

Le manteau lithosphérique subcontinental

1.1.1. Caractéristiques du manteau lithosphérique subcontinental

Le manteau subcontinental représente plus de 60% des plaques continentales, lui conférant un rôle déterminant sur le devenir de la lithosphère continentale au cours des temps géologiques. La structure et la composition de cette enveloppe varient significativement d'une région à une autre. L'épaisseur du manteau subcontinental passe ainsi de quelques dizaines de kilomètres sous les rifts, à plus de 250 km sous certains cratons archéens (Figure 1.1). Ces changements d'épaisseur sont généralement couplés à une variation de la structure thermique, comme le suggèrent les tomographies sismiques ainsi que les données thermobarométriques sur des xénolites mantelliques. Les cratons sont ainsi caractérisés par des géothermes froids, comme en témoignent par exemple les vitesses anormalement élevées des ondes de volume révélées par la tomographie sismique (Figure 1.2). A contrario, au niveau des rifts continentaux, les géothermes chauds se traduisent par des vitesses sismiques plus lentes que la moyenne (Figure 1.2).

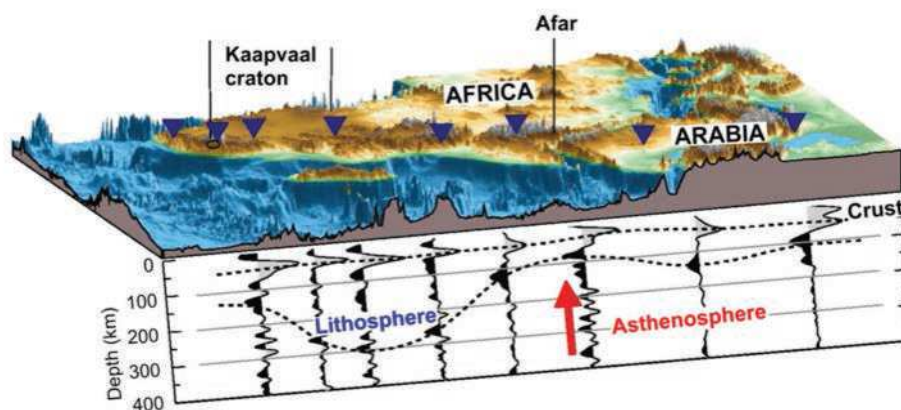


Figure 1.1 Coupe sismique sous l'Afrique construite à partir des fonctions récepteurs S, montrant la variation d'épaisseur de la lithosphère entre le craton archéen du Kaapvaal et le rift Est Africain (Eaton et al., 2009). Les triangles correspondent aux stations sismiques. Les amplitudes positives sont ombrées en gris et les amplitudes négatives sont ombrées en noir.

Le manteau lithosphérique subcontinental est d'une manière générale composé de roches ultramafiques. Sa composition varie, selon l'enrichissement en olivine, de la lherzolite, à l'harzburgite, en passant par la dunite. Ces variations lithologiques sont généralement interprétées comme étant liées à des épisodes de fusion partielle ou des épisodes métasomatiques (percolations réactionnelles de magmas ou fluides) (e.g. Griffin et al., 2009).

Les études sur les xénolites mantelliques révèlent aussi une variation systématique de la composition du manteau lithosphérique subcontinental. Les compositions les plus appauvries sont ainsi mesurées au niveau des cratons archéens, tandis que les chaînes mobiles protérozoïques et phanérozoïques montrent un appauvrissement modéré (e.g. Griffin et al., 2009).

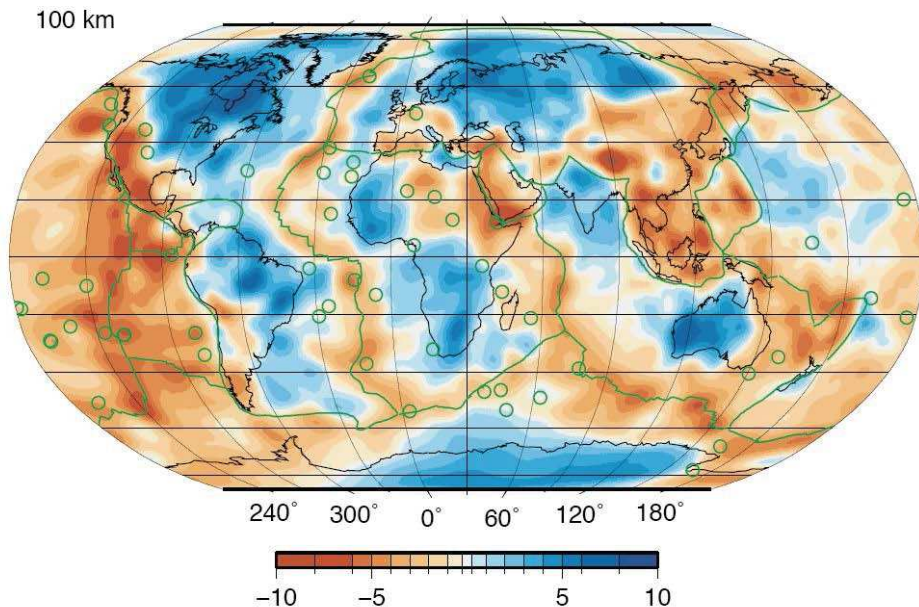


Figure 1.2 : Carte des anomalies de la vitesse des ondes SV au sommet du manteau (à 100 km de profondeur) (Debayle et al., 2005).

Ces variations des caractéristiques du manteau lithosphérique subcontinental sont liées à des contextes géodynamiques bien différents tels que les cratons, stables pour la plupart depuis leur formation durant l'Archéen et au Protérozoïque inférieur (e.g. Griffin et al., 2003a; Pearson et al., 1995) et les rifts, où la lithosphère est déstabilisée au profit de la création d'une nouvelle frontière de plaque. Or, de tels changements d'épaisseur, de structure thermique et de composition peuvent être reliés à des processus affectant directement la rhéologie du manteau. Etudier ces processus est donc primordial pour comprendre le comportement géodynamique des continents.

1.1.2. Outils d'étude du manteau lithosphérique subcontinental

De multiples outils sont aujourd'hui à la disposition des géologues afin d'étudier la structure, la composition et le comportement du manteau lithosphérique subcontinental. Les méthodes d'observation indirecte, telles que celles utilisées par les sismologues, donnent accès à la structure globale du manteau. La tomographie sismique offre par exemple la

possibilité de détecter des anomalies de vitesse dans une région donnée. Selon le contexte étudié, ces anomalies peuvent être reliées à des modifications du géotherme, des variations de composition, ou encore à la présence de fluides ou de magmas dans le manteau. L'interprétation de ces données en terme de composition ou de pourcentage de magma reste toutefois délicate et requiert des contraintes telles que celles apportées par les études sur les xénolites mantelliques ou par les études expérimentales. Les fonctions récepteurs (Vinnik, 1977) sont aussi communément employées afin de détecter des discontinuités sismiques dans le manteau supérieur. L'étude de l'anisotropie sismique permet quant à elle de détecter l'orientation des flux mantelliques ainsi que la déformation du manteau supérieur. L'analyse du déphasage des ondes SKS permet ainsi d'identifier la présence d'une ou plusieurs couches anisotropes et offre une bonne résolution latérale. L'utilisation des ondes de surfaces offre quant à elle une meilleure résolution verticale (e.g. Eaton et al., 2009). Enfin, les études magnétotelluriques rendent possible la détection de limites structurales verticales ou latérales (Evans et al., 2011), mais aussi de corréliser des variations de conductivité à des variations de température et de composition.

Les possibilités d'observation directes du manteau continental restent plus rares. Elles ne peuvent se faire qu'au travers de l'étude de fragments remontés à la surface par des processus tectoniques ou magmatiques que sont les massifs péridotitiques ou les xénolites. Ces fragments n'offrent ainsi qu'une vision locale, et donc parcellaire, du manteau lithosphérique. L'étude de ces roches permet toutefois d'obtenir des informations précieuses sur les processus physiques et chimiques affectant le manteau lithosphérique. En effet, par l'étude de la composition minéralogique et chimique de ces roches, il est possible de retracer leur évolution thermique et d'identifier le ou les épisode(s) métasomatique(s) auxquels elles ont été soumises. Les conditions et l'historique de déformation peuvent être aussi obtenus à partir de l'analyse des microstructures de déformation et des orientations préférentielles de réseau (OPR) des minéraux. Par l'analyse conjointe des compositions et de la déformation de ces échantillons, le rôle de la percolation de magmas et de fluides et de l'hydratation sur la déformation peut être étudié. Enfin, les propriétés sismiques d'une roche peuvent être calculées à partir des OPRs des minéraux la constituant, de la composition modale, de la densité et des constantes élastiques des minéraux (Mainprice, 1990; Mainprice et al., 2000; Mainprice and Humbert, 1994). Ces valeurs peuvent ensuite être comparées aux déphasages mesurés par les ondes SKS, afin de mieux comprendre la source de l'anisotropie mesurée, et si elle peut être lithosphérique, de faire des hypothèses sur l'orientation de la foliation fossilisée par le manteau lithosphérique (Figure 1.3 ; Mainprice and Silver, 1993; Nicolas and

Christensen, 1987).

Enfin, l'expérimentation et les modélisations numériques et analogiques apportent des informations supplémentaires sur le comportement du manteau supérieur, en tentant de reproduire et de caractériser les processus qui s'y tiennent place. L'ensemble de ces outils apporte donc des informations précieuses et complémentaires. Les considérer dans leur ensemble offre ainsi les contraintes importantes nécessaires à l'établissement d'interprétations solides.

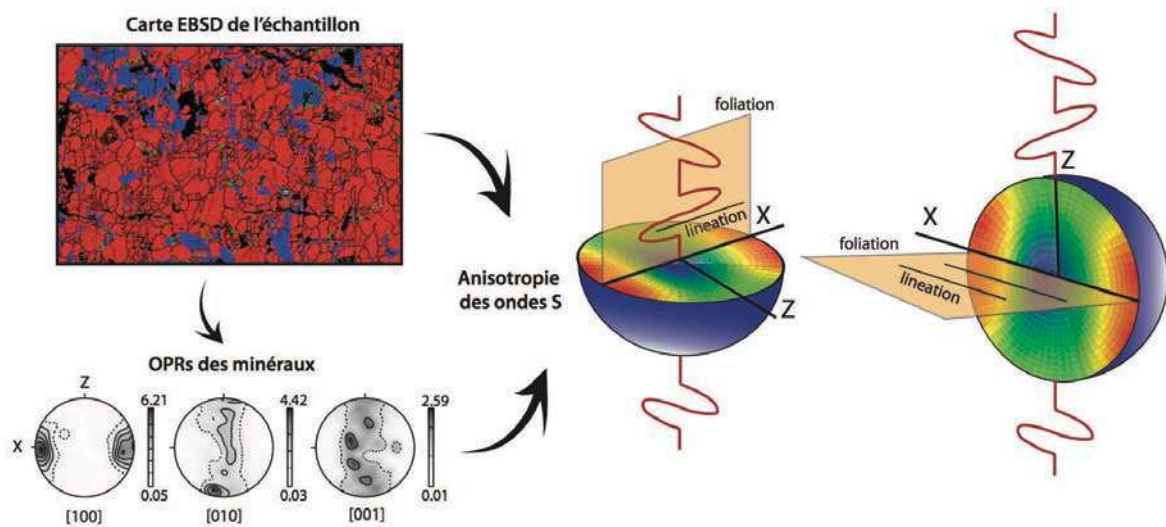


Figure 1.3 : Schéma présentant l'anisotropie de polarisation des ondes S échantillonnée par les ondes SKS pour un échantillon donné et pour différentes orientations de foliation et linéation. La couleur rouge indique les valeurs les plus faibles tandis que la couleur bleue indique les valeurs les plus fortes.

1.1.3. Les cratons

1.1.3.1. Modèles de formation

Les cratons sont des domaines continentaux lithosphériques épais dont la formation et l'origine reste controversée. Plusieurs modèles sont encore débattus dans la littérature pour expliquer leur formation.

Un premier modèle explique la formation de la lithosphère cratonique comme le résultat de la fusion au sein d'un panache mantellique où les hautes températures génèreraient les forts taux de fusion nécessaires à la formation d'une racine appauvrie en fer et sèche (Figure 1.4) (Arndt et al., 2009; Griffin and O'Reilly, 2007; Griffin et al., 2003a; Lee et al., 2011). Un tel modèle prévoit une stratification de la lithosphère d'une composition appauvrie (forts taux de fusion et Mg# de l'olivine élevés) à une composition fertile (faibles taux de fusion et Mg# de l'olivine faibles ; voir Figure 1.4 a ; Lee et al., 2011). Les réflecteurs horizontaux détectés par

les fonctions récepteurs des ondes S au niveau du craton du Kaapvaal et du craton Nord Américain pourraient, entre autre, être expliqués par une telle stratification (Savage and Silver, 2008; Wittlinger and Farra, 2007; Yuan and Romanowicz, 2010). Si ce changement de composition est en effet observé dans les xénolites de plusieurs cratons, il n'est toutefois pas systématique (Lee et al., 2011).

Un second modèle propose que la racine se forme par injection épisodique de petits diapirs (100-200 km) (de Smet et al., 1998, 1999, 2000). Un tel processus permet en effet la formation rapide d'une racine de composition distincte, faite de péridotite appauvrie en fer, telle que le suggère les xénolites cratoniques. Toutefois, ces deux modèles ne parviennent pas à expliquer la présence d'éclogites parmi les xénolites cratoniques.

Dans un troisième modèle, la lithosphère cratonique se forme par le sous-plaquage ou l'imbrication successive de plaques plongeantes (Figure 1.4 b) (Lee et al., 2011; Pearson and Wittig, 2008; Simon et al., 2007). Un contexte de subduction pourrait expliquer les fluides en Si responsables de l'enrichissement en orthopyroxène mesuré dans les xénolites du craton du Kaapvaal (Simon et al., 2007). L'accrétion de lithosphère océanique est également suggérée par les signatures éclogitiques mesurées dans les inclusions de sulfides dans des diamants de ce même craton (Richardson et al., 2001). Ce modèle explique aussi la présence d'éclogite parmi les xénolites mantelliques cratoniques, mais la quantité d'éclogites attendue à la base du craton devrait être bien supérieure à celle présente sur les continents (Lee et al., 2011; Schulze, 1989). De plus, les différences de distribution des éclogites dans les kimberlites de groupe I et II du craton du Kaapvaal implique la subduction d'éclogites sous le craton il y a 100-115 Ma, en désaccord avec les reconstructions des mouvements tectoniques dans la région durant cette période (Griffin and O'Reilly, 2007). Cette imbrication semble aussi peu probable compte tenu de la flottabilité négative des plaques océaniques plongeantes qui devraient plutôt entrer en subduction (Arndt et al., 2009). De plus, l'imbrication de ces plaques plongeantes créerait des failles ou des zones de faiblesse de grande échelle qui devrait être cicatrisées pour pouvoir expliquer la stabilité à long terme des cratons (Lee et al., 2011).

Un quatrième modèle suggère que la formation du manteau cratonique pourrait être liée à l'accrétion et l'épaississement d'arcs continentaux (Figure 1.4 c ; Lee et al., 2011). Si ce modèle, comme le précédent, peut expliquer les teneurs élevées en orthopyroxène dans les péridotites du craton du Kaapvaal, un tel contexte devrait générer la production de laves andésitiques, qui ne sont pas observées au niveau des cratons.

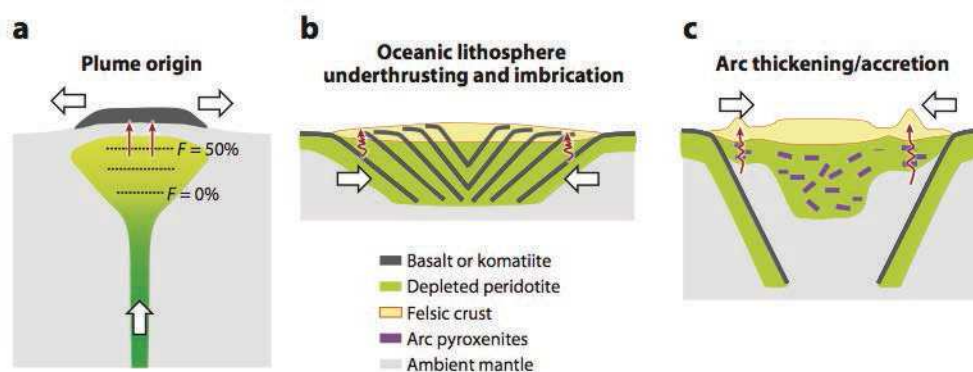


Figure 1.4 : Schéma présentant les différents modèles de formation du manteau subcratonique (Lee et al., 2011) : (a) formation associée à un panache mantellique, (b) formation par sous-plaquage et imbrication successive de plusieurs plaques subduites, et (c) formation par épaissement/accrétion d'arcs volcaniques.

1.1.3.2. Stabilité

La stabilité et la longévité de certains cratons ont fait l'objet de nombreux débats et de nombreuses études depuis plusieurs décennies, mais restent aujourd'hui encore une question géodynamique majeure. Les compositions très appauvries en fer des péridotites cratoniques ont tout d'abord conduit Jordan (1978) à proposer que la composition réfractaire, et donc moins dense de la racine cratonique, compensait l'élévation de densité liée au géotherme froid du craton. Ces compositions devaient ainsi résulter en une flottabilité neutre de la lithosphère par rapport à l'asthénosphère. Or, des modèles numériques ont démontré que la diminution de densité liée à une composition appauvrie ne suffirait pas pour expliquer la stabilité des racines cratoniques sur plusieurs milliards d'années (Doin et al., 1997; Lenardic and Moresi, 1999). D'autres modèles suggèrent que la stabilité de ces racines pourrait être favorisée par la présence de matériel peu résistant autour du craton, telles que des chaînes collisionnelles Neoproterozoïques ou plus récentes, qui localiserait la déformation (Lenardic et al., 2003). Plusieurs études suggèrent également qu'un fort contraste de viscosité entre la racine cratonique et l'asthénosphère pourrait être à l'origine de leur longévité (Doin et al., 1997; Pollack, 1986). Toutefois, les géothermes cratoniques, même s'ils sont froids, ne peuvent pas générer les 2-3 ordres de grandeur de contraste de viscosité nécessaires à la stabilité des cratons (Doin et al., 1997; Lenardic and Moresi, 1999). Assumant que l'épisode de fusion partielle responsable des compositions très réfractaires des péridotites cratoniques (Boyd and Mertzman, 1987) avait dû produire une déshydratation générale de la racine, puisque l'hydrogène se comporte comme un élément incompatible durant la fusion partielle (Bolfan-Casanova, 2005; Dixon et al., 2002; Hirschmann et al., 2005), des études ont suggéré qu'un

tel contraste de viscosité pouvait être lié à de très faibles teneurs en hydrogène dans l'olivine (Doin et al., 1997; Pollack, 1986). En effet, des expériences suggèrent que la présence d'hydrogène dans les roches mantelliques modifie significativement leur viscosité (voir section 1.2.4). Cette question sera abordée plus en détails dans le chapitre 2 de ce manuscrit.

1.1.3.3. Déstabilisation

Bien que la plupart des cratons tels que le craton du Kaapvaal ou encore le craton tanzanien aient survécu à la tectonique des plaques et à la convection mantellique durant plusieurs milliards d'années, d'autres cratons tels que le craton Nord Chinois et celui du Wyoming ont vu leur racine partiellement détruite (e.g. Carlson et al., 2004; Chen et al., 2008; Egglar and Furlong, 1991; Gao et al., 2002; Menzies et al., 1993). Les processus à l'origine de leur déstabilisation sont encore vivement débattus au sein de la communauté scientifique, donnant lieu à la publication de nombreux modèles (Figure 1.5) parmi lesquels trois modèles principaux rappelés ci-dessous.

Tout d'abord, la racine peut être déstabilisée par des courants convectifs où l'enlèvement est induit par des forces de flottabilité (Figure 1.5 a). Des contrastes latéraux ou verticaux de densité ou de température peuvent ainsi créer de petites instabilités convectives favorisant l'érosion à la base ou sur les côté de la lithosphère cratonique (Morency et al., 2002). Un second mécanisme consiste à modifier la rhéologie de la base de la racine avec des magmas riches en eau ou des fluides relâchés par une plaque subduite (Figure 1.5 c).

Dans un troisième modèle, la déstabilisation de la racine cratonique passe par un processus d'érosion pétro-thermomécanique, durant lequel des épisodes magmatiques vont successivement refertiliser la racine, entraînant une migration de la limite lithosphère-asthénosphère (e.g. Foley, 2008). Les observations pétrologiques sur les xénolites mantelliques cratoniques montrent fréquemment un ré-enrichissement qui se traduit par la cristallisation de clinopyroxène et de grenat, causant la lherzolitisation des harzburgites appauvries (Simon et al., 2003; Tang et al., 2008). L'efficacité d'un tel processus repose sur le fait qu'il ré-enrichit localement plutôt que de manière homogène la base de la lithosphère (Foley, 2008). La génération de magmas, nécessaire à ce processus, est favorisée par des contextes de points chauds ou d'instabilités convectives (Lee et al. 2011). Cependant, un tel processus n'est pas possible sous les continents épais si ce n'est par l'intervention d'un panache mantellique ou d'une production de chaleur radiogénique anormale pour augmenter localement la température (Lee et al., 2011). De plus, la production de telles quantités de magma basaltiques est difficile à plus de 200 km compte-tenu des pressions impliquées.

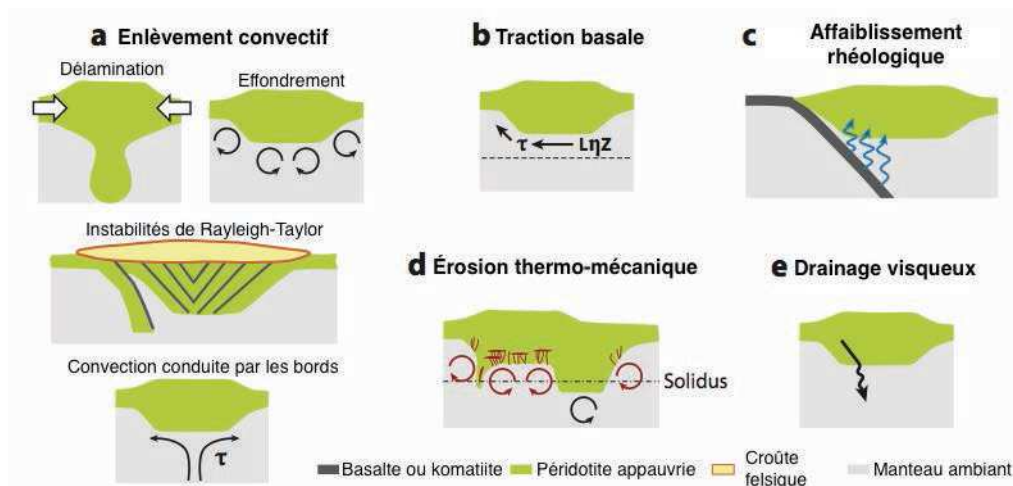


Figure 1.5 : Schéma représentant les différents modèles de destruction ou de recyclage de la lithosphère cratonique (Lee et al., 2011) : (a) Déstabilisation par des courants convectifs où l'enlèvement est induit par des forces de flottabilité (thermiques ou chimiques). Ces processus incluent la délamination, l'effondrement, les instabilités de Rayleigh-Taylor, et la convection conduite par les bords; (b) Déstabilisation par traction basale, où un cisaillement à la base de la racine entraîne une déformation. Cette traction est liée à la présence d'une zone plus mince de faible viscosité à la base des continents. Les pointillés représentent la zone de faible viscosité ; (c) Déstabilisation facilitée par une diminution de la rhéologie de la lithosphère cratonique, facilitant alors la délamination de la racine par les courants convectifs ; (d) Erosion thermo-magmatique par des magmas à la base de la lithosphère modifiant localement la densité et la température du manteau, (e) Drainage visqueux durant lequel des pyroxénites (de faible viscosité) glisse le long d'un plan incliné au cours des temps géologiques.

1.1.4. Les rifts : modèles d'extension

Les rifts continentaux sont les manifestations physiques de la rupture continentale. La grande diversité de morphologies a donné lieu à la publication de plusieurs modèles d'extension, désireux d'expliquer les processus à l'origine de la déstabilisation d'un continent.

Il existe des rifts larges, tels que le « Basin and Range » aux Etats-Unis, s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres et des rifts étroits, dont l'expression en surface ne dépasse généralement pas 100 km, tels que le rift Est-Africain et le rift Baïkal. McKenzie, (1978) proposa d'abord un modèle de rift large où la lithosphère s'amincit et s'étire de manière homogène en réponse à des contraintes extensives éloignées. Afin d'expliquer les observations du « Basin and Range », Wernicke (1981, 1985) proposa ensuite un modèle d'extension asymétrique dans lequel la majeure partie de la déformation est accommodée par un long détachement affectant l'ensemble de la lithosphère. Un modèle de rift étroit, dans lequel le rifting se produit via la rupture lithosphérique et la remontée d'un coin mantellique, fut ensuite proposé par Nicolas et al. (1994). Ce modèle fut ensuite repris par Vauchez et al., (1997) et Tommasi and Vauchez (2001) qui suggérèrent que l'extension continentale se

produit sous un régime de déformation en transtension produit par la réactivation d'ancienne OPR de l'olivine préservée dans la lithosphère (voir section 1.2.6). D'autres études suggèrent que la présence d'hétérogénéités rhéologiques a également un rôle important dans la localisation de la déformation (Dunbar and Sawyer, 1989; Vauchez et al., 1997).

Rifts passifs et rifts actifs ont aussi longtemps été opposés dans la littérature. Dans le cas d'un rift passif, l'amincissement est le résultat de contraintes extensives en limite de plaque, qui entraîne une remontée passive de l'asthénosphère par décompression adiabatique (McKenzie, 1978; Wernicke, 1981, 1985). A contrario, la formation d'un rift actif est attribuée à l'impact d'un panache mantellique à la base de la lithosphère provoquant son érosion et son amincissement. Des modèles plus récents proposent une combinaison de ces deux processus (Huisman et al., 2001; Petit and Déverchère, 2006). En effet, les données fournies par les études sismiques suggèrent qu'en plus d'être soumise à des contraintes extensives, la lithosphère serait soumise à la percolation de magmas, notamment sous la forme de filons pouvant faciliter la localisation de la déformation (Buck, 2006).

Si ces modèles sont complémentaires et basés sur des observations géomorphologiques, sismiques et géochimiques, les observations directes sur de la manière dont la déformation se localise et est accommodée par le manteau lithosphérique durant le rifting sont rares dans la littérature.

1.2. Rhéologie du manteau lithosphérique

1.2.1. Effet des variations de contraintes et de température

Le comportement rhéologique d'un agrégat cristallin est classiquement décrit sous la forme d'une loi de puissance semi-empirique où la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$) est directement proportionnel à la contrainte différentielle (σ) élevée à une puissance n (e.g. Nicolas and Poirier, 1976). L'expression exacte de cette loi ainsi que la valeur des différents paramètres dépend des conditions ainsi que des mécanismes étudiés (Tableaux 1 et 2). L'une de ces expressions possibles est (Hirth and Kohlstedt, 2003):

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n d^{-p} f_{H_2O}^r \exp(\alpha \phi) \exp\left(-\frac{E^* + PV^*}{RT}\right) \quad (1)$$

où A est une constante du matériel considéré, n l'exposant de la contrainte, d la taille de grain moyenne, P la pression, f_{H_2O} la fugacité en eau pure, α une constante, r l'exposant de la fugacité en eau, ϕ la fraction de magma, E^* l'énergie d'activation, V^* le volume d'activation, R la constante des gaz parfaits, et T la température absolue (en K). Le manteau supérieur étant

majoritairement composé de péridotite, dont l'olivine la phase cristalline majeure (>60%), une telle loi peut-être utilisée pour décrire son comportement rhéologique. Selon cette équation, une baisse de résistance est attendue si la contrainte (pour $n \geq 1$), la température, la fugacité en eau, ou la fraction de magma augmente ou si la pression ou la taille de grains diminue (Figure 1.6). Des modèles numériques montrent ainsi qu'à plus grande échelle, une variation latérale du géotherme peut produire des contrastes de résistances significatifs au sein d'une plaque lithosphérique et promouvoir la localisation de la déformation en contexte intraplaque (Neves et al., 2008; Tommasi et al., 1995).

Tableau 1: Paramètres rhéologiques pour l'équation 1 (D'après Hirth et Kohlstedt, 2003)

	A	n	p	r	α	E* (kJ/mol)	V* ($10^{-6} \text{ m}^3/\text{mol}$)
Diffusion anhydre	$1,5 \times 10^9$	1	3	-	30	375 ± 50	2-10
Diffusion hydratée	$2,5 \times 10^7$	1	3	0,7-1,0	30	375 ± 50	0-10
Diffusion hydratée (C_{OH} constante)	$1,0 \times 10^6$	1	3	1	30	375 ± 50	4
Dislocation anhydre	$1,1 \times 10^5$	$3,5 \pm 0,3$	0	-	30-45	530 ± 4	(voir tableau 2)
Dislocation hydratée	1600	$3,5 \pm 0,3$	0	$1,2 \pm 0,4$	30-45	520 ± 40	22 ± 11
Dislocation hydratée (C_{OH} constante)	90	$3,5 \pm 0,3$	0	1.2	30-45	480 ± 40	11
GBS anhydre, $T > 1250^\circ\text{C}$	$4,7 \times 10^{10}$	3.5	2	-	30-45	600	(voir tableau 2)
GBS anhydre, $T < 1250^\circ\text{C}$	6500	3.5	2	-	30-45	400	(voir tableau 2)

Tableau 2: Détermination des volumes d'activation (D'après Hirth et Kohlstedt, 2003)

Technique	V* ($10^{-6} \text{ m}^3/\text{mol}$)	Gamme de P (GPa)	Référence
Déformation	23	0,2-0,4	Wang et al. (2010)
Déformation	13,4 (18)	0,5-1,5	Ross et al. (1979)
Déformation	14 (18)	0,3-2	Karato and Jung (2003)
Déformation	14	0,3-15	Karato and Rubie (1997)
Déformation	27	0,6-2,0	Borch and Green II (1989)
Restauration	19	10^{-4} -0,5	Kohlstedt et al. (1980)
Restauration	14	10^{-4} -2,0	Karato and Ogawa (1982)
Restauration	6	10^{-4} -10	Karato et al. (1993)
Diffusion (Si)	-2	5-10	Béjina et al. (1999)

Les trois principaux mécanismes de déformation ductile dans les roches sont le fluage-dislocation, le glissement aux joints de grains accommodé par le mouvement des dislocations, le glissement aux joints de grain accommodé par diffusion. Durant la déformation, ces mécanismes sont activés simultanément. Selon les conditions de déformation, l'un de ces mécanismes va dominer et contrôler la résistance de la roche. Bien que la déformation uniquement par diffusion soit théoriquement possible, ce mécanisme est probablement trop

lent pour être dominant. Une variation de température ou de contrainte peut entraîner une transition d'un mécanisme à un autre et considérablement modifier la microstructure d'une roche, et donc sa résistance (voir section 1.2.2). En effet, alors que la migration et l'accumulation de dislocations au sein de la structure cristalline promeut la recristallisation dynamique par rotation des sous-grains et tend à entraîner une réduction de la taille de grains ; la diffusion de défauts ponctuels ou d'atomes associée au régime de fluage diffusion entraîne généralement une augmentation de la taille de grains.

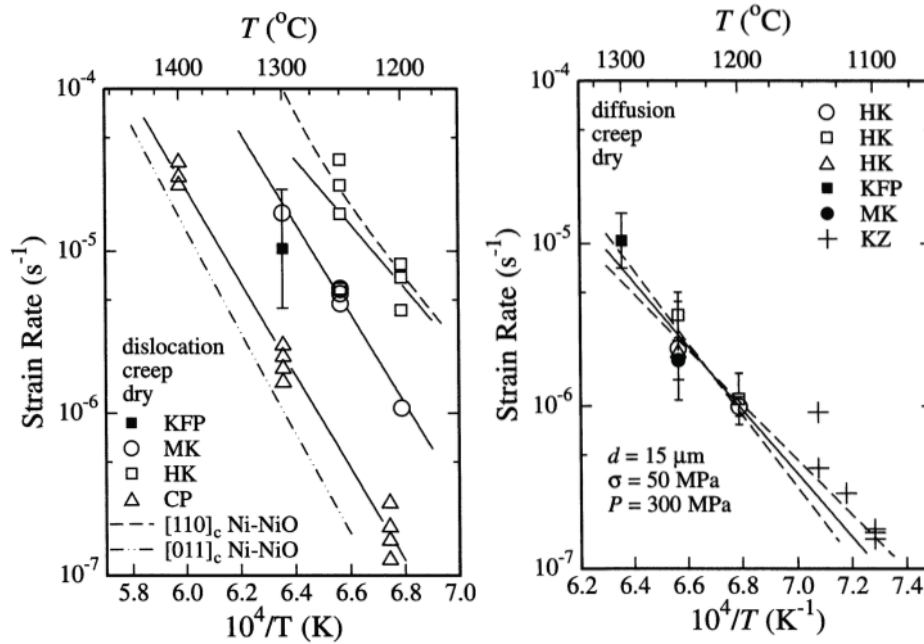


Figure 1.6 : Diagramme d'Arrhenius montrant le taux de déformation en fonction de 1/T pour des agrégats d'olivine se déformant par fluage dislocation et par fluage diffusion (Hirth et Kohlstedt, 2003). Les lignes pleines et en pointillées montrent les relations d'Arrhenius pour E* = 530 ± 40 et E* = 550 ± 20 kJ/mol et n = 3.5 (gauche) et pour E* = 375 ± 50 kJ/mol (droite) et n = 1. Les différents symboles correspondent aux données expérimentales de diverses études (HK : Hirth and Kohlstedt (1995a, b) ; KFP : Karato et al. (1986); MK : Mei and Kohlstedt (2000a, b) ; KZ : Kohlstedt and Zimmerman (1996)).

1.2.2. Effet de la taille de grain

Parmi les autres paramètres pouvant considérablement affecter la viscosité du manteau se trouve la taille de grain. L'équation (1) prédit une diminution du taux de déformation à taille de grain croissante. Une variation de la taille de grains va également entraîner un changement de mécanisme de déformation. A température constante, une roche se déformant par fluage dislocation voit sa taille de grains moyenne par recristallisation dynamique et donc sa viscosité diminuer. Ce changement peut entraîner un passage vers une déformation par fluage diffusion (Figure 1.7) (Rutter and Brodie, 1988). Il est aussi couramment admis qu'une diminution de la taille de grains par recristallisation dynamique peut favoriser la transition

d'une déformation par fluage dislocation à une déformation par fluage dépendant de la taille de grain (grain sensitive creep), sous lequel le glissement aux joints grains (grain boundary sliding) accommoderait la déformation (e.g. Boullier and Gueguen, 1975; Hirth and Kohlstedt, 2003; Hirth and Kohlstedt, 1995a, b; Langdon, 1994; Schmidt et al., 1977). La réduction de taille de grains liée à un tel régime a pour effet de diminuer considérablement la viscosité et pourrait favoriser une localisation de la déformation. Toutefois, les exemples de glissement aux joints de grains dans des échantillons naturels sont extrêmement rares et limités à des bandes d'ultra-mylonites de largeur millimétrique ou à des bandes de cisaillement composées d'orthopyroxène dans les mylonites du craton du Kaapvaal (e.g. Boullier and Gueguen, 1975; Vauchez et al., 2012 et références citées).

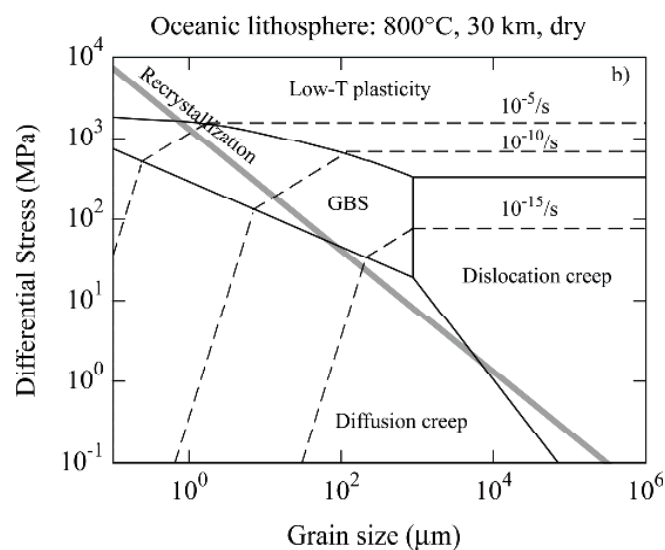


Figure 1.7 : Exemple de carte des mécanismes de déformation pour la lithosphère océanique à 800°C (Hirth et Karato, 2002).

1.2.3. Rôle de l'assemblage minéralogique

L'assemblage minéralogique a de nombreuses implications sur la rhéologie d'une roche. Dans la nature, les roches polyminérales subissant une déformation plastique tendent à voir les minéraux qui les composent se répartir en couches monominérales distinctes (e.g. Herwegh et al., 2008; Mehl and Hirth, 2008; Vauchez et al., 2012). S'il existe une différence de résistance entre les divers minéraux, cette microstructure engendre une anisotropie mécanique diminuant la résistance au cisaillement parallèle aux couches (Vauchez et al., 2012). De la même façon, la cristallisation de nouvelles phases moins résistantes lors de réactions durant la déformation peut également réduire la viscosité d'une roche (Rutter and Brodie, 1988).

Plusieurs autres études ont souligné les implications de la présence d'une seconde phase sur la taille de grains d'une roche (Farla et al., 2013; Hiraga et al., 2010; Solomatov et al., 2002). En effet, la croissance de grains peut être limitée par la présence d'une seconde phase en quantité suffisante sous l'effet d'un processus nommé épinglage de Zener (Zener pinning ; Figure 1.8 ; (Farla et al., 2013; Smith, 1948; Solomatov et al., 2002). Il a donc été proposé que le Zener pinning pourrait permettre de préserver des tailles de grain fines et donc une viscosité faible dans le manteau (e.g. Bercovici and Ricard, 2012; Farla et al., 2013).

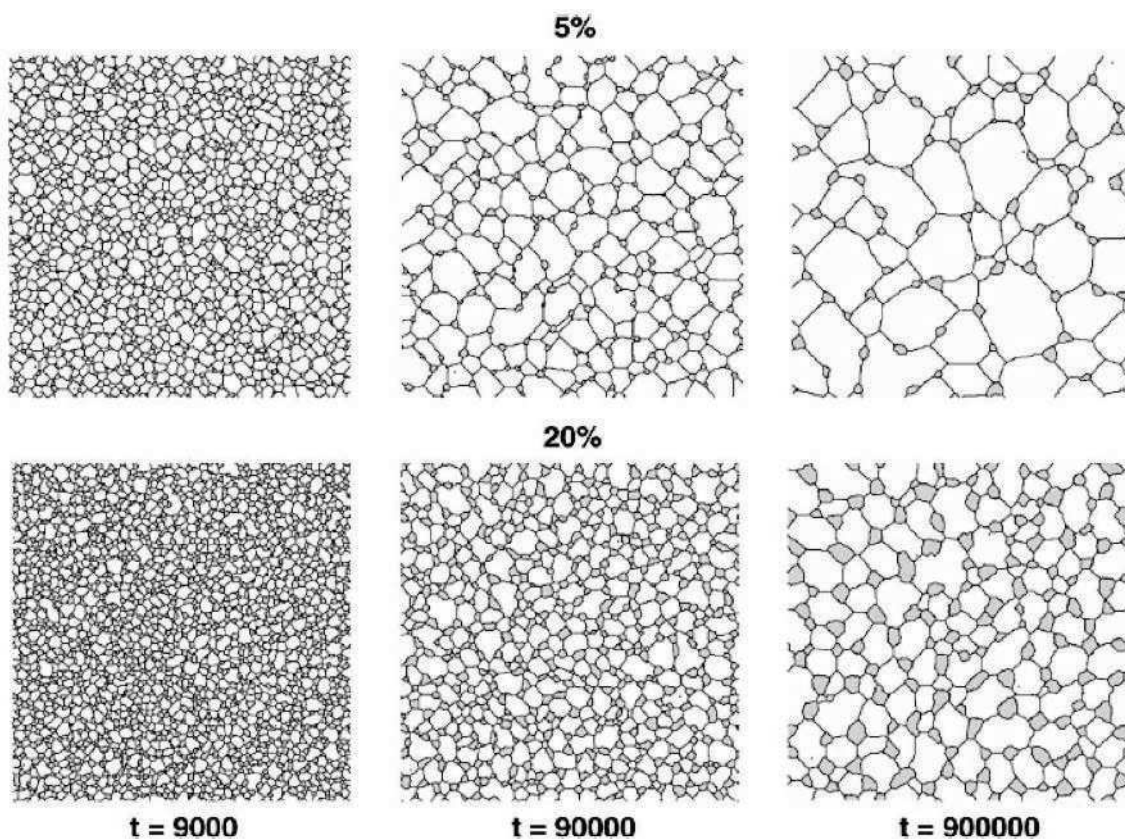


Figure 1.8 : Evolution microstructurale d'un système à deux phases cristalline, pour diverses fractions de la deuxième phase (modèle numérique de Solomatov et al., 2002). Chaque carré correspond à un test différent.

1.2.4. Effet de la teneur en hydrogène

Les roches du manteau supérieur sont principalement composées de minéraux nominalement anhydres (NAMs : Nominally Anhydrous Minerals) ne contenant pas d'H₂O, d'OH ou d'H dans leur formule structurale. Ces minéraux peuvent toutefois incorporer des atomes d'hydrogène associés à des défauts ponctuels au sein de leur structure (Beran and Putnis, 1983; Beran and Zemman, 1969; Miller et al., 1987). La solubilité de l'eau est ainsi principalement contrôlée par 3 types de défauts : (1) par substitution d'un site métallifère au sein d'un octaèdre (Mg²⁺, Fe²⁺ ou Fe³⁺), (2) par substitution d'un Si⁴⁺ au cœur

d'un tétraèdre, (3) dans un site interstitiel. La solubilité de l'hydrogène dans l'olivine (C_{OH}) peut être exprimée par une loi de puissance semi-empirique où la solubilité est directement proportionnelle à la fugacité en eau (f_{H_2O}) (Férot and Bolfan-Casanova, 2012; Hirschmann et al., 2005; Kohlstedt et al., 1996; Zhao et al., 2004). Elle est également fonction de la pression (Férot and Bolfan-Casanova, 2012; Hirschmann et al., 2005; Kohlstedt et al., 1996), et de la teneur en Fe à basse pression (0,3 GPa ; Zhao et al., 2004). L'expression exacte de cette loi est fonction des conditions expérimentales et des paramètres étudiés.

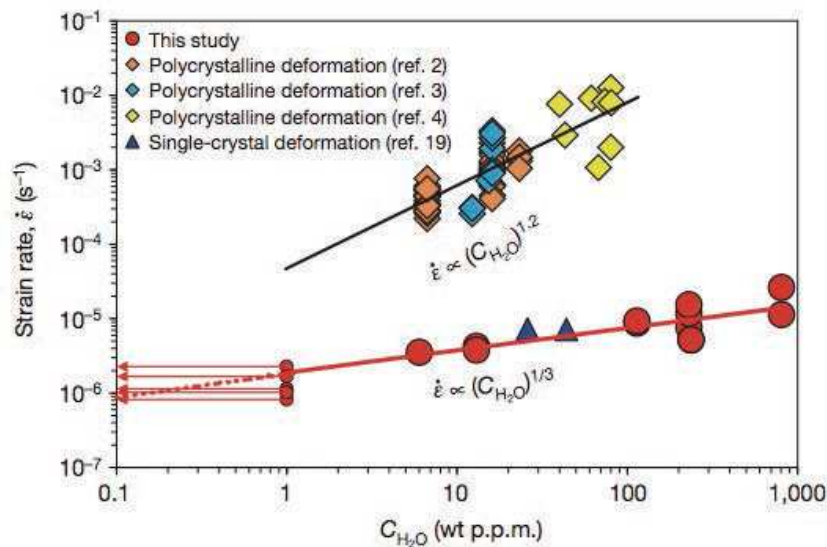


Figure 1.9 : Evolution du taux de déformation en fonction de la teneur en hydrogène (Fei et al., 2013).

La teneur en hydrogène figure parmi les paramètres souvent cités pour son effet sur la rhéologie du manteau (e.g. Hirth and Kohlstedt, 1996). Ainsi, l'équation (1) prédit une diminution de la résistance si la fugacité en eau dans le système augmente. Des expériences ont montré que l'incorporation d'hydrogène engendre une diminution de résistance mécanique des roches mantelliques et augmentent les taux de fluage dislocation et fluage diffusion (Figure 1.9) (e.g. Chopra and Paterson, 1984; Demouchy et al., 2012; Karato et al., 1986; Mackwell et al., 1985; Mei and Kohlstedt, 2000a, b). Toutefois, ces résultats ayant été obtenus sur des échantillons placés dans un milieu saturé en eau, et de l'eau libre pourrait avoir été présente aux joints de grains (Demouchy et al., 2012; Fei et al., 2013). En effet, des expériences récentes de détermination du coefficient de diffusion du Si dans la forstérite par Fei et al. (2013) suggèrent ainsi que l'effet de l'hydrogène sur la déformation de l'olivine pourrait être faible (Figure 1.7). Une reproductibilité de tels résultats est toutefois nécessaire afin de remettre en cause avec certitude l'effet de hydrogène sur la résistance des roches

mantelliques obtenus par de nombreuses études expérimentales précédentes.

1.2.5. Effet de la présence de magmas

La présence de faibles fractions de magma peut considérablement diminuer la résistance mécanique d'une roche du manteau supérieur (Daines and Kohlstedt, 1997; Mei et al., 2002; Zimmerman and Kohlstedt, 2004). La distribution de ces magmas revêt une grande importance sur le style de déformation auquel la roche pourra être soumise. En effet, alors qu'une distribution homogène dans un volume important tend à promouvoir une déformation homogène (e.g. Vauchez et al., 2007), la présence de magmas localisés dans un faible volume pourrait favoriser une localisation de la déformation (e.g. Holtzman et al., 2003a; Holtzman et al., 2003b; Vauchez et al., 2012). Par ailleurs, des expériences en cisaillement simple suggèrent que durant la déformation de roches partiellement fondues, le magma se concentre en bandes distinctes qui localisent la déformation (Holtzman et al., 2003a; Holtzman et al., 2003b). Enfin, l'étude des microstructures et des OPRs dans une section verticale de la zone de transition croûte-manteau des ophiolites d'Oman révèle un changement de l'OPR de l'olivine en présence de magma d'une symétrie axiale-[100] à une symétrie axiale-[010] (Higgie and Tommasi, 2012). A plus grande échelle, un tel changement pourrait donc créer une hétérogénéité au sein de la lithosphère.

Les conséquences possibles de l'injection de magmas sont multiples. En effet, si le liquide n'est pas à l'équilibre avec la roche encaissante, leur percolation peut engendrer un métasomatisme. Selon la composition du liquide, un tel métasomatisme peut lui-même résulter en la cristallisation de nouvelles phases ou en l'hydratation des minéraux présents et modifier la rhéologie de la roche percolée (voir sections 1.2.3 et 1.2.4). De même, l'injection de larges volumes de magmas peut entraîner une modification locale de la température (Kourim et al., 2014).

1.2.6. Rôle de l'anisotropie mécanique

Une roche se déformant par fluage dislocation développe une orientation préférentielle de réseau des cristaux (OPR) qui la composent. Le développement de ces OPRs à grande échelle dans des zones tectoniquement actives a pour effet de générer une anisotropie mécanique, mesurée par les études sismiques sur les déphasages des ondes SKS sur de larges distances. De cette anisotropie découle une diminution de la résistance aux contraintes imposées selon certaines directions par rapport à l'OPR existante. En effet, des modèles numériques montrent que la résistance du manteau devient alors plus faible à des

cisaillements parallèles à la foliation et à la linéation (Tommasi et al., 2009) ou à une extension ou une compression oblique à la fabrique préexistante (Tommasi et al., 2009; Tommasi and Vauchez, 2001) devient alors plus faible (Figure 1.10). Une variation de l'orientation et de l'intensité des OPRs au sein du manteau lithosphérique pourrait donc permettre une localisation de la déformation à grande échelle (Tommasi et al., 2009). Le parallélisme entre l'axe d'anciens orogènes et l'axe des rifts a ainsi conduit Vauchez et al. (1997) à proposer que d'anciennes OPRs fossilisées dans le manteau lithosphérique pourraient être réactivées lors de la formation d'un rift.

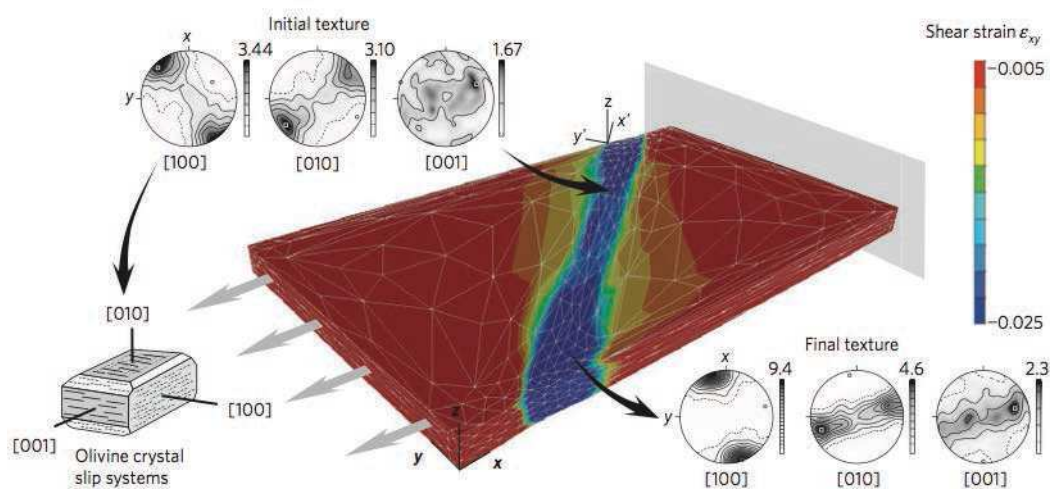


Figure 1.10 : Géométrie, conditions aux limites et distribution de la déformation cisailante après un étirement total de 40% dans un modèle avec une zone de cisaillement héritée à 45° de la direction d'extension imposée (Tommasi et al., 2009).

1.3. Objectifs de la thèse et structure du mémoire : Le craton et le rift comme objet d'étude du comportement du manteau subcontinental

1.3.1. Le craton du Kaapvaal

Le craton du Kaapvaal fait partie des cratons ayant survécu à la tectonique des plaques et la convection mantellique depuis leur formation. Il est formé d'un assemblage de terrains Archéens composés principalement de gneiss et de granitoïdes, recouverts par des bassins sédimentaires datant de l'Archéen supérieur et du Protérozoïque inférieur (Begg et al., 2009; de Wit et al., 1992). La formation de la croûte il y a ~3.7-3.1 Ga fut suivi par l'amalgamation et la stabilisation des différents blocs qui composent le craton il y a 3.1-2.6 Ga (de Wit et al.,

1992; Griffin et al., 2003b). Des analyses Re-Os sur les sulfides dans des inclusions dans des diamants et dans des xénolites mantelliques indiquent que la formation de la racine cratonique serait antérieure à 3 Ga et donc contemporaine de la formation de la croûte (Griffin et al., 2003b; Shirey et al., 2002).

Le craton du Kaapvaal a été ensuite affectée par de multiples épisodes magmatiques. La mise en place du complexe du Bushveld il y a 2.05 Ga (e.g. Scoates and Friedman, 2008) est le premier et le plus important d'entre eux. Il fut suivi il y a 182 Ma par la mise en place de la province volcanique du Karoo associée à la rupture du Gondwana (Riley et al., 2005). Le craton du Kaapvaal fut ensuite affecté par de nombreuses éruptions kimberlitiques principalement à la fin du Jurassique et au Crétacé, mais aussi au Paléozoïque (530-255 Ma) et au Méso-Protérozoïque (1650-1200 Ma) (Allsopp et al., 1985; Kramers and Smith, 1983; Phillips et al., 1998). La répartition de ces diatrèmes kimberlitiques est large. Les kimberlites sont des laves remontées depuis la base de la lithosphère à très grande vitesse (Mitchell, 1986) en transportant de nombreux xénolites mantelliques provenant d'une large gamme de profondeurs (James et al., 2004). Ces xénolites font du craton du Kaapvaal un objet d'étude idéal pour tenter de comprendre le manteau lithosphérique subcontinental des racines cratoniques. Depuis plusieurs dizaines d'années, le craton du Kaapvaal a été l'objet de nombreuses publications qui apportent des contraintes précieuses à toute nouvelle étude visant à mieux comprendre sa structure ainsi que l'origine de sa stabilité (voir les chapitres 2 et 4 de ce manuscrit pour une revue plus complète de ces publications).

1.3.2. Le rift Est-Africain

Le rift Est Africain est un des rifts les plus actifs de la planète. Il s'étend sur plus de 4 000 km du point triple de l'Afar au golfe du Mozambique en suivant la direction d'anciens orogènes (e.g. Nyblade and Brazier, 2002; Vauchez et al., 1997). Les témoins les plus anciens du volcanisme lié au rift datent de 45 Ma et ont été trouvés au Kenya, au niveau de la dépression de Turkana, un système de bassins en extension de près de 300 km, au niveau duquel l'axe du rift se décale. La branche éthiopienne du rift Est-Africain ou rift Ethiopien commença à se propager au Sud de l'Ethiopie il y a 25-20 Ma (Hendrie et al., 1994; Morley et al., 1992) avant d'atteindre le Nord de l'Ethiopie il y a 11 Ma (Wolfenden et al., 2004). Le rift Est-Africain migra aussi vers le Sud et se subdivise en deux branches distinctes autour du craton tanzanien. Dans la branche Est du rift, le volcanisme et l'extension date d'atteindre le Sud du Kenya il y a 8-5 Ma (Cerling and Powers, 1977; Crossley and Knight, 1981; Dawson, 1992). Dans la branche Ouest, les premières traces de volcanisme remontent à 12 Ma au

Nord, à 6 Ma près du Rwanda (Kampunzu et al., 1998).

Le rift Est Africain est associé à deux plateaux à la topographie élevée (le plateau Ethiopien et le plateau Est-Africain), dont l'existence pourrait être liée à la présence d'un ou plusieurs panaches mantelliques détectés dans plusieurs modèles de tomographie sismique (e.g. Adams et al., 2012; Benoit et al., 2006; Ritsema et al., 1998) et interprétés comme la continuation du super-panache africain, une large anomalie de vitesse lente détectée dans le manteau inférieur sous le craton sud-africain (e.g. Benoit et al., 2006; Ritsema and van Heijst, 2000).

En Ethiopie, au Kenya et en Tanzanie, des laves ont rapporté à la surface des xénolites mantelliques, qui représentent un objet d'étude idéal pour comprendre les processus affectant le manteau subcontinental à différents stades de rifting.

1.3.3. Objectifs de la thèse et structure du mémoire

L'objectif de ce travail est d'étudier le manteau lithosphérique subcontinental de deux objets aux caractéristiques et aux comportements géodynamiques opposés : le craton du Kaapvaal (Afrique du Sud) et le rift Est-Africain (Divergence Nord Tanzanienne et SE Ethiopie), afin de tenter de comprendre les processus permettant d'expliquer ces différences. L'étude de la déformation (microstructures et OPRs) et de l'hydratation de xénolites mantelliques du craton Kaapvaal apporte des contraintes sur le rôle de l'hydrogène sur la stabilité à long terme du manteau subcratonique. Ce travail a été complété par une série d'expériences visant à affiner notre interprétation sur l'origine des teneurs en hydrogène mesurées. Le calcul des propriétés sismiques de ces échantillons permet de enfin de caractériser la structure de la racine cratonique, en quantifiant l'impact des variations de composition lié au métasomatisme sur celles-ci, et en tentant de relier l'anisotropie sismique et l'orientation de la fabrique fossilisée. Enfin, l'étude du rift Est-Africain à deux stades de maturité différents et développé dans des régions présentant des héritages structuraux différents vise à contraindre le rôle de l'anisotropie mécanique, des hétérogénéités rhéologiques, et des interactions de fluides et de magmas sur le type et le régime de déformation d'un rift continental.

Ce mémoire est présenté sous la forme de 7 chapitres. Il comporte 2 articles publiés dans des revues internationales (*Lithos* et *Solid Earth*), un article soumis à *Tectonophysics*, un article soumis à *American Mineralogist* et un article en cours de préparation.

Le chapitre 2 « **Déformation et hydratation du manteau lithosphérique sous le**

craton du Kaapvaal » présente une étude sur 50 xénolites péridotitiques échantillonnés dans 9 diatrèmes kimberlitiques différents au sein du craton du Kaapvaal. Ce travail a été publié dans le journal *Lithos* (Baptiste et al., 2012) et repose sur l'analyse des microstructures, des OPRs, et sur les teneurs en hydrogène dans l'olivine de ces xénolites. Il a pour objectif de contraindre les relations entre déformation, hydratation et percolation de fluides ou magmas au sein d'une racine cratonique, et ainsi de mieux comprendre l'origine de sa longévité.

Le chapitre 3 « **Diffusion de l'hydrogène d'un liquide kimberlitique à la forstérite** » présente une étude expérimentale soumise en Septembre 2014 à la revue *American Mineralogist*, basée sur 5 expériences réalisées en piston-cylindre au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. Son but est de tester si l'incorporation d'hydrogène dans l'olivine par diffusion ionique à partir d'un liquide kimberlitique riche en volatiles (H₂O-CO₂) à haute pression est possible durant le transport de la péridotite vers la surface par le magma, et ainsi de mieux comprendre l'origine des fortes teneurs en hydrogène dans l'olivine des xénolites cratoniques.

Le chapitre 4 « **Contraintes pétrophysiques sur les propriétés sismiques du manteau lithosphérique sous le craton du Kaapvaal** » présente une étude publiée dans le journal *Solid Earth* (Baptiste et Tommasi, 2014) où les propriétés sismiques des 50 xénolites du craton du Kaapvaal sont calculées. Il a pour but de mieux comprendre les variations de vitesses et les anisotropies mesurées par les études sismiques et de mieux évaluer les structures qui en sont déduites, en les confrontant aux variations des propriétés sismiques liées à la composition, à la profondeur d'origine, et à un changement de l'orientation de la foliation dans les xénolites Sud-africain.

Le chapitre 5 « **Déformation, hydratation et anisotropie du manteau lithosphérique sous un rift actif** » est une étude sur 53 xénolites mantelliques provenant de 4 localités différentes au sein de la Divergence Nord Tanzanienne du Rift Est-Africain. Ce travail a été soumis au mois de Juillet 2014 au journal *Tectonophysics*, et est actuellement en cours d'évaluation. Il est basé sur la caractérisation des microstructures, des OPRs, des teneurs en hydrogène dans l'olivine des xénolites tanzaniens, ainsi que sur le calcul de leurs propriétés sismiques. Il vise à mieux comprendre les relations entre déformation et percolation de fluides et magmas au début du rifting ainsi que le régime de déformation mis en jeu.

Le chapitre 6 « **Déformation et anisotropie du manteau lithosphérique sous un rift mature** » est un article en cours de rédaction sur 25 xénolites mantelliques provenant de la région au Sud de Mega (Sud de l'Ethiopie, Rift Est Africain). Ce travail a pour objectif de comprendre les relations entre déformation et percolation de magmas au sein d'un rift mature

formé à l'aplomb d'un panache mantellique.

Le chapitre 7 « **Discussions, Conclusions et Perspectives** » présente une discussion et une synthèse générale sur le rôle de l'anisotropie mécanique, la percolation de fluides et magmas, l'hydratation et les hétérogénéités rhéologiques sur le comportement géodynamique du manteau subcontinental. Les nouvelles questions posées par les résultats obtenus dans cette étude et les approches possibles pour y répondre sont aussi exposées.

Chapitre 2: Déformation et hydratation du manteau lithosphérique sous le craton du Kaapvaal

Le craton du Kaapvaal est un domaine continental épais et froid resté stable depuis sa formation durant l'Archéen (Griffin et al., 2004; Pearson et al., 1995; Shirey et al., 2002). Les péridotites du Kaapvaal montrent des compositions appauvries en CaO et Al_2O_3 et des Mg# dans l'olivine élevés, suggérant qu'elles sont le résultat de forts taux de fusion partielle (Boyd and Mertzman, 1987). Pourtant, ces compositions appauvries et le géotherme froid caractéristiques des cratons ne suffisent pas à générer des contrastes de viscosité suffisamment élevés pour expliquer la stabilité et la longévité des cratons (Doin et al., 1997; Lenardic and Moresi, 1999). Partant de l'idée que l'épisode de fusion partielle ayant formé les cratons avait dû entraîner une déshydratation de la racine, plusieurs études ont ainsi proposé qu'un contraste de densité suffisant pouvait être lié à de très faibles teneurs en hydrogène dans l'olivine (Doin et al., 1997; Pollack, 1986). Pourtant, une étude récente de Peslier et al. (2010) révèle que des teneurs en hydrogène dans l'olivine de xénolites mantelliques du Kaapvaal sont souvent élevées (jusqu'à 100 wt. ppm H_2O), à l'exception des échantillons les plus profonds (<10 wt. ppm H_2O). De plus, de multiples épisodes métasomatiques ont été identifiés dans les péridotites du craton du Kaapvaal (e.g. Boyd and Mertzman, 1987; Griffin et al., 2003b; Kelemen et al., 1998; Nixon et al., 1981; Simon et al., 2007).

Le travail présenté dans ce chapitre se base sur l'étude de 50 xénolites péridotitiques échantillonnés dans 9 diatrèmes kimberlitiques différents au sein du craton du Kaapvaal. Ces péridotites présentent donc une large distribution latérale, mais aussi verticale. L'analyse des microstructures et des OPRs révèle que les échantillons granulaires à gros grains qui prédominent parmi les péridotites du Kaapvaal enregistrent une déformation par fluage dislocation, suivie par une longue période de recuit. Ces observations supportent un épisode de déformation ancien, probablement associé à la formation de la racine, suivie d'un refroidissement lent et d'une longue période de quiétude. Les textures et compositions révèlent également de multiples événements métasomatiques à la répartition géographique hétérogène. L'analyse combinée des microstructures et des OPRs montre que les épisodes