

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

VARIATIONS DE L'ANISOTROPIE SISMIQUE SOUS LE GROENLAND  
DÉTERMINÉES PAR LA MÉTHODE DE LA BIRÉFRINGENCE DES ONDES  
DE CISAILLEMENT

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN GÉOPHYSIQUE

PAR

MÉLANIE MATHIEU

SEPTEMBRE 2021

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»



## REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en premier lieu ma directrice Fiona Darbyshire qui m'a donné l'envie de continuer dans la géophysique et qui m'a permis de connaître mieux cette science fascinante me guidant à chaque étape de mon projet.

Je remercie également l'UQAM et le Géotop qui ont accéléré mon évolution dans le monde de la science grâce à une aide logistique. Je remercie également les deux centres d'archive IRIS et Geofon pour m'avoir octroyé l'accessibilité à des données m'ayant permis de mener cette recherche avec une banque de données importante.

Je remercie également Mitchell Liddell de son aide précieuse afin que je puisse réaliser la modélisation double couche. J'aimerais également exprimer ma gratitude envers Alessandro Forte, pour m'avoir donné l'accès à ses modèles géodynamiques et d'ainsi progresser plus loin ma recherche.

Je remercie également ma famille qui a su me soutenir et m'écouter dans le processus de développement de ce projet très souvent et qui ont essayé tant bien que mal de comprendre mes explications.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	III
LISTE DES FIGURES.....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	XII
LISTE DES ABRÉVIATIONS ET ACRONYMES.....	XIII
LISTE DES SYMBOLES.....	XV
RÉSUMÉ .....	XVII
INTRODUCTION .....	18
CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, GÉOLOGIQUE, TECTONIQUE ET GÉOPHYSIQUE	
1.1 Situation géographique et géologique .....	21
1.1.1 Tectonique à l'Archéen .....	24
1.1.2 Tectonique au Paléoprotérozoïque.....	26
1.1.3 L'activité tectonique au Paléozoïque .....	28
1.2 Le point chaud de l'Islande.....	30
1.2.1 Histoire de la séparation du Groenland.....	33
1.3 Information géologique sur la région obtenue par des études sismiques .....	38
1.3.1 Les structures de la croûte terrestre.....	38
1.3.2 Caractéristiques du manteau lithosphérique.....	42
1.3.3 Études précédentes sur l'anisotropie sismique.....	48
CHAPITRE II	
MÉTHODOLOGIE.....	53
2.1 Théorie de l'anisotropie.....	53
2.1.1 Définition de l'anisotropie .....	53

2.1.2	Les zones anisotropes.....	58
2.1.3	Observations de l'anisotropie sismique.....	59
2.2	Méthodes.....	60
2.2.1	Biréfringence des ondes de cisaillement .....	61
2.2.2	Détermination de la profondeur de l'anisotropie .....	63
2.2.3	La méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement .....	64
2.2.4	Multicouches d'anisotropie .....	68
2.3	Autres méthodes .....	71
2.4	Données et traitements.....	73
2.4.1	Type de données utilisées.....	75
2.4.2	Traitements préliminaires.....	76
<b>CHAPITRE III</b>		
<b>RÉSULTATS .....</b>		
		79
3.1	Exemple de résultats obtenus par la méthode de la biréfringence des ondes S.....	79
3.2	Carte des résultats de la biréfringence des ondes de cisaillement .....	82
3.2.1	Variabilité des résultats .....	83
3.3	Modélisation des données.....	89
3.3.1	Modélisations des données supposant une seule couche penchée .....	91
3.3.2	Modélisations des données avec deux couches horizontales simples .....	94
3.3.3	Modélisations doubles-couches inclinées .....	97
3.3.4	Test de modélisations sur les données totales .....	103
<b>CHAPITRE IV</b>		
<b>DISCUSSION .....</b>		
		108
4.1	Sources possibles pour l'anisotropie .....	108
4.2	Comparaison avec les études précédentes .....	110
4.3	Comparaison avec la tectonique locale.....	116
4.4	Comparaison avec les modèles géodynamiques.....	118
4.4.1	Les modèles tomographiques .....	119
4.4.2	Modèles de viscosité .....	120
4.4.3	Les mesures de biréfringence versus les modèles géodynamiques.....	122

4.4.4	Le mouvement absolu des plaques et les mesures de biréfringence .....	126
4.5	Influence de la ride et du point chaud.....	129
4.5.1	La ride médio-atlantique .....	129
4.5.2	Le point chaud de l'Islande .....	134
4.6	Interprétation des résultats de la modélisation doubles couches .....	134
4.7	Résumé des interprétations .....	143
	CONCLUSIONS.....	146
	ANNEXE .....	149
	BIBLIOGRAPHIE .....	161
	WEBOGRAPHIE.....	173

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 1.1 À gauche : Carte topographique et bathymétrique de la région. À droite : Carte topographique sous la glace (Morlighem et al., 2017). .....	22
Figure 1.2 Carte géologique générale du Groenland avec les sutures tectoniques proposées (St-Onge et al., 2009). .....	23
Figure 1.3 Carte géologique du sud-ouest de l'île montrant les évidences de plusieurs terrains archéens d'âges différents (Henriksen et al., 2002). .....	25
Figure 1.4 Évolution de l'orogénie de Nagssugtoqidian proposé dans l'article de Van Gool et al. (2002). .....	27
Figure 1.5 Carte représentant l'orogénie des Calédonides proposée par Gee et Stephens (2020). .....	29
Figure 1.6 Résultats des anomalies des profondeurs de Curie (milieu) et du flux thermique (droite) en comparaison avec les anomalies magnétiques (gauche; Martos et al., 2018). .....	32
Figure 1.7 Chemins du point chaud sous le Groenland proposés par plusieurs études (Martos et al., 2018). .....	32
Figure 1.8 Trajectoire des particules reconstruite à l'aide de modèles du courant mantellique qui est dépendant du temps. Carte développée par Glišović et Forte (2019). .....	33
Figure 1.9 Histoire de la séparation du Groenland avec Laurentia et Baltica (Schenk, 2017). .....	36
Figure 1.10 A) Épaisseur de la croûte calculée grâce au modèle global CRUST 1.0. B) Épaisseur de la lithosphère calculée par des modèles de tomographie sismique. (Peace et al., 2017). .....	37
Figure 1.11 Carte générale de la profondeur du Moho fait à partir de la tomographie des ondes de surface. (Pourpoint et al., 2018). .....	40
Figure 1.12 Résultats de l'étude des fonctions récepteurs à l'est du Groenland se situant dans la ceinture orogénique des Calédonides.(Schiffer et al., 2014). 41	

Figure 1.13	Résultats d'analyse des fonctions récepteurs à la limite sud de l'orogénie Nagssugtoqidian faite par Dahl-Jensen et al. (2016).....	42
Figure 1.14	Résultats de la tomographie sismique des ondes S par Lebedev et al. (2018). L'échelle de couleur représente le % d'anomalie de vitesse.....	45
Figure 1.15	Température prédite par la tomographie pour la région Arctique par l'étude de Lebedev et al. (2018) .....	46
Figure 1.16	Variation des anomalies de vitesses dans le monde basées sur la tomographie des ondes de surface à différentes profondeurs (Schaeffer et Lebedev, 2015). .....	47
Figure 1.17	Coupe verticale du manteau supérieur au Groenland, démontrant les variations de vitesse proposées par Mordret et al. (2018). L'échelle de couleurs représente le % d'anomalie de vitesse.....	48
Figure 1.18	Principaux résultats de l'étude de Ucisik et al. (2008). La direction des vecteurs représente la direction d'anisotropie et la longueur de ces mêmes vecteurs représente le délai de temps entre les deux ondes S biréfringentes.	51
Figure 1.19	Résultats de la tomographie sismique établis par Darbyshire et al. (2018).....	52
Figure 2.1	Différences entre les phénomènes SPO et LPO. Les flèches représentent les vitesses sismiques «V» horizontales versus verticales.....	55
Figure 2.2	Différents types d'olivines et leur comportement face à une force de cisaillement (Karato et al., 2008).....	56
Figure 2.3	Les différents types d'olivine selon les conditions de contraintes et de contenu en eau (Karato et al., 2008). .....	57
Figure 2.4	Section de l'intérieur de la Terre montrant les couches où l'anisotropie est la plus probable. ....	59
Figure 2.5	Représentation de la rencontre entre un milieu anisotrope et une onde de cisaillement. ....	60
Figure 2.6	Chemins des différentes phases de type *KS.....	62
Figure 2.7	Différence entre une couche anisotrope et deux couches anisotropes. En haut à gauche, les variations des paramètres de biréfringence en fonction de l'azimut-arrière (Menke et Levin, 2003). .....	70
Figure 2.8	Stations utilisées pour l'étude. ....	73

Figure 2.9	Exemple de sismogrammes de bonne qualité. Haut: phase SKS et Bas: phase PKS.....	75
Figure 2.10	Localisation des séismes utilisés pour les mesures de l'anisotropie sismique. ....	76
Figure 2.11	Comparaison entre les données non filtrées (haut) et filtrées (bas). On peut voir sur les données non filtrées une certaine longueur d'onde qui n'appartient pas au signal d'origine.....	77
Figure 3.1	Résultats de l'image créée par le calcul de biréfringence des ondes de cisaillement pour une valeur excellente (haut) et nulle (bas) pour la station SUMG.....	81
Figure 3.2	Carte des résultats obtenus par la méthode de la biréfringence des ondes S.	82
Figure 3.3	Modélisations synthétiques illustrant trois situations possible pour la relation entre l'azimut arrière et les valeurs de $\phi$ (Liddell et al., 2017). ....	86
Figure 3.4	Graphiques $\phi$ en fonction de l'azimut arrière pour les stations NEEM, SUMG et TULEG respectivement.....	88
Figure 3.5	Graphique $\phi$ en fonction de l'azimut arrière pour l'ensemble des stations.	89
Figure 3.6	Exemple de la grille de recherche pour une modélisation double-couche simple pour la station NEEM (soit l'orientation de l'axe «a» pour chaque couche, sans pendage ni l'épaisseur variable).. ....	91
Figure 3.7	Résultats de la modélisation à une couche avec pendage pour la station NEEM.....	92
Figure 3.8	Résultat de la modélisation à une couche avec pendage pour la station SUMG.....	93
Figure 3.9	Résultat de la modélisation à une couche avec pendage pour la station TULEG.. ....	94
Figure 3.10	Résultat de la modélisation double couches sans pendage pour la station NEEM.. ....	95
Figure 3.11	Résultat de la modélisation double couches sans pendage pour la station SUMG.....	96
Figure 3.12	Résultat de la modélisation double couche sans pendage pour la station TULEG.. ....	97

Figure 3.13	Résultats de la modélisation double-couches avec pendages en fonction de $\phi$ (haut) et $\delta t$ (bas; sans valeurs nulles puisque que la conception de nulle rend la valeur de $\delta t$ indéfinie) en fonction de l'azimut arrière pour la station NEEM.	99
Figure 3.14	Résultats de la modélisation double-couches avec pendages en fonction de $\phi$ (haut) et $\delta t$ (bas) en fonction de l'azimut arrière pour la station SUMG	101
Figure 3.15	Résultats de la modélisation double-couches avec pendages en fonction de $\phi$ (haut) et $\delta t$ (bas) en fonction de l'azimut arrière pour la station TULEG.	103
Figure 3.16	Résultats de la modélisation double-couches sans pendage pour l'ensemble des stations.	105
Figure 3.17	Résultats de la modélisation double-couches avec pendage de $\phi$ (haut) et $\delta t$ (bas) en fonction de l'azimut arrière pour l'ensemble des stations.	106
Figure 4.1	Comparaison entre la carte des variations anisotropiques pour l'étude d'Ucisk et al. (2005 & 2008; lignes roses) et la présente étude (barres bleues) pour les stations communes aux deux études.	113
Figure 4.2	Résultats de l'étude de Darbyshire et al. (2018) pour la mesure d'anisotropie sismique.	114
Figure 4.3	Anisotropie sismique évaluée à l'aide de la tomographie des ondes de surface à l'échelle globale (Schaeffer et al., 2016).	115
Figure 4.4	Cartes des résultats superposés sur la carte géologique générale de Henriksen et al. (2009) et les sutures tectoniques estimées par St-Onge et al. (2009).	118
Figure 4.5	Différents profils de viscosité en fonction de la profondeur (Lu et al., 2020).	122
Figure 4.6	Carte des courants mantelliques modélisés à 250 km de profondeur en comparaison avec les données individuelles et les valeurs d'anisotropie modélisée (en vert la couche inférieure et en mauve la couche supérieure) pour les stations SUMG, TULEG et NEEM.	126
Figure 4.7	Carte présentant les résultats de la présente étude en comparaison avec le mouvement absolu des plaques.	127
Figure 4.8	Relation entre le mouvement des plaques et la force de l'anisotropie. a) globalement b) les plaques rapides et c) les plaques lentes (Debayle et Ricard., 2013).	128

Figure 4.9	Résultats de l'anisotropie sismique en comparaison avec la position de la ride océanique ainsi que du possible trajet du point chaud de l'Islande estimé par Glisovic et Forte (2019). .....	131
Figure 4.10	Modèle géodynamique à 140 km de profondeur. ....	134
Figure 4.11	Vitesses du courant vertical prédites par le modèle tomographique Joint2020 et les 4 modèles de viscosité. ....	139
Figure 4.12	Valeurs du pendage par rapport à l'horizontale du courant prédit par le modèle tomographique Joint2020 et les 4 modèles de viscosité. ....	142
Figure 4.13	Carte résumé des différentes interprétations de la direction d'anisotropie sismique pour chacune des stations. ....	143

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 2.1 Les types d'olivines avec leur système de glissement dominant (Karato et al., 2008). Les [ ] représentent la direction de glissement et les ( ) représentent le plan de glissement. Les chiffres représentent les orientations des axes dans le cristal. L'axe 001 est l'axe le plus long du cristal, 010 et 100 sont les deux axes horizontaux perpendiculaires. ....	57
Tableau 2.2 Liste des stations illustrées à la Figure 2.8 avec leur période d'opération respective. ....	74
Tableau 3.1 Tableau des résultats sommés .....	85
Tableau 3.2 Tableaux des résultats pour chacune des modélisations.....	107
Tableau 4.1 Résumé des possibles sources de l'anisotropie sismique pour les différentes stations. ....	144
Tableau A.2 Tableau des meilleures mesures de type «split».....	149
Tableau A.2 Tableau des valeurs nulles. Les valeurs nulles sont caractérisées par une grande erreur sur la direction $\phi$ à cause de l'ambiguïté de 90 degrés de ce type de mesures et une valeur de $\delta t$ non définie. ....	157

## LISTE DES ABRÉVIATIONS ET ACRONYMES

1D	Une dimension
APM	«Absolute Plate Motion» : Mouvement absolu de la plaque tectonique
BAZ	Azimut arrière («Back azimuth»)
EQM	Erreur quadratique moyenne
GyPSuM	Modèle tomographique par Simmons et al. (2010) G=géodynamique P=onde de compressions S=onde de cisaillement M= physique des minéraux
HS3-NUVEL 1a	Modèle de mouvement des plaques par Gripp et Gordon (2002). HS3= ensemble de données de point chaud NUVEL1a= modèle de vitesse angulaire des plaques tectoniques.
IRIS	«Incorporated Research Institutions for Seismology»
Joint 2020	Inversion jointe de données sismique et géodynamique par Lu et al. (2020)
LPO	«Lattice preferred orientation» : Orientation préférentielle du réseau minéral.
Mag.	Magnitude
MATLAB	«Matrix laboratory» : Laboratoire matricielle
Moho	Discontinuité de Mohorovičić
MSAT	«MATLAB Seismic Anisotropy Tool» : Outil de calcul pour l'anisotropie sismique.
NNR-Morvel56	Modèle de mouvement des plaques sans rotation nette par Argus et al. (2011)
NUVEL 1A	Modèle de vitesse angulaire des plaques par DeMets et al. (1999)
SPO	«Shape preferred orientation» : orientation préférentielle de la forme
V1	Modèle de viscosité par Mitrovica et Forte (2004)
V2	Modèle de viscosité par Forte et al. (2010)
Vbehn	Modèle de viscosité par Behn et al. (2004)
VSC	Modèle de viscosité par Steinberger et Calderwood (2010)



## LISTE DES SYMBOLES

Note : Les unités S.I. ont été utilisées pour les calculs de ce mémoire

a	Année
°	Degré
°C	Degré Celsius
Hz	Hertz
L	Épaisseur de la couche anisotrope
m	mètre
P	Onde de compression
Pn	Onde de compression se déplaçant dans le manteau supérieur à proximité du Moho
S	Onde de cisaillement
s	secondes
ScS	Onde de cisaillement réfléchie à la frontière noyau-manteau
Sdiff	Onde de cisaillement diffractée proche du noyau
SKKS	Onde de cisaillement ayant subi une réflexion dans le noyau
SKS	Onde de cisaillement ayant traversé le noyau
V	Vitesse
v	Degré de liberté
V <sub>s</sub>	Vitesse de l'onde de cisaillement en km/s
x	Distance entre deux points
δt	Différence de temps entre l'onde rapide et lente en secondes
δv <sub>s</sub>	L'anomalie de vitesse de l'onde de cisaillement
λ	Valeur propre
φ	Direction de polarisation de l'onde rapide en degrés



## RÉSUMÉ

Le Groenland est une île stable composée en majorité de roches précambriennes. Malgré la stabilité de la région actuelle, on peut encore y voir de préservées dans la roche, d'anciennes chaînes orogéniques et traces de subduction datant du Précambrien jusqu'au Mésozoïque. À l'aide de l'anisotropie sismique, il est possible de déterminer si ces anciens processus ont été préservés en profondeur. L'anisotropie sismique est mesurée à l'aide de la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement qui se base sur la séparation des ondes de cisaillement en deux composantes orthogonales l'une par rapport à l'autre (une rapide et une lente) à la rencontre d'un milieu anisotrope. La méthode choisie détermine le délai de temps ( $\delta t$ ) entre ces deux ondes qui dépend de l'épaisseur ainsi que de la magnitude de l'anisotropie d'un milieu et l'azimut de l'onde dite «rapide» ( $\phi$ ) qui illustrent la direction préférentielle de déformation en profondeur. Les phases \*KS choisies proviennent de grands séismes (magnitude  $>6$ ). Chaque séisme choisi a une distance angulaire entre 80 et 150 degrés avec les stations de l'étude. Les enregistrements proviennent d'évènements sismiques ayant eu lieu entre 1999 et 2019 et enregistrés sur 35 stations dispersées sur l'île. La plupart des stations sont en opération pour une période d'environ 8 ans. Les mesures d'anisotropie permettent une étude complète des variations de l'anisotropie sismique à travers le Groenland. Les résultats démontrent une grande variabilité et une valeur de  $\delta t$  se situant entre 0,35 et 1,98 s, suggérant la présence de plus d'une origine. La comparaison entre les modèles tectoniques régionaux et géodynamiques montre des corrélations, mais sans distinction claire entre les possibles sources. Il existe également une variation entre l'azimut arrière du séisme et la direction rapide qui suggère la présence d'au moins deux couches anisotropes. La modélisation à deux couches suggère que la couche supérieure semble corrélée avec les caractéristiques tectoniques et la couche inférieure semble être corrélée avec le courant asthénosphérique. Les modélisations semblent suggérer la présence de pendage sur les couches anisotropes ajoutant plus de complexité à l'interprétation. Le manteau supérieur du Groenland est complexe et semble enregistrer plusieurs origines à la fois, et devrait être l'objet d'études plus avancées afin de mieux connaître ces diverses origines et de mieux comprendre ce que le manteau supérieur du Groenland peut réellement enregistrer.

Mots clés : Sismologie, Anisotropie sismique, biréfringence des ondes de cisaillement, Groenland, Craton

## INTRODUCTION

Le manteau terrestre est difficile à étudier puisque l'observation directe à ces profondeurs est aujourd'hui encore impossible. En effet, l'épaisseur du manteau supérieur est de l'ordre de centaines de km. Il est certes possible de déduire la composition mantellique grâce à des fragments de manteau pouvant se retrouver à la surface tel que la kimberlite, mais les incertitudes quant à sa composition demeurent inconnues, et beaucoup de questions persistent.

Afin de comprendre le manteau sans pouvoir l'étudier directement, quelques techniques ont été mises au point dans le passé, dont l'étude en sismologie. Effectivement, le comportement des ondes sismiques face à des interfaces ou des structures en profondeur se reflète sur les sismogrammes aux stations à la surface. Des méthodes utilisant les ondes sismiques telles que la tomographie sismique, les fonctions récepteurs et l'anisotropie sismique aident à mieux caractériser ce qui est impossible d'observer directement. L'anisotropie sismique a été découverte il y a environ 100 ans et permet d'estimer les directions préférentielles des minéraux soumis à de grandes pressions (Fouch et Rondenay, 2006). La direction préférentielle de ces minéraux provoque un changement d'orientation de la polarisation de l'onde à la rencontre d'un milieu anisotrope et est détectée sur les sismogrammes à la surface. Ces orientations donnent des indices sur les mouvements conservés dans le manteau (soit de tectonique ancienne ou par des mouvements mantelliques récents). Ce type d'information peut s'avérer utile dans un endroit où l'accessibilité à la géologie de surface est très limitée.

La grande île du Groenland est couverte sur presque la totalité de sa superficie par une calotte glaciaire. Les côtes libres de glace étant la seule source d'information sur l'histoire tectonique de l'île, la géologie au centre est déduite par une série d'extrapolations des observations grâce à des données géophysiques telles que les anomalies de gravité et magnétiques. L'anisotropie sismique pourrait documenter certaines continuités qu'il n'est pas possible de voir à la surface en raison de la glace. Cependant, les continuités des sutures tectoniques peuvent être connues seulement si les informations tectoniques sont bel et bien enregistrées dans le manteau lithosphérique et si une relation entre les frontières à la surface et la structure tectonique en profondeur existe.

La faible connaissance du manteau sous le Groenland est à l'origine de ce projet de maîtrise. Ce projet a comme objectif principal d'étudier les caractéristiques de la lithosphère sous le Groenland. Plus spécifiquement, ce travail vise à connaître les structures internes du manteau lithosphérique et de les corréliser avec les connaissances géologiques et géodynamiques de la région. Un autre point serait de connaître si d'autres origines pourraient également affecter l'anisotropie, autres que la tectonique et les courants mantelliques. Pour ce faire, la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement est utilisée afin d'analyser l'anisotropie sismique du manteau.

La méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement fut développée par Silver et Chan (1991) et se base sur la propriété des ondes de cisaillement de type \*KS (c'est-à-dire les ondes traversant le manteau et le noyau externe) ayant rencontré un matériel anisotrope. Elles se séparent en deux ondes quasi-S à polarisation orthogonale se propageant à des vitesses différentes. Pour la plupart des études faites auparavant dans le domaine de l'anisotropie sismique, c'est la procédure la plus connue et la plus utilisée (Liddell et al., 2017, Fouch et al. 2000, Alsina et Snieder, 1995). L'anisotropie est mesurée à chaque station sur l'ensemble du Groenland. Ces valeurs sont ensuite interprétées sous plusieurs aspects, à savoir s'il est possible de les

corréler avec les mouvements tectoniques anciens (comparaison avec données de surface), les courants mantelliques récents (comparaison avec un modèle géodynamique) et finalement si les variations démontrent la présence de plus d'une couche d'anisotropie. Ces interprétations mises ensemble dresseront un portrait de la structure du manteau et permettent en même temps de comprendre comment cette structure a été formée.

Ce mémoire se divise en 4 chapitres. Le chapitre 1 se base sur le contexte géologique et les études antérieures du Groenland. Le chapitre 2 explique la méthodologie utilisée ainsi que la théorie qui l'entoure. Le chapitre 3 présente les résultats de l'anisotropie sismique. Finalement, le chapitre 4 présente les différentes interprétations basées sur les résultats.

.

## CHAPITRE I

### CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, GÉOLOGIQUE, TECTONIQUE ET GÉOPHYSIQUE

#### 1.1 Situation géographique et géologique

L'île du Groenland se situe dans l'hémisphère Nord, bordé à l'ouest par la mer du Labrador et à l'est par l'océan Atlantique. L'île se situe à l'ouest de la ride océanique médio-atlantique et le point chaud de l'Islande. Il s'agit de la plus grande île au monde avec une superficie de 2,166 millions de km<sup>2</sup> dont plus de 80 % est recouverte de glace. Cette glace peut atteindre une épaisseur de 3 km (Henriksen et al., 2009). Sous la glace, de hauts-reliefs d'une altitude allant jusqu'à 3700 m sont les derniers témoins d'une tectonique active dans le passé. Le Groenland est principalement composé d'un bouclier précambrien. Le centre-sud de l'île, qui fait parti du craton nord-américain, est prédominé par des roches archéennes non remaniées. Le reste de l'île est en majorité composée de roches remaniées lors du Paléoprotérozoïque. Les roches les plus récentes datent du Paléozoïque et du Mésozoïque et se retrouvent principalement au nord et à l'est du Groenland marquant de grands événements tectoniques tels que la formation d'un paléocontinent.

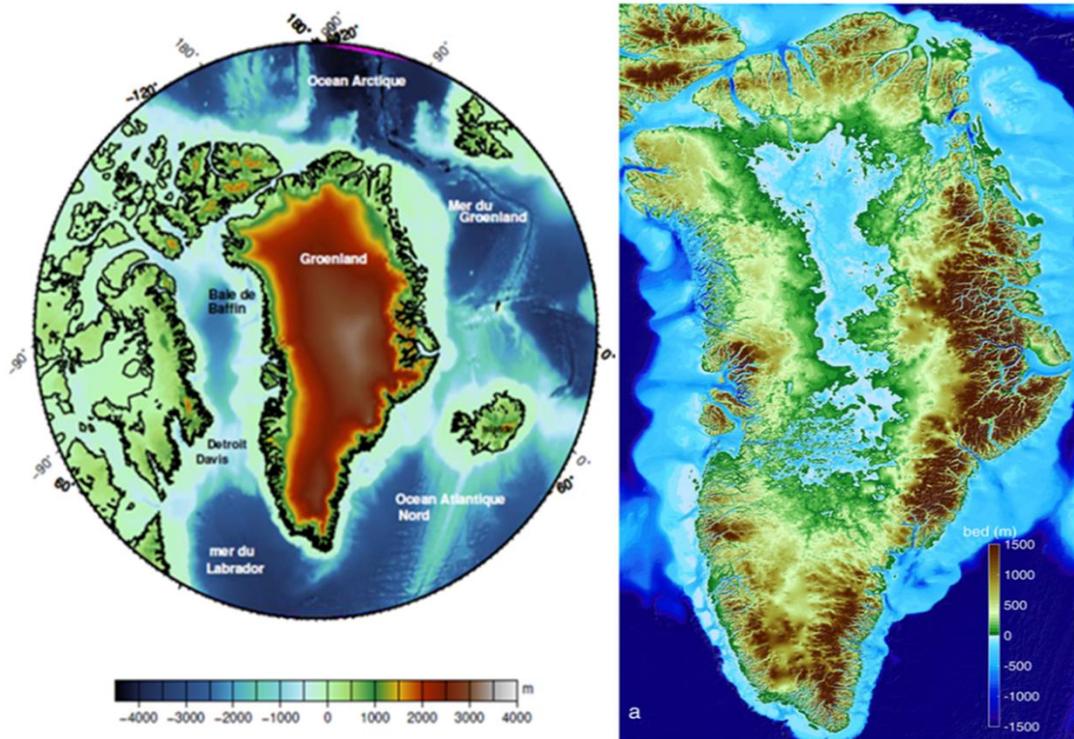


Figure 1.1 À gauche : Carte topographique et bathymétrique de la région. À droite : Carte topographique sous la glace (Morlighem et al., 2017).

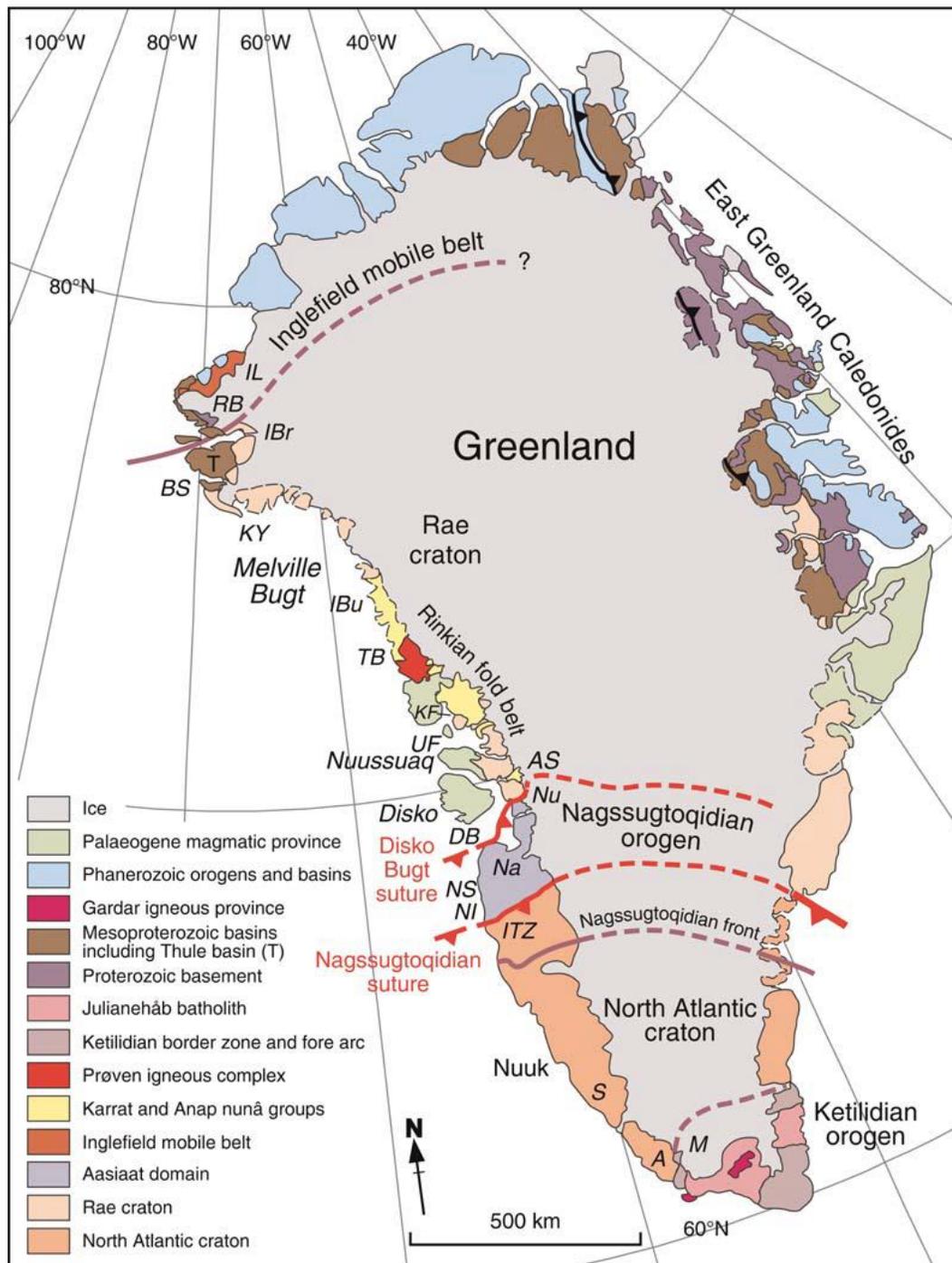


Figure 1.2 Carte géologique générale du Groenland avec les sutures tectoniques proposées (St-Onge et al., 2009).

### 1.1.1 Tectonique à l'Archéen

Puisque le Groenland fut remanié fortement durant le Paléoprotérozoïque et que la majorité de l'île est couverte d'une épaisse couche de glace, l'histoire tectonique archéenne se voit quelque peu cachée. Sur la côte sud-ouest de l'île, les vestiges structuraux de l'époque archéenne sont encore visibles. En effet, certaines études de géochronologie sur des zircons ont permis de découvrir la présence de plusieurs terrains d'âges différents datant de l'Archéen séparés par des zones mylonitiques plissées. Ces terrains présentent des différences au niveau métamorphique et temporel, impliquant leur indépendance avant leur assemblage estimé à environ 2.7 Ga (Hölttä et al, 2008). En 2009, on comptait environ 6 de ces terrains (voir Figure 1.3; Henriksen et al., 2009).

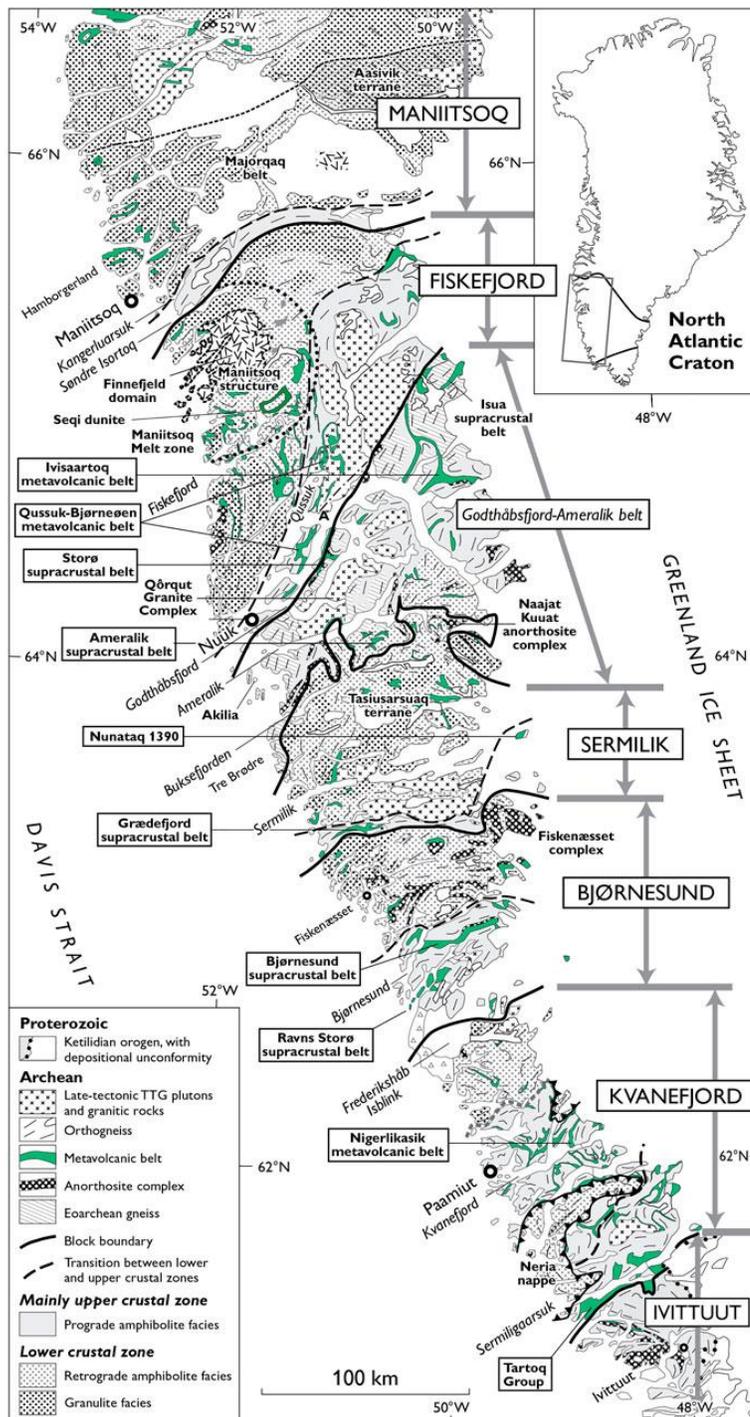


Figure 1.3 Carte géologique du sud-ouest de l'île montrant les évidences de plusieurs terrains archéens d'âges différents (Henriksen et al., 2002).

### 1.1.2 Tectonique au Paléoprotérozoïque

Durant cette période, l'activité tectonique était à son apogée dans l'histoire géologique du Groenland. Jusqu'à maintenant, 3 ceintures orogéniques principales d'orientation est-ouest sont reconnues pour la période du Paléoprotérozoïque : les orogénies Inglefield, Nagssugtoqidian et Ketilidian (Lathinen et al., 2008).

#### 1.1.2.1 L'orogénie Inglefield

Au nord du Groenland se retrouve une ceinture orogénique témoin d'une collision continentale ayant eu lieu entre 1.95 et 1.92 Ga. Il s'agit de la ceinture nommée Inglefield produite par la collision entre deux blocs d'âge archéen (ligne mauve au nord, Figure 1.2; Lahtinen et al., 2008). Les anciens vestiges se retrouvent seulement au nord-ouest de l'île, la continuation de cette ceinture à travers le continent est une extrapolation (en pointillé mauve; Figure 1.2).

#### 1.1.2.2 L'orogénie Nagssugtoqidian

L'orogénie Nagssugtoqidian se retrouve à être l'une des seules orogénies du Groenland qui a pu être étudiée autant du côté ouest qu'est de l'île (autrement nommée Ammassalik à l'est; ligne rouge, Figure 1.2). Elle a une orientation approximative ENE-OSO avec des zones de cisaillement orientées ENE. Elle serait le résultat d'une collision entre deux continents archéens, dont le craton nord-américain et un bloc archéen inconnu nommé craton Disko (Van Gool et al., 2002; Figure 1.2). La limite sud de cette orogénie serait marquée par la présence d'un dyke qui sépare une zone non déformée au sud et la zone orogénique au nord. La Figure 1.4 montre l'évolution des deux cratons avant leur collision. Il y aurait eu ouverture d'une mer par un rift, qui se serait refermée par la suite, donnant naissance à la collision

continentale du Nagssugtoqidian entre 1.88 Ga et 1.83 Ga approximativement (Van Gool et al., 2002).

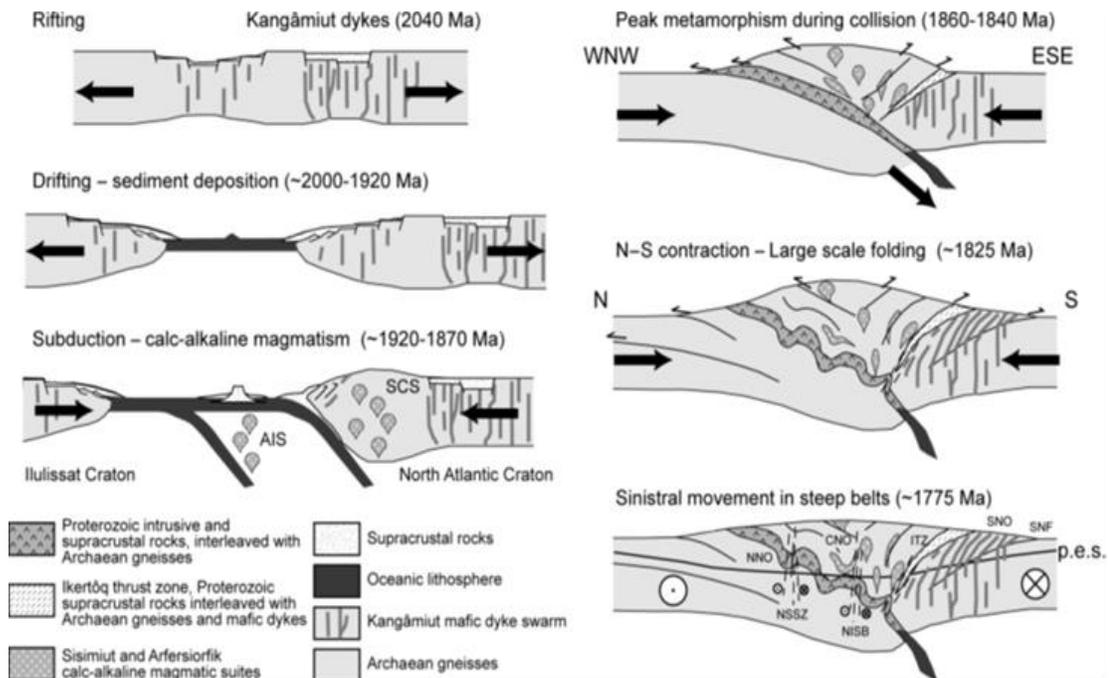


Figure 1.4 Évolution de l'orogénie de Nagssugtoqidian proposé dans l'article de Van Gool et al. (2002).

### 1.1.2.3 L'orogénie Ketilidian

La ceinture orogénique la plus récente est celle de Ketilidian au sud de l'île (Figure 1.2). Comparativement aux deux autres, il s'agirait cette fois-ci d'une collision arc-continent. Une zone de subduction fut créée par la convergence oblique entre le continent et une plaque océanique, formant un arc volcanique. Autour de 1.8 Ga, cet arc volcanique serait entré en collision avec le continent (Garde et al., 2002). L'orientation des structures est généralement penchée du NO vers le SE pour le nord

de la région ou du SE vers NO pour le sud, indiquant une collision partant du S-E vers le N-O (Garde et al., 2002).

L'activité du Paléoprotérozoïque serait le témoin de l'assemblage du Groenland. Selon la gradation des âges et l'orientation des ceintures, la direction de convergence du Groenland serait environ NE-SO (Lahtinen et al., 2008).

### 1.1.3 L'activité tectonique au Paléozoïque

Après le pic de l'activité tectonique au Paléoprotérozoïque, 2 grandes orogénies ont pris place lors du Paléozoïque : l'orogénie des Calédonides et l'orogénie d'Ellesmere. La première se retrouve à l'est du Groenland, marquant l'assemblage entre Laurentia et Baltica et la deuxième au nord représentée par l'arrêt de sédimentation d'un grand bassin par une collision continentale.

#### 1.1.3.1 L'orogénie des Calédonides

La ceinture orogénique des Calédonides domine l'est de l'île. Avec une orientation NO-SE et s'étendant sur plus de 1300 km de long, il s'agit du produit d'une collision de type himalayen entre les paléocontinents Baltica et Laurentia durant la période du Silurien-Dévonien, résultant de la dérive des continents (Figure 1.5; Gee et al., 2008). Les Calédonides seraient le résultat de la fermeture de l'océan Iapétus (océan proto-Atlantique existant entre les deux paléocontinents), engendrant une grande zone de subduction à l'est de l'île penchée vers l'est (Gee et al., 2008). L'orientation des structures de surface montre une vergence vers l'ouest indiquant un mouvement partant de l'est vers l'ouest.

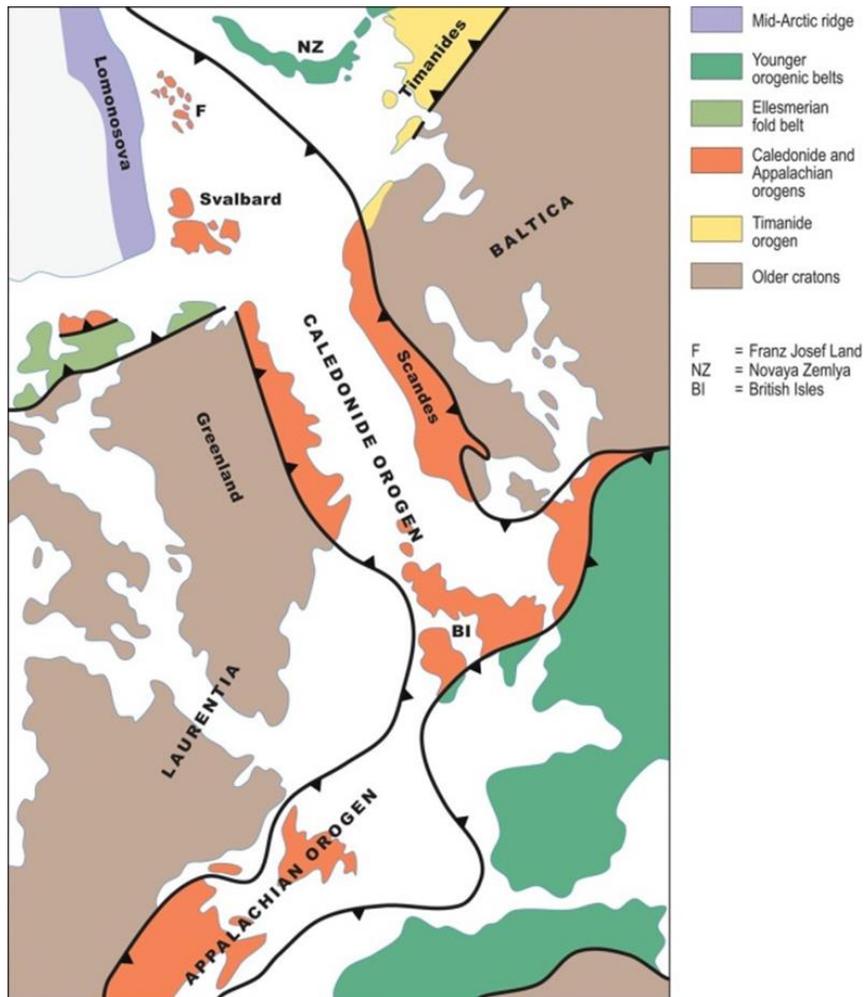


Figure 1.5 Carte représentant l'orogénie des Calédonides proposée par Gee et Stephens (2020).

### 1.1.3.2 L'orogénie d'Ellesmere

Au nord du Groenland, il existe une orogénie qui marque la collision entre la marge nord du bassin Franklinien et un continent inconnu. Le bassin Franklinien est un bassin sédimentaire qui s'étend des îles Canadiennes arctiques jusqu'au nord du Groenland. Formée le long d'une marge continentale passive, la déposition de

sédiments aurait perduré de la fin du Précambrien jusqu'au Dévonien. L'orogénie d'Ellesmere aurait causé l'arrêt de la sédimentation du bassin Franklinien durant le Dévonien et aurait continué jusqu'au début du Carbonifère. Cette collision continentale est représentée au nord du Groenland par une succession de trois grands plissements ayant une orientation E-O à NE-SO (Higgins et al., 2000 & Henriksen et al., 2009). La présence de la collision est beaucoup plus significative au nord du Groenland avec un métamorphisme plus important qu'au sud de cette région. Cette ceinture de plissement orogénique suit la tendance générale de l'orientation de la tectonique (E-O) suggérant un mouvement général nord-sud (Figure 1.5).

## 1.2 Le point chaud de l'Islande

La proximité du Groenland à un point chaud actif (Islande) est un aspect important à considérer dans le contexte dynamique de la région. Ce point chaud aurait traversé le Groenland durant la période du Tertiaire et aurait affecté la lithosphère depuis environ 90 Ma (Martos et al., 2018).

Le trajet du point chaud sous le Groenland n'est cependant pas encore très bien défini et beaucoup d'études multidisciplinaires ont été effectuées afin de tracer le chemin exact du point chaud. À l'est de l'île, la présence de roches basaltiques en grande quantité superposées sur une région où l'épaisseur de la lithosphère est particulièrement mince serait une évidence du passage du point chaud entre 50 et 60 Ma (Lawver et Müller, 1994).

Des études ont été faites plus récemment sur les anomalies de gravité (Bouguer), sur la profondeur de Curie (profondeur à laquelle un minéral ferromagnétique perd son aimantation) ainsi que sur le flux de chaleur sur l'île. Des cartes de la profondeur de la température de Curie et du flux de chaleur géothermique ont permis de faire une corrélation entre les deux. En effet, l'endroit où la profondeur de Curie est la plus

faible correspond au flux thermique le plus important (Figure 1.6) (Martos et al., 2018). L'endroit où le flux thermique est le plus important, concorde avec la localisation de la lithosphère plus mince suggérant le passage du point chaud au sud-est de l'île. Le début du passage du point chaud sous le Groenland est moins clair pour l'ouest de l'île. Certains auteurs mentionnent que les basaltes se retrouvant au centre ouest de l'île seraient une preuve du passage du point chaud de l'Islande (Lawver et Müller, 1994), d'autres penchent pour une entrée plus au nord (pouvant s'accorder avec le flux géothermique et l'épaisseur de la lithosphère plus mince au nord) ce qui laisse le choix entre plusieurs trajets différents (Figure 1.7). Il est tout de même notable que le passage d'un point chaud à bel et bien influencé le Groenland, autant en surface qu'en profondeur.

Des modèles géodynamiques sont utilisés à titre de comparaison dans cette étude ont également été utilisés récemment pour étudier la trace du point chaud (Glišović et Forte, 2019; Figure 1.8). Dans ce cas, le chemin proposé serait en accord avec l'article de Lawver et Müller (1994) avec un passage du point chaud plutôt au centre ouest de l'île à l'instar d'une entrée au nord comme proposée dans l'article de Martos et al. (2018).

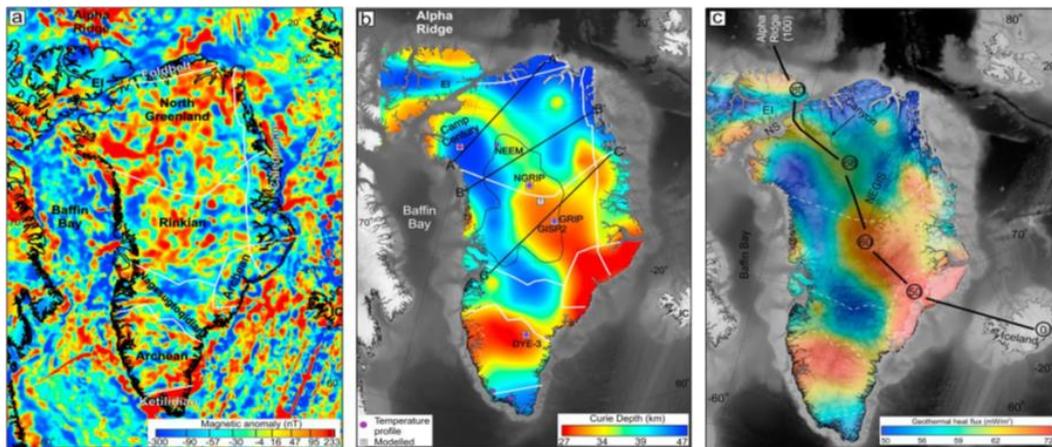


Figure 1.6 Résultats des anomalies des profondeurs de Curie (milieu) et du flux thermique (droite) en comparaison avec les anomalies magnétiques (gauche; Martos et al., 2018).

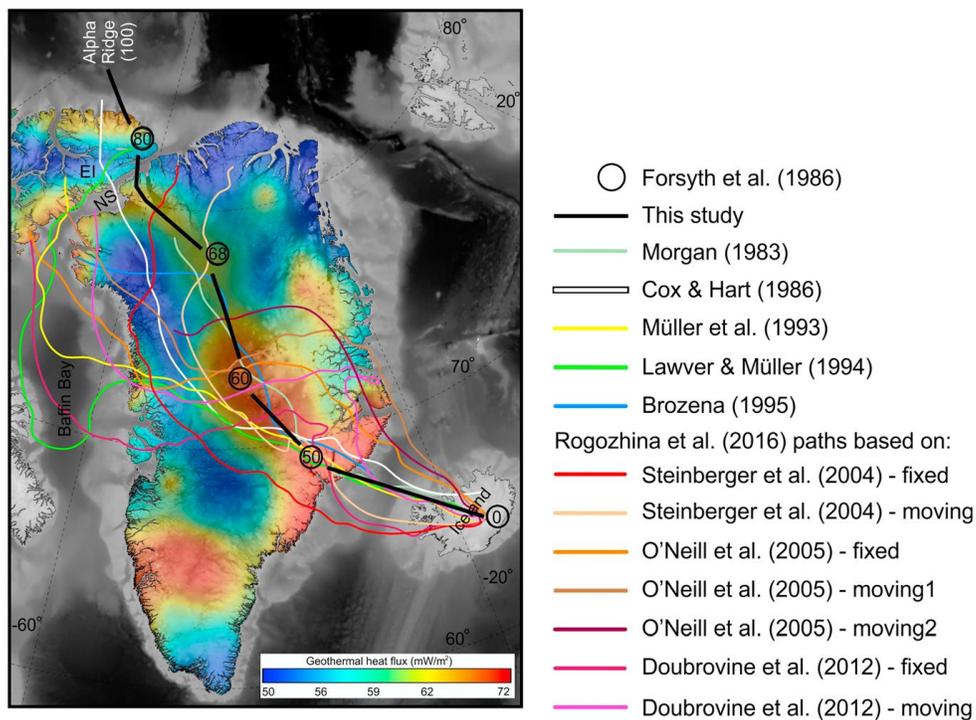


Figure 1.7 Chemins du point chaud sous le Groenland proposés par plusieurs études (Martos et al., 2018)

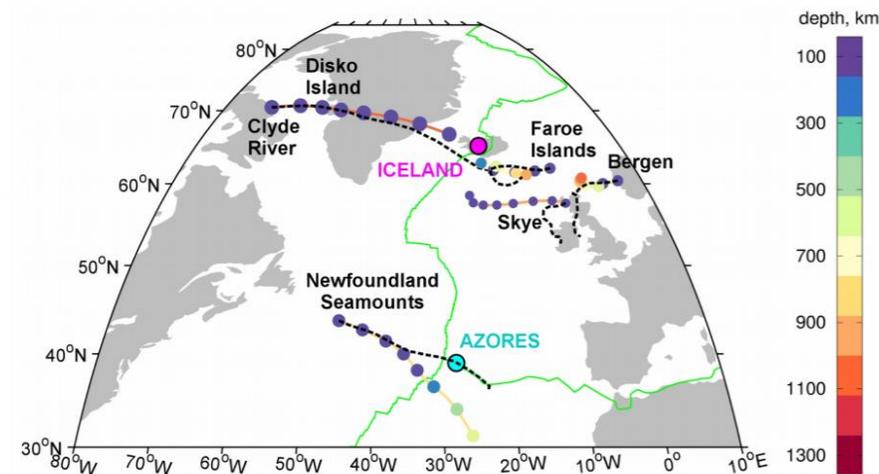


Figure 1.8 Trajectoire des particules reconstruite à l'aide de modèles du courant mantellique qui est dépendant du temps. La couleur de chaque cercle représente la profondeur de la particule et l'espacement entre chaque cercle est de 10 Ma. Carte développée par Glišović et Forte (2019).

### 1.2.1 Histoire de la séparation du Groenland

Le Groenland était autrefois lié au Canada, formant ensemble le paléocontinent Laurentia. Au Paléozoïque, l'orogénie des Calédonides a été le témoin de l'assemblage des continents Laurentia et Baltica. Le Groenland d'aujourd'hui est une île isolée, détachée du Canada ainsi que de l'Europe par une mer à l'ouest et un océan à l'est.

La rupture entre le Groenland et le Canada aurait débuté au sud-ouest du Groenland pendant le Paléocène pour former la mer du Labrador pendant que Baltica était toujours attaché à l'île. La séparation entre le Groenland et Baltica a commencé

pendant l'Éocène alors que le rift entre le Canada et le Groenland était toujours actif, ce qui a momentanément rendu le Groenland indépendant (Figure 1.9). Cette séparation simultanée a induit un point triple au sud-est du Groenland (Figure 1.9B).

On note également une évolution dans la direction d'expansion de la ride entre le Groenland et le Canada. La direction d'expansion de la ride est passée de ENE-OSO au Paléocène et est devenue N-S à l'Éocène pour finalement s'arrêter pendant l'Oligocène (Oakey et Chalmers, 2012; Figure 1.9). Suite à l'arrêt de l'expansion de cette ride, le Groenland est redevenu une part de la plaque nord-américaine (Hopper et al., 2003; Figure 1.9D).

Selon la section précédente, le passage du point chaud à l'ouest de l'île et le début de l'expansion de la ride semble coïncider géographiquement et temporellement (environ 60 Ma). Il existe également une région à faible bathymétrie entre la mer du Labrador et la baie de Baffin (Figure 1.1). À cet endroit se trouverait une faille transformante nommée Ungava séparant les deux bassins. C'est également à cet endroit qu'une éruption de basalte au début du Paléocène aurait provoqué l'expansion du rift dans la mer du Labrador et dans la baie de Baffin (Figure 1.9A). L'éruption de basalte est corrélée avec le passage du point chaud associé à l'Islande selon Lawver et Müller (1994). La Figure 1.9 illustre la présence d'un soulèvement thermal se déplaçant vers l'est, affectant l'évolution de la ride. Ce même soulèvement est bien corrélé avec le passage du point chaud proposé par Glišović et Forte (2019) et Lawver et Müller (1994). Ainsi, avec l'éloignement du point chaud vers l'est, le soulèvement thermal qui alimentait la ride à l'ouest de l'île aurait perdu en puissance pour ensuite disparaître, arrêtant de ce fait même la séparation entre le Canada et le Groenland.

L'expansion de la ride à l'ouest de l'île était plus importante dans la mer du Labrador et moins dans la baie de Baffin. Le détroit de Davis présente aussi une lithosphère plus épaisse (Figure 1.10) qui aurait pu freiner l'expansion de la ride jusque dans la

baie de Baffin. L'épaisse lithosphère que présente le détroit de Davis serait reliée à l'orogénie Nagssugtoqidian (Peace et al., 2017).

Pour ce qui est de l'est de l'île, le rift qui a séparé l'Europe du Groenland a débuté durant l'Éocène. Ce rift est toujours actif et forme la ride médio-atlantique. Cette ouverture a induit une activité volcanique très importante impliquant une formation importante de croûte en peu de temps débutant à 61 Ma, soit plus de  $10^7$  km<sup>3</sup> de croûte en moins de 3 Ma (Hopper et al., 2003). Cette forte activité volcanique a formé la province ignée Atlantique Nord. Comme pour l'ouest de l'île, l'initiation de l'expansion de la ride et de la grande activité volcanique serait reliée avec le passage du point chaud. L'apport important de matériel magmatique vers la surface aurait suffi à augmenter considérablement la vitesse d'expansion de la ride médio-atlantique (Hopper et al., 2003). Le point chaud se déplaçant vers l'est durant le Tertiaire aurait augmenté l'expansion de la ride et favorisé l'ouverture de l'océan Atlantique Nord à défaut de la mer du Labrador et de la baie de Baffin (Figure 1.9). Aujourd'hui, l'expansion de la ride est oblique et elle est souvent orientée NO-SE avec un taux relativement lent. Le taux d'expansion est de 10 mm/an au nord et de 20 mm/an au sud (Dick et al., 2003 & Kandilarov et al., 2010).

Actuellement, l'île fait partie de la plaque nord-américaine et le rift qui existait sur la marge ouest est maintenant inactif. Cependant, la ride médio-atlantique est toujours active et sépare les plaques nord-américaine et eurasienne.

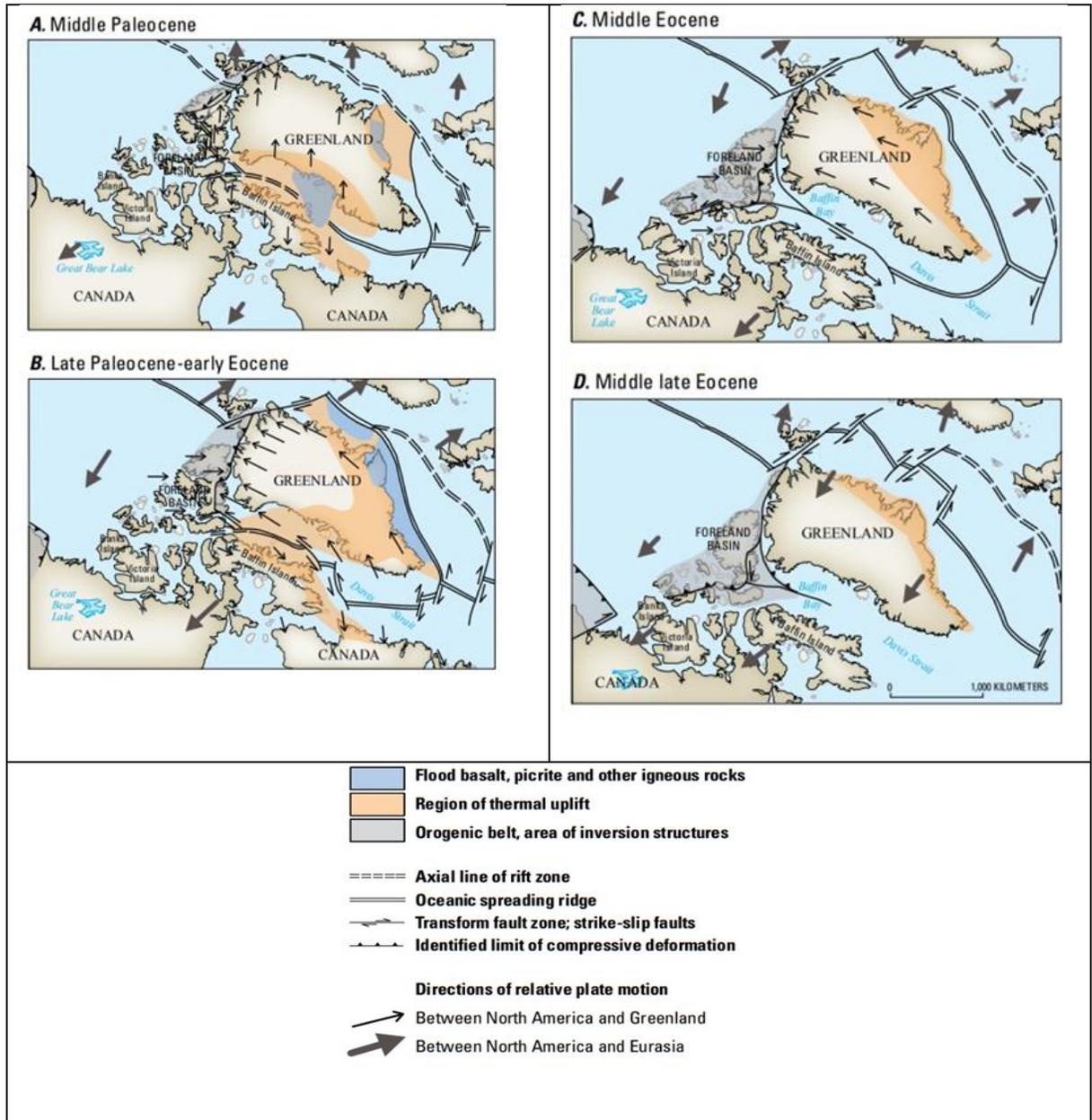


Figure 1.9 Histoire de la séparation du Groenland avec Laurentia et Baltica (Schenk, 2017).

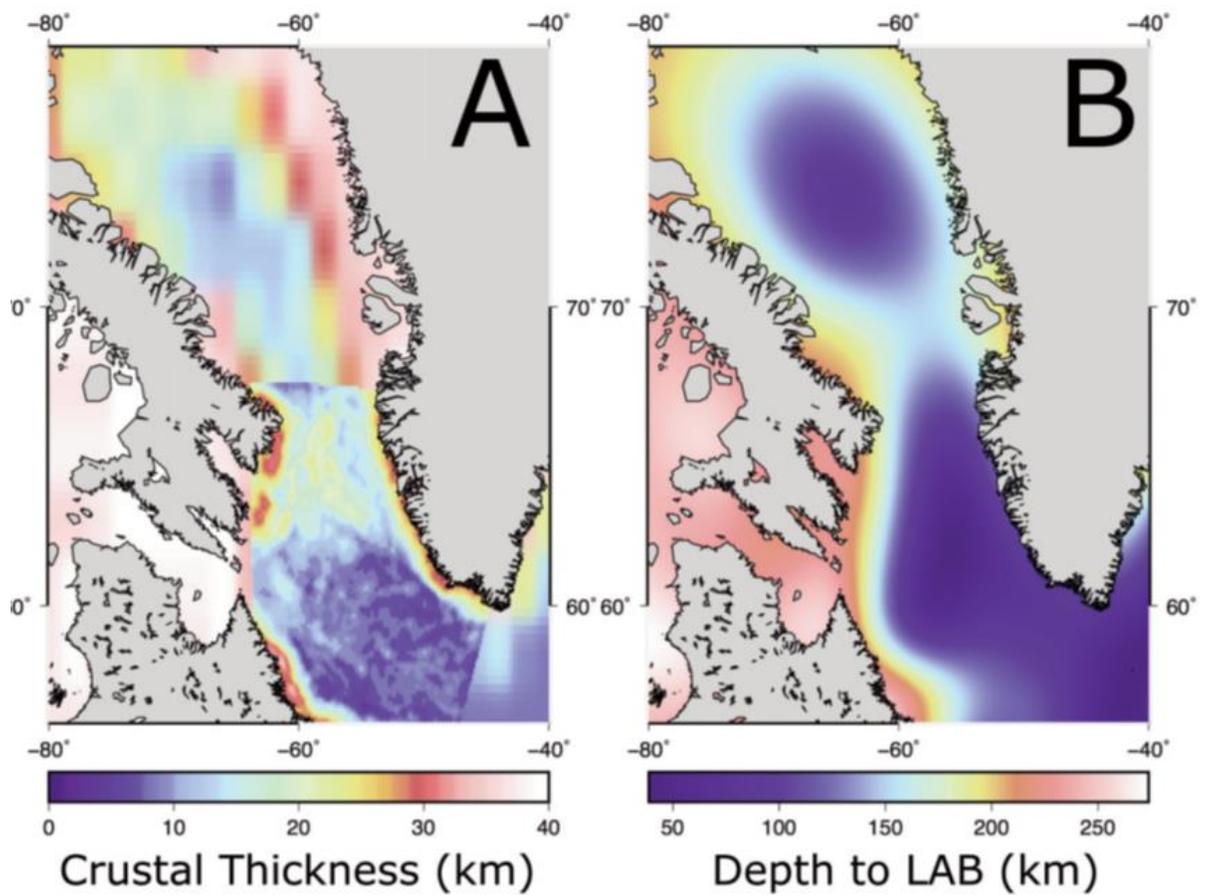


Figure 1.10 A) Épaisseur de la croûte calculée grâce au modèle global CRUST 1.0. B) Épaisseur de la lithosphère calculée par des modèles de tomographie sismique. (Peace et al., 2017)

### 1.3 Information géologique sur la région obtenue par des études sismiques

Considérant que la calotte glaciaire dissimule la majorité de la géologie de surface, les méthodes sismiques deviennent un outil important pour investiguer sous la surface. Plusieurs études sismiques ont été faites pour connaître les caractéristiques géophysiques en profondeur permettant d'améliorer la compréhension de l'histoire géologique du Groenland. Les méthodes sismiques ont permis de jeter un premier regard sur les caractéristiques de la croûte et du manteau supérieur permettant ainsi de mieux comprendre les enjeux entourant l'histoire géologique du Groenland. Les prochaines sous-sections font état de la structure des couches géologiques sous-jacentes à la surface du Groenland.

#### 1.3.1 Les structures de la croûte terrestre

La limite inférieure de la croûte terrestre se nomme le Moho et c'est cette discontinuité qui permet aux méthodes sismiques d'évaluer l'épaisseur de la croûte. L'estimation de la profondeur du Moho a été faite par plusieurs méthodes sismiques et cette profondeur varie entre 25 et 50 km avec une moyenne d'approximativement 40 km (Dahl-Jensen et al., 2003; Darbyshire et al., 2018; Kumar et al., 2007; Pourpoint et al., 2018). La croûte est relativement épaisse au Groenland, cette caractéristique est le résultat de nombreuses collisions orogéniques ayant eu lieu sur l'île.

Les variations de la profondeur du Moho aident à illustrer certains phénomènes tectoniques ayant eu lieu sur l'île. Par exemple, au centre du Groenland, il existe une longue bande avec un Moho moins profond (entre 25 et 36 km) d'orientation E-O (Pourpoint et al., 2018; Figure 1.11). Cette bande est en étroite corrélation avec les observations faites pour le passage du point chaud. La chaleur créée par le passage du point chaud aurait pu causer l'amincissement de la croûte. En contrepartie,

l'épaisseur est plus importante au niveau de l'orogénie Nagssugtoqidian (entre 40 et 50 km), due à la collision continentale qui provoque un épaissement crustal.

La croûte possède également des indices d'anciennes structures orogéniques et de subduction aidant à la compréhension de l'histoire géologique de l'île. Par exemple, une étude de fonctions récepteurs faite à l'est de l'île dans la ceinture orogénique des Calédonides, suggère la présence d'une ancienne zone de subduction formée par la fermeture de l'océan Iapetus (Schiffer et al., 2014). Cette zone de subduction serait dirigée vers l'est avec un pendage d'environ 18 degrés (Figure 1.12). Un autre profil fait à la limite sud-ouest de l'orogénie Nagssugtoqidian, a montré une augmentation de l'épaisseur de la croûte du sud-est au nord-ouest passant de 40 à 50 km sur une distance de 300 km. Ce changement de profondeur du Moho concorde avec la position du front de déformation en surface, suggérant la présence de la plaque en subduction penchée vers le nord-ouest (Figure 1.13; Dahl-Jensen et al., 2016). Au sud de l'île, l'orogénie Ketilidian présente également des structures tectoniques penchées. Un profil de réfraction sismique a été effectué dans le sud de l'île pour étudier la structure de la croûte. Un changement dans la direction des réflecteurs de la croûte supérieure a été observé. Au sud, les réflecteurs sont penchés vers le nord et au nord ils sont penchés vers le sud. Cette manifestation serait la frontière entre le bloc Ketilidian (arc volcanique) et le bloc archéen (craton nord-américain) et représente bien la collision de l'orogénie Ketilidian (Dahl-Jensen et al., 1998 & Chian et Loudon, 1992). La présence d'une zone de subduction fossile n'a pas été encore remarquée, mais elle serait probablement penchée vers le NO et se situerait au sud-est de l'île (Garde et al., 2002). Les structures présentes dans la croûte associée aux orogénies sont cependant plus visibles dans la section supérieure qu'inférieure de la croûte.

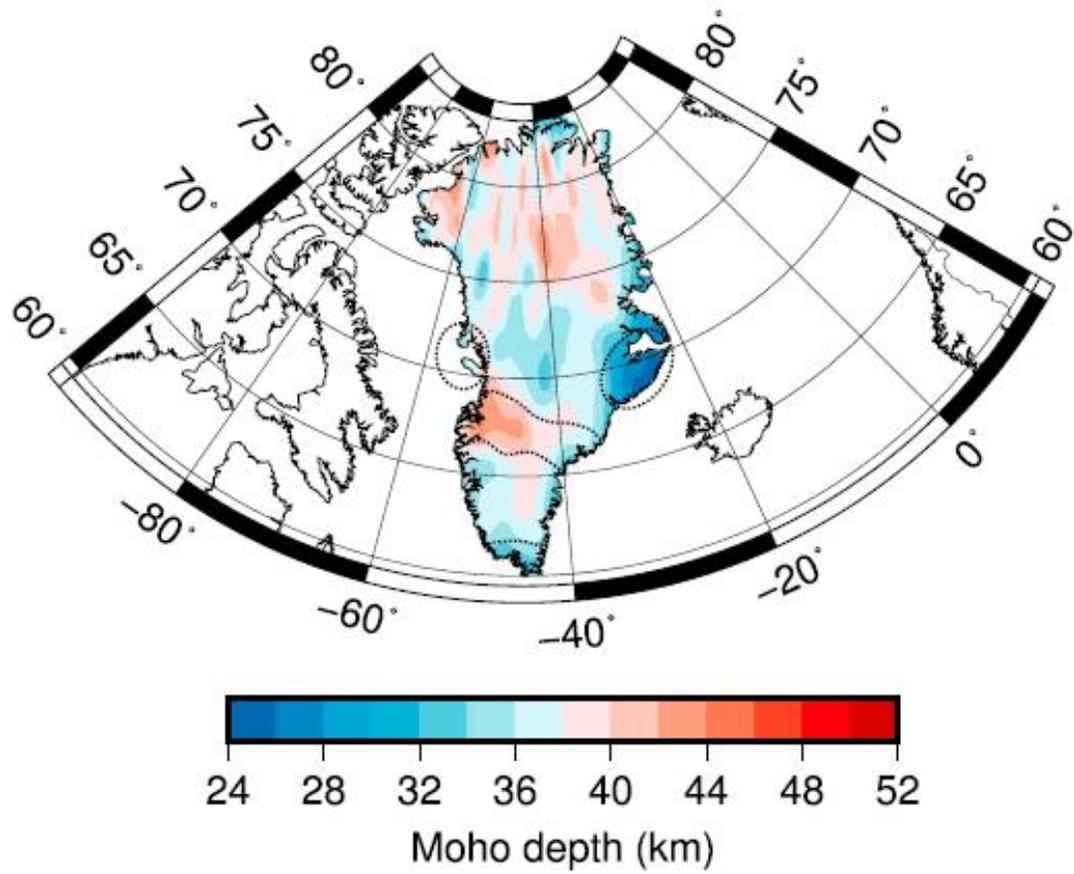


Figure 1.11 Carte générale de la profondeur du Moho fait à partir de la tomographie des ondes de surface. (Pourpoint et al., 2018).

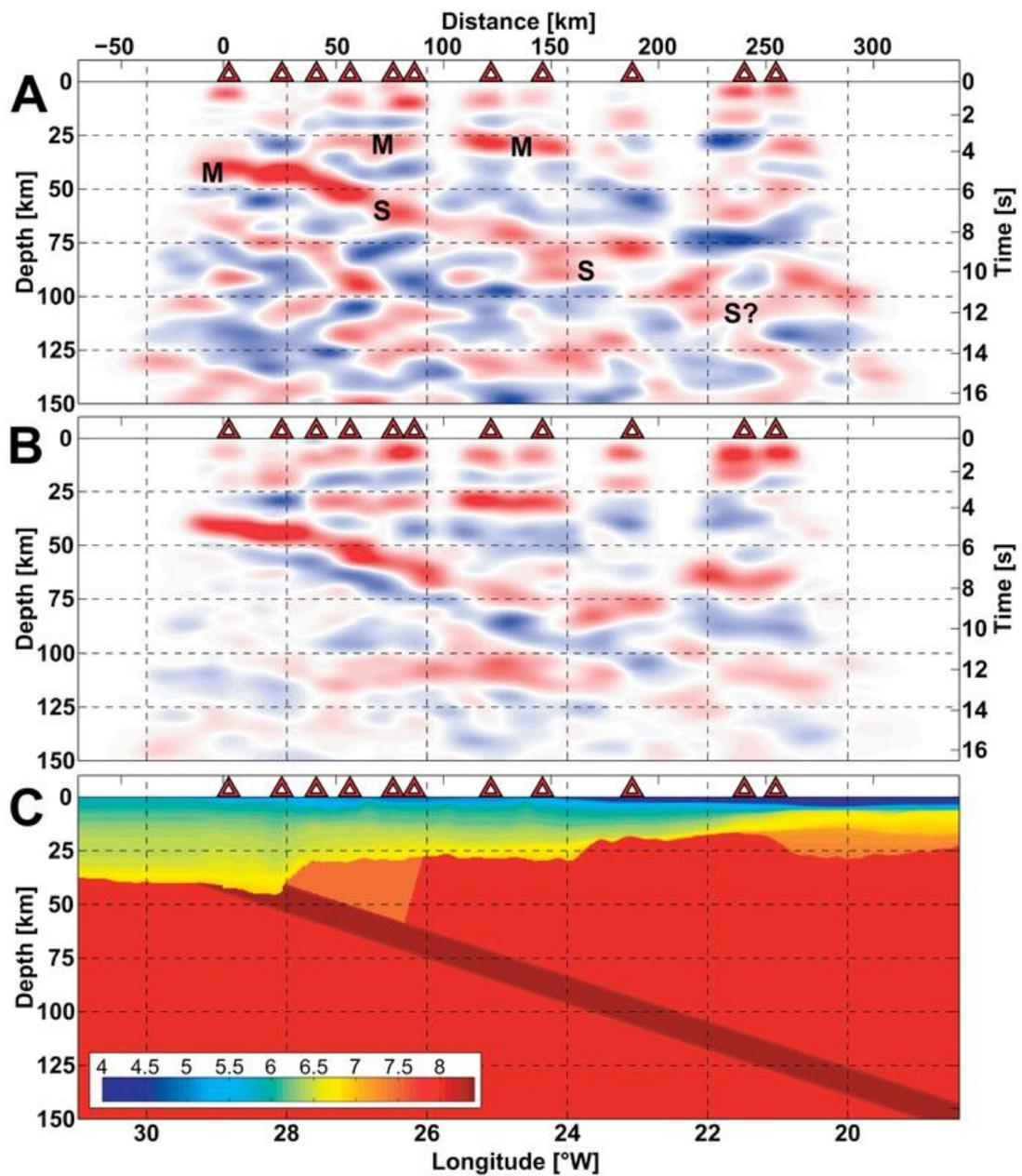


Figure 1.12 Résultats de l'étude des fonctions récepteurs à l'est du Groenland se situant dans la ceinture orogénique des Calédonides. Les deux premiers panneaux sont les profils des fonctions récepteurs. A montre les résultats finaux et B est le profil synthétique basé sur le modèle C. La couleur rouge représente les conversions

positives et bleues les conversions négatives et les triangles représentent l'emplacement des stations. Le panneau C représente le profil de vitesses des ondes P en km/s (Schiffer et al., 2014).

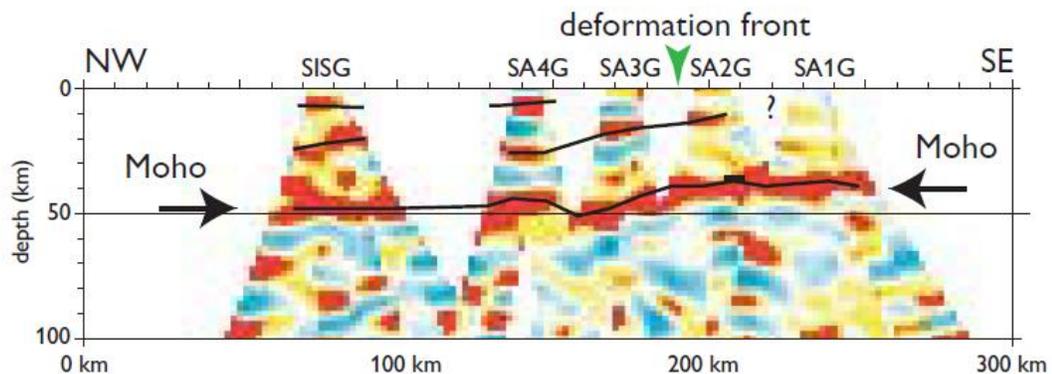


Figure 1.13 Résultats d'analyse des fonctions récepteurs à la limite sud de l'orogénie Nagssugtoqidian faite par Dahl-Jensen et al. (2016). L'échelle de couleur représente la force des conversions de l'onde P à la rencontre de structures internes, rouge étant les conversions positives, jaune positives plus faibles et le bleu les négatives.

### 1.3.2 Caractéristiques du manteau lithosphérique

L'épaisseur de la lithosphère évaluée grâce à la tomographie sismique, est de l'ordre de 160 à 180 km pour l'ouest et entre 100 et 160 km pour l'est et décroît du sud vers le nord (Darbyshire et al., 2004 & Kumar et al., 2005). La tomographie a révélé une anomalie de vitesse positive sous le Groenland se situant entre 6% et 8% en comparaison avec l'anomalie de vitesse de l'océan Atlantique qui est entre -2% et -

8% (vitesses de référence de 4,46 km/s à 36 km, 4.42km/s à 56 km et 4.38 km/s à 80 et 110 km; Lebedev et al., 2018). Sur l'ensemble de l'île, cette anomalie de vitesse positive se retrouve jusqu'à 150 km de profondeur (Figure 1.14; Lebedev et al., 2018). Cette anomalie de vitesse indique également une anomalie de température de la lithosphère. En effet, une relation existe entre la vitesse de cisaillement et la température (Lebedev et al., 2018). On y trouve dans la lithosphère inférieure du Groenland des températures se situant entre 600 et 1000°C. En comparaison, la gamme de température dans le manteau supérieur (entre 80 et 150 km de profondeur) sous l'océan se situe entre 1000 et 1400°C (Figure 1.15; Lebedev et al., 2018). La lithosphère sous le Groenland est donc particulière, avec une épaisseur anormalement épaisse, une température relativement froide et des vitesses sismiques plus rapides que ce qui l'entoure.

Ces caractéristiques sont typiques d'une lithosphère cratonique puisqu'une grande épaisseur suggère un âge élevé. En effet, une lithosphère vieille sera plus froide qu'une lithosphère jeune, puisqu'aucune activité tectonique n'est en cours. Une lithosphère continentale ou océanique très épaisse et froide serait probablement très dense et coulerait dans le manteau. La lithosphère cratonique étant très vieille, les conditions de sa formation étaient différentes que pour les lithosphères plus récentes. En effet, la température était plus importante dans le manteau durant l'Archéen augmentant la fonte partielle du manteau et la vitesse de formation de la lithosphère. Ce plus grand taux de formation rend la lithosphère archéenne appauvrie en fer dans sa composition comparativement aux lithosphères récentes. La lithosphère archéenne est donc 2 à 3% plus légère que les lithosphères récentes (Artemieva et al., 2019). La composition appauvrie d'une lithosphère cratonique permet de rétablir l'équilibre entre celle-ci et le manteau. En effet, la lithosphère cratonique possède une flottabilité positive et une faible densité qui lui est propre à cause de son appauvrissement. Ces caractéristiques permettent de contrebalancer l'augmentation de densité due à la contraction thermique de la lithosphère continentale (Artemieva et

al., 2019 & Lebedev et al., 2018). Ainsi, une lithosphère très vieille sera plus froide, très épaisse et peu dense. Ces caractéristiques sont vues sur des cratons partout dans le monde tel que montré sur la Figure 1.16 (Australie, Afrique, Europe de l'Est, l'Amérique du Nord, etc.; Schaeffer et Lebedev, 2015).

En parallèle avec la Section 1.2, les variations des vitesses sismiques du manteau supérieur sous certaines régions de l'île sont intéressantes pour évaluer le possible chemin du point chaud et les anciennes orogénies. En effet, il existe des zones de basse vitesse dans le manteau supérieur sous des régions particulières de l'île pouvant être lié avec le passage du point chaud. En regardant la Figure 1.17f, des zones des basses vitesses sont visibles au centre du Groenland, concordant avec la trajectoire du point chaud proposé par Lawver et Müller (1994) et Glišović et Forte (2019). Cette bande s'accorde également avec l'orogénie de Nagssugtoqidian (Darbyshire et al., 2018 & Mordret et al., 2018).

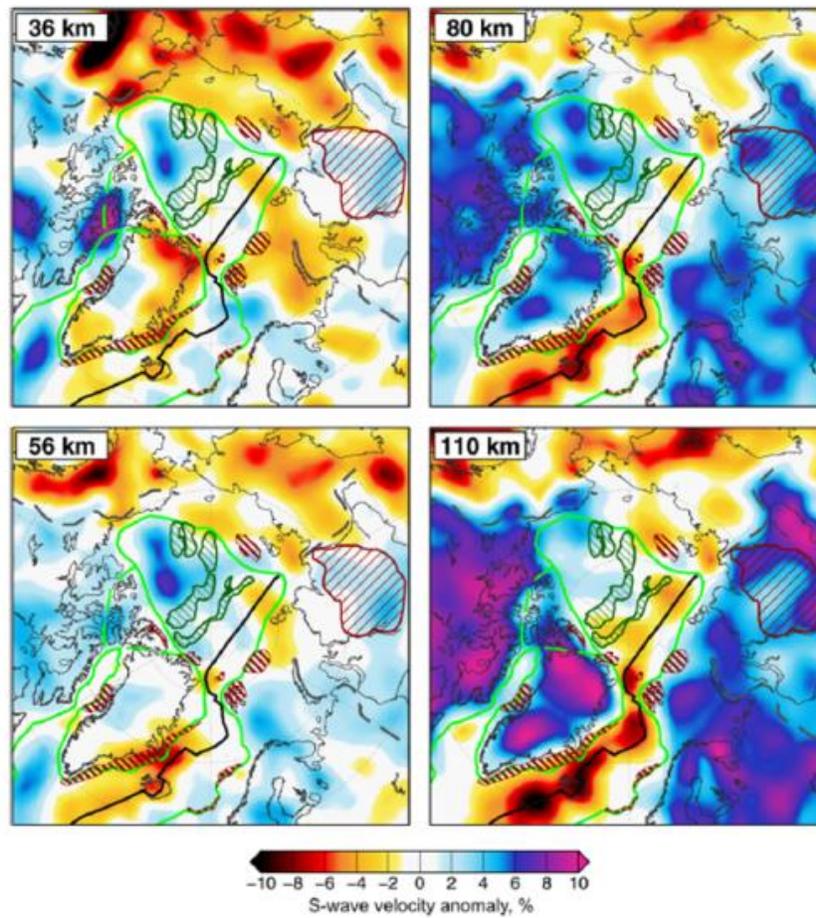


Figure 1.14 Résultats de la tomographie sismique des ondes S par Lebedev et al. (2018). L'échelle de couleur représente le % d'anomalie de vitesse.

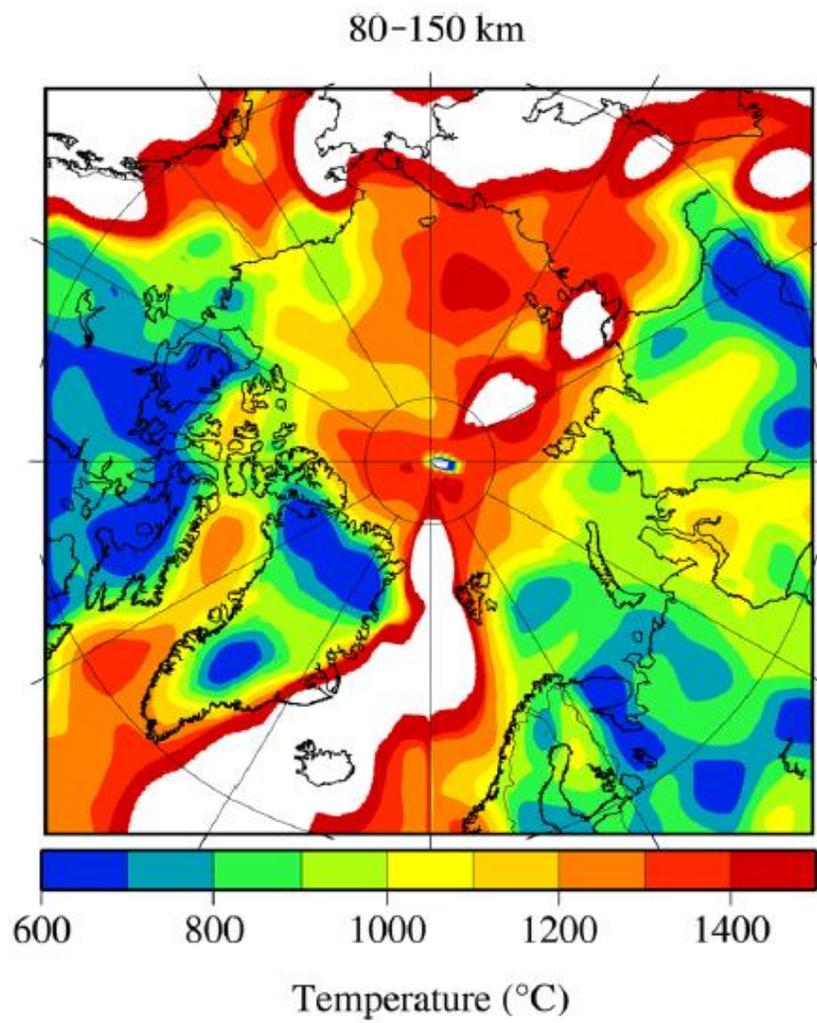


Figure 1.15 Température prédite par la tomographie pour la région Arctique par l'étude de Lebedev et al. (2018)

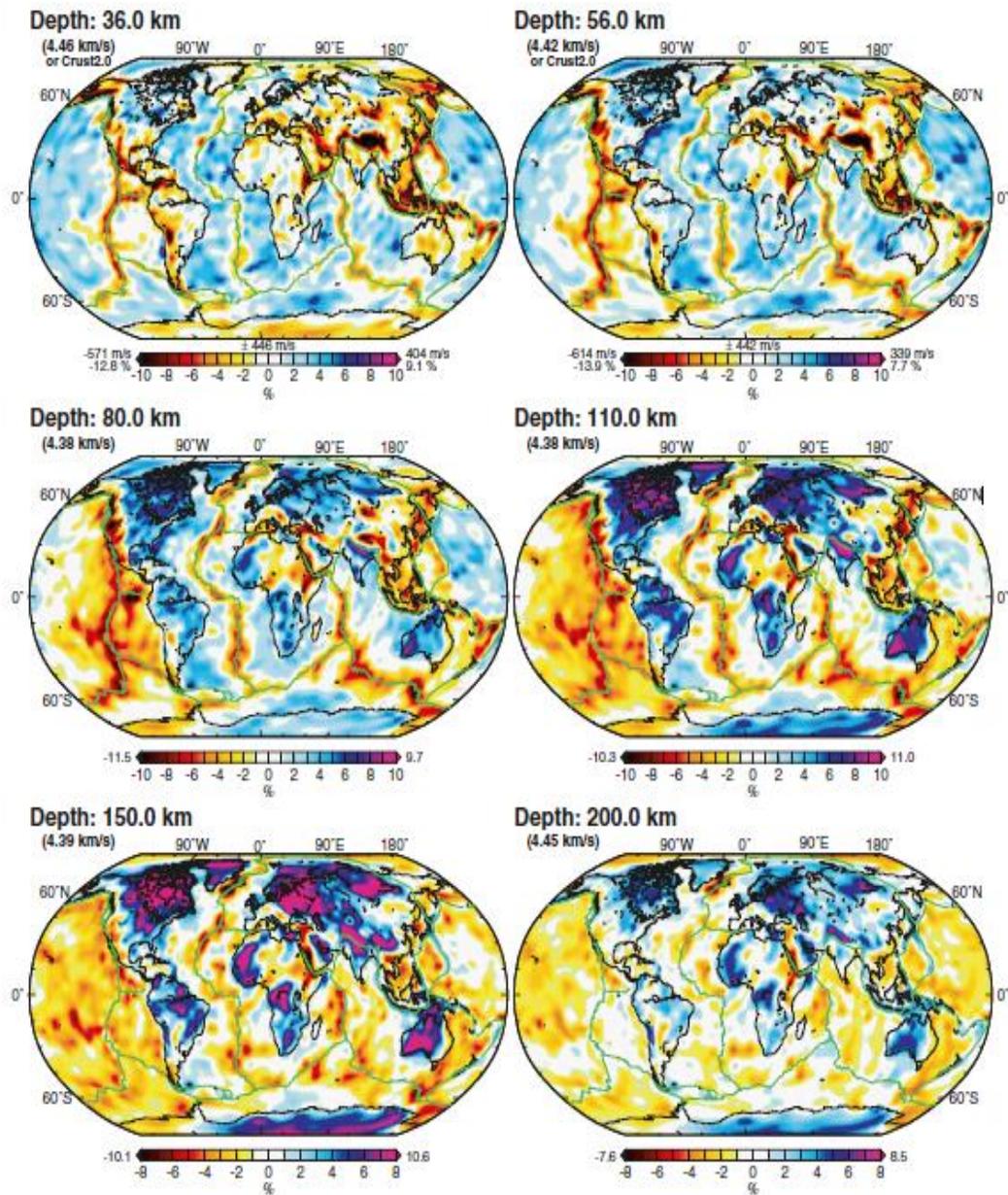


Figure 1.16 Variation des anomalies de vitesses dans le monde basées sur la tomographie des ondes de surface à différentes profondeurs (Schaeffer et Lebedev, 2015). L'échelle de couleur représente le % d'anomalie de vitesse.

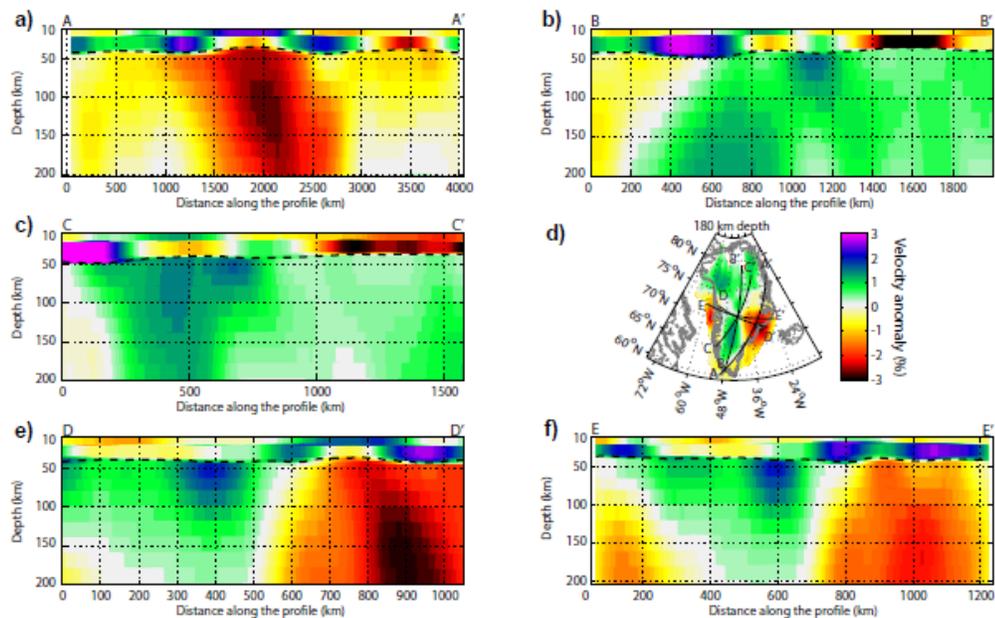


Figure 1.17 Coupe verticale du manteau supérieur au Groenland, démontrant les variations de vitesse proposées par Mordret et al. (2018). L'échelle de couleurs représente le % d'anomalie de vitesse.

### 1.3.3 Études précédentes sur l'anisotropie sismique

Seulement deux études se sont penchées sur l'anisotropie au Groenland par la méthode de biréfringence des ondes S (Ucisik et al., 2005; 2008; Figure 1.18). Les milieux anisotropes dans lesquels se propagent les ondes S rendent ces dernières biréfringentes avec une direction des axes de polarisation déterminée par l'orientation des minéraux. Cette orientation des minéraux est causée par les contraintes externes. Un écart de temps entre les deux ondes S en biréfringence dépend de la force de cette anisotropie et l'épaisseur de la couche anisotrope. Selon Ucisik et al. (2008), la valeur

de cet écart de temps varie entre 0,4 et 1,4 s et les directions d'anisotropie varient entre  $-74^\circ$  et  $9^\circ$ . En comparaison avec la tectonique, l'orientation de l'anisotropie est perpendiculaire aux ceintures orogéniques. Ce fait est contraire à l'hypothèse sur la relation entre l'anisotropie et les ceintures orogéniques qui suppose une direction anisotrope parallèle aux ceintures (Karato et al., 2008 & Long et Silver, 2009). Les courants convectifs récents, le mouvement des plaques ainsi que le passage du point chaud sont cependant des causes plausibles expliquant ces résultats. Des variations individuelles pour certaines stations sont également visibles. Ces observations suggèrent que l'anisotropie sous le Groenland provient d'un mélange de processus.

En continuité à cette théorie, Ucisik et al. (2008) ont envisagé la possibilité qu'il y ait plus d'une couche anisotrope sous le Groenland. Une périodicité de 90 degrés dans la relation entre la direction de l'anisotropie et l'azimut arrière serait normalement remarquée dans ce cas, ce qui n'est pas visible dans l'étude de Ucisik et al. (2008) à cause d'un manque de couverture azimutale des données (Silver et Savage, 1994). Cependant, Ucisik et al. (2008) ont noté qu'il existe une certaine complexité des mesures, puisque certaines stations montrent des résultats individuels variant, ce qui pourrait indiquer la présence de plus d'une couche ou l'inclinaison de celle-ci.

La biréfringence des ondes S n'est pas la seule méthode pour mesurer l'anisotropie. Par exemple, une autre étude propose des mesures anisotropes utilisant la tomographie sismique (Darbyshire et al., 2018). Selon cette étude, la direction préférentielle d'anisotropie est ENE-ONO au nord et ONO-ESE pour le sud dans la croûte inférieure, orientation suivant la tectonique majeure du Paléoprotérozoïque, mais perpendiculaire à l'orogénie des Calédonides. Plus profond dans le manteau lithosphérique, la direction générale mesurée sous le continent est plutôt NO-SE s'accordant encore une fois avec la déformation tectonique générale (Figure 1.19). La sensibilité en profondeur est différente pour la tomographie sismique et la méthode de la biréfringence des ondes S expliquant les différences entre les études. En effet, la

tomographie sismique de l'article de Darbyshire et al. (2018), est sensible à la croûte et au manteau supérieur tandis que la méthode de la biréfringence des ondes S est sensible à de plus grandes profondeurs (jusqu'au manteau inférieur). La tectonique étant la source la plus probable d'anisotropie à de plus petites profondeurs, la différence entre les deux études pourrait être expliquée par ce fait.

Les principaux processus pouvant provoquer la formation d'anisotropie sont la tectonique, les courants mantelliques et le mouvement des plaques. En supposant la présence de plus d'une couche, l'anisotropie à de plus petites profondeurs est généralement associée à la tectonique et à plus grande profondeur aux courants mantelliques/mouvement des plaques selon les modèles globaux (Schaeffer et al., 2016). Cela est également vérifié par le profil 1D présentant la relation entre l'anisotropie et le mouvement des plaques en profondeur (Yuan et Beghein, 2013). Selon ce profil, la correspondance entre le mouvement des plaques et la direction d'anisotropie est plus marquée dans une gamme de profondeur entre 200-250 km correspondant à l'asthénosphère. Le mouvement des plaques étant une source probable pour la formation d'anisotropie à grande profondeur, l'article de Debayle et Ricard (2013) présente la relation entre le mouvement des plaques tectoniques actuelles et la direction de l'anisotropie. Dans un endroit où les plaques se déplacent lentement, comme c'est le cas dans l'Atlantique Nord ( $< 20$  mm/a; Debayle et al., 2013), la corrélation entre l'anisotropie et le mouvement des plaques est généralement faible. Il est donc peu probable pour le Groenland que le mouvement des plaques actuelles soit une source d'anisotropie importante.

De manière générale, l'anisotropie sous le Groenland devrait suivre la tectonique si formée à des profondeurs plus faibles que 200 km et devrait plus vraisemblablement suivre la direction des courants convectifs du manteau à des profondeurs plus grandes que 200 km.

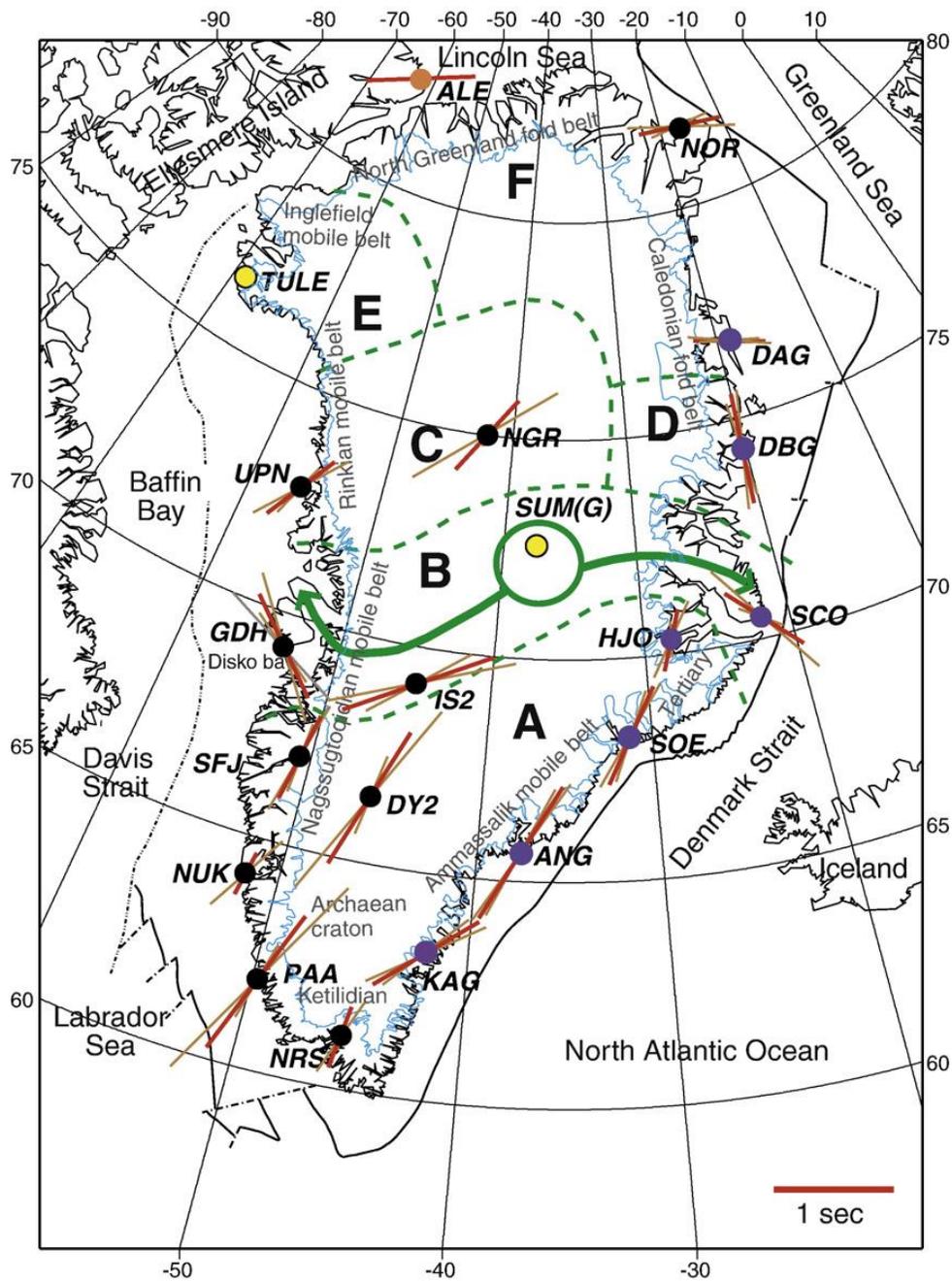


Figure 1.18 Principaux résultats de l'étude de Ucisik et al. (2008). La direction des vecteurs représente la direction d'anisotropie et la longueur de ces mêmes vecteurs représente le délai de temps entre les deux ondes S biréfringentes.

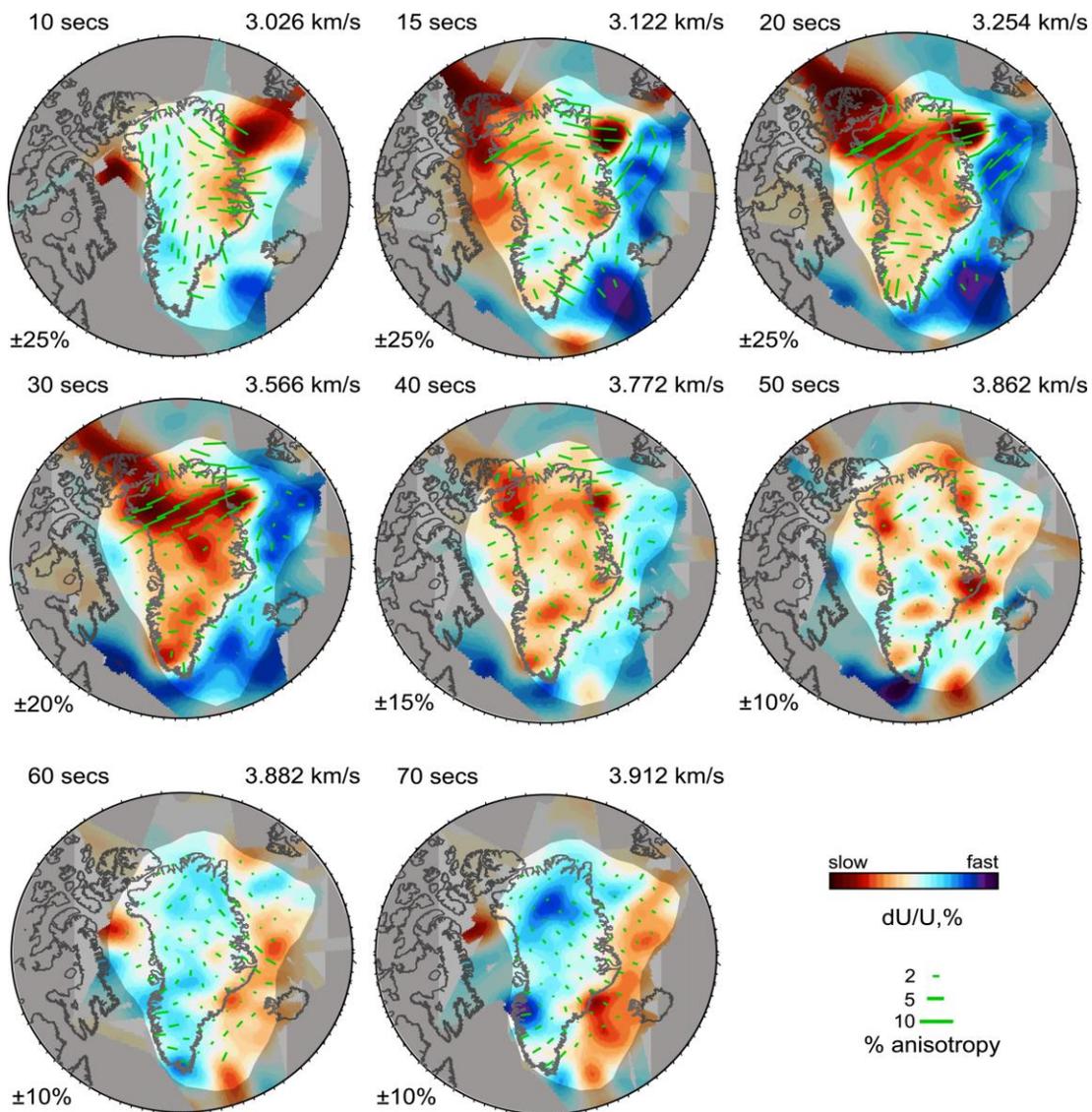


Figure 1.19 Résultats de la tomographie sismique établis par Darbyshire et al. (2018). L'échelle de couleur représente les anomalies de vitesses, la direction des vecteurs verts représente la direction et leur longueur la magnitude de l'anisotropie. Les périodes présentées ici correspondent à des profondeurs entre 5 et 80 km associées à la croûte et la lithosphère.

## CHAPITRE II

### MÉTHODOLOGIE

#### 2.1 Théorie de l'anisotropie

##### 2.1.1 Définition de l'anisotropie

L'anisotropie est la propriété d'un matériel à posséder des propriétés physicochimiques dépendantes de la direction. Un milieu élastique anisotrope subit une déformation qui est dépendante de la direction des contraintes externes appliquées à ce milieu. Deux mécanismes principaux ont été proposés pour expliquer la présence de matériel anisotrope dans la Terre : l'orientation préférentielle du réseau cristallin (LPO) et l'orientation préférentielle de la forme minérale (SPO; Figure 2.1). LPO est le résultat d'une dislocation dans le réseau minéral causé par des contraintes externes. Cette dislocation aura une orientation préférentielle qui peut alors contrôler la direction d'anisotropie. SPO se produit lorsque la forme d'un interstice ou une lamelle de composition va prendre une forme avec une orientation préférentielle selon les contraintes appliquées. Encore une fois l'anisotropie suivra cette orientation.

L'explication la plus répandue de l'anisotropie dans le manteau supérieur est celle du LPO, soit l'orientation préférentielle de la structure cristalline d'un minéral lors de sa déformation. L'olivine est le minéral type pour ce phénomène et est l'un des plus

anisotropes (jusqu'à 18%; Long et Becker, 2010). LPO est donc le phénomène le plus plausible dans le manteau supérieur, puisque l'olivine représente plus de 40% de la composition de cette couche (Park et Levin, 2002). LPO peut se former par un régime de déformation particulier qui se nomme fluage de dislocation soit une cassure des liens minéraux se produisant généralement à des profondeurs entre 200 et 400 km. Un alignement cristallographique se produira lorsqu'une force s'attaquera aux plans de faiblesses dans le cristal et provoquera un glissement des liens entre les particules minérales. Ce glissement suivra une certaine direction et c'est ce qui causera l'anisotropie (Fouch et Rondenay, 2006). LPO peut également se former par recristallisation lorsque le minéral subit un métamorphisme important. Cependant, les expériences en laboratoire confirment que dans la plupart des cas, c'est la dislocation qui régit la formation LPO dans le minéral (Karato et al., 2008). Toutefois, la direction que suivra la dislocation des liens minéraux par rapport à la direction de la force appliquée est un sujet de questionnement.

L'anisotropie sismique se manifeste par une variation de vitesse de propagation des ondes sismiques dans le milieu anisotrope en fonction de la direction. La propagation des ondes sismiques est plus rapide dans la direction de LPO. Plusieurs études soutiennent que la direction dite rapide de l'onde P ou S est parallèle à l'axe cristallographique (100) aussi nommé l'axe «A» de l'olivine (Tableau 2.1; Karato et al., 2008 & Tommasi et al., 1999). Tel est le cas si l'olivine trouvée provient des catégories nommées «A» (Figure 2.2, Tableau 2.1). Cependant, puisque le système de glissement des différents types d'olivine change, l'onde aura tendance à suivre la direction 001 du cristal pour l'olivine de type B et C (voir Tableau 2.1). L'axe «A» est plus ou moins parallèle à la direction de la force de cisaillement dans la majorité des cas et trois types sur cinq suivent cette direction préférentielle (soit A, D et E; Figure 2.2). Cela peut considérablement changer lorsque la région est dite «mouillée», comme dans les zones de subduction où il y a présence d'eau en profondeur. Dans ces conditions, l'axe «A» peut se retrouver perpendiculaire à la

direction de cisaillement (Karato et al., 2008). Dans les régions dites stables (comme le Groenland), l'olivine de type «A» est considérée dominante en raison des conditions de pressions environnantes et du contenu en eau (Figure 2.3). L'orientation de l'anisotropie d'origine LPO est généralement parallèle au mouvement absolu de la plaque si l'anisotropie est de nature asthénosphérique ou bien parallèle aux ceintures orogéniques si de nature lithosphérique (Karato et al., 2008).

Le deuxième phénomène pouvant provoquer l'anisotropie est la forme préférentielle d'un matériel SPO. Cela se forme plutôt par un contraste de densité entre les matériaux ou des conditions géométriques particulières. Ce type de phénomène se manifeste par des fissures remplies de matériels fondus, des lamelles de compositions ou bien des lentilles (Silver et Savage, 1994). La présence d'anisotropie de type SPO est cependant moins fréquente que LPO et se retrouve à proximité de la limite croûte-manteau et dans la croûte supérieure (Long et Becker, 2010).

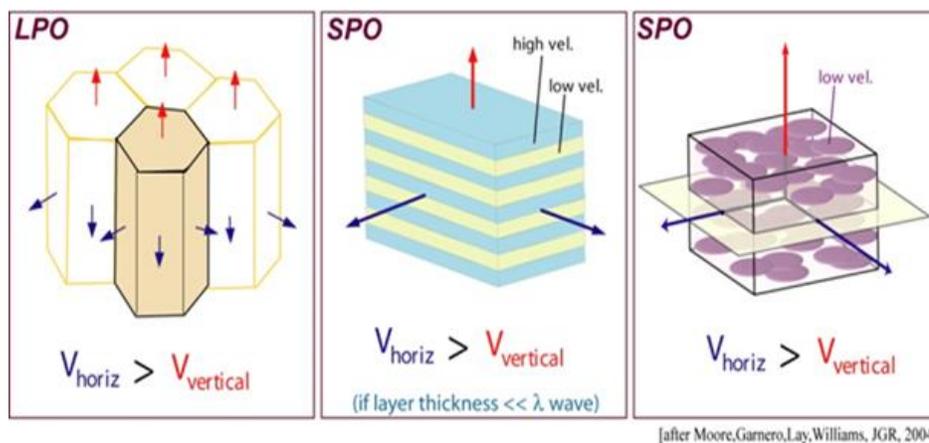


Figure 2.1 Différences entre les phénomènes SPO et LPO. Les flèches représentent les vitesses sismiques «V» horizontales versus verticales<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> [http://garnero.asu.edu/research\\_images/index.html](http://garnero.asu.edu/research_images/index.html).

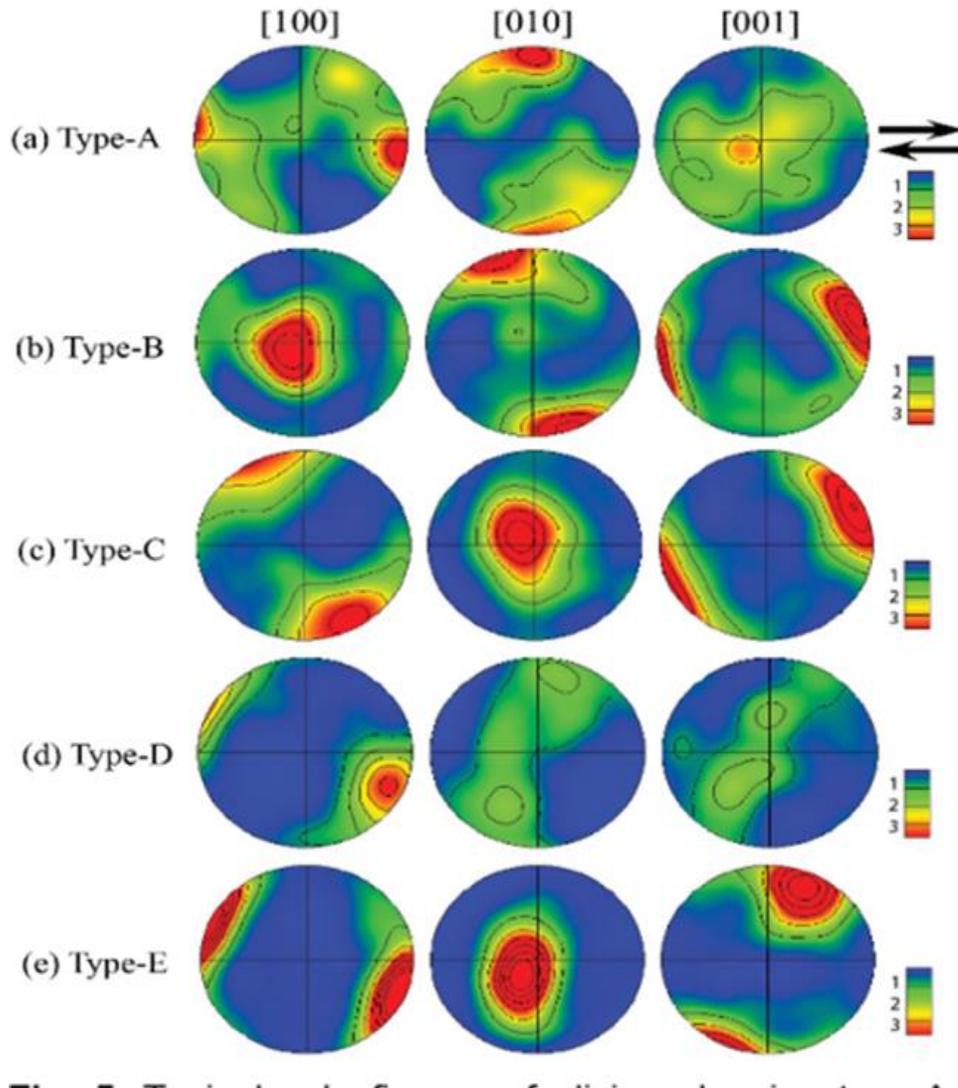


Figure 2.2 Différents types d'olivines et leur comportement face à une force de cisaillement. Les flèches en haut à droite représentent la direction de la force de cisaillement et l'échelle de couleur représente la densité des données de direction. L'endroit où la densité est importante (rouge) correspond à l'alignement préférentiel de l'axe donné du minéral (Karato et al., 2008).

Tableau 2.1 Les types d'olivines avec leur système de glissement dominant (Karato et al., 2008). Les [ ] représentent la direction de glissement et les ( ) représentent le plan de glissement. Les chiffres représentent les orientations des axes dans le cristal. L'axe 001 est l'axe le plus long du cristal, 010 et 100 sont les deux axes horizontaux perpendiculaires.

Type A	Type B	Type C	Type D	Type-E
[100](010)	[001](010)	[001](100)	[100](0kl)	[100](001)

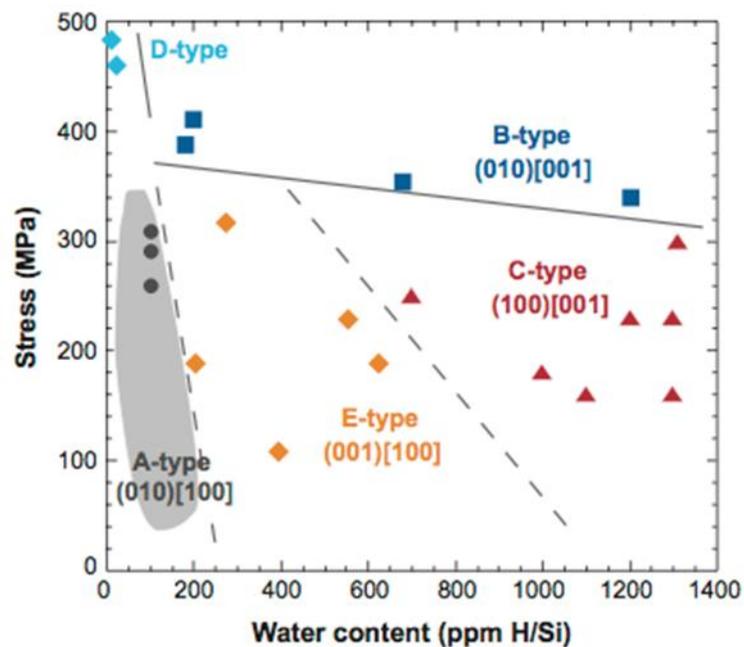


Figure 2.3 Les différents types d'olivine selon les conditions de contraintes et de contenu en eau (Karato et al., 2008).

### 2.1.2 Les zones anisotropes

L'anisotropie ne se manifeste pas dans toutes les couches de l'intérieur de la Terre. Trois principales régions possèdent ce genre de caractéristique : la croûte et le manteau supérieur, la couche D'' et le noyau interne (Figure 2.4).

Le manteau supérieur est majoritairement composé d'olivine qui est un minéral hautement anisotrope et très favorable à la formation LPO. C'est la section la plus importante et la plus étudiée en termes d'anisotropie. La croûte quant à elle, peut former de l'anisotropie de type SPO, causée par la formation de fissures lors de l'application de force (orogénie) sur la croûte considérée comme rigide (Savage, 1999). La présence d'anisotropie de type LPO est également notable, par exemple lors de l'alignement de minéraux lors du métamorphisme (Savage, 1999).

D'autres phases de l'olivine sont jugées anisotropes tels que la wadsleyite, ringwoodite, pérovskite et la post-pérovskite et peuvent se retrouver dans la zone D'' et le manteau inférieur. La formation d'anisotropie de type SPO et LPO est donc probable dans cette région également. Cependant, la présence d'anisotropie dans le manteau inférieur est très faible et n'apparaît que dans la section la plus inférieure du manteau (Savage, 1999). L'anisotropie a été plus notablement observée dans la couche D'' en général associée avec de la fusion partielle (Long et Silver, 2009).

Finalement, les minéraux ferreux composant le noyau interne ont tendance à former de l'anisotropie de type LPO. Cette formation d'anisotropie serait le produit de l'interaction entre le noyau externe et le noyau interne (Karato, 1999).

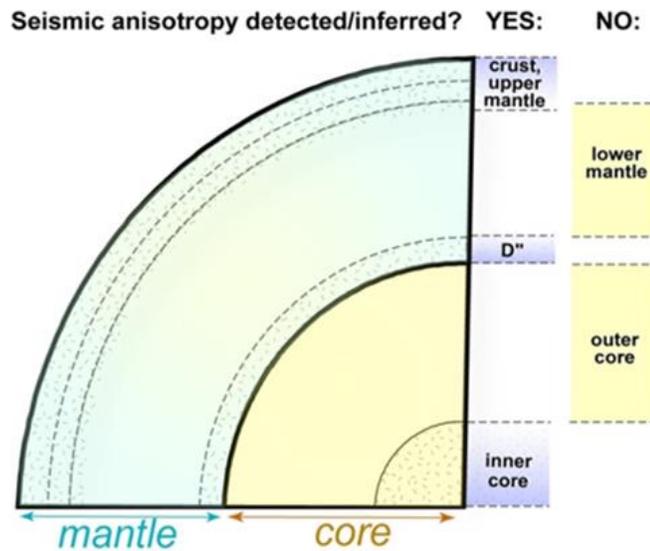


Figure 2.4 Section de l'intérieur de la Terre montrant les couches où l'anisotropie est la plus probable<sup>2</sup>.

### 2.1.3 Observations de l'anisotropie sismique

L'anisotropie trouvée dans les minéraux sous la surface de la Terre peut être détectée grâce aux ondes sismiques. En effet, les ondes sismiques ont un comportement particulier à la rencontre d'un matériel anisotrope puisqu'elles suivent la direction dictée par le matériel. Les ondes de cisaillement, plus particulièrement, vont se polariser en deux ondes perpendiculaires l'une par rapport à l'autre se propageant à des vitesses différentes (Figure 2.5). La plus rapide sera polarisée dans la direction de l'anisotropie. Ce comportement est par la suite visible sur les sismogrammes et peut être quantifié grâce à certaines méthodes (Fouch et Rondenay, 2006).

<sup>2</sup> [http://garnero.asu.edu/research\\_images/index.html](http://garnero.asu.edu/research_images/index.html)

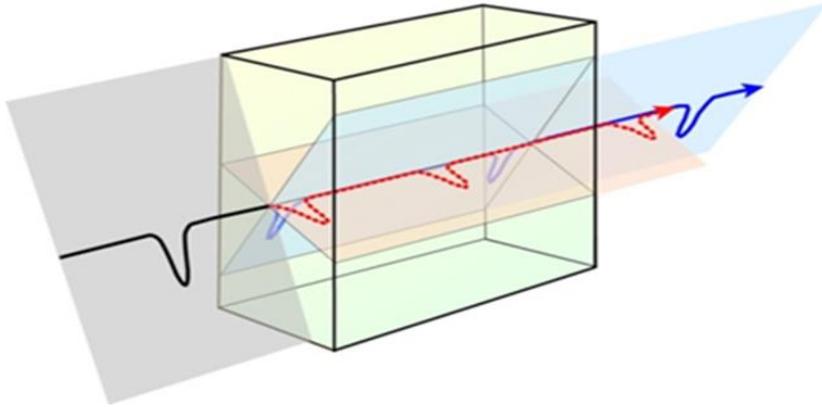


Figure 2.5 Représentation de la rencontre entre un milieu anisotrope et une onde de cisaillement.<sup>3</sup>

## 2.2 Méthodes

Plusieurs méthodes utilisant les ondes sismiques ont été développées pour mesurer l'anisotropie dans le manteau. Ces méthodes sont les ondes de surface, les fonctions récepteurs, les ondes Pn ainsi que la mesure des délais relatifs des temps d'arrivées des ondes (Fouch et Rondenay, 2006). Toutes ces méthodes ayant fait leurs preuves par le passé, la méthode choisie pour tenter de caractériser le manteau supérieur sera celle de la biréfringence des ondes S. Cette méthode a été sélectionnée puisque la biréfringence des ondes de cisaillement ne peut être causée par d'autres choses que l'anisotropie, en comparaison des autres méthodes où la solution peut être multiple (exemple : changements dans la structure et des variations de vitesse).

<sup>3</sup> [http://garnero.asu.edu/research\\_images/index.html](http://garnero.asu.edu/research_images/index.html)

### 2.2.1 Biréfringence des ondes de cisaillement

La méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement se base sur le comportement des ondes de cisaillement pour calculer l'anisotropie. Dans un milieu anisotrope, les ondes de cisaillement se polarisent en deux ondes quasi-S orthogonales l'une par rapport à l'autre. Leurs vitesses sont différentes, et la composante rapide est polarisée suivant la direction préférentielle du matériel tandis que la composante lente est polarisée perpendiculairement à l'onde rapide. La direction de l'onde dite «rapide», sera représentée par  $\phi$  dans les calculs. À cause de la différence de vitesse de ces deux ondes, elles auront un temps d'arrivée différent. Le délai de temps entre les deux arrivées sera représenté par  $\delta t$  et dépend de l'épaisseur et du montant d'anisotropie de la couche.  $\Phi$  et  $\delta t$  sont les deux paramètres recherchés par la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement.

Dans cette étude les ondes de cisaillement de type \*KS seront utilisées pour calculer les paramètres  $\phi$  et  $\delta t$ . Les phases de type \*KS traversent l'intérieur de la Terre à partir du séisme jusqu'à la station à l'étude (Figure 2.6). Puisque ces phases résultent de la conversion d'une onde de type P (dans le noyau) à type S (en sortant du noyau), l'onde S résultante est polarisée radialement. Cette polarisation (fait dans le sens de la propagation de l'onde) efface l'information contenue entre le séisme et la frontière noyau-manteau ainsi que la composante transversale du sismogramme. Cette caractéristique facilite les calculs, puisqu'elle contraint la source anisotrope du côté de la station, évitant ainsi un trop grand champ de recherche (Barruol et Hoffman, 1999). De plus, l'apparition de l'énergie sur la composante transversale du sismogramme pour la phase d'intérêt indiquera que l'énergie s'est diffusée de manière anisotrope, prouvant la présence de matériel ayant une dépendance à la direction (Silver et Chan, 1991).

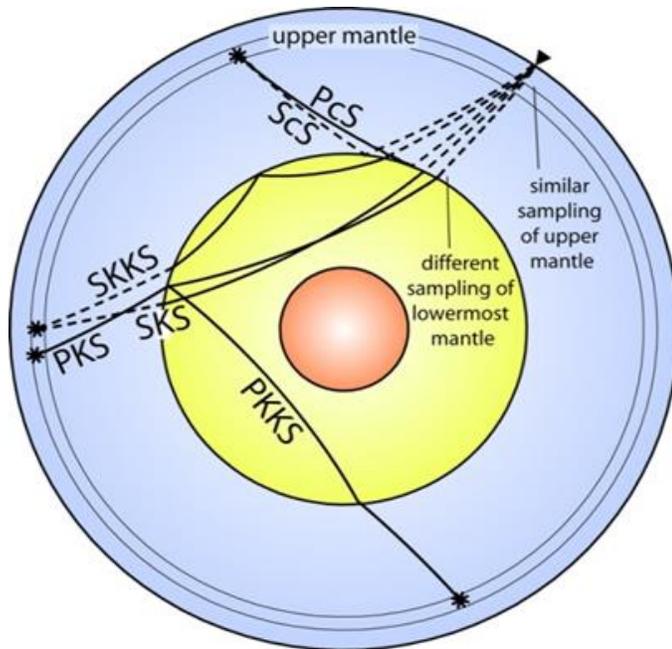


Figure 2.6 Chemins des différentes phases de type \*KS.<sup>4</sup>

<sup>4</sup> [http://garnero.asu.edu/research\\_images/index.html](http://garnero.asu.edu/research_images/index.html)

### 2.2.2 Détermination de la profondeur de l'anisotropie

Le matériel anisotrope détecté par la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement peut se retrouver n'importe où entre la limite noyau-manteau et la surface, ce qui représente une distance d'environ 2900 km. Selon la section précédente, l'anisotropie provient de 3 grandes régions: soit le noyau interne, la couche D''/manteau inférieur et le manteau supérieur/croûte. Considérant que la limite inférieure de la méthode est la frontière noyau-manteau, l'anisotropie enregistrée ne peut pas provenir du noyau interne.

La couche D'' est une source anisotrope difficile à distinguer du manteau supérieur. Les études qui échantillonnent cette région utilisent essentiellement des phases telles que ScS, S et Sdiff et très rarement avec SKS (seulement avec une comparaison entre le manteau supérieur et inférieur). Il existe cependant quelques études sur la comparaison entre les formes de l'onde des phases SKS et SKKS. Considérant la différence entre les deux parcours, il est possible de savoir s'il y a présence d'une couche profonde appartenant à la couche D'' ou au manteau inférieur. Puisque le manteau supérieur est plus anisotrope, l'anisotropie de la couche D'' ou du manteau inférieur ne serait détectable qu'en supposant une double couche pour ce type de phase sismique. La phase SKS est moins susceptible d'échantillonner la couche D'' ou le manteau inférieur seuls (Niu et Perez, 2004).

Pour le manteau inférieur, l'inspection d'une zone de subduction a notamment permis de confirmer le fait que la contribution anisotrope du manteau inférieur est négligeable. En effet, la géométrie particulière de ces zones permet de comparer le manteau supérieur et inférieur en même temps. Grâce à la plaque en subduction, il est possible de faire des mesures sur des événements ayant pour source l'intérieur de la plaque. Ces mesures échantillonnent l'anisotropie du manteau supérieur grâce à la phase S de l'onde. Il est alors possible de le comparer avec la phase SKS des

événements sismiques qui échantillonnent l'anisotropie du manteau inférieur. Le peu de différence entre les résultats confirme que la contribution anisotrope dans le manteau inférieur est négligeable (Silver, 1996).

Le manteau supérieur est la source la plus probable pouvant être échantillonnée par la méthode de SKS de manière directe. En effet, c'est la source la plus proche de la surface possédant le montant d'anisotropie le plus élevé en raison de sa composition élevée en olivine. Généralement, la valeur du  $\delta t$  du manteau supérieur est au-dessus de 1s,  $\delta t$  étant un indice de l'importance de l'anisotropie dans le milieu. Globalement, l'anisotropie se retrouve dans les 200 premiers km du manteau, à l'exception des endroits où la lithosphère est épaisse comme au Groenland (Mainprice et al., 2007). Il peut également y avoir une contribution anisotrope de la part de la croûte, mais celle-ci sera plus faible considérant que la valeur maximale de  $\delta t < 0.5s$  (Silver, 1996).

La méthode suppose donc une source très probable d'anisotropie dans le manteau supérieur. Il faut tout de même noter, si la présence de deux couches est envisageable, que les autres sources d'anisotropie pourraient être présentes.

### 2.2.3 La méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement

En milieu isotrope, l'énergie contenue sur la composante transversale d'un sismogramme (pour les phases de type \*KS) devrait être inexistante puisque l'onde est radialement polarisée à sa sortie du noyau. L'énergie se retrouvant sur cette composante est le signe que la couche traversée par l'onde est anisotrope. Également, le mouvement de la particule est un indice de l'anisotropie. En effet, un mouvement elliptique de la particule sera le signe d'une dépendance directionnelle lié à l'anisotropie.

La méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement se base sur ces manifestations pour calculer l'anisotropie. L'énergie sur la composante transversale du sismogramme et le mouvement de la particule représenteront l'anisotropie, ainsi la méthode permet d'estimer la paire  $\phi$  et  $\delta t$  qui expliquera le mieux cette énergie et ce mouvement (Barruol et Hoffman, 1999, Silver et Chan, 1991 & Savage, 1999).

#### 2.2.3.1 Minimisation de la deuxième valeur propre

Les méthodes de Silver et Chan (1991) sont les méthodes les plus utilisées dans la littérature pour calculer l'anisotropie sismique. Ces méthodes sont la minimisation de la composante transversale ainsi que la méthode de la minimisation de la deuxième valeur propre. Dans les deux cas, les meilleurs paramètres  $\phi$  et  $\delta t$  sont recherchés pour caractériser le mieux le milieu anisotrope. Dans cette étude, la minimisation de la deuxième valeur propre est utilisée.

De la même manière que l'énergie se retrouvant sur la composante transversale représente l'anisotropie, le mouvement elliptique de la particule la représente également. Le mouvement d'une particule dans un milieu isotrope devrait en théorie être linéaire, puisqu'aucun changement physique ne se fait peu importe la direction. La particule ne se voit donc pas influencée par une contrainte directionnelle et continue son chemin de manière linéaire. Par contre, si le milieu est anisotrope, des contraintes directionnelles affectent le mouvement de la particule, qui deviendra donc elliptique (Silver et Chan, 1991; Long et Silver, 2009 & Alsina et Snieder, 1995).

Ce mouvement elliptique est représenté mathématiquement par la matrice de covariance qui exprime la variance entre les deux composantes de mouvements des particules. Dans un milieu isotrope, cette matrice possédera une seule valeur propre

non nulle. Dans le cas d'un milieu anisotrope, il y aura deux valeurs propres non nulles qui symbolisent les deux directions de polarisations orthogonales (les deux ondes quasi-S). La procédure est donc de trouver la meilleure paire  $\phi$  et  $\delta t$  qui minimisera la deuxième valeur propre. Dans ce cas, le mouvement de la particule après correction sera presque linéaire et expliquera de ce fait même l'énergie sur la composante transversale (voir Section 3.1). La méthode procède avec une grille de recherche avec toutes les valeurs de  $\phi$  et  $\delta t$  possible, et la paire qui minimisera le plus la deuxième valeur propre sera choisie.

### 2.2.3.2 L'estimation de l'erreur

Lorsqu'une paire de paramètres ( $\phi$  et  $\delta t$ ) minimise bien la deuxième valeur propre  $\lambda_{2\min}$ , il faut évaluer la validité de ce résultat et déterminer son erreur. Un test de confiance statistique est utilisé pour déterminer une région de confiance et l'erreur associée. Pour ce faire, la méthode de Silver et Chan (1991) consiste à calculer et dessiner des valeurs propres  $\lambda_2^\alpha(\phi, \delta t)$  sur un graphique de contours de valeurs pour certains niveaux de confiance  $\alpha$  à l'aide de l'équation suivante :

$$\lambda_2^\alpha(\phi, \delta t) = \lambda_{2\min} (1 + k/(v-k)) f_{k, v-k}^{1-\alpha} \quad (2.1)$$

où  $f$  est l'inverse de la distribution Fisher-Snedecor,  $k$  est le nombre de paramètres (2) et  $v$  est le nombre de degrés de liberté. Ces courbes représentent des contours de confiance. Dans l'étude de Silver et Chan (1991) ainsi que dans notre étude, le niveau de confiance de  $\alpha=95\%$  est utilisé. L'erreur est par la suite estimée comme étant le quart de la largeur et de la hauteur de la région de confiance de 95%, pour  $\delta t$  et  $\phi$  respectivement. Cependant le calcul a été révisé récemment par Walsh et al. (2013), avec une meilleure estimation du degré de liberté  $v$  qui était surestimée par la méthode de Silver et Chan (1991) par un facteur de  $3/4$ . Cette erreur d'estimation du degré de liberté affecte le calcul de l'erreur standard qui devient alors sous-estimée.

Dans les calculs actuels de cette étude, la modification de l'évaluation du degré de liberté a été prise en compte.

### 2.2.3.3 Automatisation du choix de la fenêtre

Pour effectuer les mesures d'anisotropie sismique, il faut tout d'abord établir une fenêtre autour de la phase sismique choisie pour contraindre le calcul. Cette fenêtre est nommée la fenêtre d'analyse. Le choix de la fenêtre d'analyse sur laquelle le calcul s'effectue a une grande influence sur les résultats particulièrement quand les données sismiques sont très bruitées. Un processus de sélection automatique est appliqué.

Pour ce faire, la méthode décrite par Teanby et al. (2004) est utilisée pour optimiser le choix de la fenêtre d'analyse. Une bonne fenêtre doit satisfaire certains critères. L'arrivée de la phase d'intérêt doit être claire et la fenêtre doit être d'une longueur suffisante. La fenêtre doit être assez longue pour limiter le plus possible l'influence du bruit et du problème du saut de cycle, mais pas trop longue sinon le risque d'avoir les informations d'une autre phase devient plus important. Le calcul est réalisé sur plusieurs fenêtres d'analyse et tous les résultats sont comparés ensemble. Dans le cas présent, 100 fenêtres sont évaluées, soit 10 possibilités de débuts de fenêtres et 10 de fins. L'automatisation cherche les valeurs les plus stables sur un grand nombre de fenêtres (soit le plateau avec le plus petit montant d'erreur). Par la suite, un graphique avec les groupements de fenêtres aux valeurs semblables est fait, le meilleur de ces groupements représente les fenêtres utilisées. Le meilleur groupement doit être significatif (un nombre suffisant de données) et la variance entre les données doit être minimale. Le choix de la fenêtre est dans ce groupement, ce qui augmente significativement la confiance sur les résultats (voir Section 3.1).

#### 2.2.3.4 Sommation des données

Les résultats produits par la méthode sont individuels, mais il est parfois intéressant de voir les caractéristiques générales de la couche anisotrope sous une station en particulier. Cela peut entre autres permettre de voir les tendances directionnelles plus générales pour les comparer avec la tectonique et la géodynamique de la région. La procédure est donc de sommer les données individuelles. La méthode décrite par Wolfe et Silver (1998) a été utilisée. Cette méthode a été élaborée en premier pour diminuer l'influence du bruit dans le calcul des résultats, spécialement dans les régions comme les îles où le niveau de bruit ambiant est particulièrement important et peut cacher des informations utiles dans les signaux sismiques. La méthode se base sur le calcul de la surface de l'erreur décrite dans la Section 2.2.3.2. Pour chaque événement sismique dans un groupe de séismes provenant de plusieurs azimuts, la surface de l'erreur de la paire de paramètres ( $\phi$  et  $\delta t$ ) est calculée et puis normalisée par sa valeur propre  $\lambda_{2\min}$ . Cette surface d'erreur normalisée représente le niveau minimal de bruit dans chaque sismogramme. Ces surfaces normalisées sont ensuite sommées pour trouver les paramètres  $\phi$  et  $\delta t$  qui représentent le mieux le groupe de séismes. Cela permet de réduire l'effet du bruit dans les sismogrammes et d'avoir une idée de la direction générale sous une station. L'article de Restivo et Helfrich (1999) a proposé une amélioration à cette méthode en accordant plus de poids aux sismogrammes individuels ayant le meilleur rapport signal/bruit. Ce qui rend les valeurs finales moins biaisées par les valeurs très bruitées. Cette amélioration de la méthode est également utilisée dans le choix de la fenêtre d'analyse.

#### 2.2.4 Multicouches d'anisotropie

Les valeurs de  $\phi$  et de  $\delta t$  trouvées grâce à la méthode de biréfringence des ondes de cisaillement supposent une seule couche anisotrope homogène. La présence de plus

d'une couche anisotrope doit être considérée dans l'interprétation des résultats étant donné la complexité réelle de l'intérieur de la Terre.

Il existe une façon de confirmer la présence de plus d'une couche avec l'observation de la variation de la direction  $\phi$  en fonction de l'azimut arrière des séismes sources. Une variation des paramètres avec une périodicité de  $\pi/2$ , indiquerait la présence d'au moins 2 couches distinctes. Il est cependant important de considérer que la paire obtenue  $\phi$  et de  $\delta t$  n'est néanmoins pas dénuée de sens, puisque cette valeur représente très bien l'énergie de la composante transversale. La paire sera alors qualifiée d'apparente et devient le point de départ pour déterminer les caractéristiques des différentes couches anisotropes (voir Figure 2.7; Menke et Levin, 2003 & Silver et Savage, 1994).

L'approche préconisée pour mesurer les valeurs de  $\phi$  pour chacune des deux couches ainsi que d'autres propriétés telles que l'épaisseur des couches et leur pendage est l'utilisation de la plateforme MATLAB nommée MSAT développée par Walker et Wookey (2012) qui permet de modéliser deux couches anisotropes et de produire les valeurs effectives. Ces mêmes valeurs sont ensuite comparées avec les valeurs réelles obtenues par les mesures de biréfringence des ondes de cisaillement pour avoir la meilleure corrélation possible entre les résultats et le modèle. Une grille de recherche avec plusieurs possibilités de géométrie des couches anisotropes se fait avec le modèle. Les valeurs de modèles ayant la meilleure correspondance avec les résultats réels donnent des indices sur la structure interne sous chaque station. Ces modélisations se font seulement sur les stations ayant la meilleure couverture azimutale afin d'avoir des résultats significatifs. À chaque modélisation effectuée, le modèle est comparé aux valeurs réelles et la racine de l'erreur quadratique moyenne EQM représentant la différence entre les deux est estimée. Ce EQM est calculé grâce à la formule 2.2, où  $n$  est le nombre de points observés et  $x$  est la différence entre le modèle et les données réelles (Liddell et al., 2017).

$$\text{EQM} = \sqrt{\left(\frac{1}{n} (x_1^2 + x_2^2 \dots x_n^2)\right)} \quad (2.2)$$

Les différentes paramétrisations du modèle sont comparées avec les valeurs réelles tout en cherchant la valeur minimale de EQM autant pour la direction  $\phi$  que pour  $\delta t$ . Lorsque ce minimum est atteint, les paramètres choisis sont analysés pour une interprétation plus approfondie.

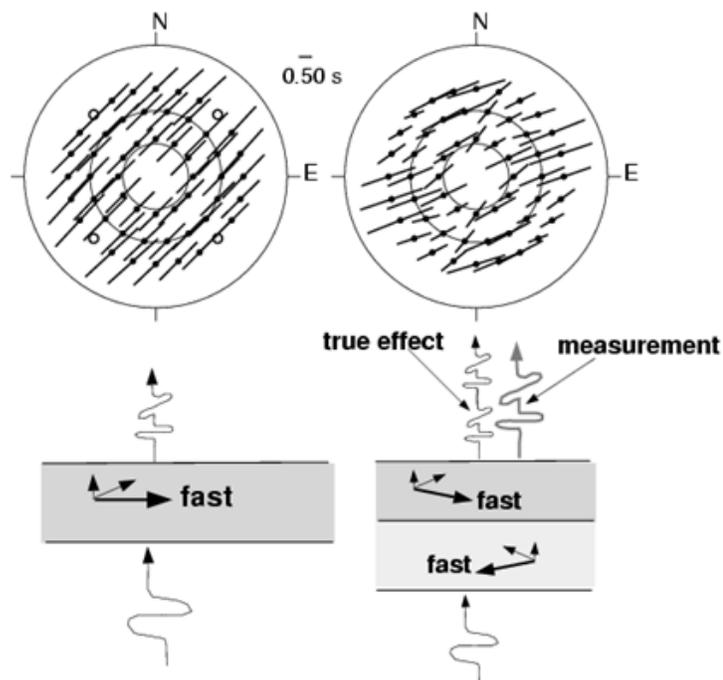


Figure 2.7 Différence entre une couche anisotrope et deux couches anisotropes. En haut à gauche, les variations des paramètres de biréfringence en fonction de l'azimut-arrière. En bas à gauche, le comportement de l'onde dans la couche anisotrope. La colonne de droite, la même chose, mais avec deux couches (Menke et Levin, 2003).

### 2.3 Autres méthodes

Il existe également d'autres types d'ondes et de méthodes pouvant calculer l'anisotropie. La première méthode se base principalement sur le chemin parcouru par l'onde Pn, c'est-à-dire l'onde résultante du passage de l'onde P dans le manteau supérieur à proximité de la transition croûte-manteau. À l'aide d'une inversion avec les vitesses des ondes et l'azimut de polarisation, il sera possible de détecter l'anisotropie en profondeur (Fouch et Rondenay, 2006). L'avantage de l'utilisation de cette phase est que son analyse est rapide. Cependant, elle ne couvre qu'une minime partie du manteau supérieur avec un échantillonnage vertical d'un peu plus de 50 km sous la frontière croûte-manteau. L'interprétation de l'anisotropie mesurée est également plus difficile, puisqu'il y a plus d'une cause à ces variations autres que l'anisotropie (Fouch et Rondenay, 2006).

La méthode suivante se base sur les ondes de surface et est particulièrement utile dans les mesures de l'anisotropie. La méthode se base sur la mesure des courbes de dispersion inversées pour obtenir un profil anisotrope de la région d'intérêt. Elle a un bon échantillonnage vertical (jusqu'à 300 km), donnant une meilleure résolution que la phase \*KS échantillonnant le manteau au complet. De plus, la résolution verticale des structures est meilleure dans la gamme de profondeur d'échantillonnage que pour la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement. Son interprétation est cependant plus difficile pour les mêmes raisons que la phase Pn (Fouch et Rondenay, 2006).

Il y a également, la méthode des fonctions récepteurs se référant à la conversion de l'onde P à l'onde S à une discontinuité sismique (comme le Moho). Cette conversion n'est visible que dans le plan entre les composantes verticale et radiale d'un sismogramme dans la situation d'une structure 1D isotrope. Lorsqu'il y a présence d'anisotropie, cette conversion devient visible sur la composante radiale et

transversale. Cette manifestation sera la base pour caractériser l'anisotropie. Malgré une bonne résolution latérale et verticale, le problème est non-linéaire et indéterminé, rendant l'analyse plus difficile (Fouch et Rondenay, 2006).

Finalement, une méthode plus rudimentaire a également été présentée, soit la différence entre des temps d'arrivée réels et prédits par des modèles. S'il y a des différences entre les deux de temps d'arrivée, c'est qu'il y a une complexité telle que l'anisotropie. L'avantage est que la méthode est simple, mais il faut une bonne couverture azimutale afin de faire en sorte que l'interprétation des résultats n'est pas limitée seulement à l'anisotropie pouvant notamment être affectée par l'hétérogénéité du manteau.

## 2.4 Données et traitements

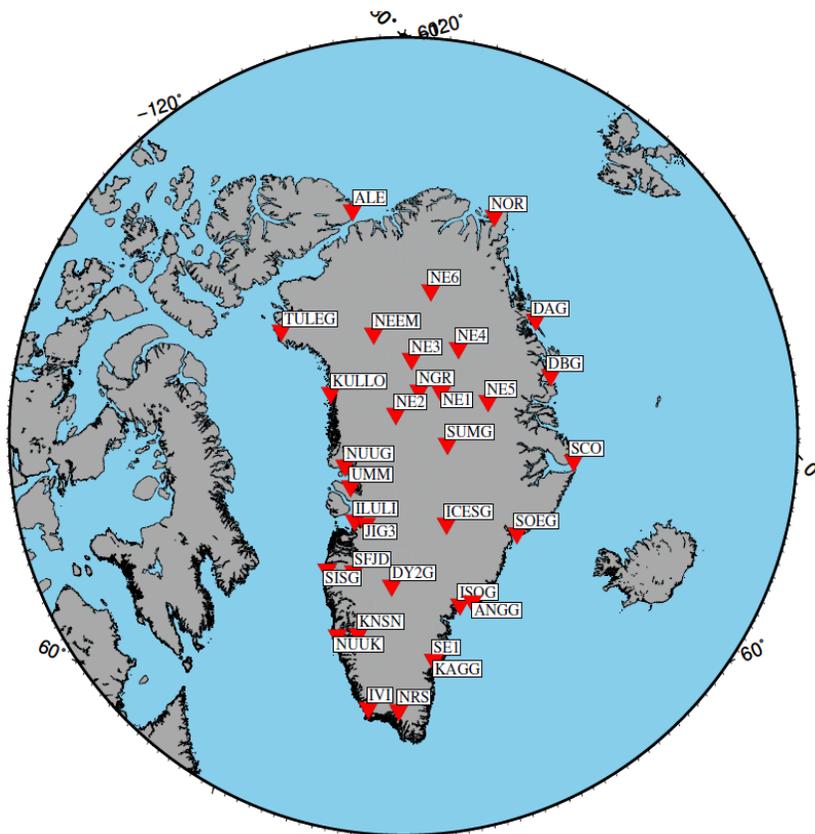


Figure 2.8 Stations utilisées pour l'étude.

Tableau 2.2 Liste des stations illustrées à la Figure 2.8 avec leur période d'opération respective.

Nom	latitude	longitude	période d'activité
ALE	82,5	-62,4	1990-présent
ANGG	65,6	-37,6	2010/08-présent
DAG	76,8	-18,7	1999/07-présent
DBG	74,3	-20,2	2010/08-présent
DY2G	66,5	-46,3	2011/05-présent
HJO	70,4	-28,2	2000/08-2002/08
ICESG	69,1	-39,6	2011/07-présent
ILULI	69,2	-51,1	2009/07-présent
ISOG	65,5	-39,0	2012/09-présent
IVI	61,2	-48,2	2011/09-présent
JIG3	69,1	-49,7	2012/01-présent
KNSN	64,3	-49,6	2010/09-2012-08
KULLO	74,6	-57,2	2009/07-présent
NE1	74,9	-38,6	2014-2016
NE2	74,0	-46,2	2014-2016
NE3	76,4	-43,5	2014-2016
NE4	76,7	-34,4	2014-2016
NE5	74,1	-31,2	2014-2016
NE6	79,3	-38,5	2014-2016
NEEM	77,4	-51,1	2011/07-présent
NGR	75,00	-42,31	2000/05-2003/08
NOR	81,6	-16,7	2010/07-présent
NRS	61,2	-45,4	2009/01-présent
NUUG	71,5	-53,2	2010/07-présent
NUUK	64,2	-51,7	2010/07-présent
SCO	70,5	-21,9	2009/09-présent
SE1	63,2	-42,0	2014/07-présent
SFJD	67,0	-50,6	2005/01-présent
SISG	66,9	-53,6	2006/06-2007/09
SOEG	68,2	-31,4	2011/07-présent
SUMG	72,6	-38,5	2002/06-présent
TULEG	76,5	-68,8	2010/05-présent

### 2.4.1 Type de données utilisées

Les sismogrammes utilisés proviennent de séismes d'une magnitude minimale de 6 provenant de partout à travers le monde durant la période de 1999 à 2019. Le choix de la magnitude minimale est une façon de contrer le bruit qui est très présent sur l'île et d'avoir le meilleur signal possible. Les séismes devront avoir une distance angulaire avec la station entre  $80^\circ$  et  $150^\circ$  pour cibler les phases d'intérêt (\*KS). Les données proviennent de 35 stations dispersées à travers l'île du Groenland (Figure 2.8 et Tableau 2.2). Deux grands centres d'archivage, soit l'IRIS («Incorporated Research Institutions for Seismology») et Geofon sont les principales sources des sismogrammes étudiés. Les phases d'intérêts sont SKS, SKKS et PKS. La plupart des séismes de bonne qualité montrent une phase SKS, mais un bon nombre d'évènements de phase PKS et SKKS sont notables (Figure 2.9).

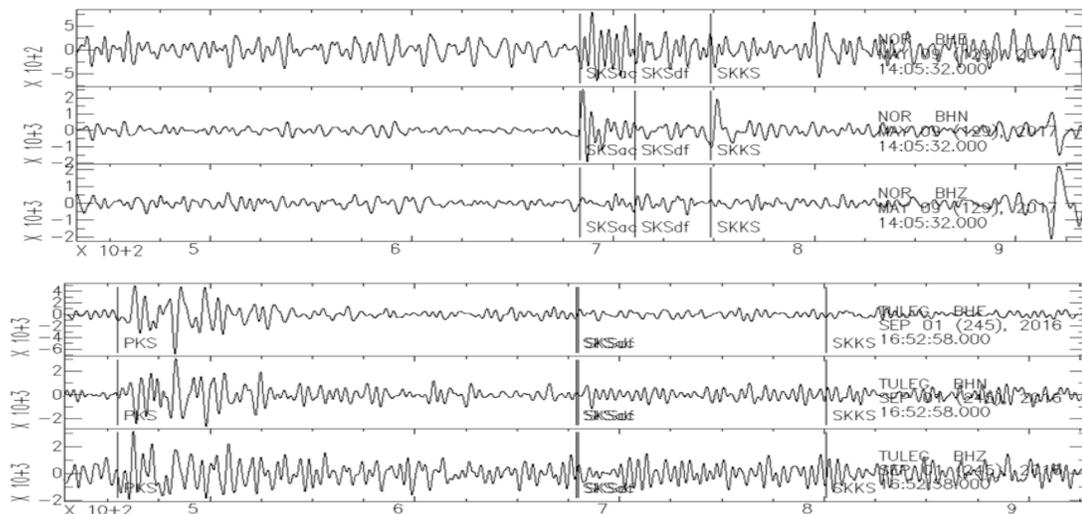


Figure 2.9 Exemple de sismogrammes de bonne qualité. Haut: phase SKS et Bas: phase PKS.

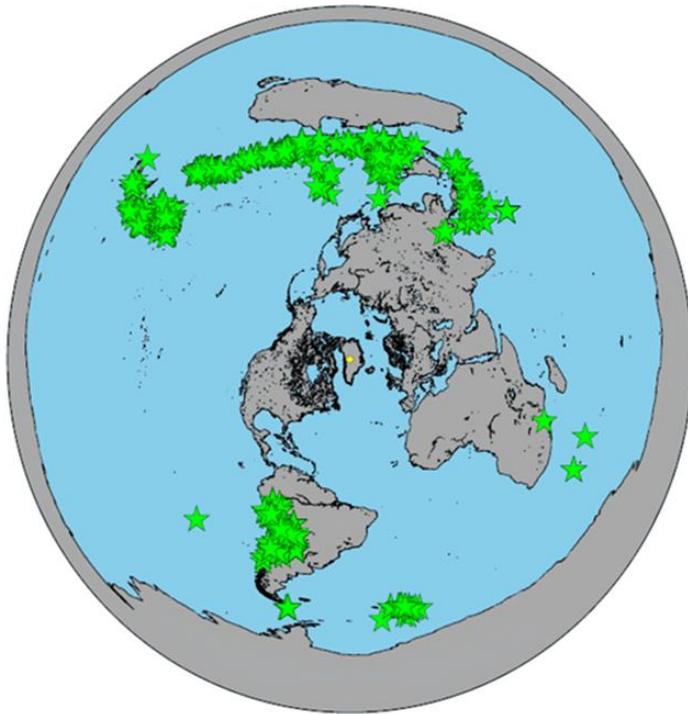


Figure 2.10 Localisation des séismes utilisés pour les mesures de l'anisotropie sismique.

#### 2.4.2 Traitements préliminaires

Les sismogrammes sont lus et traités sur un logiciel d'analyse nommé SAC («Seismic Analysis Code»; Goldstein et Snoke, 2005). Deux contrôles de qualité visuels sont appliqués sur les données. Le premier contrôle sert à différencier les données avec potentiel de celles qui ne peuvent pas du tout être considérées pour des calculs ultérieurs (souvent un rapport signal/bruit trop faible). Le deuxième permet de discriminer les données d'excellentes qualités de celles qui ont un potentiel, mais pas

assez pour être considérées pour les calculs (forme de l'onde d'arrivée peu claire). Au départ il y avait plus 13 987 sismogrammes de 3 composants et environ 2400 ont été retenus pour la mesure de la biréfringence des ondes de cisaillement. Un filtrage a également été fait pour enlever le plus possible de bruit dans les calculs. Le filtrage en question est un filtrage de fréquence aller-retour qui filtre les fréquences de 0,04 à 0,3 Hz (Figure 2.11).

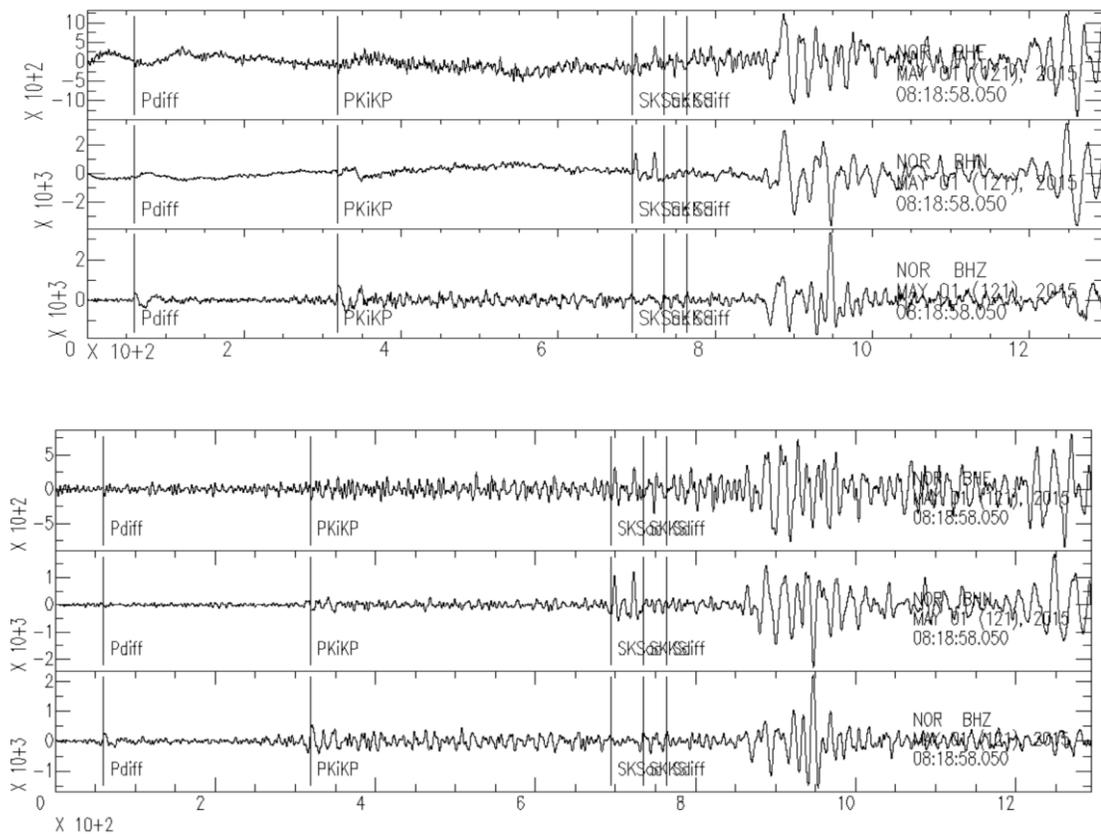


Figure 2.11 Comparaison entre les données non filtrées (haut) et filtrées (bas).

On peut voir sur les données non filtrées une certaine longueur d'onde qui n'appartient pas au signal d'origine.



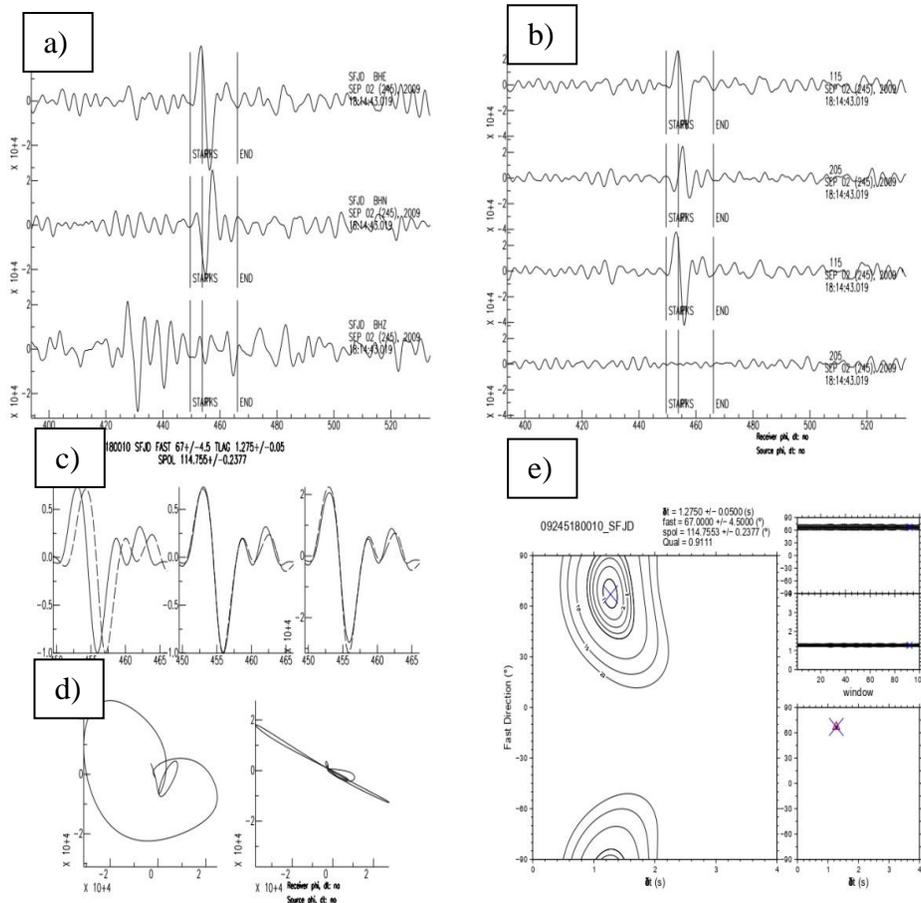
## CHAPITRE III

### RÉSULTATS

#### 3.1 Exemple de résultats obtenus par la méthode de la biréfringence des ondes S

Les résultats sont séparés en 3 catégories : excellents, nuls ainsi que les intermédiaires. Ces derniers sont les résultats considérés comme étant les résultats bons et nuls bons. Ceux-ci sont des résultats plausibles, mais pas assez fiables pour les inclure dans les résultats finaux. Les résultats dits excellents se sont distingués par un mouvement de la particule linéaire et une élimination presque complète de l'énergie sur la composante transversale de l'onde de cisaillement (Figure 3.1 : haut). En ce qui a trait aux résultats dits nuls, l'énergie sur la composante transversale et le mouvement de la particule apparaissent comme étant isotropes avant correction, c'est-à-dire, avant correction, qu'il n'y a aucune énergie sur la composante transversale et que le mouvement de la particule est linéaire. Ce type de résultat peut avoir au moins 4 origines. Premièrement, une valeur nulle peut être expliquée par l'absence de matériel anisotrope, ce qui n'est probablement pas valide considérant la complexité de la Terre. Deuxièmement, étant donné la mauvaise sensibilité des ondes SKS à la verticale (Silver et Chan, 1991), l'anisotropie sur un plan

purement vertical peut se traduire par une mesure nulle. Troisièmement, si la direction de propagation de l'onde de cisaillement est parallèle ou perpendiculaire à la direction de l'onde quasi-S rapide, il n'y aura aucune biréfringence dans les résultats. Finalement, une valeur nulle peut être causée par la présence de plus d'une couche d'anisotropie avec des directions préférentielles opposées qui s'annulent. Il faut aussi noter qu'il existe une ambiguïté de  $90^\circ$  dans les données pour les valeurs proches d'une direction dite nulle. Ainsi certains bons résultats peuvent être à  $90^\circ$  de la valeur réelle de l'anisotropie.



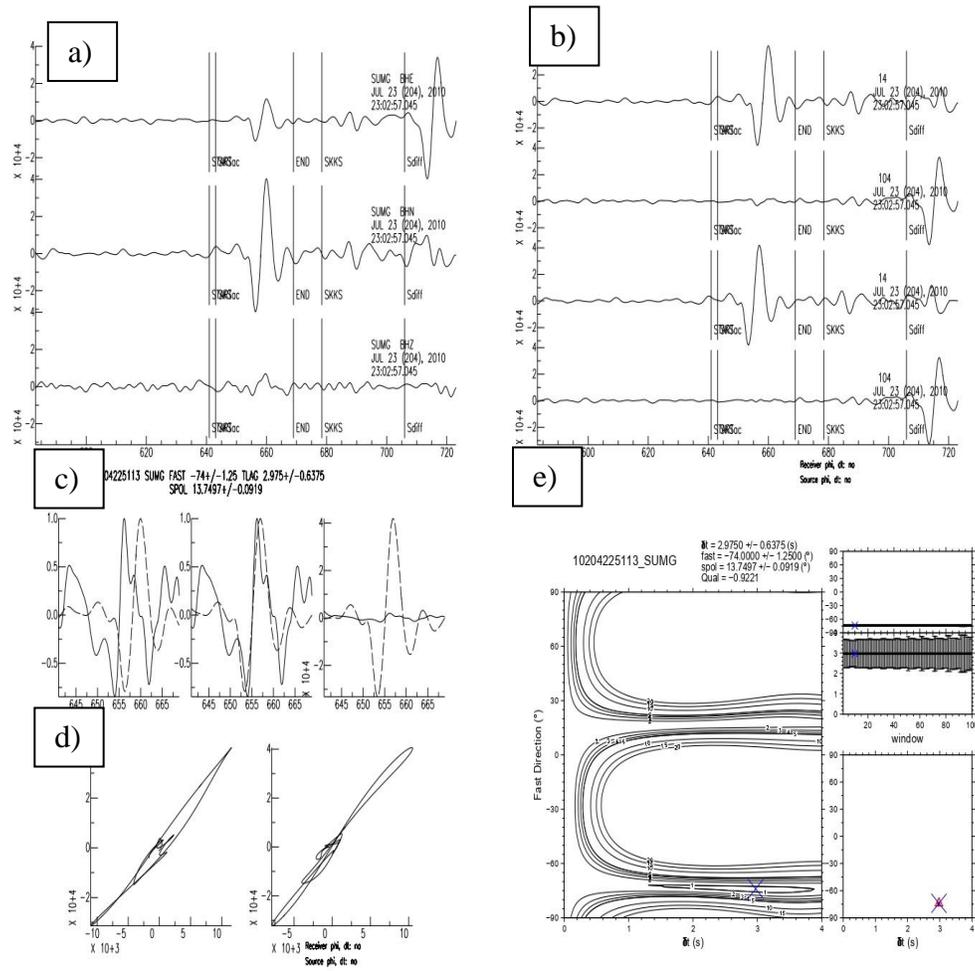


Figure 3.1 Résultats de l'image créée par le calcul de biréfringence des ondes de cisaillement pour une valeur excellente (haut) et nulle (bas) pour la station SUMG. a) Sismogramme trois composantes originales. b) Sismogramme radial (haut) et tangentiel (bas) avant correction (deux panneaux en haut) et après correction (deux panneaux en bas) c) Détail de la fenêtre d'analyse avant correction (gauche), après correction (milieu) avec amplitudes normalisées et après correction avec amplitudes réelles (droite). d) Mouvement de la particule avant (gauche) et après (droite) correction. e) Graphique de contour pour la direction d'anisotropie et le temps de délai; le «x» montres le meilleur résultat (à gauche) et à droite résultats de

l'automatisation du choix de la fenêtre (voir Chapitre 2 pour explication).

### 3.2 Carte des résultats de la biréfringence des ondes de cisaillement

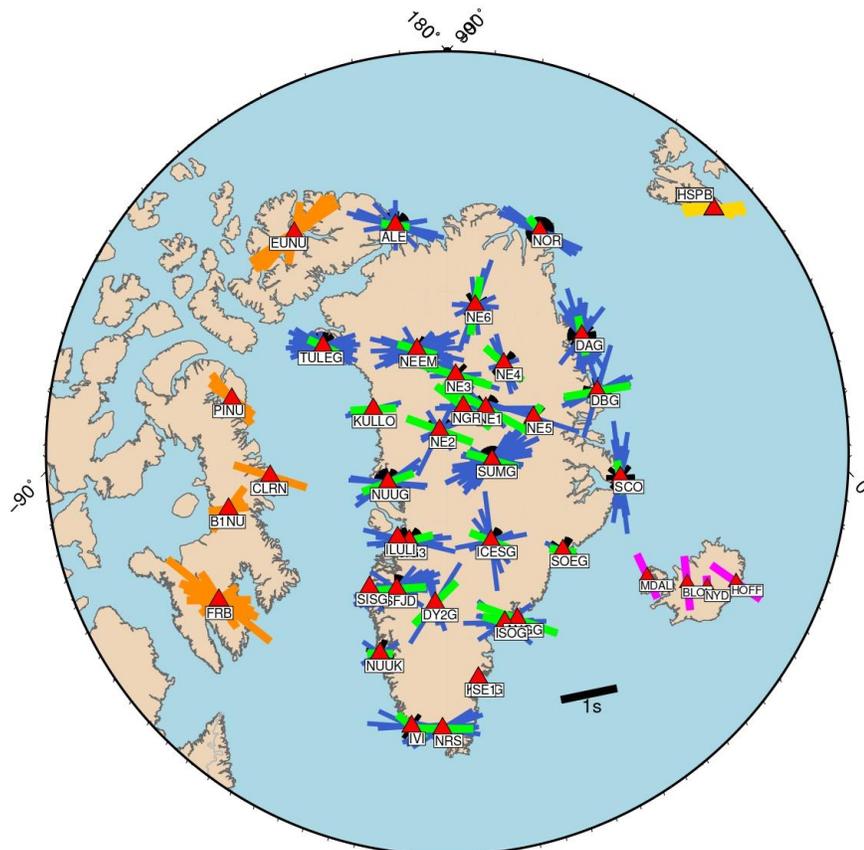


Figure 3.2 Carte des résultats obtenus par la méthode de la biréfringence des ondes S. La direction des barres est dictée par la valeur  $\phi$  et la longueur de la barre représente la valeur de  $\delta t$ . Les barres vertes sont les données sommées, les bleus les données individuelles de bonne qualité, les croix noires sont les valeurs nulles et les oranges sont des résultats obtenus par deux autres études dans l'arctique canadien (Liddell et al., 2017 & Dubé et al.,

2020). Les données roses proviennent d'une étude faite en Islande (Bjarnason et al., 2002) et les jaunes d'une étude au Svalbard (Wilde-Piorko et al., 2009)

### 3.2.1 Variabilité des résultats

Les résultats des calculs de la biréfringence des ondes S donnent au premier regard un panorama intéressant avec des orientations très variables sur l'île (Figure 3.2). Une grande variabilité latérale reflète que les résultats ont probablement plus d'une origine (Figure 3.2). De manière générale, les valeurs de  $\delta t$  varient entre 0,35 et 1,98 s (Tableau Annexe) avec une grande majorité au-dessus de 1 s. Les valeurs sommées (lignes vertes, Figure 3.2) ne suivent pas la direction apparente des mesures individuelles pour certaines stations (ICESG, SUMG, IVI, TULEG ; Tableau 3.1). Cette variation entre les valeurs individuelles et sommées pourrait être le résultat de la présence de plus d'une couche anisotrope.

La présence de multiples couches occasionne la variation des données et pourrait biaiser les résultats lors de la sommation. Une manière de vérifier s'il y a plus d'une couche anisotrope est de regarder la variation de  $\phi$  en fonction de l'azimut-arrière de la source sismique. Une périodicité dans cette relation indique la présence de multiples couches. Une valeur  $\phi$  constante pour tous les azimuts indiquerait l'existence d'une seule couche simple et une variation graduelle par rapport à l'azimut-arrière sur  $360^\circ$  indiquerait la présence d'une couche, mais penchée. Une périodicité de l'ordre de  $90^\circ$  indique la présence d'au minimum deux couches anisotropes (Figure 3.3, Liddell et al., 2017). Une variation de  $\delta t$  en fonction de l'azimut-arrière sera également remarquée s'il y a plus d'une couche, mais cette variation est moins robuste qu'avec  $\phi$ .

Les graphiques présentés sur la Figure 3.4 démontrent les variations de  $\phi$  en

fonction de l'azimut-arrière de la source sismique pour les stations NEEM, SUMG et TULEG, puisque ce sont les stations avec la meilleure couverture azimutale. Ces graphiques illustrent une variation significative des données selon l'azimut arrière, éliminant la possibilité d'une seule couche simple horizontale. Considérant le manque de couverture azimutale, il est difficile de confirmer si les résultats représentent deux couches distinctes versus une seule couche, mais inclinée. La comparaison entre les Figures 3.3 et 3.4 suggère une meilleure correspondance entre les résultats et le modèle avec une variation à 90°.

La Figure 3.5 quant à elle, présente les valeurs de  $\phi$  pour l'ensemble des stations en fonction de l'azimut-arrière des sources sismiques. Encore une fois une variation par rapport à l'azimut arrière est présente éliminant la possibilité d'une couche simple et horizontale, suggérant une complexité dans les mesures anisotropes. Certaines stations présentent un plus grand nombre de valeurs nulles. Les stations NOR, SUMG, SCO, NUUG ont des valeurs nulles sur presque toutes les directions (Figure 3.5). La présence de résultats anisotropes nuls pourrait être la confirmation de plus d'une couche anisotrope puisque les valeurs nulles peuvent être expliquées par deux couches ayant des directions anisotropes perpendiculaires pouvant annuler la mesure anisotrope à la surface.

Tableau 3.1 Tableau des résultats sommés

Nom	$\phi$ sommés	$\phi$ err.	$\delta t$ sommés	$\delta t$ err.	Nombre de données	Correspondance visuelle
ALE	80	3,25	0,5	0,075	23	Oui
ANGG	-64	9,5	1,475	0,213	1	Oui
DAG	14	1	0,7	0,013	59	Oui
DBG	-76	2,5	1,175	0,063	13	Oui
DY2G	44	1,25	1,05	0,056	5	Non
ICESG	-63	1,25	0,8	0,063	18	Non
ISOG	-70	3,75	0,8	0,050	8	Oui
IVI	-53	3,5	0,65	0,144	4	Non
JIG3	72	3,25	0,85	0,038	12	Oui
KULLO	75	6,25	0,8	0,038	3	Oui
NE1	-55	22,5	1,725	0,168	7	Oui
NE2	-71	2,25	1,225	0,100	5	Non
NE3	-72	1,75	1,3	0,056	7	Oui
NE4	-38	1,5	0,875	0,063	7	Oui
NE5	45	23,75	0,5	0,513	6	Non
NE6	16	3,5	1,025	0,100	8	Non
NEEM	-80	1,5	0,7	0,025	33	Non
NGR	-50	5,5	1,2	0,288	1	Oui
NOR	-12	2,25	0,625	0,038	25	Non
NRS	90	2,50	1,075	0,019	12	Oui
NUUG	62	2,25	0,95	0,056	11	Oui
NUUK	85	5,25	0,45	0,025	7	Oui
SCO	10	5,25	0,6	0,050	14	Oui
SFJD	81	1,5	1,025	0,025	30	Oui
SOEG	-69	4,75	0,475	0,069	6	Oui
SUMG	-68	2,25	0,925	0,063	64	Non
TULEG	-88	2	0,575	0,025	44	Non

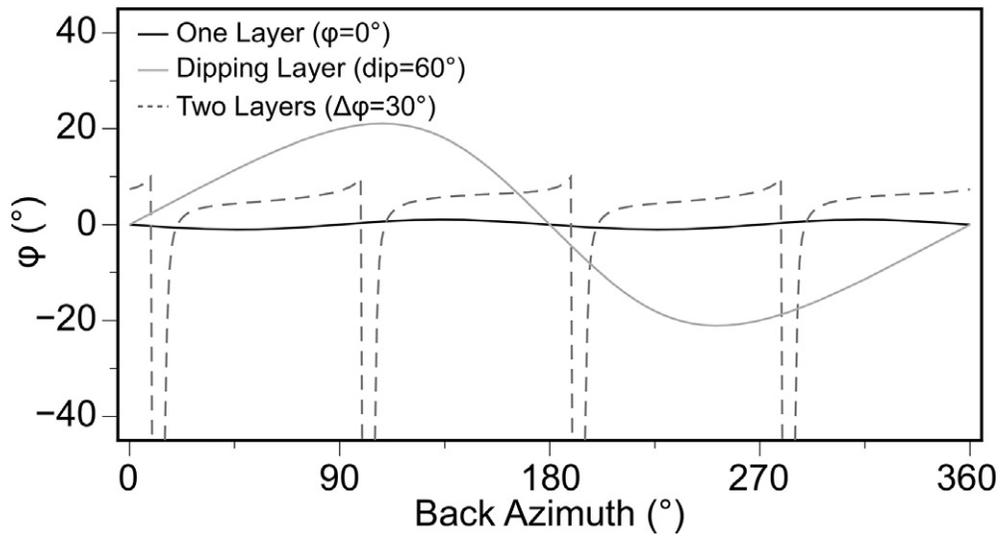
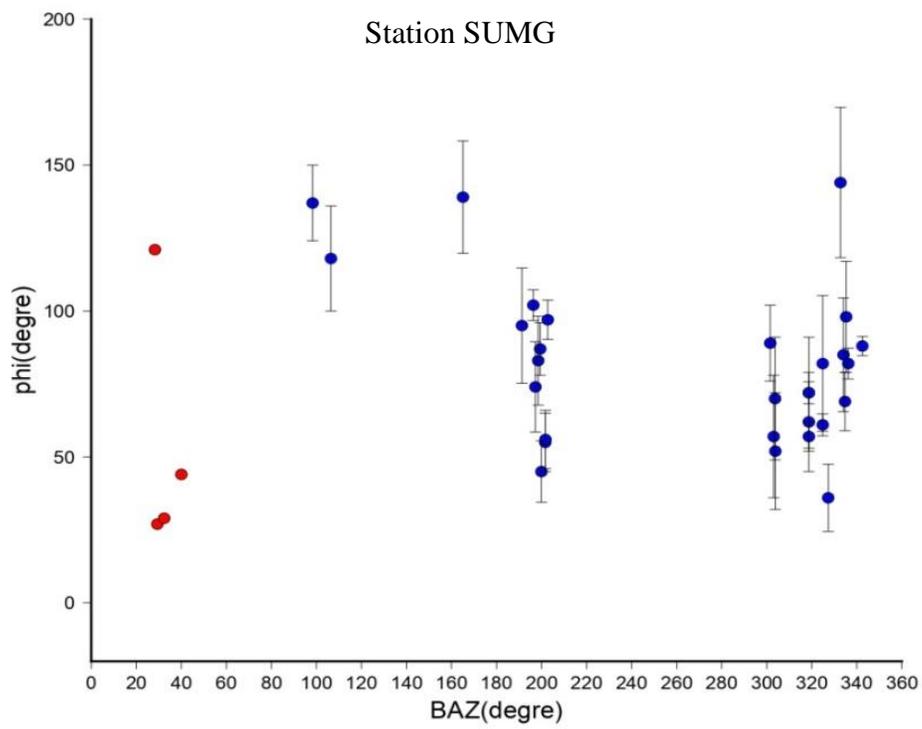
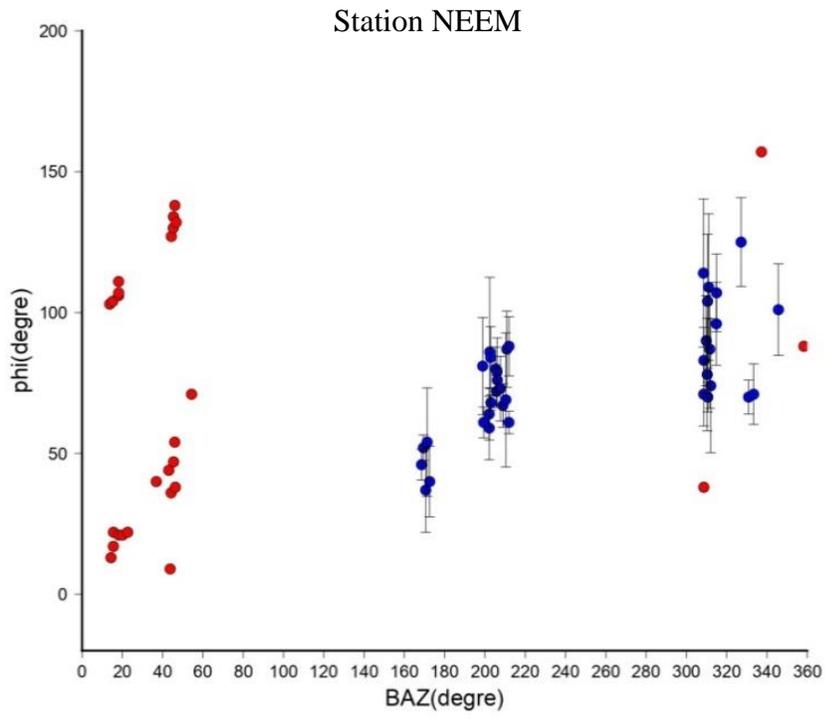


Figure 3.3 Modélisations synthétiques illustrant trois situations possible pour la relation entre l'azimut arrière et les valeurs de  $\phi$  (Liddell et al., 2017).



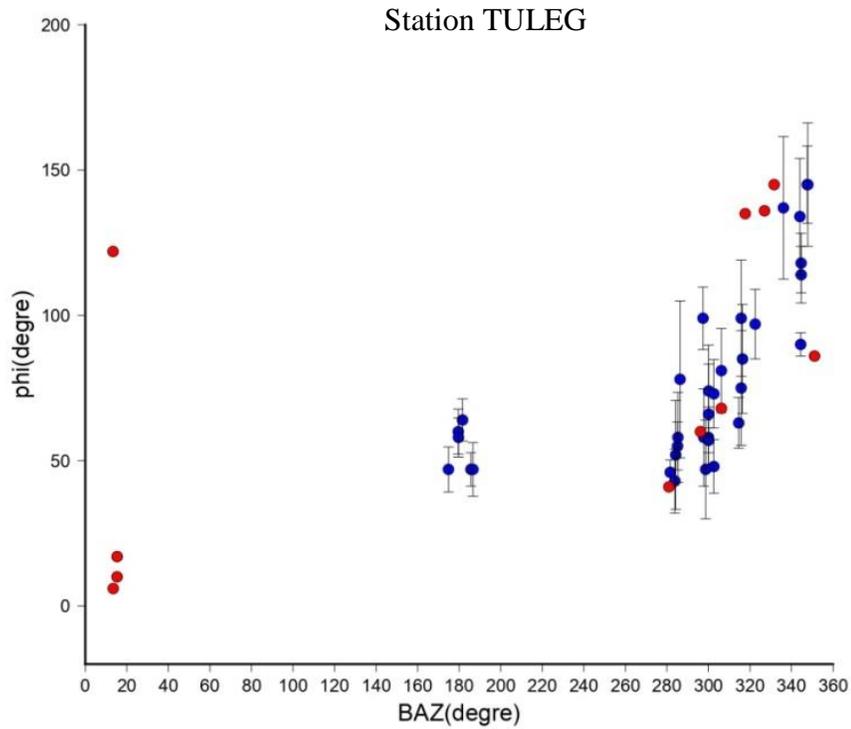


Figure 3.4 Graphiques  $\phi$  en fonction de l'azimut arrière pour les stations NEEM, SUMG et TULEG respectivement. Les points bleus sont les mesures d'anisotropie excellentes avec leurs incertitudes et les points rouges sont les mesures nulles. Les valeurs nulles possèdent une ambiguïté de  $90^\circ$ , parce qu'il n'y a pas de solution unique dans leur direction, ce qui explique les groupements de nulles quasi parallèles.

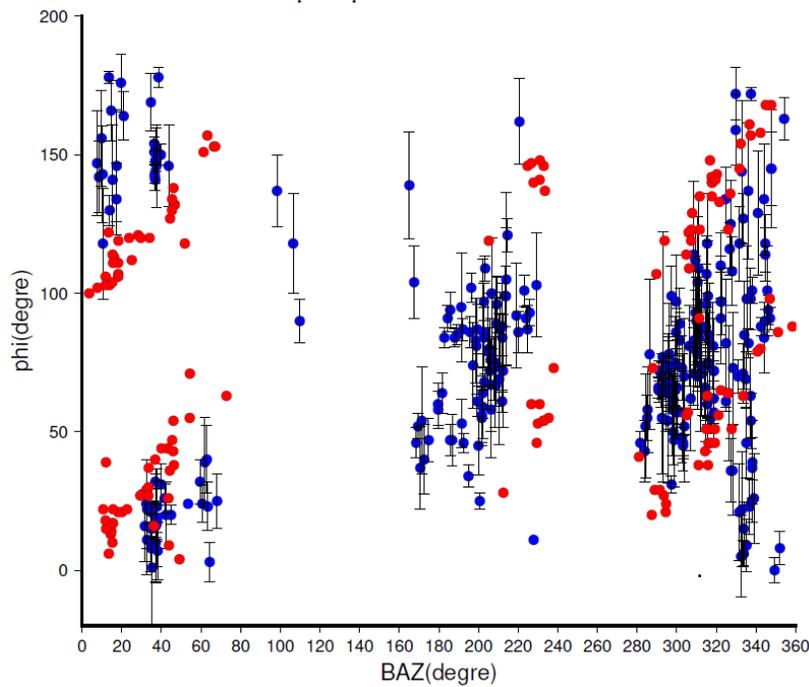


Figure 3.5 Graphique  $\phi$  en fonction de l'azimut arrière pour l'ensemble des stations.

### 3.3 Modélisation des données

Afin de déterminer si ces résultats semblent refléter la présence d'une seule couche penchée, de deux couches simples et horizontales ou de deux couches inclinées, cinq expériences de modélisation ont été faites. Les trois premières expériences (Sections 3.3.1 à 3.3.3) ont été faites sur les stations NEEM, SUMG et TULEG étant donné leur bonne couverture azimutale. Les deux dernières expériences (Section 3.3.4) portaient sur l'ensemble des stations. (Figures 3.6-3.13).

Les 3 modélisations suivantes ont été déployées avec trois différentes grilles de recherche pour les stations NEEM, SUMG et TULEG afin de tester les différentes influences des paramètres sur la modélisation. L'épaisseur de chaque couche, le pendage et finalement l'azimut de l'axe «A» de l'olivine (considéré comme l'axe que suit la direction  $\phi$  dans une région stable comme le Groenland) sont les trois paramètres testés. Les valeurs de  $\phi$  sont comprises entre 0 et 180° pour alléger la modélisation puisque les valeurs d'anisotropie ne sont pas une direction, mais bien une orientation. Les valeurs de pendage sont choisies entre 0 et 85°, puisqu'un pendage de 90° serait peu probable physiquement.

Puisque le paramètre de l'épaisseur de la couche ne change pas significativement les résultats pour les graphiques de  $\phi$ , ce paramètre a été fixé à une valeur hypothétique de 100 km considérant que la plupart de l'anisotropie est associée à la lithosphère et/ou à l'asthénosphère. Dans chaque cas, les résultats choisis provenaient d'une sélection de minimas de EQM, autant pour les valeurs de  $\phi$  que de  $\delta t$ . Le minimum absolu n'a pas toujours été choisi en raison d'une incohérence visuelle de la modélisation avec les données. Les minimas choisis faisaient toutefois partie des valeurs les plus minimales obtenues dans la grille de recherche (exemple Figure 3.6). À chaque minima, les graphiques étaient étudiés pour savoir si le modèle semblait bien couvrir les résultats. Il est à noter que les valeurs de EQM sont parfois biaisées, par des sauts dans le modèle. En effet, lorsque les valeurs de  $\phi$  changent rapidement avec les valeurs de l'azimut-arrière, le modèle fait un saut ou il n'y a aucune valeur réelle dans le modèle. Ainsi, parfois le minimum absolu ne concorde pas bien visuellement avec les résultats. Le choix du modèle reposait donc sur les minimas et une concordance visuelle.

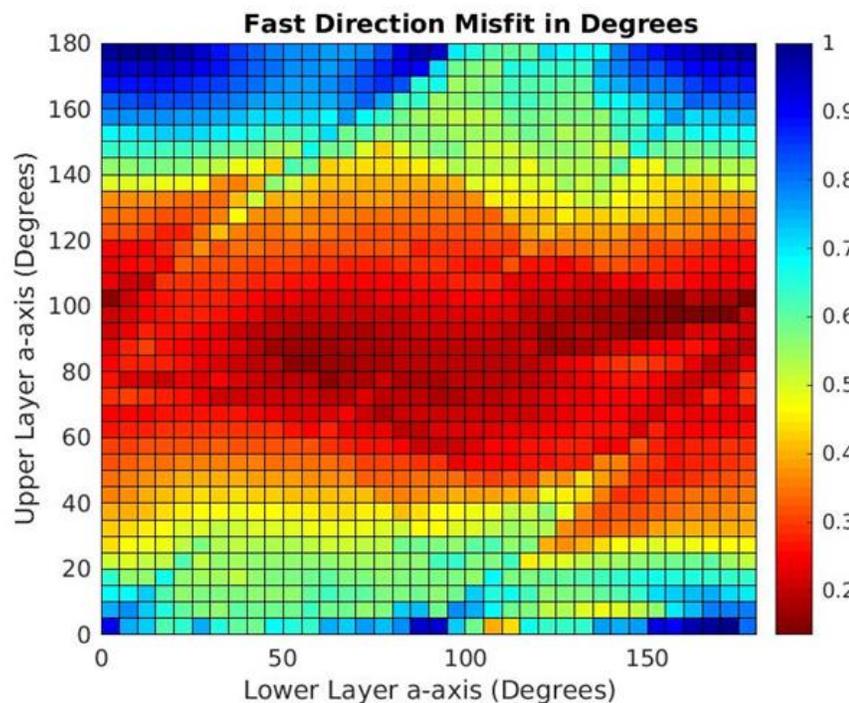


Figure 3.6 Exemple de la grille de recherche pour une modélisation double-couche simple pour la station NEEM (soit l'orientation de l'axe «a» pour chaque couche, sans pendage ni l'épaisseur variable). L'échelle de couleur présente les valeurs de EQM normalisées et les minimas sont rouge foncé.

### 3.3.1 Modélisations des données supposant une seule couche penchée

En observant, le manque de couverture azimutale des données et l'ambiguïté de la périodicité, il est utile de débiter la modélisation en supposant une seule couche avec un pendage. Les paramètres choisis pour la grille de recherche pour la modélisation sont  $\phi$  variant entre 0 et 180° et un pendage variant entre 0 et 85°. Les résultats sont illustrés sur les Figures 3.7-3.9 et ils illustrent une

très faible correspondance visuelle entre le modèle et les valeurs réelles. En effet, la plupart des résultats ne sont pas couverts par la modélisation. Il est donc peu probable que ces variations des résultats anisotropes soient expliquées par une seule couche inclinée.

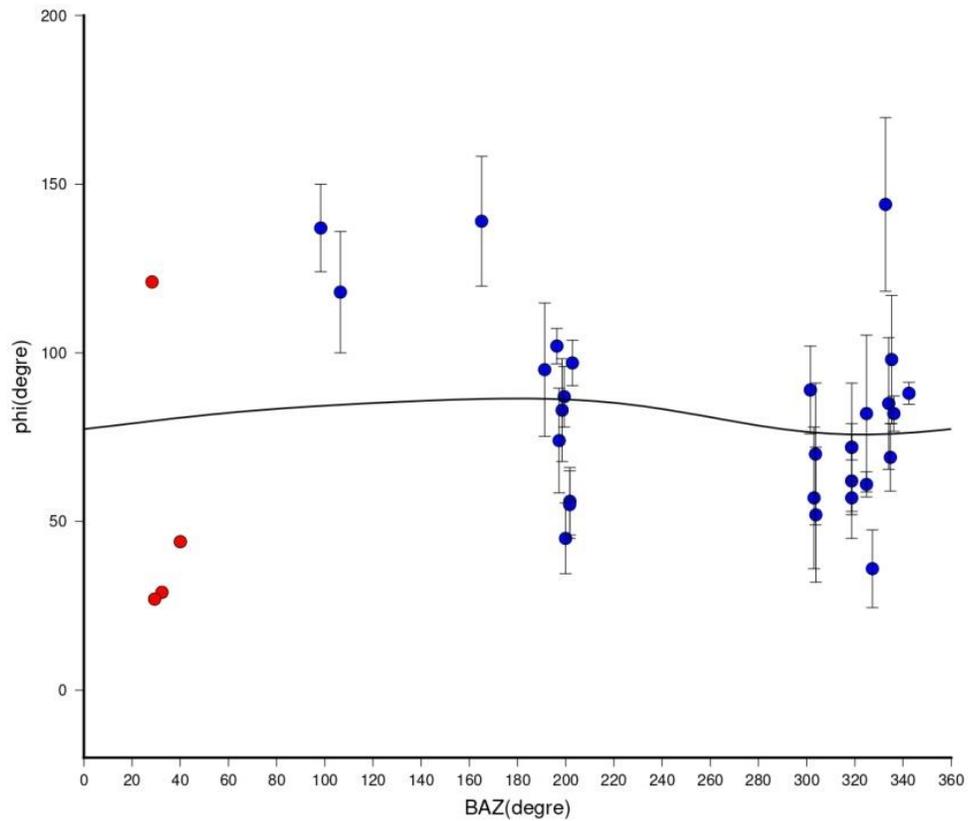


Figure 3.7 Résultats de la modélisation à une couche avec pendage pour la station NEEM. L'azimut de l'axe «a» de l'olivine pour la couche est de  $55^\circ$  et le pendage est de  $65^\circ$ . L'épaisseur de la couche anisotrope est estimée à 100 km. La valeur EQM est de 16,3778.

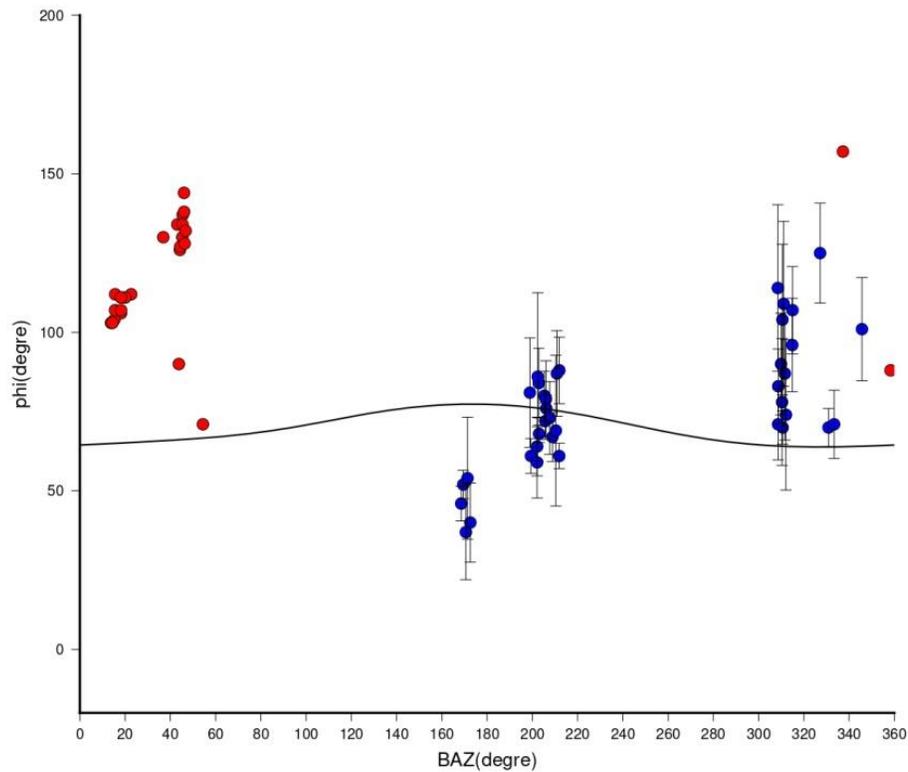


Figure 3.8      Résultat de la modélisation à une couche avec pendage pour la station SUMG. L'azimut de l'axe «a» de l'olivine pour la couche est de  $60^\circ$  et le pendage est de  $35^\circ$ . L'épaisseur de la couche anisotrope est estimée à 100 km. La valeur EQM est de 14,0823.

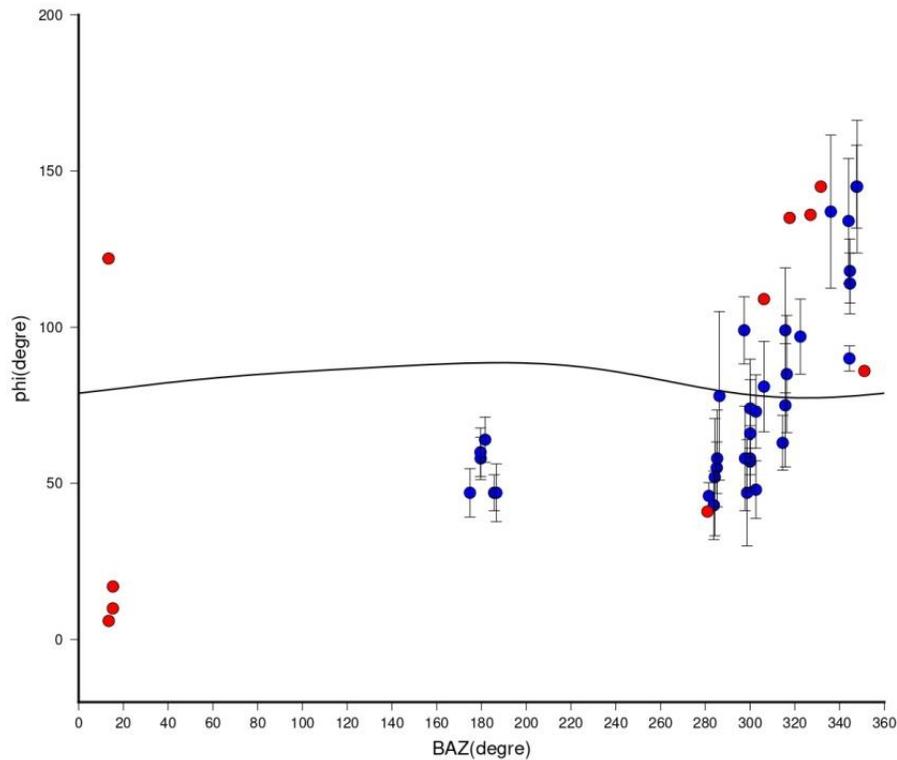


Figure 3.9 Résultat de la modélisation à une couche avec pendage pour la station TULEG. L'azimut de l'axe «a» de l'olivine pour la couche est de  $50^\circ$  et le pendage est de  $75^\circ$ . L'épaisseur de la couche anisotrope est estimée à 100 km. La valeur EQM est de 22,203.

### 3.3.2 Modélisations des données avec deux couches horizontales simples

Considérant que la modélisation à une seule couche penchée était non convaincante, une autre couche est ajoutée au modèle. La première modélisation de ce type suppose deux couches horizontales d'épaisseur de 100 km. Cette fois, la grille de recherche est composée du paramètre  $\phi$  variant entre 0 et  $180^\circ$ , mais cette fois-ci pour les deux couches. Les résultats sont affichés sur les Figures 3.10 à 3.12, et sont visuellement meilleurs que la

modélisation à une seule couche. Ici, il est possible de voir que les points de résultats sont mieux couverts par la modélisation que la section précédente. Ainsi, la possibilité que la variation des résultats soit expliquée par la présence d'au moins deux couches est à considérer.

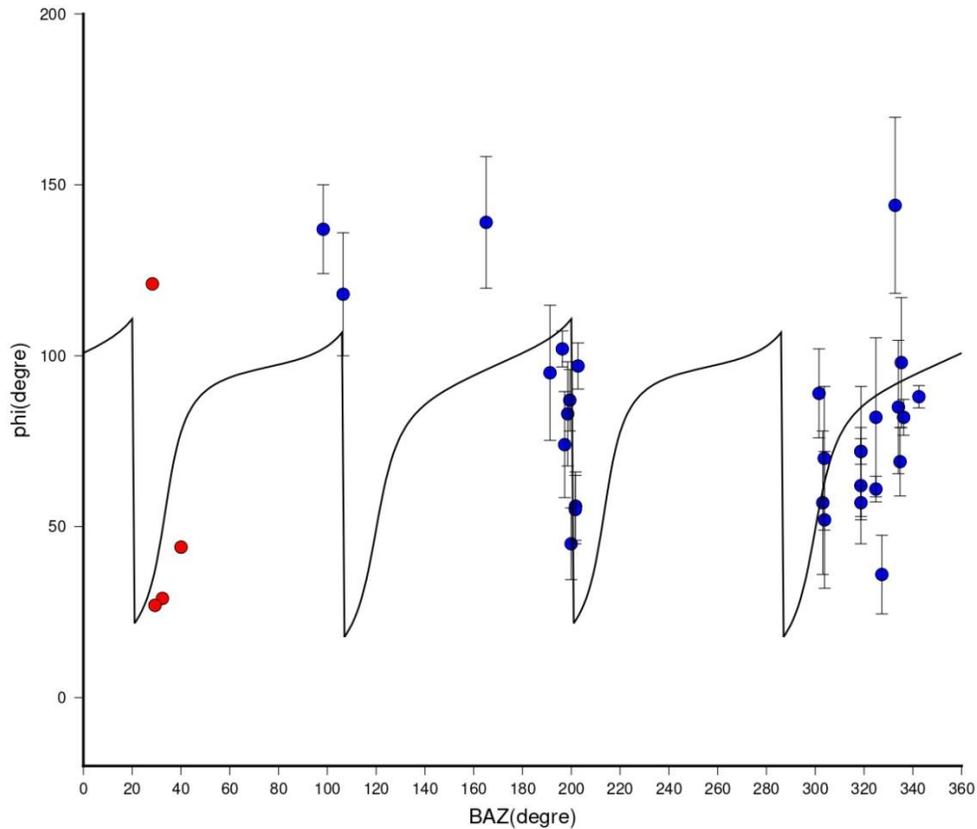


Figure 3.10      Résultat de la modélisation double couches sans pendage pour la station NEEM. L'azimut de l'axe «a» de l'olivine pour la couche moins profonde est  $95^\circ$  et la couche la plus profonde est de  $160^\circ$ . Les deux épaisseurs sont estimées à 100 km. La valeur EQM est de 11.8105.

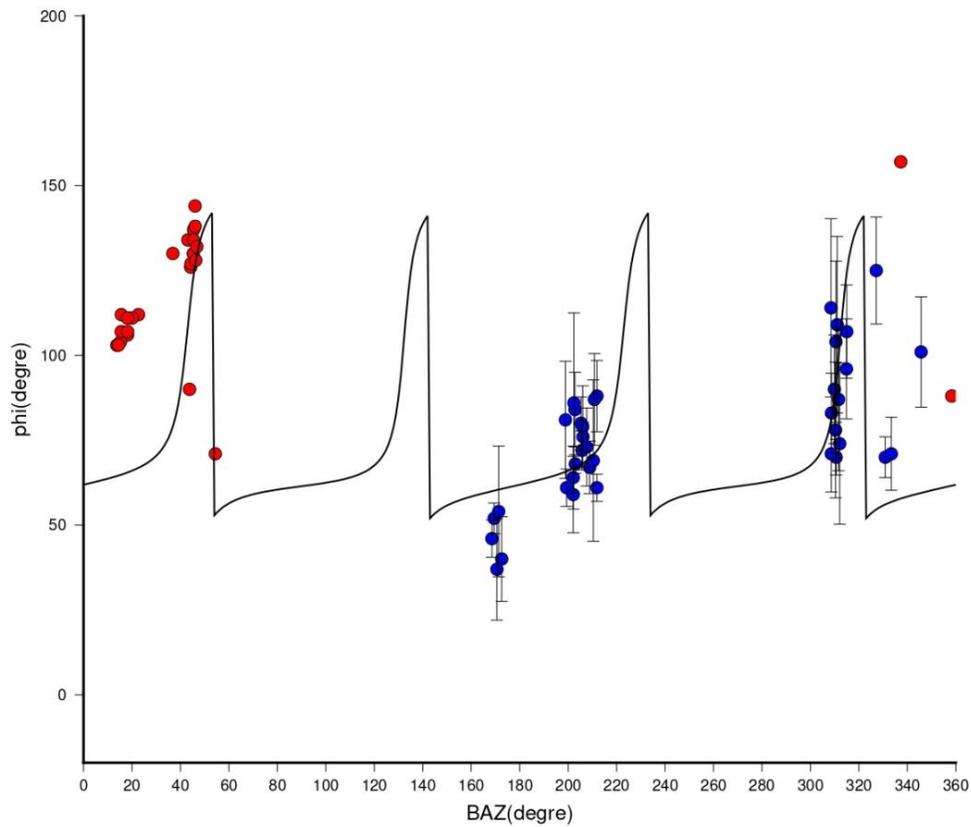


Figure 3.11      Résultat de la modélisation double couches sans pendage pour la station SUMG. L'azimut de l'axe «a» de l'olivine pour la couche moins profonde est  $65^\circ$  et la couche la plus profonde est de  $20^\circ$ . Les épaisseurs sont estimées à 100 km. La valeur EQM est de 20.283.

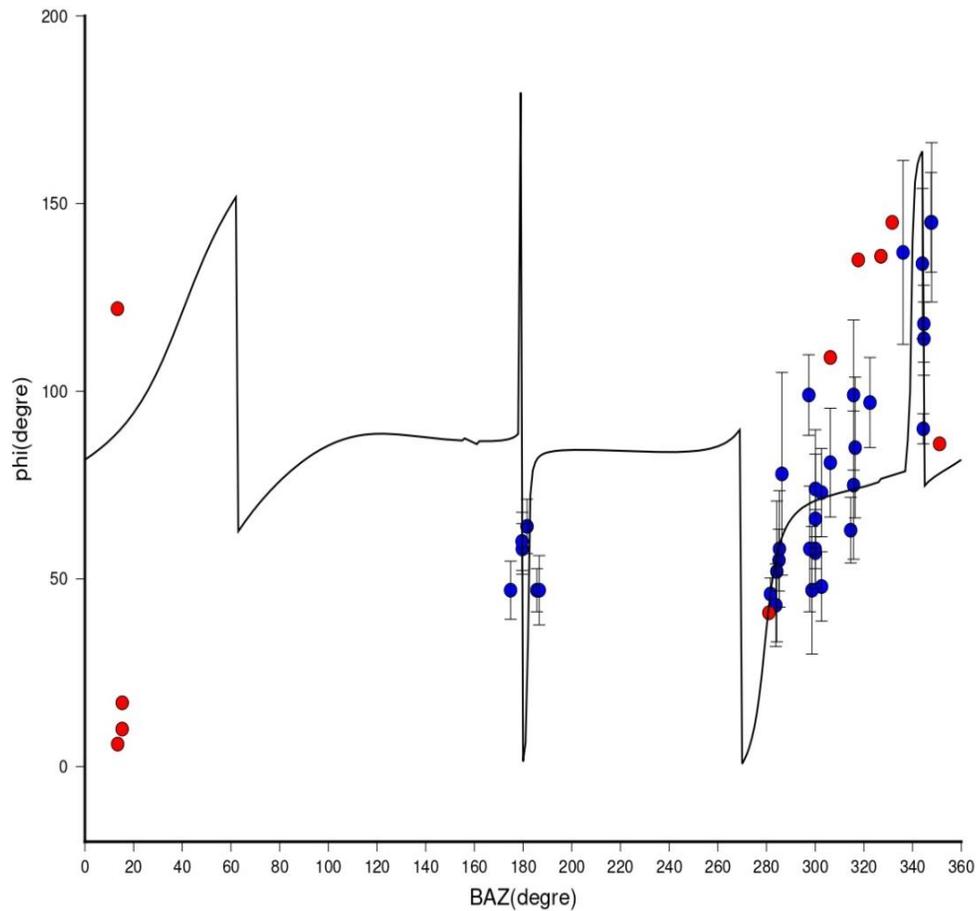


Figure 3.12            Résultat de la modélisation double couche sans pendage pour la station TULEG. L'azimut de l'axe «a» de l'olivine pour la couche moins profonde est de  $60^\circ$  et la valeur de la deuxième couche est de  $100^\circ$ . Les deux couches sont d'épaisseurs de 100 km. La valeur EQM est de 6.6379.

### 3.3.3 Modélisations doubles-couches inclinées

Considérant que les données ne sont pas parfaitement expliquées par les deux modélisations précédentes, il est intéressant d'évaluer l'inclinaison sur les

deux possibles couches. Ainsi, la grille de recherche de la modélisation passe de 2 paramètres à 4 paramètres augmentant le nombre de degrés de liberté et de ce fait même diminuant la robustesse de la modélisation. Pour chaque couche, la direction de  $\phi$  (entre 0 et 180°) et le pendage (entre 0 et 85°) sont testés pour y trouver la meilleure correspondance entre le modèle et les données. Les résultats sont présentés sur les Figures 3.10-3.12. La corrélation entre le modèle et les résultats semble être plus grande avec l'inclinaison des deux couches qu'avec le modèle à couche horizontale, spécialement pour la station SUMG pour qui les données sont mieux couvertes que pour la modélisation simple. Cette solution semble la meilleure visuellement avec des EQM relativement minimaux, cependant il est vrai que cette modélisation possède un plus grand nombre de degrés de liberté et rend la solution moins robuste. Il est cependant à noter que les valeurs de EQM pour la station SUMG augmentent avec les différentes modélisations, malgré une meilleure corrélation visuelle. Cela peut être expliqué par le fait que les valeurs de  $\phi$  varient de façon très abrupte en fonction de l'azimut-arrière. Sur le modèle les variations abruptes ne sont pas traitées par la modélisation comme des valeurs réelles ce qui suggère que les valeurs EQM seront moins bonnes malgré une bonne cohérence visuelle. Malgré cela, cette solution est à envisager considérant la corrélation visuelle relativement bonne entre le modèle et les résultats.

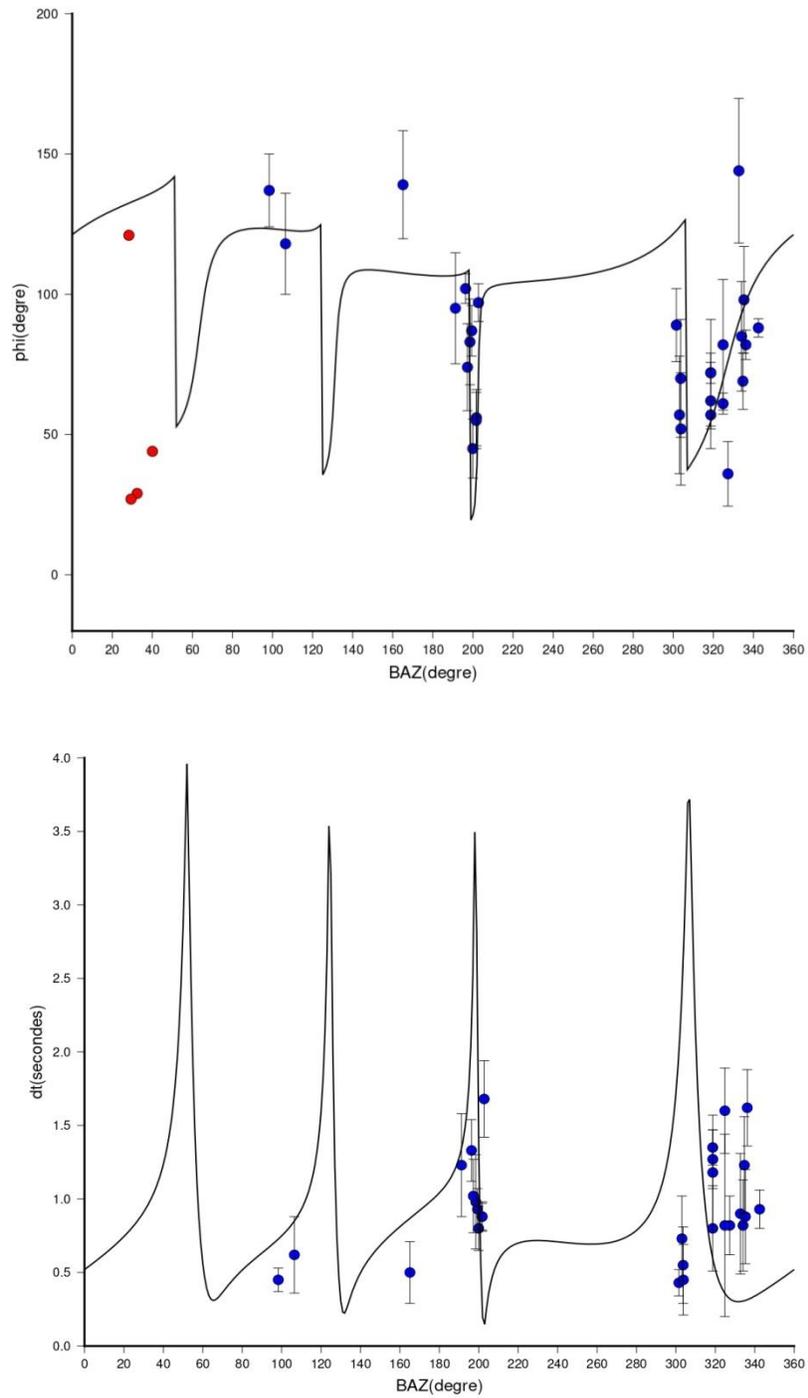


Figure 3.13 Résultats de la modélisation double-couches avec pendages

en fonction de  $\phi$  (haut) et  $\delta t$  (bas; sans valeurs nulles puisque que la conception de nulle rend la valeur de  $\delta t$  indéfinie) en fonction de l'azimut arrière pour la station NEEM. La première couche possède un azimut de l'axe «a» de  $140^\circ$  avec un pendage de  $55^\circ$ . La deuxième couche possède un azimut de  $10^\circ$  et un pendage de  $5^\circ$ . Résultats obtenus en supposant deux couches d'environ 100 km d'épaisseur. Le EQM a une valeur de 5.2651.

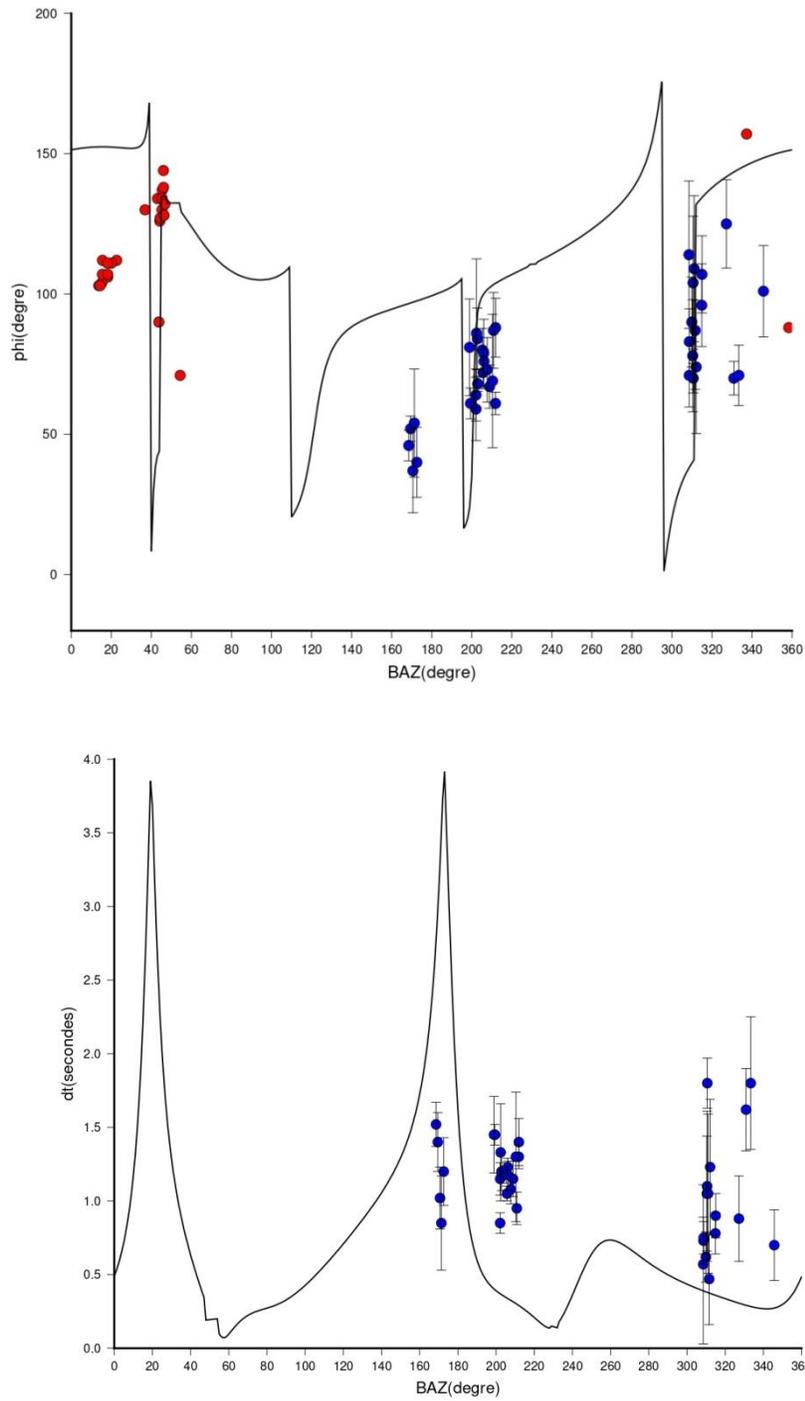


Figure 3.14 Résultats de la modélisation double-couches avec pendages en fonction de  $\phi$  (haut) et  $\delta t$  (bas) en fonction de l'azimut arrière pour la

station SUMG. La première couche possède un azimut de l'axe «a» de  $15^\circ$  avec un pendage de  $65^\circ$ . La deuxième couche possède un azimut de  $140^\circ$  et un pendage de  $50^\circ$ . Résultats obtenus en supposant deux couches d'environ 100 km d'épaisseur. La valeur EQM est 22.818

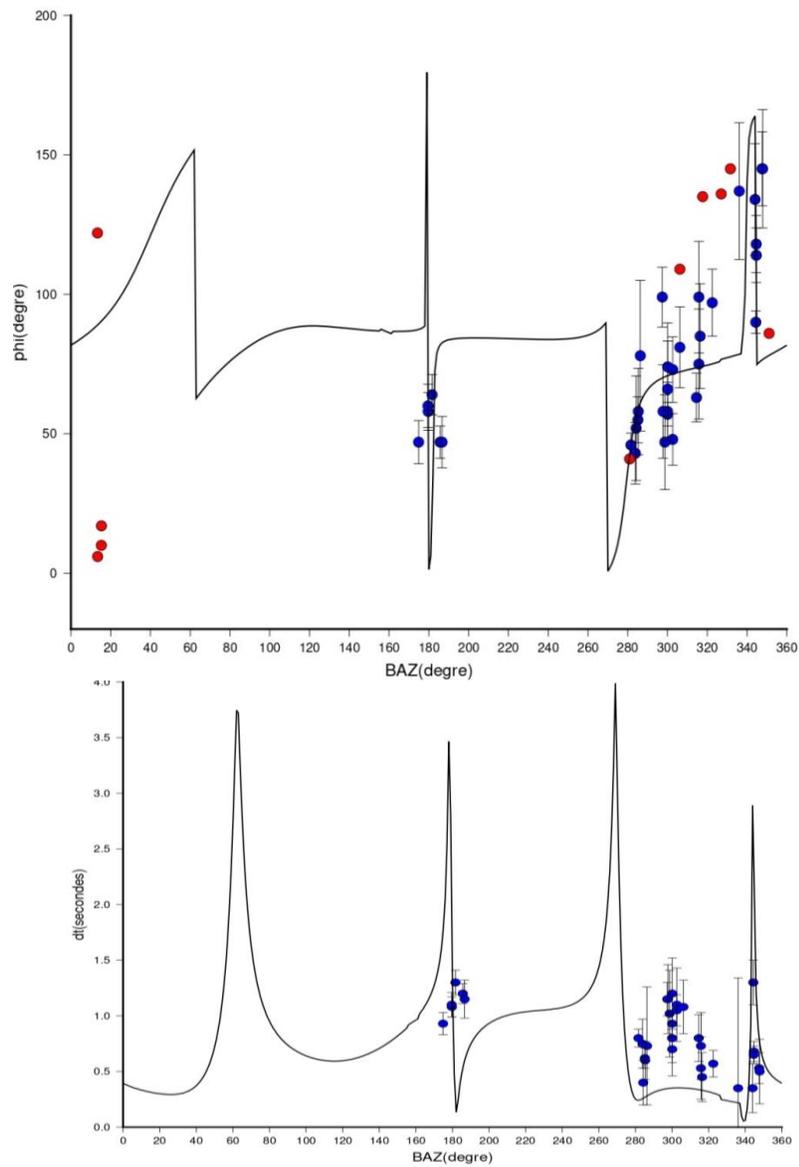
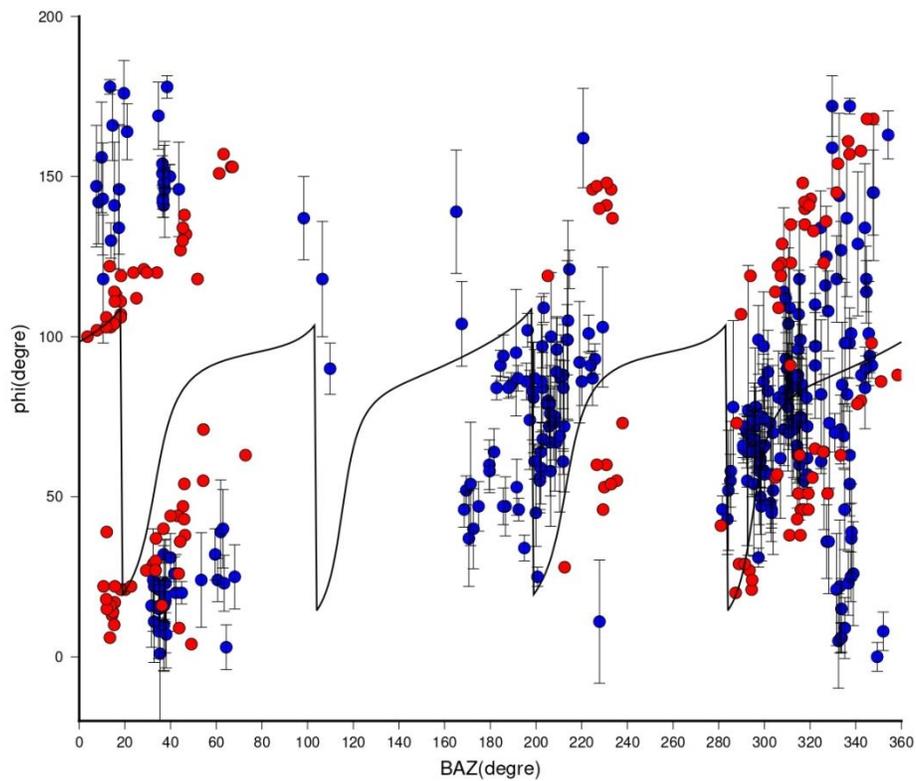


Figure 3.15 Résultats de la modélisation double-couches avec pendages en fonction de  $\phi$  (haut) et  $\delta t$  (bas) en fonction de l'azimut arrière pour la station TULEG. La première couche possède un azimut de l'axe «a» de  $60^\circ$  avec un pendage de  $60^\circ$ . La deuxième couche possède un azimut de  $175^\circ$  et un pendage de  $50^\circ$ . Résultats obtenus en supposant deux couches d'environ 100 km d'épaisseur. Le EQM a une valeur de 5.325.

### 3.3.4 Test de modélisations sur les données totales

Les limitations de la modélisation ne permettent pas d'avoir une solution exacte. Cependant, la solution qu'il y ait au moins deux couches anisotropes sous le Groenland est fortement probable. La question est de savoir si cette solution pourrait expliquer l'ensemble du Groenland. Dans la section précédente, il a été remarqué qu'une variation significative des données avec l'azimut-arrière est présente pour l'île au complet. Considérant cette variation importante, la possibilité d'une couche simple inclinée est à éliminer. Les modélisations suivantes ont été faites pour toutes les stations, sous les mêmes conditions que les 3 stations vues plus haut pour une modélisation double-couches simples et une modélisation double-couches inclinées. Les Figures 3.16 et 3.17 illustrent la modélisation sans pendage et avec pendage respectivement. Les résultats semblent encore une fois mieux couverts par la deuxième modélisation que par la première. Toutefois, il est à noter que ce graphique présente les valeurs de  $\phi$  pour toutes les stations en même temps et que la possibilité de variations structurales entre les stations est non-négligeable. Cette modélisation n'est donc pas robuste, mais permet de suggérer la possibilité que l'anisotropie sous le Groenland soit complexe.

Finalement, la modélisation des mesures anisotropes a permis de pointer le fait que l'anisotropie sous le Groenland est très probablement complexe et expliquée par au moins deux couches distinctes. De plus, la possibilité que ces deux couches soient inclinées est fortement envisageable, quoique très peu contrainte. Les résultats de chacune des modélisations sont résumés au Tableau 3.2.



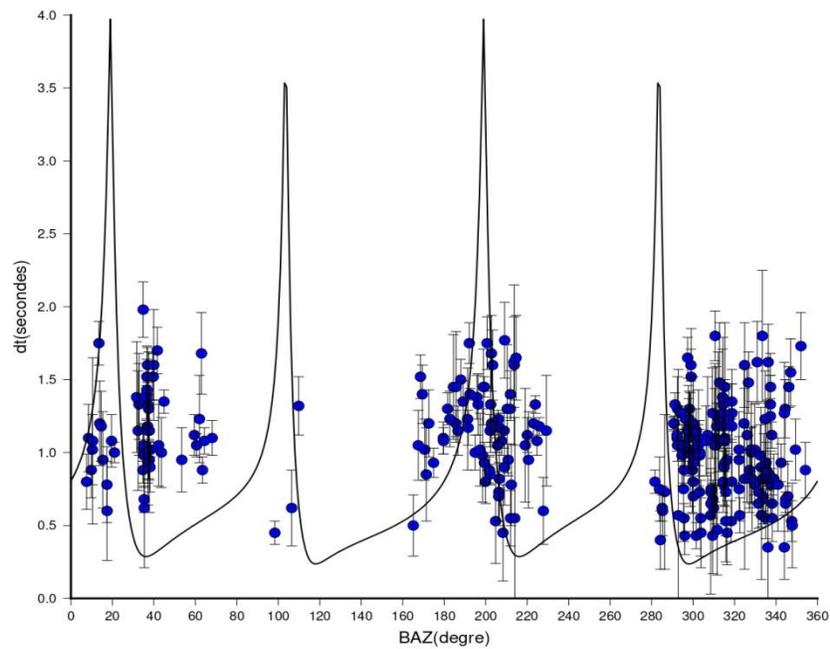


Figure 3.16 Résultats de la modélisation double-couches sans pendage pour l'ensemble des stations. L'azimut de l'axe «a» de l'olivine pour la couche moins profonde est de  $95^\circ$  et la valeur de la deuxième couche est de  $170^\circ$ . Les épaisseurs des deux couches anisotropes sont estimées à 100 km.

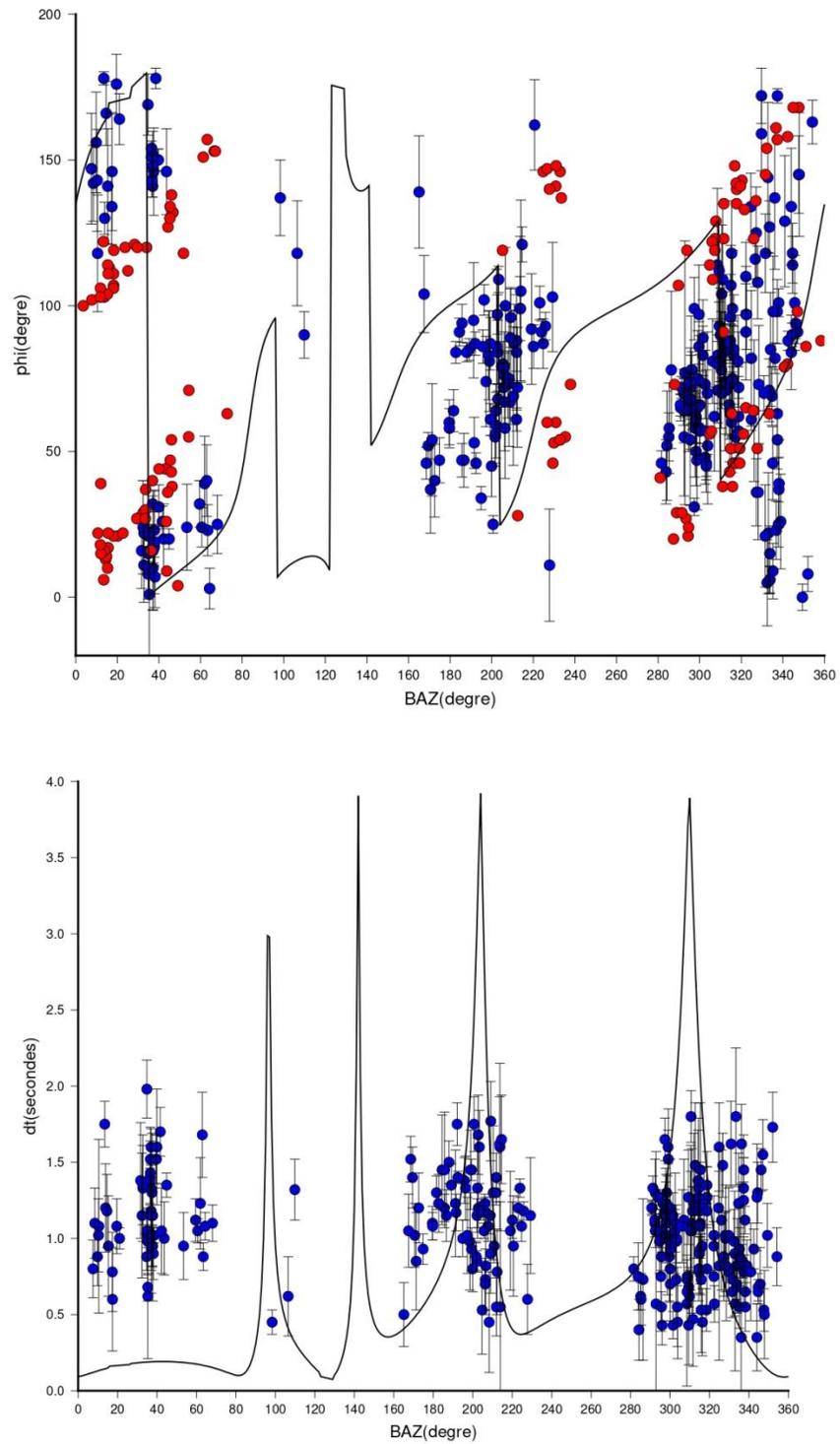


Figure 3.17 Résultats de la modélisation double-couches avec pendage

de  $\phi$  (haut) et  $\delta t$  (bas) en fonction de l'azimut arrière pour l'ensemble des stations.. La première couche possède un azimut de l'axe «a» de  $70^\circ$  avec un pendage de  $55^\circ$ . La deuxième couche possède un azimut de  $170^\circ$  et un pendage de  $50^\circ$ . Résultats obtenus en supposant deux couches anisotropes d'environ 100 km d'épaisseur.

Tableau 3.2 Tableaux des résultats pour chacune des modélisations

<b>Modélisation 1 couche inclinée</b>			
Stations	$\phi_1$ estimée ( $^\circ$ )	Pendage ( $^\circ$ )	EQM
NEEM	55	65	16,338
SUMG	60	35	14,023
TULEG	50	75	22,203

<b>Modélisation 2 couches horizontales</b>			
Stations	$\phi_1$ estimé ( $^\circ$ )	$\phi_2$ estimé ( $^\circ$ )	EQM
NEEM	95	160	11,8105
SUMG	65	20	20,283
TULEG	60	100	6,6379
Toutes les stations	95	170	28,9691

<b>Modélisation 2 couches inclinées</b>					
Stations	$\phi_1$ estimé ( $^\circ$ )	Pendage 1 ( $^\circ$ )	$\phi_2$ estimé ( $^\circ$ )	Pendage 2 ( $^\circ$ )	EQM
NEEM	140	55	10	5	5,2651
SUMG	15	65	140	50	22,818
TULEG	60	60	175	50	5,325
Toutes les stations	70	55	170	50	54,1429

## CHAPITRE IV

### DISCUSSION

#### 4.1 Sources possibles pour l'anisotropie

L'origine de l'anisotropie détectée par la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement se retrouve généralement dans le manteau supérieur (Chapitre 2). La majorité de l'anisotropie suit la tectonique régionale ancienne, les courants mantelliques récents ou le mouvement absolu de la plaque (Chapitre 1; APM; Fouch et Rondenay, 2006 & Silver, 1996). Les résultats de la présente étude tendent vers l'hypothèse que la région possède plus d'une couche anisotrope. La couche la moins profonde est normalement d'origine lithosphérique et aurait tendance à suivre la tectonique locale. La deuxième couche plus profonde devrait en théorie suivre les courants asthénosphériques où bien le mouvement absolu des plaques (Currie et al., 2004; Bai et al., 2010; Wu et al., 2020). Les valeurs de  $\delta t$  permettent d'estimer l'épaisseur de la couche anisotrope. L'équation suivante (4.1), proposée par Helffrich (1995), permet d'estimer, pour une seule couche anisotrope, l'épaisseur  $L$  de cette couche à partir des mesures de  $\delta t$ .

$$L = \delta t (V_s / \delta V_s) \quad (4.1)$$

où  $V_s$  est la vitesse des ondes de cisaillement estimée de la couche et  $\delta V_s$  le montant de l'anisotropie en %. Les valeurs de  $\delta t$  varient entre 0,35 et 1,98 s, et la majorité des stations présentent une valeur de  $\delta t$  plus grande que 1 s. En choisissant une valeur de  $V_s$  moyenne de 4,5 km/s (Darbyshire et al., 2018), une valeur de  $\delta V_s$  variant entre 2

et 4% (Savage, 1999) correspondant au manteau supérieur (la source la plus probable d'anisotropie; voir Chapitre 2) et un  $\delta t$  de 1 s, l'épaisseur estimée est supérieur à 112 km (si 4% anisotrope) ou 222 km (si 2% anisotrope). L'épaisseur de la lithosphère du Groenland étant assez importante, puisqu'elle mesure entre 100 et 160 km (Darbyshire et al, 2004), la présence de  $\delta t$  plus grand que 1 s implique probablement l'influence de plus d'une source d'anisotropie soit le manteau lithosphérique, l'asthénosphère ou la croûte.

Le passage du point chaud et la présence d'une ride océanique peuvent être des facteurs d'influence sur certaines stations puisque ces sources peuvent induire un changement de pression et de température sous la surface. La corrélation entre les causes et les mesures anisotropes dépendent de l'hypothèse que l'olivine est de type «A», «D» ou «E», soit que l'orientation de l'axe 100 est parallèle à la direction de cisaillement (Chapitre 2). La région d'étude est majoritairement composée d'un bouclier précambrien et aucune activité tectonique n'a été répertoriée depuis le Mésozoïque. Considérant que la région n'est pas ou presque pas soumise à de grandes pressions ni à une présence d'eau significative, il est logique de supposer que les olivines sont de type «A».

Il faut tout de même noter que les conditions géologiques du passé étaient différentes. Par exemple, des zones de subduction du Paléozoïque et au Paléoproterozoïque (les orogénies Calédonienne, Ketilidian et Nagssugtoqidian) pourraient avoir formé d'autres types d'olivines (tels que de types «B» ou «C»; Karato et al., 2008). Il est alors possible que les directions trouvées ne soient pas parallèles à la direction de cisaillement, changeant ainsi l'interprétation de l'anisotropie sismique. L'évolution de la formation de LPO depuis le moment où l'activité tectonique était active jusqu'à aujourd'hui n'est cependant pas encore bien connue. Une formation LPO préexistante peut être réorientée selon la force des contraintes d'une nouvelle cinématique. Par exemple, les zones de subduction connues dans la région se sont terminées par une

collision continentale (ou arc-continent). Selon les conditions de la première formation de LPO dans une zone de subduction active (soit de type «B» ou «C»), il est possible que la direction initiale de l'anisotropie lors de la subduction soit réorientée durant l'épisode de collision continentale (qui est un épisode de haute pression). Il y a un certain délai de temps entre le changement de la cinématique et la réorientation. Ce délai peut changer selon le type de LPO produit initialement (Skemer et al., 2012). Considérant qu'il n'est pas possible de connaître directement les contraintes ayant agi dans le passé, il est très difficile de savoir comment la formation de LPO sous le Groenland a réellement agi. Il sera donc supposé que l'olivine sous le Groenland est de type «A».

#### 4.2 Comparaison avec les études précédentes

Il y a peu d'analyses d'anisotropie sismique par la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement ont été effectuées dans la région à l'exception de Ucisik et al. (2005 & 2008). En comparant les résultats obtenus par l'étude de Ucisik et al. (2005 & 2008) avec la présente étude, il est remarquable que la plupart des orientations de  $\phi$  sont perpendiculaires aux orientations de nos résultats (Figure 4.1). La première différence entre les études est que la période d'acquisition choisie est plus courte et plus ancienne que pour la présente étude (1999-2007 vs 1999-2019). Le nombre de données pour chaque station est aussi considérablement plus petit dans l'étude de Ucisik et al. (2005 & 2008; parfois uniquement 2 bonnes mesures par stations), rendant la tendance directionnelle moins évidente. De plus, le filtrage des données qu'ils ont utilisées afin d'enlever le bruit (très présent dans la région), est un filtrage Butterworth (à bande passante) filtrant les fréquences entre 0,01 Hz et 0,1 Hz. Ce filtrage est plus sévère que le présent filtrage se situant entre 0,04 à 0,3 Hz, ce qui pourrait avoir caché certaines sections du signal importantes pour les calculs. Dans l'étude de Ucisik et al. (2008), la direction qui semblait de manière générale

perpendiculaire aux principales ceintures orogéniques est dans la présente étude plutôt parallèle. La variabilité des résultats est tout de même notée dans chacune des études. Un plus grand nombre de données ainsi qu'une meilleure couverture azimutale ont permis, au contraire de l'ancienne étude, de suggérer la présence d'au moins 2 couches anisotropes.

La recherche entreprise dans l'article de Darbyshire et al. (2018) dresse un portrait de l'anisotropie au Groenland. Grâce à la tomographie des ondes de surface, l'anisotropie générale estimée était d'orientation E-O à des profondeurs correspondant à la croûte et à la lithosphère (Figure 4.2). Cette tendance directionnelle est semblable aux mesures anisotropes pour le centre et l'ouest de l'île de la présente étude. À l'échelle régionale, l'étude de Levshin et al. (2001) fait mention d'une orientation de l'anisotropie azimutale NE-SO sur l'ensemble du Groenland ressemblant à l'orientation remarquée aux stations SUMG et SFJD de la présente étude. Au niveau des modèles d'anisotropie globale, la direction d'anisotropie sur l'île est plus orientée N-S sur le continent et E-O dans l'océan (Figure 4.3; Schaeffer et al., 2016 & Yuan et Beghein, 2014). Pour la présente étude, la direction N-S est dominante dans l'est de l'île à proximité de la ceinture orogénique des Calédonides et pour quelques stations dans le centre (NE6, ICESG, DY2G). La plus grande différence entre les études antérieures locales, régionales ou bien globales et les mesures actuelles est la variabilité. En effet, les études antérieures montrent une direction d'anisotropie beaucoup plus homogène sur l'ensemble de l'île. Cette homogénéité peut être expliquée par l'espacement de la grille de modélisation qui est parfois très large pour les modèles globaux (par exemple entre 280 et 390 km de distance entre les points de grilles ; Schaeffer et al., 2016). Considérant que certaines stations présentent une forte variation latérale, telles que NEEM et NE6 qui sont à 350 km de distance, il est possible que les variations latérales ne soient pas visibles dans le cas de modèles globaux ou régionaux. De plus, pour éviter la présence d'artefacts dans les mesures, un lissage horizontal est appliqué sur les

modèles globaux. Ce lissage peut rendre la variation spatiale des mesures beaucoup moins évidente. La méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement permet donc une meilleure évaluation de la variabilité des mesures.

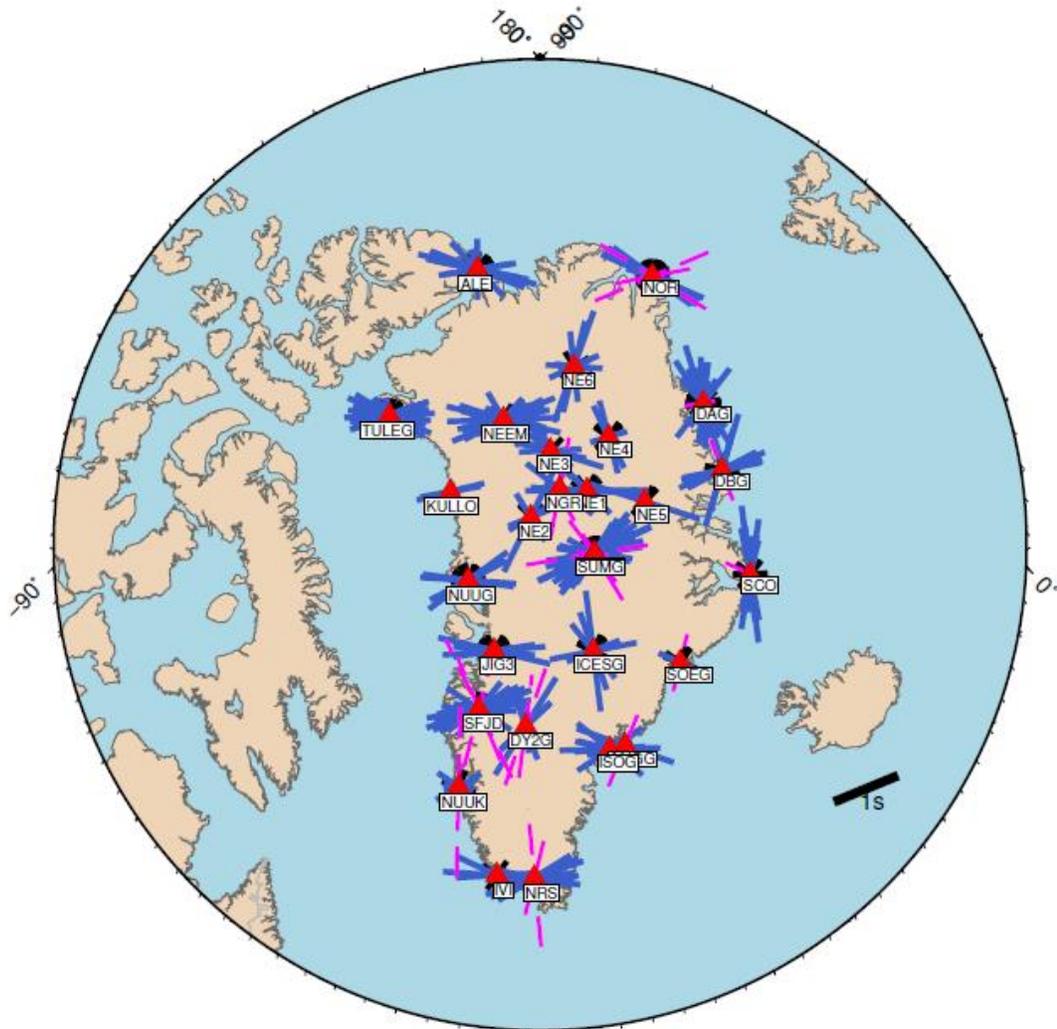


Figure 4.1 Comparaison entre la carte des variations anisotropiques pour l'étude d'Ucisik et al. (2005 & 2008; lignes roses) et la présente étude (barres bleues) pour les stations communes aux deux études.

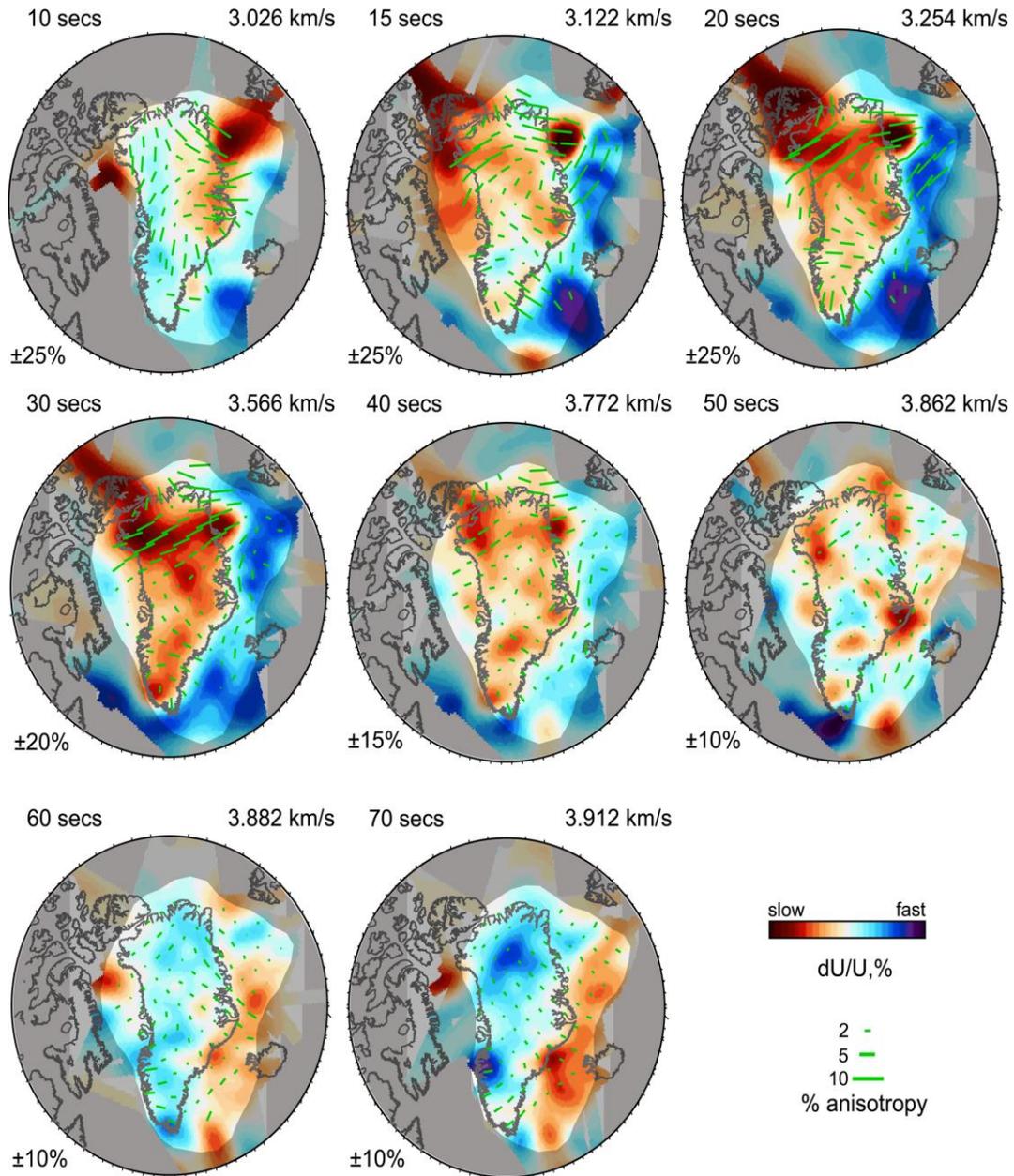


Figure 4.2 Résultats de l'étude de Darbyshire et al. (2018) pour la mesure d'anisotropie sismique. Les directions d'anisotropie sont plus ou moins E-O ressemblant en général aux résultats de la présente étude pour le centre et l'ouest du Groenland. Les périodes présentées ici correspondent à des profondeurs entre 5 et 80 km associées à la croûte et la lithosphère.

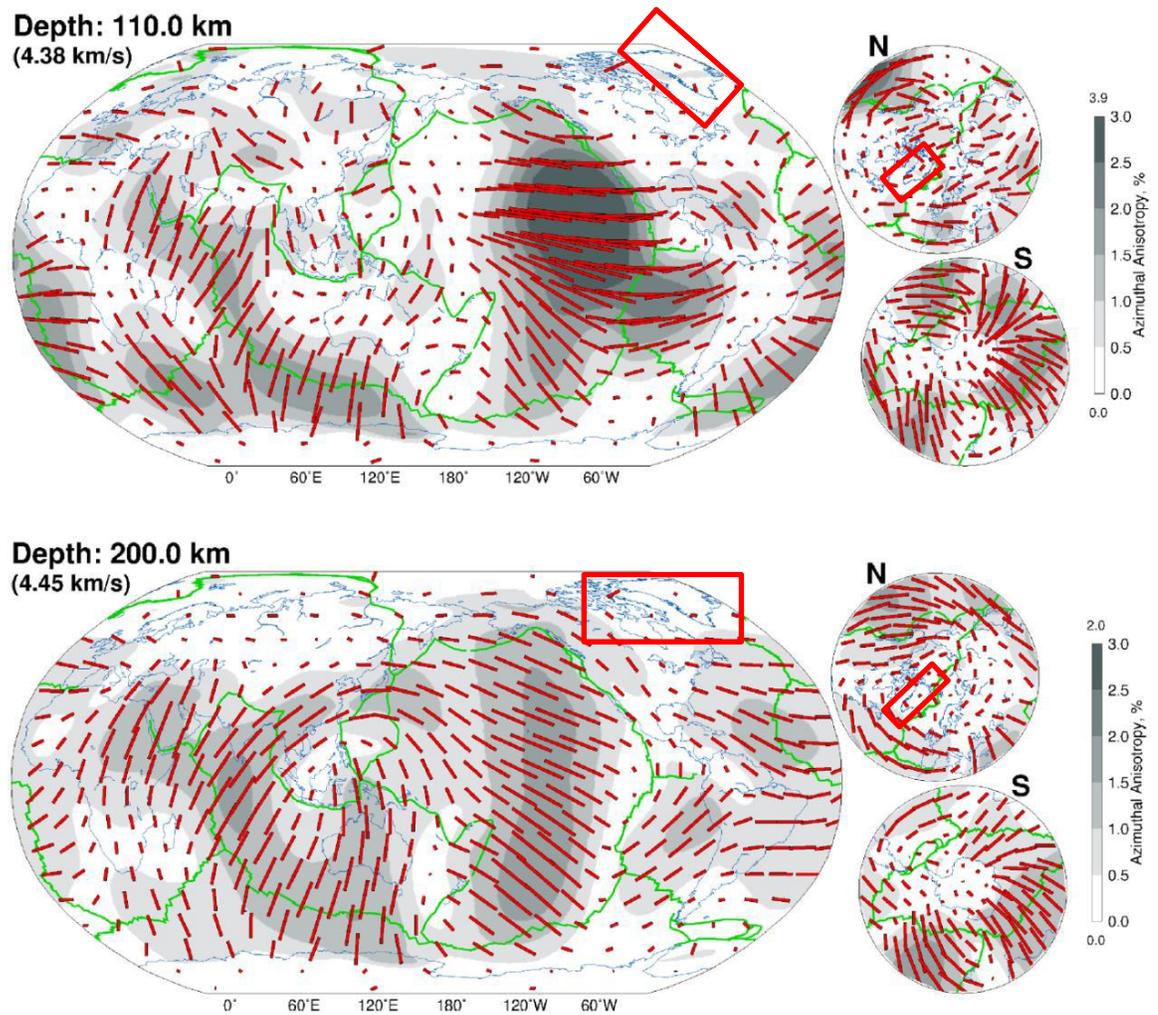


Figure 4.3 Anisotropie sismique évaluée à l'aide de la tomographie des ondes de surface à l'échelle globale (Schaeffer et al., 2016). L'encadré rouge est la location du Groenland.

### 4.3 Comparaison avec la tectonique locale

La tectonique générale a deux directions préférentielles : E-O suivant la tectonique au Paléoprotérozoïque (ainsi que plus tard au nord de l'île) et N-S pour le Paléozoïque. Selon la théorie, si l'anisotropie est d'origine lithosphérique, la formation de LPO devrait se faire dans le même sens que le cisaillement et donc devrait être parallèle aux ceintures orogéniques (Fouch et Rondenay, 2006 & Silver, 1996). La Figure 4.4(a) présente les principales sutures tectoniques en comparaison avec les mesures individuelles d'anisotropie. À proximité des ceintures orogéniques estimées par St-Onge et al. (2009), il est possible de remarquer que la direction de  $\phi$  pour ces stations est généralement parallèle aux ceintures orogéniques. Dans le centre et l'ouest du Groenland, l'orientation dominante est approximativement E-O semblable à l'orientation des principales ceintures orogéniques s'y trouvant. Au nord-est du Groenland, l'orientation dominante est N-S (à l'exception de la station DBG) en corrélation avec la ceinture des Calédonides. La Figure 4.4(b) présente aussi les résultats sommés en comparaison avec les sutures tectoniques. Encore une fois, les résultats illustrent une certaine correspondance avec les sutures tectoniques, à l'exception de la station DBG. Considérant ces observations visuelles, la possibilité que les vestiges de l'ancienne activité tectonique soient enregistrés sous le Groenland est envisageable.

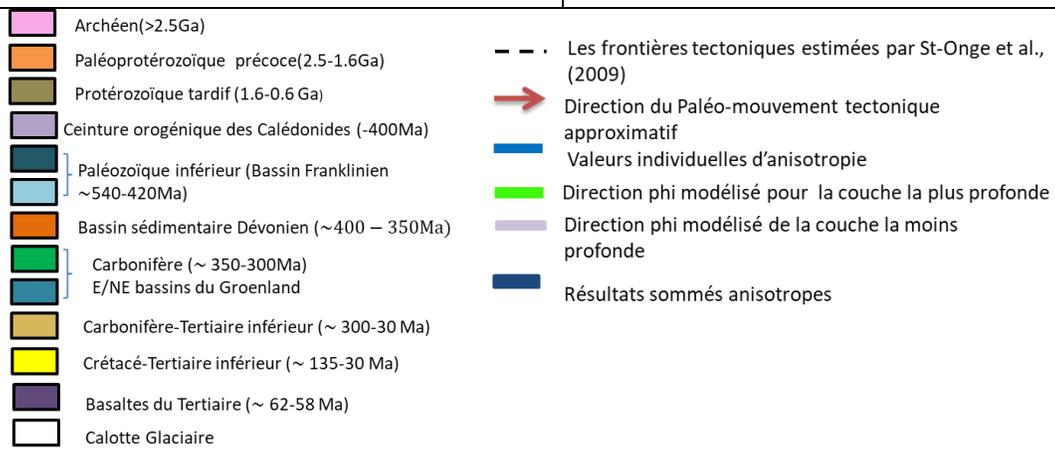
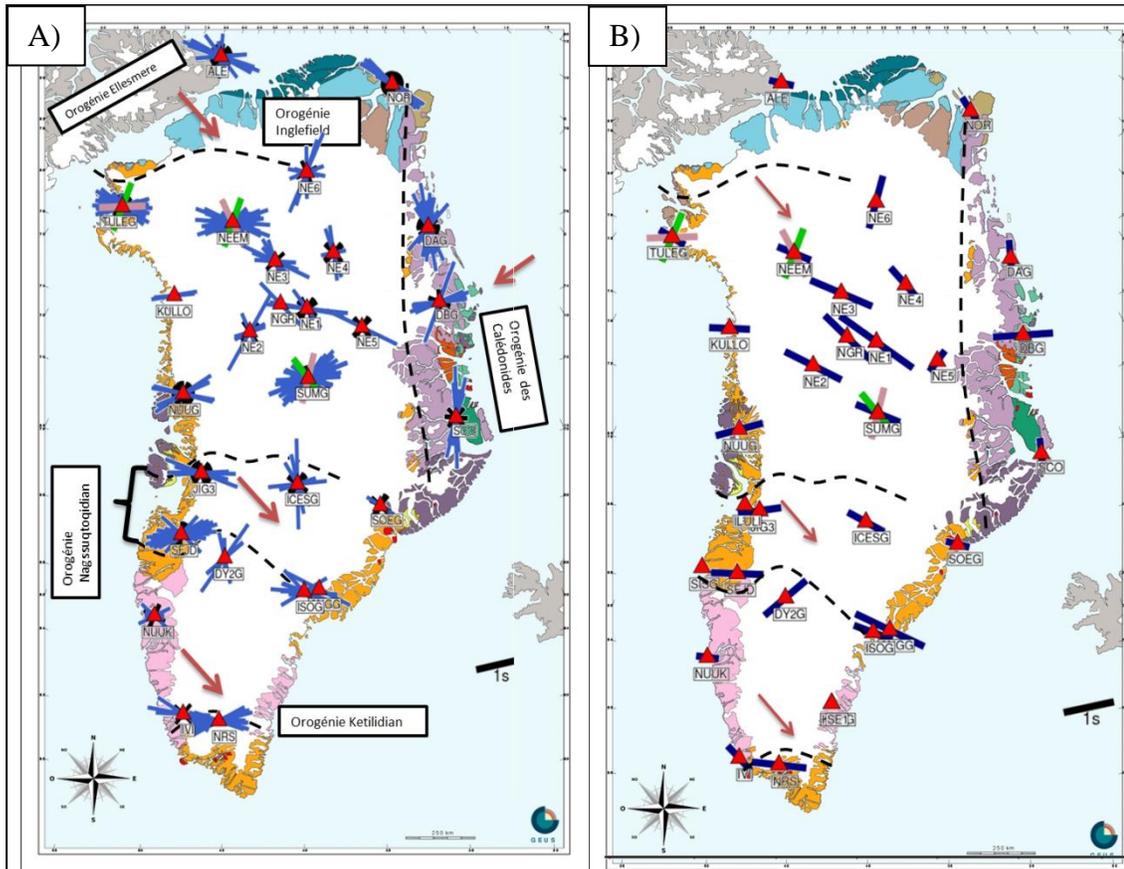


Figure 4.4 Cartes des résultats superposés sur la carte géologique générale de Henriksen et al. (2009) et les sutures tectoniques estimées par St-Onge et al. (2009).

A) Carte géologique avec les résultats individuels anisotropes et les résultats de la modélisation double couche. B) Résultats sommés d'anisotropie ainsi que les résultats de la modélisation double couche

#### 4.4 Comparaison avec les modèles géodynamiques

La deuxième grande source pouvant causer l'anisotropie est le courant asthénosphérique provoqué par les mouvements convectifs du manteau (Silver, 1996). Les résultats obtenus grâce à la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement ont été comparés avec des modèles de courant mantellique à une profondeur de 140 km et 250 km. Un profil de densité est calculé grâce à une inversion conjointe entre 4 modèles de viscosité (Figure 4.5) et 2 modèles tomographiques. Chacun de ces 6 modèles est décrit dans les prochaines sections. Afin de déterminer le courant mantellique actuel, chaque profil vertical de densité obtenu est utilisé avec son profil de viscosité radial correspondant (Lu et al., 2020). Ces estimations du courant mantellique actuelles sont faites en supposant l'hypothèse que le courant mantellique est gravitationnellement compressible. On suppose donc qu'il existe une relation linéaire entre les observations de la surface et les variations de densité latérales avec la profondeur (Forte et al., 2007). Chacun des modèles de courant actuel provient de l'article de Lu et al. (2020), tout en respectant la théorie du courant mantellique gravitationnellement compressible provenant de l'article de Forte et al. (2007).

#### 4.4.1 Les modèles tomographiques

##### 4.4.1.1 Le modèle GyPSuM

Le modèle tomographique GyPSuM est un modèle en 3 dimensions comprenant la vitesse des ondes de cisaillement, la vitesse des ondes de compression et les variations de la densité à l'intérieur du manteau. Le modèle se base sur plusieurs inversions conjointes de données sismiques avec différentes observations géophysiques. Les inversions sont faites à partir de plusieurs observations géophysiques telles que les anomalies de gravité à l'air libre, la divergence des plaques tectoniques et la topographie dynamique. Chacune de ces observations étant basées sur le comportement des minéraux composant le manteau. Les conditions frontière du modèle sont la surface libre ainsi que la frontière noyau-manteau (Simmons et al., 2010).

##### 4.4.1.1 Le modèle Joint 2020

Le modèle Joint 2020 est un modèle tomographique publié tout récemment qui se base sur le même type de données que GyPSuM. Ce modèle a notamment été travaillé avec les 4 modèles de viscosité présentés ici (Lu et al., 2020).

## 4.4.2 Modèles de viscosité

### 4.4.2.1 Modèles V1 et V2

Le modèle V1 proposé par Mitrovica et Forte (2004) se base sur la convection du manteau, sur des données géophysiques et sur le rebond isostatique associé avec la fonte des glaciers formés durant le Pléistocène sur les paléocontinents Laurentia et Fennoscandia (deux paléocontinents en jeu dans la tectonique du Groenland). Le modèle V2 est une mise à jour de ce modèle. Les deux profils sont similaires, sauf pour la zone de haute viscosité lithosphérique. Pour le modèle V1 cette région a une épaisseur de 100 km et pour V2 de 200 km (Figure 4.5; Forte et al., 2010).

### 4.4.2.2 Modèle VBehn

Le modèle de viscosité proposé par Behn et al., (2004) est basé sur des données d'anisotropie sismique. Ils ont supposé que l'anisotropie loin des continents suit le courant asthénosphérique ce qui permet d'estimer les mouvements asthénosphériques. Les courants asthénosphériques sont modélisés selon 4 scénarios, soit : stationnaire, influencés par le mouvement des plaques, en y ajoutant la flottabilité négative des plaques et finalement en ajoutant l'hétérogénéité du manteau. Ce dernier a la meilleure correspondance avec les données d'anisotropie sismique et est donc le scénario choisi dans la présente étude. Leur modèle est hétérogène et divisé en 4 couches distinctes (lithosphère, asthénosphère, le manteau supérieur et le manteau inférieur) avec une viscosité de référence pour chacune.

#### 4.4.2.3 Modèle VSC

Ce modèle de viscosité proposé par Steinberger & Calderwood (2006), est également un modèle à couches indépendantes, qui a été modélisé avec différents comportements des minéraux dans le manteau. Chaque modélisation a été contrainte par les données du géoïde, le rebond postglaciaire ainsi que le flux de chaleur. Le modèle a été développé en minimisant la différence entre le modèle et les observations, afin de trouver la meilleure estimation du profil de viscosité en profondeur.

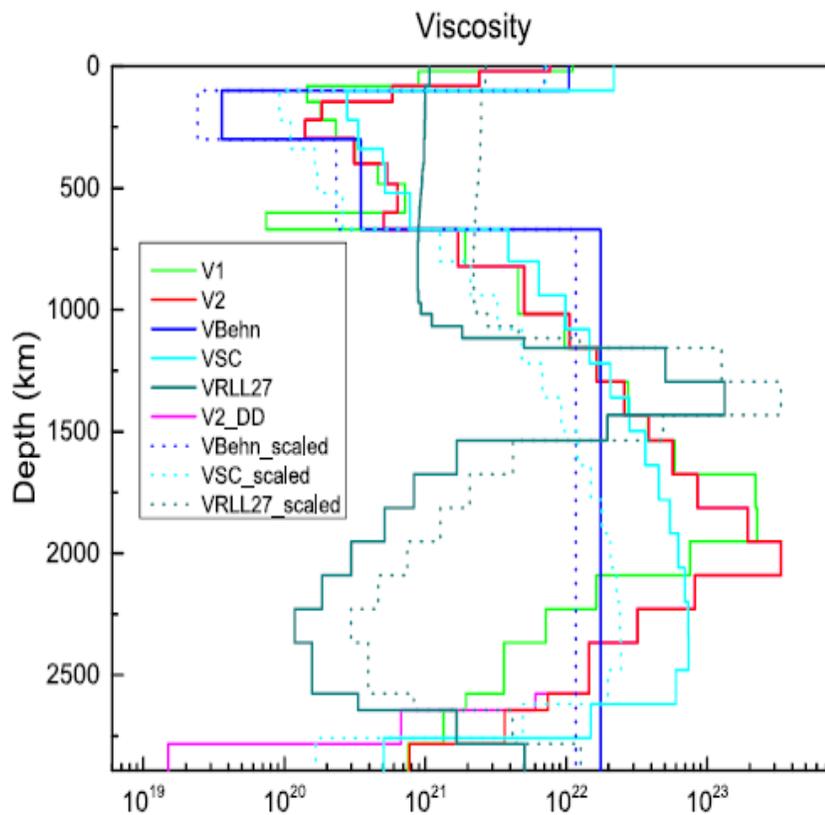
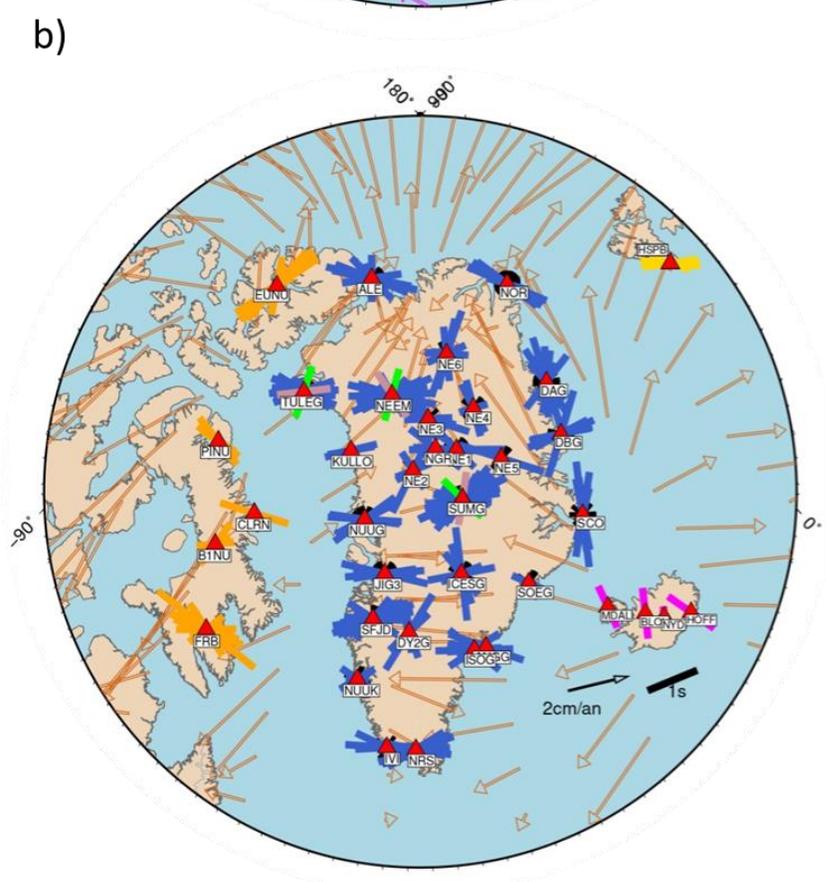
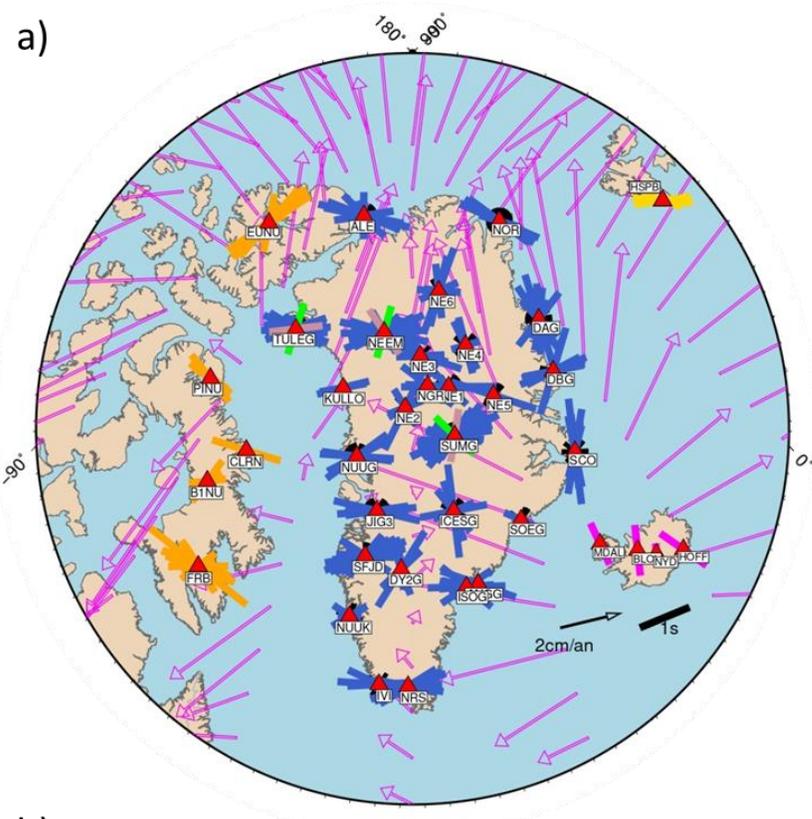
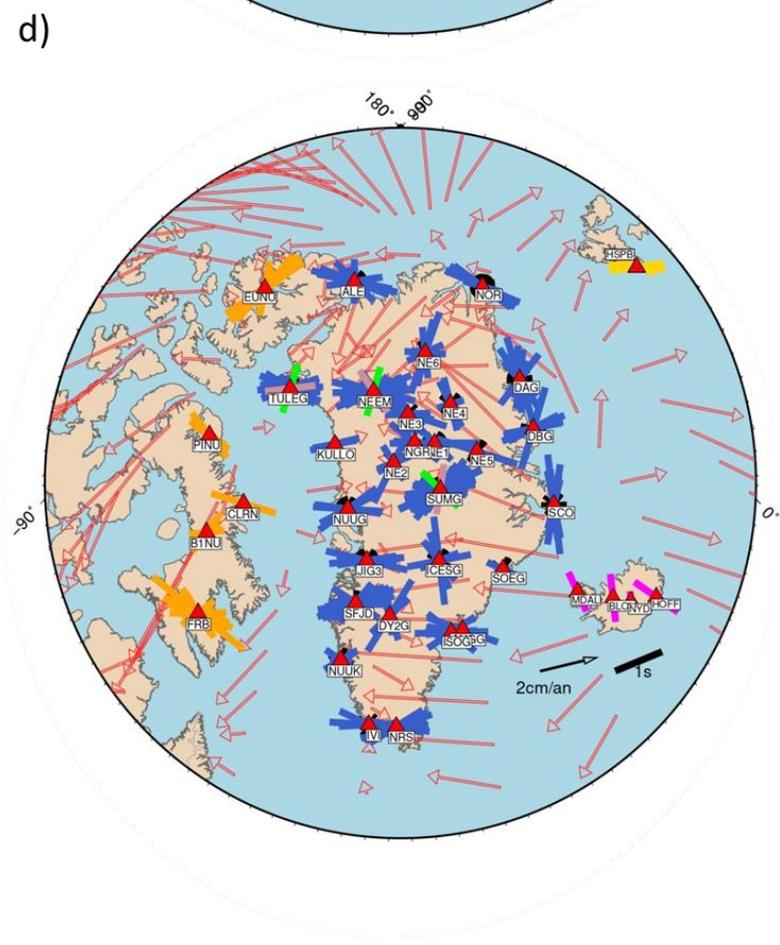
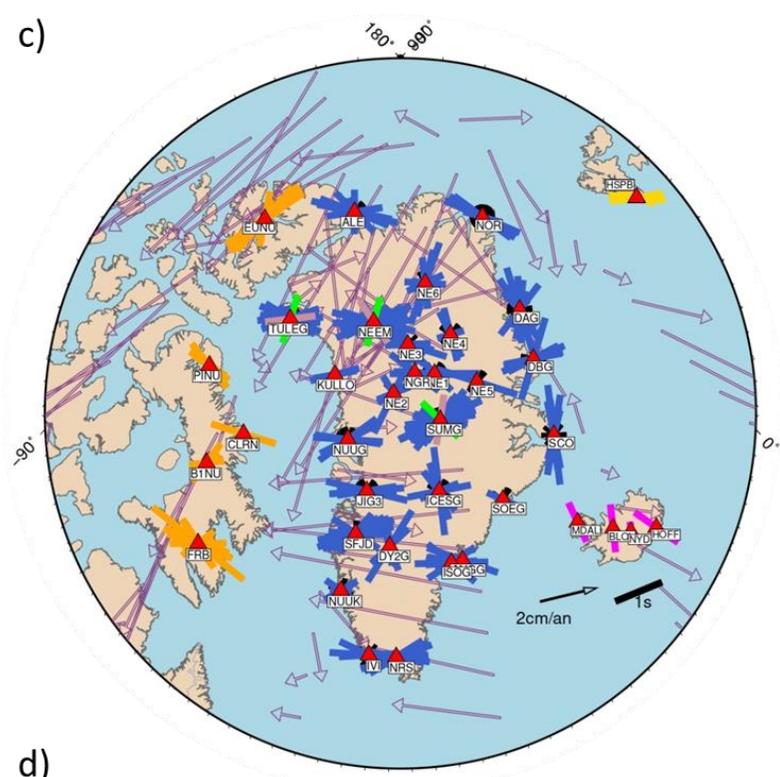


Figure 4.5 Différents profils de viscosité en fonction de la profondeur. Les lignes verte, rouge, bleu foncé et bleue pâle sont les modèles de viscosité utilisés pour cette étude (Lu et al., 2020).

#### 4.4.3 Les mesures de biréfringence versus les modèles géodynamiques.

Les modèles sont définis sur 2 profondeurs différentes : 140 km et 250 km. L'épaisseur moyenne de la lithosphère est estimée à 150 km (Lebedev et al, 2018). Ainsi, il est plus logique d'utiliser la profondeur de 250 km pour représenter les courants asthenosphériques. Il y a quelques stations qui ressortent du lot et qui semblent suivre les modèles (Figure 4.6). En général, les stations se trouvant dans le centre-sud du Groenland possèdent une direction d'anisotropie plus ou moins parallèle avec la direction du courant qui semble prédominant d'orientation  $\sim$  E-O dans tous les modèles. C'est le cas pour les stations JIG3, SOEG, ISOG, NRS, IVI, NUUG et SFJD. Pour ce qui est du nord de l'île, il y a la station DAG qui suit généralement le courant dans la plupart des modèles. Pour les autres stations, la correspondance des résultats avec le modèle dépend fortement du modèle choisi. Les différences entre les modèles et les mesures pourraient être dues à la présence de plus d'une couche d'anisotropie biaisant l'orientation apparente de  $\phi$  et de l'ambiguïté des valeurs de directions anisotropes de  $90^\circ$  lorsqu'elles sont proches d'une orientation nulle. L'orientation N-S de  $\phi$  pour les stations DY2G, DBG ainsi que ICESG fait l'exception à la règle et ne suit le courant dans aucun modèle ni la tectonique. Ces stations pourraient être influencées par une autre source.





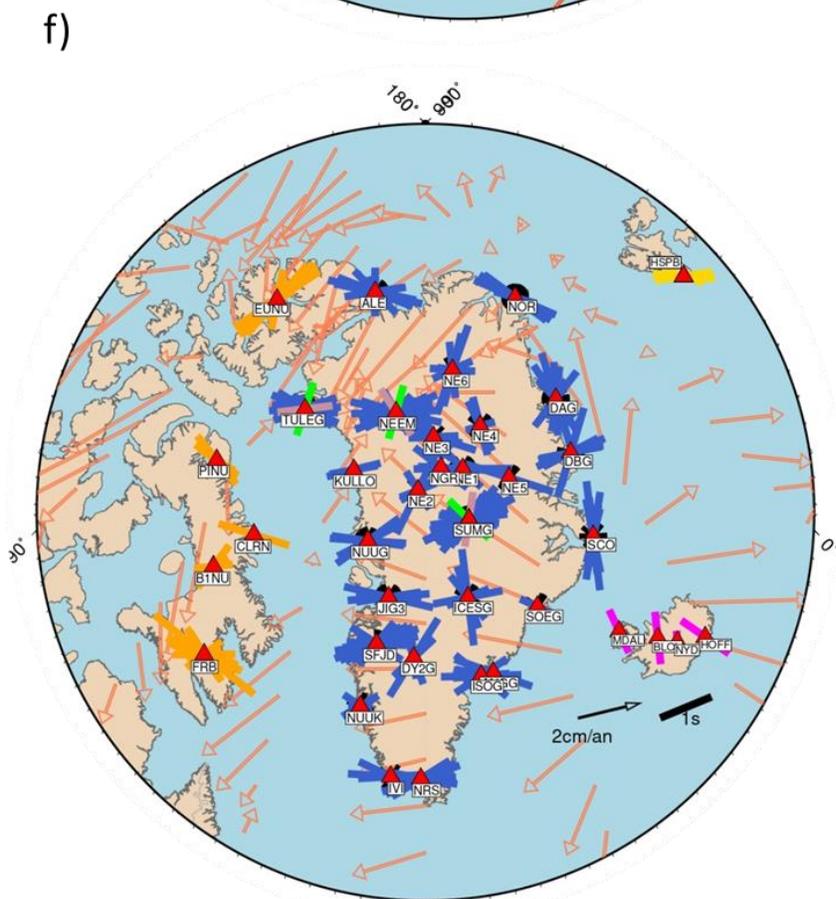
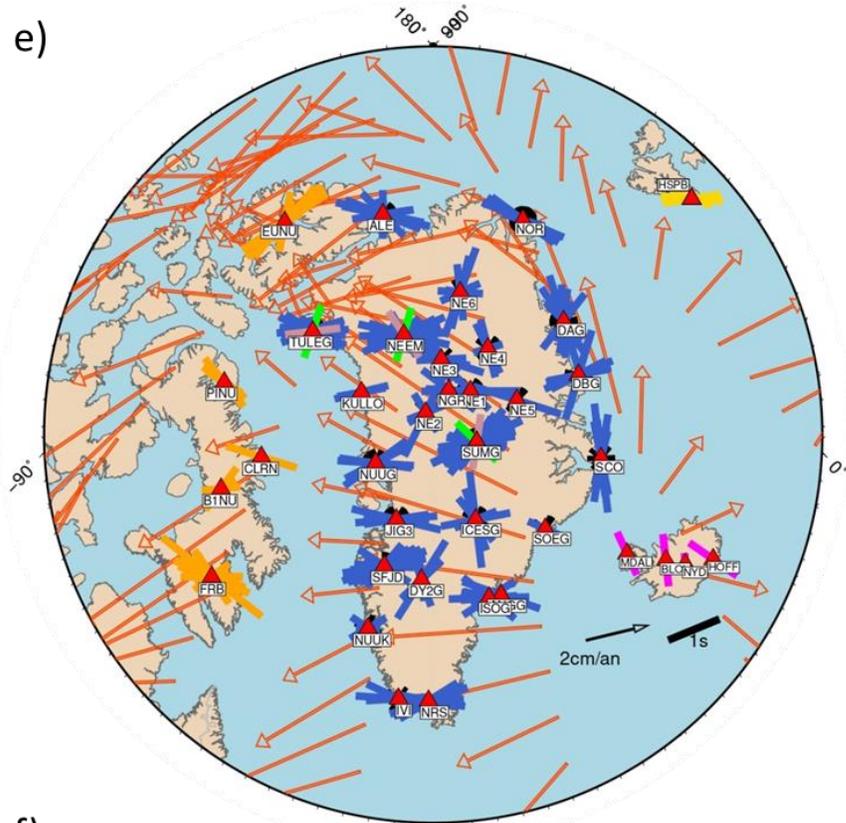


Figure 4.6 Carte des courants mantelliques modélisés à 250 km de profondeur en comparaison avec les données individuelles et les valeurs d'anisotropie modélisée (en vert la couche inférieure et en mauve la couche supérieure) pour les stations SUMG, TULEG et NEEM. a) modèle tomographique joint2020 + modèle de viscosité V1 b) modèle tomographique joint2020 + modèle de viscosité V2 c) modèle tomographique joint2020 + modèle de viscosité VBehn d) modèle tomographique joint2020 + modèle de viscosité VSC e) modèle tomographique GypSuM + modèle de viscosité V1 f) modèle tomographique GypSuM + modèle viscosité V2.

#### 4.4.4 Le mouvement absolu des plaques et les mesures de biréfringence

Le mouvement absolu des plaques (APM) peut être associé avec la direction de l'anisotropie, spécialement quand les résultats anisotropes ont une affinité asthénosphérique (Fouch et Rondenay, 2006; Wüstefeld et Bokermann, 2009). La Figure 4.7 présente les directions du mouvement absolu de la plaque selon le référentiel sans rotation nette (NNR; calculé selon le modèle NNR-Morvel56 par Argus et al., 2011) ou selon le référentiel des points chauds (calculé selon les modèles HS3-NUVEL 1a et NUVEL 1A par Gripp et Gordon, 2002 & DeMets et al., 1999). Visuellement, la corrélation entre les résultats et le mouvement n'est pas très claire en raison d'une grande variabilité dans les résultats. Il y a certaines stations qui semblent suivre l'un ou l'autre des mouvements, mais pas de façon claire. De plus, la direction de l'APM est fortement différente d'un référentiel à l'autre, rendant l'interprétation des résultats incertains. En effet, il est difficile de comparer le mouvement de l'APM avec les directions d'anisotropies lorsque les deux mouvements théoriques sont significativement différents. De plus, il existe une relation entre la vitesse du mouvement de la plaque et la force d'anisotropie. Plus le mouvement de la plaque est lent, moins le mouvement de la plaque aura une influence sur la force d'anisotropie (Figure 4.8; Debayle et Ricard, 2013). Au Groenland, le mouvement de la plaque est

relativement lent ( $< 20$  mm/a) et possède une lithosphère datant du Précambrien. Ces informations permettent de suggérer une relation faible entre l'anisotropie et l'APM.

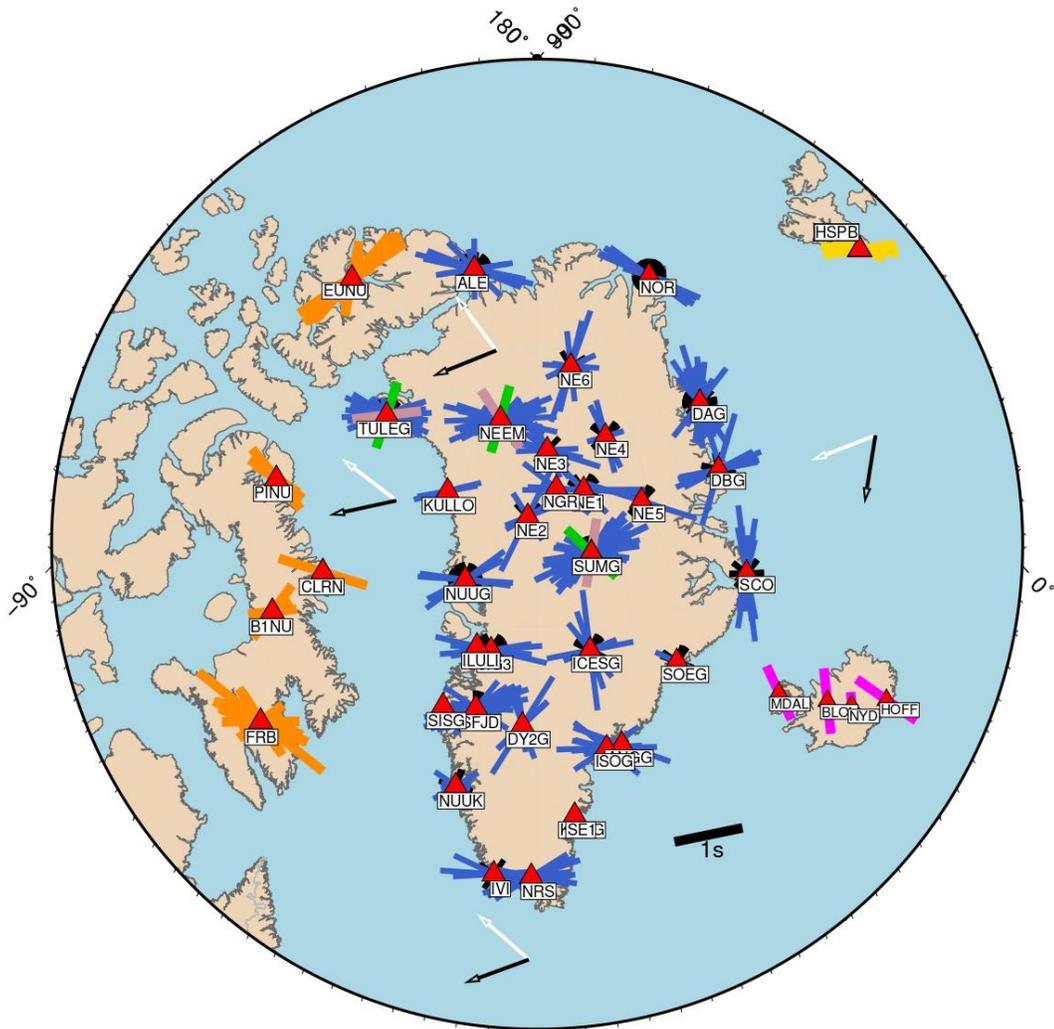


Figure 4.7 Carte présentant les résultats de la présente étude en comparaison avec le mouvement absolu des plaques. Les flèches blanches présentent le mouvement absolu des plaques estimé par le NNR (pas de rotation nette) et les flèches noires le mouvement estimé dans le référentiel des points chauds. La signification des barres de couleurs est la même que pour les images précédentes.

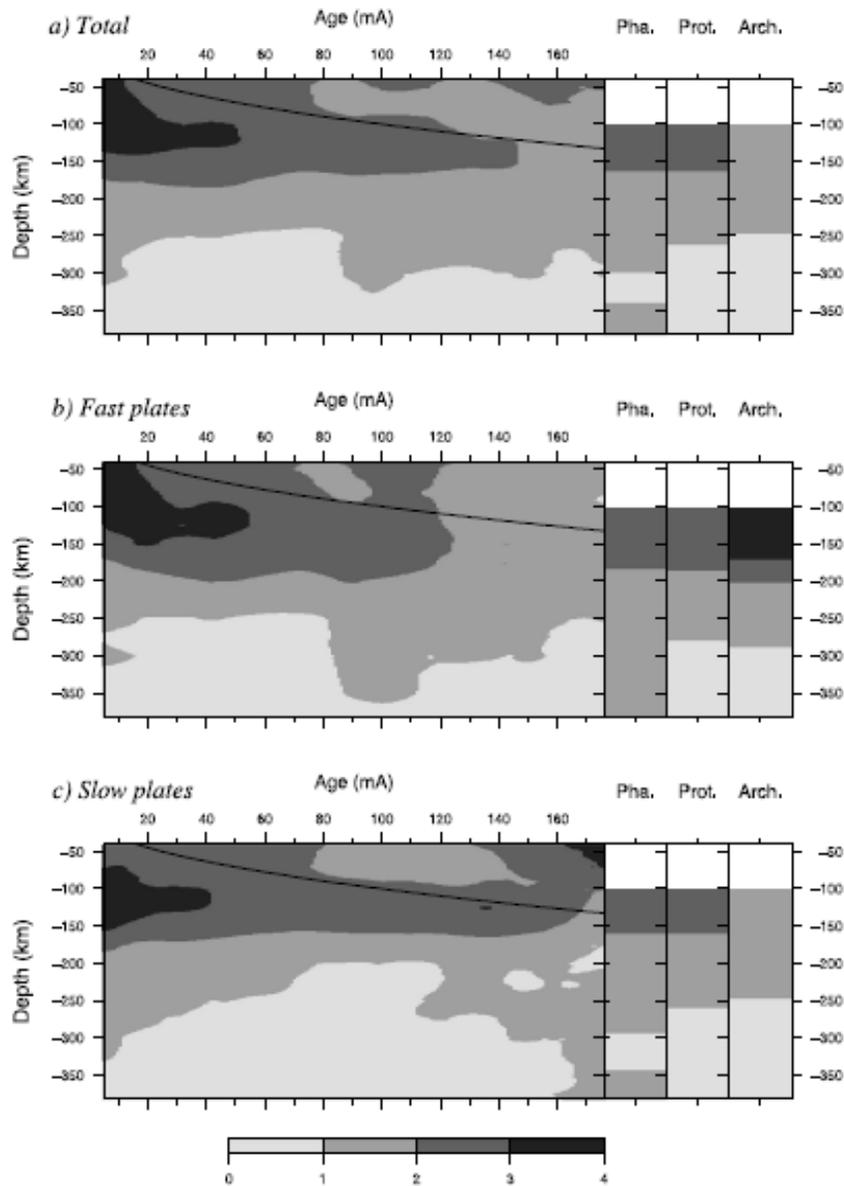


Figure 4.8 Relation entre le mouvement des plaques et la force de l'anisotropie. a) globalement b) les plaques rapides et c) les plaques lentes. À gauche sous les plaques océaniques et à droite sous les plaques continentales (d'âge Phanérozoïque, Protérozoïque et Archéen). L'échelle représente l'anisotropie azimutale en pourcentage (Debaille et Ricard., 2013).

## 4.5 Influence de la ride et du point chaud

La présence de la ride médio-océanique de l'Atlantique Nord et le point chaud de l'Islande à proximité du Groenland peuvent également affecter les orientations actuelles d'anisotropie. Chacune à leur façon, elles ont la possibilité de provoquer des changements de direction et d'ainsi expliquer certaines stations pour lesquelles la tectonique et les courants mantelliques ne semblent pas clairement expliquer les résultats.

### 4.5.1 La ride médio-atlantique

De manière générale, l'anisotropie mesurée près d'une ride sera perpendiculaire à celle-ci, suivant la direction de formation de nouvelle croûte océanique (Behn et al., 2004; Wolfe et Silver, 1998 & Nowacki, 2013). Cette règle se confirme généralement lorsque les valeurs sont calculées près de la ride océanique (moins de 500 km; Behn et al., 2004). En regardant la Figure 4.9, il est possible de voir que les stations SOEG, ISOG, NRS et DBG pourraient faire partie des stations qui suivent cette tendance; quoiqu'il est cependant à noter que la majorité d'entre elles suivent également le courant mantellique et le contexte tectonique. Ces stations sont également vis-à-vis de la portion de la ride qui a le taux d'expansion le plus rapide (20 mm/a vs 10 mm/a au nord; Dick et al., 2003). Pour les deux stations les plus proches de la ride, soit NOR et SCO avec une distance de 231 et 207 km respectivement, la direction d'anisotropie est presque parfaitement parallèle à la ride (Figure 4.9). Il serait logique de dire que les stations les plus proches devraient en principe avoir une meilleure corrélation avec le sens d'écartement de la ride. Cependant la vitesse d'expansion est très lente au nord ce qui expliquerait pourquoi elles ne suivent pas cette direction. Certaines études

mentionnent que la proximité de la ride à moins de 50 km peut rendre la direction d'anisotropie parallèle à la ride (Nowacki, 2013). Ayant une distance supérieure, il est peu probable que ce soit le cas. Il est possible que le courant mantellique sous la lithosphère océanique induit par le point chaud de l'Islande actuelle ait une plus grande influence sur ces deux stations. En effet en regardant les courants mantelliques modélisés à une profondeur de 140 km, il est possible de voir un courant suivant la ride océanique à ces endroits en particulier au niveau du manteau supérieur océanique (Figure 4.10). Ce courant pourrait également être lié à un courant induit par le panache du point chaud qui pourrait produire un courant parallèle à la ride actuellement (Marquart et al., 2007).

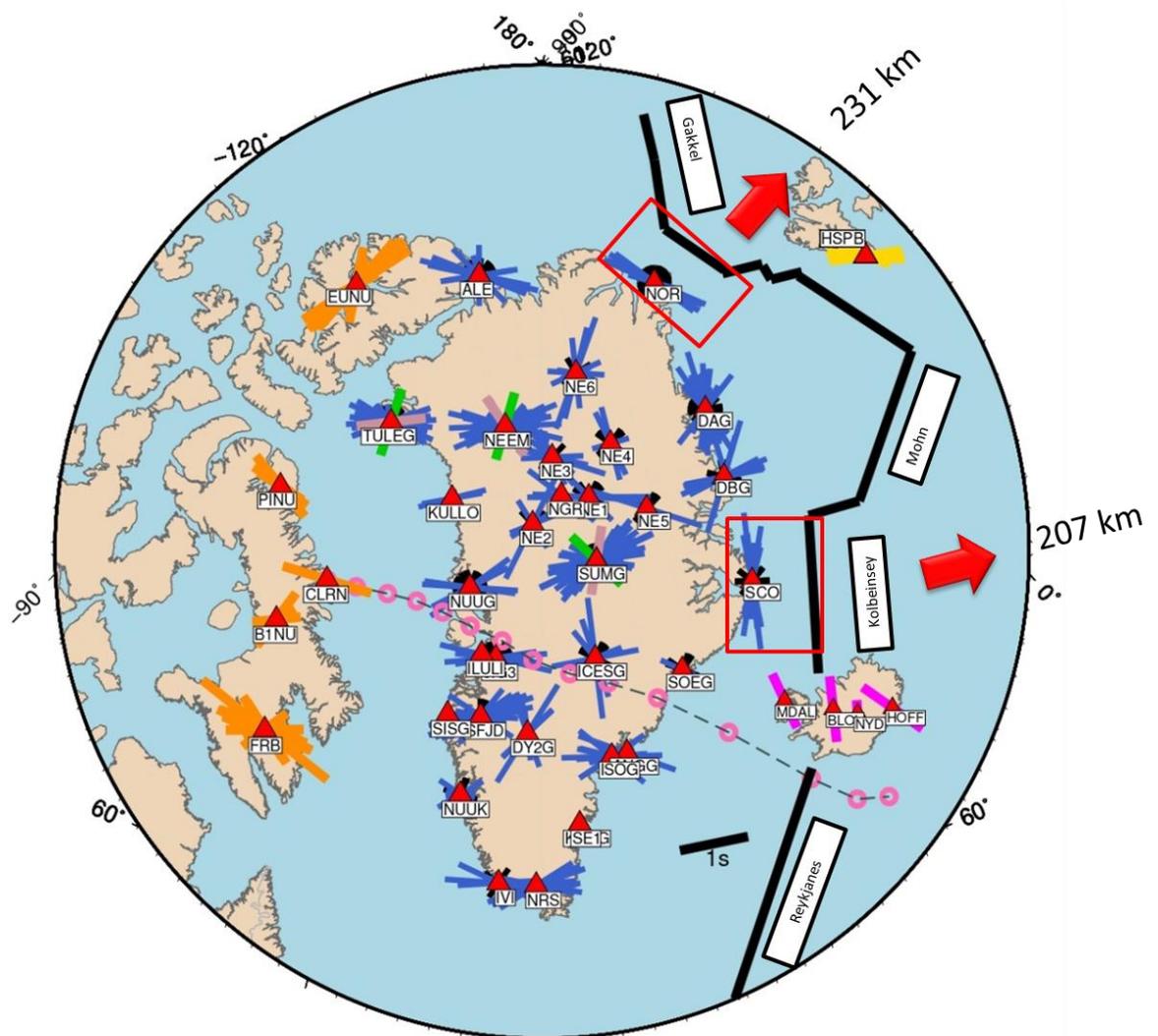
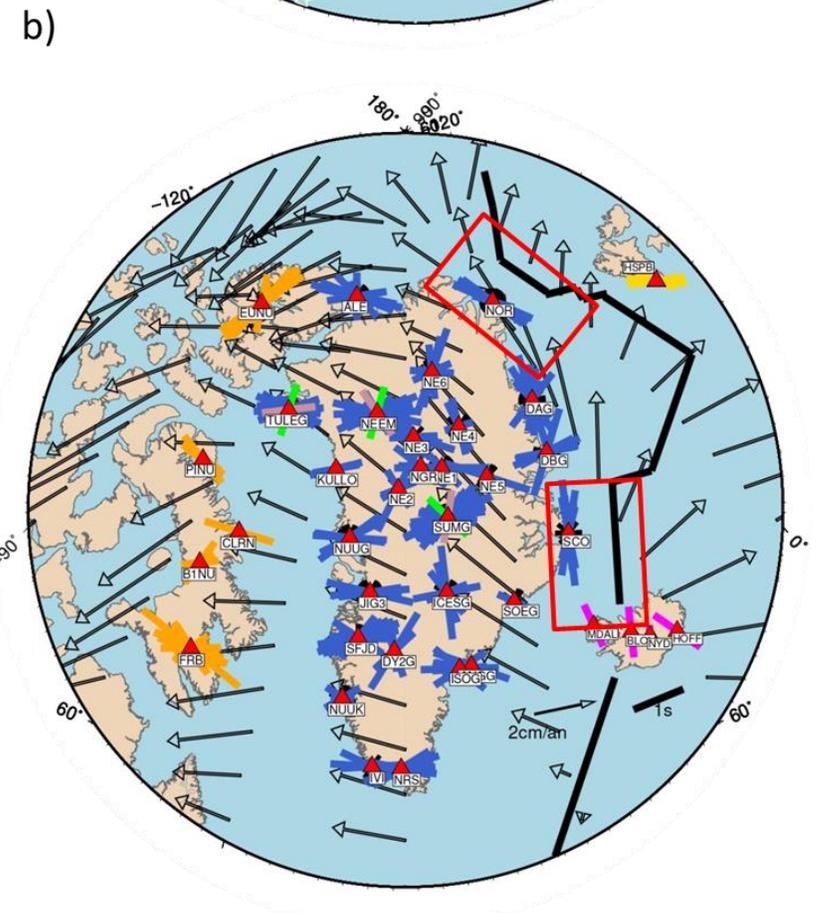
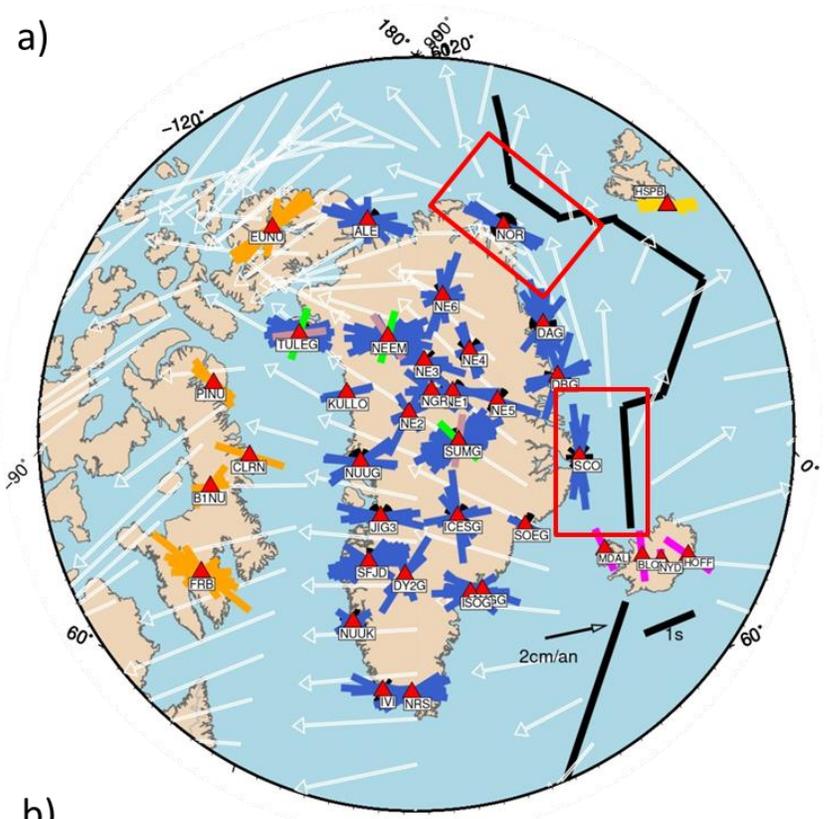
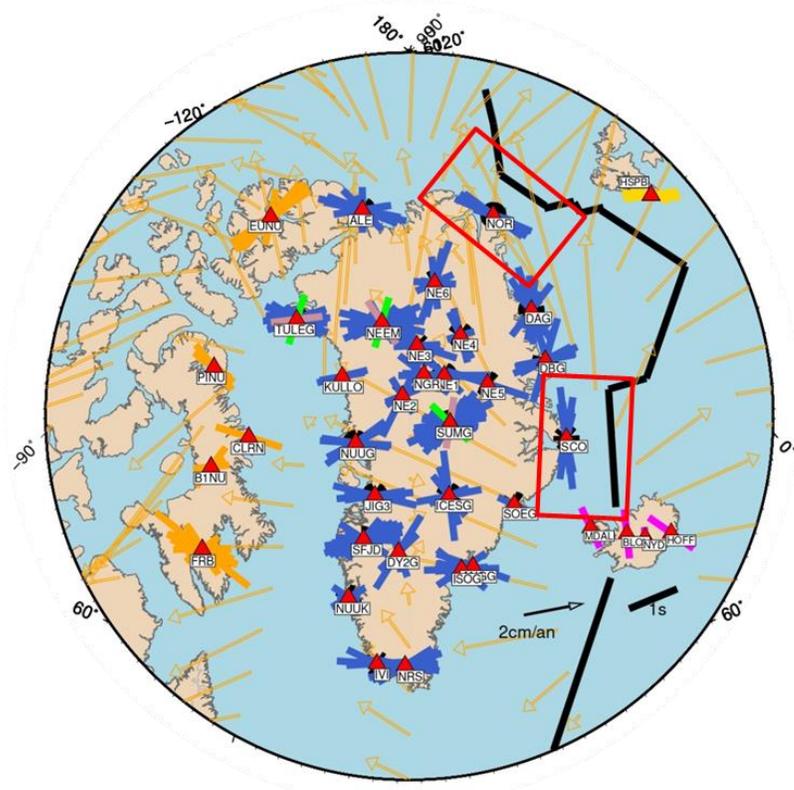


Figure 4.9 Résultats de l'anisotropie sismique en comparaison avec la position de la ride océanique (les valeurs en kilomètres sont les distances entre la ride et les stations les plus proches) ainsi que du possible trajet du point chaud de l'Islande (ronds violets) estimé par Glisovic et Forte (2019).



c)



d)

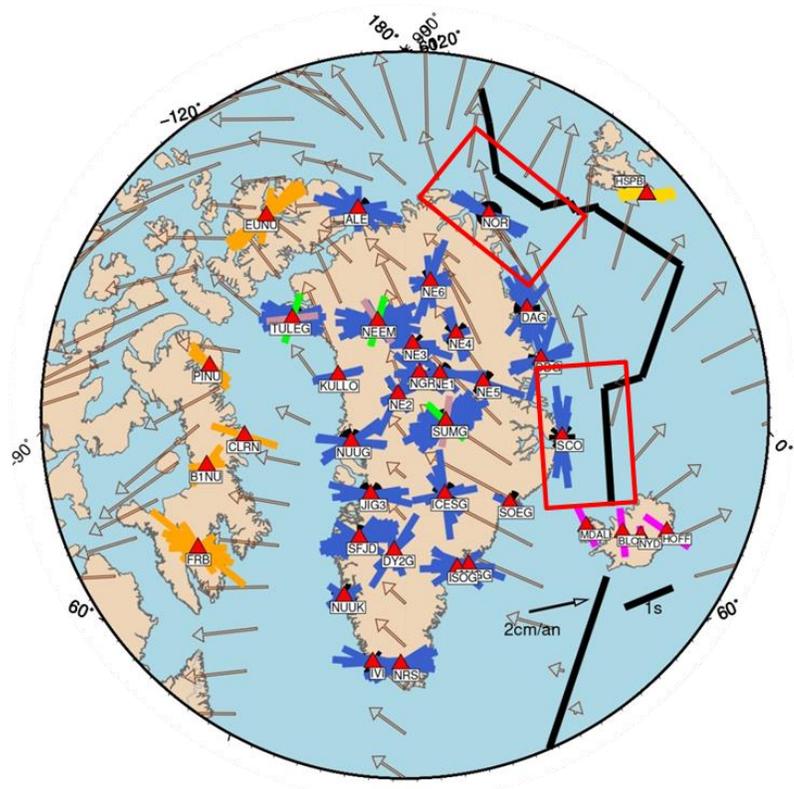


Figure 4.10 Modèle géodynamique à 140 km de profondeur. a) modèle tomographique GypSuM + modèle de viscosité V1 b) modèle tomographique GypSuM + modèle de viscosité V2 c) modèle tomographique joint2020 + modèle de viscosité V1 d) modèle tomographique joint2020 + modèle de viscosité V2.

#### 4.5.2 Le point chaud de l'Islande

Sur la Figure 4.9, les cercles mauves représentent une possible trajectoire du point chaud estimée par Glisovic et Forte (2019). Les stations pouvant être influencées par ce passage sont NUUG, ILULI, JIG3, ICESG et SOEG. La station CLRN de l'étude de Liddell et al. (2017) semble également faire partie du lot. La direction de  $\phi$  pour chacune de ces stations semble plus ou moins parallèle à la trajectoire. De plus, au moment du passage du point chaud, il est possible que celui-ci ait induit un courant radial (Rumpker et al., 2000, Bjarnason et al., 1996 & Weeraratne et al., 2003). La direction de  $\phi$  pourrait avoir suivi le courant radial autour du point chaud à chacune de ses positions passées. Cela expliquerait peut-être la présence de deux directions pour la station ICESG ainsi que pour la station DY2G. L'ambiguïté persiste cependant pour les stations ayant des mesures anisotropes parallèles au mouvement du point chaud puisqu'elles suivent également les courants asthénosphériques et les ceintures orogéniques. Il est donc difficile d'affirmer si le trajet seul du point chaud a eu une réelle influence sur l'anisotropie actuelle.

#### 4.6 Interprétation des résultats de la modélisation doubles couches

La modélisation de la Section 3 suggère que l'anisotropie sismique du Groenland pourrait être expliquée par deux couches inclinées. Il devient donc intéressant de voir la corrélation avec ces résultats modélisés et les conditions géologiques et géodynamiques connues au Groenland. Les deux sources principales pour

l'anisotropie sont le manteau lithosphérique et l'asthénosphère. L'hypothèse de l'existence de deux couches suppose que la première couche devrait provenir de la lithosphère et enregistrer les anciennes structures tectoniques. La deuxième couche, plus profonde, devrait suivre les courants asthénosphériques (Currie et al., 2004; Bai et al., 2010; Wu et al., 2020). La direction modélisée de la couche la moins profonde pour la station TULEG montre une claire corrélation avec la suture tectonique d'Inglefield (Figure 4.4). Pour ce qui est des stations NEEM et SUMG, il n'y a pas de corrélation visuelle. Pour la station NEEM, la suture tectonique la plus proche est une extrapolation de la suture Inglefield par des données aéromagnétiques (St-Onge et al., 2009). La situation est semblable pour la station SUMG, mais sa direction modélisée semble tout de même avoir une affinité avec la ceinture orogénique des Calédonides. En d'autres mots, il est difficile de clairement affirmer si la couche supérieure de ces stations est associée avec la tectonique connue. La modélisation comporte son lot d'erreurs, et les sutures tectoniques ne sont que des extrapolations, rendant les incertitudes plus importantes.

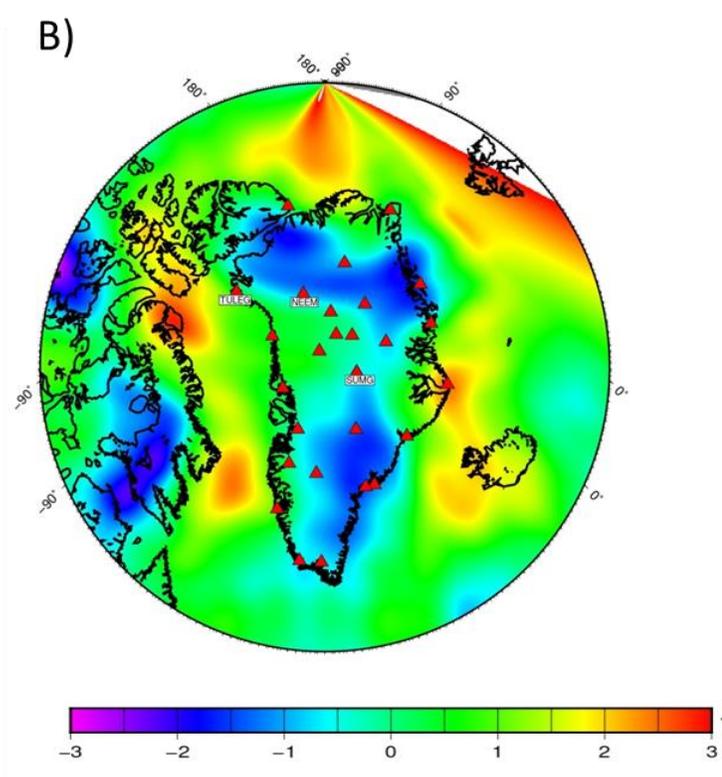
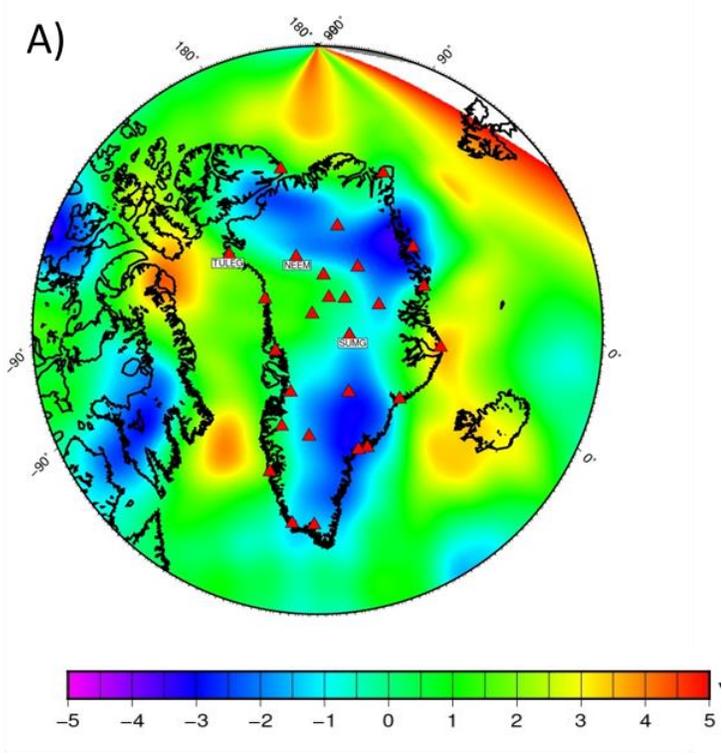
Nous avons observé grâce aux trois stations, pour la couche la plus profonde que la direction prédite par les modèles est en bonne corrélation avec les courants asthénosphériques (vecteurs verts sur la Figure 4.6). En effet, les directions sont plus ou moins parallèles aux flèches de courant, suggérant que cette couche se situe très probablement dans l'asthénosphère. Pour ce qui est du mouvement absolu des plaques, aucune corrélation n'est visible entre la direction de la couche profonde et le mouvement de la plaque.

La variabilité des données a permis de déterminer que l'ajout d'un pendage dans les couches suggère une bonne corrélation. Il est alors intéressant d'essayer d'expliquer l'hypothèse des couches inclinées. Excepté pour la deuxième couche de la station NEEM, les pendages trouvés par la modélisation double couche se situent à environ 60°. Les pendages associés à la couche inférieure peuvent être expliqués par un

courant mantellique vertical important s'ajoutant au courant horizontal déjà présent. Un courant vertical assez important est d'ailleurs connu à la localisation du point chaud. Considérant que le Groenland est témoin du passage de ce point chaud, de tels courants peuvent avoir eu lieu dans le manteau supérieur durant le Tertiaire. De plus, il existe un mouvement vertical de l'ordre de 4 cm/a sous l'île à des profondeurs correspondant à l'asthénosphère (entre 200 et 300 km; Marquart et al., 2007). Un courant vertical est également prédit par les modèles géodynamiques présentés précédemment pour une profondeur de 250 km (Figure 4.11). Un courant vertical non négligeable est également présent au nord et au sud de l'île (variant entre 2 cm/a à 6 cm/a selon le modèle présenté). Le pendage par rapport à l'horizontale du courant a également été évalué à l'aide de la vitesse horizontale et verticale du courant prédite par les modèles (Figure 4.12). Il est possible de voir des pendages importants du courant mantellique (jusqu'à 70°) à proximité des trois stations testées. Malgré la différence entre les modèles qui n'est pas négligeable, il est tout de même possible d'envisager l'existence d'un pendage important du courant mantellique sous ces stations.

En ce qui à trait aux observations de la couche supérieure, la présence de pendage peut être due aux anciennes structures de zone de subduction (Liddell et al., 2017; Ozacar et Zandt, 2009; Hartog et Schwartz, 2000). En effet, l'orogénie des Calédonides, Nagssugtoqidian ainsi que Ketilidian, montre la présence d'anciennes structures penchées grâce à des relevés sismiques (voir Chapitre 1). Cependant, le pendage apparent de ces structures ne dépasse pas 20°. La valeur de 60° semble alors exagérée par rapport à ce qui est connu. Cela peut être un indice que les structures anisotropes sont beaucoup plus complexes et que la présence de plus de deux couches est peut-être envisageable. Si tel est le cas, cela expliquerait pourquoi le pendage est plus important que prédit par les anciennes études pour compenser une possible autre couche. Il faut tout de même noter que la modélisation a beaucoup de limitations et donc que les valeurs trouvées ne sont probablement pas exactes. Une autre option est

cependant à suggérer soit une inclinaison provoquée par l'interaction entre la lithosphère et l'asthénosphère provoquant de ce fait même, un inclinaison de l'axe de l'anisotropie. En effet, le pendage de l'axe rapide de l'anisotropie a également été remarqué ailleurs dans le craton nord-américain (Bokermann, 2002). Ce pendage a été détecté par une méthode utilisant les ondes P. Ils ont trouvé un pendage  $< 45^\circ$  qu'ils ont associé avec la relation entre les courants mantelliques et le mouvement de la plaque au-dessus. La déformation causée par ces deux mouvements aurait provoqué le pendage de l'anisotropie. Ils supposent cependant une direction de l'anisotropie parallèle au mouvement absolu de la plaque, aspect qui n'est pas remarqué dans le cas présent. Une dernière hypothèse serait que l'axe de l'anisotropie estimé par la modélisation soit indépendant du pendage de la couche. Par exemple, qu'il y ait des structures internes dans la couche avec une forte tendance anisotrope affectant l'axe dominant d'anisotropie dans la lithosphère. Cela expliquerait les pendages de l'axe anisotrope plus élevés que celle de la couche elle-même. Cette hypothèse n'a cependant jamais été vérifiée dans des études antérieures et serait intéressante à explorer dans de futures études.



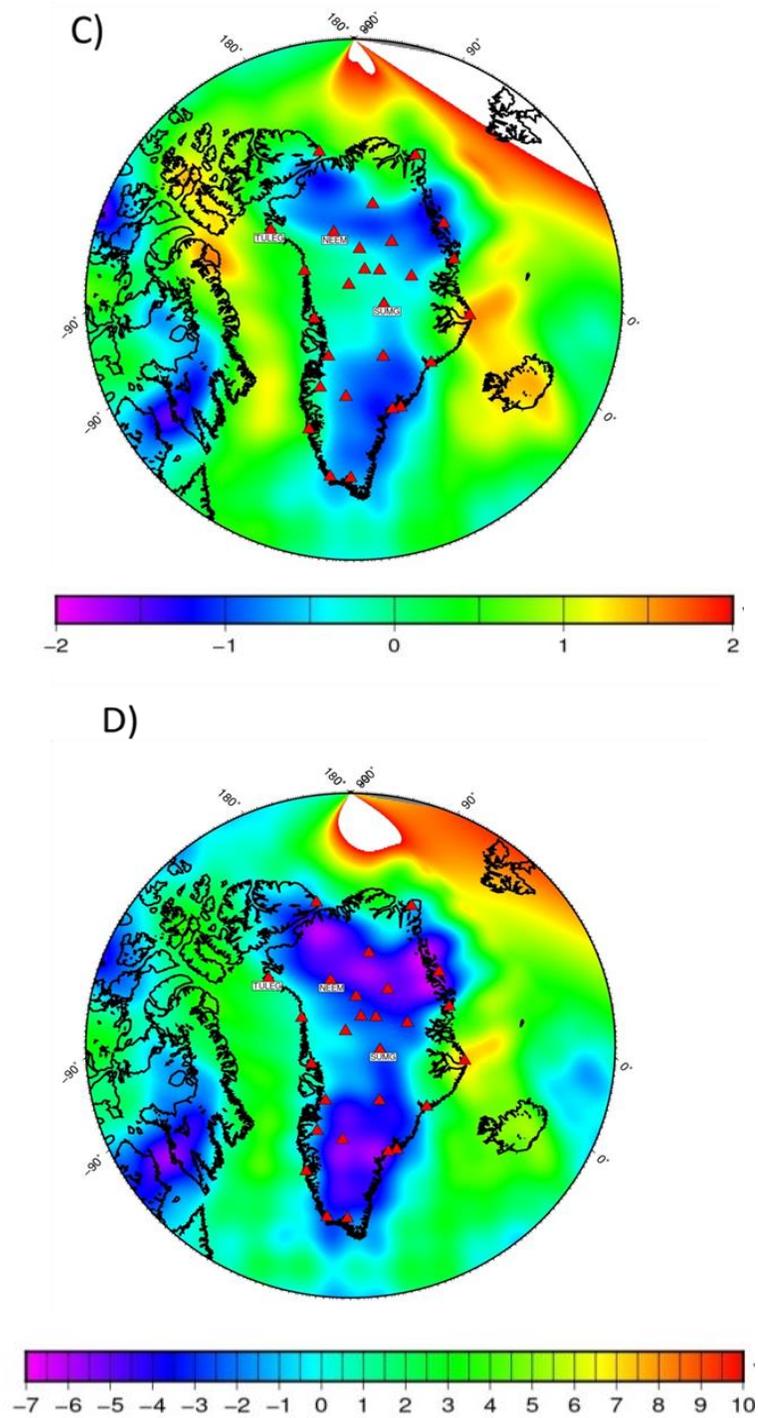
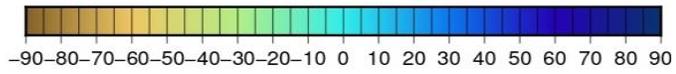
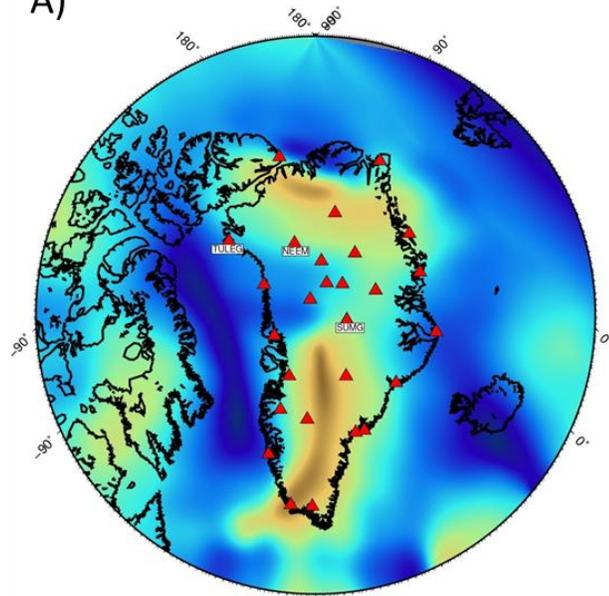


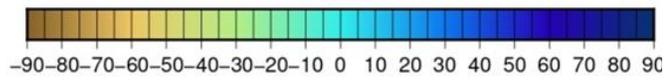
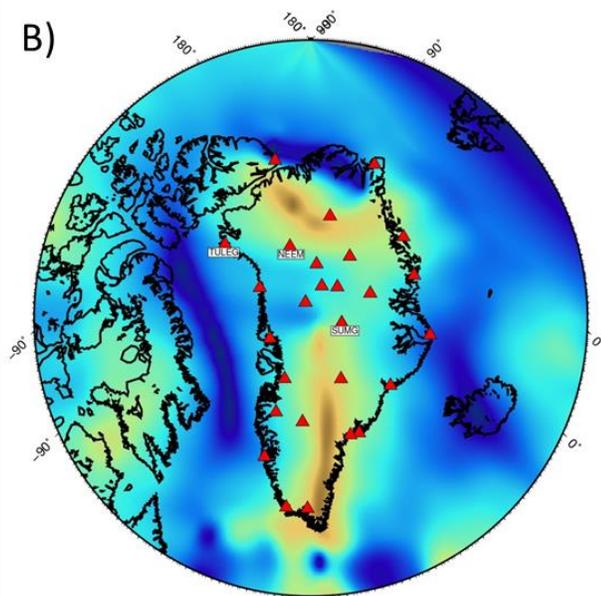
Figure 4.11 Vitesses du courant vertical prédites par le modèle tomographique Joint2020 et les 4 modèles de viscosité. L'échelle de couleur

représente les vitesses verticales en cm/a. Les valeurs négatives correspondent au courant allant vers le bas et les valeurs positives au courant allant vers le haut. A) Le modèle V1 B) Le modèle V2 C) Le modèle VSC D) Le modèle VBehn.

A)



B)



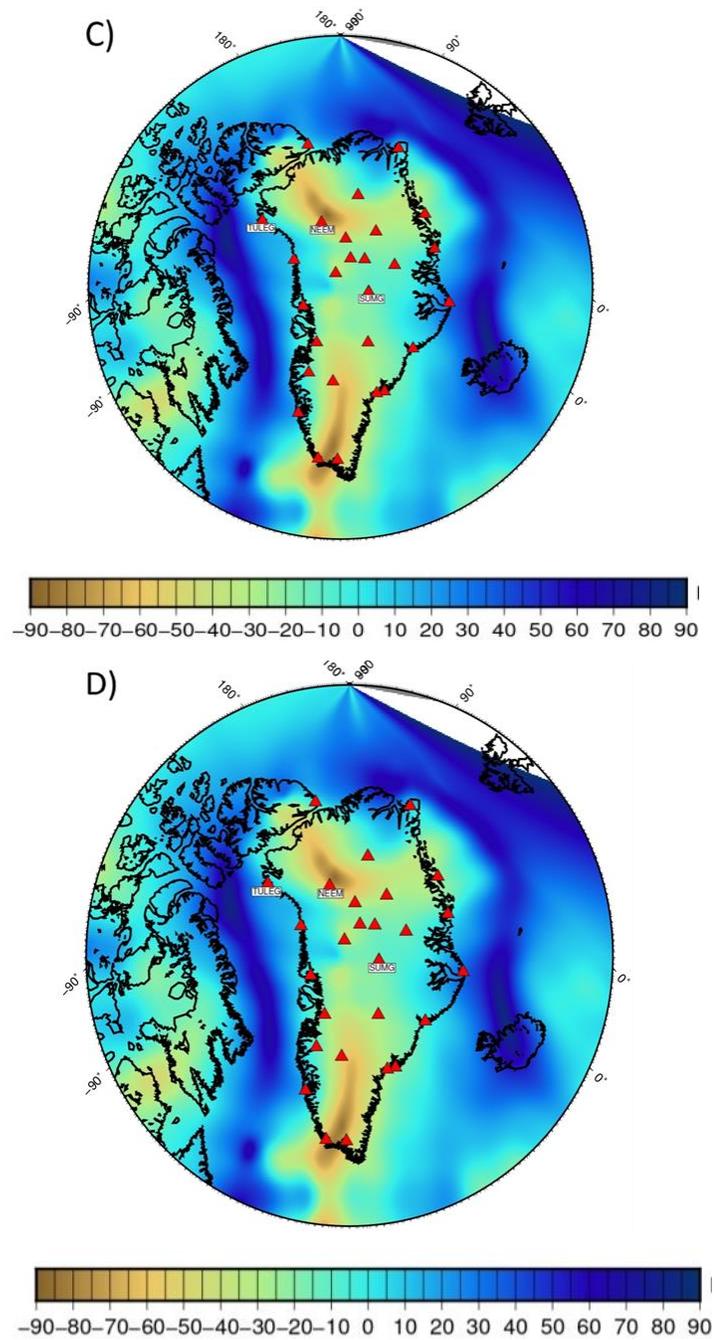


Figure 4.12 Valeurs du pendage par rapport à l'horizontale du courant prédit par le modèle tomographique Joint2020 et les 4 modèles de viscosité. L'échelle de couleur représente le pendage en degrés. Les valeurs négatives pour les courants



Tableau 4.1 Résumé des possibles sources de l'anisotropie sismique pour les différentes stations.

Stations	Source anisotropes	Emplacement géographique	Couche modélisée 1	Couche modélisée 2
ALE	T	Nord	-	-
ANGG	T, G (250), PC	Centre Est	-	-
DAG	T, G (250), G (140)	Nord Est	-	-
DBG	APM (NNR), Ride	Nord Est	-	-
DY2G	PC	Centre ouest	-	-
ICESG	T, G (250), PC	Centre	-	-
ILULI	T, G (250), PC	Centre ouest	-	-
ISOG	T, G (250), PC	Centre est	-	-
IVI	T, G (250)	Sud	-	-
JIG3	T, G (250), PC	Centre ouest	-	-
KULLO	T, G (250)	Nord-ouest	-	-
NE1	T, G (250)	Centre Nord	-	-
NE2	G (250)	Centre Nord	-	-
NE3	T, G (250)	Centre Nord	-	-
NE4	T, G (250)	Centre Nord	-	-
NE5	G (250)	Centre Nord	-	-
NE6	G (250)	Centre Nord	-	-
NEEM	T	Centre Nord	Indéterminée	G (250)
NGR	G (250)	Centre Nord	-	-
NOR	T, G (250), G (140)	Nord Est	-	-
NRS	T, G (250)	Sud	-	-
NUUK	T, G (250)	Sud	-	-
SCO	T, G (250), G (140)	Centre Est	-	-
SFJD	T, G (250), PC	Centre ouest	-	-
SOEG	T, G (250), PC	Centre est	-	-
SUMG	T, APM (NNR)	Centre	Indéterminée	G (250)
TULEG	T, G (250)	Nord-ouest	T	G (250)

**Légende :**

T= tectonique

G (250)= le courant mantellique à 250 km

G (140)= courant mantellique à 140 km

APM(NNR)= mouvement absolu de la plaque sous le référentiel sans rotation nette

PC= Point chaud

Ride = Mouvement d'expansion de la ride

En résumé, l'anisotropie sismique au Groenland semble avoir deux sources principales, soit la tectonique ancienne et le courant mantellique récent d'origine asthénosphérique. Pour une grande majorité des stations, les deux concordent, puisque le courant et la tectonique ont majoritairement la même orientation. Ce dernier point rend difficile l'interprétation de l'anisotropie pour ce qui est de déterminer qu'elle en est la vraie source. Quelques stations ont des affinités avec le point chaud (ICESG, ILULI, JIG3, DY2G, SOEG), avec les courants à 140 km (NOR et SCO), le mouvement absolu de la plaque (DBG et SUMG) et la direction d'expansion de la ride (DBG). Au niveau des directions anisotropes modélisées pour deux couches, la couche la moins profonde concorde bien avec la tectonique pour la station NEEM, chose qui est moins claire pour les deux autres stations. La couche la plus profonde quant à elle concorde très bien avec le courant mantellique à 250 km.

## CONCLUSIONS

Le Groenland est une région où l'étude de la géologie de surface est très difficile considérant l'épaisse calotte glaciaire qui couvre la majorité de l'île. Les méthodes indirectes telles que la sismologie deviennent alors un atout important pour connaître l'histoire tectonique, géologique et géodynamique de la région. L'anisotropie sismique a pour but de révéler les informations géologiques de l'intérieur de la Terre que cette dernière a pu enregistrer. Cette méthode permet d'améliorer la compréhension de la géologie et de la géodynamique au Groenland.

Grâce à la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement, il a été possible d'estimer l'anisotropie sous les 35 stations étudiées. Les mesures de  $\phi$  se sont avérées très changeantes montrant une grande présence de variation latérale. Les valeurs de  $\delta t$ , majoritairement au-dessus de 1s, supposent une couche anisotrope d'épaisseur importante (entre 112 et 220 km) et suggère l'influence de plus d'une couche. Pour confirmer ce fait, la relation entre les valeurs de  $\phi$  et l'azimut-arrière des arrivées des ondes sismiques a été étudiée, pour en déduire une variation significative et rapide par rapport à l'azimut arrière. Une modélisation double couche a été effectuée afin d'analyser et d'interpréter cette variation se rapprochant du modèle typique de la relation entre l'anisotropie et l'azimut arrière dans le cas de deux couches anisotropes. La modélisation de cette variation a permis non seulement de supposer que la présence d'au moins deux couches est très probable, mais également de suggérer que ces couches sont probablement penchées. L'anisotropie sous le Groenland est complexe.

Les deux principales sources pouvant expliquer l'anisotropie sont la tectonique ancienne et les courants asthénosphériques. Dans les deux cas, les directions de  $\phi$  semblent avoir de bonne correspondance avec l'une ou l'autre des sources, mais jamais sur l'ensemble des stations. L'interprétation des directions modélisées par le modèle double couche a également mis en lumière des informations très intéressantes. La direction pour la couche la moins profonde suit parfaitement la suture tectonique pour une des trois stations testées. Pour la deuxième couche, la direction  $\phi$  suit très bien les courants mantelliques sur l'ensemble des modèles testés. Ces corrélations permettent de suggérer une provenance lithosphérique pour la couche supérieure et plutôt asthénosphérique pour la couche inférieure. Puisque ces couches ont possiblement un pendage non nul, la présence de pendage suggère pour la première couche, des structures tectoniques penchées telles que les anciennes zones de subduction ou bien d'une interaction avec de deux mouvements (lithosphérique et asthénosphérique). Pour la couche la plus profonde, cela pourrait signifier la présence d'un courant vertical assez fort pouvant induire un pendage dans le courant asthénosphérique.

Une certaine correspondance entre les résultats et le trajet du point chaud est visible. Certaines stations proches de ce trajet montrent des directions d'anisotropie multiples, pouvant être causées par un courant radial qui fut autrefois induit par le point chaud durant son passage sous le Groenland. La ride médio-océanique quant à elle semble influencer les stations les plus proches de celle-ci. La direction d'anisotropie liée à une ride est normalement parallèle à la direction d'expansion ce qui n'est pas le cas pour les stations à proximité de la ride dans cette étude. Le taux d'expansion étant très lent dans l'Atlantique Nord, il s'agirait plutôt d'un courant mantellique parallèle à la ride sous la lithosphère océanique provoqué par le point chaud qui aurait influencé la direction d'anisotropie.

Considérant toutes les informations que les mesures ont permis de tirer, plusieurs conclusions doivent être prises en considération afin de poursuivre des études ultérieures. Premièrement, l'anisotropie au Groenland ne peut être expliquée par une seule direction homogène. Deuxièmement, la présence d'au moins deux couches anisotropes est à considérer. Troisièmement, la présence d'un pendage dans les deux couches est très probable et mérite une meilleure modélisation afin de contraindre ou approfondir cette information. Quatrièmement, il s'avère difficile de déterminer les causes définitives pour chaque station. Pour certaines stations, la direction de l'anisotropie pouvait correspondre à plusieurs phénomènes à la fois. Il n'est donc pas de mise, sans preuve, d'affirmer laquelle des sources d'anisotropie est la bonne. La résolution verticale de la méthode de la biréfringence des ondes de cisaillement étant mauvaise, il est difficile de clairement discriminer les différentes causes possibles.

En conclusion, il serait pertinent que les recherches futures se penchent alors sur les causes potentielles de cette variation importante des observations. afin de dresser un meilleur portrait de la dynamique du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère. Ces informations, en particulier celles sur la tectonique probablement figée dans le manteau supérieur, pourraient aider à mieux développer la carte géologique de surface ajoutant une confiance aux données de surface peu présentes. De plus, la contrainte des sources pourrait donner des indices sur l'influence de celles-ci sur le manteau supérieur.

## ANNEXE

Tableau A.2 Tableau des meilleures mesures de type «split»

Date(YYYYJJJ)	Station	Baz	$\Phi$ (degré)	$\phi$ err.	$\delta t$ (secondes)	$\delta t$ err.	Phases
2006237	ALE	184.44	91	4.75	1.45	0.36	SKS
2006311	ALE	326.10	64.00	24.25	1.12	0.46	SKS
2008190	ALE	189.14	85.00	3.75	1.35	0.14	SKS
2009105	ALE	17.46	146	20.25	0.60	0.34	SKS
2009193	ALE	187.97	84.00	3.25	1.50	0.14	SKS
2009245	ALE	10.51	118	20.00	1.08	0.57	SKS
2009277	ALE	354.18	163	7.50	0.88	0.19	SKS
2010193	ALE	185.71	94	6.50	1.45	0.38	SKS
2011210	ALE	294.63	64.00	14.00	0.98	0.21	SKKS
2011236	ALE	192.08	87.00	4.00	1.75	0.14	SKS
2011326	ALE	182.74	84.00	3.75	1.23	0.19	SKS
2011130	ANGG	326.71	116	9.50	1.48	0.21	PKS
2001145	DAG	53.45	24.00	14.75	0.95	0.22	SKSac
2002091	DAG	227.78	11.00	19.25	0.60	0.23	SKSac
2003131	DAG	35.31	16.00	4.50	0.68	0.09	SKS
2003146	DAG	32.84	22.00	7.75	1.33	0.35	SKS
2003146	DAG	37.34	17.00	5.25	0.93	0.11	SKS
2003208	DAG	335.18	9.00	9.50	0.93	0.14	SKS
2009109	DAG	34.79	8.00	8.50	1.03	0.16	SKS
2009165	DAG	34.87	21.00	3.75	1.05	0.11	SKS
2009277	DAG	37.65	18.00	7.00	0.95	0.14	SKS
2009297	DAG	32.38	24.00	16.00	1.15	0.41	SKS
2009328	DAG	332.44	5.00	14.75	0.98	0.21	SKKS
2010095	DAG	37.00	32.00	2.75	1.18	0.18	SKS
2010204	DAG	37.61	17.00	6.50	0.95	0.13	SKS
2010204	DAG	37.81	23.00	9.25	1.15	0.21	SKS
2010210	DAG	37.81	19.00	17.75	0.95	0.36	SKS
2011164	DAG	35.28	21.00	8.75	0.98	0.22	SKS
2011187	DAG	333.71	15.00	9.50	0.70	0.10	PKS
2011192	DAG	38.47	178	3.50	1.02	0.05	SKS

Date(YYYYJJ)	Station	Baz	$\Phi$ (degré)	$\phi$ err.	$\delta t$ (secondes)	$\delta t$ err.	Phases
2011210	DAG	338.92	26.00	16.25	0.82	0.17	SKKS
2012149	DAG	220.63	162	15.50	0.95	0.33	SKS
2012175	DAG	63.43	23.00	8.75	0.88	0.09	SKS
2013183	DAG	64.38	3.00	7.00	1.08	0.09	SKS
2014174	DAG	335.08	46.00	12.50	0.55	0.14	PKS
2014184	DAG	333.75	6.00	4.50	0.82	0.07	PKS
2014184	DAG	333.60	6.00	4.75	0.82	0.08	PKS
2014202	DAG	337.37	54.00	10.00	0.78	0.23	SKS
2014202	DAG	337.37	172	2.50	1.45	0.08	SKKS
2014253	DAG	37.10	10.00	14.25	0.93	0.14	SKS
2014305	DAG	336.75	23.00	10.00	0.85	0.11	SKKS
2014330	DAG	35.35	1.00	23.00	0.62	0.41	SKS
2014336	DAG	38.09	7.00	10.50	0.90	0.17	SKS
2015023	DAG	352.02	8.00	6.00	1.73	0.23	SKKS
2016011	DAG	34.70	169	10.50	0.88	0.09	SKS
2016157	DAG	37.11	16.00	20.50	1.02	0.38	SKS
2016245	DAG	337.87	25.00	7.75	0.82	0.07	SKS
2017231	DAG	338.06	37.00	11.00	0.65	0.10	SKKS
2018231	DAG	337.27	63.00	15.25	1.25	0.43	SKS
2018271	DAG	42.31	20.00	12.00	1.05	0.28	SKS
2018322	DAG	338.16	39.00	15.00	0.55	0.16	SKS
2011001	DBG	219.07	92	19.00	1.05	0.39	SKS
2011248	DBG	61.96	39.00	16.25	1.23	0.30	SKS
2011326	DBG	223.09	101	5.75	1.20	0.12	SKS
2013183	DBG	62.94	40.00	12.25	1.68	0.28	SKS
2013198	DBG	229.25	103	18.75	1.15	0.38	SKS
2015161	DBG	224.75	87.00	8.50	1.08	0.10	SKS
2016207	DBG	225.83	93	4.75	1.18	0.06	SKS
2017105	DBG	223.93	91	3.75	1.33	0.06	SKS
2018092	DBG	220.05	86.00	7.50	1.12	0.12	SKS
2012207	DY2G	329.68	159	12.75	1.02	0.31	SKS
2012207	DY2G	329.68	172	9.50	0.78	0.12	SKKS
2018231	DY2G	303.17	46.00	5.75	0.98	0.24	SKS
2018231	DY2G	303.17	45.00	3.50	1.00	0.16	SKKS
2018253	DY2G	297.40	31.00	3.00	1.65	0.14	SKKS
2011164	ICESG	14.60	166	11.00	1.18	0.24	SKS
2012175	ICESG	43.65	146	14.75	1.00	0.24	SKKS
2012244	ICESG	13.48	178	2.25	1.75	0.15	SKS

Date(YYYYJJ)	Station	Baz	$\Phi$ (degré)	$\phi$ err.	$\delta t$ (secondes)	$\delta t$ err.	Phases
2015042	ICESG	204.79	79.00	21.00	0.53	0.29	SKS
2015127	ICESG	344.06	84.00	12.75	1.27	0.35	SKS
2017129	ICESG	328.40	73.00	20.25	0.82	0.36	SKS
2013143	ISOG	307.01	62.00	18.75	1.12	0.40	PKS
2014121	ISOG	322.20	91	16.50	1.02	0.26	PKS
2015118	ISOG	309.53	81.00	14.50	0.68	0.13	PKS
2016149	ISOG	308.62	80.00	10.00	0.65	0.09	PKS
2017129	ISOG	327.88	108	12.50	1.02	0.15	SKKS
2017194	ISOG	346.14	94	5.25	1.45	0.14	SKKS
2018194	ISOG	324.62	134	11.50	1.20	0.38	PKS
2018253	ISOG	322.18	110	11.75	0.95	0.16	PKS
2013134	IVI	347.07	91	4.00	1.55	0.23	SKS
2018194	IVI	311.35	84.00	9.75	1.18	0.16	PKS
2018289	IVI	309.36	112	10.75	1.27	0.31	PKS
2018231	KULLO	295.65	68.00	9.00	0.88	0.09	SKS
2018231	KULLO	295.65	64.00	13.25	0.55	0.10	SKKS
2018322	KULLO	296.31	64.00	6.50	1.00	0.09	SKS
2014236	NE1	213.75	99	24.75	1.60	0.55	SKS
2014236	NE1	213.66	99	11.00	1.62	0.31	SKS
2014319	NE1	15.37	141	19.75	0.95	0.33	SKS
2015264	NE1	209.15	96	10.25	1.77	0.26	SKS
2014236	NE2	206.37	58.00	17.25	0.73	0.20	SKS
2014236	NE2	206.28	67.00	16.75	0.70	0.17	SKS
2014319	NE2	7.53	147	19.00	0.80	0.19	SKS
2015161	NE2	200.65	25.00	3.00	1.75	0.18	SKS
2014236	NE3	209.07	89.00	16.75	0.90	0.26	SKS
2015076	NE3	10.32	143	17.50	1.02	0.24	SKS
2015127	NE3	340.92	129	22.50	0.78	0.32	SKS
2015161	NE3	203.37	109	4.50	1.60	0.24	SKS
2016011	NE3	9.80	156	17.25	0.88	0.19	SKS
2016149	NE3	167.50	104	13.25	1.05	0.24	PKS
2014330	NE4	19.60	176	10.25	1.08	0.18	SKS
2015161	NE4	211.97	84.00	19.75	0.55	0.19	SKS
2016157	NE4	21.00	164	8.75	1.00	0.07	PKS
2015161	NE5	214.63	121	6.00	1.65	0.29	SKS
2014186	NE6	44.86	20.00	3.50	1.35	0.08	SKS
2014236	NE6	214.00	105	31.25	0.55	0.69	SKS
2015042	NE6	206.58	100	20.00	0.82	0.32	SKS

Date(YYYYJJ)	Station	Baz	$\Phi$ (degré)	$\phi$ err.	$\delta t$ (secondes)	$\delta t$ err.	Phases
2015120	NE6	349.38	0.00	4.50	1.02	0.21	SKS
2015161	NE6	208.33	75.00	23.25	0.45	0.33	SKS
2015330	NE6	212.34	72.00	20.50	0.78	0.28	SKS
2016153	NE6	41.64	26.00	5.25	1.70	0.16	SKS
2012207	NEEM	327.28	36.00	11.50	0.82	0.20	SKS
2013166	NEEM	301.53	89.00	13.00	0.43	0.09	PKS
2013188	NEEM	334.07	85.00	19.50	0.82	0.31	SKS
2013203	NEEM	106.47	118	18.00	0.62	0.26	PKS
2013289	NEEM	332.74	144	25.75	0.90	0.41	SKS
2014075	NEEM	198.52	83.00	15.25	0.98	0.32	SKS
2014103	NEEM	324.84	61.00	3.75	1.60	0.29	SKS
2014103	NEEM	324.84	82.00	23.25	0.82	0.62	SKKS
2014215	NEEM	342.47	88.00	3.25	0.93	0.13	SKS
2014236	NEEM	201.74	56.00	10.00	0.88	0.10	SKS
2014236	NEEM	201.65	55.00	10.00	0.88	0.09	SKS
2015121	NEEM	336.20	82.00	5.25	1.62	0.26	SKS
2015161	NEEM	196.31	102	5.25	1.33	0.21	SKS
2015293	NEEM	318.73	57.00	5.00	1.27	0.20	SKS
2015293	NEEM	318.73	72.00	19.00	1.18	0.39	SKKS
2015330	NEEM	199.94	45.00	10.50	0.80	0.15	SKS
2016232	NEEM	165.09	139	19.25	0.50	0.21	PKS
2016244	NEEM	335.27	98	19.00	0.88	0.32	SKS
2017129	NEEM	318.69	62.00	17.00	0.80	0.29	SKS
2017129	NEEM	318.69	72.00	3.75	1.35	0.12	SKKS
2017194	NEEM	334.75	69.00	10.00	1.23	0.33	SKS
2017231	NEEM	303.70	70.00	21.00	0.55	0.26	SKS
2018014	NEEM	202.77	97	6.75	1.68	0.26	SKS
2018092	NEEM	191.28	95	19.75	1.23	0.35	SKS
2018231	NEEM	303.07	57.00	21.00	0.73	0.29	SKKS
2018236	NEEM	199.37	87.00	9.00	0.93	0.14	SKS
2018305	NEEM	197.29	74.00	15.50	1.02	0.25	SKS
2018322	NEEM	303.81	52.00	20.00	0.45	0.24	SKKS
2019022	NEEM	98.30	137	13.00	0.45	0.08	PKS
2003146	NGR	13.92	130	5.50	1.20	0.29	SKS
2010204	NOR	39.46	150	3.75	1.52	0.16	SKS
2010210	NOR	39.67	150	3.75	1.52	0.16	SKS
2011164	NOR	36.96	141	3.75	1.60	0.12	SKS
2011242	NOR	37.46	146	15.00	1.30	0.39	SKS

Date(YYYYJJ)	Station	Baz	$\Phi$ (degré)	$\phi$ err.	$\delta t$ (secondes)	$\delta t$ err.	Phases
2012239	NOR	36.58	142	4.75	1.43	0.21	SKS
2014109	NOR	8.47	142	13.00	1.10	0.23	SKS
2014195	NOR	36.66	143	3.25	1.52	0.21	SKS
2014215	NOR	17.37	134	13.00	0.78	0.26	SKS
2014319	NOR	37.01	152	7.75	1.15	0.18	SKS
2014325	NOR	36.41	154	2.50	1.40	0.06	SKS
2014330	NOR	37.00	148	4.00	1.33	0.16	SKS
2016011	NOR	36.44	151	3.75	1.38	0.15	SKS
2010222	NRS	316.33	83.00	10.00	0.95	0.17	PKS
2011013	NRS	314.21	66.00	10.50	1.38	0.33	PKS
2011130	NRS	314.71	88.00	5.75	1.18	0.07	PKS
2011210	NRS	299.64	97	17.00	0.88	0.29	PKS
2011210	NRS	299.64	86.00	8.50	0.98	0.09	SKKS
2011246	NRS	312.78	71.00	15.00	1.48	0.41	PKS
2013188	NRS	337.29	98	11.00	1.33	0.20	SKKS
2014200	NRS	298.07	58.00	9.00	1.23	0.19	SKS
2014200	NRS	297.89	60.00	9.75	1.18	0.19	SKS
2017194	NRS	337.96	101	4.75	1.12	0.09	SKKS
2017231	NRS	301.50	83.00	10.00	1.15	0.15	SKKS
2017263	NRS	314.50	87.00	6.75	1.27	0.12	PKS
2011172	NUUG	317.22	55.00	5.50	1.23	0.24	SKKS
2011326	NUUG	191.55	53.00	8.75	1.17	0.12	SKS
2012135	NUUG	195.79	86.00	5.75	1.38	0.15	SKS
2013203	NUUG	109.85	90.00	8.00	1.32	0.20	PKS
2015042	NUUG	192.43	46.00	3.50	1.40	0.04	SKS
2011130	NUUK	309.44	93	20.50	0.43	0.26	SKKS
2014202	NUUK	295.43	54.00	22.50	0.75	0.36	SKS
2017194	NUUK	331.65	118	13.50	0.73	0.16	SKKS
2018259	NUUK	295.99	78.00	18.50	0.43	0.13	PKS
2009277	SCO	34.83	15.00	5.25	1.98	0.19	SKS
2011210	SCO	333.00	22.00	20.75	0.57	0.44	SKKS
2011248	SCO	60.62	24.00	6.75	1.05	0.08	SKS
2012106	SCO	68.09	25.00	10.00	1.10	0.12	SKS
2014174	SCO	328.13	36.00	16.25	1.00	0.35	PKS
2014330	SCO	32.77	11.00	12.75	1.35	0.26	SKS
2015172	SCO	331.56	21.00	17.50	0.65	0.17	PKS
2016153	SCO	59.54	32.00	8.00	1.12	0.14	SKS
2018271	SCO	39.93	31.00	7.50	1.60	0.38	SKS

Date(YYYYJJ)	Station	Baz	$\Phi$ (degré)	$\phi$ err.	$\delta t$ (secondes)	$\delta t$ err.	Phases
2018363	SCO	31.67	16.00	13.00	1.38	0.38	SKKS
2006136	SFJD	292.90	77.00	45.25	0.57	1.00	SKKS
2006219	SFJD	314.43	64.00	17.50	1.33	0.46	SKKS
2006237	SFJD	194.92	34.00	4.00	1.00	0.12	SKS
2008273	SFJD	292.29	70.00	8.25	1.10	0.09	PKS
2009136	SFJD	292.49	55.00	20.25	1.30	0.22	PKS
2009245	SFJD	294.01	67.00	4.50	1.27	0.05	SKS
2010181	SFJD	299.12	75.00	16.50	1.52	0.33	SKKS
2011130	SFJD	312.28	88.00	16.75	1.08	0.21	SKKS
2011172	SFJD	318.38	81.00	15.75	0.53	0.14	SKKS
2011210	SFJD	298.23	50.00	11.75	1.10	0.21	SKS
2011210	SFJD	298.23	62.00	9.00	1.30	0.12	SKKS
2011294	SFJD	291.28	72.00	3.75	1.33	0.08	PKS
2013240	SFJD	296.31	78.00	6.25	1.23	0.07	PKS
2013273	SFJD	292.50	64.00	11.00	1.05	0.11	PKS
2014103	SFJD	322.26	97	16.50	0.75	0.22	SKKS
2014174	SFJD	292.23	65.00	6.00	1.12	0.07	PKS
2014184	SFJD	290.84	65.00	4.50	1.20	0.05	PKS
2014184	SFJD	290.75	66.00	3.75	1.20	0.04	PKS
2014200	SFJD	295.78	72.00	11.00	1.02	0.11	SKS
2014200	SFJD	295.59	74.00	11.50	1.05	0.11	SKS
2014202	SFJD	298.14	61.00	8.00	1.15	0.14	SKKS
2015293	SFJD	315.33	60.00	17.25	1.45	0.44	SKS
2015293	SFJD	315.33	118	18.00	1.10	0.40	SKKS
2017129	SFJD	315.34	63.00	10.50	1.08	0.21	SKS
2017129	SFJD	315.34	74.00	19.25	0.93	0.30	SKKS
2018231	SFJD	298.96	66.00	6.75	1.20	0.10	SKS
2018231	SFJD	298.96	65.00	5.25	1.60	0.11	SKKS
2011246	SOEG	333.55	127	9.00	0.68	0.13	PKS
2002211	SUMG	169.45	52.00	4.50	1.40	0.20	PKS
2005080	SUMG	202.84	84.00	11.00	1.20	0.13	SKS
2005164	SUMG	208.87	67.00	7.75	1.15	0.12	SKS
2006197	SUMG	210.38	69.00	23.75	1.30	0.44	SKKS
2006237	SUMG	206.16	76.00	4.25	1.23	0.04	SKS
2007179	SUMG	345.70	101	16.25	0.70	0.24	SKS
2007202	SUMG	205.31	80.00	7.75	1.18	0.06	SKS
2007343	SUMG	311.04	109	26.00	1.05	0.54	SKKS
2008041	SUMG	171.36	54.00	19.25	0.85	0.32	PKS

Date(YYYYJJ)	Station	Baz	$\Phi$ (degré)	$\phi$ err.	$\delta t$ (secondes)	$\delta t$ err.	Phases
2008105	SUMG	172.59	40.00	12.50	1.20	0.23	SKKS
2008119	SUMG	170.60	37.00	15.00	1.02	0.21	PKS
2008182	SUMG	168.54	46.00	5.50	1.52	0.15	PKS
2008190	SUMG	211.88	61.00	4.00	1.30	0.08	SKS
2009136	SUMG	310.54	104	23.75	1.10	0.51	PKS
2009193	SUMG	210.87	87.00	13.50	0.95	0.11	SKS
2009230	SUMG	312.08	74.00	23.75	1.23	0.46	SKKS
2009245	SUMG	311.62	87.00	21.00	0.47	0.31	SKS
2010017	SUMG	199.35	61.00	5.50	1.45	0.07	PKS
2010193	SUMG	207.67	73.00	11.50	1.08	0.10	SKS
2011001	SUMG	202.39	86.00	26.50	1.33	0.33	SKS
2011172	SUMG	333.39	71.00	10.75	1.80	0.45	SKS
2011187	SUMG	308.71	83.00	11.75	0.75	0.11	PKS
2011210	SUMG	314.87	96	14.75	0.78	0.14	SKKS
2011294	SUMG	308.61	71.00	11.25	0.73	0.16	PKS
2011326	SUMG	205.70	72.00	5.75	1.05	0.05	SKS
2012105	SUMG	198.91	81.00	17.25	1.45	0.26	PKS
2012149	SUMG	202.13	64.00	9.25	1.15	0.11	SKS
2012149	SUMG	202.13	59.00	11.25	0.85	0.07	SKKS
2012188	SUMG	330.88	70.00	6.00	1.62	0.28	SKKS
2013198	SUMG	211.92	88.00	10.50	1.40	0.16	SKS
2013273	SUMG	310.39	78.00	20.00	1.05	0.39	PKS
2014174	SUMG	309.89	90	16.00	0.62	0.17	PKS
2014184	SUMG	308.50	114	26.25	0.57	0.54	PKS
2014200	SUMG	310.62	70.00	5.25	1.80	0.17	SKKS
2015042	SUMG	206.03	79.00	12.00	1.18	0.11	SKS
2017231	SUMG	314.99	107	13.75	0.90	0.15	SKKS
2010204	TULEG	347.58	145	13.25	0.53	0.14	SKS
2018092	SUMG	202.97	68.00	2.75	1.18	0.03	SKS
2018339	SUMG	327.19	125	15.75	0.88	0.29	SKS
2010210	TULEG	347.81	145	21.25	0.50	0.29	SKS
2010222	TULEG	298.67	47.00	17.00	1.02	0.39	SKS
2010246	TULEG	286.33	78.00	27.00	0.73	0.53	PKS
2011001	TULEG	174.87	47.00	7.75	0.93	0.10	SKS
2011013	TULEG	297.37	99	10.75	1.15	0.15	SKS
2011130	TULEG	297.75	58.00	16.75	1.15	0.31	SKKS
2011171	TULEG	179.59	60.00	7.75	1.10	0.11	SKS
2011172	TULEG	302.61	48.00	9.25	1.10	0.33	SKS

Date(YYYYJJ)	Station	Baz	$\Phi$ (degré)	$\phi$ err.	$\delta t$ (secondes)	$\delta t$ err.	Phases
2011172	TULEG	302.61	73.00	11.75	1.05	0.14	SKKS
2011210	TULEG	285.12	55.00	8.25	0.62	0.09	SKS
2011348	TULEG	322.50	97	12.00	0.57	0.12	SKKS
2012030	TULEG	186.63	47.00	9.25	1.15	0.17	SKS
2012112	TULEG	336.10	137	24.50	0.35	0.99	SKS
2012188	TULEG	300.08	66.00	17.25	0.70	0.24	SKS
2012188	TULEG	300.08	74.00	15.75	1.20	0.32	SKKS
2012239	TULEG	344.03	134	20.00	0.35	0.22	SKS
2013131	TULEG	281.62	46.00	4.25	0.80	0.08	SKS
2013188	TULEG	315.78	75.00	19.75	0.53	0.28	SKS
2013188	TULEG	315.78	99	20.00	0.73	0.30	SKKS
2014094	TULEG	181.61	64.00	7.25	1.30	0.11	SKS
2014103	TULEG	306.22	81.00	14.50	1.08	0.24	SKKS
2014195	TULEG	344.64	114	9.75	0.68	0.09	SKS
2014195	TULEG	344.61	118	10.25	0.65	0.08	SKS
2014305	TULEG	283.84	43.00	11.00	0.75	0.22	SKS
2014330	TULEG	344.42	90	4.00	1.30	0.20	SKS
2015127	TULEG	314.58	63.00	8.75	0.80	0.21	SKS
2015161	TULEG	179.65	58.00	6.75	1.08	0.09	SKS
2015293	TULEG	300.04	57.00	4.25	0.93	0.12	SKS
2016268	TULEG	284.25	52.00	18.75	0.40	0.20	SKS
2017129	TULEG	300.02	58.00	10.50	0.80	0.22	SKS
2017194	TULEG	316.40	85.00	18.75	0.45	0.22	SKS
2017231	TULEG	285.32	58.00	15.50	0.60	0.17	SKS
2018014	TULEG	185.67	47.00	5.75	1.20	0.09	SKS

Tableau A.2 Tableau des valeurs nulles. Les valeurs nulles sont caractérisées par une grande erreur sur la direction  $\phi$  à cause de l'ambiguïté de 90 degrés de ce type de mesures et une valeur de  $\delta t$  non définie.

Date	Station	BAZ	$\Phi$ (degrés)	erreur $\phi$	$\delta t$ (sec.)	erreur $\delta t$
2006290	ALE	325.96	123	45.25	0.15	1.00
2007092	ALE	319.26	51.00	45.25	4.00	1.00
2007179	ALE	322.15	65.00	45.25	0.80	1.00
2007256	ALE	18.31	119	17.50	2.08	0.91
2007343	ALE	291.41	29.00	45.25	3.70	1.00
2007354	ALE	293.88	119	45.25	4.00	1.00
2009297	ALE	346.93	98	24.75	0.33	0.64
2011038	ALE	321.51	133	45.25	0.50	1.00
2011167	ALE	325.78	64.00	17.25	1.55	0.81
2011177	ALE	340.73	79.00	45.25	1.20	1.00
2011210	ALE	294.63	24.00	45.25	4.00	1.00
2012119	ALE	289.77	107	3.00	1.35	0.38
2000133	DAG	224.74	146	45.25	3.67	1.00
2001186	DAG	232.87	146	45.25	3.73	1.00
2001188	DAG	230.85	141	24.50	4.00	0.58
2001188	DAG	230.85	60.00	23.75	3.10	0.99
2002116	DAG	16.22	113	45.25	2.30	1.00
2003206	DAG	12.05	39.00	45.25	0.12	1.00
2009193	DAG	229.91	53.00	45.25	3.60	1.00
2010063	DAG	226.62	60.00	24.75	0.70	0.99
2010107	DAG	14.82	14.00	8.00	1.40	0.49
2011167	DAG	10.67	22.00	45.25	1.20	1.00
2011171	DAG	226.64	147	24.50	2.62	0.83
2011242	DAG	36.21	16.00	21.50	0.55	0.42
2011348	DAG	15.39	114	2.00	2.55	0.72
2012119	DAG	333.41	63.00	45.25	1.02	1.00
2013096	DAG	23.76	120	45.25	0.93	1.00
2013188	DAG	7.75	102	1.75	3.62	0.31
2013198	DAG	230.95	148	45.25	4.00	1.00
2014215	DAG	15.58	111	45.25	3.73	1.00
2014236	DAG	232.88	54.00	45.25	4.00	1.00
2014236	DAG	232.78	54.00	2.25	4.00	0.65

Date	Station	BAZ	$\Phi$ (degrés)	erreur $\phi$	$\delta t$ (sec.)	erreur $\delta t$
2013134	DBG	13.74	16.00	2.00	3.35	0.35
2014195	DBG	33.45	30.00	24.25	0.73	0.81
2014195	DBG	33.41	27.00	45.25	0.55	1.00
2014330	DBG	34.03	120	2.25	3.42	0.53
2011187	ICESG	304.84	56.00	20.50	0.30	0.23
2011210	ICESG	311.57	123	10.25	0.88	0.29
2011210	ICESG	311.57	135	26.00	2.25	0.98
2011248	ICESG	43.55	26.00	20.50	0.90	0.43
2011294	ICESG	304.78	114	15.75	0.70	0.29
2012119	ICESG	307.36	123	22.25	0.85	0.50
2014165	ICESG	54.30	55.00	2.75	4.00	0.33
2014174	ICESG	305.96	122	23.00	2.53	0.77
2014202	ICESG	311.01	38.00	45.25	2.03	1.00
2016195	ICESG	305.63	57.00	23.00	0.35	0.45
2016325	ICESG	205.18	119	2.00	3.45	0.31
2018253	ICESG	307.25	119	2.25	2.60	0.53
2016104	IVI	33.62	37.00	1.50	2.92	0.26
2014174	NE1	311.34	91	24.00	0.45	0.67
2014305	NE1	314.34	43.00	45.25	3.17	1.00
2016062	NE1	49.13	4.00	45.25	0.15	1.00
2014165	NE2	45.94	43.00	3.75	2.28	0.92
2014320	NE3	307.75	129	24.00	1.18	0.99
2014174	NE4	317.20	46.00	45.25	1.05	1.00
2014184	NE4	315.75	38.00	45.25	0.73	1.00
2014202	NE4	320.27	143	22.25	1.38	0.61
2016158	NE4	317.54	142	3.25	1.68	0.54
2014165	NE5	61.30	151	45.25	3.38	1.00
2014174	NE5	319.25	46.00	45.25	3.60	1.00
2014184	NE5	317.87	140	45.25	4.00	1.00
2014184	NE5	317.73	140	45.25	4.00	1.00
2016158	NE5	319.60	141	1.75	3.53	0.19
2014202	NE6	316.80	148	2.75	4.00	0.09
2013183	NEEM	32.42	29.00	1.50	3.80	0.15
2013187	NEEM	29.34	27.00	25.50	2.28	0.99
2014165	NEEM	40.02	44.00	45.25	1.52	1.00
2017225	NEEM	28.28	121	45.25	3.88	1.00
2010193	NOR	229.35	46.00	45.25	4.00	1.00
2010233	NOR	66.55	153	12.25	2.50	0.82
2011210	NOR	342.21	80.00	45.25	1.90	1.00

Date	Station	BAZ	$\Phi$ (degrés)	erreur $\phi$	$\delta t$ (sec.)	erreur $\delta t$
2011301	NOR	237.89	73.00	23.25	0.90	0.82
2012106	NOR	72.82	63.00	45.25	3.17	1.00
2012119	NOR	336.67	161	1.75	4.00	0.07
2012207	NOR	67.10	153	45.25	4.00	1.00
2012207	NOR	3.61	100	21.50	1.23	0.82
2013198	NOR	233.49	137	20.50	1.77	0.71
2014236	NOR	235.37	55.00	4.25	2.33	0.87
2015120	NOR	11.82	18.00	1.25	1.48	0.36
2016153	NOR	63.20	157	24.00	1.10	0.89
2018129	NOR	11.85	103	24.75	3.03	0.98
2011248	NUUG	29.62	120	45.25	1.52	1.00
2012119	NUUG	294.45	21.00	45.25	1.50	1.00
2013273	NUUG	293.46	27.00	4.50	2.10	0.68
2014103	NUUG	320.99	56.00	23.75	2.20	0.96
2016211	NUUG	342.25	158	45.25	3.00	1.00
2016244	NUUG	332.22	154	1.75	2.17	0.25
2011187	NUUK	287.92	73.00	24.75	0.53	0.73
2014184	NUUK	287.38	20.00	45.25	0.38	1.00
2016195	NUUK	288.92	29.00	21.00	1.00	0.50
2012119	SCO	327.68	51.00	45.25	1.68	1.00
2013134	SCO	12.08	15.00	45.25	3.55	1.00
2016211	SCO	11.86	106	45.25	1.18	1.00
2018236	SCO	227.73	140	45.25	0.12	1.00
2007271	SFJD	347.65	168	1.00	3.45	0.19
2009245	SFJD	25.07	112	23.75	1.52	0.62
2013134	SFJD	344.91	168	2.50	2.67	0.33
2011248	SOEG	51.81	118	45.25	0.20	1.00
2011326	SOEG	212.51	28.00	24.75	3.08	0.64
2012119	SOEG	315.97	46.00	45.25	1.55	1.00
2013273	SOEG	315.45	63.00	45.25	0.90	1.00
2014174	SOEG	314.96	51.00	22.00	2.30	0.87
2005089	SUMG	46.75	132	45.25	3.62	1.00
2005139	SUMG	45.41	47.00	23.25	3.42	0.81
2005186	SUMG	45.39	134	26.75	3.12	0.98
2006223	SUMG	46.02	54.00	45.25	3.28	1.00
2007207	SUMG	14.41	13.00	45.25	4.00	1.00
2008051	SUMG	46.33	38.00	45.25	3.53	1.00
2008130	SUMG	358.32	88.00	26.75	2.42	0.99
2008321	SUMG	20.11	21.00	25.50	2.42	0.99

Date	Station	BAZ	$\Phi$ (degrés)	erreur $\phi$	$\delta t$ (sec.)	erreur $\delta t$
2009228	SUMG	43.75	9.00	45.25	0.12	1.00
2009245	SUMG	36.85	40.00	22.75	3.42	0.44
2009273	SUMG	43.08	44.00	1.00	2.85	0.26
2009277	SUMG	18.20	21.00	23.00	3.67	0.99
2010129	SUMG	46.06	138	45.25	3.88	1.00
2010202	SUMG	13.76	103	45.25	2.65	1.00
2010204	SUMG	18.21	107	45.25	4.00	1.00
2010204	SUMG	18.15	106	1.25	2.98	0.64
2011164	SUMG	15.57	17.00	45.25	3.65	1.00
2011248	SUMG	44.25	36.00	45.25	1.48	1.00
2012037	SUMG	18.17	111	45.25	4.00	1.00
2012175	SUMG	44.35	127	45.25	4.00	1.00
2013183	SUMG	45.29	130	1.25	1.77	0.19
2014103	SUMG	337.27	157	22.25	0.68	0.51
2014165	SUMG	54.37	71.00	45.25	0.53	1.00
2014195	SUMG	15.25	104	2.50	4.00	0.19
2014319	SUMG	15.62	22.00	27.25	2.05	0.99
2018271	SUMG	22.67	22.00	25.25	3.83	0.99
2010129	TULEG	15.33	17.00	45.25	4.00	1.00
2011248	TULEG	13.37	122	22.50	0.33	0.52
2012119	TULEG	280.99	41.00	17.50	0.73	0.35
2012175	TULEG	13.46	6.00	22.00	0.30	0.31
2012207	TULEG	15.31	10.00	24.50	0.75	0.87
2013096	TULEG	331.64	145	20.00	1.65	0.74
2014103	TULEG	306.22	109	45.25	0.33	1.00
2015120	TULEG	317.72	135	22.25	0.85	0.54
2018065	TULEG	327.02	136	2.00	3.20	0.51
2018271	TULEG	351.09	86.00	21.75	3.08	0.98

## BIBLIOGRAPHIE

Alsina, D., & Snieder, R. (1995). Small-scale sublithospheric continental mantle deformation: constraints from SKS splitting observations. *Geophysical Journal International*, 123(2), 431-448.

Argus, D. F., Gordon, R. G., & DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11), Q11001.

Artemieva, I. M., Thybo, H., & Cherepanova, Y. (2019). Isopycnicity of cratonic mantle restricted to kimberlite provinces. *Earth and Planetary Science Letters*, 505, 13-19.

Bai, L., Kawakatsu, H., & Morita, Y. (2010). Two anisotropic layers in central orogenic belt of North China Craton. *Tectonophysics*, 494(1-2), 138-148.

Barruol, G., & Hoffmann, R. (1999). Upper mantle anisotropy beneath the Geoscope stations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B5), 10757-10773.

Behn, M. D., Conrad, C. P., & Silver, P. G. (2004). Detection of upper mantle flow associated with the African Superplume. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4), 259-274.

Bjarnason, I. T., Wolfe, C. J., Solomon, S. C., & Gudmundson, G. (1996). Initial results from the ICEMELT experiment: Body-wave delay times and shear-wave splitting across Iceland. *Geophysical Research Letters*, 23(5), 459-462.

Bokelmann, G. H. (2002). Convection-driven motion of the North American craton: evidence from P-wave anisotropy. *Geophysical Journal International*, 148(2), 278-287.

Chian, D., & Loudon, K. (1992). The structure of Archean–Ketilidian crust along the continental shelf of southwestern Greenland from a seismic refraction profile. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(2), 301-313.

Currie, C. A., Cassidy, J. F., Hyndman, R. D., & Bostock, M. G. (2004). Shear wave anisotropy beneath the Cascadia subduction zone and western North American craton. *Geophysical Journal International*, 157(1), 341-353.

Dahl-Jensen, T., Thybo, H., Hopper, J., & Rosing, M. (1998). Crustal structure at the SE Greenland margin from wide-angle and normal incidence seismic data. *Tectonophysics*, 288(1-4), 191-198.

Dahl-Jensen, T., Larsen, T. B., Woelbern, I., Bach, T., Hanka, W., Kind, R., & Gudmundsson, O. (2003). Depth to Moho in Greenland: receiver-function analysis suggests two Proterozoic blocks in Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 379-393.

Dahl-Jensen, T., Voss, P. H., & Larsen, T. B. (2016). Crustal structure over the Nagssugtoqidian deformation front in West Greenland: Receiver Function analysis. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 35, 79-82.

Darbyshire, F. A., Larsen, T. B., Mosegaard, K., Dahl-Jensen, T., Gudmundsson, O., Bach, T., Hanka, W. (2004). A first detailed look at the Greenland lithosphere and

upper mantle, using Rayleigh wave tomography. *Geophysical Journal International*, 158(1), 267-286.

Darbyshire, F. A., Dahl-Jensen, T., Larsen, T. B., Voss, P. H., & Joyal, G. (2018). Crust and uppermost-mantle structure of Greenland and the Northwest Atlantic from Rayleigh wave group velocity tomography. *Geophysical Journal International*, 212(3), 1546-1569.

Debayle, E., & Ricard, Y. (2013). Seismic observations of large-scale deformation at the bottom of fast-moving plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 376, 165-177.

DeMets, C., & Dixon, T. H. (1999). New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present, I: Evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1A model. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1921-1924.

Dick, H. J., Lin, J., & Schouten, H. (2003). An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 426(6965), 405-412.

Dubé, J. M., Darbyshire, F. A., Liddell, M. V., Stephenson, R., & Oakey, G. (2020). Seismic anisotropy of the Canadian High Arctic: Evidence from shear-wave splitting. *Tectonophysics*, 789, 228524.

Fouch, M. J., & Rondenay, S. (2006). Seismic anisotropy beneath stable continental interiors. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 158(2-4), 292-320.

Forte, A. M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N. A., Grand, S. P., Mitrovica, J. X., & Rowley, D. B. (2010). Joint seismic–geodynamic–mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3-4), 329-341.

Garde, A. A., Hamilton, M. A., Chadwick, B., Grocott, J., & McCaffrey, K. J. (2002). The Ketilidian orogen of South Greenland: geochronology, tectonics, magmatism,

and fore-arc accretion during Palaeoproterozoic oblique convergence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 765-793.

Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N., & Higgins, A. K. (2008). From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 44-51.

Gee, D. G., & Stephens, M. B. (2020). Regional context and tectonostratigraphic framework of the early–middle Paleozoic Caledonide orogen, northwestern Sweden. *Geological Society, London, Memoirs*, 50(1), 481-494.

Glišović, P., & Forte, A. M. (2019). Two deep-mantle sources for Paleocene doming and volcanism in the North Atlantic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(27), 13227-13232.

Goldstein, P. & Snoke, A. (2005). SAC Availability for the IRIS Community, Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter.

Gripp, A. E., & Gordon, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321-361.

Hartog, R., & Schwartz, S. Y. (2000). Subduction-induced strain in the upper mantle east of the Mendocino Triple Junction, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 7909-7930.

Higgins, A. K., Soper, N. J., & Leslie, A. G. (2000). The Ellesmerian and Caledonian orogenic belts of Greenland. *Polarforschung*, 68, 141-151.

Helfrich, G. (1995). Lithospheric deformation inferred from teleseismic shear wave splitting observations in the United Kingdom. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9), 18195-18204.

Henriksen, N., Higgins, A. K., Kalsbeek, F., & Pulvertaft, T. C. R. (2000). Greenland from Archean to Quaternary. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 185, 43-60.

Henriksen, N., Higgins, A. K., Kalsbeek, F., & Pulvertaft, T. C. R. (2009). Greenland from Archaean to Quaternary. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 18, 126.

Hölttä, P., Balagansky, V., Garde, A. A., Mertanen, S., Peltonen, P., Slabunov, A., ... & Whitehouse, M. (2008). Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes*, 31(1), 13-19.

Hopper, J. R., Dahl-Jensen, T., Holbrook, W. S., Larsen, H. C., Lizarralde, D., Korenaga, J., ... & Kelemen, P. B. (2003). Structure of the SE Greenland margin from seismic reflection and refraction data: Implications for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during North Atlantic opening. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5).

Kandilarov, A., Mjelde, R., Okino, K., & Murai, Y. (2008). Crustal structure of the ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic, along a presumed amagmatic portion of oceanic crustal formation. *Marine Geophysical Researches*, 29(2), 109-134.

Karato, S. I. (1999). Seismic anisotropy of the Earth's inner core resulting from flow induced by Maxwell stresses. *Nature*, 402(6764), 871-873.

Karato, S. I., Jung, H., Katayama, I., & Skemer, P. (2008). Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies. *Annual Review Earth and Planetary Science*, 36, 59-95.

Kumar, P., Kind, R., Hanka, W., Wylegalla, K. R. C. H., Reigber, C., Yuan, X., & Larsen, T. B. (2005). The lithosphere–asthenosphere boundary in the North-West Atlantic region. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 249-257.

Kumar, P., Kind, R., Priestley, K., & Dahl-Jensen, T. (2007). Crustal structure of Iceland and Greenland from receiver function studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3), B03301.

Lahtinen, R., Garde, A. A., & Melezhik, V. A. (2008). Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 20.

Lawver, L. A., & Müller, R. D. (1994). Iceland hotspot track. *Geology*, 22(4), 311-314.

Lebedev, S., Schaeffer, A. J., Fullea, J., & Pease, V. (2018). Seismic tomography of the Arctic region: inferences for the thermal structure and evolution of the lithosphere. *Geological Society, London, Special Publications*, 460(1), 419-440.

Liddell, M. V., Bastow, I., Darbyshire, F., Gilligan, A., & Pugh, S. (2017). The formation of Laurentia: Evidence from shear wave splitting. *Earth and Planetary Science Letters*, 479, 170-178.

Long, M. D., & Becker, T. W. (2010). Mantle dynamics and seismic anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4), 341-354.

Long, M. D., & Silver, P. G. (2009). Shear wave splitting and mantle anisotropy: Measurements, interpretations, and new directions. *Surveys in Geophysics*, 30(4-5), 407-461.

Lu, C., Forte, A. M., Simmons, N. A., Grand, S. P., Kajan, M. N., Lai, H., & Garnero, E. J. (2020). The Sensitivity of Joint Inversions of Seismic and Geodynamic Data to Mantle Viscosity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(4), e2019GC008648.

Marquart, G., Schmeling, H., & Čadež, O. (2007). Dynamic models for mantle flow and seismic anisotropy in the North Atlantic region and comparison with observations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2), 1525-2027.

Mainprice, D., Le Page, Y., Rodgers, J., & Jouanna, P. (2007). Predicted elastic properties of the hydrous D phase at mantle pressures: Implications for the anisotropy of subducted slabs near 670-km discontinuity and in the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3-4), 283-296.

Martos, Y. M., Jordan, T. A., Catalán, M., Jordan, T. M., Bamber, J. L., & Vaughan, D. G. (2018). Geothermal heat flux reveals the Iceland hotspot track underneath Greenland. *Geophysical Research Letters*, 45(16), 8214-8222.

Menke, W., & Levin, V. (2003). The cross-convolution method for interpreting SKS splitting observations, with application to one and two-layer anisotropic earth models. *Geophysical Journal International*, 154(2), 379-392.

Mitrovica, J. X., & Forte, A. M. (2004). A new inference of mantle viscosity based upon joint inversion of convection and glacial isostatic adjustment data. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2), 177-189.

Mordret, A. (2018). Uncovering the Iceland hot spot track beneath Greenland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6), 4922-4941.

Morlighem, M., Williams, C. N., Rignot, E., An, L., Arndt, J. E., Bamber, J. L., ... & Zinglensen, K. B. (2017). BedMachine v3: Complete bed topography and ocean bathymetry mapping of Greenland from multibeam echo sounding combined with mass conservation. *Geophysical research letters*, 44(21), 11-051.

- Niu, F., & Perez, A. M. (2004). Seismic anisotropy in the lower mantle: A comparison of waveform splitting of SKS and SKKS. *Geophysical Research Letters*, 31(24), L24612.
- Nowacki, A. (2013). Mantle anisotropy beneath the Earth's mid-ocean ridges. In *Plate Deformation from Cradle to Grave* (pp. 61-97). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Oakey, G. N., & Chalmers, J. A. (2012). A new model for the Paleogene motion of Greenland relative to North America: plate reconstructions of the Davis Strait and Nares Strait regions between Canada and Greenland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10), B10401.
- Ozacar, A. A., & Zandt, G. (2009). Crustal structure and seismic anisotropy near the San Andreas Fault at Parkfield, California. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1098-1104.
- Park, J., & Levin, V. (2002). Seismic anisotropy: tracing plate dynamics in the mantle. *Science*, 296(5567), 485-489.
- Peace, A. L., Foulger, G. R., Schiffer, C., & McCaffrey, K. J. (2017). Evolution of Labrador Sea–Baffin Bay: plate or plume processes?. *Geoscience Canada*, 44(3), 91-102.
- Pourpoint, M., Anandakrishnan, S., Ammon, C. J., & Alley, R. B. (2018). Lithospheric structure of Greenland from ambient noise and earthquake surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 7850-7876.
- Restivo, A., & Helffrich, G. (1999). Teleseismic shear wave splitting measurements in noisy environments. *Geophysical Journal International*, 137(3), 821-830.

Rümpker, G., & Silver, P. G. (2000). Calculating splitting parameters for plume-type anisotropic structures of the upper mantle. *Geophysical Journal International*, 143(3), 507-520.

Savage, M. K. (1999). Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics*, 37(1), 65-106.

Schaeffer A.J., Lebedev S. (2015) Global Heterogeneity of the Lithosphere and Underlying Mantle: A Seismological Appraisal Based on Multimode Surface-Wave Dispersion Analysis, Shear-Velocity Tomography, and Tectonic Regionalization. In: Khan A., Deschamps F. (eds) *The Earth's Heterogeneous Mantle*. Springer Geophysics. Springer, Cham.

Schaeffer, A. J., Lebedev, S., & Becker, T. W. (2016). Azimuthal seismic anisotropy in the Earth's upper mantle and the thickness of tectonic plates. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2), 901-933.

Schenk, C. J. (2017). *Geology and assessment of undiscovered oil and gas resources of the West Greenland-East Canada Province, 2008 (No. 1824-J)*. US Geological Survey.

Schiffer, C., Balling, N., Jacobsen, B. H., Stephenson, R. A., & Nielsen, S. B. (2014). Seismological evidence for a fossil subduction zone in the East Greenland Caledonides. *Geology*, 42(4), 311-314.

Silver, P. G., & Chan, W. W. (1991). Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B10), 16429-16454.

Silver, P. G. (1996). Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24(1), 385-432.

Silver, P. G., & Savage, M. K. (1994). The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. *Geophysical Journal International*, 119(3), 949-963.

Simmons, N. A., Forte, A. M., Boschi, L., & Grand, S. P. (2010). GyPSuM: A joint tomographic model of mantle density and seismic wave speeds. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12), B12310.

Skemer, P., Warren, J. M., & Hirth, G. (2012). The influence of deformation history on the interpretation of seismic anisotropy. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(3), 1525-2027.

Steinberger, B., & Calderwood, A. R. (2006). Models of large-scale viscous flow in the Earth's mantle with constraints from mineral physics and surface observations. *Geophysical Journal International*, 167(3), 1461-1481.

St-Onge, M. R., Van Gool, J. A., Garde, A. A., & Scott, D. J. (2009). Correlation of Archaean and Palaeoproterozoic units between northeastern Canada and western Greenland: constraining the pre-collisional upper plate accretionary history of the Trans-Hudson orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 318(1), 193-235.

Teanby, N. A., Kendall, J. M., & Van der Baan, M. (2004). Automation of shear-wave splitting measurements using cluster analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2), 453-463.

Tommasi, A., Tikoff, B., & Vauchez, A. (1999). Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1-2), 173-186.

Ucisik, N., Gudmundsson, Ó., Priestley, K., & Larsen, T. B. (2005). Seismic anisotropy beneath east Greenland revealed by shear wave splitting. *Geophysical Research Letters*, 32(8), L08315.

Ucisik, N., Gudmundsson, Ó., Hanka, W., Dahl-Jensen, T., Mosegaard, K., & Priestley, K. (2008). Variations of shear-wave splitting in Greenland: Mantle anisotropy and possible impact of the Iceland plume. *Tectonophysics*, 462(1-4), 137-148.

van Gool, J. A., Connelly, J. N., Marker, M., & Mengel, F. C. (2002). The Nagssugtoqidian Orogen of West Greenland: tectonic evolution and regional correlations from a West Greenland perspective. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 665-686.

Weeraratne, D. S., Forsyth, D. W., Fischer, K. M., & Nyblade, A. A. (2003). Evidence for an upper mantle plume beneath the Tanzanian craton from Rayleigh wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9).

Walker, A. M., & Wookey, J. (2012). MSAT—A new toolkit for the analysis of elastic and seismic anisotropy. *Computers & Geosciences*, 49, 81-90.

Walsh, E., Arnold, R., & Savage, M. K. (2013). Silver and Chan revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(10), 5500-5515.

Wolfe, C. J., & Silver, P. G. (1998). Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B1), 749-771.

Wu, C., Xu, T., Ai, Y., Dong, W., & Li, L. (2020). XKS splitting-based upper-mantle deformation in the Jiaodong Peninsula records the boundary between the North China Craton and South China Block. *Geophysical Journal International*, 222(2), 956-964.

Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Barruol, G., & Montagner, J. P. (2009). Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface-wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176(3-4), 198-212.

Yuan, K., & Beghein, C. (2014). Three-dimensional variations in Love and Rayleigh wave azimuthal anisotropy for the upper 800 km of the mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3232-3255.

## WEBOGRAPHIE

GMT, Generic Mapping Tools.

Récupéré de <http://gmt.soest.hawaii.edu/>

GEOFON data center

Récupéré de <https://geofon.gfz-potsdam.de/>

IRIS, Incorporated Research Institutions for Seismology.

Récupéré de <http://www.iris.edu/hq/>

Ed Garnero, Banque d'images portant sur l'anisotropie sismique à l'intérieur de la Terre

Récupéré de [http://garnero.asu.edu/research\\_images/images\\_anisotropy.html](http://garnero.asu.edu/research_images/images_anisotropy.html)

UNAVCO, consortium d'université pour la recherche en géoscience et géodésie.  
Référence et calcul de mouvement des plaques (APM).

Récupéré de : <https://www.unavco.org/software/geodetic-utilities/plate-motion-calculator/plate-motion-calculator.html>