Terre et des Planètes*, 329 (9), 653-659.
- Bergerat F. and Angelier J., 1999b. The South Iceland Seismic Zone: tectonic and sismotectonic analyses revealing the evolution from rifting to transform motion. *Geodinamica Acta*, 12, 5, 303-319.
- Bordin G., Breuil M., Moniez M., Troude C. and Troude G., 1997. Islande, Guide de l'île aux Volcans. *Editions Marcus*, 25, rue Ginoux, 75015 Paris.
- Bergerat F. and Angelier J., 2001. Mécanismes des failles des séismes des 17 et 21 juin 2000 dans la Zone sismique Sud-islandaise, d'après les traces de surface des failles d'Árnes et de l'Hestfjall: Mechanisms of the faults of 17 and 21 June 2000 earthquakes in the South Iceland Seismic Zone from the surface traces of the Árnes and Hestfjall faults. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série IIA. Science de la Terre et des Planètes*, 333 (1), 35-44.
- Bergerat F. and Angelier J., 2003. Mechanical behaviour of the Árnes and Hestfjall Faults of the June 2000 earthquakes in Southern Iceland: Inferences from surface traces and tectonic model. *J. of Structural Geology*, 25, 9, 1507-1523.
- Bettinelli, 2003. Déformation actuelle et récente au niveau de la Zone Sismique Nord Islandaise : morphologie, sismicité, paléocontraintes et déplacements actuels. *Mémoire de DEA, Université de Savoie*.
- Beutler G., Brockmann E., Dach R., Fridez P., Gurtner W., Hugentobler U., Johnson J., Mervart L., Rothacher M., Shaer S., Springer T., Weber R., 2001. Bernese GPS Software Version 4.2, *Astronomical Institute University of Berne*. 436p.
- Beutler G., 1992. The impact of the International GPS Service for Geodynamics on the surveying and mapping community. *In International Union of Surveying and Mapping (IUSM) presented papers of the working group sessions*, 84-94.
- Bijwaard H. and Spakman W., 1999. Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 166, 121-126.

- Bjarnarsson I.T., Menke W., Flóvenz Ó.G. and Caress D., 1993. Tomographic image of the Mid-Atlantic plate boundary in southwestern Iceland. *J. of Geophysical Res.*, 98, 6607-6622.
- Böðvarsson R., Rögnvaldsson S.Th., Slunga R. and Kjartansson E., 1999. The SIL data acquisition system-at present and beyond year 2000. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 113, 89-101.
- Bott M.H., and Gunnarsson K., 1980. Crustal structure of the Iceland-Faeroe Ridge. *Journal of Geophysics*, 47, 221-227.
- Brandsdóttir, B. and Einarsson P., 1979. Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeastern Iceland. *J. of Volcanology and Geothermal Res.*, 6, 3-4, 197-212.
- Brandsdóttir, B., Menke W., Einarsson P., White S.R., & Staples R.K., 1997. Färoe-Iceland Ridge Experiment 2. Crustal structure of the Krafla central volcano. *J. of Geophys. Res.*, 102, 7867-7886.
- Breddam K., Kurz M.D. and Storey M., 2000. Mapping out the conduit of the Iceland mantle plume with helium isotopes. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 176, 45-55.
- Cattin, R. and Avouac, J.P., 2000. Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *J. Geophys. Res.*, 105, 13,389-13,407.
- Cazenave, A. and Feigl K., 1994. Formes et mouvements de la Terre. Satellites et géodésie. *Belin Ed., coll. " Croisé des Sciences ", Paris, 159p.*
- Chéry J., Zoback M.D. and Hassani R., 2001. Rheology, strain and stress of the San Andreas Fault in Central and Northern California: A 3-D thermomechanical modeling study, *J. Geophys. Res.*, 106, 22051-22066.
- Clift P.D., Carter A. and Hurtford J., 1998. The erosional and uplift history of NE Atlantic passive margins : constraints on a passing plume. *J. of Geological Soc. of London*, 155, 787-800.
- Clifton A. E., Sigmundsson F., Feigl K. L., Guðmundsson G. and Arnadóttir Þ., 2002. Surface effects of faulting and deformation resulting from magma accumulation at the Hengill triple junction, SW Iceland, 1994–1998. *J. of Volc. and Geothermal Res.*, 115, 1-2, 233-255.
- Coffin M.F. and Eldholm O., 1993. Scratching the surface : estimatinf dimensions of large igneous provinces. *Geology*, 21, 515-518.
- Crane K., Johnson L., Appelgate B., Nishimura C., Buck R., Jones C., Vogt P. and Kosyan R., 1997. Volcanic and seismic swarm events on the Reykjanes Ridge and their similarities to events on Iceland : Results of a rapid response mission. *Marine Geophysical Researches*, 19 (4), 319-338.

- Dam G., Larsen M., Nohr-Hansen H. and Pulvertaft T.C.T., 1999. Discussion on the erosional and uplift history of NE Atlantic passive margins : constraints on a passing plume. *J. of Geological Soc. of London*, 156, 653-656.
- Darbyshire, F.A., Bjarnason, I.Th., White, R.S.& Flovenz, O., 1998. Crustal Structure above the Iceland mantle plume imaged by the ICEMELT refraction profile. *Geophys. J. Int.*, 135, 1131-1149.
- Darbyshire F.A., White R.S. and Priestley K.F., 2000. Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 409-428.
- DeMets, C., Gordon R.G., Argus D.F., and Stein S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- DeMets, C., Gordon R.G., Argus D.F., and Stein S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.
- Du Z. and Foulger G.R., 2001. Variation in the crustal structure across central Iceland. *Geophysical J. Int.*, 145, 246-264.
- Eldholm O., Skogseid J. And Swift S., 1990. The Norwegian-Greenland Sea. In Grantz A., Johnson and Seoney J.F., editors, *The Geology of North America, L: The Arctic Ocean Region*, p35-363, Geological Society of America, Boulder, CO.
- Einarsson P., 1991. Earthquakes and present-day tectonism in Iceland. *Tectonophysics*, 189, 261-279.
- Fitton G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S. and Taylor R.N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 153, 197-208.
- Flóvenz Ó. And Sæmundsson K., 1993. Heatflow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics*, 255, 125-138.
- Forsyth D.A., Morel-à-l'Huissier P., Asudsen I. and Green A.G., 1986. Alpha ridge and Iceland : Products of the same plume ?. *J. of Geodynamics*, 6, 197-214.
- Garcia S.J.A., Bergerat F. and Homberg C., 2002. Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone based on fault-slip data and earthquake focal mechanisms : the Husavil-Flatey Fault zone, Iceland. *Tectonophysics*, 344, 157-174.
- Gasperi J., 1999. Etude de la déformation lithosphérique active par interférométrie radar. Application à la région de Hengill, Islande. *PhD Thesis Université Paul Sabatier, Toulouse III*.
- Geirsson H., 2003. Continuous GPS measurements in Iceland 1999-2002. Msc Thesis, University of Iceland. <http://www.vedur.is>

- Geirsson H., Árnadóttir Þ., Sturkell E., Völksen C., Sigmundsson F., Einarsson P. and Villemin, T., 2002. Continuous GPS measurements in Iceland 1999-2002. *AGU 2002 Fall Meeting, San Francisco, Dec 6-10*.
- Grønlie G., Chapmann M. and Talwani M., 1979. Jan Mayen Ridge and Iceland Plateau : origin and evolution. *Nor. Polarinst. Skr.*, 170, 25-47.
- Guðmundsson A., 1983. Form and dimension of dykes in eastern Iceland. *Tectonophysics*, 95, 295-307.
- Guðmundsson A., 1995. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64, 1-22.
- Guðmundsson A., 1996. Stress fields controlling strike-slip faulting in Iceland. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21 (4), 261-265.
- Guðmundsson A., 1998. Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zones central volcanoes and their eruption and intrusion statistics. *J. of Geophysical Res.*, 103, 7401-7412.
- Guðmundsson A. and Brynjólfsson S., 1993. Overlapping rift-zone segments and the evolution of the South Iceland Seismic Zone. *Geophysical Res. Lett.*, 20 (18), 1903-1906.
- Guðmundsson A., Brynjólfsson S. and Jonsson, M.T., 1997. Structural analysis of a transform fault-rift zone junction in North Iceland. *Tectonophysics*, 220, 205-221.
- Guðmundsson O., 2003. The dense roots of the Iceland crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 206, 427-440.
- Hanan B.B. and Schilling J.G., 1997. The dynamic evolution of the Iceland mantle plume : the lead isotope perspective. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 151, 43-60.
- Kanks, T.C.K.H., 1979. A moment magnitude scale. *J. of Geophysical Res.*, 84, 2348-2350.
- Hardarson B.S., Fitton J.G., Ellam R.M. and Pringle M.S., 1997. Rift relocation : a geochemical and geochronological investigation of a paleo-rift in northwest Iceland. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 153, 181-196.
- Harrison D., Burnard P. and Turner G., 1999. Noble gas behaviour and composition in the mantle : constraints from the Iceland plume. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 171, 199-207.
- Hassani, R., 1994. Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques. PhD Thesis, Université Montpellier 2.
- Hassani, R., Jongmans D., and Chéry J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models, *J. Geophys. Res.*, 102, 17951-17965.

- Heki, K., Foulger, G.R., Julian, B.R. & Jahn, C.-H., 1993. Plate dynamics near divergent boundaries: Geophysical implications of postdrifting crustal deformation in NE Iceland, *J. Geophys. Res.*, *98*, 14279-14297.
- Hémond C., Arndt N.T., Lichtenstein U., 1993. The heterogeneous Iceland mantle plume : Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints. *J. of Geophysical Res.*, *98*, 15833-15850.
- Henriot O., 2003. La déformation actuelle du Nord de l'Islande, à la jonction entre un rift et une transformante : mesure par INSAR et modélisation d'un système volcano-tectonique actif. *Thèse de Doctorat, Université de Savoie*.
- Henriot O., Villemin T. And Jouanne F., 2001. Long period interferograms reveal 1992-1996 steady rate of deformation at Krafla volcano (North Iceland). *Geophysical Res. Lett.*, *28* (6), 1067-1070.
- Hofton, M.A. & Foulger, G.R., 1996. Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth Structure. *J. Geophys. Res.*, *101*, 25403-25421.
- Johannesson H., Jakobsson S.P. and Sæmundsson K., 1990. Geological Map of Iceland, Sheet 6, South-Iceland. *Museum of Natural History and the Iceland Geodetic Survey, Reykjavik*.
- Johannesson H. And Sæmundsson K., 1998a. Geological Map of Iceland at 1/500 000. *Bedrock Geology, Icelandic Institute of Natural History, Reykjavik*.
- Johannesson H. And Sæmundsson K., 1998b. Geological Map of Iceland at 1/500 000. *Tectonics, Icelandic Institute of Natural History, Reykjavik*.
- Johnson G.L., and Jakobsson S.P., 1985. Structure and Petrology of the Reykjanes Ridge between 62°55'N and 63°48'N. *J. of Geophys. Res.*, *90* (B12), 10073-10083.
- Johnson G.L., Southall J.R., Young P.W., and Vogt P.R., 1972. Origin and structure of the Iceland plateau and Kolbeinsey Ridge. *J. of Geophysical Research*, *77*, 5688-5696.
- Jónasson K., 1994. Rhyolite volcanism in the Krafla central volcano, north-east Iceland. *Bulletin of Volcanology*, *56*, 516-528.
- Jones S.M., 2003. Test of a ridge-plume interaction model using oceanic crustal structure around Iceland. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, *6564*, 1-14.
- Jónsson S., Segall P., Pedersen R. and Björnsson G., 2003. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, *424*, 6945, 179-183.
- Jouanne F., Villemin T., Ferber V., Maveyraud C., Ammann J., Henriot O. and Got J.-L., 1999. Seismic risk at the rift-transform junction in north Iceland. *Geophysical Res. Lett.*, *26*, 24, 3689-3692.

- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *J. of Geophysical Res.*, 82, 3689-3692.
- Kempton P.D., Fitton J.G., Saunders A.D., Nowell G.M., Taylor R.N., Hardarson B.S. and Pearson G., 2000. The Iceland plume in space and time : a Sr-Nd-Pd-Hf study of the North Atlantic rifted margin. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 177,255-271.
- Kodaira S., Mjelde R., Gunnarson K., Shiobora H. and Shimamura H., 1998. Evolution of oceanic crust on the Kolbeinsey Ridge, north of Iceland, over the past 22 Myr. *Terra Nova*, 10 (1), 27-31.
- Kodaira S., Mjelde R., Gunnarson K., Shiobora H. and Shimamura H., 1997. Crustal structure of the Kolbeinsey Ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom seismographs. *J. of Geophysical Research*, 102 (B2), 3131-3151.
- Kraft, M. and de Larouzière, F.D., 1991. Guide des volcans d'Europe et des Canaries. *Eds. Delachaux & Niestlé.*
- Lauver L.A. and Baggeroer A., 1983. A note on the age of the Canada Basin. *Alaska Geological Society J.*, 2, 57-66.
- Lauver L.A. and Müller R.D., 1994. Iceland hotspot track. *Geology*, 22, 311-314.
- McDougall I., Kristjánsson L. and Saemundsson K., 1984. Magnetostratigraphy and geochronology of northwest Iceland. *J. of Geophysical Res.*, 89, 7029-7060.
- Melbourne W.G., 1985. The Case for ranging in GPS based geodetic systems. Proc. 1st Int. Symp. On Precise Positioning with the Global Positioning System, C. Goad Ed., US Departement of Commerce, Maryland, 373-386.
- Menke W., 1999. Crustal isostasy indicates anomalous densities beneath Iceland. *Geophysical Res. Let.*, 26 (9), 1215-1218.
- Meyer O., Voppel D., Fleisher V., Closs H. and Gerke H., 1972. Results of bathymetric, magnetic and gravimetric measurements between Iceland and 70°N. *Dtsch. Hydrograph. Z.*, 25, 193-201.
- Musset A.E., Ross J.G. and Gibson I.L., 1980. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates of eastern Iceland Lavas. *Geophysical Journal of Astronomical Society*, 60, 37-52.
- Nordvulk (Nordisk Vulkanologisk Institut), 2003. <http://www.norvol.hi.is>
- Ogilvie, A.E.J., 1995. Documenting evidence for changes in the climate of Iceland, A.D. 1500 to 1800. In: *Thomas Raymond S. Bradley & Philip D. Jones (eds.) Climate since A.D. 1500. Routledge*, 92-117.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.

- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear zone and tensile faults in a half space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.
- Pálmason G., 1971. Crustal Structure of Iceland from explosion seismology, *volume 187 pp. Soc. Sci. Isl.*
- Parson L.M., Murton B.J., Searle R.C., Booth D., Evans J., Field P., Keeton J., Laughton A., McAllister E., Millard N., Redbourne L., Rouse I., shor A., Smith D., Spencer S., Summerhayes C., and Walker C., 1993. En echelon axial volcanic ridges at the Reykjanes Ridge : a life cycle of volcanism and tectonics. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 117, 73-87.
- Pedersen R., Jónsson S., Árnadóttir Þ., Sigmundsson F. and Feigl K.L., 2003. Fault slip distribution of two June 2000 M_w 6.5 earthquakes in South Iceland estimated from joint inversion of InSAR and GPS measurements. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 213, 3-4, 487-502.
- Pedersen R., Sigmundsson F., Feigl K.L. and Árnadóttir Þ., 2001. Coseismic interferograms of two M_s =6.6 earthquakes in the South Iceland Seismic Zone, June 2000. *Geophysical Res. Lett.*, 28, 17, 3341-3344.
- Piper J.D.A., 1973a. Interpretation of some magnetic anomalies over Iceland. *Tectonophysics*, 16, 163-187.
- Piper J.D.A., 1973b. Volcanic history and tectonics of the nord Langjökull region, central Iceland. *Canadian J. of Earth Science*, 10, 164-179.
- Pollitz F.F. & Sacks, I.S., 1996. Viscosity structure beneath northeast Iceland. *J. Geophys. Res.*, 101, 17771-17793.
- Provost, A.-S., Chéry J. and Hassani R., 2003. 3D mechanical modeling of the GPS velocity field along the north Anatolian fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 209, 361-377.
- Riedel W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralbl. f. Min., Geol. Paläont.*, 8, 354-368.
- Rögnvaldsson S.Th., Guðmundsson A. and Slunga R., 1998a. Seismotectonic analysis of the Tjörnes Fracture Zone, an active transform fault in North Iceland. *J. of Geophysical Research* , 103, 30117-30129.
- Rögnvaldsson S.Th., Árnadóttir Þ., Ágústsson K., Skaftadóttir Þ., Guðmundsson G.B., Björnsson G., Vogfjörð K.S., Stefánsson R., Böðvarsson R., Slunga R., Jakobs- dóttir S.S., Þorbjarnadóttir B., Erlendsson P., Bergsson B.H., Ragnarsson S., Halldórsson P., Þorkelsson B. and Ásgeirsdóttir M., 1998b. An earthquake swarm in Ölfus in November 1998. *Greinargerð Veðurstofu Íslands VÍ-G98046-JA09. Report, Icelandic Meteorological Office, Reykjavík (in Icelandic)*.
- Saastamoinen I.I., 1973. Contribution to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique*, 107, 13-34.

- Sæmundsson K., 1974. Evolution of the Axial Rifting Zone in Northern Iceland and the Tjörnes Fracture Zone. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 495-504.
- Sæmundsson K., 1978. Fissure swarms and Central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland. *Geological Journal Special Issue*, 10, 415-432.
- Sæmundsson K., 1979. Outline of the geology of Iceland. *Jökull*, 29, 7-28.
- Saunders, A.D., Fitton J.G., Kerr A.C., Norry M.J. and Kent R.W., 1997. The North Atlantic Igneous Province, in Large Igneous Province : continental, oceanic and planetary flood volcanism, edited by J.J. Mahoney and M.C. Coffin, p95-122, American Geophysical Union, Washington.
- Schilling J.G., 1973. Iceland mantle plume, geochemical evidence along Reykjanes Ridge. *Nature*, 242, 565-571.
- Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B., White R.S., Mecklenburgh R., Parsons B., and Lee S.M., 1998. The Reykjanes Ridge : structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 160, 463-478.
- Shen Y., Solomon S.C., Bjarnason I.T. and Wolfe C.J., 1998. Seismic evidence for a lower-mantle origin of the Iceland plume. *Nature*, 395, 62-65.
- Sigmarrsson O., Hémond C., Condomines M., Fourcade S. and Oskarsson N., 1991. Origin of silicic magma in Iceland revealed by Th isotopes. *Geology*, 19, 621-624.
- Sigmundsson F., Einarsson P., Bilham R. and Sturkell E., 1995. Rift-transform kinematics in South Iceland : deformation from Global Positioning System measurements, 1986 to 1992. *J. of Geophysical Research*, 100, 6235-6248.
- Sigmundsson F., H. Vadon, and D. Massonnet, 1997. Readjustment of the Krafla spreading segment to crustal rifting measured by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1843-1846.
- Sigvaldason G.E., Steinthorsson S., Oskarsson N. and Imsland P., 1974. Compositional variation in recent Icelandic tholeiites and the Kverfjöll hot spot. *Nature*, 251, 579-582.
- Stapples, R.K., White R.S., Brandsdóttir B., Menke W., Maguire P.K.H, and McBride J.H., 1997. Färoe-Iceland Experiment 1. Crustal structure of northeastern Iceland. *J. of Geophysical Res.*, 102, 7849-7866.
- Stefánsson R., Guðmundsson G.B., Halldórsson P., 2000. The two large earthquakes in South Iceland Seismic Zone on June 17 and 21, 2000. http://hraun.vedur.is/ja/skyrslur/June17and21_2000/index.html
- Talwani M., and Eldholm O., 1977. Evolution of Norwegian-Greenland Sea : recent results and outstanding problem. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, 969-999.

- Talwani M., Windish C.C., and Langseth M.G., 1971. Reykjanes Ridge crest : a detailed geophysical study. *J. of Geophysical Res.*, 76, 473-577.
- Taylor R.N., Thirlwall M.F., Burton B.J., Hilton D.R. and Gee M.A.M., 1997. Isotopic constraints on the influence of the Iceland plume. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 148, E1-E8.
- Tchalenko J.S & Ambraseys N.N, 1970. Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) : earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 81, 41-60.
- Tegner C., Duncan R.A., Bernstein S., Brooks C.K., Bird D.K. and Storcy M., 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 Planet. Sci. Lett.*, 156, 75-88.
- Thorarinsson, S., 1967. Surtsey, a new island in the north Atlantic. *Viking Press*.
- Tryggvason A., Rögnvaldsson S.Th. and Flóvenz Ó.G., 2002. Three-dimensional imaging of the P- and S-wave velocity structure and earthquake locations beneath Southwest Iceland. *Geophysical J. Int.*, 151, 1, 848-866.
- Tryggvason, E., 1984. Widening of the Krafla fissure swarm area, north Iceland, 1975-1981 volcano-tectonic episode. *Bull. Volcanol.*, 47, 47-49.
- Tryggvason E., 1986. Multiple magma reservoirs in a rift zone volcano : ground deformation and magma transport during the September 1984 eruption of Krafla, Iceland. *J. of Volcanological and Geothermal Res.*, 28, 1-44.
- Tryggvason K., Huseby E.S. and Stefansson R., 1983. Seismic image of the hypothesized Iceland hot spot. *Tectonophysics*, 100, 97-118.
- Veðurstofa (Icelandic Meteorological Office), 2004. <http://hraun.vedur.is/ja/englishweb/>
- Verrier S., 1997. Etude sismotectonique d'un segment transformant émergé de la ride médio-Atlantique : la Zone Sismique Sud-Islandaise. *Université Pierre et Marie Curie, Paris* 6.
- Vogt P.R., Johnson G.L. and Kristjansson, 1980. Morphology and magnetic anomalies north of Iceland. *J. of Geophysics*, 47, 67-80.
- Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C. and Johnson G.L., 1979. Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin. *J. of Geophysical Res.*, 84, 1071-1089.
- Vogt P.R., 1974. The Iceland Phenomenon : Inprints of a hot spot on the ocean crust, and implications for flow beneath the plates, in *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, edited by L. Kristjansson, pp. 105-126, Reidel, Dordrecht.
- Vogt P.R., 1971. Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 13, 153-160.

- Völksen, C. and G. Seeber, 1998. Nachweis von rezenten Krustendeformationen in Nordisland mit GPS, *Zeitschrift für Vermessungswesen*, 123, S. 68-75.
- Völksen, C., 2000. Die Nutzung von GPS für die Deformations-analyse in regionalen Netzen am Beispiel Islands, *Ph. D. Thesis, Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover*, Nr. 237.
- Ward P.L., 1971. New interpretation of the geology of Iceland. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2991-3012.
- White R.S., 1997. Rift-plume interaction in the North Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A – Mathematical Physical and Engineering Science*, 355 (1723), 319-339.
- White R.S., 1989. Initiation of the Iceland mantle plume and opening of the North Atlantic. In A.J. Tankard & H.R. Balkwill, editors, *Extensional tectonics and stratigraphy of the northern Atlantic margins*, p149-159. American Association of Petroleum Geologists.
- White R.S. and McKenzie D., 1989. Magmatism at rift zones : The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. of Geophysical Research*, 94 (B6), 7685-7729.
- White R.S., Spence G.D., Fowler S.R., McKenzie D.P., Westbrook G.K. and Bowen A.N., 1987. Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, 330, 439-444.
- Wolfe C.J., Bjarnason I.T., VanDecar J.C., and Solomon S.C., 1997. Seismic structure of the Iceland mantle plume. *Nature*, 385, 245-247.
- Wood, C.A., 1992. Climatic effects of the 1783 Laki eruption. In C.R. Harington (ed.) *The year without a summer, world climate in 1816*. Canadian Museum of Nature: 58-77.
- Wübbena G., 1985. Software developments for geodetic positioning with GPS using TI4100 code and carrier measurements. *Proc. 1st Int. Symp. On Precise Positioning with the Global Positioning System*, C. Goad Ed., US Department of Commerce, Maryland, 403-412.
- Zerbini S., Negusini M., Romagnoli C., Domenichini F., Richter B. and Simon D., 2002. Multi-parameter continuous observations to detect ground deformation and to study environmental variability impacts. *Global and Planet. Change*, 34, 37-58.
- Zverev S.M., Kosminskaya I. and Mikhota G.G., 1976. The crustal structure of Iceland and the Iceland-Faeroe-Shetland region. *Soc. Sci. Isl.*, 5, 73-93.

Liste des figures

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figure II.1 : Carte de localisation de l'Islande. Elle se situe à l'intersection du rift Médio-Atlantique et de la ride assismique Groenland-Ecosse. | 21 |
| Figure II.2 : Déplacement de l'axe du point chaud entre 130 Ma et l'actuel. D'après Lawver & Muller [1994]. | 22 |
| Figure II.3 : Carte de l'Atlantique Nord montrant la localisation (en noir) des roches ignées tertiaires liées au point chaud d'Islande et la trace du point chaud entre 60 et 50 Ma. D'après Fitton et al. [1997]. | 23 |
| Figure II.4 : Coupe Est-West à travers l'Islande montrant l'anomalie de vitesses liée à la présence du point chaud d'Islande en profondeur et le modèle de vitesse associé présenté par Bijwaard & Spakman [1999]. La plume présenterait une tête, une queue courbe, et une racine de 1200 km, 500 km et 1000 km de diamètre respectivement..... | 25 |
| Figure II.5 : Structure des rides en chevron de la ride de Reykjanes, révélée par l'anomalie de Bouguer à l'air libre [d'après Searle et al., 1998]. On distingue très la structure en V des rides et leur succession en échelon. | 26 |
| Figure II.6 : Carte tectonique simplifiée de la mer de Norvège-Groenland (Actuel). On distingue très bien le saut de ride qui a eu lieu vers 31 Ma séparant le micro-continent de Jan Mayen du Groenland. AR : Ride d'Ægir, DFSZ : Zone de Fracture du Détroit du Danemark, EJMFZ : Zone de Fracture de Jan Mayen Est, FSB : Bassin de Ferøe-Shetland, GFZ : Zone de Fracture du Groenland, HR : Ride d'Hovgaard, KR : Ride de Kolbeinsey, KnR : Ride de Knipovitch, MB : Bassin de Møre, MR : Ride de Mohms, RR : Ride de Reykjanes, VB : Bassin de Vøring. D'après Lundin & Doré [2002]..... | 28 |
| Figure II.7 : Carte géologique simplifiée de l'Islande. Les roches les plus anciennes se situent aux extrêmes Est et Ouest de l'île. L'activité principale actuelle est localisée essentiellement au centre de l'Islande et dans les zones hors axes comme le Snæfelljökull ou l'Oraefajökull. D'après Bordin et al. [1997] et Norðvulk [2003]. | 29 |
| Figure II.8 : Carte de la profondeur du Moho à travers l'Islande, compilée à partir des résultats des profils sismiques [FIRE, ICEMELT, ...]. L'épaisseur maximum de la croûte islandaise se situe à l'aplomb du volcan Vatnajökull, c'est à dire au niveau de l'apex du point du chaud. D'après Darbyshire et al. [2000]. 31 | |
| Figure II.9 : A. Carte structurale des principales zones actives de l'Islande. ZVO : Zone Volcanique Ouest, ZVE : Zone Volcanique Est, ZVN : Zone Volcanique Nord, ZSSI : Zone Sismique Sud Islandaise, ZSNI : Zone Sismique Nord Islandaise, RR : Ride Reykjanes, RK : Ride Kolbeinsey, Dalvík : linéament de Dalvík, Grímsey : linéament de Grímsey, H-F : linéament d'Husavik-Flatey, FH : faille d'Husavik, S : Snæfelljökull, Ö-S : Öraefajökull-Snæfell, H : Hofsjökull. Ces 3 dernières structures font partis des zones « hors-axes ». B. Principaux volcans actifs et champs de fissures associés. As : Askja, Ba : Báðarbunga, Ey : Eyjafjallajökull, Fr : Fremri-Namur, Gr : Grimsvötn, Gy : Grimsey, Hg : Hengill, Hj : Hofsjökull, Hk : Hekla, Ka : Katla, Ke : Kerlingarfjöll, Kr : Krafla, Kv : Kverfjöll, Lj : Langjökull, Ma : Mánáreyjar, Or : Öraefajökull, Re : Reykjanes, Sj : Snæfellnesjökull, Sn : Snæfell, Th : Þeistareykir, Ti : Tindfjallajökull, To : Törfajökull, Tu : Tugnafellsjökull, Tv : Þingvellir, Ve : Vestmann..... | 32 |
| Figure II.10 : Carte structurale du sud de l'Islande. SISZ : Zone Sismique Sud Islandaise, WVZ : Zone Volcanique Ouest, EVZ : Zone Volcanique Est. La Zone Sismique Sud Islandaise est marquée par une série de failles en « bookshelf » (voir Fig. II.11) d'orientation Nord-Sud (zone encadrée sur la figure par 2 lignes horizontales). D'après Sigmundsson et al. [1995]. | 35 |
| Figure II.11 : (a) Structure d'une faille transformante simple. (b) Zone transformante en bookshelf. D'après Sigmundsson et al. [1995] et Gaspéri [1999]. | 36 |
| Figure II.12 : Carte présentant les principales failles et structures actives de la Zone Sismique Nord Islandaise. Le linéament de Dalvík a été ajouté mais hormis quelques séismes, il ne présente pas de structures visibles actives en surface. Fr : champ de fracture de Fremri-Namur, G : île de Grimsey, H : Husavik, K : Kopasker, Kr : champ de fracture du Krafla, Th : champ de fracture de Þeistareykir. Le rectangle noir représente la zone de la jonction entre la faille d'Husavik et la faille de Guðfinnugjá (voir Fig. II.15). Modifié d'après Rögnvaldsson et al. [1998]...... | 37 |
| Figure II.13: Carte de la microsismicité dans la ZSNI entre 1990 et 2004. On voit très nettement le linéament de Grimsey (LG) et la faille d'Husavik-Flatey (FHF). Le linéament de Dalvík (LD) est perceptible mais | |

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| beaucoup moins marqué que les 2 autres structures. As : Askja, G : île de Grimsey, Kr : Krafla, Ko : ride de Kolbeinsey. | 38 |
| Figure II.14 : Modèle numérique de terrain représentant la topographie et la bathymétrie du nord de l'Islande. On voit très bien que la Faille d'Husavik-Flatey est marquée dans la bathymétrie et la topographie de péninsule de Tjörnes contrairement au linéament de Grimsey. F : péninsule de Flateyjarskagi, Fl : île de Flatey, S : baie de Skjalfandi, T : péninsule de Tjörnes. D'après Bettinelli [2003]..... | 39 |
| Figure II.15 : Jonction entre la faille d'Husavik et la faille de Guðfínnugjá (vue en direction du nord). La faille d'Husavik se courbe à l'approche de la faille de Guðfínnugjá. Guðmundsson et al. [1993] suggère que la faille d' Husavik se poursuit à l'ouest jusque dans le champ de fracture du Krafla. | 40 |
| Figure II.16 : Profondeur des microséismes enregistrés entre 1995 et 2004 le long de la faille d'Husavik-Flatey. En dessous de 12 km de profondeur, le nombre de microséismes diminue très nettement. | 41 |
| Figure II.17 : A. Carte de sismicité historique depuis 1706, date des premières archives [Veðurstofa, 2004]. Les plus gros séismes sont localisés sur la ZSSI et la ZSNI. Les alignements apparent de séismes notamment dans la zone du Krafla reflètent simplement un artefact dans la localisation des séismes. B. Carte de sismicité depuis 1990 [Veðurstofa, 2004]. Le fait marquant de cette période est la séquence des 2 séismes des 17 et 21 juin 2000 ($M_0 = 6.3$ et 6.4) dans la ZSSI. | 43 |
| Figure II.18 : Carte des séismes historiques de la ZSNI. D'après Rögnvaldsson et al. [1998]. | 44 |
| Figure II.19 : Carte du réseau sismologique permanent Islandais SIL [Veðurstofa, 2004]. | 45 |
| Figure II.20 : Carte de sismicité de l'Islande entre 1990 et 2004 enregistré par le réseau SIL [Veðurstofa, 2004]. L'activité principale est localisée dans la Zone Sismique Sud Islandaise (ZSSI) et la Zone Sismique Nord Islandaise (ZSNI). Le reste de la microsismicité est issue de l'activité des principaux centres volcaniques (Kr : Krafla, As : Askja, Gr : Grimsvötn, My : Myrdalsjökull, He : Hengill, Re : Reykjanes). | 46 |
| Figure II.21 : Carte de localisation de l'ensemble des éruptions qui ont eu lieu depuis le début de l'ère historique au IXe siècle [d'après Thorarinsson, 1967]. | 47 |
| Figure II.22 : Différentes étapes de la mise en place d'un volcan sous-glacier. A. Phase initiale et formation du volcan, d'un lac sous-glaciaire et de pillow-lavas. B. Effondrement du glacier, émergence du lac et mise en place d'éruptions phréatiques. C. Emergence du volcan et mise en place d'un cône volcanique aérien. D. Disparition du glacier à la fin de l'ère glaciaire [d'après Kraft & Larouzière, 1991]. | 49 |
| Figure III.1 : Orbites de la constellation des satellites GPS. | 56 |
| Figure III.2 : Principe de la modulation du signal [d'après Beutler et al., 2001. | 58 |
| Figure III.3 : Simples différences entre observations GPS. | 63 |
| Figure III.4 : Phase résiduelle en fonction du temps. a) phase avant différenciation ; b) phase après simple différence ; c) phase après double différence [Cazenave & Feigl, 1994]. | 64 |
| Figure III.5 : Doubles différences entre observations GPS. | 65 |
| Figure III.6 : carte de localisation des 17 stations CGPS installées depuis 1995. Voir le tableau III.5 pour les coordonnées précises des stations. | 73 |
| Figure III.7 : Déplacement des stations SOHO et HVOL enregistré pendant l'éruption du volcan Hekla en février 2000 [Geirsson, 2003]. | 75 |
| Figure III.8 : Déplacements co-sismiques de la station VOGS (par rapport à la station REYK) enregistrés pendant les deux séismes de juin 2000 (marqués par les deux lignes verticales noires : les 17- jour 169 – et 21 juin – jour 173-). On constate au total un fort déplacement de 20 mm environ vers l'Est et 12 mm vers le Sud [Geirsson, 2003]. | 76 |
| Figure III.9 : Vitesses moyennes de l'ensemble des stations CGPS exprimées par rapport au système de référence ITRF2000 pour la période juillet 2000 – décembre 2002 (cf Tab. III.6 pour les valeurs numériques). Les ellipses d'erreur sont exprimées pour 95% de confiance. La taille importante de l'ellipse de la station ARHO est due à une faible durée d'observation (environ 130 jours). | 79 |
| Figure III.10 : Déplacement mesuré de la station HOFN dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les flèches indiquent le changement d'antenne le 21 septembre 2001. Les décalages sont d'environ | |

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 17 mm sur la composante Nord, 2 à 3mm sur la composante Est et 50 mm sur la composante verticale et correspondent à un changement d'antenne de la station. | 81 |
| Figure III.11 : Déplacement mesuré de la station SKRO dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les zones grisées représentent les différents hivers de la période de mesure. Les flèches indiquent les périodes de mesure influencées par la météorologie. | 82 |
| Figure III.12: Déplacement mesuré de la station SOHO dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les zones grisées représentent les différents hivers de la période de mesure. Les flèches indiquent les périodes de mesure influencées par la météorologie. | 83 |
| Figure III.13 : Photographie du radôme de la station SKRO en novembre 2000. Une couche importante de 5 à 10 cm de neige glacée s'est accumulée sur l'ensemble de la station ce qui peut perturber l'acquisition des mesures. Photographie de Halldor Geirsson [Veðurstofa, 2004]. | 84 |
| Figure III.14 : Déplacement mesuré de la station OLKE dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Le déplacement est particulièrement stable au cours du temps sur les composantes horizontales. | 85 |
| Figure III.15 : Déplacement mesuré de la station VOGS dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Le déplacement est particulièrement stable au cours du temps sur les composantes horizontales. | 86 |
| Figure III.16 : Déplacement mesuré de la station REYK dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. On constate très clairement des variations de déplacement sur la composante Est près des jours 200 et 600 notamment. | 87 |
| Figure III.17 : Déplacement mesuré de la station HOFN par rapport au système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les décalages dues au changement d'antenne ont été corrigés. Les deux composantes horizontales présentent de fortes variations de déplacement entre les jours 200 et 300 et près du jour 600. | 88 |
| Figure III.18 : Déplacement mesuré de la station SOHO par rapport au système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. On constate très clairement des variations de déplacement sur la composante Nord près des jours 100 et 700 notamment. | 89 |
| Figure III.19 : Déplacement mesuré sur la composante verticale des stations HVOL, THEY, SOHO et SKRO (cf Fig. III.6) dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les zones grisées représentent les périodes hivernales et les traits pointillés les changements d'année. On voit très clairement que la déformation mesurée est cyclique, les pics arrivant au début de chaque hiver. | 91 |
| Figure III.20 : Déplacement mesuré sur la composante verticale des stations ONSA (Suède) et STJO (Terre-Neuve) (cf Fig. III.6) dans le système de référence ITRF2000. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les zones grisées représentent les périodes hivernales et les traits pointillés les changements d'année. On observe très clairement que le déplacement mesuré est cyclique, les pics étant localisés au milieu de chaque été. | 92 |
| Figure III.21 : carte de localisation des stations CGPS de la ZSSI. Les ronds rouges représentent l'ensemble des séismes enregistrés dans cette zone entre 2000 et 2004 par le réseau SIL [Veðurstofa, 2004]. Les deux étoiles et les barres noires marquent les séismes de juin 2000 et les failles associées. La station VMEY que nous avons utilisé pour l'étude de la ZSSI se situe au SE de cette zone, hors de la carte (cf Fig. III.6). | 94 |
| Figure III.22a : Déplacement mesuré de la station HVER par rapport à la station VOGS (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station VOGS et l'étoile, la station HVER. | 96 |
| Figure III.22b : Déplacement mesuré de la station VMEY par rapport à la station HVER (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station HVER et l'étoile, la station VMEY. | 97 |

Liste des figures

- Figure III.22c : Déplacement mesuré de la station KIDJ par rapport à la station VOGS (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station VOGS et l'étoile, la station KIDJ. 98
- Figure III.23 : Courbes d'énergie libérée cumulée (bleu) et du nombre cumulé de séismes (vert) dans la ZSSI entre juillet 2000 et fin décembre 2002 [Veðurstofa, 2004]. On distingue bien la décroissance progressive de l'activité de la période post-sismique. 99
- Figure III.24 : carte de localisation des stations CGPS de la ZSNI. Les ronds rouges représentent l'ensemble des séismes enregistrés dans cette zone entre 2000 et 2004 par le réseau SIL [Veðurstofa, 2004]. Les traits noirs représentent les structures majeures de la ZSNI : LG : linéament de Grimsey, LF : linéament d'Husavik Flatey, LD : linéament de Dalvik, Ko : ride de Kolbeinsey. Les barbules représentent les champs de fracture de la ZVN : Kr : Krafla, As : Askja. 101
- Figure III.25 : Déplacement mesuré de la station RHOF par rapport à la station AKUR (cf Fig. III.24). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les déplacements sur les 2 composantes horizontales sont très linéaires. Sur la carte, le rond symbolise la station AKUR et l'étoile, la station RHOF. 102
- Figure III.26 : carte de microsismicité et de localisation des stations CGPS dans la région du volcan Katla (ZVE). La microsismicité correspond à l'activité enregistrée entre 2000 et 2004 par le réseau SIL [Veðurstofa, 2004]. He : Hekla ; Kt : Katla. 103
- Figure III.27 : Profondeurs estimées des 12 000 microséismes qui ont eu lieu entre 1991 et 2004 à l'aplomb du volcan Katla. Environ 75 % de ces séismes se sont produits entre 0 et 2 km de profondeur. 104
- Figure III.28a : Déplacement mesuré de la station THEY par rapport à la station VMEY (cf Fig. III.26). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les déplacements présentent des petites variations sur la composante Nord principalement. Sur la carte, le rond symbolise la station VMEY et l'étoile, la station THEY. 105
- Figure III.28b : Déplacement mesuré de la station SOHO par rapport à la station VMEY (cf Fig. III.26). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les déplacements présentent des variations importantes principalement sur la composante Nord près des jours 270, 440, 670 et 800. Sur la carte, le rond symbolise la station VMEY et l'étoile, la station SOHO. 106
- Figure III.28c : Déplacement mesuré de la station HVOL par rapport à la station VMEY (cf Fig. III.26). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les déplacements présentent des petites variations sur les deux composantes horizontales. Sur la carte, le rond symbolise la station VMEY et l'étoile, la station VOGS. 107
- Figure III.29 : Courbes d'énergie libérée cumulée (bleu) et du nombre cumulé de séismes (vert) dans la région du Katla (ZVE) entre juillet 2000 et fin décembre 2002 [Veðurstofa, 2004]. Les marqueurs A,B,C et D correspondent aux changements majeurs d'activité de la microsismicité. 108
- Figure III.30 : Série temporelle de la composante Nord de la station SOHO par rapport à la station VMEY. Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Les marqueurs A, B, C et D représentent les changements d'activité de la microsismicité du volcan Katla (cf Fig. III.29). Les zones grisées représentent les périodes de fort déplacement enregistrées pour la composante Nord. 109
- Figure III.31 : Déplacements cumulés pour les différentes périodes mises en évidence par les séries temporelles et la microsismicité. Les périodes 220-430 et 660-800, qui présentent un fort déplacement des stations SOHO et HVOL, correspondent à des périodes de calmes de la microsismicité du volcan Katla. 109
- Figure III.32a : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j0-220 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Nord pour les stations THEY et SOHO et vers l'Est pour la station HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes. 111
- Figure III.32b : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j220-430 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Sud-Sud-Est pour les stations THEY et SOHO et vers le Sud-Ouest pour la station HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes. 112

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figure III.32c : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j430-660 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Nord-Est pour la station THEY et vers le Nord pour les stations SOHO et HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes..... | 112 |
| Figure III.32d : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j660-800 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Sud pour les 3 stations : THEY, SOHO et HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes. | 113 |
| Figure III.32e : Vecteurs différence entre la vitesse moyenne totale et la vitesse moyenne pour la période j800-900 des 3 stations de la région du Katla. Cette analyse met en évidence une différence de déplacement important vers le Sud-Est pour la station THEY et vers le Nord-Est pour les stations SOHO et HVOL. L'étoile représente la localisation du maximum de densité de microséismes..... | 113 |
| Figure III.33 : Déplacement mesuré de la station HVER par rapport à la station REYK (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station HVER et l'étoile, la station REYK. Des variations saisonnières du déplacement sont très marquées sur la composante Est du déplacement. | 116 |
| Figure III.34 : Déplacement mesuré de la station HOFN par rapport à la station VMEY (cf Fig. III.6). Les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance. La date est exprimée en nombre de jour de puis le 19 juillet 2000. Sur la carte, le rond symbolise la station HOFN et l'étoile, la station VMEY. Des variations saisonnières du déplacement sont très marquées sur la composante Est du déplacement. | 117 |
| Figure III.35 : Synthèse de la répartition de la déformation permanente de l'Islande mesurée à partir des solutions journalières des 18 stations CGPS islandaises. On constate très clairement une extension permanente qui s'exprime par un gradient de déformation de direction moyenne de 100-105°. Ce gradient est très marqué sur la composante Est du déplacement. Les stations SOHO et HVOL présentent un caractère « anormal » par rapport aux autres stations qui s'exprime principalement par un fort déplacement vers le sud. Ces déplacements sont vraisemblablement provoqués par l'activité permanente du volcan Katla. La station ARHO présente un fort déplacement moyen vers le sud mais le faible nombre de jour d'observation ne permet pas de connaître précisément la direction de son déplacement. | 119 |
| Figure IV.1 : Schématisation d'un problème mécanique. Ω : le domaine continu, Γ_v : partie de la de la frontière soumis à une condition aux limite en vitesse, Γ_f : partie de la de la frontière soumis à une condition aux limite en pression, g : forces gravitaires | 124 |
| Figure IV.2 : A. triangle initial de la structure 2D ; B. prolongation en prisme sur la 3 ^e dimension ; C. découpage en 3 tétraèdres du prisme. | 129 |
| Figure IV.3 : Critère de plasticité de Von Mises et de Drucker-Prager. | 134 |
| Figure IV.4 : Carte géologique du nord de l'Islande. Le champ de lave du Krafla correspond au champ issue des deux crises de rifting de l'ère historique (1724-1729 et 1975-1984). CFA : champ de fracture de l'Askj ; CFFr : champ de fracture de Fremri-Namur ; CFK : champ de fracture du Krafla ; CFTh : champ de fracture de Þeistareykir..... | 136 |
| Figure IV.5 : Modèle gravimétrique selon une coupe Est-Ouest à travers le champ de fracture du Krafla [Braindsdottir et al., 1997]. Ce modèle est issu de la campagne sismique FIRE. On distingue parfaitement la remontée de la croûte inférieur et du manteau à l'aplomb de la caldéra du Krafla..... | 136 |
| Figure IV.6 : Panorama pris depuis le sommet du volcan Krafla. On distingue très bien la fissure éruptive et l'importante coulée de lave qui a résulté de la crise de rifting. La photo satellite nous montre une vue globale des structures qui composent la région du Krafla. | 138 |
| Figure IV.7 : Extension cumulée mesurée pendant la crise de rifting. Au total, six crises distinctes ont eu lieu le long du champ de fracture du Krafla entre décembre 1975 et octobre 1980 [Tryggvason, 1984]..... | 139 |
| Figure IV.8 : Déplacements mesurés entre 1987 et 1995 à partir de 4 campagnes de mesure GPS dans le nord de l'Islande [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000]. La déformation post-crise se concentre principalement sur 2 pics situés à 25 km de part et d'autre de l'axe du rift. Les barres d'erreur sont exprimées à 68% de confiance. | 140 |
| Figure IV.9 : Vitesses mesurés entre 1987 et 1995 à partir de 4 campagnes de mesure GPS dans le nord de l'Islande [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000]. Entre les 3 intervalles de temps, la décroissance de la | |

Liste des figures

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| déformation est surtout sensible entre -75 et 50 km et atteint 1cm/an au niveau des pics à 25 km du rift. Les barres d'erreur sont exprimées à 68% de confiance..... | 141 |
| Figure IV.10: Déplacements mesurés pour les périodes 1987-1990 et 1987-1992 dans le nord de l'Islande [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000]. Les ellipses sont exprimées à 68% de confiance. | 142 |
| Figure IV.11 : Déplacements mesurés pour la période 1992-1995 dans le nord de l'Islande [Völksen & Seeber, 1998 ; Völksen, 2000]. Les ellipses sont exprimées à 68% de confiance..... | 143 |
| Figure IV.12 : Déplacements mesurés pour la période 1997-1999 dans le nord de l'Islande. Les ellipses sont exprimées à 95% de confiance. Les vecteurs sont exprimés par rapport à l'Eurasie stable. On constate une très nette augmentation de déplacement vers l'Ouest pour l'ensemble des points situés à l'Ouest du champ de fracture du Krafla (à l'ouest du point 7443). | 144 |
| Figure IV.13 : Déplacements mesurés pour la période 1999-2002 dans le nord de l'Islande. Les ellipses sont exprimées à 95% de confiance. Les vecteurs sont exprimés par rapport à l'Eurasie stable. En plus des forts déplacements enregistrés à l'Est du champ de fracture du Krafla, un gradient de déplacement est perceptible au sud de la faille d'Husavik-Flatey entre les points 9702, 8701 et 9520..... | 144 |
| Figure IV.14 : a : géométrie des modèles 2D et conditions aux limites appliquées. b et c : conditions aux limites appliquées le long du dyke durant chaque étape de la crise de rifting (cf Tableau IV.1 pour le détail des phases d'ouverture pendant la période de crise). r : densité ; F : angle de friction interne ; h : viscosité ; CS1 : croûte supérieure 1 ; CS2 : croûte supérieure 2 ; CI : croûte inférieure ; MS : manteau supérieur. | 147 |
| Figure IV.16 : schéma structurale de la remontée asthénosphérique utilisée pour nos modèles 3D. Le cylindre ne présente plus que 3 couches rhéologiques différentes contre 4 pour le reste du modèle..... | 149 |
| Figure IV.17 : conditions aux limites utilisées pour le champ de fracture dans nos modèles 3D. Le champ est modélisé par une discontinuité et est divisé en 4 segments distincts de 20 km de long chacun. Les valeurs des déplacements pour la période syn-crise a été reportée dans le tableau crise3D. Les symboles C1, C2, C3, C4, C5 et C6 correspondent aux 6 crises que l'on applique à notre modèle. Sur chaque segment nous avons appliqué plusieurs crises..... | 151 |
| Figure IV.18 : A. Profil d'ouverture imposée lors d'une condition aux limites en vitesse. Le déplacement imposé sur la totalité de la face provoque une ouverture en créneau qui n'est pas réaliste. B. Profil d'ouverture imposée lors d'une condition aux limites en pression. La résistance induit par la fermeture de la discontinuité au nord et au sud provoque une ouverture en amende proche des observations de Tryggvason [1984]. | 152 |
| Figure IV.19 : A., B. et C. : Comparaison des déplacements calculés obtenus avec un modèle élastique Adeli et un modèle de demi-espace élastique de type Okada. D. Comparaison des déplacements calculés pour deux modèles de 200 et 400 km de large. | 155 |
| Figure IV.20 : Comparaison entre les déplacements calculés et les déplacements mesurés pour la période 1987-1992 pour une viscosité de CI de 8.10^{18} Pa.s et de MS de 3.10^{18} Pa.s (A) et de CI de 6.10^{19} Pa.s et de MS de 6.10^{18} Pa.s (B). Pour un soucis de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. | 169 |
| Figure IV.21: Comparaison entre les déplacements calculés et les déplacements mesurés pour la période 1987-1992 pour une viscosité de CI de 6.10^{20} Pa.s et de MS de 6.10^{19} Pa.s. Pour un soucis de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. | 170 |
| Figure IV.22 : Ouverture calculée en période syn- et post-crise à proximité du champ de fracture du Krafla pour 3 valeurs de viscosité différentes. Le rond noir et le K représente le position du centre de la caldéra du Krafla..... | 171 |
| Faille IV.23 : Résidus entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1992 et les déplacements calculés de notre modèle. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance..... | 172 |
| Figure IV.24 : Géométrie de la surface des modèles intégrant le champ de fracture du Krafla et le champ de fracture de l'Askja. Les traits gras représentent les discontinuités. Les conditions aux limites dans le champ de fracture de l'Askja sont les mêmes que celle du Krafla (cf Fig. IV.17)..... | 173 |
| Figure IV.25 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1992 pour un modèle intégrant le champ de fracture de l'Askja. Pour un soucis de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Ouverture calculée pendant la période syn-crise à proximité des 2 champs de fracture. Nous n'avons pas imposé de crise sur le champ de l'Askja. | 174 |

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figure IV.26 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1992 pour un modèle intégrant le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Ouverture calculée pendant la période syn-crise à proximité des 2 champs de fracture. La petite crise que nous avons imposé sur le champ de l'Askja correspond à une ouverture de 20 cm. | 176 |
| Figure IV.27 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1992 pour un modèle intégrant le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Ouverture calculée pendant la période syn-crise à proximité des 2 champs de fracture. La petite crise que nous avons imposé sur le champ de l'Askja correspond à une ouverture de 1 m. | 177 |
| Figure IV.28: A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1992 pour un modèle intégrant le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Ouverture calculée pendant la période syn-crise à proximité des 2 champs de fracture. La petite crise que nous avons imposé sur le champ de l'Askja correspond à une ouverture de 2 m. | 178 |
| Faille IV.29 : Résidus calculés entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1992 et les déplacements calculés de notre modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. | 179 |
| Faille IV.30 : : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1990 pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1990 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. | 180 |
| Faille IV.31 : : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1992-1995 pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. | 181 |
| Faille IV.32 : Comparaison entre les déplacements mesurés de la période 1987-1992 (en blanc) et la période 1992-1995 (en noir). Les vecteurs de la période 1992-1995 présentent une direction plus nord à l'ouest et sud à l'est que les vecteurs de la période 1987-1992. Cette différence pourrait être due à une rotation des vecteurs 1992-1995 provoquée par une mauvaise mise en référence du réseau GPS. | 182 |
| Figure IV.33 : Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1992-1995 pour le même modèle mais après rotation de 13° dans le sens anti-horaire des déplacements mesurés. Les vecteurs en gris représentent les déplacements utilisés pour la figure A avant la rotation. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. | 183 |
| Faille IV.34 : Résidus calculés entre les déplacements mesurés entre 1992 et 1995 (après correction par une rotation de 13°) et les déplacements calculés de notre modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. | 184 |
| Faille IV.35 : : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1992-1995 pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja et une forte ouverture de 8.5 m sur le champ de Krafla. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1992 et 1995 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. | 185 |
| Faille IV.36 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1997-1999 par rapport à l'Eurasie stable dans le réseau TGN pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. L'ensemble du réseau est représenté par rapport à l'Eurasie fixe. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1997 et 1999 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. | 187 |
| Faille IV.37 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1999-2002 par rapport à l'Eurasie stable dans le réseau TGN pour un modèle intégrant une ouverture syn-crise d'1 m sur le champ de fracture de l'Askja. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. L'ensemble du réseau est représenté par rapport à l'Eurasie fixe. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1999 et 2002 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. | 188 |

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figure IV.38 : Géométrie de la surface des modèles intégrant le champ de fracture du Krafla, le champ de fracture de l'Askja, la faille d'Husavik-Flatey et la ride de Kolbeinsey. Les traits gras représentent les discontinuités. Nous avons appliqué une pression lithostatique sur les faces de la ride et une friction nulle sur les faces de la faille..... | 190 |
| Faille IV.39 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1990 pour un modèle intégrant la faille d'Husavik-Flatey (avec une friction nulle) et la ride de Kolbeinsey. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1992 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. | 191 |
| Faille IV.40 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1987-1990 pour un modèle intégrant la faille d'Husavik-Flatey (avec une friction nulle) et la ride de Kolbeinsey. Pour un souci de lisibilité des vecteurs, les ellipses sont représentées pour 68% de confiance. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1987 et 1992 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. | 192 |
| Faille IV.41: A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1997-1999 dans le réseau TGN pour un modèle intégrant la faille d'Husavik-Flatey (avec une friction nulle) et la ride de Kolbeinsey. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. L'ensemble du réseau est représenté par rapport à l'Eurasie fixe. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1997 et 1999 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance..... | 193 |
| Faille IV.42 : A. Comparaison entre les déplacements calculés et mesurés pour la période 1999-2002 dans le réseau TGN pour un modèle intégrant la faille d'Husavik-Flatey (avec une friction nulle) et la ride de Kolbeinsey. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance. L'ensemble du réseau est représenté par rapport à l'Eurasie fixe. B. Résidus entre les déplacements mesurés entre 1999 et 2002 et les déplacements calculés. Les ellipses sont représentées pour 95% de confiance..... | 194 |
| Faille IV.43 : A. Différence entre vitesses calculées à partir d'un modèle à faille bloquée et les vitesses calculées à partir d'un modèle à faille libre pour la période 1997-1999 dans le réseau TGN. B. Comparaison entre les vitesses calculées à partir d'un modèle à faille bloquée et les déplacements calculés à partir d'un modèle à faille libre pour la période 1999-2002 dans le réseau TGN. L'échelle de ces vitesses a été multipliée par 10 par rapport aux figures précédentes pour mieux mettre en évidence les différences observées | 196 |
| Figure IV.44 (A et B) : A. vitesses calculées pendant la période inter-crise pour notre modèle final. B : Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1987 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). La différence de vitesse est très importante et est généralisée sur une grande partie de notre modèle. | 198 |
| Figure IV.44 (C et D) : C. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1992 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). D. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1995 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). La différence de vitesse est forte à proximité du champ de fracture du Krafla et elle s'étend jusqu'à environ 180 km de l'axe du rift..... | 199 |
| Figure IV.44 (E et F) : E. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1997 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). F. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 1999 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). La différence de vitesse est forte à proximité du champ de fracture du Krafla et elle s'étend jusqu'à environ 150 km de l'axe du rift..... | 200 |
| Figure IV.44 (G et H) : G. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour 2002 et les vitesses calculées pour une période inter-crise (cf A.). La différence de vitesse est forte à proximité du champ de fracture du Krafla et elle s'étend jusqu'à environ 120 km de l'axe du rift. H. Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour une période post-crise correspondant à l'année 2012 et les vitesses calculées pour une période inter-crise..... | 201 |
| Figure IV.45 (A et B) : Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour les époques de mesures GPS 1987 et 1992 et les vitesses calculées pour une période post-crise correspondant à l'année 2012. La déformation post-crise est très marquée en 1987 et elle décroît très fortement jusqu'en 1992. | 202 |
| Figure IV.45 (C et D) : Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour les époques de mesures GPS 1995 et 1997 et les vitesses calculées pour une période post-crise correspondant à l'année 2012. La déformation post-crise décroît très lentement pour ces deux périodes. | 203 |

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figure IV.45 (E et F) : Différences de vitesses entre les vitesses calculées pour les époques de mesures GPS 1999 et 2002 et les vitesses calculées pour une période post-crise correspondant à l'année 2012. La déformation post-crise très légèrement en 1999. Elle semble stationnaire à partir de 2002. | 204 |
| Figure IV.46 (A à D) : Evolution de l'accumulation de contraintes de notre modèle final depuis la période inter-crise (correspondant à avant 1975) jusqu'au début de la période post-crise (équivalent à 1984). La période syn-crise nous montre la mise en place de chaque pulse sur les différents segments des champs de fracture. | 206 |
| Figure IV.46 (E à H) : Evolution de l'accumulation de contraintes de notre modèle final depuis la période inter-crise (correspondant à avant 1975) jusqu'au début de la période post-crise (équivalent à 1984). La période syn-crise nous montre la mise en place de chaque pulse sur les différents segments des champs de fracture. | 207 |
| Figure IV.47 : Evolution de l'accumulation de contrainte pendant la période post-crise. L'atténuation de la déformation post-crise est très lente et se poursuit après 2002. La dernière image représente l'état de contrainte d'une déformation inter-crise pour la même échelle de contrainte. | 208 |

Listes des tableaux

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tableau III.1 : Composants des signaux émis par le satellite [d'après Beutler et al., 2001]. | 57 |
| Tableau III.2 : Exemple d'erreur sur la mesure de distance en fonction de l'erreur de la position de l'orbite [Beutler et al., 2001]. | 59 |
| Tableau III.3 : Exemple d'erreur sur la mesure de distance avant et après correction par l'IGS [Beutler et al., 2001]. | 59 |
| Tableau III.4 : Combinaisons linéaires des observables GPS utilisées par le logiciel BERNESE [Beutler et al., 2001]. | 69 |
| Tableau III.5 : Nom et position des 17 stations CGPS installées à ce jour en Islande [Veðurstofa, 2004]. | 74 |
| Tableau III.6 : Vitesses moyennes des 17 stations CGPS de l'Islande exprimées par rapport au système de référence ITRF2000. Les vitesses sont exprimées en mm/an. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord ; RMS(VN) : erreur sur la composante Nord ; VE : vitesse moyenne sur la composante Est ; RMS(VE) : erreur sur la composante Est ; VZ : vitesse moyenne sur la composante verticale ; RMS(VZ) : erreur sur la composante verticale. | 78 |
| Tableau III.7 : Vitesses moyennes mesurées entre les différentes stations de la ZSSI pour la période juillet 2000-décembre 2002. VN : vitesse nord-sud ; VE : vitesse est-ouest ; VT : vitesse totale ; AZI : azimut horizontal. Les lignes en caractère gras correspondent à des bases traversant la limite de plaque théorique de la ZSSI. Ces bases présentent les plus fortes vitesses d'extension et l'azimut est proche de celui mesuré par Nuvel-1A pour l'Atlantique Nord [DeMets et al., 1994]. | 94 |
| Tableau III.8 : Vitesses moyennes mesurées pour les bases VOGS-HVER, VOGS-KIDJ et HVER-VMEY pour chaque année d'observation (2000, 2001 et 2002). La station KIDJ a été installée fin 2000. VN : vitesse nord-sud ; VE : vitesse est-ouest ; VT : vitesse totale ; AZI : azimut. | 100 |
| Tableau III.9 : Vitesses moyenne des stations THEY, SOHO et HVOL par rapport à la station VMEY. Les vitesses sont exprimées en mm/an. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord ; RMS (VN) : erreur sur la composante Nord ; VE : vitesse moyenne sur la composante Est ; RMS (VE) : erreur sur la composante Est ; VT : vitesse moyenne totale ; AZI : azimut. | 104 |
| Tableau III.10 : Vitesses moyenne des stations SOHO, HVOL et THEY par rapport à la station VMEY pour chaque période de déformation mises en évidence par les séries temporelles et la microsismicité. Les vitesses sont exprimées en mm/an, les déplacements en mm. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord, VE : vitesse moyenne sur la composante Est, VT : vitesse moyenne totale, DT : déplacement total pour la période, AZI : azimut. | 110 |
| Tableau III.11 : Différences de vitesse entre les vitesses moyennes totales et les vitesses moyennes de chaque période de déformation mises en évidence par les séries temporelles et la microsismicité. (pour les stations THEY, SOHO et HVOL et par rapport à la station VMEY). Les vitesses sont exprimées en mm/an. DVN : différence de vitesse sur la composante Nord, DVE : différence de vitesse sur la composante Est, DVT : différence de vitesse totale, AZI : azimut du vecteur différence. | 111 |
| Tableau III.12 : Vitesses moyennes de l'ensemble des stations CGPS islandaises exprimées par rapport à la station REYK sur la période juillet 2000 – décembre 2002. Les stations SELF et ARHO ont moins de 6 mois de mesure et sont par conséquent moins précises que les autres stations. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord ; VE : vitesse moyenne sur la composante Est ; VT : vitesse moyenne totale ; AZI : azimut d'extension. | 118 |
| Tableau IV.1 : Chronologie de la crise de rifting et moyenne de l'extension observée pour chaque pulse (moyenne calculée d'après Tryggvason [1984 ; 1995]). Ces valeurs ont été utilisées pour simuler la crise dans nos modèles 2D. | 150 |
| Tableau IV.2 : paramètres rhéologiques du modèle 2D final (CS1 : croûte supérieure 1 ; CS2 : croûte supérieure 2 ; CI : croûte inférieure ; MS : manteau supérieur). ρ : densité ; E: module de Young ; ν : coefficient de Poisson ; c: cohésion; Φ : angle de friction ; ψ : angle de dilatance ; η : viscosité. | 168 |

Annexe 1 :

Séries temporelles des stations CGPS d'Islande exprimées par rapport à l'ITRF2000



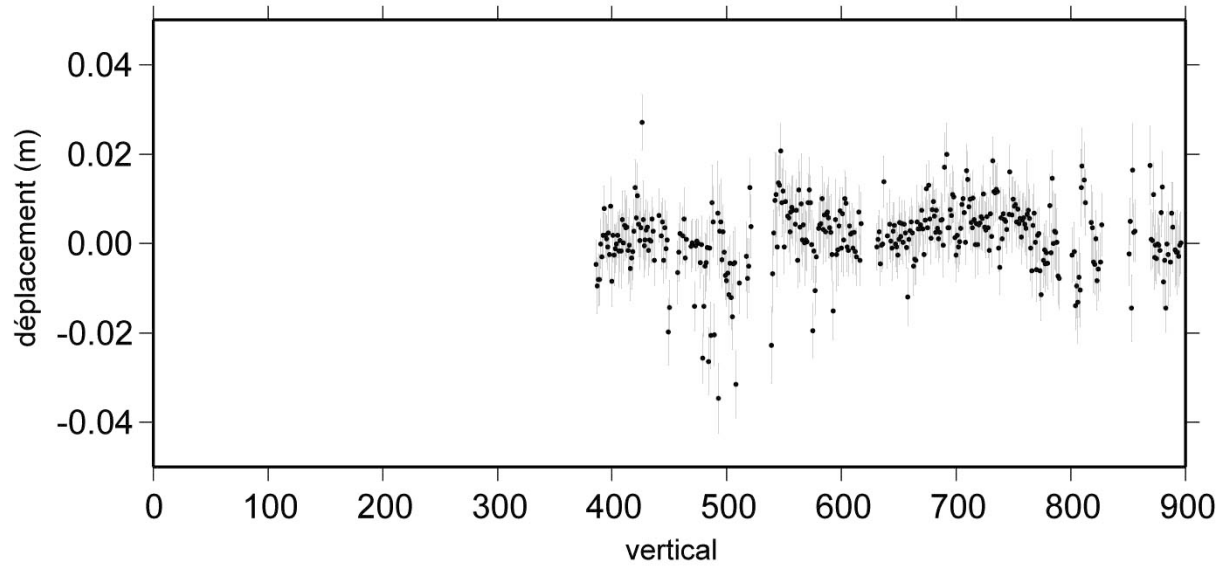
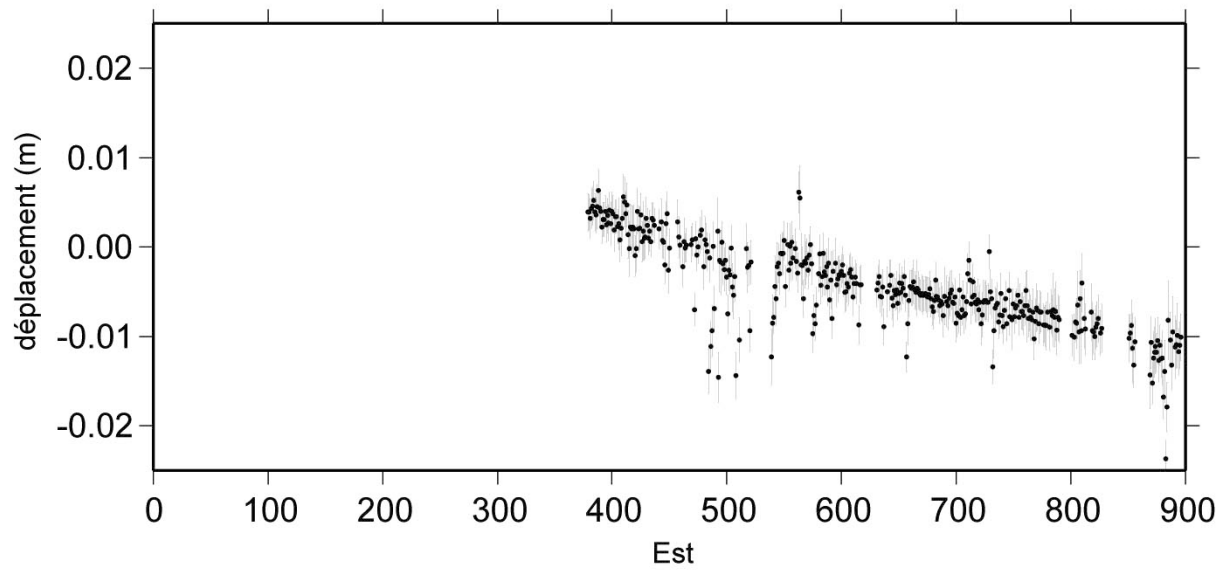
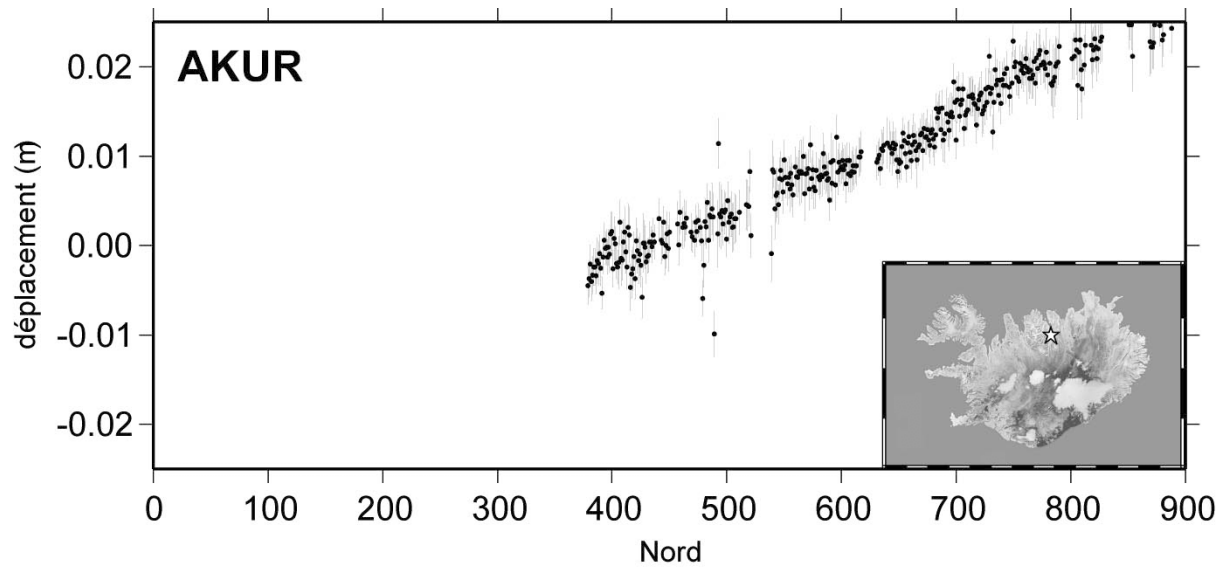
Annexe 1 : Séries temporelles des stations CGPS d'Islande exprimées par rapport à l'ITRF2000

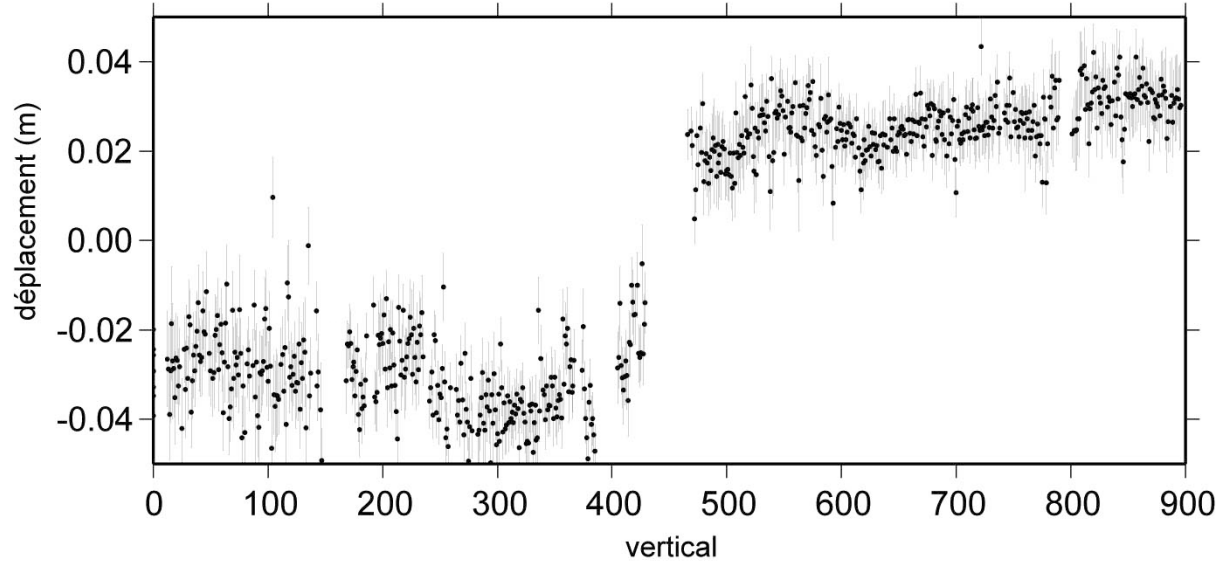
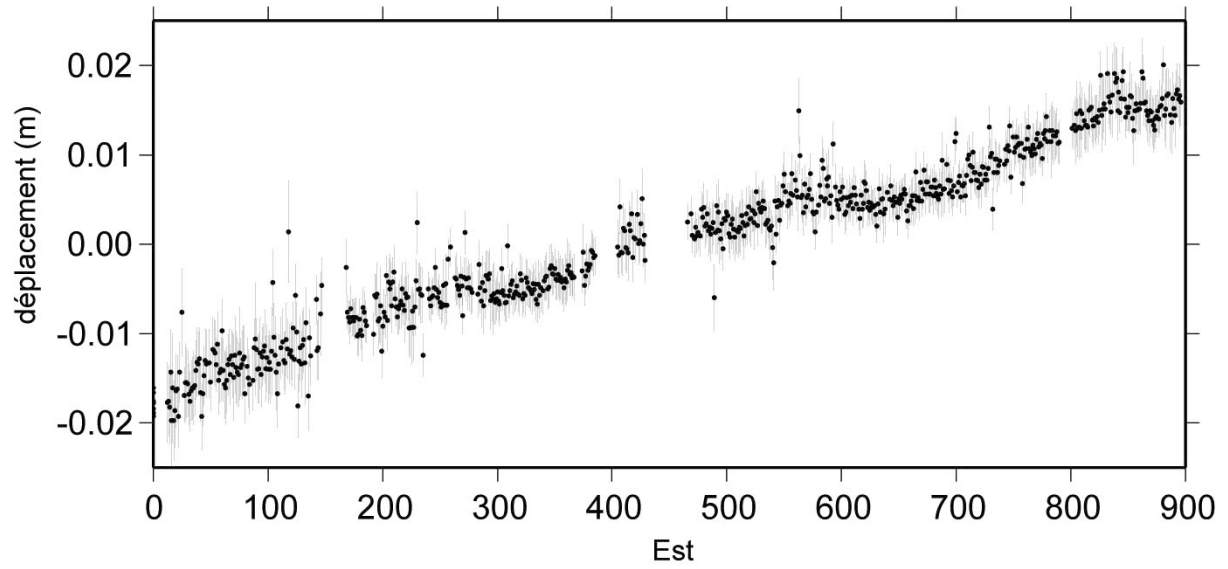
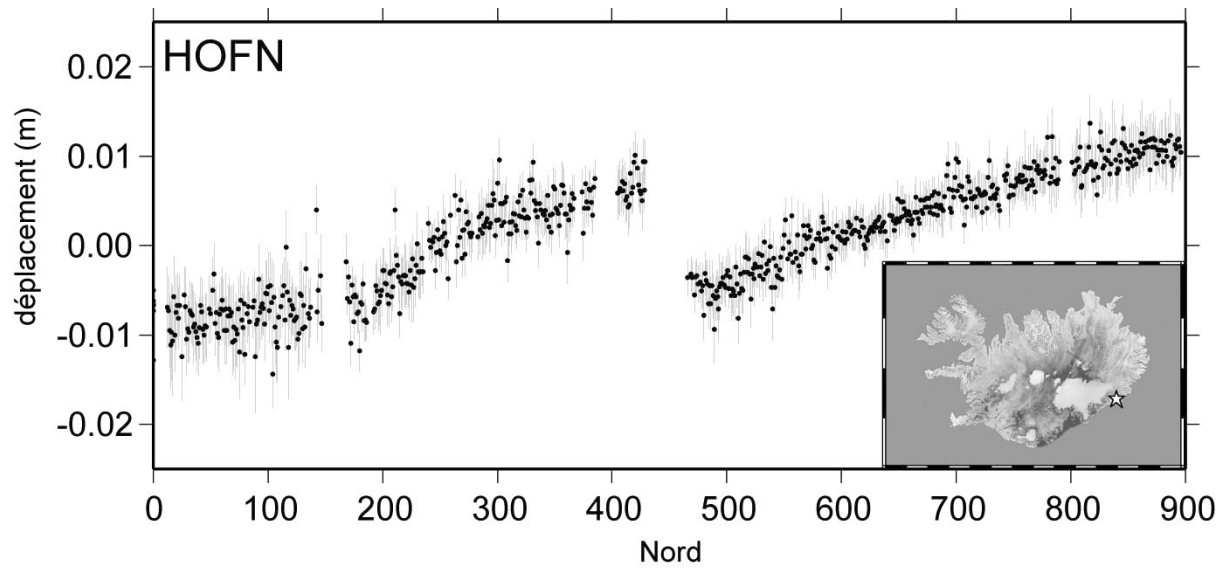
Dans cette annexe, nous présentons les séries temporelles de l'ensemble des stations CGPS de l'Islande exprimées dans le système de référence ITRF2000. Seules ARHO, SELF, HLID et ISAK n'ont pas été représentées du fait du trop faible nombre de jours d'observation. Pour l'ensemble des séries temporelles, les barres d'erreurs sont exprimées à 95 % de confiance et la date est exprimée en nombre de jours depuis le 19 juillet 2000.

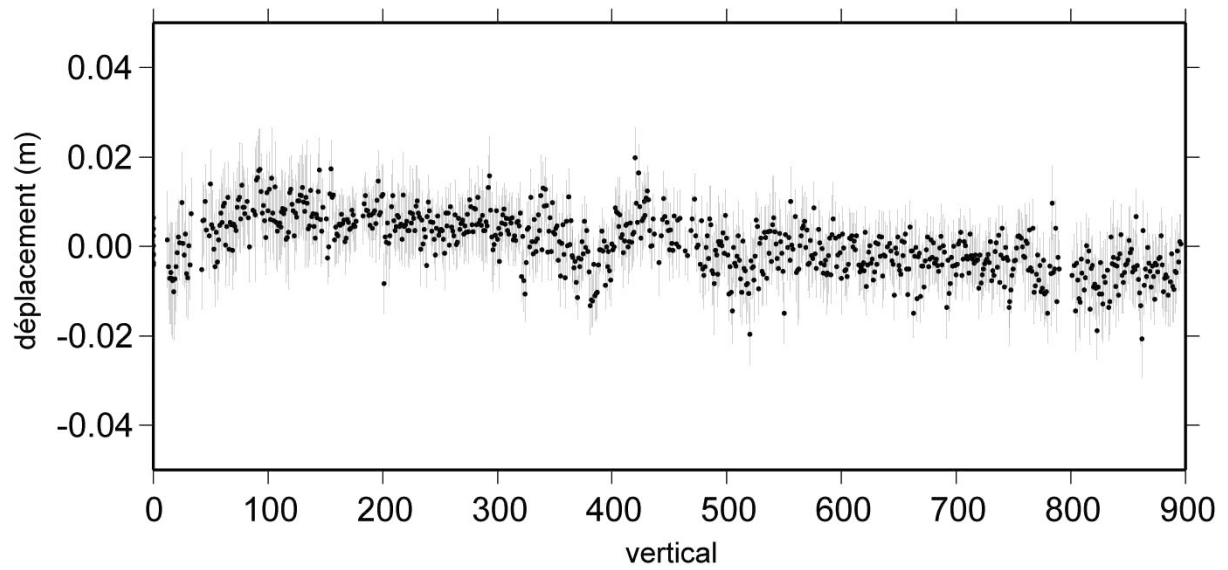
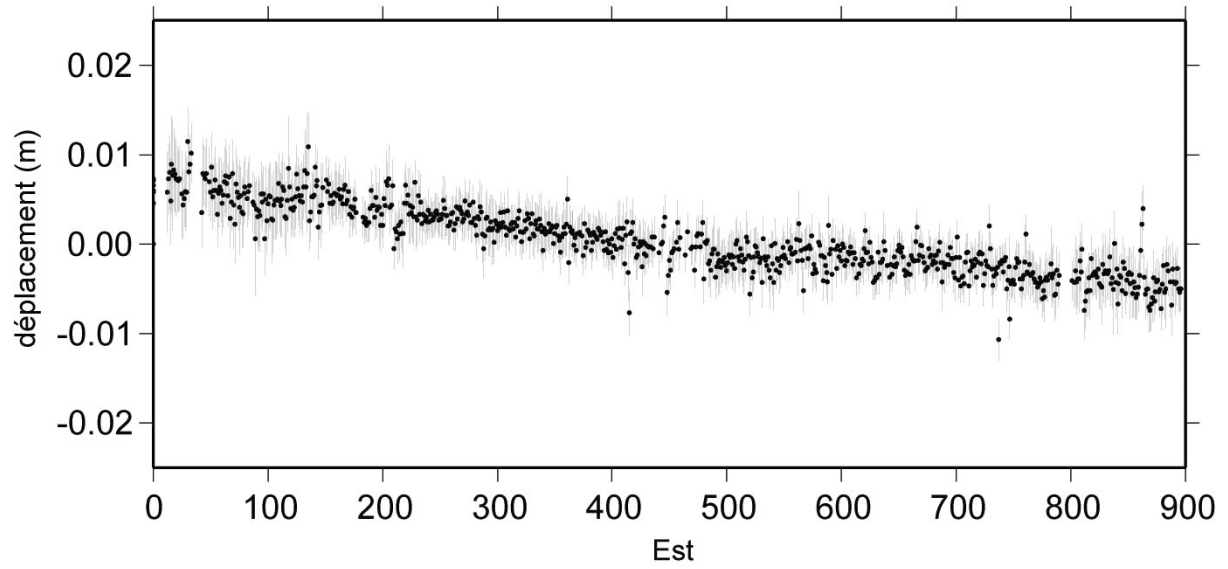
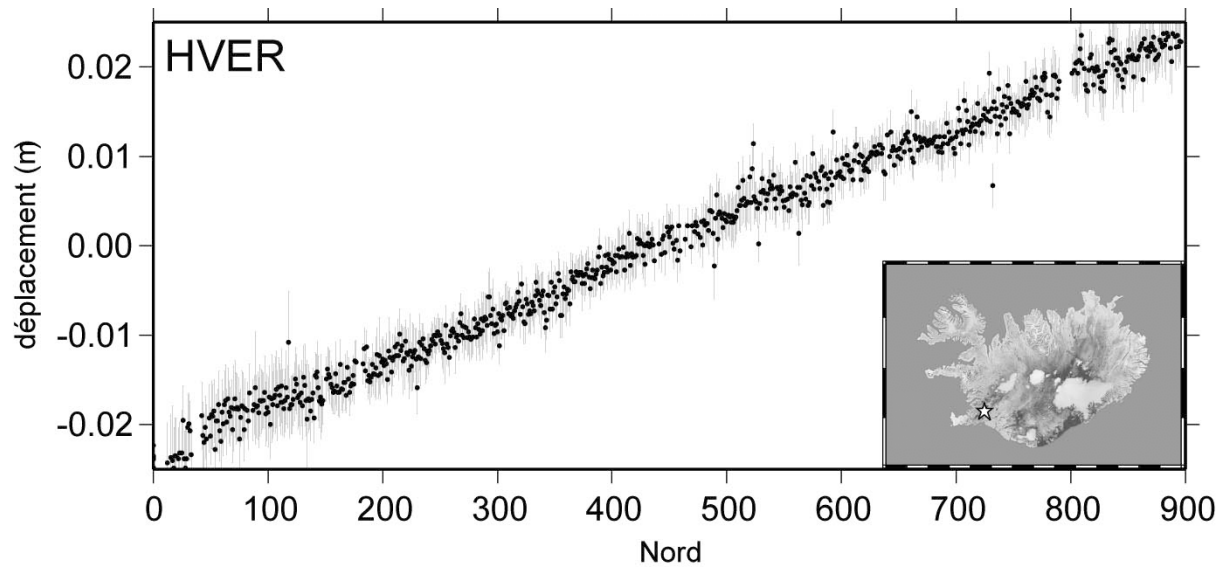
Le tableau ci-dessous présente un rappel des vitesses moyennes exprimées dans le système de référence ITRF 2000 pour les 17 stations CGPS :

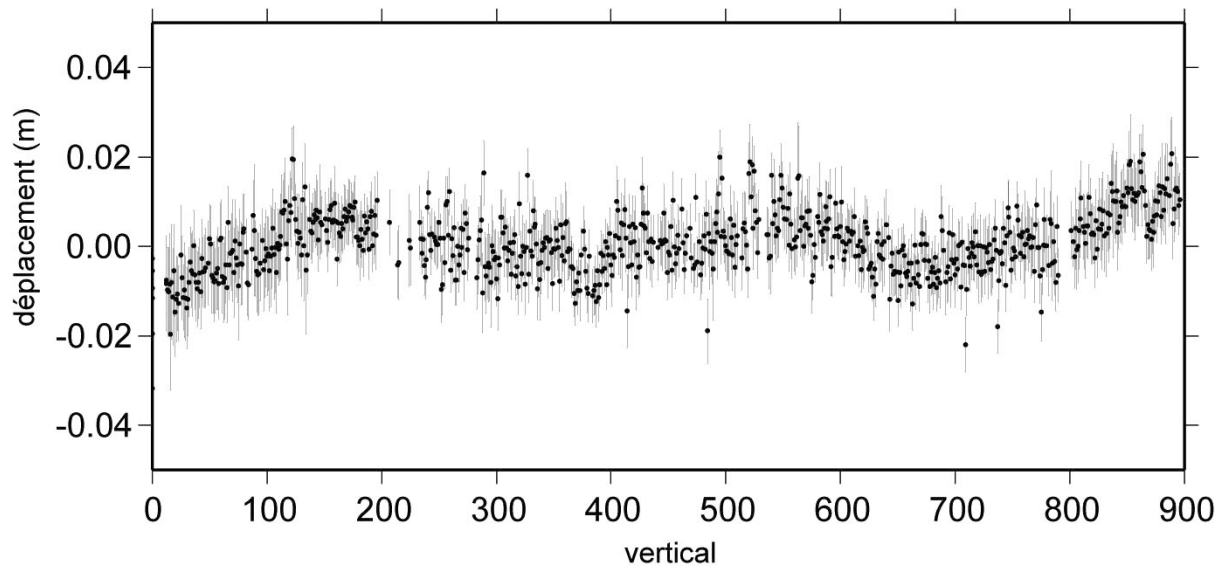
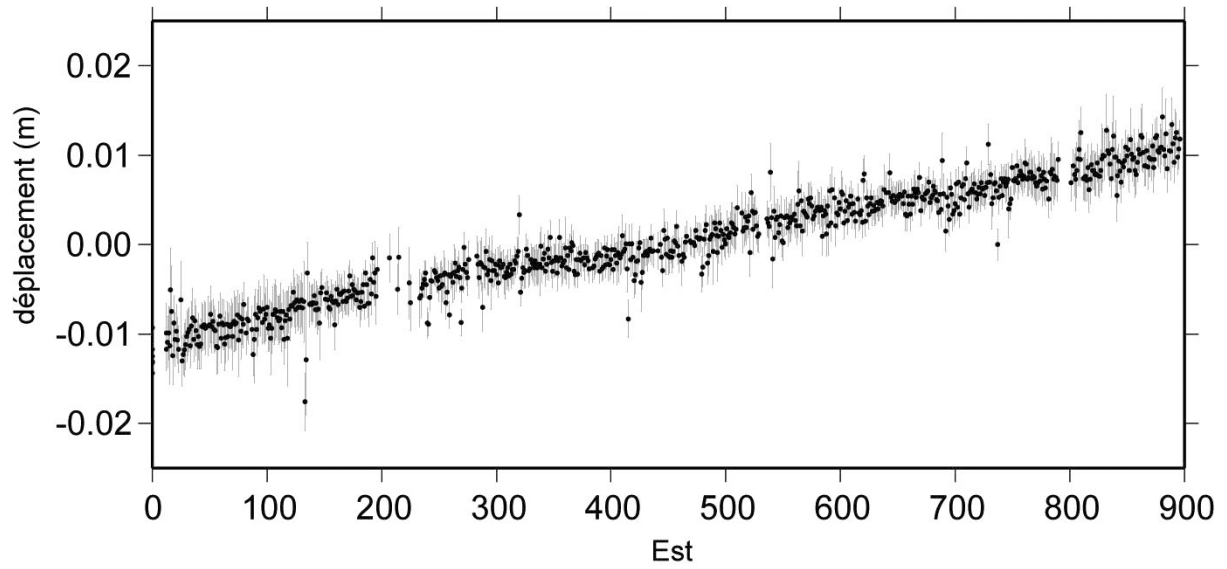
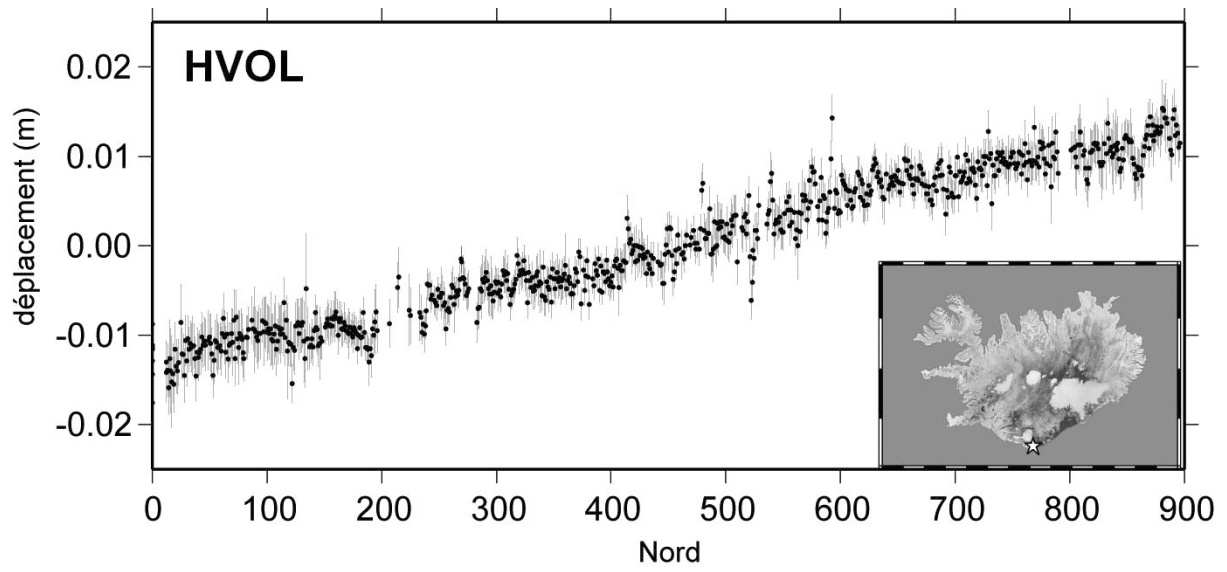
| Station | VN | RMS(VN) | VE | RMS(VE) | VZ | RMS(VZ) |
|---------|------|---------|-------|---------|------|---------|
| AKUR | 21.3 | 2 | -10.3 | 2 | 3.2 | 14 |
| ARHO | 9.3 | 21 | -2.7 | 14 | -0.6 | 57 |
| HLID | 17.6 | 2 | 2.2 | 1 | 2.7 | 9 |
| HOFN | 6.3 | 1 | 12.8 | 1 | 37.1 | 6 |
| HVER | 18.7 | 1 | -4.8 | 1 | -3.2 | 7 |
| HVOL | 10.7 | 1 | 8.3 | 1 | 5.8 | 7 |
| ISAK | 20.2 | 3 | -6.8 | 2 | 11.1 | 17 |
| KIDJ | 20.9 | 1 | -3.3 | 1 | 3.7 | 8 |
| OLKE | 18.9 | 1 | -7.6 | 1 | -0.7 | 7 |
| REYK | 19.2 | 1 | -12.2 | 1 | -2.8 | 5 |
| RHOF | 14 | 2 | 7.5 | 2 | -9.1 | 15 |
| SELF | 18.1 | 4 | 3.1 | 3 | -2.2 | 24 |
| SKRO | 21.5 | 1 | -8 | 1 | 15.8 | 6 |
| SOHO | 9.5 | 1 | 5.6 | 1 | 7.1 | 7 |
| THEY | 15.4 | 2 | 7.9 | 1 | 2.8 | 7 |
| VMEY | 14.3 | 1 | 7.2 | 1 | 1.5 | 7 |
| VOGS | 17.3 | 1 | 4.7 | 1 | 2.9 | 7 |

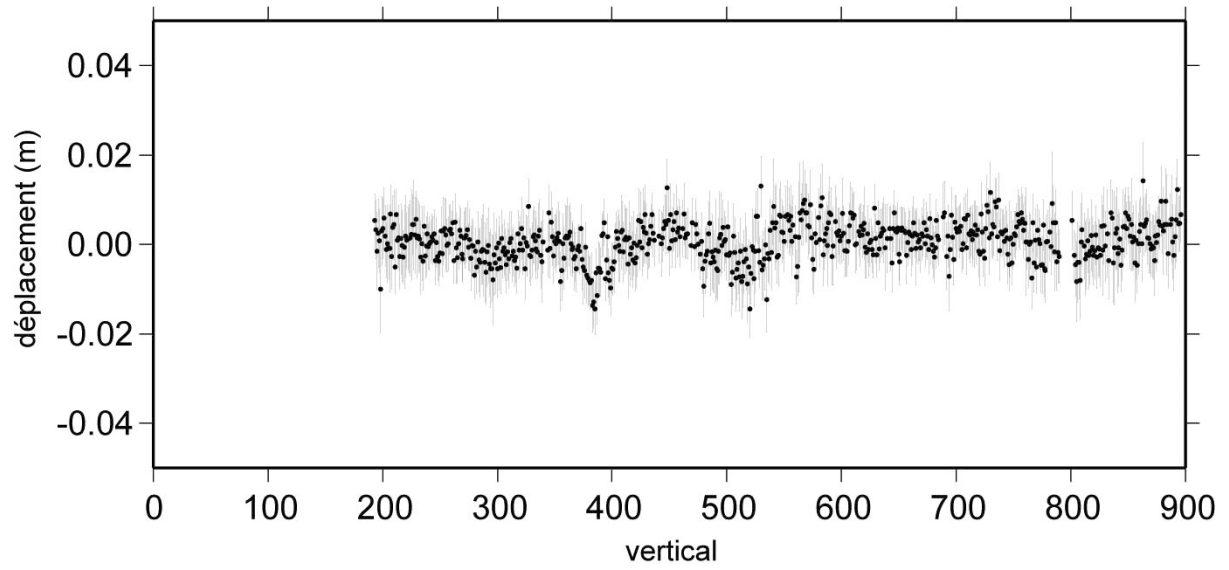
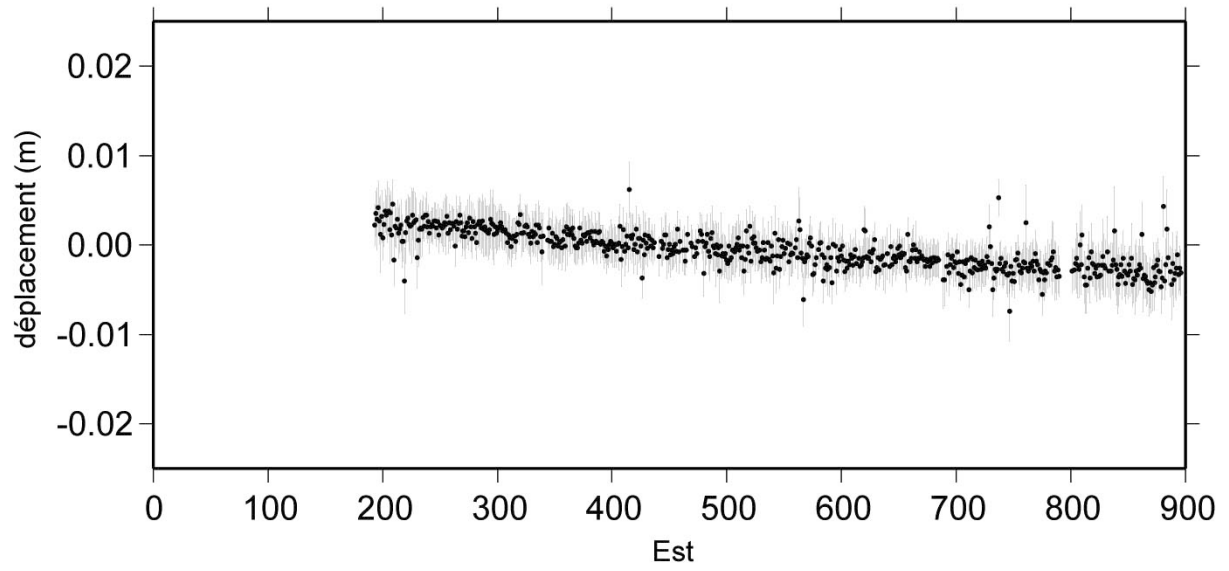
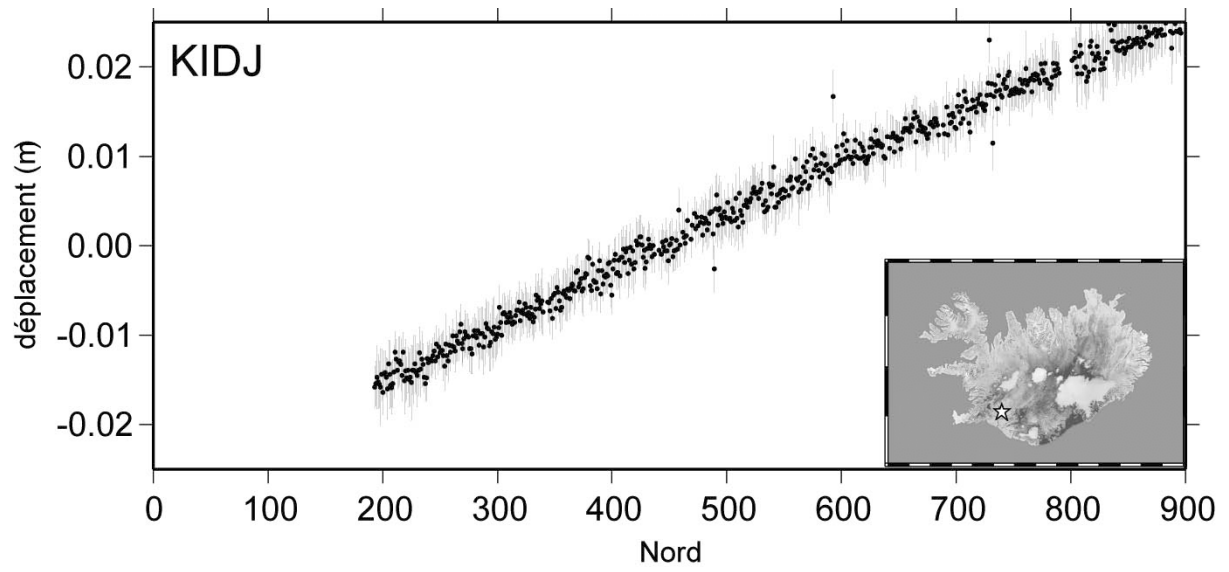
Vitesses moyennes des 17 stations CGPS de l'Islande exprimées par rapport au système de référence ITRF2000. Les vitesses sont exprimées en mm/an. VN : vitesse moyenne sur la composante Nord ; RMS(VN) : erreur sur la composante Nord ; VE : vitesse moyenne sur la composante Est ; RMS(VE) : erreur sur la composante Est ; VZ : vitesse moyenne sur la composante verticale ; RMS(VZ) : erreur sur la composante verticale.

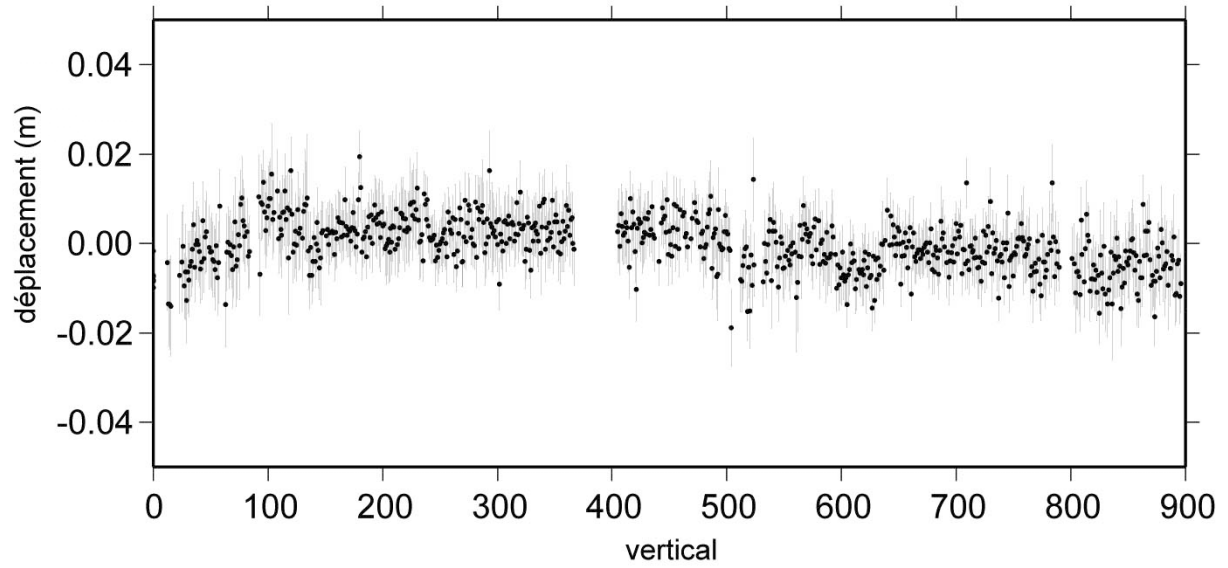
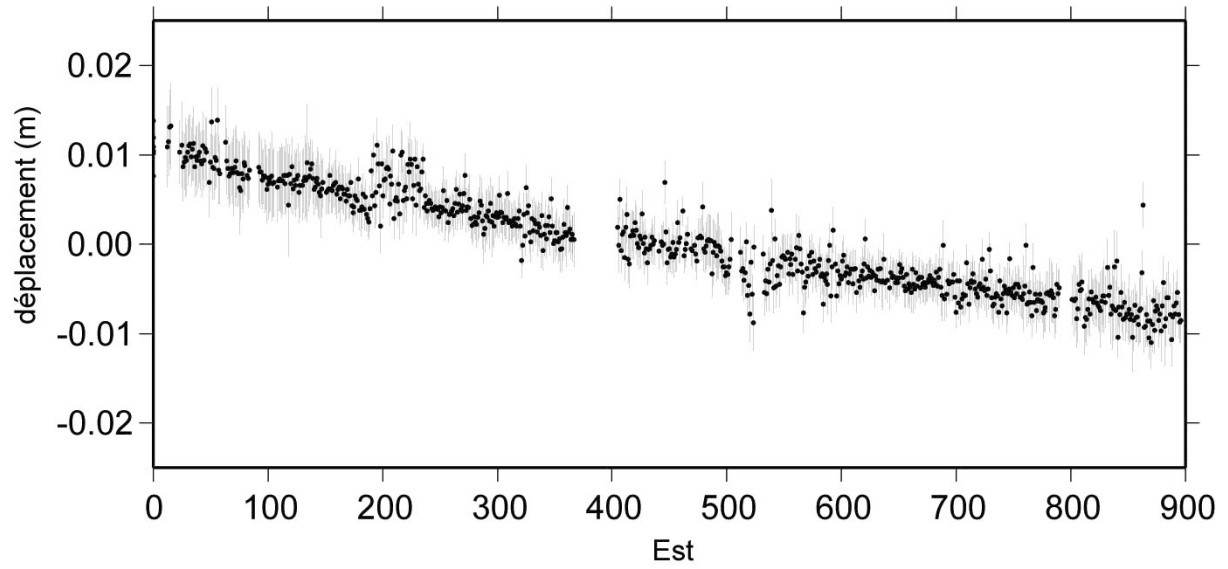
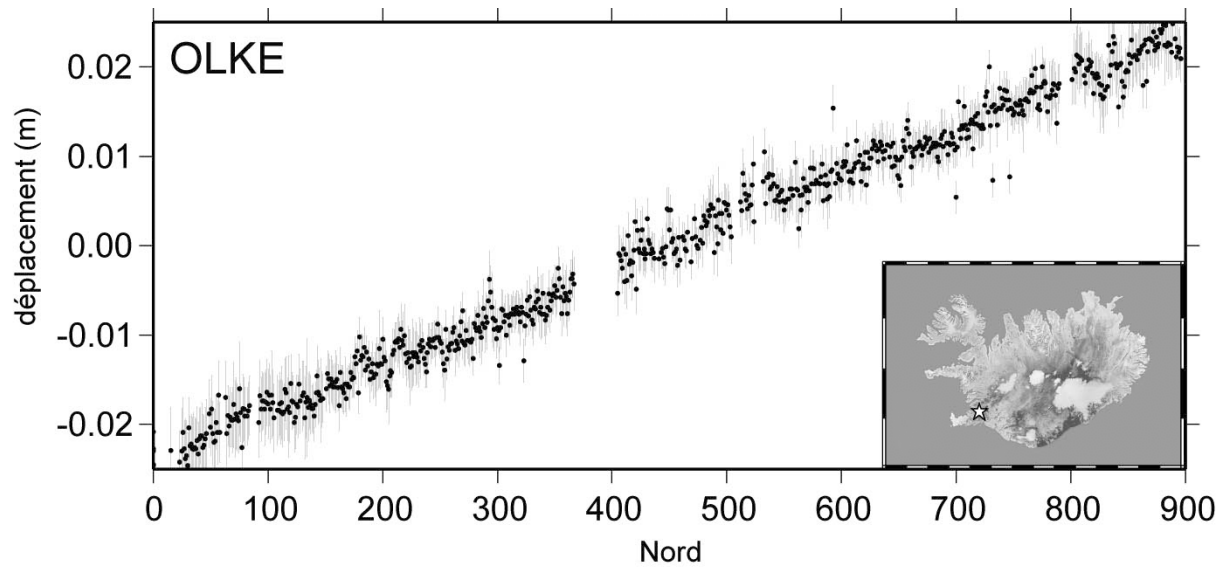


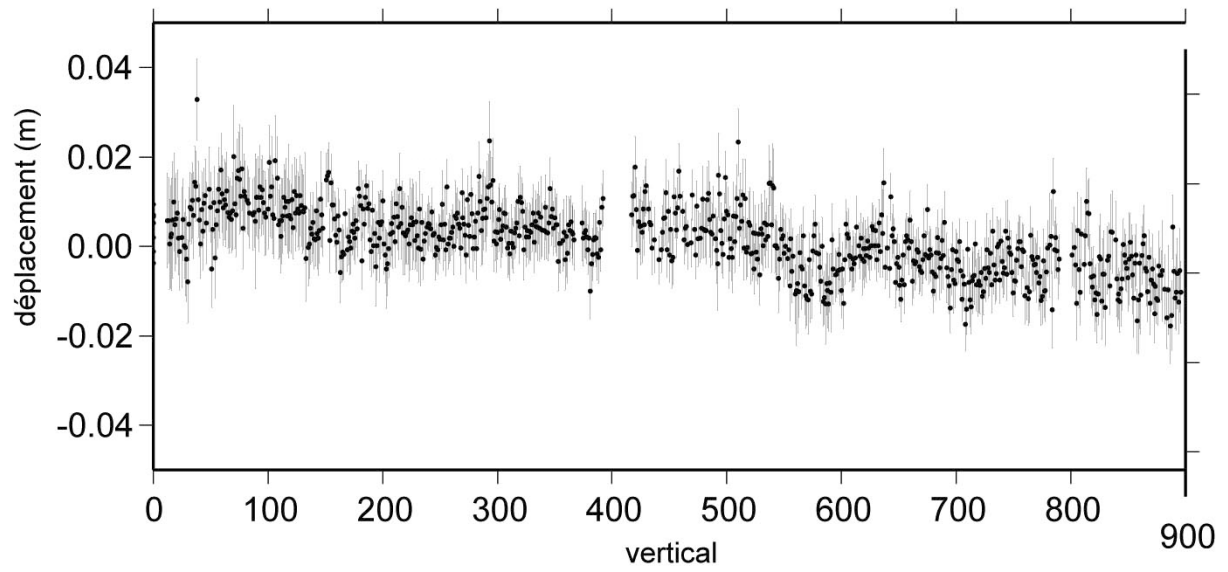
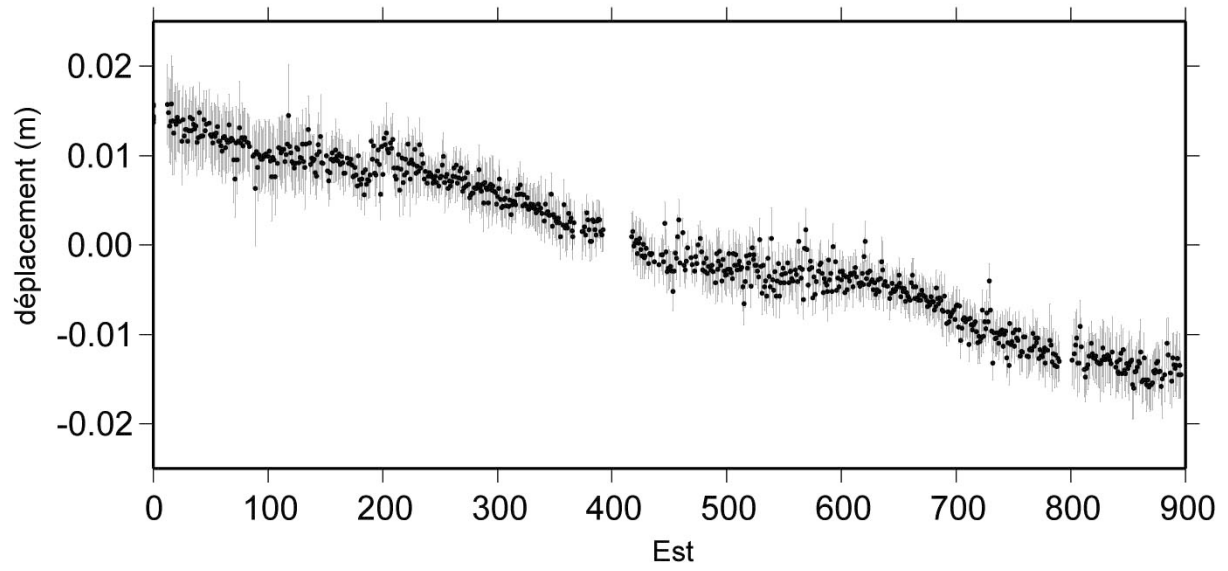
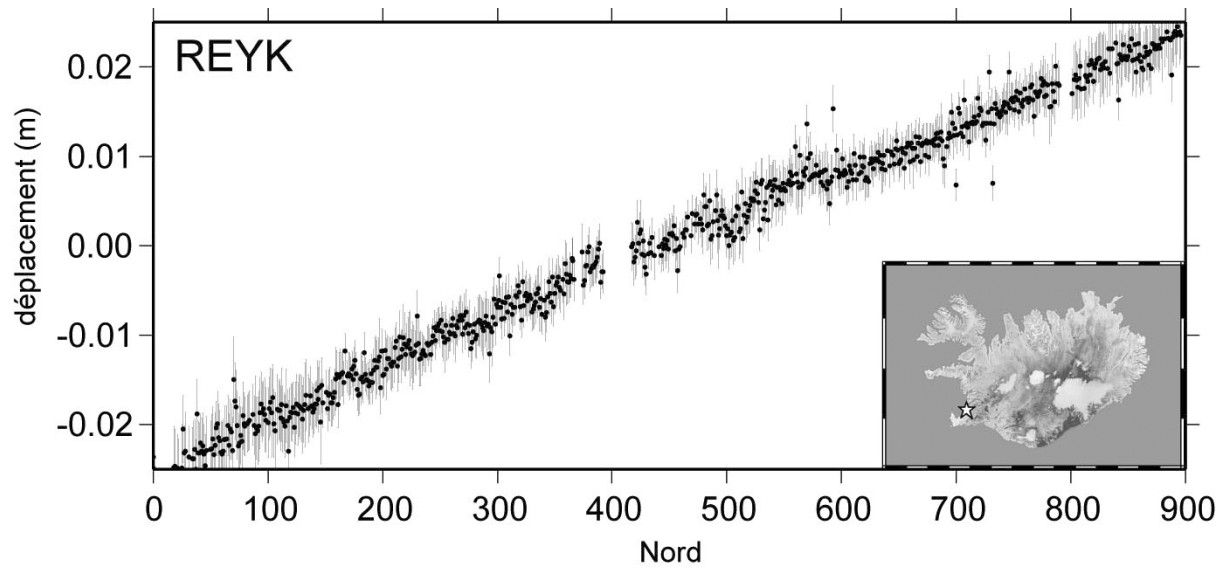


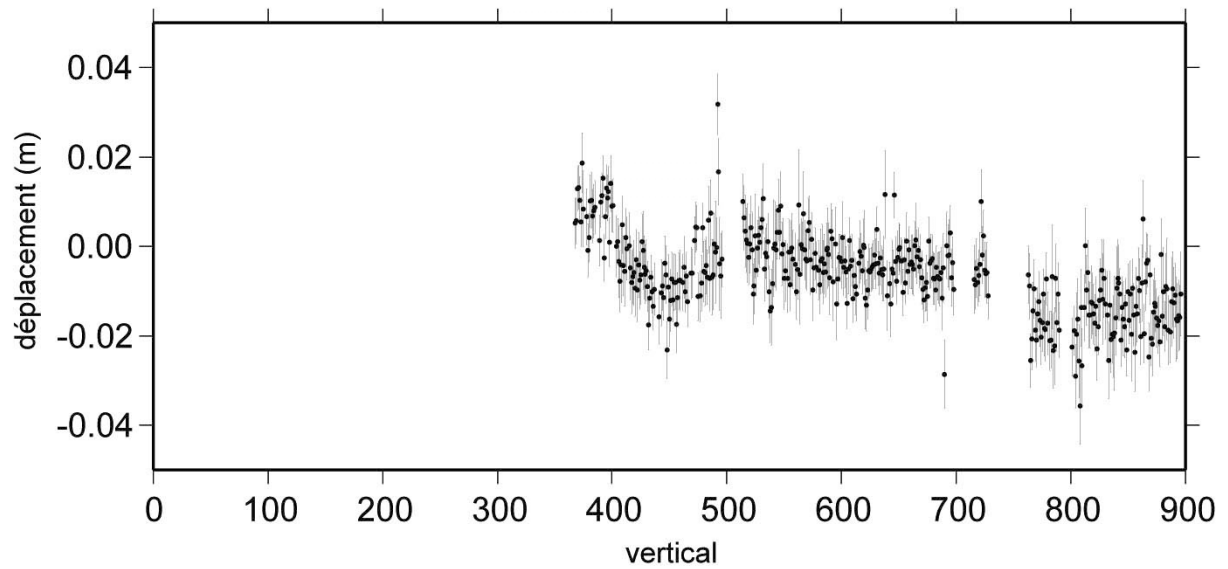
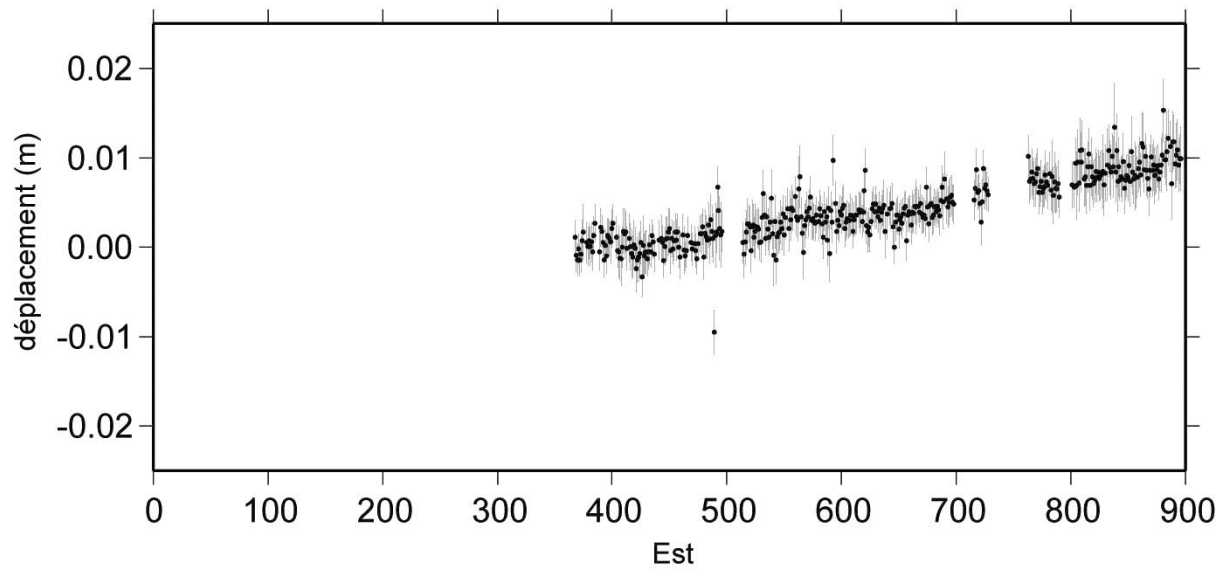
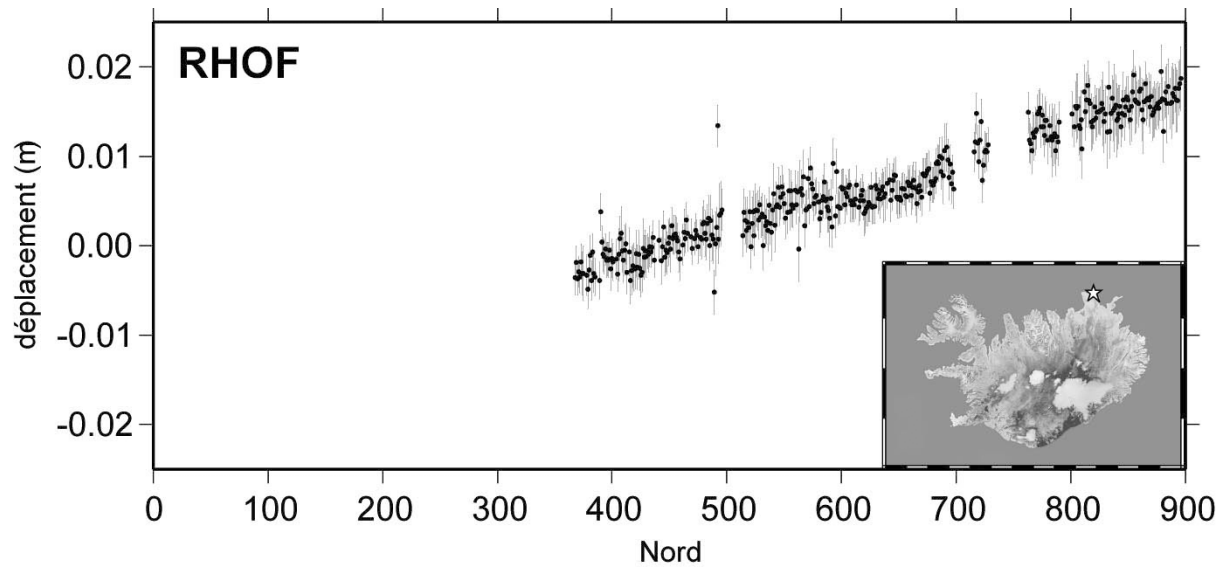


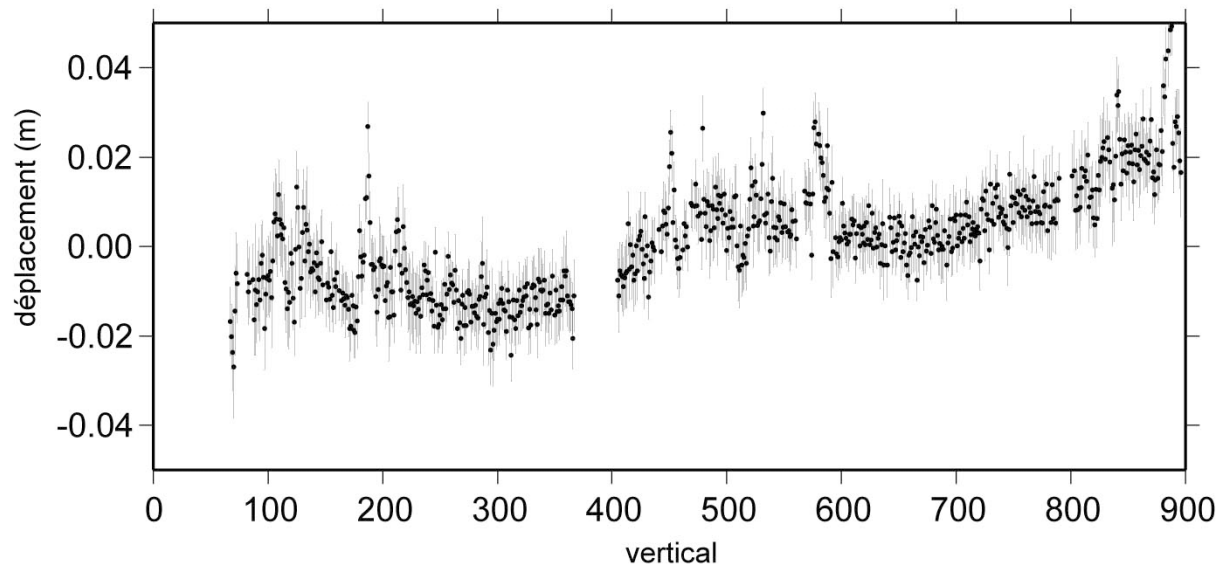
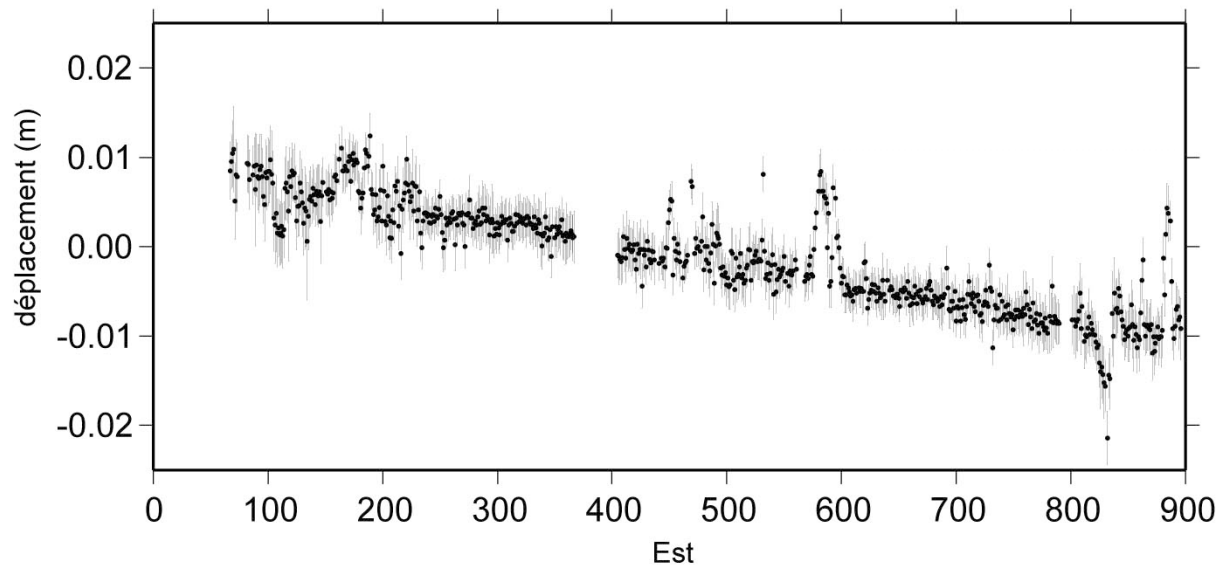
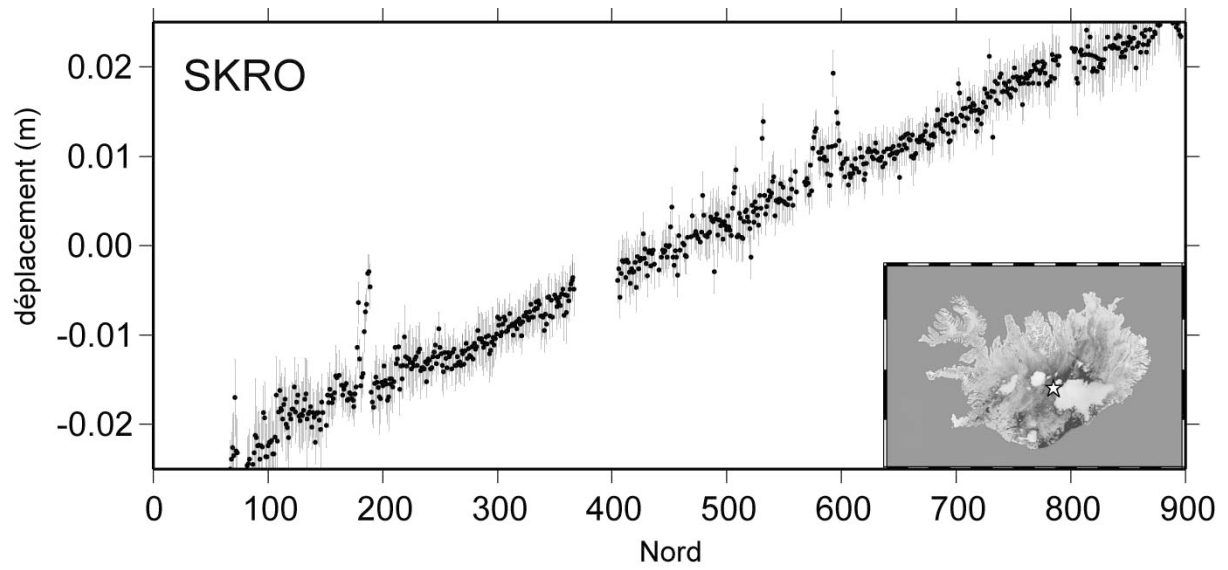


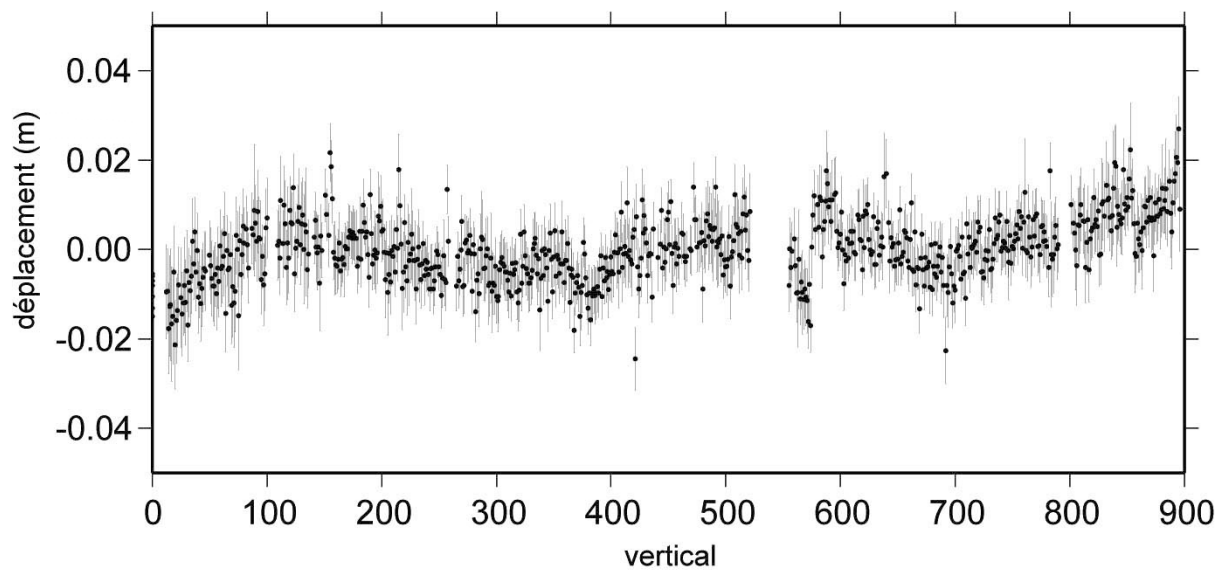
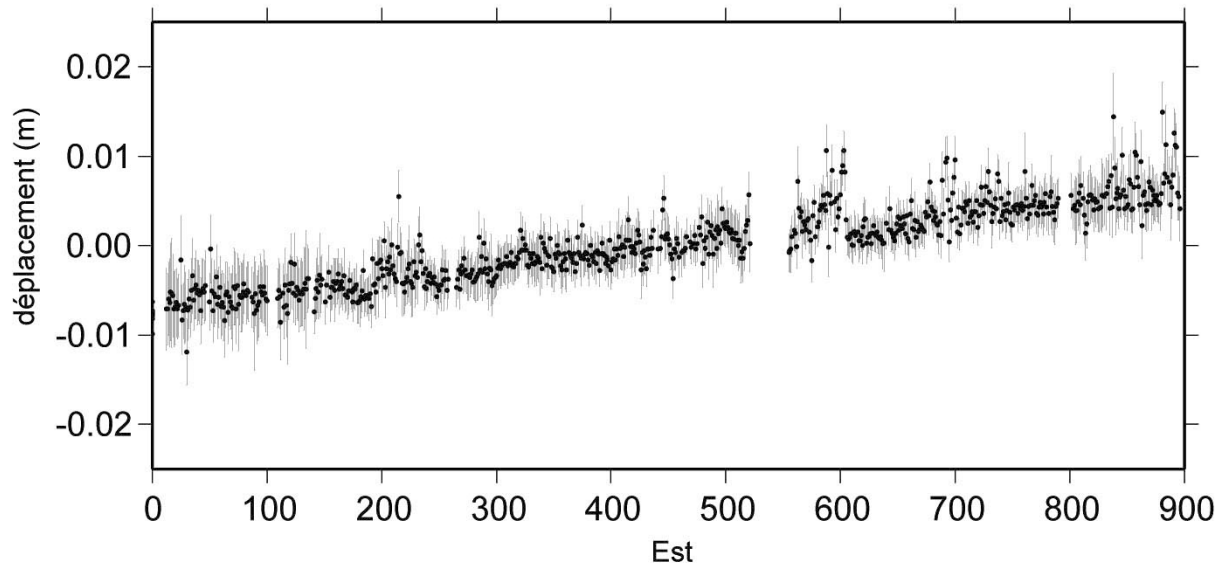
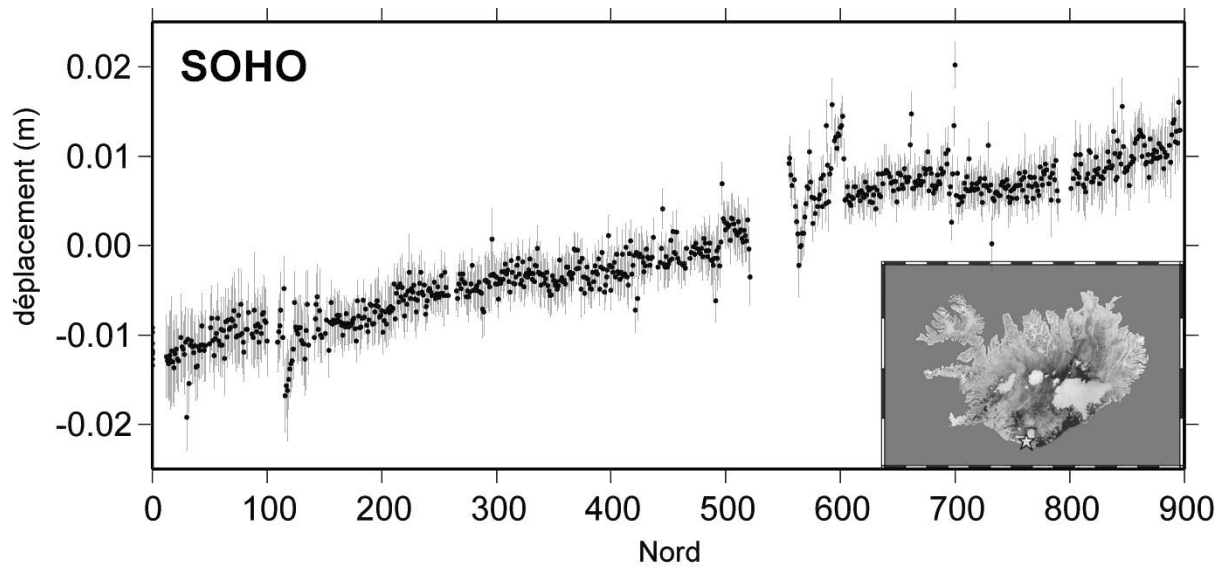


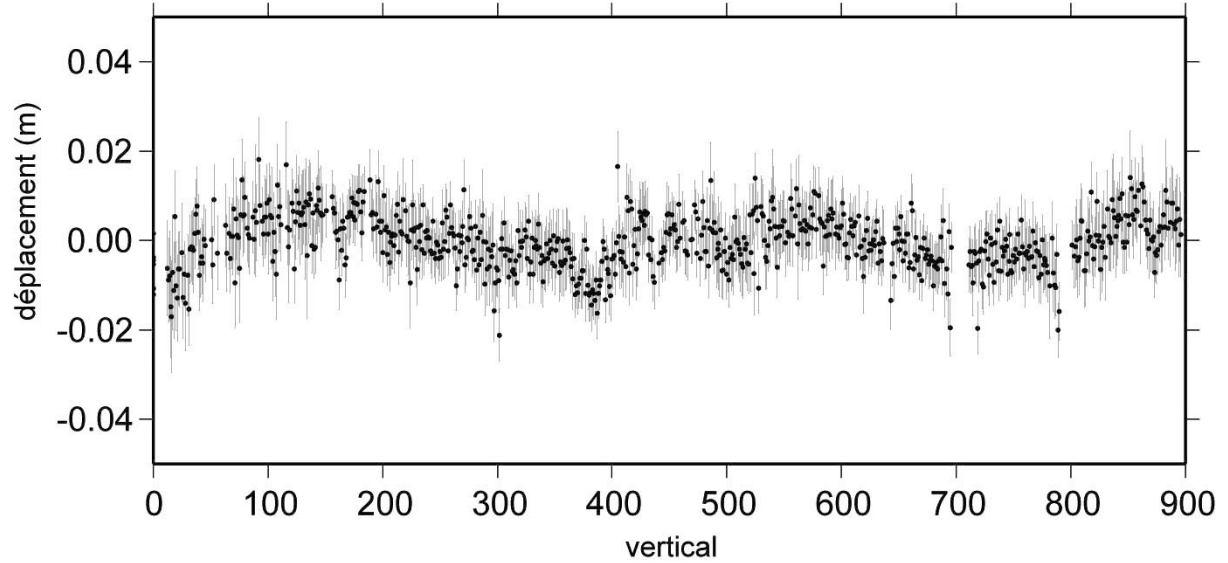
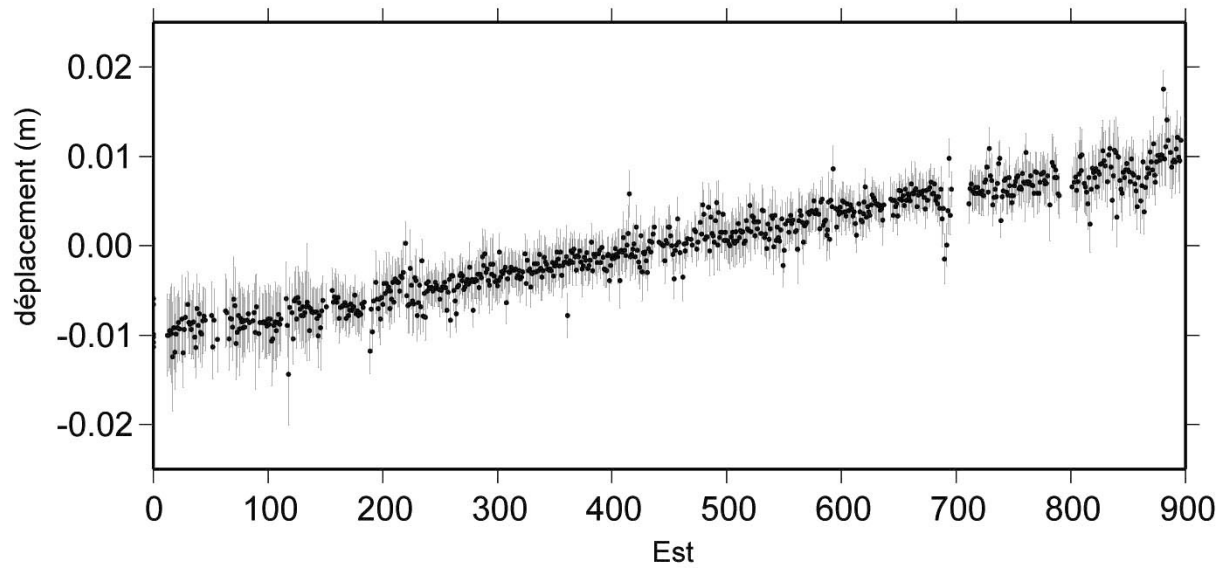
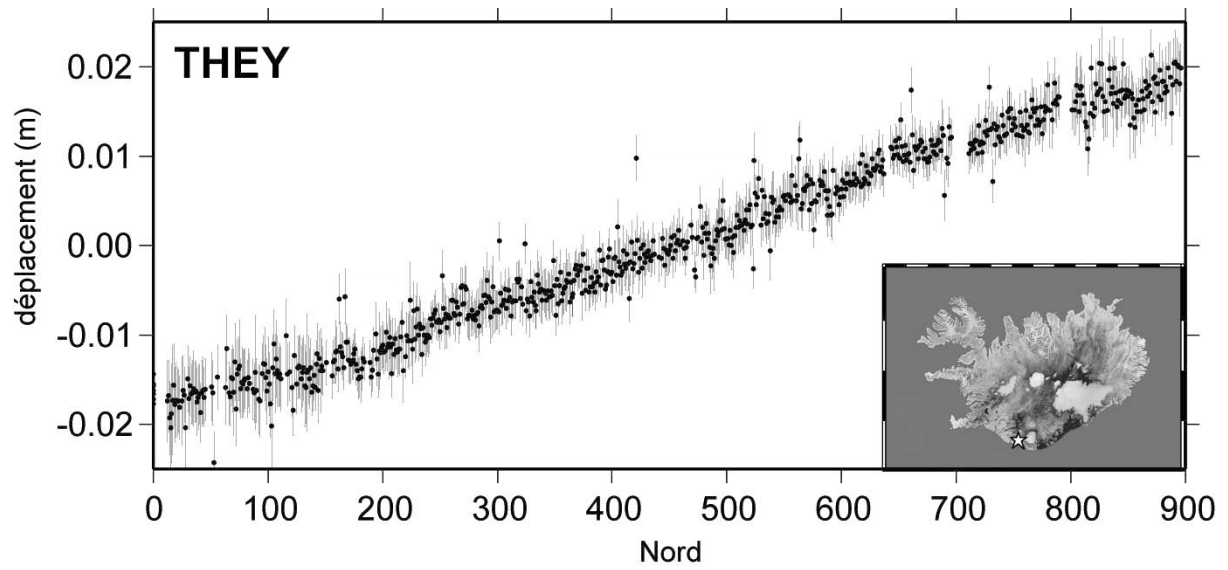


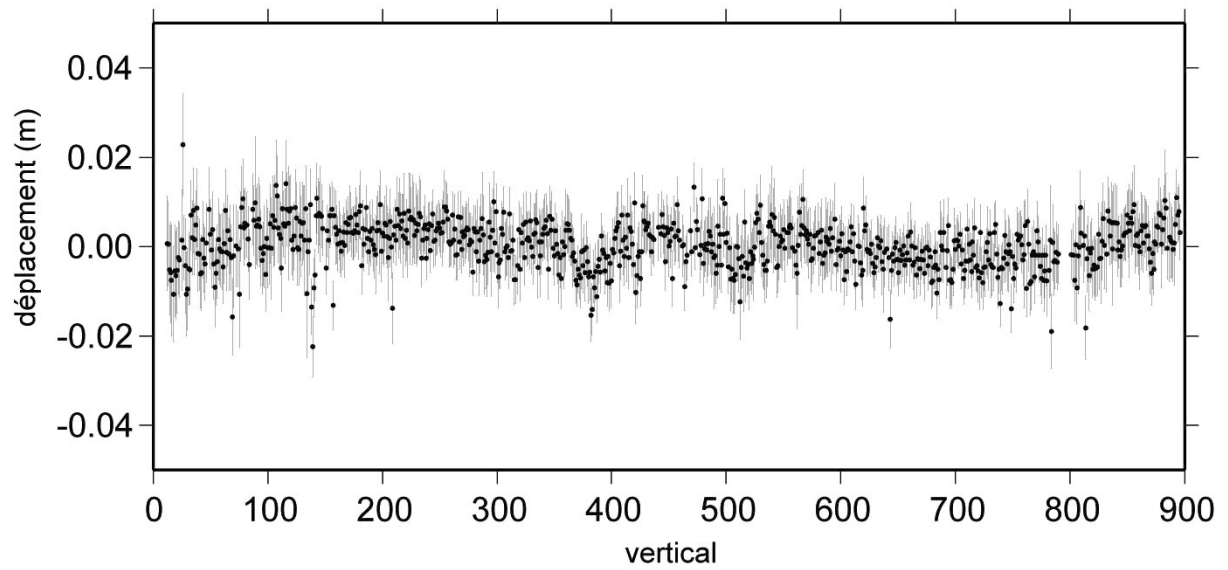
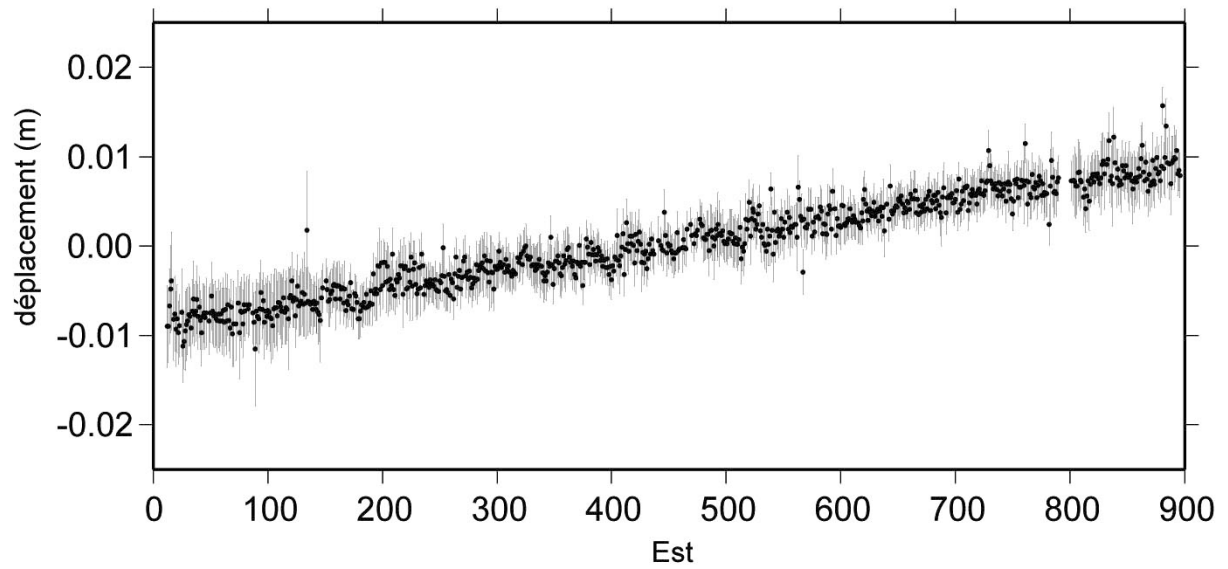
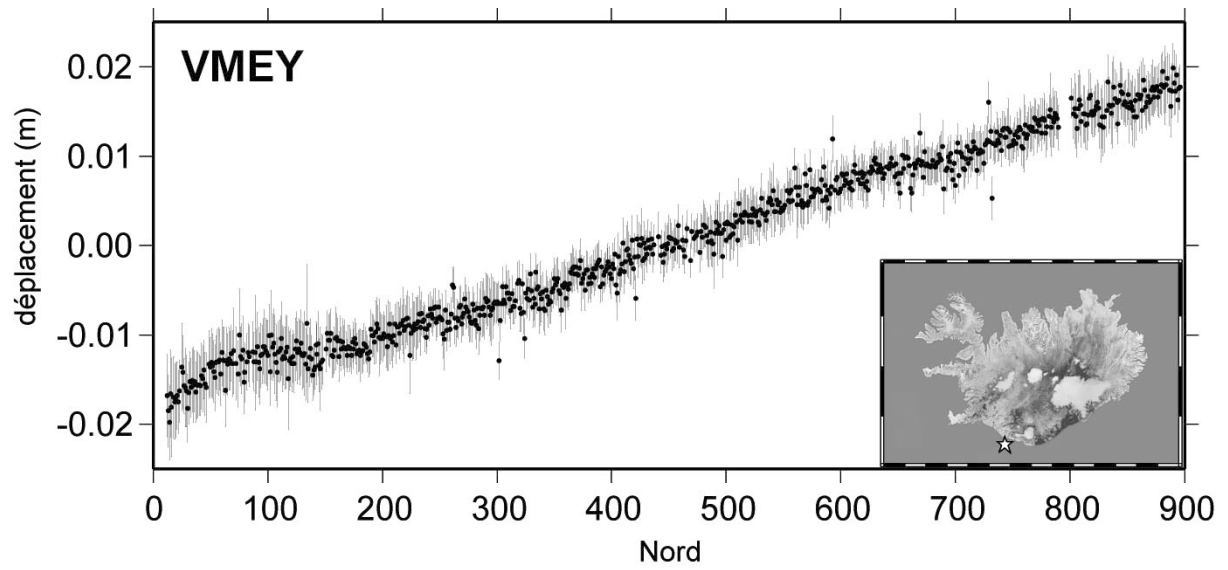


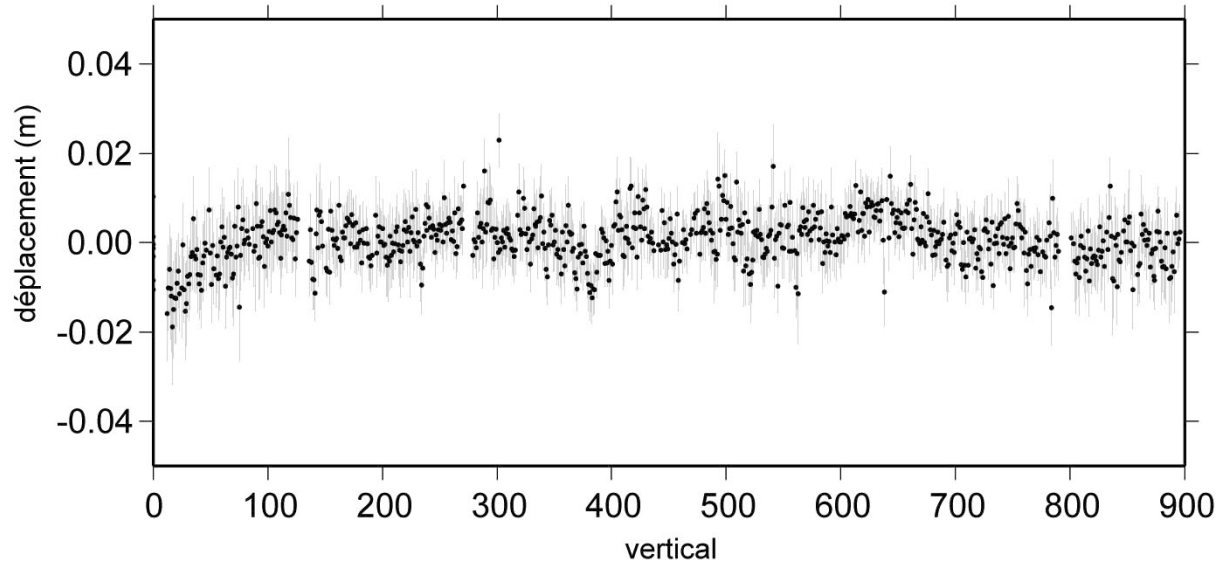
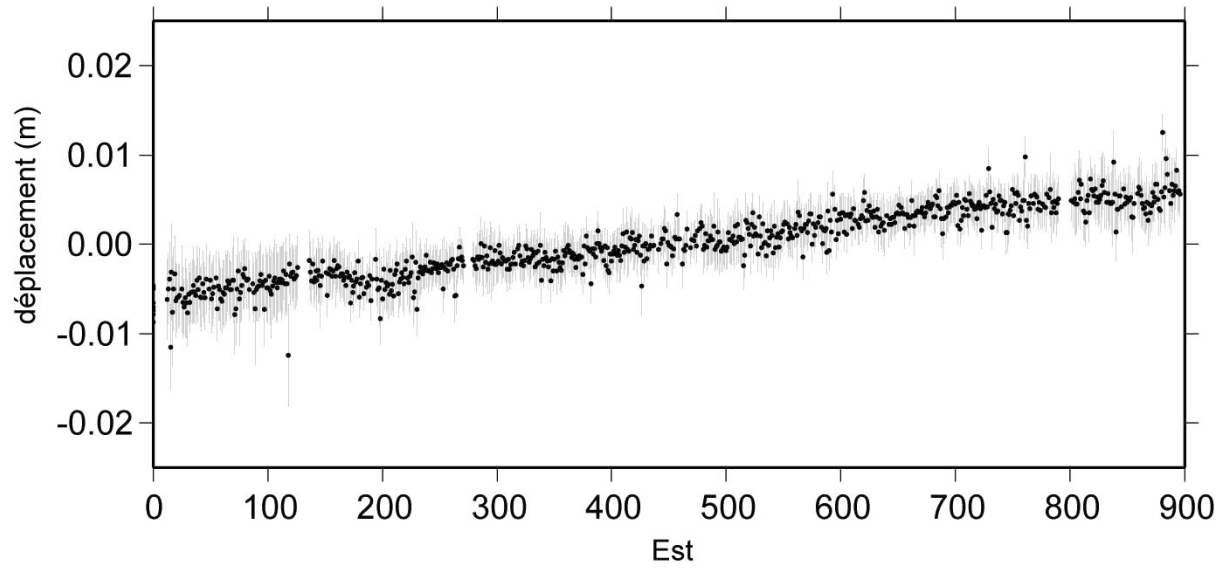
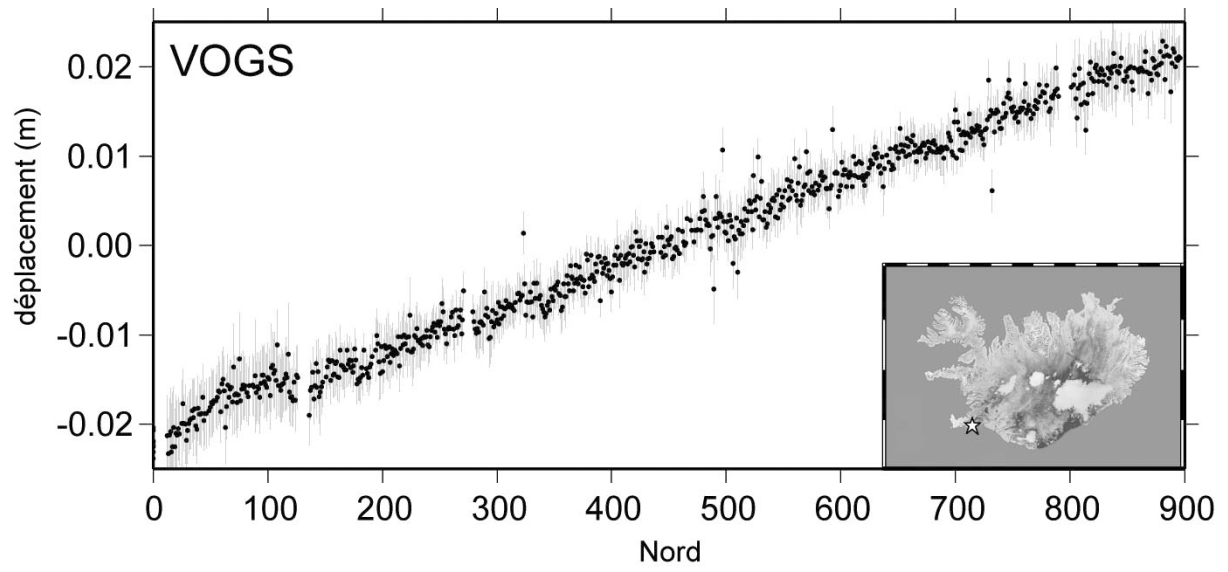












CRISES VOLCANO-TECTONIQUES ET DIVERGENCE DE PLAQUES EN ISLANDE : MESURE PAR GPS ET MODELISATION NUMERIQUE

Résumé

Le contexte particulièrement instable de l'Islande résulte de l'action combinée d'un rift océanique et d'un panache mantellique. Les nombreuses études réalisées à ce jour sur l'activité tectonique de l'Islande ont montré que la déformation extensive s'exprime par des crises volcaniques et tectoniques. La récurrence de ces crises varie d'une dizaine d'années pour les éruptions volcaniques dans la Zone Volcanique Est à environ 250 ans pour les crises de rifting dans la Zone Volcanique Nord. L'ensemble de ces études montre donc que la déformation extensive de l'Islande n'est pas continu mais au contraire est marquée par différentes phases qui s'expriment en surface par des variations temporelles de déplacement.

Dans ce travail, nous nous proposons de quantifier et d'analyser les variations temporelles de déplacement ainsi que l'extension permanente afin de mieux appréhender l'ensemble des mécanismes qui contrôlent la déformation active de l'Islande. Cette étude a pour but de détecter les différents types de variations de déplacement qui ont lieu dans les différentes structures tectoniques actives de l'Islande, de quantifier ces variations sur les 3 composantes du déplacement, d'estimer leur durée et leur origine, et de connaître leur relation avec l'extension permanente de la dorsale médio-océanique.

Dans un premier temps, l'analyse des séries temporelles des 17 stations CGPS de l'Islande entre juillet 2000 et décembre 2002 nous a permis de mettre en évidence des variations de déplacement importantes dans la Zone Sismique Sud Islandaise (ZSSI) et dans la Zone Volcanique Est (ZVE). Pour la ZSSI, l'ensemble des stations a présenté un déplacement entre le SE et l'ESE (entre 114° et 128°) pour la deuxième moitié de l'année 2000 qui progressivement s'est orienté autour de l'E-S-E (entre 105° et 115°) jusqu'à la fin de 2002. La mise en relation de ces déplacements avec la décroissance progressive de la microsismicité sur la même période confirme que cette orientation progressive du déplacement vers l'Est reflète une période de déformation post-sismique relativement courte qui s'est atténuée progressivement durant ces 2 années $\frac{1}{2}$ d'observation. Pour la ZVE, l'étude du déplacement des stations CGPS montre des variations importantes du déplacement qui s'expriment principalement sur la composante Sud. Les périodes de faible déplacement vers le Sud sont synchrones des périodes de forte activité sismique du volcan Katla et pourraient correspondre à des périodes de déflation de l'édifice volcanique. Ces périodes de déflation pourraient par ailleurs provenir d'une vidange d'une chambre magmatique par injection de magma dans des sills ou des dykes situés à faible profondeur.

Dans un deuxième temps, à partir des campagnes GPS réalisées dans le nord de l'Islande entre 1987 et 2002 et de récentes investigations géophysiques sur la structure crustale de l'Islande, nous avons réalisé une série de simulations en 2D puis en 3D de la crise de rifting du Krafla (qui a eu lieu entre 1975 et 1984) et de sa réponse post-crise. En 2D, à partir d'une structure simple avec une remontée de quelques kilomètres de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique, la meilleure simulation a été obtenue à partir des paramètres rhéologiques suivant : (1) une viscosité de 8.10^{18} Pa.s pour la croûte inférieure et 3.10^{18} Pa.s pour le manteau ; (2) une cohésion de 10^6 Pa et un angle de friction de 15° pour la croûte supérieure. En 3D, à partir d'une structure rhéologique tridimensionnelle du Krafla et l'intégration du champ de fractures de l'Askja et de la faille d'Husavik-Flatey, les résultats mettent en évidence que (1) cette crise et la relaxation post-crise qui a suivi ont eu un impact régional dans le Nord de l'Islande mais qui ne s'est pas étendu au delà de 180 à 200 km de l'axe du rift ; (2) les déplacements mesurés par GPS entre 1987 et 1995 ne peuvent être simulés qu'avec l'introduction d'une ouverture importante, d'un mètre environ, dans le champ de fracture de l'Askja ; (3) La présence de la faille d'Husavik-Flatey ne modifie pas significativement la simulation des déplacements mesurés entre 1987 et 2002, ceci nous montre donc que cette faille n'a pas d'impact significatif sur la déformation syn- et post- crise du nord de l'Islande ; (4) la réponse post-crise n'a duré que 10 à 15 ans.