

UNIVERSITE MONTPELLIER 2
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER 2

Discipline : Sciences de la Terre

Ecole Doctorale : SIBAGHE

présentée et soutenue publiquement

par

Marie Violay

le 3 décembre 2010

Titre :

**Réservoirs hydro-géothermaux haute enthalpie :
apport des propriétés pétrophysiques des basaltes**

JURY

Mr Philippe Pezard	Directeur de Recherche (CNRS UM II)	(Directeur de Thèse)
Mr Bernard Sanjuan	Chercheur au BRGM	(Co-directeur de thèse)
Mr Patrick Baud	Professeur (EOST Strasbourg)	(Rapporteur)
Mr Yves Gueguen	Professeur (ENS PARIS)	(Rapporteur)
Mr Olafur Flovenz	General Director of Iceland GeoSurvey (ISOR)	(Examineur)
Mr David Mainprice	Directeur de Recherche (CNRS, UM II)	(Examineur)
Mr Benoît Gibert	Maitre de Conférences (UM II)	(Invité)
Mr Philippe Laplaige	Ingénieur (ADEME)	(Invité)

Remerciements

Au terme de ce travail, je voudrais remercier les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réalisation.

C'est d'abord un grand honneur que Messieurs **Yves Gueguen** et **Patrick Baud** aient accepté d'être rapporteurs, et que Messieurs **Olafur Flovenz** et **David Mainprice** aient accepté d'être examinateurs de cette thèse.

Dans le cadre du financement de ma thèse, je tiens à remercier l'ADEME et le BRGM, et plus particulièrement **Bernard Sanjuan** (BRGM) et **Philippe Laplaige** (ADEME).

Après 3 années passées au laboratoire Géosciences Montpellier, je tiens à exprimer ma reconnaissance à mon directeur de thèse, **Philippe Pezard** pour m'avoir proposé ce travail de thèse et permis de le réaliser dans les meilleures conditions possibles.

L'étude expérimentale que j'ai menée n'aurait pas pu être accomplie sans l'aide de **deux** personnes exceptionnelles : **Pierre azais** et **Benoit Gibert**. Tout d'abord merci à **Pierre Azais** pour son ingéniosité, sa patience et sa gentillesse. Ses talents d'ingénieur ont toujours permis de trouver la meilleure solution pour résoudre les problèmes posés face à des manip souvent récalcitrantes. Merci d'avoir monté, démonté, modifié, amélioré des dizaines et des dizaines de fois la cellule électrique. Merci de m'avoir appris à souder, usiner, bricoler : mon père me trouve désormais un peu moins bête. Je tiens particulièrement à remercier **Benoit Gibert** qui est sans doute le meilleur « Co directeur de thèse » qu'on puisse avoir, même si il n'en porte pas le « titre officiel » sur cette thèse (à mon regret). *Pour le bonheur des étudiants, passez votre (passes ton) HDR !!!!* Je tiens donc à lui exprimer ma plus profonde reconnaissance pour m'avoir fait bénéficier de ses compétences scientifiques, ses encouragements, son soutien et sa diplomatie (il me reste encore beaucoup à

apprendre). Il m'a permis de mener cette étude à son terme. J'aimerais également le remercier pour sa disponibilité constante. **(MERCI !)**

J'ai eu le plaisir d'avoir travaillé avec de nombreuses personnes internes et externes au laboratoire, que je tiens à remercier : **Benoît Ildefonse** (pour ses « très » nombreuses corrections, son aide, et pour la découverte de l'ophiolite d'Oman), **David Mainprice** (pour ces conseils, ces corrections), **Jean-Marie Dauria** (pour ses passionnantes séances microscopes), **Bernard Celerier** (pour ses discussions passionnées et passionnantes) **Christine Laverne** (pour les séances microscopes), **Alain Vauchez** (pour les séances microscopes), **Brian Evans** (pour tous ses conseils sur les expériences de déformations, les corrections...), **Annelise Faivre** (pour les mesures calorimétriques), **Daniel Neuville** (pour les mesures de viscosité du verre), **Joëlle Gastambide** (pour ses beaux dessins et ses petites blagues), **Agathe Deleau** (pour avoir carté plus de 1500 structures sur les images FMS), **Christophe Nevado** (pour les lames minces), **Doriane Delmas** (pour les lames minces), **Fabrice Barou** (pour les séances EBSD « pour un Stéphanois il est plutôt sympa »), **Claude Merlet** (pour les séances microsondes), **Ragnar Asmundsson** (pour m'avoir accueilli à ISOR et m'avoir fourni les échantillons Islandais), **Anette Mortenson, Olafur Flovenz...**

Je tiens également à remercier mon ex-sous-chef **Akram Belghoul** pour m'avoir donné goût à la pétrophysique.

Une thèse est un travail personnel qui bénéficie de l'apport de toute une équipe. Je tiens donc à remercier la joyeuse équipe subsurface au combien féminine : **Joelle, Murielle, Jeanne, Agathe, Stephanie, Johanna, Natalya, Lynda, Charlotte, Vanessa, Samia, Gilles, Denis, Simon, Didier.**

Je tiens également à remercier **Celine, Bernadette, Eliane, Patrick** pour avoir réglé les différents problèmes administratifs qui se sont présentés au cours de ses trois ans de thèse.

Je voudrais remercier mes camarades doctorants **Mag, Philou, Tom, Samia, Noémie** pour nos séances de jorkyball, notre belle excursion californienne ect., et plus particulièrement mes 2 collègues de bureau qui m'ont supporté (oufff) : **Charlotte et Vanessa. Charlotte** je te remercie de m'avoir fait profiter de ton parfait

anglais, ton originalité (*ne change pas*), m'avoir fait découvrir Paris, et tes bons petits plats. **Vanessa (dite Néness)** je te remercie pour ta bonne humeur inépuisable, ta joie de vivre, ton hospitalité, ton aide. Les gens de ta qualité sont (très) rares alors ne change pas non plus.

Je remercie mes amis Chatillonnais : **Math, Thierry, et Sébastien** avec qui je partage la conviction que Châtillon est le plus beau village de France.

Je voudrais remercier **Fabio Garzetti** : la croûte océanique me paraît aujourd'hui beaucoup plus belle...

Enfin je terminerai en exprimant ma plus sincère reconnaissance à ma famille (**Jean-paul, Arlette, Sébastien, Nelly et Manon Violay**) pour tout leur amour et tout particulièrement à ma mère, pour le soutien inconditionnel qu'elle m'a accordé durant ces longues années d'études.

Montpellier le 10 janvier 2011.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	12
CHAPITRE : 1 LA GEOTHERMIE	16
1.1 LES DIFFERENTES FORMES DE GEOTHERMIE	16
1.2 BILAN À L'ÉCHELLE MONDIALE	19
1.3 LE CAS PARTICULIER DE L'ISLANDE	21
1.4 EXPLOITATION DES FLUIDES SUPERCRITIQUES : REVOLUTION POTENTIELLE DE LA GEOTHERMIE	22
1.5 LES FLUIDES SUPERCRITIQUES SOUS LES DORSALES OCEANIQUES	25
1.6 LE PROJET DE FORAGE PROFOND « IDDP » : ICELAND DEEP DRILLING PROJECT	25
CHAPITRE : 2 LA CIRCULATION HYDROTHERMALE AUX DORSALES OCEANIQUES	32
2.1 LA CROUTE OCEANIQUE	32
2.1.1 LES DORSALES OCEANIQUES	32
2.1.2 STRATIGRAPHIE DE LA CROUTE OCEANIQUE	33
2.2 LA CIRCULATION HYDROTHERMALE	35
2.2.1 DECOUVERTE	35
2.2.2 SYSTEME HYDROTHERMAL SIMPLIFIE	37
2.3 CAS DE L'ISLANDE	39
2.4 PERMEABILITE DE LA CROUTE OCEANIQUE	41
2.4.1 DEFINITION	41
2.4.2 FORMATION DU RESERVOIR	42
2.4.3 LES MESURES	43
2.5 QUESTIONS CLEFS	55
2.6 OBJECTIFS DE LA THESE	56
2.6.1 PROFONDEUR DE CIRCULATION DES FLUIDES HYDROTHERMAUX : APPORT DE LA MECANIQUE DES ROCHES.	56
2.6.2 CARACTERISATION DES CONDUITS DES FLUIDES HYDROTHERMAUX : APPORT DE LA PETROPHYSIQUE.	57

CHAPITRE : 3 DEFORMATION EXPERIMENTALE DES BASALTES SOUS CONDITIONS CROUTE OCEANIQUE (HP, HT). **60**

3.1	RHEOLOGIES DE LA LITHOSPHERE OCEANIQUE	60
3.2	LA TRANSITION FRAGILE/ DUCTILE DANS LA CROUTE OCEANIQUE ISLANDAISE.	63
3.3	METHODES : L'APPAREIL DE PATERSON	64
3.3.1	PRINCIPE GENERAL	64
3.3.2	DESCRIPTION DE L'APPAREIL	66
3.3.3	TRAITEMENT DES DONNEES	77
3.4	RÉSULTATS ET DISCUSSION :	81
3.4.1	TRANSITIONS FRAGILE/DUCTILE DANS LA CROUTE OCEANIQUE SUPERIEURE	81
3.4.2	DEFORMATION D'UN ECHANTILLON ALTERE DANS LE FACIES SMECTITE-CHLORITE.	131
3.4.3	SYNTHESE ET VISCOSITE DU VERRE PHONOLITIQUE	139
3.5	CONCLUSIONS	144

CHAPITRE : 4 CARACTERISATION PETROPHYSIQUE DE LA RACINE DU COMPLEXE FILONNIEN DANS LA CROUTE OCEANIQUE : Puits IODP 1256D **148**

4.1	INTRODUCTION	148
4.2	PETROPHYSICAL PROPERTIES OF THE ROOT ZONE OF SHEETED DIKES IN THE OCEAN CRUST: A CASE STUDY FROM HOLE ODP/IODP 1256D, EASTERN EQUATORIAL PACIFIC.	149
	STRUCTURES OF THE ROOT ZONE OF THE SHEETED DIKES IN THE OCEAN CRUST: A CASE STUDY FROM HOLE ODP/IODP 1256D, EASTERN EQUATORIAL PACIFIC.	164
4.3	CONCLUSIONS	188

CHAPITRE : 5 MESURES DES CONDUCTIVITES ELECTRIQUES DES ROCHES SOUS CONDITIONS « CROUTE OCEANIQUE » **192**

5.1	OBJECTIFS	192
5.2	CONDUCTIVITE ELECTRIQUES EN ISLANDE	194
5.2.1	CONDUCTIVITE DES ECHANTILLONS SATURES A TEMPERATURE ET PRESSION AMBIANTES	197
5.2.2	CONDUCTIVITE DES ECHANTILLONS SATURES A HAUTE TEMPERATURE ET HAUTE PRESSION	197
5.2.3	LA DEPENDANCE EN FREQUENCE DE LA CONDUCTIVITE DES ROCHES SATUREES : SPECTROSCOPIE D'IMPEDANCE	200
5.3	MESURES EN LABORATOIRE DES PROPRIETES ELECTRIQUES DES ROCHES	202

5.3.1	EFFET DE LA GEOMETRIE DE L'ECHANTILLON	202
5.3.2	EFFET DE LA FRÉQUENCE	203
5.3.3	METHODES DEVELOPPEES SUR LA PRESSE PATERSON	204
5.4	LA CELLULE DE MESURE DE LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE A HAUTE PRESSION DE CONFINEMENT, PRESSION FLUIDE ET HAUTE TEMPERATURE	206
5.5	CONDUCTIVITES ELECTRIQUES DES BASALTES A HAUTE PRESSION ET HAUTE TEMPERATURE	230
5.5.1	ESTIMATION PRELIMINAIRE	230
5.5.2	DESCRIPTION DES ECHANTILLONS	232
5.5.3	PREMIERES MESURES	232
5.6	CONCLUSIONS	234
CONCLUSIONS		236
REFERENCES		242
ANNEXE 1		2
ANNEXE 2		38
RÉSUMÉ		63
ABSTRACT		64

Introduction :

INTRODUCTION

La plupart des besoins actuels en énergie sont couverts par des sources d'énergie qui reposent sur la production de chaleur, qui elle-même est largement utilisée pour produire de l'électricité. C'est le cas de l'énergie nucléaire et de l'énergie issue des hydrocarbures, où ce sont les mécanismes de fission nucléaire et de combustion, respectivement, qui produisent de la chaleur. Ce type d'énergie a l'inconvénient d'être très polluant, que ce soit par émission de gaz à effet de serre, ou par production de déchets difficiles à stocker, comme les déchets radioactifs. De plus, il fait appel à des ressources non renouvelables, pour lesquelles certaines prévisions n'hésitent pas à parler d'une raréfaction inexorable, et ce à l'échelle de quelques décennies. Pour répondre à cette problématique, les Etats misent non seulement sur l'amélioration des rendements et des procédés de dépollution, mais également sur le développement des énergies dites renouvelables. On appelle énergies renouvelables, les énergies issues de sources non fossiles renouvelables : énergie éolienne, solaire, marémotrice, hydroélectrique, bioénergies, et géothermique... Elles servent à produire de la chaleur, de l'électricité ou des carburants.

Cette thèse, bénéficiaire d'un financement ADEME-BRGM, est consacrée à un type d'énergie renouvelable, l'énergie géothermique de très haute enthalpie. Cette dernière présente l'avantage de permettre la production de chaleur pour l'utilisation directe, mais aussi la production d'électricité. Elle permet également une production d'énergie continue, qui ne dépend pas des conditions atmosphériques, contrairement à certaines autres énergies renouvelables. Ainsi, en Islande, pays idéalement situé pour la production d'énergie géothermique, environ 40% de l'énergie électrique est d'origine géothermique. Cependant, les rendements des centrales géothermiques sont actuellement limités par l'exploitation de fluides de températures inférieures à 350 °C. Certaines études montrent que l'exploitation des fluides supercritiques ($T > 374$ °C, $P > 22$ MPa) pourrait permettre de multiplier par dix la puissance électrique délivrée par les puits géothermiques. En Islande, des observations géophysiques, comme la récurrence des séismes à 5 km sous les zones volcaniques actives et les très forts flux de chaleur, laissent penser qu'une circulation hydrothermale profonde existe à des températures compatibles avec un

fonctionnement supercritique du réservoir géothermal (Tsuchiya et Bignall, 2002). De tels fluides peuvent-ils vraiment circuler dans la croûte océanique islandaise ? Et le cas échéant, sont-ils exploitables ? Alors que la connaissance des processus superficiels liés à la circulation hydrothermale a largement progressé au cours des 20 dernières années, il reste beaucoup à apprendre des processus de recharge de cette circulation, notamment à proximité des zones considérées comme sources de chaleur, comme les chambres magmatiques.

Ce travail de thèse propose une étude des propriétés physiques des roches représentatives de la cette zone de circulation de fluides, les basaltes, afin de contraindre les observations géophysiques en Islande et d'étudier le fonctionnement des réservoirs géo/hydrothermaux de très haute température.

Une première approche va consister à étudier les propriétés physiques des roches de la croûte océanique, qui sont susceptibles d'avoir accueilli par le passé (par leur position profonde au sein de la croûte océanique supérieure) la circulation des fluides supercritiques aux dorsales océaniques. La seconde approche consistera à prédire les propriétés des roches issues du réservoir souterrain en mesurant, en laboratoire, les propriétés mécaniques et électriques de ces roches sous les conditions de pression, température et pression de fluide identiques à celles qui sont rencontrées dans les systèmes hydro/geothermaux profonds. Le détail de ces approches est donné en fin du chapitre 1 et les objectifs précis des études en fin du chapitre 2.

Chapitre 1 : la geothermie

CHAPITRE : 1 LA GEOTHERMIE

La géothermie a pour but d'exploiter la chaleur stockée dans le sous-sol : source d'énergie propre et quasi-infinie à l'échelle humaine, en plein développement dans le secteur du bâtiment. Son avenir à grande échelle dépendra de la capacité à savoir transformer la chaleur du sous-sol en énergie universelle, l'électricité.

Les figures de ce chapitre et une partie de son contenu sont tirées d'un article écrit pour le journal pluri mensuel «Dossier pour la science : octobre-décembre 2010 » (Gibert et al., 2010).

1.1 Les différentes formes de géothermie

La géothermie trouve principalement son origine dans les mécanismes de la naissance de la Terre : l'accrétion de gaz, poussières et blocs rocheux a permis de libérer une immense quantité d'énergie, conduisant à une élévation très importante de la température au centre de la Terre (MacDonald, 1959 ; Hanks, 1969). La Terre se refroidit très lentement (Turcotte, 1980), donnant naissance à un flux de chaleur depuis l'intérieur de la Terre vers la surface, qui se traduit par une augmentation naturelle de la température avec la profondeur. Le gradient géothermique est en moyenne de 30 °C par km dans les premiers kilomètres de la croûte. Les roches constituant un milieu très isolant, la Terre renferme encore beaucoup de l'énergie acquise à sa création, la température en son centre étant estimée à plus de 4000 °C (Boehler, 1993). En ne considérant que l'énergie thermique contenue aujourd'hui dans la croûte terrestre (~30 km de profondeur), 1% de son extraction subviendrait aux besoins en énergie de l'Humanité pendant plus de 100000 ans.

Cependant, l'extraction de cette énergie thermique, qui requiert souvent des technologies très complexes et des environnements géologiques favorables, pose de nombreux problèmes. En effet, cette extraction nécessite deux conditions : une source de chaleur accessible, donc à relativement faible profondeur, quelques km au plus, et un fluide caloporteur, comme les eaux de pluies ou l'eau de mer, qui peut échanger de la chaleur avec cette source. Pour qu'un système géothermique se

mettre en place, il faut que les roches chaudes soient perméables, donc fracturées et poreuses, afin que les fluides puissent y pénétrer et échanger de la chaleur avec elles.

On distingue généralement quatre types de géothermie suivant l'énergie de la source (Figure 1) :

(1) La géothermie très basse énergie est définie par l'exploitation d'une ressource superficielle présentant une température inférieure à 30 °C. Elle ne permet pas, dans la plupart des cas, une utilisation directe de la chaleur par simple échange thermique. Elle nécessite donc la mise en œuvre de pompes à chaleur qui prélèvent cette énergie à basse température pour l'augmenter à une température suffisante pour le chauffage d'habitations par exemple.

(2) la géothermie basse énergie concerne des réservoirs naturels, situés généralement dans des bassins sédimentaires où les fluides circulent en profondeur au sein du réseau poreux des roches, mais où la température est classiquement située entre 30 °C et 90 °C seulement. Des forages de un à trois km de profondeur permettent de remonter des fluides et de les exploiter pour le chauffage des bâtiments et pour divers secteurs industriels, comme l'aquaculture, le chauffage des serres (etc..).

(3) La géothermie de moyenne énergie (90 -150 °C) concerne des réservoirs faiblement profonds dans des zones de gradients de température importants, comme dans les zones volcaniques. Ces températures peuvent aussi se rencontrer dans des bassins sédimentaires, mais à des profondeurs plus importantes, qui nécessitent des forages à plus de 4 km de profondeur. Ces fluides peuvent être utilisés pour le chauffage urbain ou pour des applications industrielles, mais aussi, et dans une moindre mesure, pour la production électrique dans le cas de centrales à fluide binaire (Figure 1).

(4) La géothermie haute énergie : concerne des contextes géologiques très particuliers où les chambres, filons magmatiques, se situent à faible profondeur. La combinaison de présence de fractures (forte perméabilité) et de très fortes températures à faible profondeur permet de remonter des fluides de température supérieure à 150 °C et excédant parfois les 350 °C. Ce sont dans ces systèmes

géologiques que l'énergie thermique peut être convertie en électricité. Dans les cas où les roches ne sont pas alimentées en fluide, un apport de fluide caloporteur est nécessaire et l'exploitation se fait grâce à deux forages : un premier forage injecte un fluide froid, et un deuxième situé à quelques centaines de mètres du premier, récupère le fluide injecté qui s'est réchauffé lors de son transit en profondeur. Cette technique, dite EGS pour Enhanced Geothermal System (Système géothermique Stimulé), a pour but de stimuler le réservoir en injectant des fluides sous pression et en permettant à ceux-ci de circuler à grande profondeur et donc de se réchauffer.

Les EGS font l'objet de recherches actives, depuis le début des années 80. Ainsi, le site expérimental de Soultz-sous-Forêts, en Alsace, qui est le site EGS le plus avancé (e.g. Gérard et al., 2006), produit, depuis peu, de l'énergie électrique, à hauteur de 1.5 MWe. Cette production est liée à l'existence d'une boucle de circulation souterraine de saumure (salinité proche de 100 g/l), qui a été établie, après stimulation hydraulique et chimique, entre trois forages d'une profondeur de 5000 m, ayant atteint une température voisine de 200 °C dans le socle granitique fracturé, et qui est entretenue par pompage et réinjection du fluide produit. Par rapport aux systèmes conventionnels, qui sont souvent plus chauds mais sont limités principalement aux régions volcaniques, la technologie EGS devrait permettre d'élargir le périmètre géographique de développement de la géothermie non seulement à d'autres régions moins favorables, mais aussi à certaines zones périphériques de systèmes conventionnels, qui présentent encore des températures élevées, mais dans lesquelles la perméabilité est réduite. Des projections faites en 2050 estiment que ce type de technologie pourrait apporter jusqu'à 70 GWe, ce qui permettrait de doubler la production d'électricité d'origine géothermique.

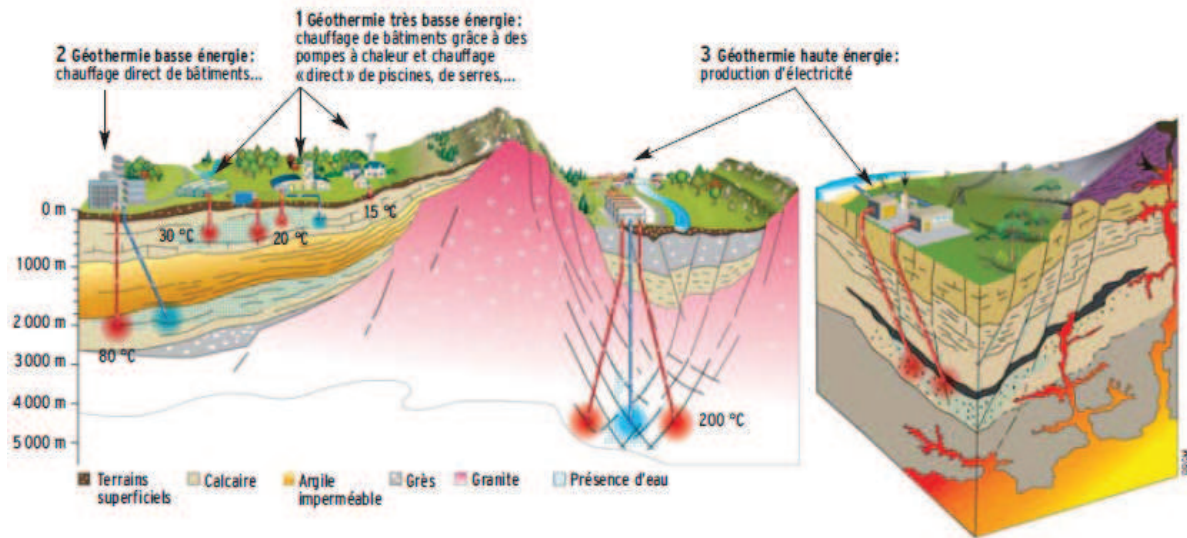


Figure 1 : différents types d'exploitation de l'énergie géothermique. Plusieurs types d'exploitations des fluides existent en fonction de la température des fluides prélevés (en rouge) : basse énergie, moyenne (non représentée) et haute énergie. Cette dernière exploite des zones profondes ou des régions au gradient de température très élevée (zone volcaniques) (BRGM, 2010)

1.2 Bilan à l'échelle Mondiale

Le rapport 2010 du GEA (Geothermal Energy Association) (Holm, 2010) estime la puissance électrique d'origine géothermique installée à environ 10,4 GW ce qui représente environ 0,4% de la production totale d'électricité dans le monde. La production se localise dans des régions où le contexte géologique est favorable, comme les zones de subduction où le volcanisme est très actif et la ressource présente à faible profondeur. Ainsi, les principaux pays producteurs sont situés le long de la ceinture de feu du Pacifique. Les USA, le Mexique, les Philippines, l'Indonésie, le Japon et la Nouvelle Zélande totalisent 80% de la production mondiale. En Europe, l'Italie et l'Islande font figures de leaders, mais avec seulement 8% et 6% de la production mondiale, respectivement (Figure.2).

Concernant la production de chaleur, la puissance installée dans le monde est actuellement d'environ 50 GWatts (Holm et al., 2010). Ce type de production nécessitant des réservoirs de températures moindres (entre 30 et 150 °C), la ressource est mieux répartie dans le monde. La Chine, les USA, le Japon et l'Union Européenne se répartissent de façon équivalente la puissance installée (Figure 2).

Enfin, l'utilisation de la géothermie très basse énergie est surtout cantonnée aux pays industrialisés ayant des besoins forts pour le bâtiment. En Europe, 70% de l'énergie géothermique provient des systèmes de très basse énergie. Environ 100000 pompes à chaleur géothermiques y ont ainsi été installées en 2006. En France, un des objectifs du Grenelle de l'environnement est de porter à deux millions le nombre de foyers équipés de pompes à chaleur géothermique.

Du point de vue de la ressource disponible, ce bilan montre que l'énergie géothermique est largement sous-exploitée à l'échelle mondiale, même si son utilisation est en constant progrès. Un véritable essor ne pourrait être envisagé que si la production d'électricité d'origine géothermique constituait une véritable alternative aux énergies non renouvelables, ce qui n'est pas le cas actuellement. Le principal problème de la production d'électricité réside dans l'accès aux ressources de haute énergie, restreintes à quelques régions dans le monde. Les recherches actuelles tendent à augmenter considérablement le potentiel de production dans ces régions, comme en Islande. Elles tendent aussi à permettre l'exploitation de réservoirs à de très grandes profondeurs (> 5000 mètres) dans des conditions qui ne sont pas toujours favorables, comme c'est le cas pour les systèmes de type EGS. Enfin, le coût du kilowattheure, donc la compétitivité, dépend fortement de l'accès à la ressource. Il est deux à trois fois plus élevé que le coût d'exploitation des énergies fossiles (nucléaire, hydrocarbure) dans le cas de projets pilotes comme celui de Soultz (prospection importante, stimulation du réservoir, plusieurs forages très profonds pour un seul forage producteur, etc...), le coût est plus compétitif dans des régions où l'accès est plus simple, comme en Islande (Geothermal Development and Research in Island, 2006).

Contrainte par des préoccupations tout autant économiques qu'écologiques, l'Islande, dont la ressource géothermique est très importante, est un exemple de pays qui valorise au mieux sa ressource en produisant de l'électricité. En partenariat avec de nombreux pays, elle développe sur son sol des efforts très importants de recherche qui préfigure la géothermie du futur.

PARTIE 1

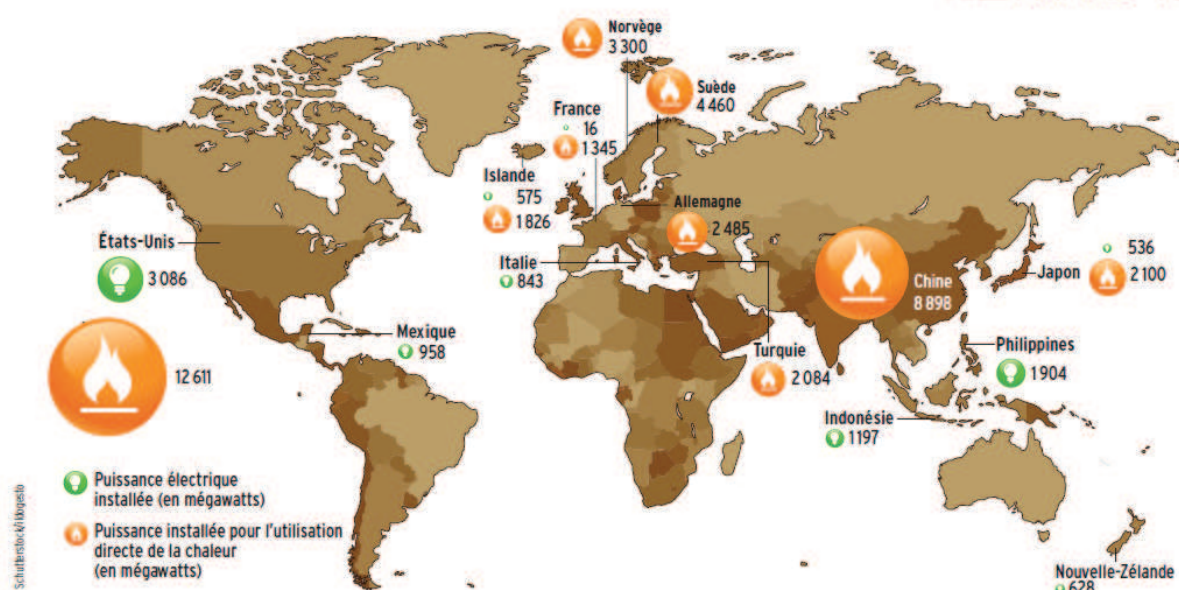


Figure 2: répartition mondiale de la production de chaleur et d'électricité d'origine géothermique en 2010 sous forme de planisphère indiquant les 10 plus grands pays producteurs de chaleur et d'électricité (sous formes de rondelles de tailles proportionnelles à la production).

1.3 Le cas particulier de l'Islande

L'Islande se situe dans l'axe de la ride médio-océanique. La présence de cette île est liée à l'activité d'un point chaud (Sigvaldason et al., 1974), situé actuellement sous le glacier Vatnajökull. La conjugaison des effets de la ride océanique et du point chaud explique l'important volcanisme dont l'île est le siège, ainsi que les gradients géothermiques très importants ($> 150\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{km}$). L'activité tectonique très intense, associée à la divergence des deux plaques, permet une fracturation importante de la croûte. Enfin, les fortes précipitations et la proximité de l'océan assurent une alimentation continue en fluides de ces zones de fractures permettant la mise en place d'une circulation de fluides à grande profondeur (Figure 2-4). Toutes les conditions sont, donc, réunies pour permettre une exploitation géothermique exceptionnelle. Des forages de profondeurs inférieures à 2000 m sont généralement suffisants pour accéder à des fluides chauds (supérieur à $200\text{ }^{\circ}\text{C}$) pour produire de l'électricité (Armannsson et al., 1987). Les coûts de cette énergie sont inférieurs à ceux associés aux énergies primaires classiques. Le coût du chauffage pour des habitations individuelles est 2 à 3 moins cher dans le cas de l'énergie géothermique que dans le cas d'utilisation d'hydrocarbures.

En Islande, 80% de l'énergie « primaire » (avant transformation) consommée est issue d'énergies renouvelables, dont 70% provient de la géothermie, le reste étant dû à l'hydroélectricité (Geothermal Development and Research in Island, 2006). L'énergie géothermique est utilisée à 48% pour le chauffage des locaux individuels et collectifs et 37% pour la production électrique (Holm et al., 2000 ; Geothermal Development and Research in Island, 2006). Cette dernière ne cesse d'augmenter depuis les années 1980, et un accroissement majeur se produit depuis la fin des années 1990. Entre 2006 et 2009, de nouvelles installations ont permis de doubler la puissance disponible (Holm et al., 2010). Cette augmentation correspond à une évolution des orientations économiques du pays, celles-ci reposant encore sur l'activité de la pêche jusqu'à peu. Les faibles coûts de production d'énergie électrique, qu'elle soit d'origine hydroélectrique ou géothermique, attirent désormais les multinationales de l'industrie minière. Ces dernières y installent des usines de transformation du minerai d'aluminium, très gourmandes en énergie électrique car reposant sur des procédés de purification électrochimique. Ainsi, environ 70% de la production d'électricité d'origine géothermique est consommée par cette industrie (Géothermal Development and Research in Island, 2006).

Fortement touchée par la crise de 2008, l'Islande prend conscience que son développement économique passera notamment par l'utilisation de ses ressources géothermiques. Dans ce contexte, elle déploie les techniques les plus performantes pour atteindre des ressources de températures les plus élevées possibles. Un objectif des recherches actuelles est d'accéder à une source d'énergie qui pourrait à terme, révolutionner la production électrique : les fluides à l'état supercritique.

1.4 Exploitation des fluides supercritiques : révolution potentielle de la géothermie

La plupart des exploitations géothermiques prélèvent un fluide chaud et sous pression au fond des forages, le plus souvent à l'état liquide ou à l'état d'un mélange de phase liquide et vapeur. Lors de sa remontée, ce fluide se décompresse et peut entrer en ébullition. Au sommet du forage, 20 à 30% de la masse totale de fluide remontée est ainsi constituée par un fluide en phase vapeur, les 70-80% étant du fluide en phase liquide. Or, seule la phase vapeur est utilisée pour produire de

l'énergie électrique dans des turbines à vapeur, dont le principe repose sur la condensation d'un gaz sous pression. La vapeur issue du forage peut être directement utilisée dans les turbines. Lorsqu'elle est trop corrosive, elle réchauffe au sein d'un échangeur le fluide d'un circuit secondaire utilisé dans les turbines. La fraction liquide possède, quant à elle, une quantité d'énergie thermique bien inférieure à celle de la phase vapeur et ne peut, donc, pas permettre des rendements aussi importants. Ainsi, seule la fraction gazeuse de l'énergie du fluide prélevé dans le forage va permettre la production d'électricité. Dans certains cas, si le fluide est extrêmement chaud en profondeur et remonte sans refroidissement important, une vapeur dite « sèche » et surchauffée peut être récupérée, la quantité de phase vapeur par rapport à la phase liquide augmente alors. Ceci peut se produire lorsque les fluides prélevés sont à l'état supercritique.

A des températures supérieures à 374 °C et à des pressions supérieures à 22 MPa, l'eau pure passe dans un état dit état supercritique (à des températures et pressions supérieures pour des eaux chargées en éléments dissous, environ 400 °C pour l'eau de mer). Dans cet état, les propriétés du fluide sont intermédiaires entre celles d'un gaz et d'un liquide. En particulier, un fluide supercritique a une densité plus proche de celle du liquide que du gaz. De plus, il transporte une énergie par unité de masse comparable à celle d'un gaz, cette dernière étant plus élevée que celle d'un liquide à la même température (Arai et al., 2002). Ceci permet, donc, d'extraire de plus grandes masses de fluide et donc des quantités d'énergie plus importantes que dans le cas d'un gaz ou d'un liquide. De plus, extraire des fluides supercritiques présents au fond d'un forage reviendrait à n'extraire en surface qu'une vapeur « sèche » surchauffée, en limitant la présence de liquide. Des modélisations thermiques ont permis de montrer que l'extraction de ces fluides permettrait de remonter, à la surface, une vapeur sèche extrêmement chaude, avec des débits massiques très importants. Son utilisation dans des turbines classiques pourrait alors permettre de multiplier par dix la puissance électrique produite par un puits de forage (Yano et Ishido, 1998). Actuellement, un forage islandais peut produire entre 3 et 5 MWatt. L'objectif serait la production de 50 MWatt par forage. Cela constituerait une véritable révolution pour l'énergie géothermique.

Le diagramme de Mollier de l'eau pure, (Norton et Dutrow, 2001), représentant la pression en fonction de l'enthalpie, montre l'intérêt de l'extraction des fluides

supercritiques (Figure 3). Si un fluide supercritique d'enthalpie $\sim 2100 \text{ J.g}^{-1}$ se situe au point A et remonte vers la surface, en se refroidissant et se décompressant adiabatiquement, il se retrouve au point B. Dans le cas d'une décompression plus importante le fluide se séparera en deux phases, liquide et vapeur (points E et D). Les flèches situées à gauche du segment AB (AE et AL) montrent d'autres chemins que le fluide peut emprunter, lors de sa remontée, si cette dernière est accompagnée d'un phénomène de refroidissement important (échanges thermiques avec l'encaissant). La transition entre l'état supercritique et l'état liquide s'accompagne ou non d'ébullition. Cette situation est représentative de beaucoup de réservoirs géothermiques très chauds où la phase liquide est dominante. Il en est de même pour un fluide qui suit le chemin HD. Il y a séparation entre deux phases, vapeur et liquide. Cette situation est représentative des réservoirs géothermiques haute température où la phase vapeur est dominante. L'obtention d'une vapeur sèche passe, donc, par l'extraction de fluides supercritiques de plus haute température ($\geq 450^\circ\text{C}$). En effet, un fluide remontant à la surface en suivant le chemin FG, passe directement de l'état supercritique à celui de vapeur sèche surchauffée (Figure 3).

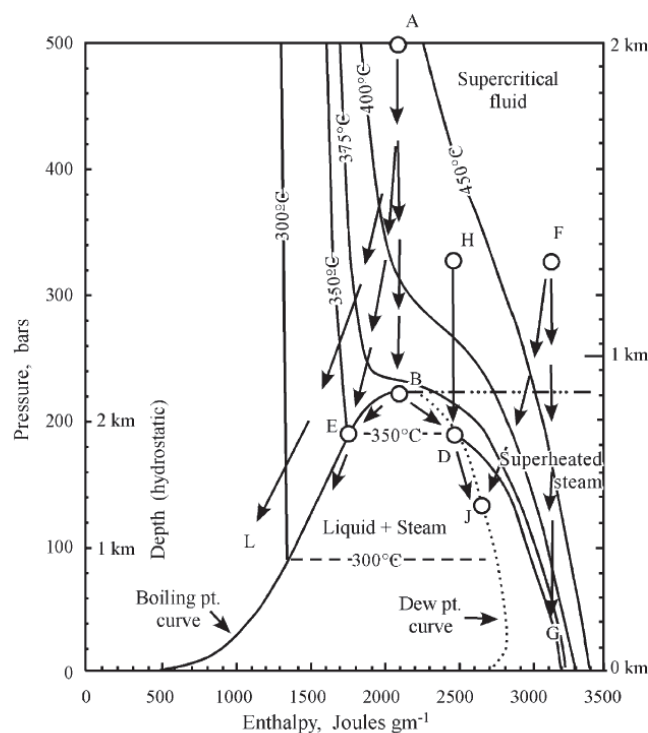


Figure 3 : diagramme enthalpie versus pression avec quelques isothermes choisis (Norton et Dutrow, 2001). Les flèches indiquent les chemins thermiques que peuvent suivre les fluides géothermaux lors de leur remontée en surface. Ces chemins peuvent être purement adiabatiques ou partiellement conducteurs (échange thermique avec le réservoir). Voir le texte pour plus d'information.

1.5 Les fluides supercritiques sous les dorsales océaniques

Les fluides supercritiques sont présents à la faveur de circulations de fluides à haute température, en profondeur dans la croûte terrestre et en particulier, dans la croûte océanique. Les nombreuses études minéralogiques et chimiques des roches de la croûte océanique « fossiles » (ophiolite) (e.g. Bosch et al., 2004), and *in situ* (e.g. Manning et al., 1996) ont permis de montrer que des fluides, comme l'eau de mer, pouvaient être entraînés dans une circulation hydrothermale (Figure 4) et pouvaient atteindre des températures de plus de 600 °C, avant de remonter à la surface. Une preuve directe de ces circulations à très hautes températures est apportée par le prélèvement, à la surface du plancher océanique de l'axe de la dorsale médio-atlantique, de fluides de températures supérieures à 400 °C, à l'état supercritique, émanant de « fumeurs noirs » (Koschinsky et al., 2008).

En Islande, la récurrence des séismes autour de 5 km de profondeur sous les zones volcaniques actives tend à montrer que les roches se fracturent sous l'effet des contraintes tectoniques et que des fluides circulent à ces profondeurs, probablement dans un état supercritique (Fridleifsson et Elders, 2006 ; Bjornsson, 2008). De rares forages à visée géothermique ont, d'ailleurs, permis d'extraire accidentellement, des fluides à des températures supérieures à 380 °C. Cela a été le cas dans un forage sur le site de Nesjavellir en 1985 (Steingrímsson et al., 1990), situé exactement à l'axe de la dorsale océanique émergée.

1.6 Le projet de forage profond « IDDP » : Iceland Deep Drilling project

L'examen du diagramme de Mollier de l'eau pure montre que l'accès à des fluides à des températures et pressions supercritiques requiert des forages à plus de 3,5 km de profondeur et à plus de 400 °C. En effet, en considérant que la pression de fluide dans le réservoir est contrôlée par un fluide dont la masse volumique évolue avec les conditions pression, température, une profondeur de 3,5 km est nécessaire pour atteindre les pressions supercritiques ($P > 220$ bars). Si des forages atteignant les 12

km de profondeur ont déjà été réalisés (par exemple, celui de Kola en Russie), aucun n'a atteint les conditions de température requises. La plupart des forages industriels, d'exploitation géothermique ou d'hydrocarbures, atteint tout au plus les 300-350 °C. De plus, l'essentiel des techniques d'investigation utilisées par l'industrie sont pour l'instant limitées à des températures de 200-250 °C. Étendre leurs capacités à plus de 350 °C constitue un réel défi technologique. Lancé au début des années 2000, le programme IDDP (Iceland Deep Drilling Project), formé par un consortium d'entreprises du domaine de l'énergie et de scientifiques internationaux, a pour but d'atteindre les conditions supercritiques et une fois atteintes, d'étudier la faisabilité de l'extraction des fluides supercritiques (Figure 4). A ce programme sont associés plusieurs programmes de recherche qui visent à comprendre le fonctionnement des réservoirs de très hautes températures et à apporter des solutions techniques aux problèmes posés par l'exploitation de ces réservoirs.

Ce travail de thèse fait partie intégrante du projet HiTI (High Temperature Instruments for supercritical geothermal reservoir characterization and exploitation). C'est un projet de trois ans financé par l'union européenne (FP6). Le projet HiTI a deux objectifs principaux : 1) le développement de nouveaux outils de géophysique et géochimie en forage haute température, haute pression pour l'exploration des réservoirs supercritiques, 2) l'interprétation géologique et physique des données recueillies par ces nouveaux instruments. Ont été développés des outils de caractérisation du fluide (mesure de la température, pression, conductivité du fluide, débit, géothermomètre Na/Li) et des outils de caractérisation du réservoir (mesure de la radioactivité naturelle, la conductivité des roches, image acoustique des parois de puits, test de tracage). En proposant une étude des propriétés physiques des roches qui constituent potentiellement ces réservoirs, ce travail de thèse constitue une approche complémentaire de l'approche observationnelle mise en place dans ce projet.

Le grand nombre de forages géothermiques en Islande et la très bonne connaissance des réservoirs associés, a permis de sélectionner plusieurs régions favorables pour forer en domaine supercritique, toutes situées au dessus de l'axe de la dorsale : les sites de Reykjanes, Nesjavellir et Krafla. Forer à de telles profondeurs requiert un grand nombre de précautions : le changement drastique de propriétés à la transition liquide-fluide supercritique fait craindre des surpressions de fluides et

des instabilités fortes dans les forages. Le forage de 1985, qui a atteint les conditions supercritiques, s'est révélé être très instable et a dû être rebouché sur plus de 600 m.

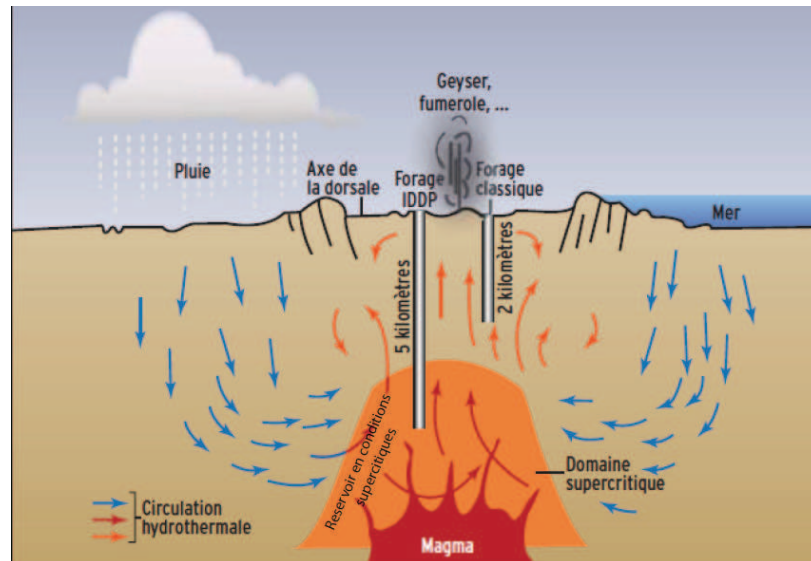


Figure 4 : schéma simplifié de la circulation hydrothermale aux dorsales océaniques. Le projet IDDP vise à forer en condition supercritique (projet IDDP).

Il convient, donc, de comprendre comment le milieu géologique se comporte sous ces conditions, afin de savoir si l'exploitation d'une telle ressource est possible ou non. Quelle est la nature des roches en profondeur, celles-ci peuvent-elles permettre la circulation de fluides, en d'autres termes, sont-elles perméables, poreuses, fracturées ? Peuvent-elles résister mécaniquement aux contraintes induites par les forages profonds et sont-elles capables d'assurer leur stabilité ? Comment ces roches réagissent-elles avec les fluides, sachant que les fluides supercritiques sont extrêmement réactifs ? Ce travail va aborder certaines de ces questions, essentielles à la connaissance des réservoirs supercritiques, à l'aide de deux approches complémentaires. Toutes deux tendront à caractériser le milieu poreux des roches qui constitue ces réservoirs par l'étude de leurs propriétés physiques. Les propriétés physiques comme la conductivité électrique, les vitesses acoustiques, la rhéologie, sont directement liées à la structure du milieu poreux.

La première approche va consister à étudier les propriétés physiques des roches de la croûte océanique, qui sont susceptibles d'accueillir (par leur position profonde au sein de la croûte océanique supérieure) la circulation des fluides supercritiques aux dorsales océaniques. Ces roches sont les dolérites de la racine du complexe filonien, qui selon des modèles numériques de circulation hydrothermale (Cherkaoui et al.,

2003), et des observations géophysiques (Singh et al., 1998 ; Tolstoy et al., 2008), pétrologiques et structurales (Nicolas et al., 2008 ; Gillis et al., 2002, 2008 ; France et al., 2009), sont le siège d'une circulation hydrothermale de très haute température. Ces roches n'ont jamais été atteintes à ce jour par des forages directs à l'axe des dorsales.

Aussi, les propriétés physiques de ces roches seront étudiées à partir de l'examen des carottes et des mesures géophysiques en forage obtenues dans le forage ODP/IODP1256D, foré dans une croûte océanique en place datée de 15 millions d'années, et formée à l'East Pacific Rise (EPR) durant une période d'accrétion super rapide.

La seconde approche consistera à prédire les propriétés des roches issues du réservoir souterrain en mesurant, en laboratoire, les propriétés mécaniques et électriques de ces roches sous les conditions de pression, température et pression de fluide identiques à celles qui sont rencontrées dans les forages, pour ainsi recréer très partiellement, un système hydrothermal miniature.

La première partie de la thèse donne un rapide état des connaissances existantes sur la géothermie et sur la circulation hydrothermale aux rides médio-océaniques. Nous nous focaliserons particulièrement sur la partie profonde de la circulation hydrothermale, à proximité des chambres magmatiques, où les fluides supercritiques sont supposés être présents. La seconde partie de la thèse est consacrée à une étude expérimentale des propriétés rhéologiques des basaltes. Une attention particulière a été portée sur la transition fragile/ductile des basaltes sous haute pression effective, haute température et en présence de fluides. Cette transition est en effet considérée comme une zone de variations importantes de porosité et de perméabilité des milieux géologiques (Zhu et Wong, 1997 ; Zoback et Byerlee, 1975 ; Peach et Spiers, 1996 ; Stormont et Daemen, 1992, 2003 ; Zhang et al., 1994). Les méthodes expérimentales y sont décrites en détail et les résultats présentés dans un article à soumettre dans la revue *Tectonophysics*. La troisième partie de la thèse, présentée sous la forme d'un article publié à *Tectonophysics* et d'un autre à soumettre dans la revue *G³ (Geochemistry, Geophysics and Geosystems)*, est une étude des propriétés physiques des roches de la zone de transition complexe filonien/gabbros au travers du puits IODP 1256D. La quatrième partie est consacrée

à une étude expérimentale des propriétés électriques des basaltes à haute pression effective, haute température et sous pression de fluides. Dans cette partie une nouvelle cellule de mesure de conductivité électrique à haute pression, haute température développée au cours de cette thèse sera présentée sous forme d'un article à soumettre dans *Transport in Porous Media*. Enfin, dans une dernière partie, nous résumerons les principaux résultats de cette thèse et donnerons quelques perspectives pour la poursuite de la caractérisation des réservoirs de très haute température. Deux autres articles indirectement liés à ce travail de thèse seront présentés en annexes.

Chapitre 2 :

La circulation hydrothermale aux dorsales océaniques

CHAPITRE : 2 LA CIRCULATION HYDROTHERMALE AUX DORSALES OCEANIQUES

La circulation hydrothermale est un phénomène qui se rapporte aux circulations d'eaux souterraines chaudes riches en fluides minéralisés. Cette circulation est favorisée par une source de chaleur, et se déroule souvent en zone volcanique (Foucault et Raoult, 2001). La compréhension des processus qui lui sont associés est fondamentale dans le cadre des objectifs de ce travail de thèse.

Les connaissances actuelles sur la circulation hydrothermale aux dorsales océaniques sont résumées dans ce second chapitre. L'Islande, zone de prospection pour l'extraction des fluides supercritiques et terrain de cette étude, fera l'objet d'une attention toute particulière.

2.1 La croûte océanique

2.1.1 Les dorsales océaniques

Les dorsales océaniques constituent la plus grande structure géologique de la planète et s'étendent sur 60 000 km. Ce sont d'immenses reliefs de 2000 à 3000 m de haut et de 1500 m de large en moyenne. Leur découverte a eu lieu en 1872 avec l'expédition du « H.M.S. challenger » et l'acquisition bathymétrique au niveau de la dorsale atlantique. Ce sont également les lieux où la croûte océanique est créée par remontée sous-jacente du manteau asthénosphérique, qui fond partiellement par décompression adiabatique. Le magma produit est stocké à quelques km sous la surface dans l'attente d'une éruption. Une grande partie du magma est cristallisée sur place dans la chambre magmatique, l'autre étant épanchée à la surface.

La vitesse d'écartement entre deux plaques tectoniques varie d'une dorsale à l'autre. En fonction de cette vitesse, trois types de dorsales ont été définis : les dorsales

lentes (< 3 cm/an), les dorsales intermédiaires (3 à 7 cm/an) et les dorsales rapides (> 7 cm/an). Menard, (1967) est le premier à relier la vitesse d'écartement à la morphologie axiale des dorsales. D'après Macdonald (1982) et Gente (1987), la rugosité de la topographie du fond diminue quand la vitesse d'expansion augmente. Cette morphologie peut varier dans le temps (Kappel et Ryan, 1986 ; Gente, 1987). La morphologie des dorsales rapides est liée à la prédominance de l'activité magmatique sur l'activité tectonique. C'est l'inverse pour les dorsales lentes (Macdonald, 1982). Aux dorsales rapides, les chambres magmatiques sont subcontinues, en forme de boudins allongés suivant l'axe de la dorsale (Macdonald, 1998). Dans les premiers modèles, les chambres magmatiques sous les dorsales rapides ont été décrites comme d'énormes réservoirs remplis de magma (Cann, 1974 ; Dewey et Kidd, 1977 ; Casey et Karson, 1981). Les données de sismique réflexion (Morton et Sleep, 1995, Kent et al., 1990), de tomographie (Toomey et al., 1989 ; Caress et al., 1992) et les études pétrographiques des lithologies océaniques (Smewing, 1981 ; Browning, 1984 ; Langmuir et al., 1986) montrent que le système magmatique est composé d'une lentille magmatique principalement remplie de liquide situé à la base du complexe filonien surmontant une poche remplie d'une bouillie cristalline. Dans les dorsales lentes, les chambres magmatiques sont discontinues et très ponctuelles dans l'espace et dans le temps. La production de basalte n'est pas suffisante pour combler les dépressions. Des péridotites mantelliques, serpentinisées par l'eau de mer, s'infiltrant dans la croûte océanique fracturée (Sinton et Detrick, 1992). Les flux de chaleur mesurés aux dorsales sont importants, en moyenne 200 mW.m^{-2} et sont dus à la faible profondeur des chambres magmatiques. Ils sont fonctions de la vitesse d'accrétion aux dorsales, les dorsales rapides présentant les flux les plus importants (Becker et al., 1994).

2.1.2 Stratigraphie de la croûte océanique

Le modèle géologique de la croûte océanique a été élaboré à partir des ophiolites (Penrose conférence, 1972) et des données sismiques (e.g. Raitt, 1963 ; Shor et al., 1970) : la couche 1 est constituée de sédiments et montre de nombreux réflecteurs sismiques. Elle est quasi absente à l'axe de la dorsale. Dans la couche 2, la vitesse des ondes P augmente rapidement avec la profondeur. Elle est essentiellement constituée de basaltes en coussin (couche 2a) et d'un complexe filonien (filons

basaltiques généralement verticaux, intrusifs les uns dans les autres) (couche 2b). L'épaisseur de cette couche est très variable suivant le type de dorsale et peut aller jusqu'à environ 3 km d'épaisseur. La couche 3, dont la nature est discutée, n'est pas marquée par une discontinuité très nette mais par un changement du gradient de vitesse : l'augmentation de la vitesse des ondes P devient plus faible avec la profondeur. Cette couche est, souvent, associée à un changement de texture, de basalte à gabbro, mais aussi à un changement de facies d'altération, de facies schiste vert à amphibolite ou peut être également liée à un changement de porosité (Dietrick et al., 1993). La couche 4 est marquée par des vitesses d'onde plus élevées. Elle est constituée de péridotite du manteau supérieur. Ce modèle en couche, défini lors de la Conférence Penrose n'est, en définitive, valable que pour les dorsales rapides. Les nombreux dragages, l'observation par submersible de la dorsale atlantique, l'étude de certaines ophiolites ont montré que la croûte océanique créée aux dorsales lentes était beaucoup plus hétérogène que le modèle « Penrose », avec un système effusif et complexe filonien réduit et des corps gabbroïques inclus dans des péridotites serpentinisées (Mevel, 2003) (Figure 5). La partie supérieure de la croûte est, souvent, décrite comme découpée par de grandes failles sub-verticales et parallèles à l'axe (e.g. Bergerat et al., 2003) parfois qualifiée de normale (Macdonald, 1983). Ces failles rythment la topographie du fond de l'océan. Cependant, beaucoup de mécanismes au foyer dans la croûte ont été décrits comme compressifs ou décrochants dans la croûte supérieure et décrochants et extensifs dans la croûte inférieure (Bergam et Salomon, 1984).

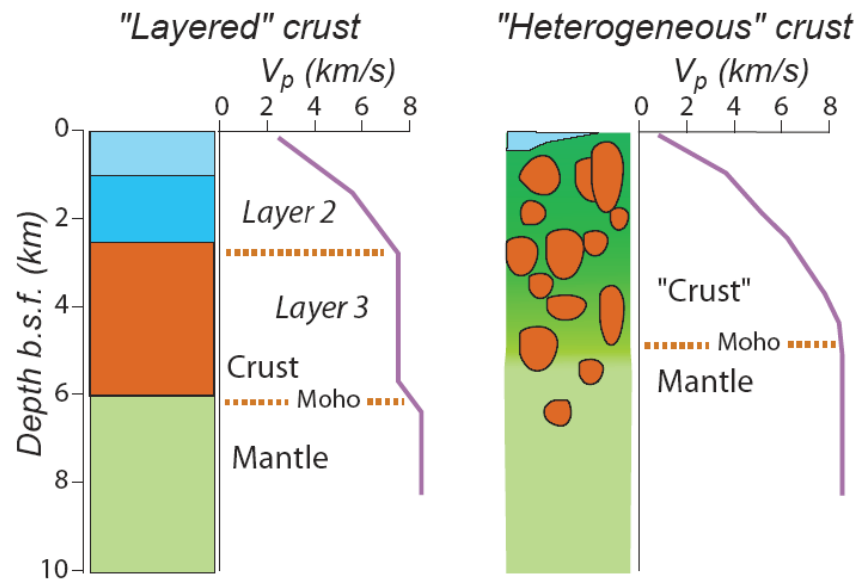


Figure 5: profils sismiques et géologiques de la croûte océanique (Mevel, 2003):

« layered crust » : croûte océanique stratifiée type Penrose conference

« heterogeneous crust » : croûte océanique hétérogène

En bleu clair le complexe effusif, en bleu foncé les dikes (complexe filonien), en rouge les gabbros et en vert le manteau (péridotites serpentinisées).

2.2 La circulation hydrothermale

2.2.1 Découverte

L'hydrothermalisme est devenu au cours des dernières décennies, l'un des processus les plus étudiés en géosciences marines. Les premières manifestations de la circulation hydrothermale sont découvertes au cours des années 1950 par des chercheurs suédois, à bord de l'Albatros. Ils constatent une température anormalement élevée de l'eau de mer dans une fosse de la Mer Rouge. Dans les années 1970, on pense que ce réchauffement peut provenir d'une circulation d'eau au sein de la croûte océanique. Lors de la campagne franco-américaine *Famous* sur la dorsale Atlantique, les premiers dépôts hydrothermaux sont découverts. A la fin des années 1970, sont découvertes les premières sources d'eau chaude (e.g. Corliss et al., 1979 ; Francheteau et al., 1979 ; Spiess, 1980). Depuis, les fluides hydrothermaux et les roches issues d'un métamorphisme océanique ont été fréquemment échantillonnés par dragage, forage, et durant les plongées sous-

marines sur les fonds océaniques. Ces roches métamorphisées ont également été observées dans les ophiolites (Penrose conférence, 1972). Il s'agit de méta basaltes, méta gabbros et des roches du manteau métamorphisées comme les serpentines. Nous savons, désormais, qu'elles dérivent des réactions entre l'eau de mer et les basaltes/dolérites et gabbros des couches 2 et 3 de la croûte océanique (Figure 5). L'activité hydrothermale, au niveau de la zone axiale des dorsales, a été quantifiée grâce aux mesures de flux de chaleur. Une grande différence entre le flux de chaleur théorique prédit par les modèles de refroidissement des plaques océaniques et celui mesuré aux dorsales suggère qu'au moins 40% de la chaleur émise au niveau de la dorsale, c'est-à-dire 20% de la chaleur totale émise à la surface de la Terre, est évacuée par la circulation hydrothermale aux dorsales (Lister, 1972) (Figure 6).

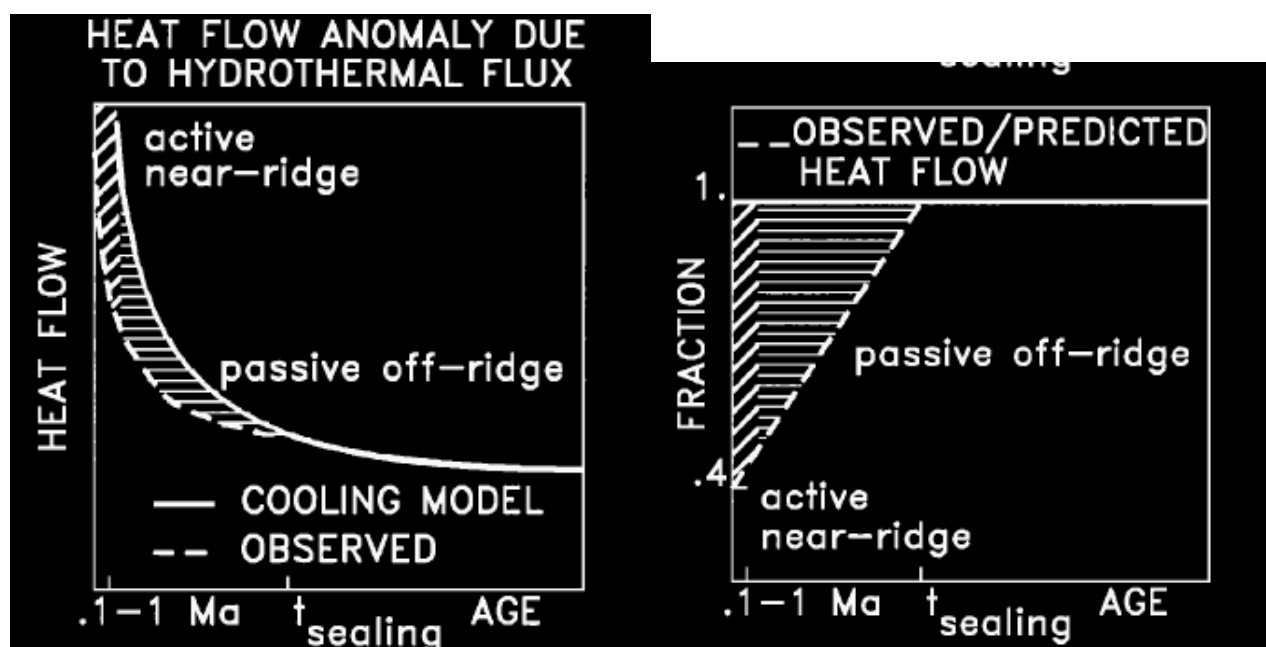


Figure 6 : différence entre le flux de chaleur prédit par les modèles de refroidissement de la lithosphère et les flux de chaleur mesurés. En hachuré l'anomalie de flux à la ride (Stein et Stein, 1994).

Un tel échange de chaleur implique qu'en seulement quelques millions d'années, le volume total des océans pénètre dans la croûte océanique (Stein et Stein, 1994, 1995, 1996). L'interaction entre l'eau de mer et la croûte océanique affecte significativement la chimie des océans et de l'atmosphère (Edmond et al., 1979 ; Alt, 1995), libérant en même temps de l'énergie et de la nourriture pour des organismes chimiotrophes, qui pourraient être les ancêtres de la vie primitive sur terre (Deming et Barros, 1993).

2.2.2 Système hydrothermal simplifié

Le système hydrothermal aux dorsales est souvent décrit en 5 parties constitutives (Honnorez, 2003) (Figure 7):

(1) **Une source de chaleur** représentée par la chambre magmatique axiale et sa lentille magmatique, contenant du magma basaltique ou une « bouillie » cristalline en cours de cristallisation par refroidissement. L'activité hydrothermale dépend, donc, de la persistance de cette source de chaleur. L'étude fine de la morphologie des dorsales (topographie, fracturation..), réalisée à différentes échelles par MacDonald (1998), montre que l'abondance des sources hydrothermales est fonction du budget magmatique et donc du type de dorsale.

(2) **Un réservoir perméable** pouvant être le siège d'une circulation hydrothermale. La couche 2 est souvent considérée comme étant ce réservoir (Fischer, 1998). Toujours en examinant la morphologie des rides, Macdonald (1998) montre que le fonctionnement de la dorsale affecte la circulation hydrothermale. La croûte océanique produite à une dorsale au budget magmatique faible, sera plus fissurée et fracturée et aura, donc, une perméabilité plus élevée qu'une croûte formée aux dorsales magmatiquement plus actives.

(3) **une « zone de recharge »**, à travers laquelle descend, par gravité, l'eau de mer des grands fonds, qui va se réchauffer au contact de la source de chaleur et réagir avec les roches crustales. Cette zone est souvent décrite comme hors axe. Cela suppose des cellules de convection perpendiculaires à l'axe. Cependant, Tolstoy et al., (2008), à 9°,50 N le long de la dorsale Est pacifique, montrent, par une étude de la micro sismicité, que la circulation hydrothermale se fait aussi dans l'axe de la dorsale. Durant sa descente, l'eau réagit avec la roche. Par ordre de températures croissantes (jusqu'à ~150 °C) les principaux minéraux d'altération sont : les argiles, les évaporites de type anhydrites (Honnorez, 2003).

(4) **un « réacteur hydrothermal »**, qui est la zone des interactions eau/roche entre l'eau de mer et les roches formant la croûte océanique à des températures de 350-500 °C, voire peut être plus. Ce réacteur se positionnerait au niveau des racines des dykes, c'est-à-dire à la transition entre les couches 2 et 3 de la croûte océanique (Alt, 1998 ; Nehlig, 1993,1994 ; Gillis, 2002, 2008 ; Honnorez, 2003 ; Koepke et al., 2008 ;

France, 2009). A ces profondeurs les roches sont métamorphisées dans le faciès schiste vert à amphibolite (de 150 °C à 500~600 °C) (Honnorez, 2003). L'équilibre des réactions métamorphiques n'est jamais atteint, et un échantillon peut présenter des paragenèses de plusieurs faciès à la fois. Ces caractéristiques confirment que les systèmes hydrothermaux sont souvent éphémères.

(5) Une « zone de décharge », comportant les remontées essentiellement adiabatiques de fluides hydrothermaux, à la surface sur le plancher océanique, le long de l'axe où ils sont émis dans la colonne d'eau, soit de façon focalisée et à hautes températures (320 – 400 °C) par les « fumeurs noirs », soit de façon diffuse à plus basse température (250 à < 100 °C).

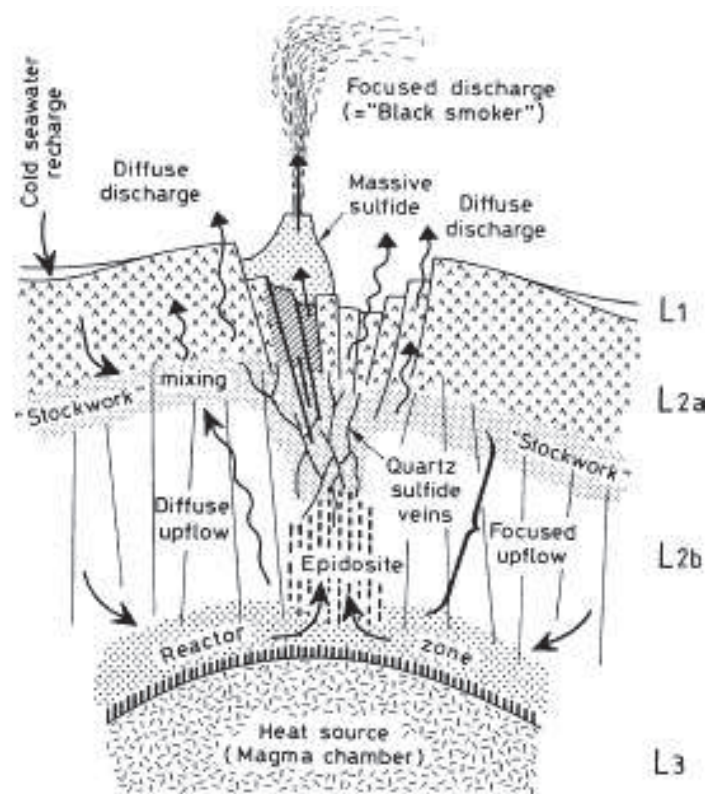


Figure 7 : schéma d'un système hydrothermal à l'axe d'une dorsale océanique lente (d'après Alt, 1995 ; Honnorez, 2003).

L1 : couverture sédimentaire ; L2a : Couche 2 formée de coulées de lave très perméable ; L2b : complexe filonien (partie inférieure de la Couche 2). L3 :chambre magmatique.

2.3 Cas de l'Islande

L'Islande se situe dans l'axe de la ride médio-océanique, à la jonction entre les rides de Kolbeseinsey et de Reykjanes. Cette île est, donc, localisée sur la limite divergente séparant la plaque européenne de la plaque américaine dans la direction N100° et à une demi-vitesse estimée à 1cm/an (De Mets et al., 1990). La présence de cette île est liée à l'activité d'un point chaud (Sigvaldason et al., 1974), situé actuellement sous le glacier Vatnajökull. Ce point chaud est entre autre révélé par la présence d'une anomalie gravimétrique importante (Einarsson, 1991 ; Gudmundsson, 2000). L'île est, donc, le lieu d'un sur-épaississement crustal (8-15 Kilomètres), c'est-à-dire deux fois l'épaisseur crustale habituelle de la croûte océanique au niveau d'un rift (Figure 8).

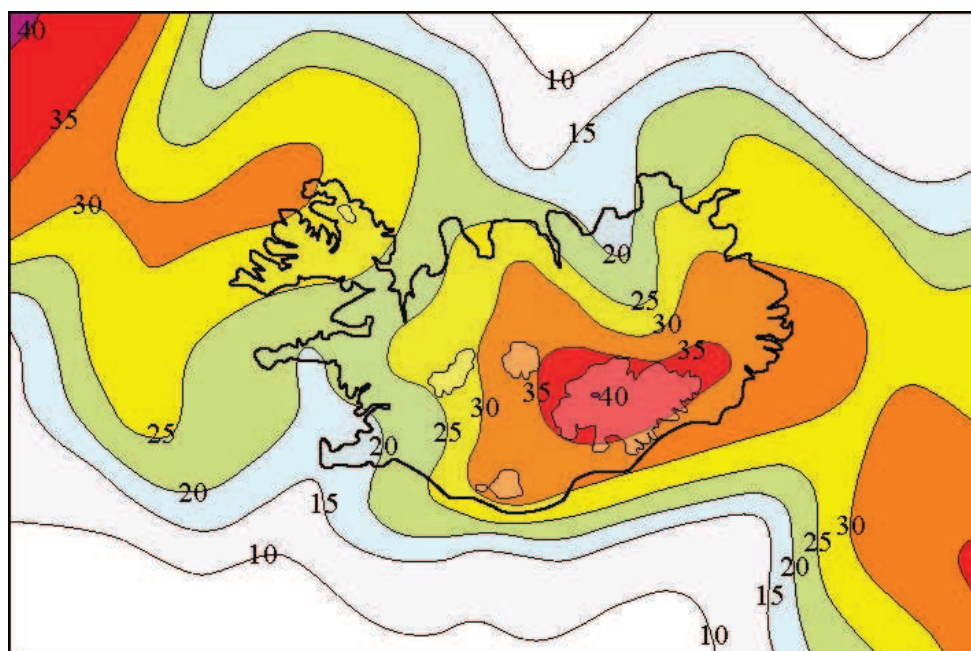


Figure 8 : variation d'épaisseur de la croûte en km au niveau de l'Islande et des îles Féroé (simplifié d'après kaban et al., 2002).

Géologiquement, l'Islande est une terre jeune formée depuis la dernière partie du Cénozoïque, c'est-à-dire au miocène-pliocène et quaternaire (Einarsson, 1994). Les formations islandaises sont divisées en quatre groupes en accord avec leurs âges stratigraphiques. Les formations les plus vieilles sont les basaltes tertiaires ; puis, viennent les basaltes gris du début et mi pliocène, et enfin les Móbergs datés à la fin du pliocène. Ces trois formations forment le socle de l'île et sont recouvertes par la

formation la plus jeune, formée des dépôts fluvioglaciaires (fin pliocène, début holocène) (Einarsson, 1994) (Figure 9).

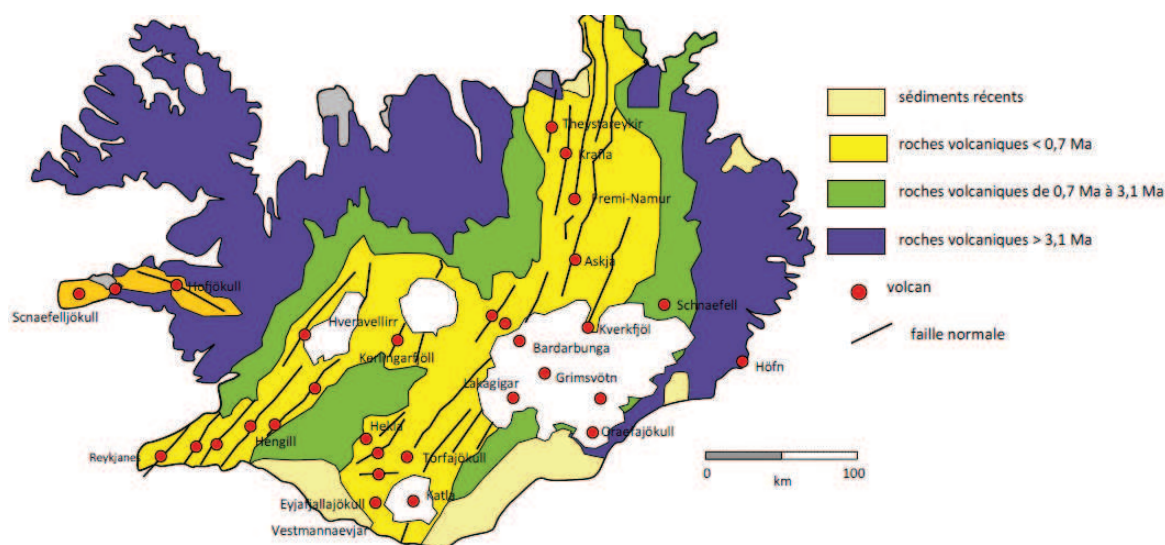


Figure 9 : carte géologique simplifiée de l'Islande

Les structures géologiques de surface, en Islande, se limitent à des grands réseaux de fractures (en extension pures ou en failles normales) associés à une activité volcanique importante. Le volcanisme est principalement caractérisé par des laves tholéitiques. Cependant, du fait de la différenciation magmatique et de la proximité du point chaud, on trouve quelques laves acides dans les zones de caldera (Björnsson et al., 1985) et des laves alcalines. L'activité du point chaud a entraîné une grande complexité des structures et de leurs relations. En effet, à l'heure actuelle, l'axe de la ride n'est pas situé à l'aplomb du point chaud mais est décalé d'une centaine de kilomètres vers l'ouest.

La conjugaison des effets du point chaud et de la ride médio-océanique explique l'important volcanisme dont l'Islande est le siège, ainsi que les gradients géothermiques les plus importants au monde, supérieurs parfois à 150 °C par km (Flovenz et Sæmundsson, 1993). Enfin, les fortes précipitations et la proximité de l'océan assurent une alimentation continue en fluides de ces zones de fractures permettant la mise en place d'une circulation hydrothermale (Figure 4).

En Islande les zones géothermiques ont traditionnellement été divisées en 2 sous-unités : Les zones d'assez faible température (eau chaude) et les zones de très haute température (vapeur et fumeroles). Généralement on sépare les sous-unités à

une température de 150 °C à 1000 mètres. Les zones géothermales de très haute température sont localisées exclusivement dans la zone néo-volcanique. Ces zones sont situées au dessus du niveau de la mer, les plus importantes sont : Reykanes-Svartsengi, Hengill, Krýsuvík, kerlingarfjöll, Krafla, Torfajökull, Grímsvötn, Dyngjuföll et Peistareykir.

2.4 Perméabilité de la croûte océanique

Dans cette partie nous nous focaliserons sur le fonctionnement du réservoir perméable, élément constitutif n° 2 évoqué précédemment (figure 7).

2.4.1 Définition

La perméabilité est le paramètre physique le plus important qui influence le transport de fluides dans la croûte terrestre. Elle contrôle la forme, l'intensité et la persistance des circulations des fluides hydrothermaux au sein de la croûte océanique. Elle est également le paramètre majeur conditionnant l'exploitation des fluides dans le cadre de la géothermie. La perméabilité est exprimée en m^2 ou en Darcy, et caractérisée par son aptitude à laisser circuler un fluide (liquide ou gaz) au sein de l'espace poreux, sous l'effet d'un gradient de pression. Elle dépend de la structure interne de l'espace poreux et particulièrement de la connectivité de ses différents éléments. Selon la loi de Darcy, (1856), la perméabilité d'un point de vue physique est une propriété de transport macroscopique exprimant le rapport entre une force (gradient de pression) et un flux imposé à un fluide pour traverser un milieu poreux.

La loi de Darcy s'écrit :

$$\frac{Q}{S} = \frac{k}{\eta} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta x} \quad (2.1)$$

avec Q le débit, S la section de l'éprouvette, k la perméabilité, η la viscosité dynamique du fluide et $\Delta P/\Delta x$, le gradient de pression.

In situ, les roches de la croûte océanique sont soumises à des conditions de pression (lithostatique et pression de pore), températures et contraintes déviatoriques variable, qui induisent des modifications de la perméabilité. Une augmentation de

pression lithostatique conduit, classiquement, à une réduction de la perméabilité, conséquence de la fermeture des pores. Cet effet est très prononcé dans le cas d'une porosité fissurale. La pression de pore a un effet opposé au précédent, augmenter la pression de pore revient à ouvrir les pores. La température agit sur la perméabilité au travers de deux processus : la micro-fracturation thermique (voir paragraphe suivant) et sur les processus de dissolution et recristallisation. La microfissuration thermique résulte, soit de la dilatation, soit de la contraction des cristaux, sous l'effet d'un fort gradient thermique. Les processus de dissolution et recristallisation sont d'autant plus importants dans la croûte océanique que les fluides sont réactifs. Le déviateur des contraintes intervient dans les processus de dissolution recristallisation comme la pression de confinement et celle de pore. (Gueguen et Palciaukas, 1992).

2.4.2 Formation du réservoir

La perméabilité de la croûte est essentiellement liée à la fracturation thermique lors du refroidissement des basaltes, à la fracturation régionale liée aux rifting, et l'intrusion des dikes par fracturation hydraulique (Wright, 1998). Toutefois, la contraction thermique durant le refroidissement brutal des roches semble être le facteur le plus important. Lister (1980, 1982) élabore un modèle conceptuel pour la pénétration de l'eau dans la croûte océanique. Ce modèle est parfois qualifié de modèle de pénétration par fronts de fissures. La croûte se fissure par refroidissement au contact de l'eau froide de l'océan. Les fluides migrent par la perméabilité générée par ce front de fissure, qui se propage, vers le bas, dans une croûte jeune, chaude et encore intacte. La fracturation se produit, lorsque la contrainte liée au refroidissement dépasse la contrainte de la charge lithosphérique. Lister (1974) prévoit que le front de fissuration pourrait affecter toute la croûte supérieure, et pense qu'il pénètre jusqu'à la transition dikes-gabbros hors axe. Un réseau de cracks parallèles qui s'étend du complexe filonien jusqu'au Moho a été décrit sur l'ophiolite d'Oman. Il est interprété comme lié à la recharge du système hydrothermal. Les minéraux d'altération associés à ces cracks montrent qu'ils ont accueilli des fluides de température d'environ 1000 °C (Nicolas et al, 2003) (Figure 10).

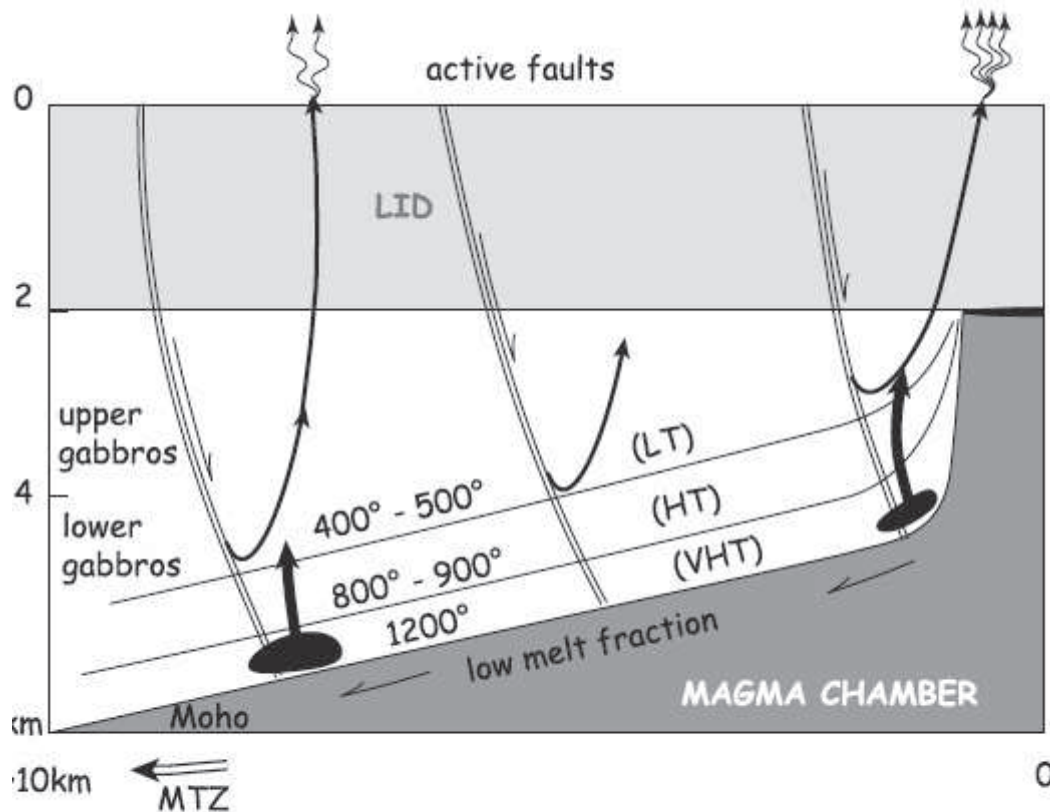


Figure 10 : modèle de circulation hydrothermale hors axe très haute température aux dorsales rapides. Les doubles lignes indiquent le circuit de recharge des fluides hydrothermaux, qui est associé à un réseau de microfissures; les lignes épaisses et pleines indiquent le circuit de décharge des fluides hydrothermaux qui est associé à des dykes mafiques et des veines hydrothermales.

Ce processus est rapide ~10 000 ans (Lister, 1974). La propagation de ce front serait d'environ 7 m/an (Lister, 1981, 1982). D'après Lister (1982), il y aurait une couche limite très peu épaisse, entre le réservoir fracturé et froid et la source de chaleur chaude et imperméable (c'est dire les roches chaudes entourant la chambre magmatique) (Lister, 1974, 1983).

2.4.3 Les mesures

Afin de réellement comprendre comment fonctionne un réservoir géo-hydrothermal, il convient de mesurer et de caractériser la perméabilité du réservoir. Cela revient à quantifier la perméabilité, mais aussi à connaître son organisation spatiale (latérale et verticale), ses variations temporelles et à comprendre les structures par lesquelles les fluides sont transportés, c'est-à-dire la topologie de la porosité.

2.4.3.1 Evaluation de la perméabilité

On peut mesurer la perméabilité d'un milieu à l'échelle de l'échantillon de laboratoire ou du terrain, ou bien l'évaluer en modélisant la circulation des fluides dans un milieu poreux dont on contraint la microstructure.

✓ Mesures directes en laboratoire

A l'échelle des mesures en laboratoire, on peut déduire la perméabilité d'un échantillon de roche de taille centimétrique, pour un fluide incompressible. Dans les conditions idéales pour l'application de la loi de Darcy, i.e. un milieu poreux suffisamment homogène et un débit de fluide qui n'est pas trop fort, on considère que le gradient de pression est homogène dans l'échantillon et égal à la différence de pression ΔP mesurée à ses extrémités. En mesurant Q , le débit volumique du fluide (en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), et ΔP la différence de pression (en Pa), on peut calculer la perméabilité k du milieu (en m^2). Les premières mesures de perméabilité sur échantillons de basalte ont été réalisées sur des échantillons provenant du puits DSDP 417D et 418A, dans une croûte datée de 110 Ma formée à la dorsale médio-atlantique. Les mesures ont été effectuées à pression et température ambiante. Les échantillons de brèche basaltique issue des zones de failles ont une perméabilité comprise entre 10^{-20} et 10^{-16} m^2 (Johnson, 1993 ; Hamano, 1980), alors que la perméabilité des basaltes massifs est de 10^{-22} à 10^{-20} m^2 (Johnson, 1980). Ces perméabilités ne varient pas de manière cohérente avec la porosité mesurée sur les mêmes échantillons. Depuis, d'autres tests ont été effectués sous des conditions de pression et de température proches de celles de la croûte océanique. Par exemple, la perméabilité des basaltes collectés au puits DSDP 504B, dans une croûte datée de 5,9 Ma et formée à la ride du Costa Rica, a été mesurée sous pression de confinement de 7 MPa et est de 10^{-20} m^2 (Karato, 1983). Les basaltes mesurés en laboratoire ont en moyenne des perméabilités faibles de l'ordre de 10^{-22} – 10^{-17} m^2 (e.g. Christensen et Romananantaondro, 1988 ; Fisher, 1998). Les incertitudes sur ces mesures sont d'environ 10% (Fisher, 1998). La variabilité des mesures de perméabilité vient d'une part de la variabilité des échantillons et d'autre part de la variabilité des conditions de mesures. Ces mesures, le plus souvent réalisées en conditions surfaciques, ne permettent pas d'estimer la perméabilité du réservoir en place. Des mesures directes permettent d'apporter des contraintes plus réalistes.

✓ Mesures directes *in situ*

A l'échelle du terrain, la perméabilité est mesurée en forage à l'aide d'un train de tige muni d'un ou de deux packers (emballeur) qui isolent temporairement, pendant le test, le fond du puits ou la formation comprise entre les deux packers du reste du puits. Deux types de tests sont pratiqués : l'injection brutale de fluide dans le forage, et le pompage à vitesse constante. La réponse en temps à ces deux événements permet de mesurer la perméabilité de la formation isolée par le ou les packers après un traitement important des données (Becker, 1996). Ces tests supposent que les formations perméables mesurées sont isotropes homogènes et orientées horizontalement, ce qui n'est pas nécessairement le cas d'une croûte fracturée. Les premières mesures de perméabilité *in situ* ont été réalisées dans le puits DSDP 504B et montrent que la croûte océanique est stratifiée en couches de différentes perméabilités (Anderson et Zoback, 1982; Becker, 1986) (Figure 11). La partie supérieure de la croûte (0-500 m) a des perméabilités supérieures à 10^{-14} m^2 , et la partie inférieure, des perméabilités de l'ordre de 10^{-13} m^2 (table 1). Une sélection de mesures de perméabilité *in situ* réalisées en puits est donnée (Fischer, 1998). Le résultat le plus important, qui est issu de cette table, est une variation de la perméabilité avec l'âge de la croûte. Les estimations de la perméabilité des basaltes de la croûte océanique varient de plusieurs ordres de magnitude en fonction du lieu, de la profondeur de l'étude, des méthodes. La perméabilité dépend de l'échelle de mesures.

Les mesures réalisées en puits (10^{-18} , 10^{-13} m^2) donnent des valeurs de perméabilité significativement plus importantes que celle réalisées en laboratoire (10^{-22} - 10^{-17} m^2). Cette différence est liée à un biais d'échantillonnage. Lors d'un carottage, la récupération est plus importante pour des roches massives que pour des roches friables. Il n'y a pas ou peu de récupération dans les zones de failles. Les mesures en puits sont également difficiles à comparer entre elles. Elles dépendent de l'épaisseur de l'intervalle tester (Figure 11). Ceci est d'autant plus vrai que la croûte est hétérogène (Fisher et al., 1998).

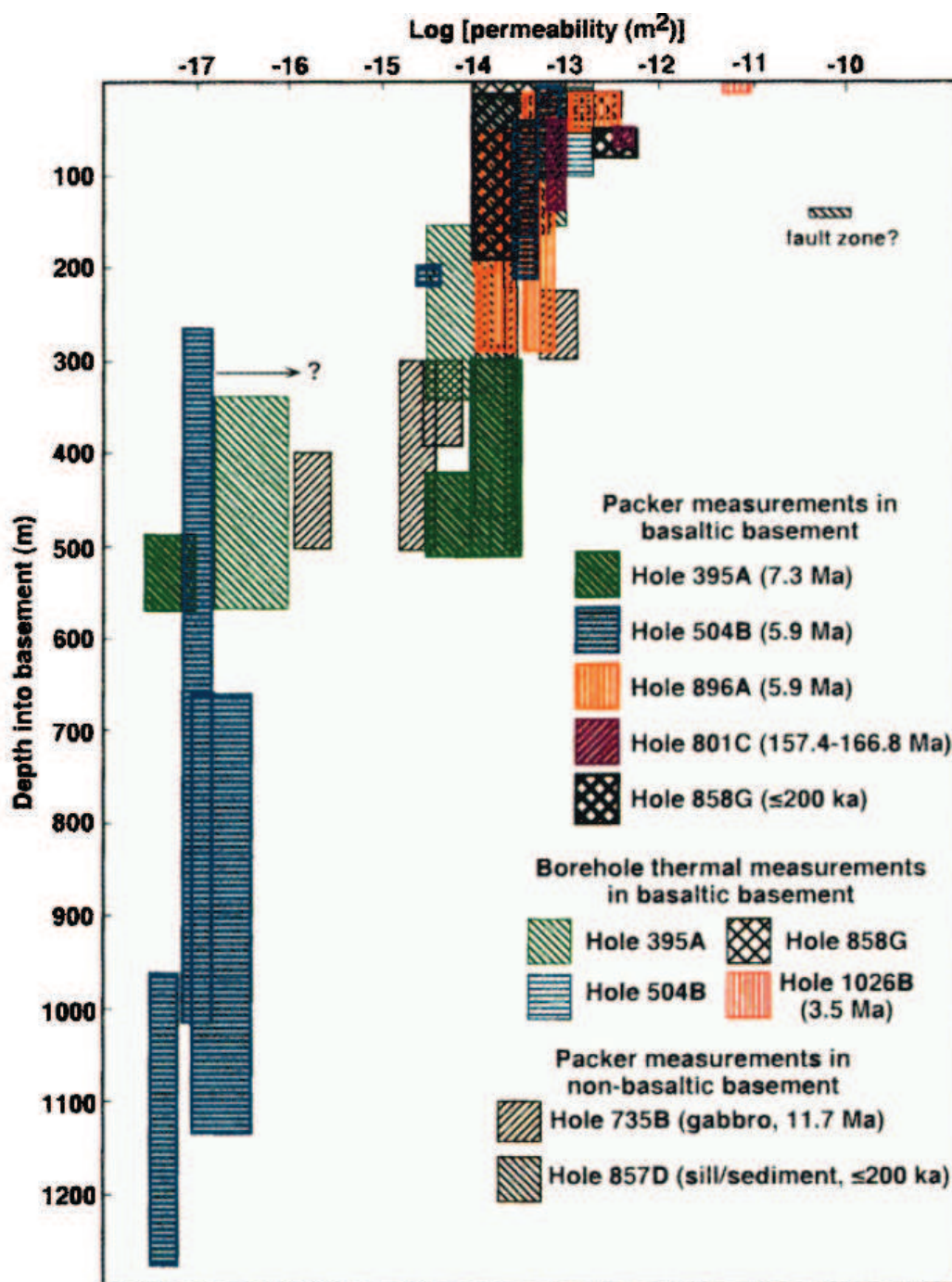


Figure 11 : perméabilité et température de la croûte océanique supérieure mesurée en puits. (Fischer, 1998).

✓ Evaluation indirectes de la perméabilité

Des méthodes plus indirectes permettent d'évaluer la perméabilité de la croûte. Ainsi, dans les simulations numériques de circulation hydrothermale qui modélisent les transferts de chaleur et de masse dans la croûte, la perméabilité des formations géologiques joue un paramètre majeur (Fisher, 1997). Ces modélisations se

conduisent à deux échelles : celle du puits, en utilisant comme données d'entrée des modèles, les mesures en forage de la température et des flux de fluide (débitmètre), et celle de la ride, avec comme données d'entrées, la mesure des flux de chaleur en surface et la température de la base du système hydrothermal. Ces évaluations permettent, d'une part, de quantifier la perméabilité, d'autre part, d'apporter des contraintes sur la répartition spatiale et temporelle de cette dernière et d'avoir une idée des structures qui la supportent. A l'échelle du puit, les perméabilités évaluées sont de l'ordre de 10^{-12} m^2 , par exemple, au puits 1026B (croûte formée à la ride Juan de Fuca) (Fisher, 1997) et de 10^{-16} m^2 au puits 395 (ride medio-atlantique) (Becker, 1990). A l'échelle de la ride, Lister (1972) montre que la perméabilité de la croûte à la ride est de 10^{-16} m^2 . Il propose une perméabilité verticale deux fois plus importante que la perméabilité horizontale du fait de l'orientation des fractures. En effet, les fractures aux rides medio-océaniques sont souvent fortement pentées et dirigées parallèlement à la dorsale (Cowie, 1998). Lowell et Rona (1985) montrent que la perméabilité de la croûte est d'environ 10^{-13} m^2 avec une perméabilité plus faible de l'ordre de 10^{-15} m^2 dans la zone de réaction (base du complexe filonien). Strens et Cann (1982) considèrent que seules les fractures participent efficacement à la circulation hydrothermale. La perméabilité de ces fractures est de l'ordre de 10^{-8} m^2 . De nombreuses autres études prennent en compte des perturbations thermiques telles que l'injection des dikes ou de sills (Cann et Strens, 1989 ; Cherkaoui, 1997) ou l'évolution de la perméabilité avec les réactions eau/roches. Fontaine et al., (2001) présentent des perméabilités dans les basaltes très différentes, comprises entre 10^{-16} et 10^{-9} m^2 (table 2).

L'estimation de la perméabilité par les modèles numériques de circulation hydrothermale dépend des conditions initiales imposées, telles que : 1) la profondeur ou température maximale de circulation des fluides, 2) la répartition de la perméabilité (homogène/fracture), 3) la réaction eau/roche, 4) la perturbation thermique dans le modèle. L'étude de la morphologie du fond marin, de la localisation des fumeurs noirs et des dépôts hydrothermaux, les données structurales, chimiques, pétrologiques des carottes issues de forages océaniques ou les études faites sur ophiolites, les données géophysiques grandes échelles (etc....) sont d'autant d'approches qui permettent de contraindre les conditions initiales et les

conditions aux limites de ces modèles et de comprendre de manière très indirecte et qualitative la manière dont les fluides circulent dans la croûte océanique.

<i>Location</i>	<i>Crustal Age or Setting</i>	<i>Depth Range Into Basement, m</i>	<i>Bulk Permeability, m²</i>	<i>References</i>
<i>In Situ, Using Temperature and Flow Meter Logs</i>				
Hole 395A, Mid-Atlantic Ridge, west flank	7.3 Ma	19–257 19–158 158–347 347–571	$10^{-14} \times 10^{-12}$ a 3×10^{-14} b 7×10^{-15} b $\leq 10^{-16}$ b	Becker [1990b] Morin et al. [1992a] Morin et al. [1992a] Morin et al. [1992a]
Hole 504B, Costa Rica Rift, south flank	5.9 Ma	2–101	6×10^{-14} to 2×10^{-13} a	Becker et al. [1983a, b, 1985]
Hole 858G, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge	≤ 200 ka	11–174 61–91	$1-6 \times 10^{-14}$ 8×10^{-14} to 4×10^{-13}	this work this work
Hole 1026B, Juan de Fuca Ridge, east flank	3.5 Ma	10	≤ 5 to 9×10^{-12} a	Fisher et al. [1997]
<i>Ophiolites^c</i>				
Samail (Oman) Upper Dikes Lower Dikes	Cretaceous	≥ 200 ≥ 1500	10^{-9} to 10^{-8} 10^{-11} to 10^{-10}	Nehlig and Juteau [1988a, b] Nehlig and Juteau [1988a, b], Nehlig [1994]
Troodos (Cyprus) Dikes (on-axis) Dikes (off-axis)	Cretaceous	600–1300 600–1300	10^{-12} to 10^{-8} 10^{-21} to 10^{-18}	van Everdingen [1995] van Everdingen [1995]
<i>Models^d</i>				
Generic ridge crest	young	7000 2000–4000 1000–5000 1000–5000 5000 unspecified (reaction) unspecified (discharge) 1000–2000 (recharge) 1500 (basalt) 1500–5500 (gabbro) 7000 (discharge) 7000 (recharge) unspecified (recharge) unspecified (discharge)	10^{-16} 10^{-14} 10^{-11} 10^{-7} $\leq 2.5 \times 10^{-15}$ $\leq 10^{-15}$ 10^{-13} $\geq 10^{-12}$ 10^{-16} 10^{-17} 3×10^{-14} 10^{-16} $\geq 10^{-12}$ 10^{-9}	Lister [1972] Lister [1972] Lister [1974] Lister [1981] Fehn and Cathles [1979] Lowell and Rona [1985] Lowell and Rona [1985] Cann and Strens [1989] Brikowski and Norton [1989] Brikowski and Norton [1989] Cathles [1993] Cathles [1993] Lowell and Germanovich [199] Lowell and Germanovich [199]
Generic ridge crest to ridge flank	unspecified	1500 (basalt) 1500–5250 (gabbro) 2000–5000	10^{-15} 2.5×10^{-16} $\leq 10^{-15}$	Travis et al. [1991] Travis et al. [1991] Fehn and Cathles [1986]
Generic ridge flank	unspecified	unspecified	10^{-14}	Lister [1981]
Galapagos Spreading Center	0–1 Ma 0–2 Ma	≥ 3500 2000–5000	5×10^{-16} 5×10^{-15}	Ribando et al. [1976] Fehn et al. [1983]
Juan de Fuca Ridge, crest	unspecified	2000	6×10^{-13} to 6×10^{-12}	Wilcock and McNabb [1996]
Juan de Fuca Ridge, east flank	1 Ma 1 Ma 3.5 Ma 3.5 Ma 3.5 Ma 3.5 Ma	1000–3000 (discharge) 600 600 0–100 100–200 10- to 30-m-thick zones 0–100 100–200 individual fractures 60 600	10^{-9} to 10^{-10} 2×10^{-12} 10^{-13} 10^{-13} 5×10^{-15} 10^{-9} 5×10^{-14} 10^{-16} 4×10^{-9} 10^{-9} 10^{-11}	Wilcock [1997] Davis et al. [1996] Snelgrove and Forster [1996] Fisher and Becker [1995] Fisher and Becker [1995] Fisher and Becker [1995] Yang et al. [1996] Yang et al. [1996] Yang et al. [1996] Davis et al. [1997b] Davis et al. [1997b]
East Pacific Rise, west flank	20–50 Ma	unspecified	10^{-12} to 10^{-10}	Baker et al. [1991]
Costa Rica Rift, south flank	5.9 Ma	0–100 100–200 >200 0–100 100–200 >200 10- to 30-m-thick zones	10^{-13} $0.4-2.0 \times 10^{-15}$ $0.2-1.0 \times 10^{-15}$ 10^{-13} to 10^{-12} 5×10^{-15} 10^{-17} 10^{-9}	Williams et al. [1986] Williams et al. [1986] Williams et al. [1986] Fisher et al. [1990] Fisher et al. [1990] Fisher et al. [1990] Fisher et al. [1994], Fisher and Becker [1995]

Tableau 1: évaluation indirecte à l'échelle du puits ou à l'échelle de la ride de la perméabilité de la croûte supérieure.

2.4.3.2 Etudes qualitatives de la perméabilité

Les quelques observations (non exhaustives, et choisies en fonction des besoins de la thèse), présentées dans ce paragraphe, permettent de contraindre les conditions aux limites des modèles numériques cités dans le paragraphe précédent et en

particulier la profondeur maximale de circulation des fluides dans la croûte. Elles ne concernent que la partie profonde du réservoir, c'est-à-dire la zone de réaction du système hydrothermal (zone d'enracinement des dikes) où des fluides hydrothermaux très chauds peuvent circuler.

✓ Observations pétrographiques

L'altération hydrothermale de haute température ($> 500\text{ }^{\circ}\text{C}$) affectant la croûte océanique supérieure a été récemment mise en évidence *in situ* et dans les ophiolites. Ces observations affirment que des fluides d'au moins $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ peuvent circuler dans la croûte océanique supérieure. Avec plus de 2,1 km et 1,5 Km de profondeur, les puits 504B et 1256D des programmes DSDP/ODP/IODP forés dans l'Est Pacifique équatorial constituent les sections de référence de la couche 2 de la croûte océanique formée de coulées basaltiques et de dykes doléritiques. Le puits 1256D a également permis de forer les premiers gabbros isotropes de la couche 3 de la croûte océanique. Au puits 504B, la couche de 0,5 km de basaltes formant la partie la plus superficielle de la croûte a subi une altération à basse température ($<150\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Laverne, 1987), tandis que les basaltes et dolérites formant l'épaisseur inférieure de 1,5 km ont été altérés dans des conditions hydrothermales ($\sim 400\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Alt et al., 1986). Dans le puits 1256D, l'altération évolue des laves ($\sim 750\text{ m}$ d'épaisseur) jusqu'aux dikes (350 m d'épaisseur), avec des minéraux d'altération basse température $<150\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans les laves (phyllosilicates et oxydes secondaires) et des minéraux de plus hautes températures dans les dikes (actinote horblende T $\sim 400\text{ }^{\circ}\text{C}$ - $500\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Teagle et al., 2006 ; Wilson et al., 2006). Quelques minéraux du faciès amphibolite ($\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$) ont été également identifiés (France et al., 2009). Des faciès d'altération similaires ont été identifiés sur les ophiolites d'Oman (Nicolas et al., 2008) et de Troddos (Gillis, 2002). Des faciès d'altération légèrement plus haute température $\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ - $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ (faciès amphibolite) ont été identifiés à Hess Deep (propagateur de la ride Cocos et Nazca). En Islande, les plus hautes températures d'altération décrites sont d'environ $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ - $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ et correspondent à la présence de grenats hydrothermaux (Gudmundsson et Arnorson, 2005) (Figure 12).

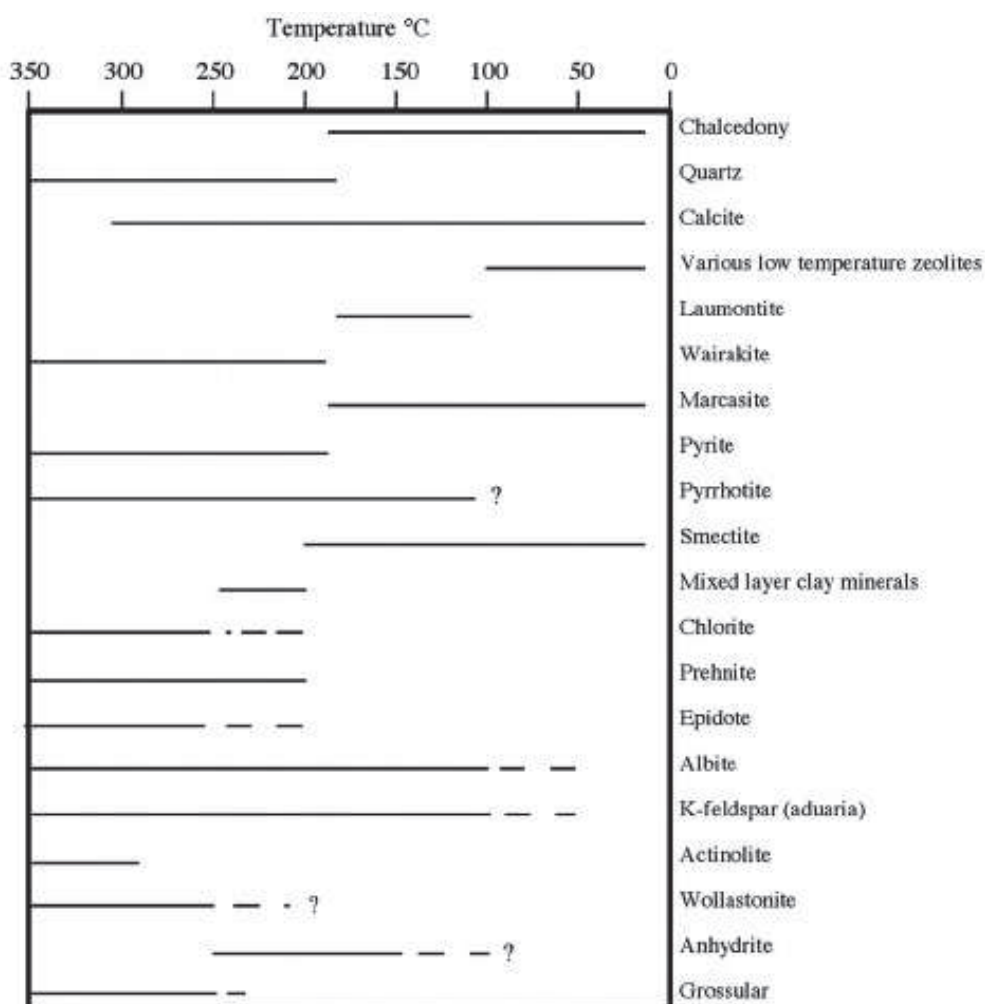


Figure 12 : température de stabilité des minéraux géothermaux en Islande (Gudmundsson et Arnorson, 2005)

Ces températures d'altérations sont comprises entre 350 °C et 800 °C selon les sites, elles donnent la température maximale à laquelle les fluides hydrothermaux peuvent circuler. Cependant, la fourchette de températures est large et les observations concernant la zone de transition entre le système hydrothermal et le système magmatique sont rares. En effet, il y a peu de forages dans cette zone et l'intérêt porté pour celle-ci est récente. Il est, donc, nécessaire de compléter ces observations pétrologiques par d'autres observations comme celles des données géophysiques à grandes échelles.

✓ Observations géochimiques

Les observations géochimiques permettent également de mieux contraindre la circulation des fluides dans la croûte. Les roches encaissantes réagissent au passage des fluides hydrothermaux (Honnorez, 2003). Les fluides et les roches

enregistrent, alors, les conditions dans lesquelles ces réactions ont eu lieu. Une étude des isotopes du strontium et de l'oxygène a montré que les gabbros anisotropes d'Oman sont altérés par l'eau de mer à des températures allant 500 °C à 975 °C (Bosch et al., 2003). Ces fluides ont circulé à proximité de la chambre magmatique, juste à quelques kilomètres de l'axe (Figure 10). Les canalisations servant à cette circulation sont des cracks de taille millimétrique liée à la fracturation des minéraux sous l'effet d'un gradient thermique.

✓ Observations géophysiques grandes échelles

Les mesures géophysiques permettent d'estimer indirectement la répartition de la perméabilité. Elles permettent plus exactement d'avoir accès directement ou indirectement à la porosité d'une formation. Il s'agit : 1) des mesures géophysiques grandes échelles telles que les données de sismique réflexion, l'étude de la microsismicité, les mesures magnétotelluriques, et TEM (Transverse electromagnetic) 2) des mesures géophysiques en forages, 3) des mesures pétrophysiques en laboratoire.

Une grande partie de la perméabilité et porosité de la croûte océanique supérieure est liée aux fissures et fractures (e.g. Norton et Knapp, 1977 ; Lowell et al., 1995 ; Singh et al., 1999 ; Tolstoy et al., 2008). Malgré une bonne connaissance de leur répartition aux rides, grâce aux données de sismiques réflexions (e.g. Collier et Singh, 1997, 1998) et aux études de la topographie du fond des océans (Carbotte et al., 2003), leur extension en profondeur est mal connue. La plupart des études sismiques visant à imager les chambres magmatiques et les formations les entourant ont été limitées par l'ouverture de la sismique réflexion (Hussenoeder et al., 1996 ; Collier and Singh, 1997) et / ou par les propriétés acoustiques des formations situées juste au-dessus de la lentille magmatique. Ces études n'ont pas fourni une analyse détaillée de la structure des vitesses de la zone de réaction située au dessous de la lentille magmatique, où le refroidissement et la cristallisation de la lentille par la circulation hydrothermale pourraient donner une signature sismique (Hussenoeder et al., 1996). Récemment, l'inversion des données de sismique réflexion à l'EPR 14°10'S a montré une zone de faible vitesse des ondes P, juste au-dessus d'une autre zone de très faibles vitesses des ondes P et S. Les vitesses enregistrées dans la seconde zone sont caractéristiques de la lentille magmatique. La première est

interprétée comme étant liée à une augmentation de porosité (de 4 à 7%) dans la zone de racine des dikes (Singh et al., 1998). Cette zone pourrait être la zone profonde de la circulation hydrothermale (Singh et al., 1998) (Figure 13).

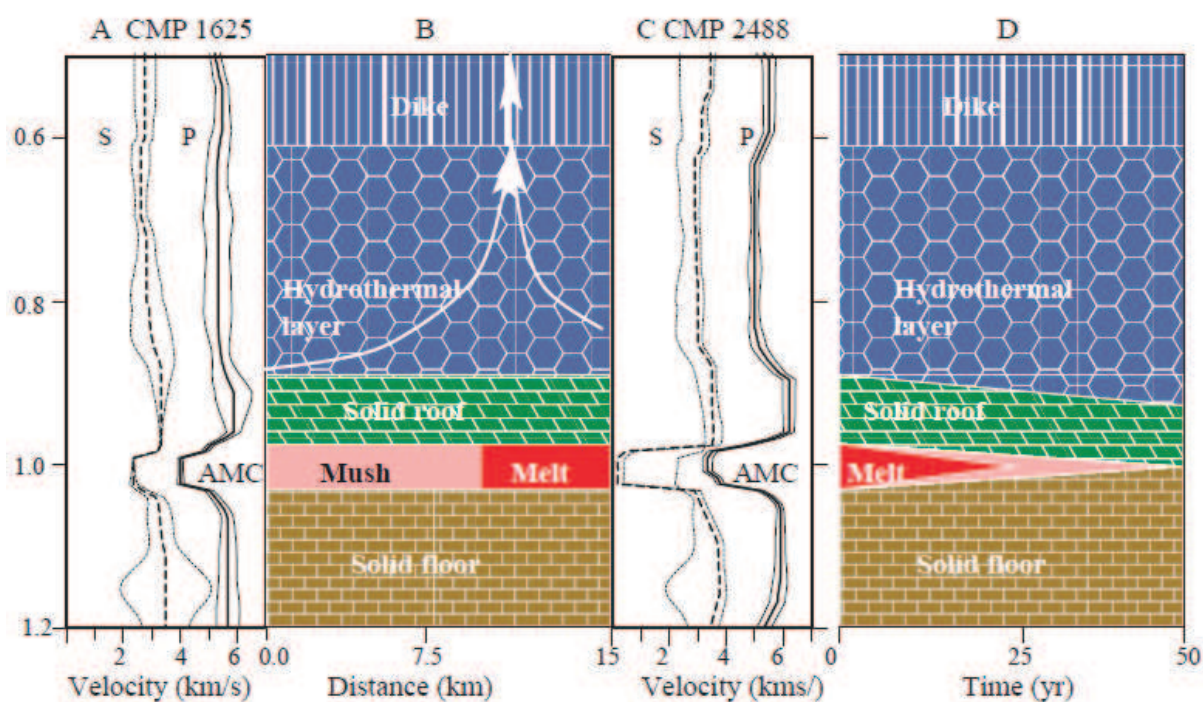


Figure 13 : modèle schématique de croûte océanique le long de l'axe de l'EPR associé avec un modèle 1D des vitesses sismiques (Singh et al., 1995),

Des microséismes situés juste au-dessus de la lentille magmatique ont été enregistrés à 9° 50'N à l'EPR (Tolstoy et al., 2008) dans une zone où aucun réflecteur sismique n'a été imagé. La formation de micro-cracks thermiques due à la pénétration de l'eau de mer à proximité de la lentille magmatique est interprétée comme la source de ces microséismes (Tolstoy et al., 2008) (Figure 14). Ces deux études de microsismicité à l'EPR montrent que des fluides circulent à proximité de la chambre magmatique. Compte tenu des températures de ces formations, on envisage, donc, que des fluides proches des conditions supercritiques peuvent exister dans la croûte océanique.

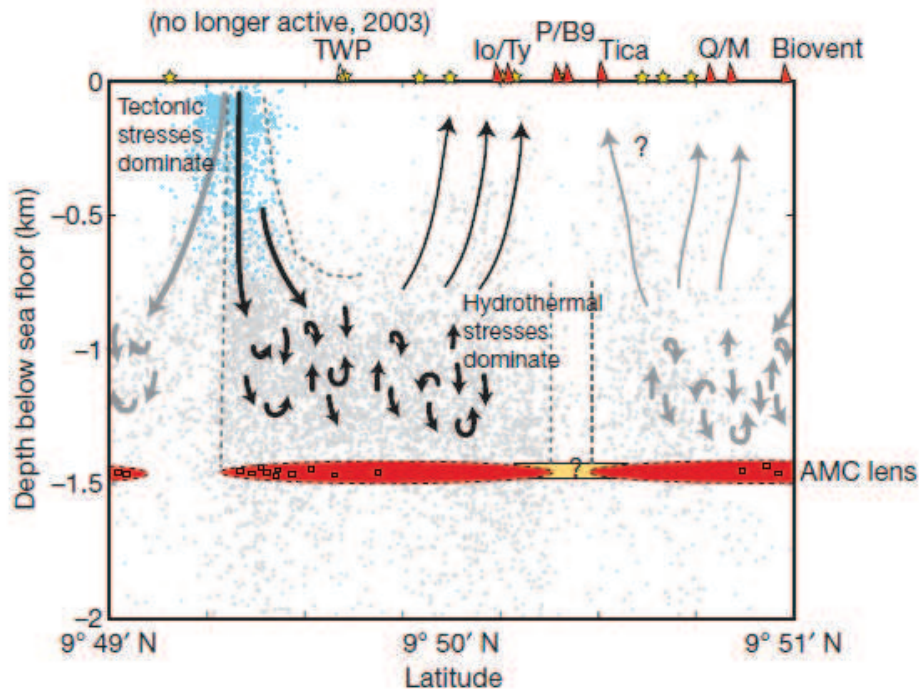


Figure 14 : profil le long de l'axe de l'EPR entre 9°49N et 9°51 (Tolstoy et al., 2008). AMC : « axial magma chamber », i.e. Lentille magmatique .Points bleus microséismes localisés où les contraintes tectoniques régionales sont dominantes. Points gris : microséismes localisés où les contraintes « hydrothermales » (contraintes thermiques) sont dominantes. Triangles rouges : résurgences haute température. Etoiles jaunes : résurgences basse température.

En Islande, la récurrence des séismes jusqu'à 5 km sous les zones volcaniques actives (Reykjanes, Hengill, Krafla) laisse penser que les roches se déforment de manière fragile jusqu'à cette profondeur et donc, qu'une circulation hydrothermale pourrait exister à des températures compatibles avec un fonctionnement supercritique du réservoir géothermal (Tsuchiya et Bignall, 2002). En effet, les déformations fragiles des roches peu poreuses sont souvent associées à des augmentations de porosité et de perméabilité (voir chapitre 3). L'étude de faisabilité du projet IDDP s'est notamment fondée sur cette répartition de la sismicité en profondeur (Fridleifsson et Eders, 2005) (Figure 15).

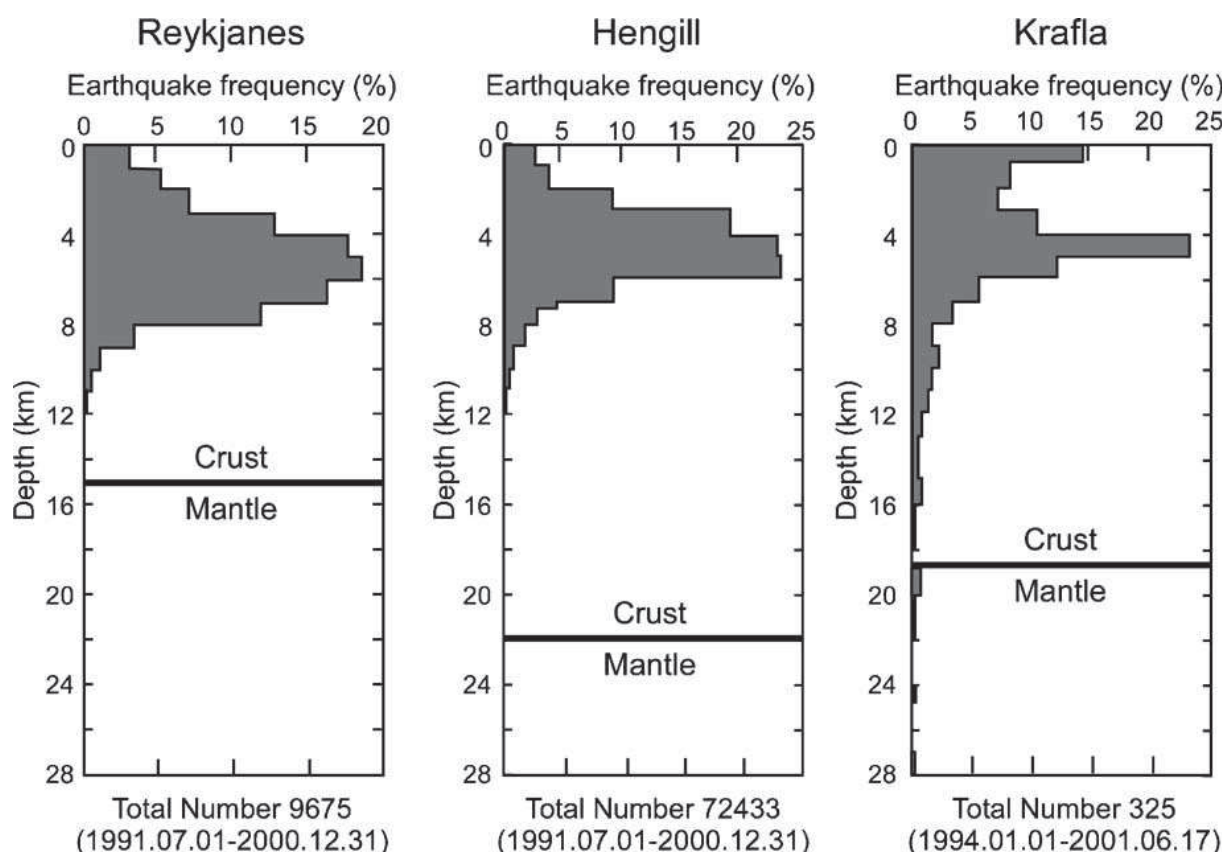


Figure 15 : récurrence des séismes avec la profondeur au niveau de Reykjanes, Hengil et krafla (Islande) Fridleifsson et Elders (2005).

✓ Observations géophysiques en forage et en laboratoire

A plus petites échelles (échelle du forage et du laboratoire), les propriétés physiques et mécaniques des roches sont également utilisées pour caractériser la topologie de la porosité. Elles fournissent indirectement des informations sur la connectivité du réseau poreux et donc, sur la perméabilité des roches. Pratiquement toutes les propriétés physiques des roches dépendent de la structure de leur porosité. Il existe, donc, une large gamme de techniques et de méthodes permettant de caractériser la topologie de la porosité à la fois en laboratoire à l'échelle du pore (échelle millimétrique) et en forage à l'échelle centimétrique (pour les images de parois de puits) et métrique (pour les mesures scalaires, ou encore appelées diagrapie).

La propriété physique probablement la plus utilisée est la conductivité électrique car elle présente un domaine de variation très important de 10^{12} Sm^{-1} (pour un métal) à 10^{-12} Sm^{-1} (conductivité d'un bon isolant) (Gueguen et Palciauskas, 1992), et une bonne sensibilité aux paramètres environnementaux comme la température ou la nature du fluide circulant au sein du réseau poreux. Elle peut être facilement

associée aux observations pétrologiques telles que l'altération (voir chapitre 5) et elle est mesurable à différentes échelles, notamment grâce aux outils de mesures en forage (e.g. Pezard, 1990) ou de géophysique à grande échelle (Flovenz et al., 1985)

Une analyse combinée des propriétés électriques sur carottes et des profils géophysiques en forage venant du Site DSDP/ODP 504, a par exemple, permis de relier les structures, aussi bien lithologiques que tectoniques, aux circulations de fluides et au champ de contrainte *in situ* (Pezard, 2000).

L'étude des propriétés électriques des roches est souvent combinée avec celle des propriétés acoustiques. Les vitesses acoustiques des ondes P et S s'expriment en fonction de la densité du milieu et de ses constantes élastiques. Les constantes élastiques et la densité dépendent de la lithologie de la porosité, de l'état de saturation des roches, et des paramètres environnementaux tels que la température et la pression (Gueguen et Palciauskas, 1992). Cette propriété est sensible à l'orientation des constituants de la roche comme les minéraux ou les pores (voir chapitre 4). Elle est, donc, très utilisée pour étudier l'anisotropie dans un milieu. Au Site ODP 735, ride sud ouest indienne, une analyse combinée des propriétés acoustiques et électriques des gabbros carottés a permis de montrer une bi modalité de la porosité des échantillons. Cette bimodalité est interprétée comme liée à des variations de déformation et d'altération avec la profondeur (Ildefonse et Pezard 2001).

2.5 Questions clefs

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que les évaluations de la perméabilité de la croûte étaient difficiles et peu fréquentes, en particulier dans la zone profonde du réservoir. Nous avons également vu que de nombreuses méthodes/études qualitatives permettaient d'apporter des éléments de réponse sur l'organisation de la perméabilité dans cette zone. Cependant, ces études apportent, d'une part, des modèles contrastés concernant la limite de circulation des fluides. En effet, les modèles géophysiques n'ont pas permis d'imager les structures qui soutiennent la circulation mais suggèrent que la circulation s'effectue à proximité des chambres magmatiques à très haute température, alors que la température de stabilité des minéraux d'altération hydrothermale ne dépasse que rarement 500 °C. D'autre part,

l'évolution temporelle et spatiale de la perméabilité n'est presque jamais abordée par ces études.

Les principales questions qui ont, donc, motivé cette étude sont :

- Quelle est la profondeur du réservoir hydrothermal perméable et donc, quelle est la profondeur maximale de circulation des fluides ?
- Comment s'organise la circulation hydrothermale en profondeur, c'est-à-dire au travers de quels types de structure circulent les fluides hydrothermaux ?
- Quel est l'effet de l'altération des roches sur la circulation hydrothermale ?

2.6 Objectifs de la these

2.6.1 Profondeur de circulation des fluides hydrothermaux : apport de la mécanique des roches.

La transition rhéologique fragile/ductile est souvent décrite comme à une limite de perméabilité et est associée à la profondeur maximale à laquelle les fluides hydrothermaux peuvent circuler (Figure 16). De nombreux auteurs ont, en effet, montré que la déformation fragile et en particulier, la déformation cataclastique est un phénomène dilatant pour les roches de faible porosité (e.g. Zhu and Wong, 1996 ; Zoback and Byerlee, 1975 ; Peach and Spiers, 1996 ; Stormont and Daemen, 1992, 2003 ; Zhang et al., 1994).

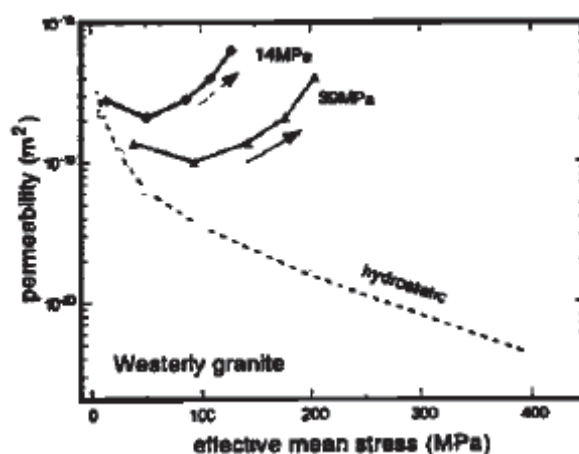


Figure 16 : évolution de la perméabilité pendant la déformation fragile d'un granite (porosité <3%) (Zhu and Wong, 1996) (D'après Zoback and Byerlee, 1975)

L'étude de cette transition permet, donc, de pallier à l'absence d'observations. En effet, ni les observations géophysiques grandes échelles, ni les modèles numériques, ni les observations petro-géochimiques ne s'accordent sur la profondeur maximale de circulation des fluides (voir § 2.4). Une étude mécanique de la transition fragile/ductile des basaltes devrait, donc, permettre d'estimer la profondeur de circulation des fluides dans des réservoirs hydro-géothermaux, à conditions de pouvoir extrapoler les résultats issus du laboratoire à l'échelle spatiotemporelle du réservoir. Nous avons alors choisi au cours de cette thèse de conduire en laboratoire, une série de tests mécaniques triaxiaux à haute pression de confinement, haute température et en présence de pression de pore sur trois basaltes différents afin de caractériser cette transition, et d'établir sous quelle condition pression/température elle intervient. A l'axe des dorsales océaniques, coexistent les basaltes qui constituent la couche 2A et les dolérites qui constituent la couche 2B (voir § 2.1.2). Nous avons choisi d'étudier les basaltes plutôt que les dolérites car ils représentent la lithologie la plus abondante des croûtes océaniques épaissies, c'est à dire formée par l'accumulation de coulées volcaniques successives, comme c'est le cas en Islande (Kaban et al., 2002) (voir Figure 8)

2.6.2 Caractérisation des conduits des fluides hydrothermaux : apport de la pétrophysique.

La conductivité électrique est un paramètre physique mesurable à l'échelle du réservoir géothermique à terre et en mer, notamment grâce aux outils de mesures en forage (e.g. Pezard, 1990) et de géophysique à grande échelle (Flovenz, et al., 1985). Elle est dépendante de la température, de la présence de fluides, de la porosité de la roche, de la topologie de l'espace poreux (e.g. Archie, 1942), ainsi que de l'altération de la roche. La résistivité électrique peut, donc, donner des informations majeures concernant la nature du réservoir hydrothermal ou géothermique, à condition que cette propriété et ses variations en fonction des conditions physico-chimiques soient bien connues. Une analyse des mesures en forage et magnéto tellurique n'est, donc, possible que si nous disposons de données expérimentales fiables.

Dans un premier temps, des mesures de conductivités électriques et de vitesses acoustiques ont été effectuées à pression et température ambiantes sur des échantillons provenant de la zone de racine du complexe filonien du puits IODP 1256D. Le forage IODP 1256D a permis d'échantillonner *in situ* pour la première fois une portion complète de croûte océanique supérieure allant du complexe effusif jusqu'aux premiers gabbros supérieurs (Wilson et al., 2006). Puis, sur la base, d'un long développement expérimental, la résistivité électrique des roches a été étudiée en fonction de la pression de fluide, de la température, de la microstructure des roches. Les premières mesures en conditions supercritiques ont été effectuées sur des échantillons de basaltes islandais, représentant la variabilité lithologique de la croûte océanique supérieure islandaise.

Chapitre 3 :

Déformation expérimentale des
basaltes sous conditions « croûte
océanique » (HP, HT)

CHAPITRE : 3 DEFORMATION EXPERIMENTALE DES BASALTES SOUS CONDITIONS CROUTE OCEANIQUE (HP, HT).

Cette étude vise à comprendre le comportement mécanique des basaltes afin de préciser le comportement rhéologique de la croûte océanique supérieure. Le basalte est, en effet, la roche la plus abondante de la croûte océanique supérieure et particulièrement, en Islande où la croûte est très épaisse (8 à 15 km) du fait de la présence d'un point chaud. Nous nous focaliserons sur la transition entre l'état fragile et ductile, souvent associé à une zone de variations importantes de la porosité et de la perméabilité des milieux géologiques.

3.1 Rhéologies de la lithosphère océanique

Pour mieux comprendre la dynamique de la circulation hydrothermale, considérons une question fondamentale : à quelles pression et température maximales les fluides hydrothermaux peuvent-ils pénétrer par un front de fissure aux dorsales médio-océaniques (Lister et al., 1974)? Au-delà de cette profondeur, la prospection pour l'extraction de fluides supercritiques pour la géothermie est inutile. Les fissures et fractures contrôlent la perméabilité de la croûte océanique, offrant des chemins préférentiels pour les fluides hydrothermaux et le magma (e.g. Norton et Knapp, 1977 ; Lowell et al., 1995 ; Singh et al., 1999 ; Tolstoï et al., 2008). Une réponse partielle à cette question peut être fournie par la détermination de la profondeur de la transition fragile/ductile. Cette limite est souvent considérée comme une zone de décroissance importante de la perméabilité (e.g. Zhu et Wong, 1997 ; Zoback et Byerlee, 1975 ; Peach et Spiers, 1996 ; Stormon e Daemen, 1992, 2003 ; Zang et al., 1994) (Figure 16). Pour les roches de faibles porosités, la perméabilité est fortement liée à la porosité. La fracturation fragile où le fluage cataclastique est souvent

accompagné d'un phénomène de dilatation, qui entraîne la formation de micro-fractures qui ont pour conséquence d'augmenter la porosité et la connectivité entre les pores, et donc d'augmenter la perméabilité. A l'opposé, la déformation plastique est souvent accompagnée d'un phénomène de compaction et a pour effet de réduire la perméabilité (Figure 16).

Notre compréhension actuelle du fonctionnement de la circulation hydrothermale aux rides médio-océaniques est étroitement liée à la formulation de modèles thermomécaniques de la lithosphère océanique (e.g. Sleep et Rosendahl, 1979 ; Morgan et al., 1987 ; Morgan et Chen, 1993 ; Shaw et Lin, 1993 ; Hirth et al., 1998 ; Stein et Stein, 1994). Ces modèles sont construits à partir des propriétés mécaniques des matériaux qui sont estimées par des données sismiques et thermiques. Deux principaux paramètres sont pris en compte dans ces modèles : la différence entre le flux de chaleur mesuré et le flux de chaleur théorique à l'axe de la dorsale et la profondeur du réservoir perméable. Suivant les modèles, 10 à 30% de la chaleur de la croûte océanique est évacuée par circulation hydrothermale à l'axe des dorsales (croûte < 1Ma) (Stein et Stein, 1994 ; Fontaine et al., 2008) .

L'établissement des lois de fluages s'avère déterminant pour comprendre ces modèles. Ils permettent, en effet, d'extrapoler les résultats mécaniques obtenus en laboratoire, aux conditions (pression, température, vitesse de déformation) de la lithosphère. Fréquemment, les modèles rhéologiques de la lithosphère océanique ne considèrent que deux éléments : la croûte océanique fine et fragile et le manteau sous-jacent nettement, plus résistant (Chen et Morgan, 1990). Cependant, certaines études montrent l'existence d'une croûte profonde ductile plus résistante que le manteau lithosphérique (Mackwell et al., 1998). De nombreuses études se sont intéressées aux propriétés rhéologiques des péridotites, étant donnée leur importance dans les mécanismes de convection mantellique (e.g. Avelallemant, 1980 ; Hirth et Kohlstedt, 2004). Contrairement, très peu d'études se sont intéressées aux propriétés rhéologiques de la croûte océanique où seule la déformation à haute température des diabases a été relativement bien contrainte. Ce manque de données est en partie dû à la difficulté de choisir un échantillon approprié. La plupart des gabbros de la croûte inférieure ont des tailles de grains qui sont trop grandes pour être étudiées dans les appareils classiques de déformation, et la plupart des basaltes contiennent trop de verre ou sont beaucoup trop poreux pour

fournir des lois de fluage réalistes. En effet, les différences essentielles entre basaltes, diabases et gabbros sont, la taille des cristaux, le rapport entre la fraction cristallisée et non cristallisée, et l'arrangement textural des cristaux.

La plupart des recherches expérimentales ont mis l'accent sur les agrégats monophasés de minéraux et sur les monocristaux. Des lois de fluage ont été établies pour les monocristaux de plagioclases (Borg et Heard, 1969, 1970 ; Marinshall et MacLaren, 1977a, 1977b) et pour les agrégats de feldspaths (Tullis et Yund, 1980, 1987 ; Dell'Angelo et al., 1987 ; Dell'Angelo et Tullis, 1988 ; Rybacki et Dresen, 2004) afin de caractériser les déformations par fluage dislocation, maclage et fluage diffusion. Des lois de fluage sur des monocristaux de pyroxène ont été établies afin de déterminer les mécanismes de maclage (Ave et Lallement, 1978 ; Kolle et Blacic, 1982, Kirby et Kronenberg, 1984). Les lois de déformation par fluage dislocation et diffusion ont été généralement établies sur des agrégats monophasés de pyroxènes (Bystricky et Mackwell, 2001 ; Mauler et al., 2000 ; Dimanov et al., 2003 ; Dimanov et Dresen, 2005 ; Al Moghadam et al., 2010). Il en est de même pour l'olivine : les lois de fluage par dislocation ont été établies, soit sur monocristaux (Kohlstedt et Goetze, 1974 ; Bai et al., 1991 ; Ratteron et al., 2007), soit sur échantillons de dunite ou des poly cristaux synthétiques (Goetze et Brace, 1972 ; Weertman, 1975 ; Zimmerman et Kohlstedt, 2004).

Il existe, cependant, quelques rares études sur les phases multi-minérales ; basaltes, diabases et gabbros (Kroneneberg et Shelton, 1980 ; Shelton et al., 1981 ; Caristan, 1982 ; Shimada, 1989 ; Hacker et Christie, 1992 ; Mackwell et al., 1998 ; He et al., 2003). Ces études ont souvent été réalisées à très haute température, très haute pression, loin des conditions de croûte océanique. Hacker et Christie (1992), fournissent des informations sur la rhéologie des basaltes vitreux dans les conditions de transition fragile et ductile, mais à très haute pression (> 1 GPa). Les expériences de déformation sur la diabase Maryland de Mackwell et al., (1998) et Caristan (1982) fournissent des informations rhéologiques sur les diabases, mais seulement à haute température (> 900 °C). De plus, nombreuses de ces études couvrent un seul des modes de déformation : fragile (Schultz, 1993) ou ductile (Mackwell et al., 1998). Enfin, certaines études (Mackwell et al., 1998 ; Caristan, 1982) allient peu l'examen détaillé des microstructures aux données mécaniques.

Au cours de cette thèse, nous avons, donc choisi d'étudier les propriétés rhéologiques des basaltes sous condition croûte océanique, dans des conditions de déformation fragile et ductile, c'est à-dire avec une pression de confinement comprise entre 100 à 300 MPa, une température comprise entre 400 °C à 1050 °C et une pression de fluide comprise entre 0 à 50 MPa. Trois échantillons ont été sélectionnés pour leur faible porosité (<3%), leur variété de composition (basalte vitreux/ basalte non vitreux), leur degré d'altération (basalte frais/ basalte altéré) et leur variation de texture. Le choix d'étudier les basaltes plutôt que les dolérites ou gabbros a été dicté par l'envie de comprendre la rhéologie d'une croûte océanique supérieure épaissie au niveau l'Islande.

3.2 La transition fragile/ ductile dans la croûte océanique islandaise.

L'un des objectifs les plus importants du projet IDDP (voir Chapitre 1 est d'étudier la perméabilité des réservoirs géothermaux supercritiques en Islande. L'estimation de la pression et de la température de la transition fragile/ductile est donc un point essentiel dans la compréhension de la perméabilité de ces réservoirs (voir § 3.1). Elle est actuellement contrainte par des données sismiques (Fridleifsson et Elders, 2005; Bjornsson, 2008). En effet, la limite basse de la zone sismogénique (zone où plus de 90% de la sismicité est enregistrée) est considérée comme la profondeur à laquelle s'effectue la transition fragile/ductile. Fridleifsson et Elders (2005) estiment cette profondeur à environ 5-7 km sous les zones de Reykjanes Hengill et Krafla, c'est- à -dire à une température comprise entre 550 et 650 °C (Voir Figure 15). Bjornsson (2008) associe la limite de la zone sismogénique avec l'isotherme 750 °C dans la zone SISZ (South Iceland Seismic Zone) (Figure 17). La zone sismique sud-islandaise est située dans le Sud-Ouest de l'Islande, à la jonction de trois segments de rift d'agencement très complexe.

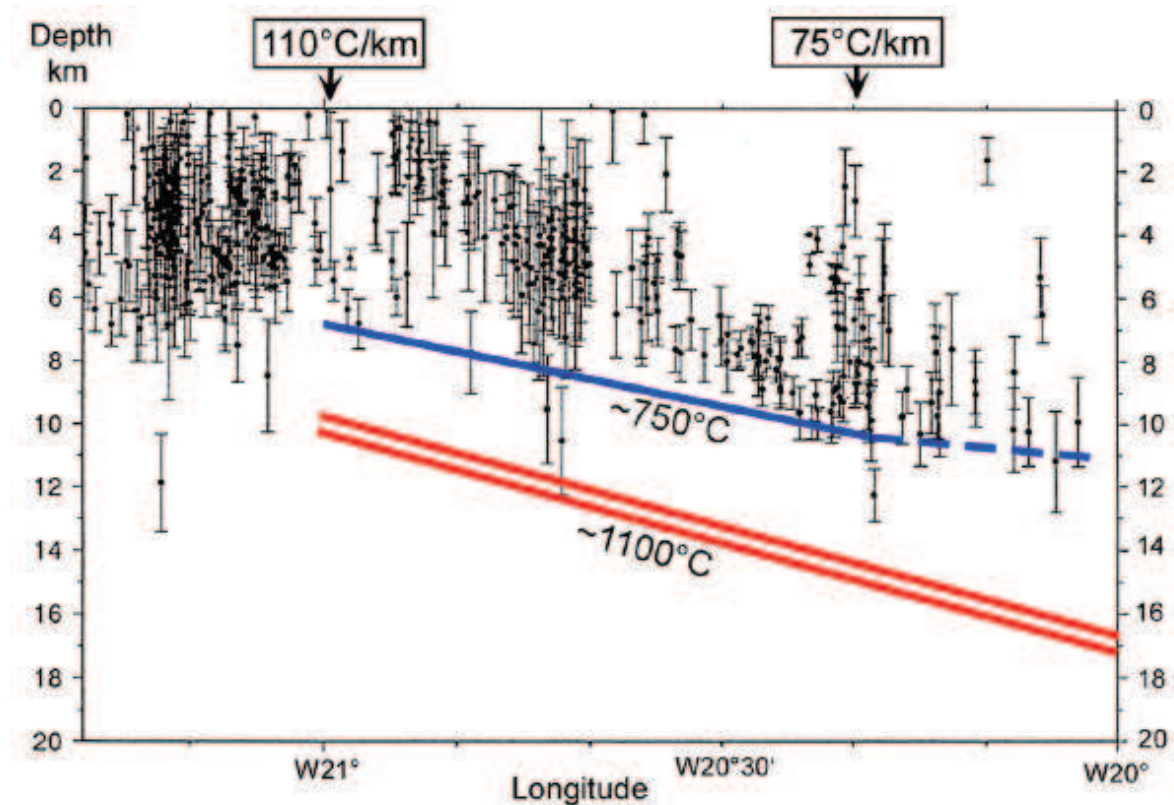


Figure 17 : corrélation entre la profondeur maximale des séismes (ligne bleue) et le gradient géothermique, ligne rouge : structure électriquement hautement conductrice (Bjornsson, 1998).

Bjarnason et al. (1994) montrent également que la sismicité au niveau de la péninsule de Reykjanes s'arrête vers 6 km de profondeur et qu'elle est associée avec une zone de faible vitesse des ondes S interprétée, comme la présence d'un fluide. La température d'arrêt de la sismicité est estimée à 650 ± 50 °C dans la zone Sud Ouest du rift islandais (Foulger, 1995). La base de la zone sismogénique de la croûte océanique est estimée entre 600 °C et 800 °C dans la croûte océanique (Chen et Molnar, 1995 ; Bergam et Salomon, 1984). A titre de comparaison, la base de la zone sismogénique de la croûte continentale est estimée entre 250 et 450 °C (Chen et Molnar, 1995).

3.3 Méthodes : l'appareil de Paterson

3.3.1 Principe général

La presse de Paterson a été conçue par Mervyn Paterson durant les années soixante-dix, à l'Université Nationale d'Australie (Paterson, 1990). Nous disposons,

au laboratoire Géosciences Montpellier du deuxième modèle commercialisé (Pi II). Le principe de l'appareil de Paterson repose sur l'association d'une enceinte haute pression, à chauffage interne, couramment utilisée en pétrologie expérimentale (Edgar, 1973), et d'un système assurant une déformation axiale. Des modèles récents permettent, désormais, de réaliser des tests en torsion (e.g. Paterson et Olgaard, 2000). La pression de confinement est assurée par un gaz inerte, l'argon, et peut atteindre 700 MPa. Cependant, la presse est utilisée en routine jusqu'à 300 MPa, les risques de fuites et d'endommagement de l'appareil étant plus importants à haute pression. L'enceinte haute pression a un très grand volume et permet de travailler sur des échantillons de taille suffisante (20 mm de longueur sur 10 mm de diamètre) et d'utiliser des fours atteignant 1300 °C. La presse de Paterson utilise un capteur de force interne situé dans l'enceinte haute pression, ce qui élimine tous les problèmes de frottements liés aux nombreux joints d'étanchéité situés sur le piston de déformation. Le piston de déformation pénètre dans l'enceinte haute pression, dans sa partie inférieure. Le système mécanique activateur est externe ; il est situé juste en dessous de l'enceinte haute pression. La principale difficulté du système est d'assurer l'étanchéité de l'enceinte haute pression autour de ce piston de déformation.

Les avantages du système de Paterson sont nombreux par rapport aux autres appareils de déformation utilisés en géologie :

- une pression de confinement isostatique,
- un four haute performance qui assure un gradient inférieur à 2 °C sur toute la hauteur de l'échantillon (2 cm),
- une température mesurée directement au niveau de l'échantillon par l'intermédiaire d'un thermocouple,
- et un capteur de force interne qui mesure la charge axiale au contact de l'échantillon. Il n'y a pas de frottements parasites entre l'échantillon et le capteur. Ce capteur est le point le plus sensible de l'appareil.

L'appareil de Paterson présente aussi des inconvénients :

- le risque d'explosion, qui n'est pas à négliger. Tout le système haute-pression est enfermé dans une « armoire » en acier afin de protéger l'utilisateur contre d'éventuels projectiles. Cependant, les risques les plus importants sont la projection du thermocouple, et le bruit lié à une fuite importante à haute pression.
- une pression de confinement limitée : cet appareil est très bien adapté à l'étude des processus cristaux, mais demeure limité pour étudier l'effet de la pression sur la déformation des matériaux plus profonds, en particulier les matériaux du manteau.

3.3.2 Description de l'appareil

Un schéma synoptique de l'appareil est donné (Figure 18). La presse est composée de trois ensembles principaux : 1) l'enceinte haute pression associée à une pompe pneumatique et à une pompe multiplicatrice de pression, 2) le système mécanique qui permet le déplacement du piston de déformation, 3) un ensemble de capteurs qui mesurent les déformations de l'échantillon (en μm) et la charge qui lui est appliquée (en N).

Les diverses commandes de l'appareil sont rassemblées sur sa face avant, vannes du circuit haute pression, vannes de pression fluide, commande des pompes, commande et régulation de la température, affichage des capteurs (forces, déplacements) (Figure 18). L'utilisateur a devant lui toutes les commandes de l'appareil et peut réagir à tout moment.

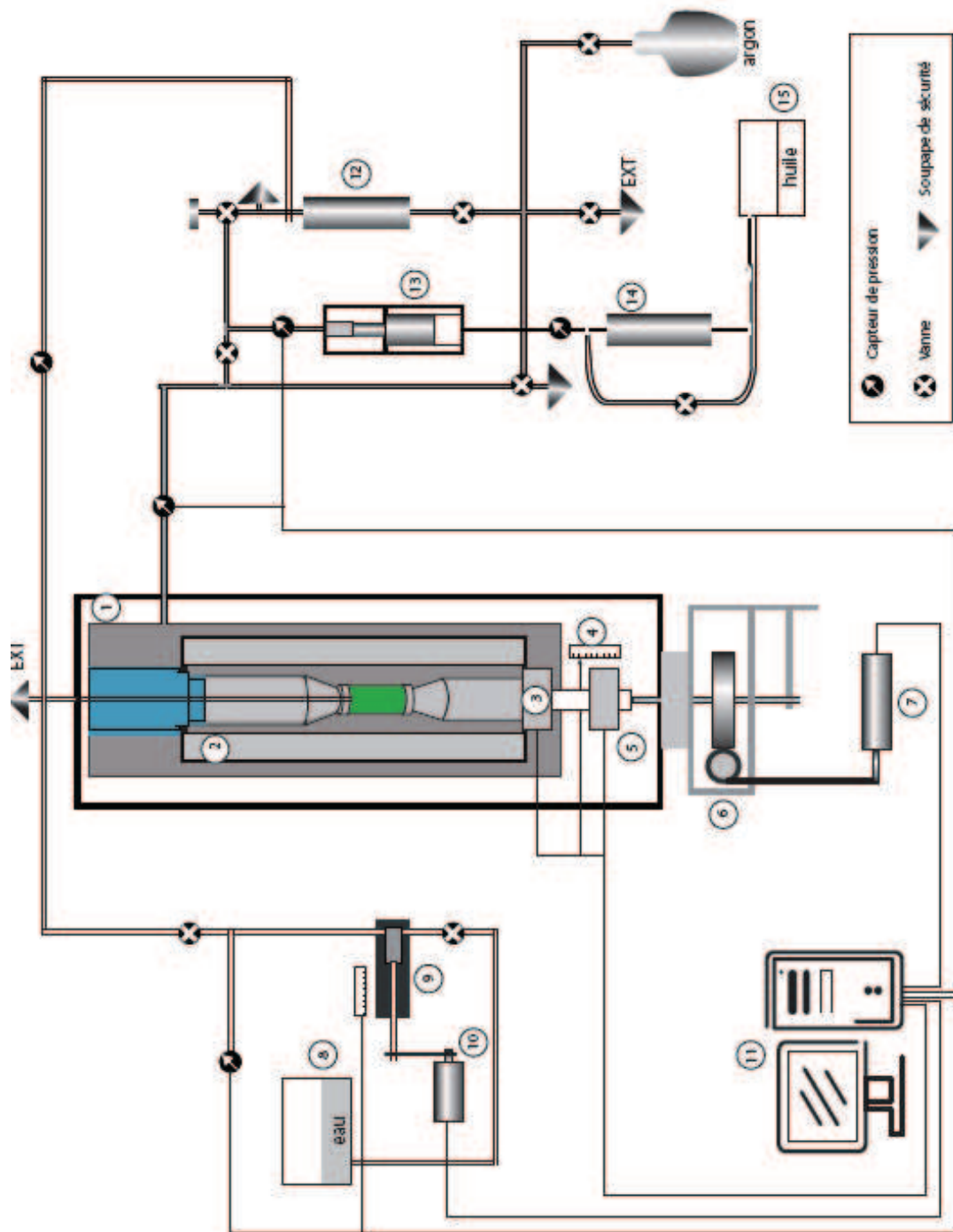


Figure 18 : schéma synoptique de l'appareil de Paterson, presse Paterson de Montpellier. Sont représenté: l'enceinte haute pression (1) le four (2). L'activateur mécanique (6) et le moteur (7). L'ensemble du circuit haute pression (bouteille d'argon, pompe primaire (12), amplificateur haute pression (13). Le circuit de pression fluide : réservoir (8), pompe (9), avec son servo moteur (10) et liaison avec l'échantillon). Les divers capteurs : force interne (3), externe (5), pression, température, déplacement (14). Le circuit électronique d'acquisition des données (11)

L'enceinte de pression est un cylindre de 1 m de hauteur, de 26 cm de diamètre extérieur, et de 6,5 cm de diamètre interne. L'enceinte est fermée, au sommet, par deux bouchons vissants et, à sa base, par le piston principal de déformation (partie mobile) (Figure 19). L'étanchéité est exclusivement assurée par des joints toriques associés à des joints métalliques anti-extrusions. A l'intérieur de l'enceinte, se trouve le four, l'assemblage de déformation et le piston de déformation associé au capteur de force. Une particularité de la conception de la presse Paterson est que le déplacement du piston de déformation dans le milieu de confinement ne modifie pas la pression de confinement et ce, grâce à une chambre de compensation, sous haute pression, qui maintient constant le volume sous pression.

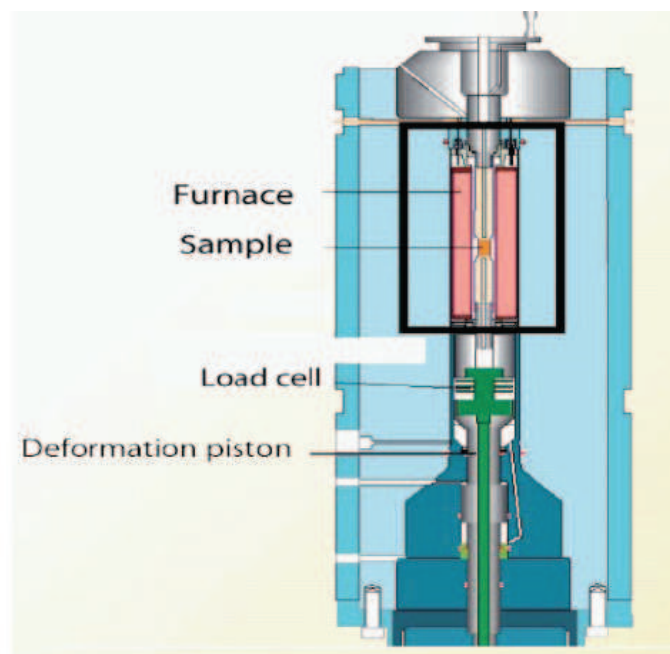


Figure 19 : l'enceinte de haute pression presse Paterson de Montpellier.

3.3.2.1 Pression de confinement et pression de pore

La pression de confinement est assurée par de l'argon commercial. L'argon à la sortie de la bouteille, est comprimé, dans l'enceinte haute pression en deux étapes par un ensemble de pompes. Une pompe pneumatique primaire, le « Gas Booster », fonctionnant à l'air comprimé, amène la pression dans l'enceinte, à une pression d'environ 100 MPa. Après avoir isolé la pompe pneumatique primaire à l'aide d'une vanne, une pompe pneumatique secondaire injecte de l'huile dans un « Intensifieur ». Ce dernier permet d'augmenter la pression de confinement de 100 MPa à la pression souhaitée. Au cours d'une expérience, la pression est, tout

d'abord, augmentée jusqu'à quelques dizaines de MPa en dessous de la pression voulue, la température assurant la montée en pression manquante. La pression est ajustée de façon manuelle à la pression voulue, en particulier lorsque des petites fuites sont observées.

La pression de confinement est mesurée en différents points du circuit haute pression par des capteurs analogiques. Un manomètre mécanique est utilisé pour calibrer et contrôler les différents capteurs associés à leurs systèmes électroniques, ces derniers présentant quelques fois des dérives avec le temps. La pression de confinement est déterminée avec une précision de ± 3 MPa.

Le système de pression de pore a pour but de contrôler la pression de pore à l'intérieur de l'échantillon au cours des expériences. Un injecteur de fluide a été développé, au cours de cette thèse. La pression de pore peut être assurée par tous types de fluides, liquides, gaz, et fluides corrosifs, grâce à l'utilisation d'une pompe 1000 bars de marque Top Industry, construite en Asltelloy C22. L'accès à l'échantillon se fait par le sommet de la presse, le piston d'étanchéité supérieur ayant été adapté pour accueillir un tube d'alimentation de fluides, sous haute pression. Le thermocouple est glissé dans ce tube d'alimentation. Un raccord en T de jonction est utilisé entre le tube et la tuyauterie de la pression fluide. Le thermocouple est brasé sur une pièce vissée sur le raccord en T. L'injecteur de pression fluide est composé d'un réservoir de fluide (réservoir d'eau ou bouteille d'argon), de la pompe, et d'un servomoteur associé à une vis-à-bille permettant de contrôler la rotation du moteur avec une bonne précision, tout en limitant l'usure des pièces mécaniques. Un capteur de déplacement permet de mesurer le déplacement du piston de la pompe et donc, les variations de volume des fluides, lors des expériences. La précision de capteur est de 3 μm . La pression maximale est limitée par la capacité de la pompe, ici 100 MPa. Une pompe 400 MPa du même fabricant peut être aisément insérée sur ce même système. Trois capteurs de pression 0-1400 bars placés en différents points du circuit, permettent de mesurer la pression avec une précision inférieure à 1 MPa.

La pression de pore est contrôlée automatiquement par ordinateur par l'intermédiaire d'un programme développé sous Labview. Ce dernier permet de réguler la pression,

ou de réguler le déplacement du piston de la pompe, donc le volume de fluide. La pression est régulée à $\pm 0,1$ MPa.

3.3.2.2 Four et capteur de température

Pour les expériences de déformation, un four commercialisé par Paterson a été utilisé. Il s'agit d'un tube d'alumine le long duquel sont réparties trois zones de chauffage indépendantes (alimentation électrique et réglage des puissances séparés), contrôlées séparément afin de limiter les gradients thermiques présents sur l'échantillon. Chacune des résistances est fabriquée à l'aide de fil de molybdène de différentes longueurs et est liée à un thermocouple de contrôle situé à son contact. Les fours, réalisés au Laboratoire Géosciences Montpellier, ne disposent pas de thermocouples associés aux enroulements. Tandis que le four « Paterson » est rempli de céramique massive, les fours fabriqués au laboratoire sont isolés par de la laine d'alumine comprimée. Cette dernière limite la dissipation de la chaleur vers l'extérieur, ce qui rend meilleures les performances des fours construits au laboratoire. Lorsque le four est détruit, il suffit de retirer cette laine afin de récupérer et réutiliser l'ensemble des pièces pour la construction d'un futur four (céramiques usinées et enveloppes métalliques). La mesure de la température se fait à l'aide de thermocouples de type N gainés de marque Omega (alliages Nickel-Chrome-silicium/nickel-silicium-magnésium). En cours d'expérience, le thermocouple est toujours placé au contact de l'échantillon dans une zone de gradient de température nul et peut être utilisé jusqu'à des températures de 1200 °C. La précision de la mesure est de ± 3 °C. Le gradient de température présent dans la zone où se situe l'échantillon est ajusté avant les expériences, et régulièrement contrôlé au cours de la vie du four. Pour cela, on utilise un assemblage de calibration, constitué de pistons percés de nature strictement similaire à ceux qui sont utilisés lors des expériences de déformation (Figure 22) et d'un échantillon fictif d'alumine. Ces pièces sont percées pour permettre le déplacement du thermocouple et donc, la mesure de température en tous points de l'assemblage. La calibration consiste à régler, grâce à des potentiomètres, les puissances électriques respectives des trois enroulements de sorte que le gradient de température soit minimal à l'emplacement de l'échantillon. Les réglages ainsi obtenus par calibration sont utilisés lors des expériences, le four présentant des caractéristiques très reproductibles pour des conditions de pression-température données, et ce sur un grand nombre d'expériences consécutives.

Cependant, le four ayant des caractéristiques très variables en fonction de la température et de la pression (effet des transferts de chaleur radiatifs ou convectifs très variables par exemple), une calibration doit être réalisée pour tout type de conditions pression-température envisagées dans les expériences (Figure 20).

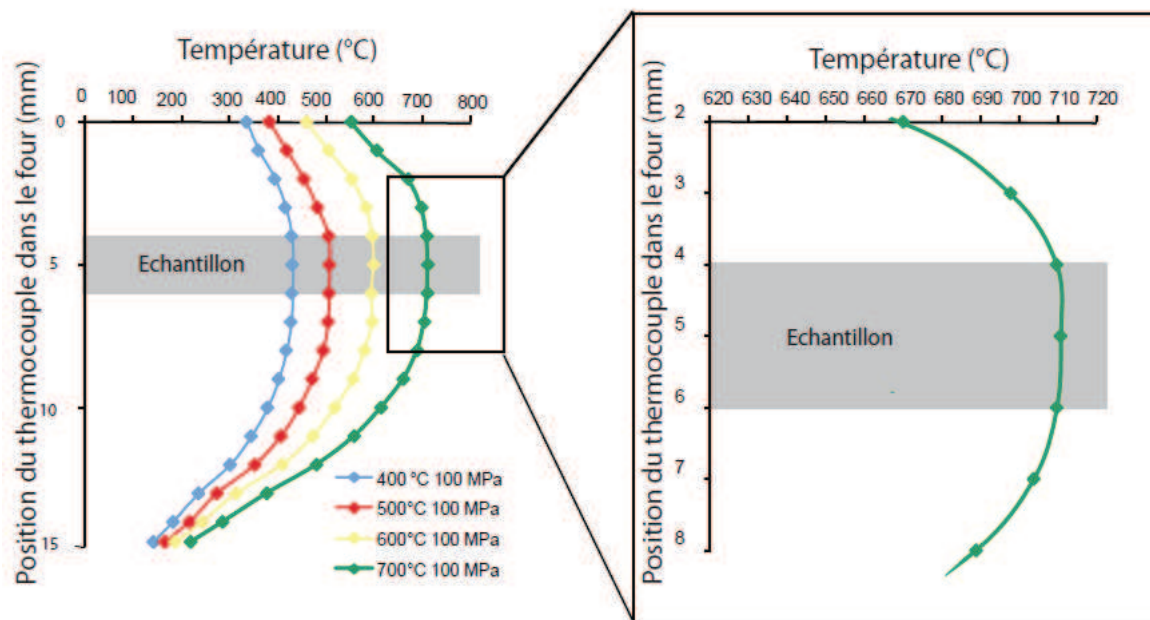


Figure 20: gradient de température dans le four commercial de Paterson après sa calibration.

3.3.2.3 Piston de déformation

Il est situé sous l'enceinte haute pression, et fixé à l'appareil. Le système est composé d'un servomoteur à courant continu. La vitesse de rotation du moteur dépend de la tension (0 -10 V) qu'on applique en entrée du régulateur électronique. Un logiciel d'acquisition des données et d'asservissement écrit sous Labview intervient également dans la régulation du moteur. Pour contrôler précisément la position du piston, la presse Paterson de Montpellier est équipée de deux capteurs de déplacement montés en parallèle. Ils sont situés sur le piston de déplacement au plus près de l'enceinte haute pression, mais sont externes à l'enceinte. Le premier a une course de mesure de 20 mm et précision de ± 5 microns, le second à course de 2 mm et une précision bien meilleure de l'ordre de 0,5 micron. La précision du capteur 20 mm est insuffisante pour travailler à très faible vitesse comme lors des tests de relaxation des contraintes. C'est pour cela que nous utilisons systématiquement le capteur 2 mm qui a une précision bien meilleure que 1 μm .

3.3.2.4 Capteur de force

La mesure de la contrainte axiale appliquée sur l'échantillon est le paramètre le plus important à mesurer. Le problème le plus difficile à résoudre est de s'affranchir des frottements du piston de déformation contre les joints d'étanchéité dans l'enceinte haute pression, lors de son déplacement. La meilleure solution est d'utiliser un capteur interne. Ce dernier doit résister à la pression de confinement et doit transmettre les informations vers l'extérieur.

Le capteur interne est composé d'un cylindre en acier dont on mesure la déformation, à l'aide de quatre condensateurs associés en pont de Wien. Six plaques semi-circulaires forment les quatre condensateurs reliés électriquement pour former le pont. Les deux plaques internes (vers l'enceinte de haute pression) sont reliées entre elles et attachées à la partie supérieure du capteur ; les plaques externes sont reliées entre elles et attachées à la partie inférieure du capteur. Le capteur est composé d'un élément central élastique, qui peut se déformer. Lors de sa déformation, les distances entre les plaques varient et la capacité de chaque condensateur est, donc, modifiée. Le déséquilibre dans le pont fournit un signal électrique. Ce dernier est proportionnel à la déformation du cylindre d'acier (partie élastique).

Ce capteur est très sensible à la poussière qui s'intercale entre les plaques, séparées de 3 à 4 dixièmes de mm. Il peut fréquemment fonctionner de manière incorrecte (déviation du zéro, non linéarité). Le capteur a été régulièrement étalonné. L'étalonnage consiste en la mesure de la déformation élastique de l'assemblage de calibration, identique en tout point à l'assemblage utilisé lors de la déformation des roches, mise à part l'échantillon, qui est remplacé par un échantillon fictif d'alumine de compressibilité connue (déformation élastique de la presse) par les deux capteurs de forces (interne et externe). Cette opération est réalisée à plusieurs pressions.

La précision absolue du capteur de force interne pour des valeurs supérieures à 800 Kg est d'environ 2 Kg pour 10000 Kg c'est à dire 0,2 MPa pour un échantillon de 10 mm de diamètre. Ce capteur est étalonné avec le capteur externe qui lui-même à une imprécision de 1 Kg pour 1000 Kg, c'est-à-dire 1 MPa. A cette imprécision s'ajoute un problème reproductible de non linéarité du capteur interne avec le déplacement dans les 800 premiers Kg, lié au fait que les faces des céramiques et

de l'échantillon ne sont pas parfaitement parallèles. L'erreur totale sur les mesures est d'environ 3 MPa. Cette erreur peut être considérée comme négligeable face, aux contraintes atteintes pendant la déformation (Figure 21).

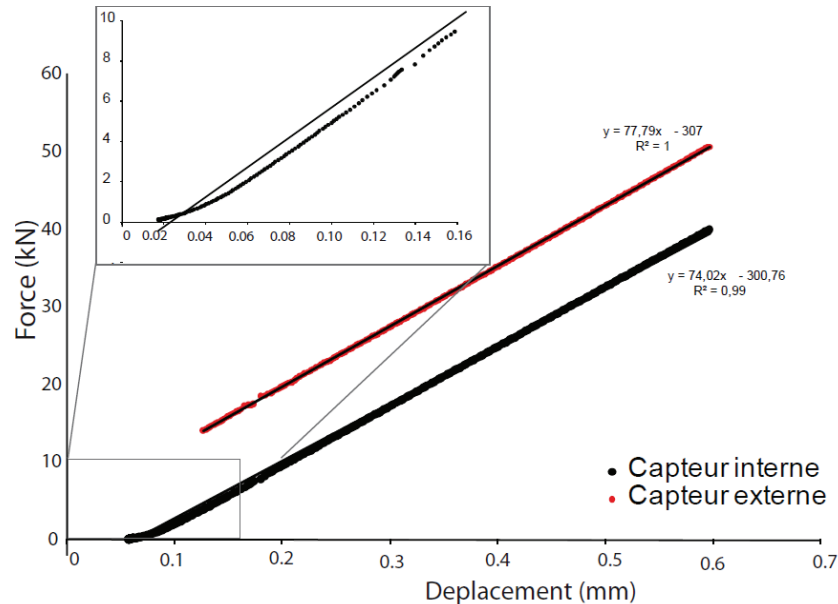


Figure 21 : courbe de calibration du capteur interne et externe en fonction du déplacement réalisée en déformant l'assemblage de calibration.

3.3.2.5 Assemblage

L'assemblage (échantillon et céramique) est inséré dans une jaquette de diamètre interne 15 mm qui permet d'isoler l'échantillon du milieu de confinement (Figure 22). La jaquette est un tube d'acier ou de cuivre découpé à bonne longueur puis rétréci au tour en son centre au diamètre de l'échantillon (ici 10 mm). La compression d'un échantillon s'accompagnant d'une déformation intense de la jaquette, la rhéologie de cette dernière influence inévitablement la contrainte mesurée. Ainsi des jaquettes en cuivre recuit, de faible résistance mécanique, ont été utilisées à basse température (400 °C - 750 °C) et l'acier a seulement été utilisé à plus haute température (800 °C - 1050 °C). L'échantillon est carotté puis poli afin d'obtenir un cylindre à deux faces parallèles. Les échantillons ont toujours été carottés loin des veines, fractures et autres hétérogénéités visibles et toujours dans la même direction afin de s'affranchir des effets d'anisotropie des échantillons. L'assemblage complet est présenté en Figure 22. L'échantillon est comprimé axialement par une succession de pistons en alumine et zircone (dopées Mg), céramiques choisis pour leur résistance mécanique,

leur comportement purement élastique, et leur faible conductivité thermique (pour la zircone).

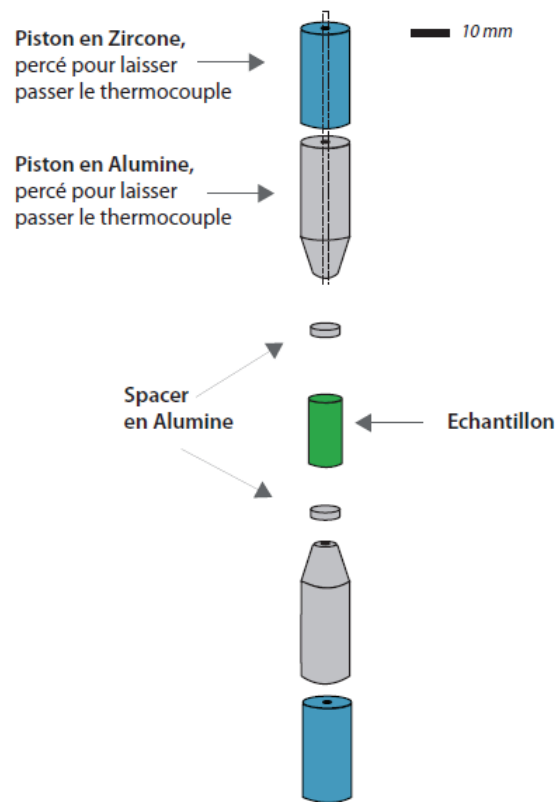


Figure 22 : assemblage de déformation utilisé pour les expériences de déformation en compression.

Enfin, si le système fluide est utilisé, il faut le connecter à l'enceinte. Il aura été, préalablement, purgé 2 ou 3 fois, si le fluide utilisé pour l'expérience précédente est différent de celui utilisé, au cours de cette expérience, ou si le fluide est, depuis longtemps dans la tuyauterie (Figure 18).

La pression de confinement est augmentée dans un premier temps jusqu'à 100 MPa avec la pompe pneumatique primaire puis jusqu'à 200 - 250 MPa avec l'intensifieur si nécessaire. Cette opération prend environ de 30 mn à 1 heure. Le régulateur de température est, ensuite, programmé avec une pente de mise en température de 30 °C/min. Lorsque la température de travail est stabilisée, la pression de confinement est ajustée et la mise sous pression de pore peut débuter, si nécessaire. Une fois la pression de pore obtenue, le test mécanique peut débuter. En fin d'expérience une pente de décroissance de la température est programmée, le four est ensuite arrêté,

la pression fluide est descendue, puis l'on supprime la pression de confinement. L'argon est évacué par une vanne sans être récupéré.

3.3.2.6 Asservissement informatique, acquisition des données

Un système d'asservissement et d'acquisition des données permet de récupérer en continu les informations de chacun des capteurs, et de les enregistrer pour un traitement ultérieur. L'acquisition et le traitement des données par ordinateur se font par l'intermédiaire d'une carte National Instrument et de programmes écrits sous Labview. L'avantage de ce système est le traitement des données en temps réel. La courbe contrainte/ déformation est donnée en temps réel avec toutes les corrections nécessaires (voir § 3.3.3.2). Les modules PID issus des programmes Labview vont permettre de réguler différents paramètres de l'expérience, comme la position ou le déplacement du piston de déformation, la force appliquée sur le piston, la pression de pore. La température quant à elle est régulée de façon externe directement par un module Eurotherm.

3.3.2.7 Tests mécaniques

Les expériences possibles avec la presse Paterson de Montpellier sont : les tests à vitesse constante, tests de relaxation des contraintes, tests à contrainte ou force constante, le tout en compression.

✓ Test à vitesse constante

La vitesse de déformation de l'échantillon est maintenue constante en maintenant une rampe de déplacement constante. On enregistre la contrainte différentielle supportée par l'échantillon. Le résultat de ce test est exprimé sur une courbe contrainte versus taux de déformation sur laquelle on peut mesurer la contrainte nécessaire à la déformation, quand celle-ci est stationnaire, la contrainte nécessaire à la rupture, etc...

✓ Test à contrainte constante

On applique une charge axiale sur l'échantillon en régulant la force appliquée sur le piston de déformation et on mesure sa variation de longueur au cours du temps. La charge est réajustée pour tenir compte du changement de section de l'échantillon au cours du temps, en effet la déformation se fait à volume constant.

✓ Test de relaxation des contraintes

Ce test s'effectue toujours après un test à vitesse constante ou après un test à contrainte constante. Lorsque l'état stationnaire est atteint, on stoppe le piston de déformation. La contrainte diminue et atteindrait la valeur zéro pour un temps infini, car la déformation élastique emmagasinée dans l'échantillon se transforme progressivement en déformation plastique. En effet, on effectue le test dans une presse dont la rigidité n'est pas infinie, la quantité totale de déformation (ϵ) engendrée par la contrainte se décompose en trois parties, la déformation élastique de la machine (ϵ_M), qui dépend de sa rigidité (voir § 3.3.3), la déformation élastique de l'échantillon (ϵ_E) qui dépend de son module d'Young, et la déformation plastique de l'échantillon (ϵ_p). La déformation totale de l'échantillon restant constante, la déformation permanente de l'échantillon augmente à une vitesse proportionnelle à la vitesse de relaxation de la contrainte. En pratique, le test de relaxation de contrainte nous donne une courbe contrainte versus vitesse de déformation à vitesse de déformation décroissante. Ces données sont obtenues pour une variation du taux de déformation faible, donc pour une microstructure quasiment fixe. On peut obtenir une courbe $\log \dot{\epsilon} / \log \sigma$ dont la pente nous donne l'exposant de contrainte de la loi de puissance (voir § 3.4.1).

La plupart de nos expériences ont été conduites à vitesse constante. Le déroulement du test est le suivant : le piston de déformation est reculé de façon à ce qu'il ne soit pas en contact avec l'échantillon, puis avancé à nouveau pour frôler l'échantillon (touch point). Au moment du contact, le capteur de force interne montre une nette augmentation. On note, alors, la valeur du déplacement, 20 mm, qui correspond au début de la déformation. Le capteur 2 mm est remis à zéro et la déformation commandée par l'intermédiaire du logiciel d'asservissement peut commencer. Chaque fois que les conditions expérimentales le permettent, une relaxation des contraintes est faite. Le piston de déformation est maintenu fixe par le logiciel d'asservissement. A la fin de chaque test, le piston de déformation est reculé et la valeur de la contrainte notée, afin de vérifier la déviation du zéro du capteur de force.

3.3.3 Traitement des données

Les données sont de deux types : les données brutes imposées par l'expérience telles que la température, la pression de confinement et de pore, et les données liées à la déformation, telles que la contrainte axiale supportée par l'échantillon, la quantité de déformation, et la vitesse de déformation. Ces dernières variables ne sont pas mesurées directement, mais peuvent délivrer les paramètres suivants par corrections et calculs : force appliquée sur le piston de déformation, position du piston.

3.3.3.1 Paramètres bruts de l'expérience

Avant d'insérer l'échantillon dans la jaquette en début d'expérience, nous mesurons le diamètre et la longueur de l'échantillon. Au cours de l'expérience, grâce au logiciel d'acquisition Labview, les paramètres suivants sont enregistrés : température (°C), pression de confinement (MPa), pression fluide (MPa), précision du piston de déformation, contrainte axiale (mesurée en kg puis multipliée par l'accélération de la pesanteur 9,91 pour la convertir en force).

A partir de ces données, on calcule la contrainte différentielle et le taux de déformation de l'échantillon. Pour effectuer, ce calcul nous devons connaître la déformation élastique de l'appareil, la longueur et le diamètre de l'échantillon à tout instant de l'expérience.

3.3.3.2 Corrections appliquées aux mesures

Le traitement des données, après expérience, a été réalisé à l'aide d'un programme écrit sous Labview (Figure 23). Les valeurs de la contrainte, de déformation finie, de taux de déformation sont instantanément corrigées de la déformation élastique de la presse, de la rhéologie de la jaquette et de la sous-jaquette éventuelle, et du changement de diamètre de l'échantillon au cours de l'expérience.

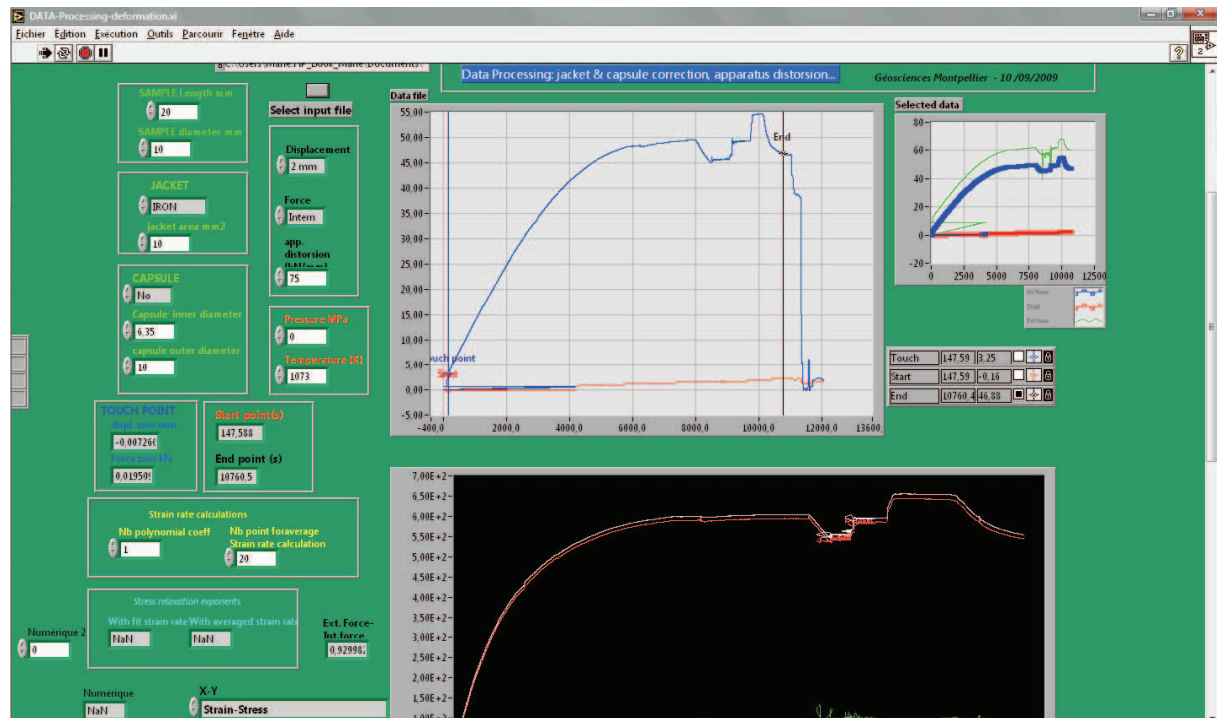


Figure 23 : face avant du programme permettant le traitement des données mécaniques après expériences.

La déformation élastique de la presse s'obtient par étalonnage ; on mesure la constante élastique, ou distorsion de l'appareil exprimé en kN par mm. Pour cela, un échantillon fictif d'alumine polycristalline est monté dans un assemblage exactement identique à celui qui est utilisé lors des expériences de déformation, tel qu'il est défini en Figure 22. L'assemblage est comprimé par le piston de déformation, et l'enregistrement simultané de la contrainte appliquée et du déplacement permet de calculer la constante élastique de l'appareil, en ayant pris soin de s'affranchir de la déformation de l'échantillon fictif, dont le module d'Young est connu. La déformation élastique de la presse est liée à la déformation de l'enceinte de haute pression, de la colonne de déformation et de l'assemblage (alumine et zircons), sous l'effet de la pression et de la contrainte. L'effet de la température sur la distorsion de la presse est négligeable car seule une petite partie de l'assemblage est portée à haute température, au cours de l'expérience, et les paramètres élastiques des céramiques varient suffisamment peu en fonction de la température. En revanche, l'effet de la pression est plus important (l'enceinte de confinement se dilate et se rigidifie à haute pression). C'est pour cela que cette valeur est mesurée à plusieurs pressions. La valeur de la constante a été modifiée au cours des 3 ans de thèse. La valeur de la distorsion de la presse est d'environ 80 kN/mm (+/- 5 kN/mm). Cette déformation

intervient dans le calcul de la déformation finie pour les tests à vitesse constante et dans le calcul de la vitesse de déformation pour les tests de relaxation des contraintes. Elle n'a aucun effet pour les tests à contrainte constante puisque la colonne est inerte.

- La contrainte est surestimée par la présence de la jaquette. Son impact est limité par l'utilisation du cuivre, à basse température. Les équations de fluage pour le cuivre et l'acier, établies par Frost et Ashby (1982), nous permettent de corriger la valeur de la contrainte mesurée de celle de la contrainte induite par la jacket.

- La déformation de l'échantillon, à volume constant, au cours de l'expérience entraîne une augmentation de son volume et une diminution de sa longueur. Il faut, donc, corriger la contrainte en fonction du diamètre instantané de l'échantillon. Ce dernier est fonction du taux de déformation.

3.3.3.3 Equations utilisées

La déformation d'une roche est décrite mathématiquement par une équation constitutive, qui relie toutes les variables. Une forme générale de cette équation est :

$$F[\sigma, \dot{\epsilon}, y(\epsilon, \dot{\epsilon} \dots), T, P] = 0$$

La contrainte (σ), la vitesse déformation ($\dot{\epsilon}$), la température (T) et la pression (P) sont des variables externes, qui décrivent l'état du système, et (y) est la variable interne décrivant la microstructure de l'échantillon ; (y) peut dépendre de (ϵ) et de ses dérivées. Le temps n'est pas explicitement exprimé dans cette équation, car ce n'est pas une véritable variable d'état mais une variable décrivant le chemin en fonction duquel les autres variables évoluent.

Le calcul de la contrainte et du taux de déformation s'effectue à partir des données suivantes :

- L_0 , longueur initiale de l'échantillon (mm)

- D_0 , diamètre initial de l'échantillon (mm)

- K, constante de déformation élastique de l'appareil, ou distorsion de l'appareil (Kg/mm)

- A_0 , surface initiale de la section, $A_0 = \pi \cdot (D_0/2)^2$ (mm²)

On mesure en début d'expérience :

-X0 le déplacement du piston lors du premier contact avec l'échantillon (mm, et on mesure en continu, au cours de l'expérience :

-F, la charge sur l'échantillon en (Kg)

-X, la position du piston de déformation (mm)

On calcul ensuite les variables suivantes au cours de l'expérience :

-D, le déplacement du piston au cours de la déformation

-L, la longueur de l'échantillon en (mm)

-q, la quantité de déformation normalisée pour une longueur l

-E, la vitesse de déformation

-ε, le taux de déformation (%)

-A, la surface de la section (mm²)

-σ, la contrainte (MPa)

On utilise pour cela les équations suivantes :

$$-D = X_0 - X$$

$$-L = L_0 - (D - (FK))$$

$$-q = (D - FK) / L_0$$

$$-\dot{\epsilon} = dq/dt$$

$$-A = A_0 * (L_0 / L)$$

$$-\sigma = (F * g) / A \text{ (g étant accélération de la pesanteur)}$$

3.4 Résultats et discussion :

3.4.1 Transitions fragile/ductile dans la croûte océanique supérieure

AN EXPERIMENTAL STUDY OF THE BRITTLE-DUCTILE TRANSITION OF BASALT AT NEAR *IN SITU* PRESSURE AND TEMPERATURE CONDITIONS

Marie Violay ¹, Benoit Gibert¹, David Mainprice ¹ Brian Evans ², Jean-Marie Dautria¹

¹ Géosciences Montpellier UMR CNRS 5243 & Université Montpellier 2.

Place Eugène Bataillon, 34095 – Montpellier cedex 05, France

² Dept. of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology 77 Massachusetts Ave. Cambridge, MA 02139-4307. USA

(e-mail: marie.violay@gm.univ-montp2.fr)

À soumettre à Tectonophysics

ABSTRACT

One of the primary ways of the solid earth interacts with the ocean system is hydrothermal circulation. Mechanical properties of rocks at depth control the transport behaviour of very high temperature hydrothermal reservoirs. In particular, the brittle to ductile transition in rocks may strongly influence their permeability and the maximum depth and temperature where hydrothermal fluids may circulate. In order to characterize these properties in the context of Icelandic crust, we conducted triaxial compression experiments to investigate the effects of pressure, temperature and strain rate on the rheology of basaltic rocks. The tests were carried out at temperature from 400 to 950 °C, confining pressure from 100 to 300 MPa, pore pressure from 0 to 50 MPa and strain rate from 10^{-6} to 10^{-4} s $^{-1}$. Two basalts were selected for their variation in glassy component. Mechanical and micro-structural observations at a constant strain rate of 1×10^{-5} s $^{-1}$ and at confining pressure of 100 MPa and 300 MPa indicate that the rocks are brittle and dilatant up to 700 °C to 800 °C. At higher temperatures and effective pressures the deformation mode becomes ductile in the sense that the deformation is distributed and that no shear rupture plane develops. Experiments of glassy and non-glassy basalts (GB, GFB) of similar chemical compositions show that glass plays a key role on the sample strength. It lowers the temperature of the brittle to ductile transitions. After defining the physical conditions which cover the ductile and brittle field, the mechanical behavior of the samples were assumed to be characterized by a Mohr-Coulomb criterion in the brittle field and by a steady-state, power law in the ductile field. In the brittle field, the glassy and non-glassy basalts behave similarly, a friction coefficient of 0.42 have been determined. In the ductile domain the GB and GFB were characterized by the same stress exponent $3 < n < 4.2$ indicative of deformation dominated by dislocation creep processes but by very different activation energy $Q_{GB} = 59 \pm 15$ KJ/mol and $Q_{GFB} = 456 \pm 4$ KJ/mol. The strength of the oceanic crust has been estimated on the basis of these assumptions. Such extrapolation suggests that the brittle to ductile transition will strongly depends on the nature of starting material. In a basaltic crust displaying a thermal gradient of ~ 100 -150 °C/km, as in Iceland, glassy basalts may undergo the transition at about 50-100 °C, whereas the same transition might occur in non glassy basalts at deeper conditions, i.e., temperatures higher than 550 ± 100 °C. The effect the transition on the permeability of basaltic

rocks has not been measured, but the brittle-ductile transition might be considered as a limit for the depth at which supercritical hydrothermal fluids may circulate. For basaltic crust with a geotherm similar to that under Iceland, an estimate of depth of the brittle-ductile transition is about 5 to 7 km. This result is consistent with the lower limit of the Icelandic seismogenic zone which seems to be associated with a 600 ± 100 °C isothermal surface (Fridleifsson and Elders, 2005).

1. INTRODUCTION

The mid-ocean ridge system is the largest continuous volcanic feature on Earth, with significant interactions between tectonic activity, volcanism and sea-water circulation (Macdonald, 1982). At mid-ocean ridges, new crust is formed and cools by heat conduction and by hydrothermal circulation (e.g., Johnson et al., 1993 ; Morgan and Chen 1993 ; Stein and Stein, 1994). Seawater penetrates into the upper crust, and is heated as it moves down toward the base of the sheeted dike complex, in the vicinity of the magma chamber (e.g., Teagle et al., 1998). The discharge of hydrothermal fluids occurs along the ridge axis at temperatures up to ~ 400 °C (e.g., Koschinsky et al., 2008). At seafloor the fluid is replaced by seawater "recharge", creating a circulation cell. During the circulation, the seawater reacts with oceanic crustal rocks, leading to important processes such mineral dissolution/precipitation and heat exchanges (e.g. Edmond, 1982 ; Alt et al., 1996). There are some economic uses of hydrothermal circulation, as for example geothermal power (e.g. Pálmason and Sæmundsson, 1979) and mining ore deposits (Nelson et al., 1985 ; Mills, 1995).

To better understand the dynamics of sea water circulation, a fundamental question to be considered is maximum pressure and temperature at which hydrothermal fluids may penetrate by a cracking front at mid-oceanic ridges in the axial region above the axial magma chamber and off axis (Lister, 1980 ; Stein and Stein, 1994 ; Elderfield and Schultz 1996 ; Manning et al. 2000 ; Nicolas et al., 2003). Indeed, crack and fracture control the bulk permeability of oceanic crust, providing critical pathways for hydrothermal fluids and magma (e.g. Norton and Knapp, 1977 ; Lowell et al., 1995 ; Singh et al., 1999 ; Tolstoy et al., 2008). A partial answer to this question can be provided by the determination of the pressure and temperature of the brittle to plastic transition in oceanic crust rocks, as this depth is often considered to correspond to a significant drop in permeability (Hirth et al., 1998 ; Hyrose and Hayman, 2008). Our

current understanding of mid ocean ridge, has been aided by geophysical observation and rheological modeling. On one hand, heat flux measurements and seismic studies show that (i) hydrothermal circulation up to 700 °C must be taken into account to explain the cooling of the oceanic crust. (Sleep and Rosendahl, 1979 ; Chen and Philipps-Morgan, 1990 ; Philipps-Morgan and Chen, 1993 ; Stein and Stein, 1994 ; Fontaine et al., 2001, 2008) (ii) The lower limit of the oceanic crust seismogenic zone occurs at about 700 °C (Ranero et al., 1997 ; Ágústsson and Flovenz, 2005 ; Bjornsson, 2008). On the other hand, the rheological model of oceanic crust is poorly constrained due the limited number of experimental mechanical studies of oceanic crustal rocks (basalts, diabases, gabbros). This paucity is in part due to the difficulty in locating samples with appropriate microstructures. Most of lower crust crustal gabbros have grain sizes that are too large for studies in conventional deformation machines, and most of basalts contain too much glassy component to provide realistic flow laws. In order to constraint the rheological properties of basaltic crust, most experimental work has focused on monocrystals or single-phase aggregates of typical minerals such as plagioclases (Borg and Heard, 1969, 1970 ; Marshall and MacLaren, 1977a, 1977b ; Tullis and Yund, 1977, 1980, 1987 ; Dell'Angelo et al., 1987 ; Dell'Angelo and Tullis, 1988 ; Tullis and Yound, 1991 ; Dimanov et Dresen, 1999 ; Rybacki and Dresen, 2004), pyroxene (Ave Lallement, 1978 ; Kolle and Blacic, 1982, 1983 ; Kirby and Kronenberg, 1984 ; Dimanov et al., 2003 ; Dimanov et Dresen, 2005 ; Moghadam et al., 2010), and olivine (Goetze and Brace, 1972 ; Kohlstedt and Goetze, 1974 ; Weertman and Weertman, 1975 ; Bai et al., 1991 Hirth, and Kohlstedt 1995 ; Zimmerman and Kohlstedt, 2004). There are also very few studies on deformation mechanisms of polyphasic diabases and gabbros (Kroneneberg and Shelton, 1980 ; Shelton et Tullis, 1981 ; Caristan, 1982 ; Shimada, 1989 ; Hacker and Christie, 1992 ; Mackwell et al., 1998 ; He et al., 2003). These studies were performed far from the in-situ oceanic crust conditions at very high temperatures and pressures. Hacker and Christie, (1992) provide data at very high pressure (>1 GPa) on basalts under brittle and ductile conditions, but at temperatures where the glassy component dominate the deformation process. Deformation experiments on Maryland diabase by Mackwell et al., (1998) and Caristan, (1982) provide some rheological information, but only at high temperature (> 900 °C).

In this paper, we present new data on rheological properties of basalt at oceanic *in situ* crustal P,T conditions i.e. at confining pressure from 100 to 300 MPa, temperature from 400 °C to 1050 °C, and pore fluid pressure from 0 to 50 MPa, which result in brittle and ductile behaviour. Two samples were selected for their low porosity (< 3%), their variation in glassy component (glassy basalt/glass free basalt) and their low degree of alteration. Both samples are representative of a thick basaltic crust formed by a successive stacking of partly glassy volcanic lava flows as Iceland, or Hawaii crust (Kaban et al., 2002 ; Moore et al., 1982). Glassy basalt are also common in oceanic crust as showed at ODP hole 896A located south of the Costa Rica Rift (Fisk, 1996).

2. METHODS

2.1) *Experimental methods*

Deformation experiments were conducted in a triaxial servo-controlled internally gas medium apparatus from “Paterson instruments” at temperatures ranging from 400 °C to 1025 °C, the argon gas confining pressures (P_c) varying from 100 MPa to 300 MPa, and pore pressures (P_p) using an in-house developed servo-pump from 0 to 50 MPa. Water and argon were used as pore pressure. Strain rate and pore pressure have been changed in some exploratory runs in order to investigate their effects on differential stress at the laboratory time scale.

Deformation experiments were generally performed at constant strain rates ($\dot{\epsilon}$) where $10^{-6} \text{ s}^{-1} \leq \dot{\epsilon} \leq 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, up to strains of 15%. Most of the experiments were conducted at constant strain rates, and were followed by stress relaxation tests in order to evaluate the strain-rate sensitivity of stress. Differential stress was measured with an accuracy of 2 MPa. Cylindrical samples of 10 mm in diameter and 20 mm in length were jacketed with copper or iron after an initial phase of drying (during 48 hours at 70 °C). Copper was used to reduce the effect of jacket strength on mechanical data at low temperature (400 °C to 750 °C) whereas iron was used at higher temperature. Corrections were applied to the measured force using the estimated jacket strength from Frost and Ashby, (1982) and displacement using the calibrated apparatus distortion.

2.2) Analytical methods

After deformation, samples were impregnated with glue (epoxy), cut parallel to the cylinder axis or perpendicular to the shear zone for samples with localized deformation, and polished 30 μm thin sections of every sample were prepared for micro-structural observations. Thin sections were examined by optical microscopy in plane-polarized, cross-polarized and reflective light and scanning electron microscopy (SEM). Chemical and crystallographic information were respectively collected by EPMA microanalysis, and Electron Backscattered Diffraction (EBSD) in a SEM.

Textural observations and chemical analyses of the phases and glass were all made with a five spectrometer CAMECA SX100 electron probe micro analyser at Service Microsonde Sud (Université Montpellier 2). The analyses were undertaken at 20 kV accelerating voltage, a beam current of 10 nA and counting times of 20–30 s.

Concentrations are obtained from raw intensities using the “X-PHI” quantification procedure (Merlet, 1994). Natural minerals, synthetic oxides and pure metals are used as standards.

Selection of analysis spots were performed in the back scattered electron (BSE) mode to ensure that only single phases were analysed and to facilitate the identification of phases and compositional zoning.

Element detections limits are a function of phase composition, volatile contents, and the surface polish of thin sections and grain sizes. FEI Quanta 200 SEM in back scattered electron mode was used for phase identification and to characterize microstructures. CamScan X500FE CrystalProbe, Electron Backscattered Diffraction microscope was used for phase identification, to examine the crystallographic orientation of many materials, and to elucidate texture of rocks and preferred orientation of crystals. Indexing of crystals was performed manually and automatically. Detection of crystallographic orientations is possible from 0.1 microns, and depends on the surface polish of the thin sections, phase's grain sizes, thin section thickness, and presence of glass.

3. STARTING MATERIAL

3.1) Glassy basalt

The first sample (GB) is a microlithic porphyritic basalt containing clinopyroxene and olivine as phenocrysts. It has been sampled on the capping rock of Deves magmatic lava flow in the Sénouire valley, France. It is composed of approximately 20% volume phenocrysts (clinopyroxene, olivine) and 80% of finer grained and glassy groundmass. The groundmass contains 30-40% of plagioclase, 40-50% of clinopyroxene, 5-10% oxides, and 15-25% of glass (Figure 1, TABLE.1). This modal composition is uniformly distributed at the thin section scale. Glass quantity has been estimated by potassium mass balance between GB bulk rock and GB glassy component. Indeed, potassium is mostly contained in the glassy component, whereas olivine, plagioclase, clinopyroxene and oxides contained less than 0.1% in of weight percent of potassium oxide. Thus we can estimate the percentage of glass in the sample as:

$$[K_2O]_{\text{bulk rock}} / [K_2O]_{\text{glass}} = [\text{Glass}]_{\text{bulk rock}} \quad (1)$$

Glass abundance has also been determined by thin section analysis, using by the point count method (minimum 300 points per thin section). Both methods estimate the glass abundance between $20 \pm 5\%$.

Olivine phenocrysts are Fo 79% subhedral, equant glomerocrysts of 1-2 mm in diameter, corroded at their peripheries and partially altered to iddingsite. Clinopyroxene phenocrysts are subhedral laths or prisms of augite, on average they are 1 mm in length. Zoning of the orthopyroxene crystals is very common and consists of the variation of titanium content. Groundmass clinopyroxene crystals are slightly more titaniferous than the clinopyroxene phenocrysts. Plagioclases are subhedral to euhedral labradorite laths up to 100 μm in length. Oxides are mainly titanomagnetite with a few ilmenites. Glass has a phonolitic chemical composition. EPMA analyses show that glass contains $\sim 2\text{-}3\%$ of volatiles. Thermo-gravimetric measurements up to 1200 °C data show that GB contains 0.6% of volatiles. Glass also contains microliths less than 10 μm in length of titanomagnetite, ilmenite and

apatite. The starting material contains no other hydrous components than glass. Porosity measured by triple is of 2.41% (Figure 1, Table 1).

Sample	Phenocrysts mineralogy	Phenocrysts grains size	Groundmass mineralogy	Groundmass grain size	Pourcentage of glass	Pourcentage of alteration	Secondary minerals	Porosity (%)	Density
GB	_Clinopyroxene _Olivine	1-3 mm 1-2 mm	_plagioclase, _clinopyroxene _oxydes	≈ 50-200μm ≈ 10-100μm ≈ 2-10μm	15-25%	1-3%	_iddingsite	2,4%	3,0
GFB1	_Clinopyroxene _Olivine	500μm-1,5mm 200-500μm	_plagioclase, _feldspathoids _clinopyroxene _oxydes	≈ 20-80 μm ≈ 30-70μm ≈ 10-100μm ≈ 2-10μm	≈0-1 %	1-3%	_iddingsite	2,3%	2,9

Table 1: Summary of starting material characteristics

3.2) Glass free basalt

The second sample (GFB) is micro- to crypto-crystalline basalt. It has been sampled the columnar lava of the Escandorgue lava flow, Languedoc-Roussillon, France. It contains no glass. It is composed of approximately 5% by volume of phenocrysts (essentially clinopyroxenes and a few olivines) and 95% of finer grained groundmass (Figure 1, table 1). The groundmass contains homogeneously distributed 35-45% of plagioclase, 5-10% of feldspathoids, 25-35% of clinopyroxene and 5-15% of oxides. Olivine phenocrysts are Fosterite 79% subhedral, equant glomerocrysts (300 μm) in diameter. Clinopyroxene phenocrysts are subhedral laths or prisms of augite, which are about 100 micrometers in length. Zonation of the orthopyroxene crystals is very common and consists of titanium concentration variation. Groundmass clinopyroxene crystals are slightly more titaniferous than the clinopyroxene phenocrysts. In the groundmass, plagioclases vary from labradorite to oligoclase and occur as subhedral laths. Feldspathoids are leucite and nepheline and occur as euhedral laths, averaging 50 μm in length. Oxides are titanomagnetite. Feldspathoids and plagioclases underline the magmatic nature of the rock, and show preferred orientation locally in the sample with variable orientation at mm scale (Figure. 1, Table 1). Porosity was measured by using the classic triple weighing method, with an OHAUS precision balance (10^{-4} g accuracy). Samples were first weighed after being dried in an oven at ~50 °C and re-saturated for “wet” weight measurements in air and immersed, giving access to the accessible connected porosity. Porosity observed in thin section at EBSD seems significantly higher (~5%) than the accessible connected porosity (2.4%) measured by triple weighting measurement.

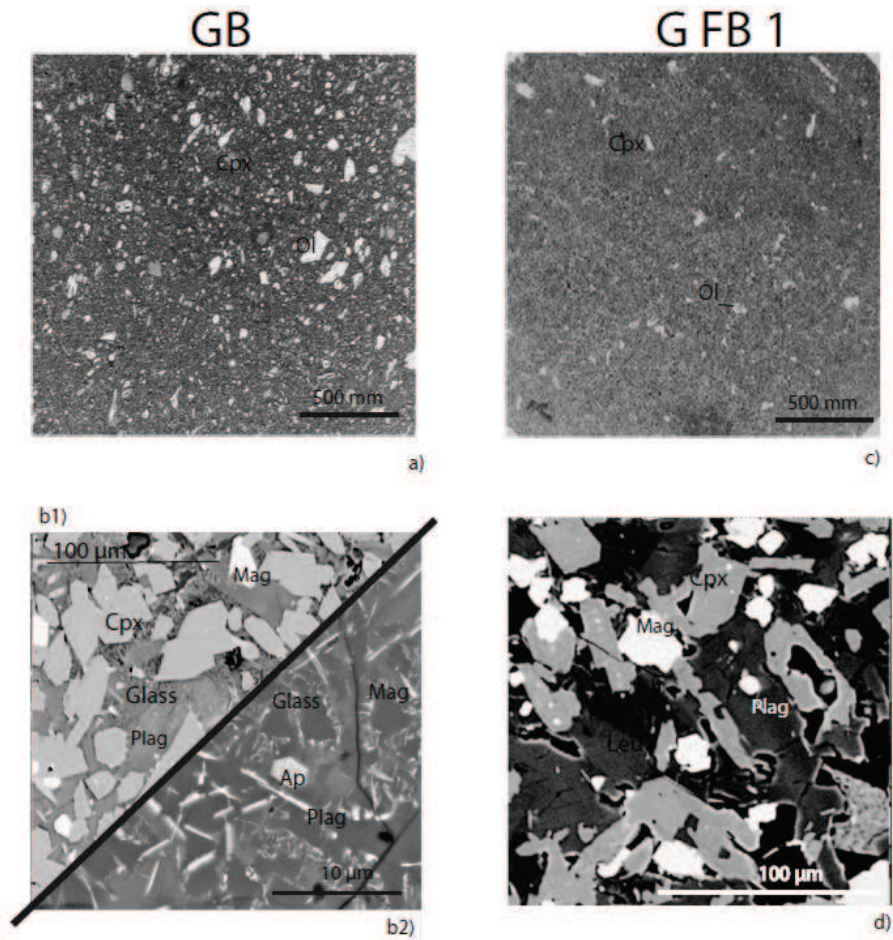


Figure 1: Thin section photographs of GB, and GFB starting sample at different scale. a, b1, c, d thin sections on optical plane-polarized light micrograph. b2 Backscattered Scanning Electron microphotograph.

4. MECHANICAL DATA

Table 2 summarizes the conditions and results of 51 triaxial deformation experiments. Several experiments have been performed two or three times in the same conditions of temperature, confining pressure, pore fluid, and at the same strain rate. The reproducibility is reasonable, reflecting some sample variability, with a stress variability of ± 50 MPa for GB and GFB sample, which is well above precision of stress measurement of 2 MPa (Figure 2, e, f). Stress values quoted in the following sections are at constant strain rate of 10^{-5} s^{-1} , unless stated otherwise.

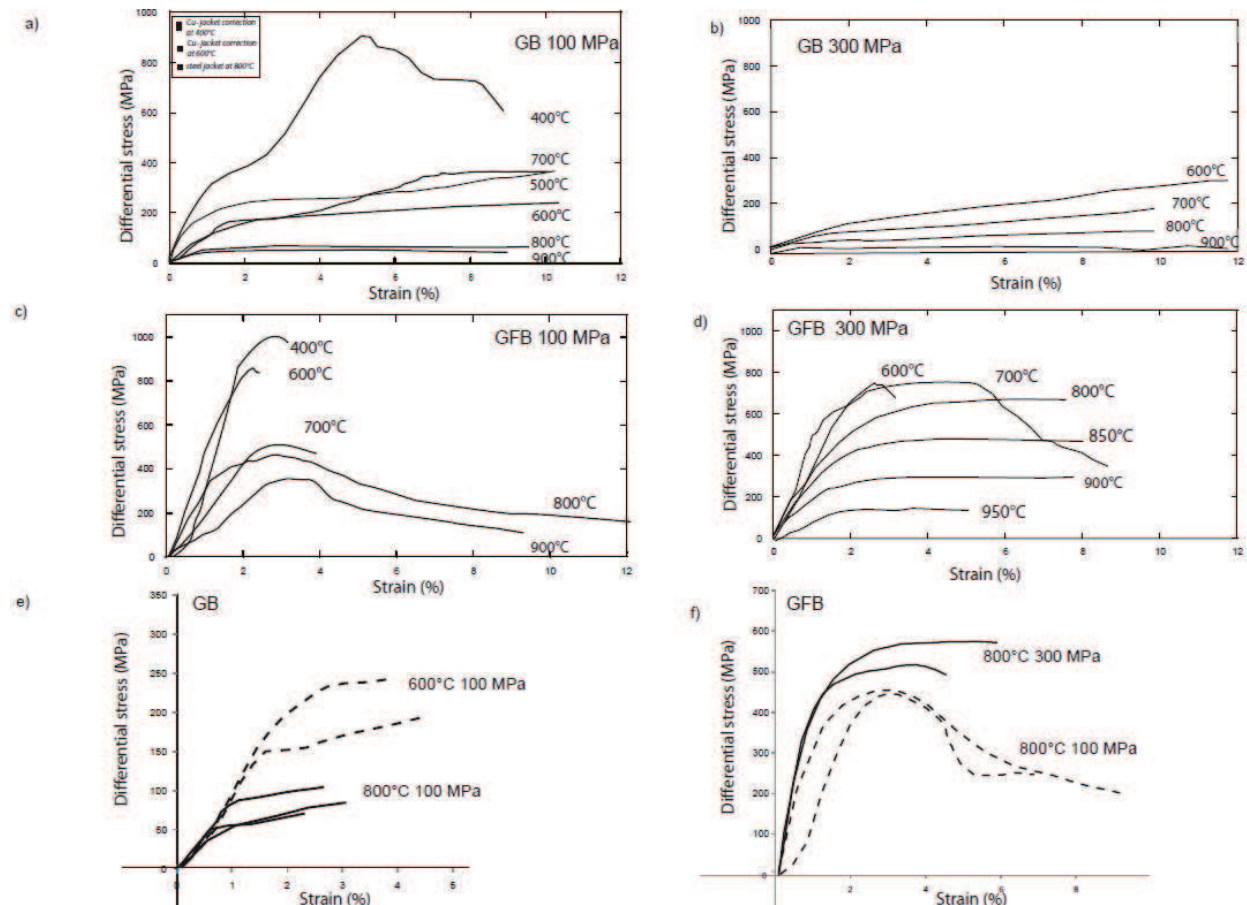


Figure 2: Differential stress versus strain curves for experiments conducted at temperature between 400 and 900 °C and confining pressure from 100 to 300 MPa. The initial strain rate for all experiments was 10^{-5} s^{-1} .

a) GB sample at 100 MPa, b) GB sample at 300 MPa, c) GFB sample at 100 MPa, d) GFB sample at 300 MPa e) GB reproducibility, f) GFB reproducibility.

4.1) Glassy basalt

For the vitreous sample GB, approximately linear stress-strain (elastic) deformation at low strain (< 2%) is followed by three deformation modes depending on temperature, pressure and strain rate (Figure 2 a, b):

(1) At 400 °C and confining pressure of 100 MPa, the sample display a very high peak stress (900 MPa) at strain of 5%. The peak strength is followed by strain weakening (Figure 2a).

(2) Between 500 °C to 700 °C, at a confining pressure of 100 MPa, the sample display a peak stress of 200 ± 20 MPa, which is nearly independent of temperature. The sample displays strain hardening at low strains until that the ultimate strength is

reached, after that deformation occurs at roughly constant stress (Figure 2a). Furthermore, experiments where strain rate have been changed in order to investigate its effects on differential stress show that GB is characterized by stress having very low or negative strain rate sensitivity. Sample deformed by strain weakening at higher strain rate than 10^{-5} s^{-1} (Figure 3a).

(3) At temperature from 800 to 900 °C and confining pressure of 100 MPa, and from 600 °C to 900 °C and confining pressure of 300 MPa, display a peak strength from 30 to 100 MPa. The samples now display strain hardening at all strains and at all temperature, but the strain hardening systematically decreases from 600 to 750 °C and becomes negligible at higher temperature (Figure 2b). Furthermore, experiments where strain rate has been changed in order to investigate strain-rate sensitivity of stress show that deformation at these temperatures is high strain rate sensitive from temperature between 600 to 800 °C (Figure 3b).

run	T°C	Pe _{eff}	Strain rate ($\times 10^{-5} s^{-1}$)	peak strength or σ 2% (MPa)	σ (~) 5 % (MPa)	stress evolution
GB 1	400	100	1	915	910	S
GB 2	500	100	1	230	276	H
GB 3	600	100	1	150	200	—
GB 4	600	70	1	290	235	H
GB 5	600	100	1	—	—	—
GB 6	600	70	1	—	225	—
GB 7	600	50	1	225	—	S
GB 8	600	100	1	226	—	—
GB 9	600	100	0,1	—	220	—
GB 10	600	100	5	—	390	—
GB 11	600	50	1	140	—	H
GB 12	600	50	0,33	—	150	H
GB 14	650	200	1	112	—	H
GB 15	650	250	1	—	130	H
GB 16	650	300	1	—	160	—
GB 17	700	100	1	169	265	H
GB 18	800	100	1	40	—	H
GB 19	800	100	5	—	45	H
GB 20	800	100	10	—	—	—
GB 21	800	100	1	50	—	—
GB 22	800	100	1	70	90	—
GB 23	800	100	5	—	215	—
GB 24	900	100	0,1	35	50	H
GB 25	900	100	5	—	40	—
GB 26	900	100	1	55	50	—
GB 27	900	100	1	20	—	—
GB 28	900	100	5	—	25	—
GB 29	600	300	1	101	160	H
GB 30	700	300	1	67	110	H
GB 31	750	300	1	46	70	H
GB 32	800	300	1	48	60	H
GB 33	900	300	1	35	—	H
GB 34	900	300	5	—	35	—
GFB1 1	400	100	1	1026	—	S
GFB1 2	600	100	1	872	—	S
GFB1 3	700	100	1	550	—	S
GFB1 4	800	100	1	—	252	—
GFB1 5	800	100	0,5	—	248	—
GFB1 6	800	100	1	473	—	S
GFB1 7	900	100	1	414	180	S
GFB1 8	600	300	1	704	—	S
GFB1 9	700	300	1	646	692	S
GFB1 10	800	300	1	506	—	—
GFB1 11	800	300	1	520	620	H
GFB1 12	800	300	0,5	—	400	—
GFB1 13	850	300	1	386	450	—
GFB1 14	900	300	1,5	—	312	—
GFB1 15	900	300	1	274	288	—
GFB1 16	950	300	1	123	—	—
GFB1 17	950	300	0,5	—	80	—

Table 2 : Summary of experimental conditions and results

4.2) *Glass free basalt*

For the glass-free sample (GFB), approximately linear stress-strain (elastic) deformation at low strain (<2%) is followed by two deformation modes depending on temperature and pressure (Fig. 2c, d):

- (1) At a confining pressure of 100 MPa and between 600 °C and 900 °C and at 300 MPa between 600 °C and 800 °C, the sample display peak strength that depends on temperature and pressure. The peak strength decreases as temperature increases; whereas the effect of pressure is not so easily characterized. In experiments where sample rupture is not accompanied by jacket failure and gas leakage, peak stress is systematically followed by strain weakening and by a stabilization of differential stress at strains of about 5-10% (Figure 2c, d). Experiments where strain rate has been changed in order to investigate strain-rate sensitivity of stress show that deformation at these temperatures has low strain rate sensitivity. Samples show low strain hardening at strain rate at 10^{-5} s^{-1} and $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Figure 3c).
- (2) At a confining pressure of 300 MPa with temperature varying from 800 °C to 950 °C, the sample display peak strength that depends on temperature (Figure 2d). Samples display systematically very low strain hardening. Experiments where strain rate has been changed in order to investigate strain-rate sensitivity of stress show that deformation at these temperatures has low strain rate sensitivity (Figure 3d).

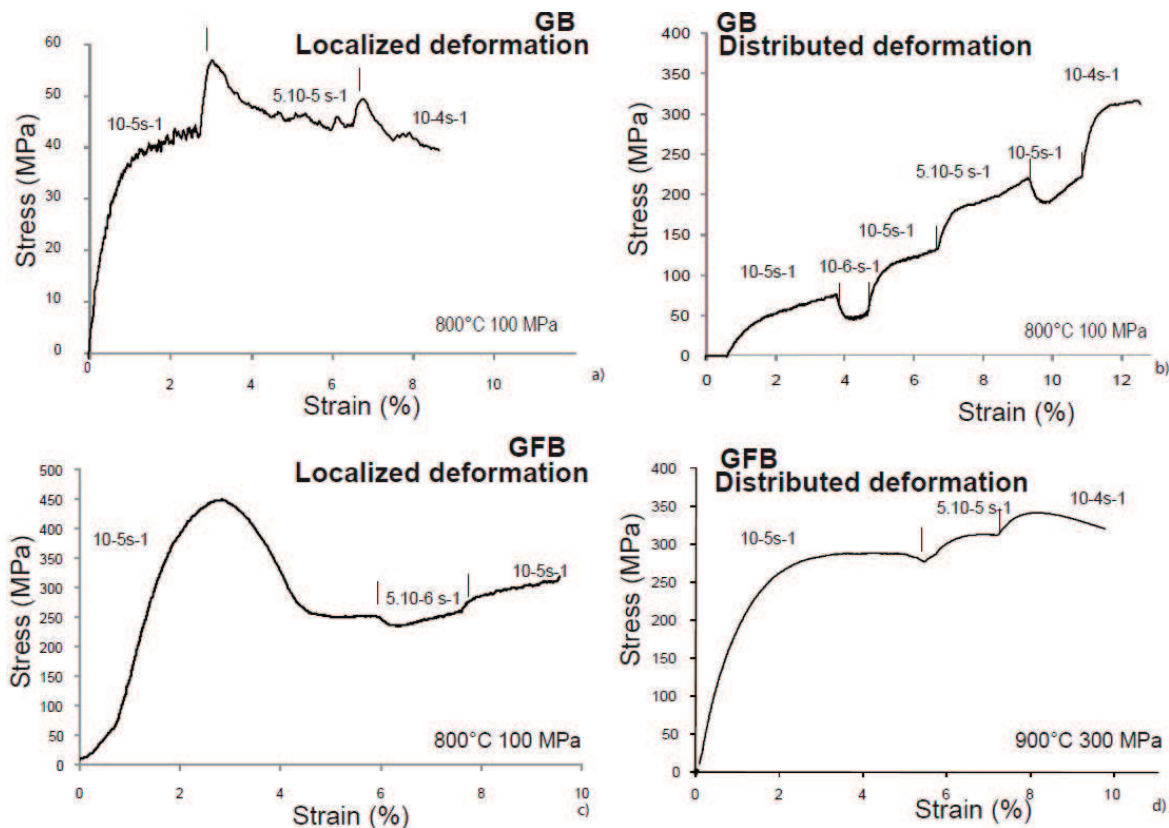


Figure 3: Differential stress versus strain curves for experiments conducted at different strain rates in order to evaluate the strain rate sensitivity on stress. a, b) GB sample c, d) GFB sample.

5. DEFORMATION TEXTURES AND MICROSTRUCTURES.

After experiments, thin sections were cut parallel to the shear direction and were studied using optic methods, Scanning Electron Microscopy (SEM) and Electron backscattered diffraction (EBSD) (see methods) (Figure.1-4-5).

5.1) Glassy basalt

At a macroscopic scale, distributed deformation was observed in the temperature range of 800 to 900 °C at 100 MPa and 600 °C to 900 °C at 300 MPa. Localized deformation was observed at 100 MPa and temperature between 400 and 800 °C (Figure 4 n°1).

In most cases strain localization occurred on a main fault associated with sub-parallel ones and intersected smaller faults. At 100 MPa, 400 °C, GB failed by axial wedge splitting cracks. At temperature between 500 °C and 700 °C, anatomising shear

bands are developed with thicknesses from 100 to 500 μm . Their thickness increases when the effective pressure decreases or when temperature increases. Most of the shear bands are oriented between 30° and 40° to compression direction, and the angle increases when the temperature increases. Within the shear zone a cataclastic foliation is developed by grain size reduction, micro-cracking associated with rigid rotation and frictional sliding of fragments (Figure 4 n° 2-3). Fault zones contain angular fragments that range from 0.01 μm to 10 μm . The shear zone becomes irregular in shape and orientation when it intersects phenocrysts grains. Some phenocrysts in or near the shear zone are broken en echelon. Another notable phenomenon is the disappearance of opaque impurities in olivine grains (iddingsite), and the appearance of grey halos on the boundary of some titanomagnetite (Figure 4).

At higher temperature and pressure, the trademarks of distributed deformation are rare. Possible metamorphic changes are difficult to recognize because of the wide compositional variation of zoned pyroxene, and feldspar crystals in the starting materials and the sample heterogeneity of the sample. At temperature of 600 to 800 $^\circ\text{C}$ at 300 MPa, deformation of the glassy basalt occurs by a combination of diffuse micro-cracking of minerals and the glass of the groundmass (Figure 4 n° 6). Cracks are oriented between 30° and 40° to compression direction, and this angle increases as the temperature increases. The samples deformed at 300 MPa and at temperatures of 800 $^\circ\text{C}$ and 900 $^\circ\text{C}$ at 100 MPa show evidence that the glass partially recrystallized to biotite and nepheline at the expense of the disappearance of the oxides initially containing in the glass and destabilization of augite. The dark mica occurs as subhedral laths or spheres $\leq 0.5 \mu\text{m}$. The nepheline crystals are anhedral less than 0.3 μm in diameter (Figure 4). Due to their very small sizes, the micas and nepheline crystals were difficult to analyze by EPMA. Glass is always present in all the deformed samples at the same content as starting material, i.e. the glass volume fraction does not change with strain. However, the chemical composition of the residual glass has changed as function of temperature (Table 3). The glass composition has evolved during experiments at 900 $^\circ\text{C}$ (table 2). Compared to the starting materials, Fe_2O_3 and CaO contents have increased by 6.2% and 2.8% respectively, whereas NaO and Al_2O_3 contents have decreased by 4.2% and 5.4%, respectively (Table.3). These changes are coherent with the mineralogical

observations. The partial dissolution of augite releases calcium, aluminium and sodium oxides, which crystallized as nepheline.

In order to verify if deformation induces a statistical orientation of minerals, the crystal-preferred orientations (CPO) of clinopyroxene and plagioclase of the starting material and deformed sample from 600 °C to 900 °C at 300 MPa were measured by indexing of Electron Back Scattered Diffraction (EBSD) patterns using the SEM-EBSD system at Geosciences Montpellier (France). The automatic mapping used a regular grid step of 1 µm, which is in average 100 times smaller than the largest observed matrix grains, over the whole thin section. Three maps of about 1 mm² have been performed for each of these three samples. Map localisation was selected to represent GB groundmass and maps were taken away from phenocrystals. Raw maps are characterized by 35-45% indexed surface. Manual indexation is characterized by 50-60% indexed surface and shows the same results. Non-indexed orientation 1 µm x 1 µm pixels are linked to polishing defects, grain boundaries, the presence of glass and non-indexed minor phases like apatite.

The starting material exhibit a clinopyroxene CPO characterized by a density maximum equal to 1.8, 1.3, 1.7 times a uniform distribution of respectively [100], [010] and [001] axes and a plagioclase CPO characterized by a maximum density equal to 3.2, 4.8, 2.8 of [100], [010] and [001] axes, respectively. Deformed samples between 600 °C and 900 °C show a decrease with increasing temperature of deformation of the density maximum for plagioclase and Cpx. At, 900 °C Cpx maximum density equals to 1.5, 1.3 and 1.7 along [100] axis, [010] axis, and [001] axis respectively. Plagioclase maximum density equals to 1.8, 2.3, 1.7, for [100], [010] axis and [001] axes respectively. Moreover, subsequent pyroxenes appear to have rotated, indeed Cpx CPO shows an azimuthal rotation of 45 ° on [100] and [010] axes. The azimuth of [001] axis does not show any variation between the starting material and deformed sample.

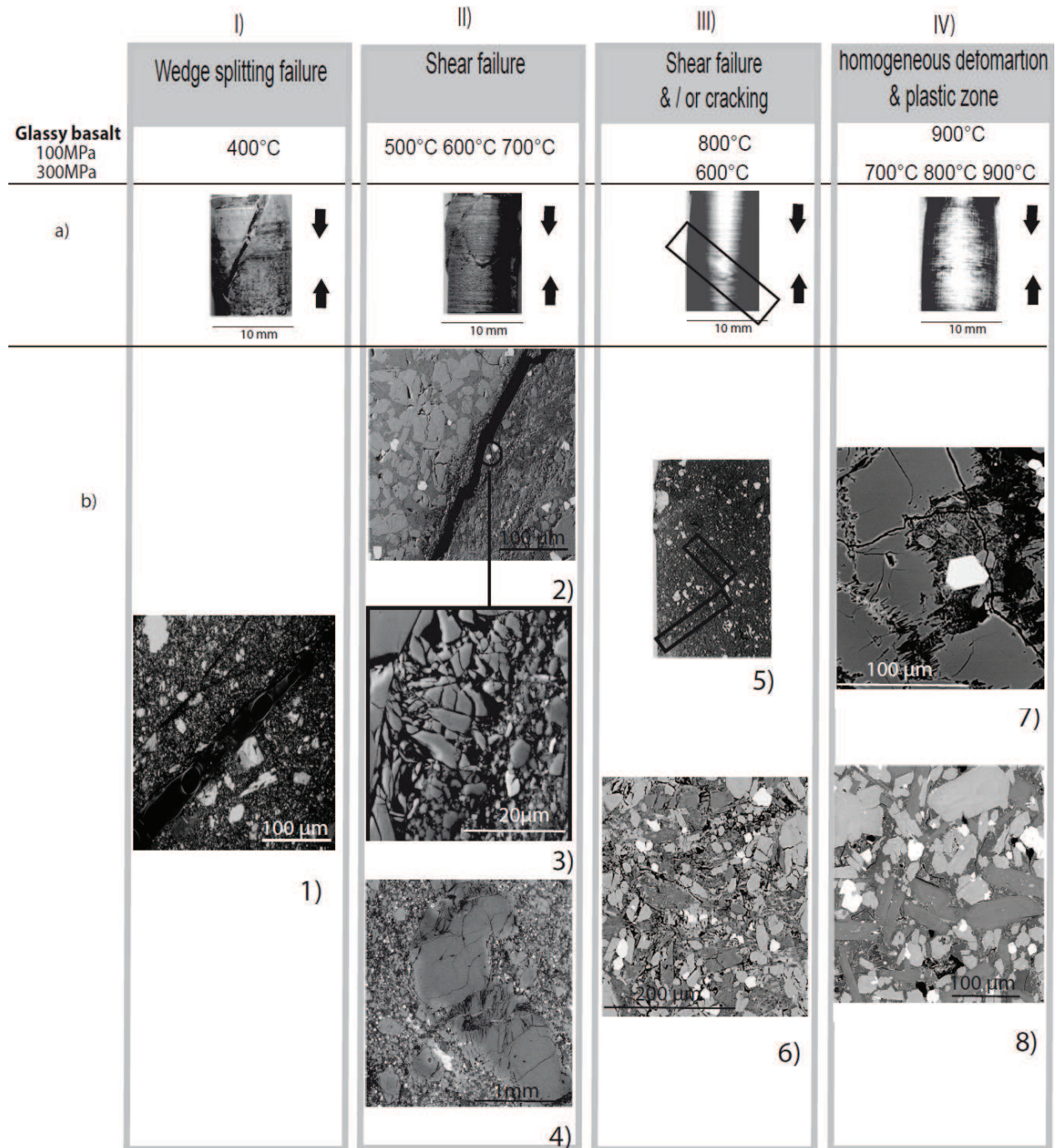


Figure 4: a) Photographs of post-run jacketed GB sample (b) thin section photograph of GB samples deformed under different physical conditions. 1) and 5) Optical plane-polarized light micrograph 2-3-4-6-7-8) Backscattered Scanning Electron microphotograph.

5.2) *Glass free basalt*

Localized deformation was observed from 400 °C to 900 °C at 100 MPa and temperatures between 600 to 800 °C at 300 MPa (Figure 5 n° 1-2-3-4). Distributed deformation was observed in the temperature range of 800 to 950 °C at 300 MPa.

At 400 to 700 °C GFB failed by axial crack wedge splitting. In the range of 800 °C to 900 °C at 100 MPa and 600 to 700 °C at 300 MPa sample GFB failed by brittle fracture accompanied with the formation of localized shear fractures arranged en echelon. Shear zones are characterized by brittle cataclastic micro-structures. They are oriented between 30° to 45° to the compression direction (Figure 7c). SEM-BSE images show that shear zones contain angular fragment that range from 0.01 µm to 10 µm, compared to initial grain size of 100-500 µm. Shear zones are wider in the central part of the sample than near surface of the samples. Within shear zone, there are phase rearrangements. Plagioclase and oxide are aligned and formed black and white mottling. Oxides are strongly elongated. We can also note a series of cracks along the edge of the thin section (Figure 5 n°4).

From 800 °C to 950 °C deformation is distributed at 300 MPa. The indications of deformation are rare. No compositional or mineralogical changes were recognized. Oxides do not show any textural or chemical change compared to the starting sample (Figure 5 n°7). Each sample contains a network of interpenetrating micro-faults oriented between 30 and 40°. Apparent porosity has largely decrease compared to the starting sample (1-2%).

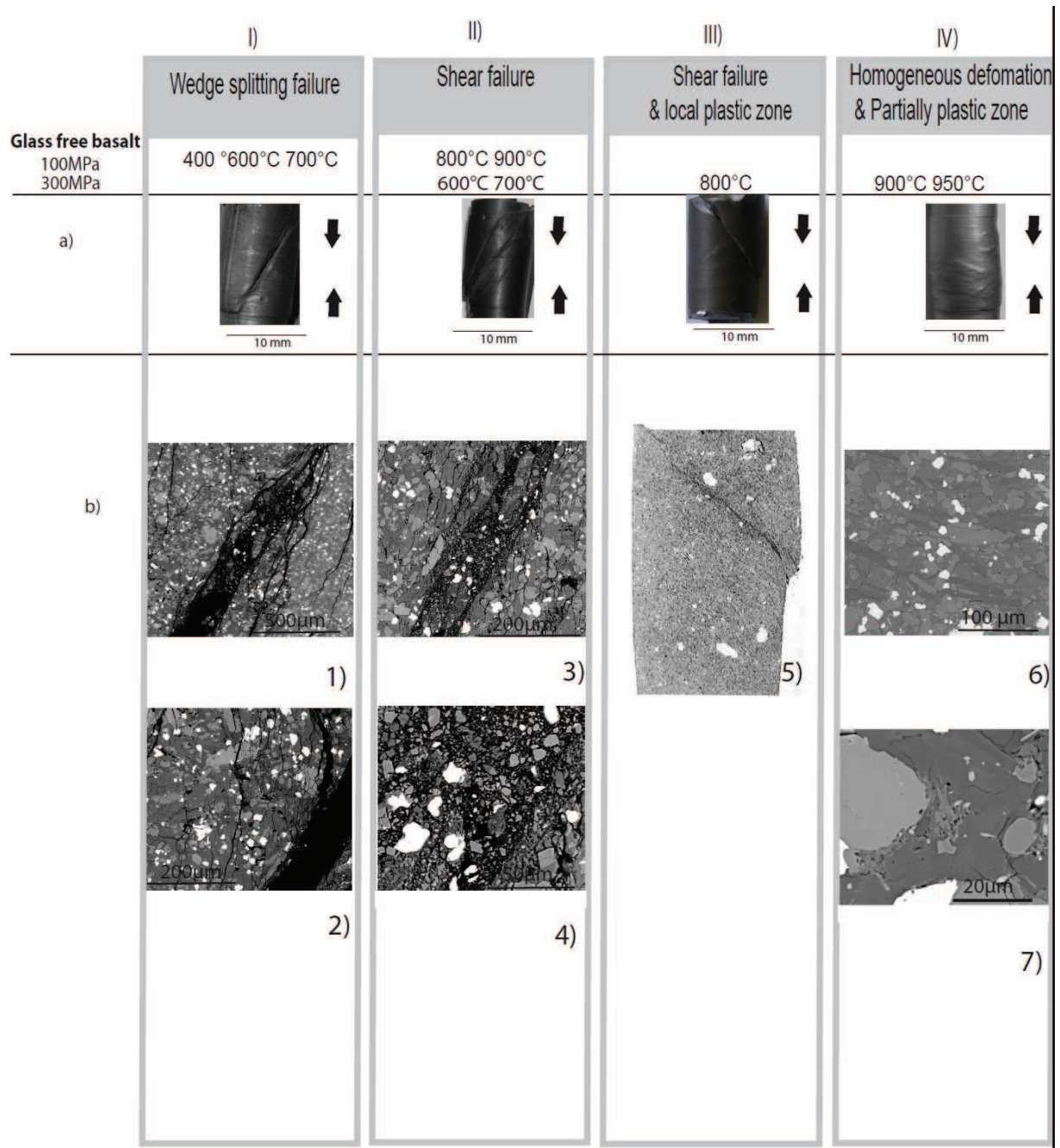


Figure 5: a) Photographs Post-run jacketed GFB sample (b) Microstructures of several deformed GFB samples of basalt on thin sections. 5) Optical plane-polarized light micrograph 1-2-3-4-6-7) Backscattered Scanning Electron microphotograph.

6. THE BRITTLE AND DUCTILE DOMAINS

In this paragraph, the brittle and the ductile domains will be defined as a function of microstructure observation and mechanical results. Secondly, we will consider the physical variables influencing the brittle and ductile regimes, as pressure, temperature, pressure, strain rate, finite strain. Finally, mechanical results will be quantified in terms of rheological law (friction law and power law) for both regimes in order to extrapolate these results at temperature, pressure, and strain rate of crustal oceanic conditions.

6.1) Definition of the brittle and ductile domains.

With increasing depth, i.e. increasing pressure and temperature, rocks undergo a transition in failure mode from localized brittle fracture to non localized plastic flow (Evans et al., 1990). The definition of the deformation regime (brittle/ductile) is complicated in the case of heterogeneous materials, such as the basalts of this study. In fact, brittle and plastic behaviour may coexist under the same conditions for different phases (Scholz, 1998). The term ductility is consequently used here to denote the capacity of a sample to change in shape without localized faulting (e.g. Paterson, 1978). Hence, ductile does not necessarily imply a constant volume deformation or uniquely plastic behaviour at microscopic level, other brittle mechanisms may operate. This definition is essentially macroscopic one, as are the stress-strain measurements. The ductile flow for basalt is therefore a macroscopic characteristic, deriving from a variety of microscopic mechanisms.

For GB sample, the examination of deformed samples suggests a good correlation between macroscopic deformation mode and the stress-strain behaviour. Localized deformation corresponds to strain weakening (only occurs at 400 °C) and constant stress deformation at high strain (500-800 °C, 100 MPa) for a given strain rate, whereas distributed deformation corresponds to strain hardening at all strains. These data indicate that the brittle regime occurs from 400 to 700 °C at 100 MPa and ductile regime from 800 to 900 °C at 100 MPa, and from 600 to 900 °C at 300 MPa. Microstructure observations show that brittle regime is divided in two types of mechanisms. At 400 °C 100 MPa the sample fails by brittle failure mode, whereas

between 500 °C and 800 °C at 100 MPa the sample fails by localized rupture, along shear zones with a cataclastic microstructure. A deformation mechanism at 300 MPa cannot be defined because characteristic microstructure of deformation mechanisms are rare at optical and SEM scales used here. However, brittle mechanisms, such as cracking is involved in the deformation of the 600 °C 300 MPa deformed sample.

For the glass free basalt, the examination of deformed samples suggests again strong correlation between macroscopic deformation and the stress-strain behaviour. Localized deformation in samples corresponds to strain weakening mechanical behaviour, whereas distributed deformation corresponds to deformation at constant stress for a given strain rate. As pressure and temperature increased there is a transition from wedge splitting (400 °C and 600 °C at 100 MPa) to faulting along shear oriented plane (700-900 °C at 100 MPa, 600-800 °C 300 MPa) to finally macroscopically homogeneous flow (800 °C 300 MPa). These data indicate that the brittle regime occurs from 400 to 900 °C at 100 MPa and 600 to 700 °C at 300 MPa, and the semi-brittle to ductile regime from 800 to 950 °C at 300 MPa.

Combination of mechanical and micro-structural data indicates that a transition from brittle to ductile behaviour is observed in the investigated temperature and pressure range for the two samples studied here, at a strain rate of 10^{-5} s^{-1} . The physical conditions at which transitions are observed strongly depend on the nature of starting material.

6.2) Physical factor influencing the brittle to ductile transition

Here we are setting out the essential factors involved in the transition from brittleness to ductility in basalt. The following dependence of stress (σ) on strain rate ($\dot{\epsilon}$), finite strain (ϵ), absolute temperature (T), confining pressure or effective confining pressure (P) can be used to estimate changes in rock deformation (equation 1).

$$d(\ln \sigma) = \left. \frac{\partial(\ln \sigma)}{\partial(\ln \dot{\epsilon})} \right|_{p, \frac{1}{T}, \epsilon} d(\ln \dot{\epsilon}) + \left. \frac{\partial(\ln \sigma)}{\partial(\ln p)} \right|_{\frac{1}{T}, \dot{\epsilon}, \epsilon} d(\ln p) + \left. \frac{\partial(\ln \sigma)}{\partial(\ln \frac{1}{T})} \right|_{p, \dot{\epsilon}, \epsilon} d(\ln \frac{1}{T}) + \left. \frac{\partial(\ln \sigma)}{\partial(\ln \epsilon)} \right|_{\frac{1}{T}, p, \dot{\epsilon}} d(\ln \epsilon) \quad (1)$$

Parameters of this equation are dependant of the deformation regime. For instance in the case of cataclastic deformation mechanism without any marker of plastic deformation, the equation 1 can be simplify simplified as the friction law, where only a pressure dependence is observed.

$$\tau = C + \mu\sigma_n \quad (2)$$

Where μ the dynamic friction coefficient is linked to the shear (τ) and normal force (σ_n), which are necessary to maintain sliding in a shear plane.

In the case of deformation by intracrystalline plasticity without brittle mechanism involved in the deformation, the equation 1 can be simplify as steady-state power law

$$\dot{\epsilon} = A.\sigma^n.\exp(-Q/RT) \quad (3)$$

where A is a material constant, n the stress exponent, Q the activation energy, R the gas constant, and other parameters are defined above.

The experiments performed in axial compression were limited to strains up to about 15%, and thus, it was not possible to know if stress drops or constant stress (at constant strain rate, sometimes called steady-state) would occur at higher strains. Moreover, for the two basalts, it is often not obvious to define precise yield points, marking the departure from non linear behaviour. A further complication is that the initial slope of the stress-strain curves varies from one set of conditions to another. So, given the complexity of the mechanical behaviour of these samples, it is necessary to take some precautions and to discriminate the effect of each physical parameter that influences deformation behaviour.

Figure 4

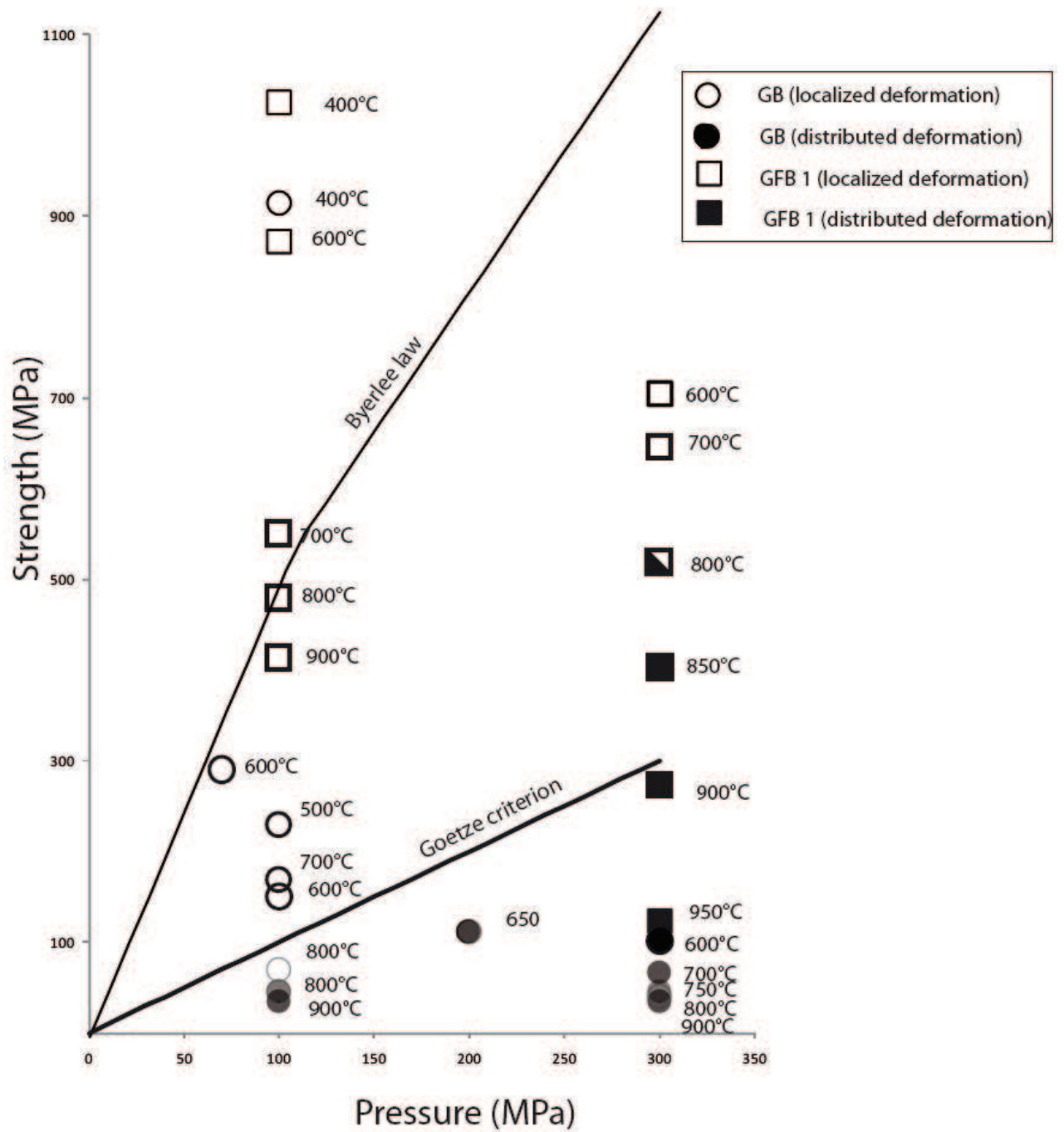


Figure 6: Strength versus pressure for temperature ranging from 400 °C to 950 °C. The peak stress is reported for samples that localized, and the differential stress at 2% is reported for samples that showed distributed deformation. Open symbols correspond to localized deformation. Full symbols correspond to distributed deformation. The Byerlee law and the Goetze criterion are given as references.

- Pressure dependence

The pressure dependence of strength at different temperatures is shown in Figure 6. The Byerlee's law and Goetze's criterion are given as references in Figure 6. The Byerlee law is an experimentally derived law that corresponds to the stress levels in the Earth's crust at which sliding along a geological fault takes place. The Goetze criterion is an empirical criterion that predicts fully plastic flow when differential stress is lower than the effective confining pressure (e.g. Kohlstedt et al., 1995).

We report in Figure 6 the stress as a function of effective confining pressure, where the strength is the peak stress for samples with localized deformation and the stress at 2% of finite strain for samples with distributed deformation (see Table 2).

For the glass-containing sample GB, the effect of confining pressure is dramatic on the stress level of the samples at a strain rate of 10^{-5} s^{-1} and low temperature (400-600 °C): stresses at a confining pressure of 100 MPa range from 900 to 250 MPa, whereas at 300 MPa they never exceed 100 MPa as shown in Figures 2 and 6. In contrast, at a confining pressure of 200-300 MPa (Figure 6) the stress range is well inside the ductile field, with in consequence stress levels well below the confining pressure and a distributed deformation. For the glass-free sample the mechanical behaviour is more classical, with brittle behaviour at 100 MPa, except for highest temperature (900 °C), just on the edge of the semi-brittle field. Even at $P_c = 300 \text{ MPa}$ the stresses cover the semi-brittle field at low temperature (600 °C-800 °C), with clearly localized deformation, with a transition to distributed deformation at high temperature (800 °C to 850 °C). At the highest temperatures (900-950 °C) the stress levels fall in the ductile field with a distributed deformation, but the stresses remain high at 250 to 100 MPa (Figure 6).

In Figure 7 we plot the sliding stress after strain localization, at 5% permanent strain (Table 3). On the Mohr diagram, (Figure 7), GB sample shows, at all temperatures, that the sliding stress is strongly dependent on the effective pressure.

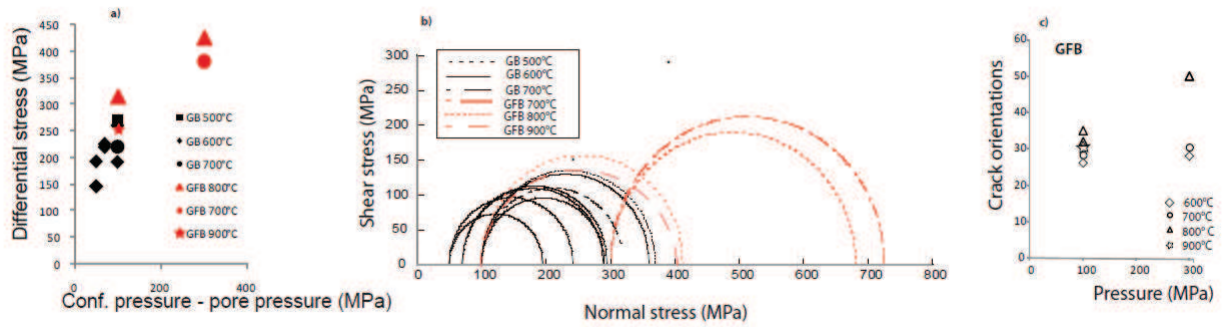


Figure 7: Maximum differential stress increases with effective confining pressure for brittle deformed sample. On the strain-stress curves, the stress value is picked at 2% after stress drop. a) Linear least squares fit to effective confining pressure versus friction stress at strain rate of 10^{-5} s^{-1} . b) Mohr circle constructed with the data presented on Figure 3a. The line approximately tangent to the Mohr circles indicates a coefficient of friction $\mu = 0.42$ and $C = 34 \text{ MPa}$. c) Cracks orientations versus pressures for GFB sample.

- Temperature dependence

In the brittle domain, for the glass-containing sample GB, strength is poorly dependent on temperature, excepted for the lowest temperature (400 °C) that exhibits very high strength. The variation observed at 100 MPa and 500, 600 and 700 °C are not systematic, which may be the expression of sample variability. The sliding stress provides the same conclusions (Figure 7). For the glass-free sample GFB, both the strength (Figure 6) and the sliding stress at 5% (Figure 7) display a systematic, but modest, decrease with temperature in the intervals 700-900 °C at 100 MPa and 600-800 °C at 300 MPa ($\sim 0.5 \text{ MPa/}^\circ\text{C}$). GFB shows very high strengths at 400 °C and 600 °C at 100 MPa (Figure 6).

In the ductile domain, GB and GFB samples display stresses at 2% and 5% of finite strain that systematically decrease with temperature ($> 20 \text{ MPa}$) (Figure 2 and 6). This temperature dependence is highlighted on Figure 8, where the logarithm of strain rate versus the inverse of temperature is for a constant stress of 100 MPa (see below for additional discussion).

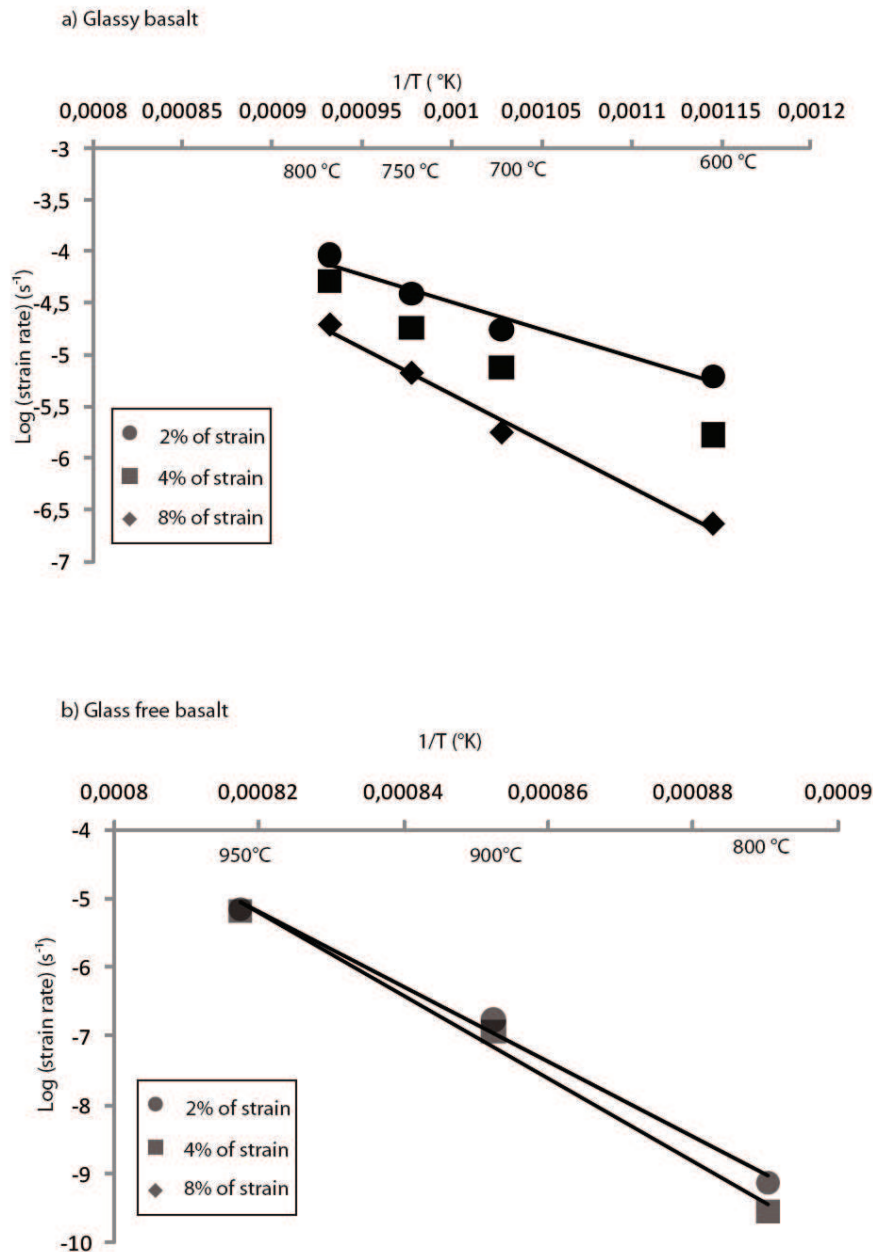


Figure 8: Plots of stress versus the reciprocal temperature at different finite strain. a) GB sample. b) GFB sample.

- Strain rate dependence

In the brittle domain, for GB and GFB, stress is weakly dependent on the strain rate (Figure 3-9). There is a marked difference in strain rate sensitivity between samples with localized deformation and those with distributed deformation, in particular for the glassy samples. The samples with localized deformation have small or even slightly negative strain rate sensitivity; i.e. strength decreases with increasing strain rate. The stress levels (Figure 9) indicate that the temperature increase from 600 to 800 $^{\circ}\text{C}$

results in an important decrease in stress level for localized deformation for GB samples, with the lowest temperatures corresponding to highest stresses. For samples with distributed deformation the strain rate sensitivity is much more pronounced and appears to increase with increasing temperature, this effect being more marked for the glass free GFB than the GB samples. The stress relaxation tests are in general agreement with the constant strain rate tests, both types of test show some scatter, reflecting variability between samples and the intrinsic heterogeneity of individual samples.

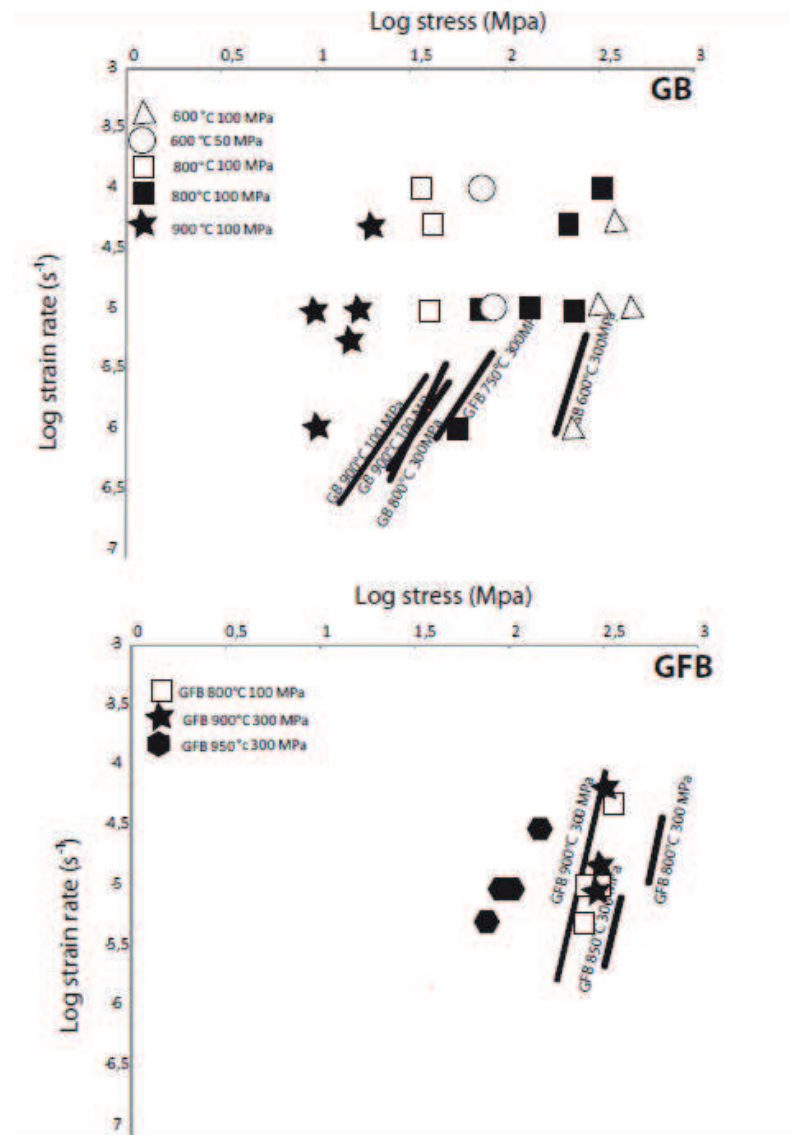


Figure 9: Plots of log strain rate versus log stress. a) GB sample, b) GFB sample. Open symbols correspond to localized deformation. Full symbols correspond to distributed deformation.

- Finite strain dependence

The peak of GB sample at 400°C-100 MPa and GFB sample at 400°C and 600°C is followed by a load drop and then strain weakening (Figure 2).

At 300 MPa, GB strain hardens at all strain and at all temperature but the strain hardening systematically decreases from 600 to 750 °C and becomes negligible at higher temperature (Figure 2b). (Figure 2). The strain rate is calculated as a function of the reciprocal temperature at strains of 2%, 4% and 8% respectively (Figure. 8). The dependence of finite strain on strain rate is within experimental error for GFB sample and modest for GB sample. The marked strain hardening of GB with increasing finite strain explains this pattern (Figure 2-3).

6.3) Constitutive law

- Brittle behaviour

Brittle deformation is weakly sensitive to strain rate and to finite strain after the load drop. However brittle deformation has a high sensitivity to pressure as is classically known (e.g. Paterson, 1978). In addition, the glass-containing GB sample is temperature sensitive in the case of localized deformation (Figure 9).

In this case, the first, third and fourth terms of the equation 1 are negligible for the GFB sample. Friction law can be thus used as first approximation to quantify the brittle deformation.

The friction (sliding) coefficient was determined by using the pressure dependence of differential stress measured once sliding on the shear plane is assumed stable (characterized by a constant value of differential stress). Sliding stress is peaked at a finite strain of 5% that corresponds approximately to finite strain when permanent stress is observed, is plotted versus effective pressure (Figure.7a) and is similar for GB and GBF samples, despite the effect of temperature seen in Figure 9 for GB samples. Mohr circles are drawn using the sliding differential stress measured at $\dot{\epsilon} = 10^{-5}\text{s}^{-1}$ in each experiment (Figure 7b) with $\sigma_3 = P_{eff}$. A linear fit between $\sigma_1 - \sigma_3$ and P_{eff} gives a slope $\mu' = 1.3$ with a Y intercept, which represents the uniaxial compressive strength, of $\sigma_0 = 106$ MPa. The coefficient of friction μ and the cohesive strength C are constrained by the equivalence relations (Paterson, 1978), where

$$\tau = C + \mu\sigma_n \quad (2)$$

$$\text{and } \mu = \mu' / (2\sqrt{1 + \mu'}) \quad C = \sigma_0 / (2\sqrt{1 + \mu'}) \quad (4)$$

Using the linear fit approximately tangent to the Mohr circles indicates a coefficient of friction of $\mu = 0.42$ and a cohesive strength of 34 MPa. The fracture angle characteristic of these parameters is of 33° to the compression direction, which corresponds to our observations on GFB at 100 MPa (600 - 900 °C) and 300 MPa (600 and 700 °C) (Figure 7c)

Values of friction coefficient are in agreement with previous studies on various volcanic rocks at low temperature ($0.43 < \mu < 0.6$) (Rocchi, et al., 2002), and they are lower than the values suggest by Byerlee (1978) ($\tau = 50 + 0.6\sigma_n$).

- Ductile behaviour:

In experiments where mechanical and micro-structural observations show evidence of homogeneous and partially ductile deformation, the following power law equation is used to describe the sensitivity of strain rate to stress and temperature at fixed strain. Indeed, deformation at high temperature and pressure in rocks is often described using the steady-state power law (equation 3). If equation (3) adequately describes the deformation, then the first term in equation (1). is $1/n$ (n =stress exponent), the second is zero (there is no pressure dependence of stress as shown in Figure 6), the third is Q/nR (where Q is the activation energy, R is the gas constant) and the last is negligible (finite strain dependence of stress is not taking account).

Because of the influence of cataclastic mechanisms (highlighted by strain hardening behaviour at high strain, see above), using a constitutive law of this form will be, at best, an approximate lower bound of the actual rock strength in the case of work hardening and an upper bound in the case of strain softening. In the following, we cast these empirical coefficients in terms of apparent values of n and Q to estimate strength, while recognizing that a more complex constitutive law is necessary to describe behaviour of these samples.

For GB, the equation (3) is only used between 700 °C and 900 °C and at confining pressure of 300 MPa. For GFB, we used this equation between 850 °C and 950 °C at a confining pressure of 300 MPa.

Using the equation (3), the strain rate dependence was determined from strain rate-steps and stress relaxations that were applied in most runs (Figure 3 and 9; Table 3). Moreover, additional experiments have been performed at constant load (creep test)

of 70 MPa and 100 MPa, at a confining pressure of 300 MPa. Stress exponent n was determined from linear least squares regression fit to the logarithm of stress versus to the logarithm of strain rate data at each temperature for a given sample (Figure 9). For GB, the stress exponent (n) ranges from 3.1 to 4.3. For the GFB n ranges from 3.0 to 4.2. Average values of n , Q and A were taken for GB, GFB respectively.

The activation energy was determined from a least squares fit of the logarithm stress versus inverse absolute temperature data at a given strain rate, or by correcting the strain rates to a given constant stress of 100 MPa at each temperature and fitting the logarithm strain rate versus inverse temperature (Figure 8). Stress level where arbitrary chosen at a finite strain of 5%. In the case where stress evolves with finite strain (e.g. strain hardening at low temperature in GB sample), activation energy was calculated at different strains.

GB activation energy is weakly dependent on finite strain; varying from 59 ± 15 KJ/mol KJ/mol the values are relatively low for distributed deformation as also see in Figure 9. In contrast to situation for localized deformation at 100 MPa confining pressure, where the stress level decreases at same strain rate with increasing temperature, so we cannot characterize the activation energy $Q = R \ln(\dot{\epsilon}_1 / \dot{\epsilon}_2) / (\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2})$ as the natural logarithm term would be zero, this effect is related $\partial \sigma / \partial (1/T)$.

The activation energy is independent of the finite strain in GFB. The activation energy and stress exponents do not evolve during experiments for GFB and show little variations for GB, suggesting that deformation processes have a limited evolution with finite strain. However, there is a considerable difference in sensitivity to temperature between GB and GFB with activation energies of $59 \text{ kJ.mol}^{-1} \pm 15$ and $456 \pm 4 \text{ kJ.mol}^{-1}$ respectively.

Combining average stress exponent and Q , the following strain rate laws are calculated.

$$\text{GB: } \dot{\epsilon} = (1.3 \pm 0.8 \cdot 10^{-9}) \sigma^{(3.7 \pm 0.6)} \cdot \exp^{((-59,0 \pm 15)/RT)}$$

$$\text{GFB: } \dot{\epsilon} = (6.1 \pm 2.2 \cdot 10^8) \cdot \sigma^{(3.6 \pm 0.6)} \cdot \exp^{((-456,0 \pm 4)/RT)}$$

where the stress is in MPa, the activation energy in kJ/mol and the pre-exponential term in $\text{MPa}^n \text{s}^{-1}$.

The large uncertainty of the pre-exponential term reflects that all the factors (finite strain and pressure dependence of stress) have not taken explicitly into consideration and reflects probably also the sample-to-sample variability and heterogeneity.

7. SAMPLE COMPARISON

In the brittle field, the glassy and non-glassy basalts behave similarly, and a friction coefficient of 0.42 have been determined (see above).

The large difference of strength in the ductile domain between GB and GFB sample, quantitatively described by the very different flow power law parameters, suggests that glass presence plays a fundamental role in the ductile deformation processes of GB samples. Indeed, the two samples only differ in composition by the amount of glass present in the matrix. In this paragraph, we will first discuss the intrinsic parameters (i.e. petrological composition) that could influence the brittle and ductile deformation of GB and GFB sample, and in particular the impact of the presence of glass on the ductile deformation of GB samples. Secondly, the present results will be compared to previously published rheological studies of basalt and diabase.

7.1) Glass impact on GB ductile deformation

Previously published mechanical and structural data on partially molten rocks in compression (Dell Angelo and Tullis 1988) indicate that deformation in partially molten rocks depend on amount and distribution of the melt, and on the capacity to the melt to migrate at a given strain rate. They conclude that if the melt can migrate (at low strain rate with good connectivity of melt pockets), melt promotes ductile deformation: the melt favours grain boundary sliding and crystals can deform by dislocation glide or diffusion creep. Inversely when the melt forms isolated pockets (at high strain rate, poor connectivity of melt pockets), it will reduce the effective confining pressure and may promote brittle deformation. In the present study, deformation of the glassy phase has not been directly observed. However, EBSD results on GB sample deformed at 900 °C suggest that the deformation permits a weak disorganization of the initial crystalline fabric and that at the same time Cpx crystals have rotated with respect to the compression axis. This deformation is distributed in the entire volume of the sample. Consequently, it suggests that crystals have rotated rigidly and with no evidence of plastic from optical microstructure it

would tend to the hypothesis of rigid rotation of phenocrysts. The GB sample could then be described as relatively large rigid crystals rotating in soft matrix composed of micro- to nano-sized crystals and glassy matrix, a microstructural description that corresponds to SEM images of the samples observed at different magnifications.

Other studies on the deformation of partially melted rocks indicate that with an increase of melt fraction, the sample undergoes a transition between crystal supported and fully fluid behaviour (Barboza et Bergantz, 1998 ; Rosenberg and Handy, 2004). The melt fraction interval over which this transition occurs is about 20-40%. In this study, the glass content in GB has been evaluated between 15 and 25%, which corresponds to the lower bound of the rheological transition. So, glass fraction of GB sample can not control the whole rock deformation.

In order to evaluate the effect of glass on the basalt rheology, the mechanical behaviour of the glassy basalt have been treated as a two phases aggregate composed of crystalline glass-free basalt and glass, using 1) the mechanical results for glass-free basalt (GFB) and 2) the rheology of a phonolitic melt (Whittington et al., 2001). The EPMA chemical analyses of the glass present in the starting material show that its composition is close to a hydrated phonolitic melt with 1-2% of water. At our experimental temperature, the glass varies between $10^7 < \text{viscosity} < 10^{21}$ Pa.s for a dry phonolitic melt and between $10^5 < \text{viscosity} < 10^{13}$ for a hydrated 1% phonolitic melt (Whittington et al., 2001). Two extreme models have been tested. In the parallel model, the basalt deformation operates independently to the glass deformation whereas in a serie model, the basalt and glass deformation are coupled such that one follows the other in a sequential manner.

We can use a simple rule of mixtures volume fraction based approach for two components operating in parallel, the measured steady step creep is given by:

$$\frac{1}{\dot{\epsilon}_{GB}} = \left(\frac{v}{\dot{\epsilon}_{Glass}} \right) + \left(\frac{1-v}{\dot{\epsilon}_{GFB}} \right) \quad (5)$$

where $\dot{\epsilon}$ is the strain rate for the different component and v the volume fraction of glass in model basalt-glass mixture. The slowest mechanism dominates the strain rate, providing a lower bound.

For deformation operating in series the measured steady state strain rate is given by:

$$\dot{\epsilon}_{GB} = v \dot{\epsilon}_{Glass} + (1-v) \dot{\epsilon}_{GFB} \quad (6)$$

The fastest mechanism dominates the strain rate, providing an upper bound.

Models have been calculated at temperature of 700 °C and 800 °C for 10%, 20% of dry melt, 20% of hydrated (1% of water). Rheology of GB and the melt are given as reference in Figure 10. None of the models matches with the GB sample rheology suggesting that GB deformation is more complex than what we can evaluate with these simple models only based on the volume fractions. However at 700 °C GB rheology seems intermediate between the 20% glass hydrated melt (1% water) model in parallel and the same one in series. At 800 °C GB rheology is close to the 20% dry or wet melt model in parallel. These models suggest that the water content in melt is important for explaining the rheology of the glass-containing sample. Secondly, the differences in activation energy between GB and GFB sample suggest that the glass accommodates a part of the deformation. The deformation is accommodated in a different way with temperature (rather series or parallel depending on temperature). The effect of temperature on rheology seems to depend on one hand of the glass rheology and on the other hand on how the glass contributes to the sample deformation.

A more sophisticated model involving more information on the microstructure would provide better physical constraints on the mechanics of the deformation.

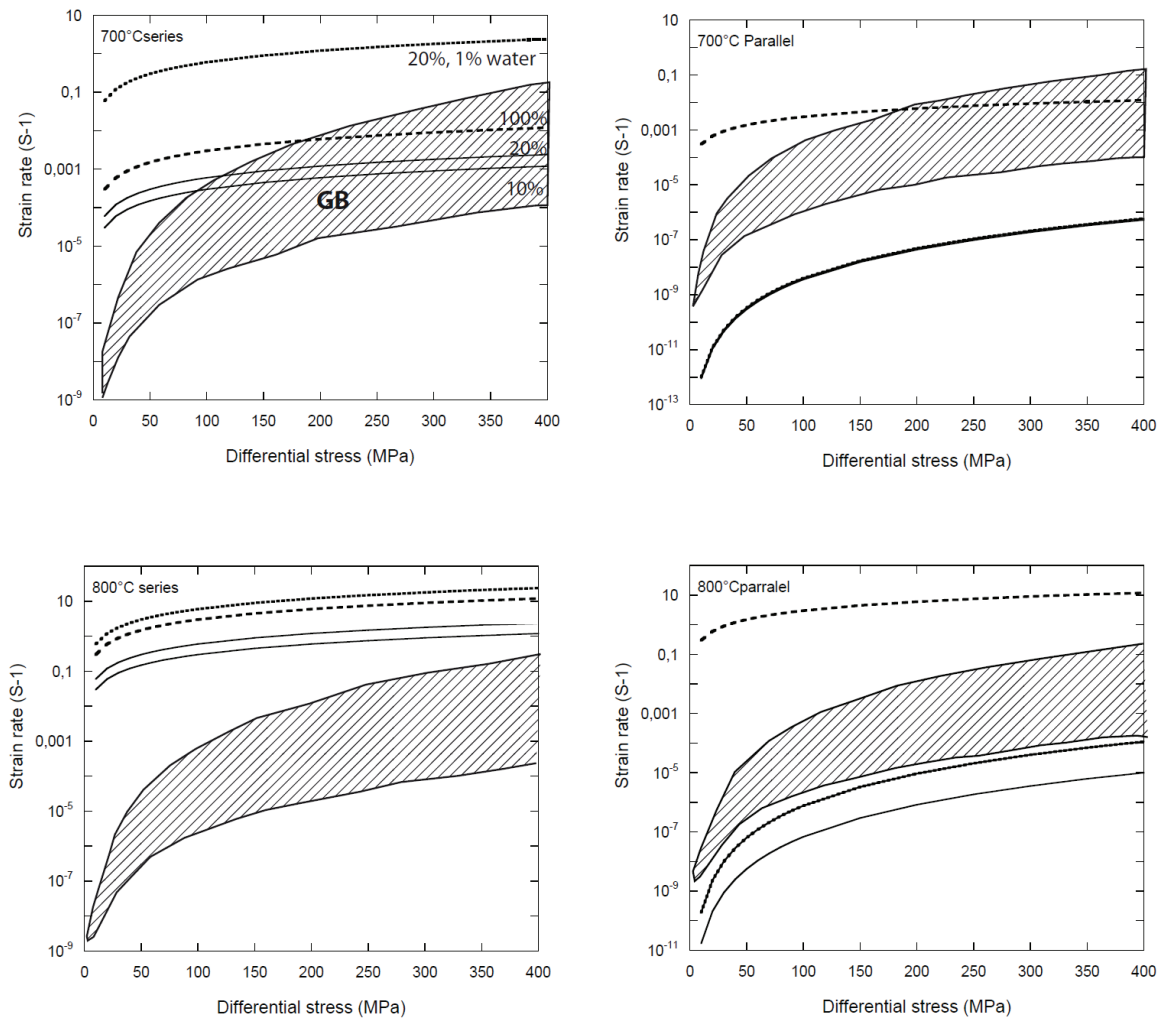


Figure 10: Two components models (glass and basalt) calculated in series and parallel at temperature of 700 °C and 800 °C for 10%, 20 %, 100% of dry melt, 20% of hydrated (1% of water) melt. Glass rheology is derived from Whittington et al., (2001). Basalt rheology is derived from GFB power flow law. GB rheology is given as reference.

7.2) Metamorphism impact on deformation

Another difficulty of this study was to identify the metamorphic changes occurring within the glass (GB) during the duration of a laboratory experiment and its impact on deformation. Growth of biotite and nepheline replacing glass and disappearance of magnetite was visible in all GB samples deformed at high pressure (300 MPa), but the neo-mineralisation affected only about 10% of the glass fraction of each sample, and neo-crystals were less than 10 μm in length. Experiments of longer duration are needed to study the influence of metamorphism on the deformation process. However, metamorphic changes (quartz and mica crystallisation) during the duration of a laboratory experiments (up to 30 hours) do not affect the mechanical behaviour

of a glassy basalt (Hacker and Christie, 1992). We have also no evidence that metamorphism of our sample affects the deformation mechanism; these changes could help to explain the hardening behaviour of our samples.

7.3) Oxide impact on glass-free basalt GFB brittle and ductile deformation

For GFB, plastic and brittle deformations coexist at the same time for different components. The first sign of plastic deformation in GBF sample occurs at about 700 °C by the elongations oxides parallel to the shear zone boundaries. At this temperature plagioclases and clinopyroxene deformed by combination of micro-cracking and heterogeneous cracking (Kronenberg and Shelton, 1980). Yet, little is known about the role of Fe-Ti-oxides during shear zone deformation. Agar and Lloyd, (1997) have shown that magnetite deformed by diffusion creep at temperature up to 550 to 650 °C in natural deformation. So, Fe-Ti-oxides behave as highly ductile phases at low temperature (Muller and Siemes, 1972). High concentration of Fe-Ti-oxide in shear zones of GBF samples may significantly reduce the strength at which the sample deformed.

7.4) Comparison with previous studies

- Glassy basalt

Hacker and Christie, (1992) performed the only experiments on a glassy plagioclase-rich basalt at temperature between 675-875 °C, effective pressure of 1 GPa and strain rate of 10^{-4} – 10^{-7} s⁻¹. The mechanical and micro structural characteristics of GB can be compared with those of Hacker and Christie (1992). The stress exponents found for GB at temperature between (800 and 900 °C) are similar to the ones found by Hacker and Christie (1992). However, the activation energy is ~ 3 times smaller than the one found by Hacker and Christie, (1992) ($Q=175\pm30$ KJ/mol⁻¹). The variation of Q can be explained by the difference in glass content in the sample (10-15% in Hacker and Christie (1992) sample, 15-25% in GB, and by the glass composition rhyolitic composition for Hacker and Christie (1992) sample, phonolitic composition for GB. Hacker and Christie (1992) basalt is ductile in the whole range of their experiments conditions. Deformation occurs by a combination of cracking and dislocation glide of the crystals and glass flow. Cracking corresponds to a network of

micro-faults inclined at 40-50° to the compression axis. The same geometry of grain scale fault is observed in our samples.

- Glass free basalt

No previous study of glass free basalts at relatively low temperature (< 900 °C) has been made. Rheological studies concern systematically partially melted basalts. However, mechanical behaviour of non-glassy diabbases has been studied previously by Shelton and Tullis (1981) ; Caristan, (1982) ; Kirby and Kronenberg (1998) ; Mackwell et al., (1998). Mackwell et al., (1998), have conducted creep tests on dry Maryland and Columbia diabbases at temperature from 900 to 1050 °C, a confining pressure of 500 MPa and strain rate from 10^{-7} to 10^{-5} s^{-1} . In these conditions, diabase microstructures are indicative of dislocation creep regime. Caristan (1982), and Shelton (1981) conducted experiments on samples with small amount of alteration phases that dehydrated at high temperature liberating water (for further discussion see Mackwell et al., 1998).

Rheology of diabase from Caristan (1982); Kirby and Kronenberg (1984) and Mackwell et al., (1998) are plotted in a diagram presenting differential stress versus temperature at a strain rate of 10^{-5} s^{-1} (Figure 11). Rheology of GB and GFB are also given in his diagram.

Caristan (1982) conducted constant strain rate experiments on Maryland diabase at a confining pressure of 450 MPa, and at a temperature of 1000 °C and a strain rate from 2.10^{-3} to 4.10^{-6} s^{-1} . Deformed samples had a combination of brittle and plastic microstructures.

The strengths of the diabase measured by Caristan (1982) and Mackwell et al., (1998) are higher by a factor of three than GFB data at 800 °C and 6 times higher at 1100 °C. The stress exponent found in this present study exponents are similar to the ones found by Mackwell et al., (1998) and Caristan (1982). The activation energy is slightly lower than the one of Mackwell et al., (1998) and Caristan, (1982). Such small differences could be explained by the petrological difference between basalt and a diabase. Even if the modal and chemical composition of GFB is almost identical to the Maryland diabase (Mackwell et al., 1998 ; Caristan et al., 1982), the grain size and crystal shapes of clinopyroxene and plagioclase of the groundmass are very different. GFB groundmass plagioclase size is very heterogeneous with an average

of 50 μm in length. Augite and plagioclase appear frequently xenomorphic. In Maryland diabase plagioclase size is homogeneous and 200 μm in length. Augite and plagioclase appear pseudo-automorphic (Caristan, 1982). However several studies on aggregate deformation show that dislocation creep regime is nearly independent of grain size (e.g. Karato, 1986 ;Rybacki and Dresen, 2004). Consequently other criteria have to be evoked to explain this small behaviour difference, as the oxide content which can strongly influence the deformation (see paragraph 7.3). Maryland diabase is composed of ~1% of oxide whereas GFB is composed of 10%.

$$\text{Shelton (1981)} \dot{\epsilon} = (?) \cdot \sigma^{(3.4)} \cdot \exp^{((-259)/RT)}$$

$$\text{Caristan (1982) (Maryland diabase)} = \dot{\epsilon} = (6.12 \cdot 10^{-2}) \cdot \sigma^{(3.05)} \cdot \exp^{((-276)/RT)}$$

$$\text{Kirby and Kronenberg (1984)} = \dot{\epsilon} = (1.58 \cdot 10^{-5}) \cdot \sigma^{(6.4)} \cdot \exp^{((-444)/RT)}$$

$$\text{Mackwell (1998) (Columbia diabase)} = \dot{\epsilon} = (190 + 110) \cdot \sigma^{(4.7 \pm 0.6)} \cdot \exp^{((-488 \pm 35)/RT)}$$

$$\text{Mackwell (1998) (Maryland diabase)} = \dot{\epsilon} = (8 \pm 4) \cdot \sigma^{(4.7 \pm 0.8)} \cdot \exp^{((-482 \pm 25)/RT)}$$

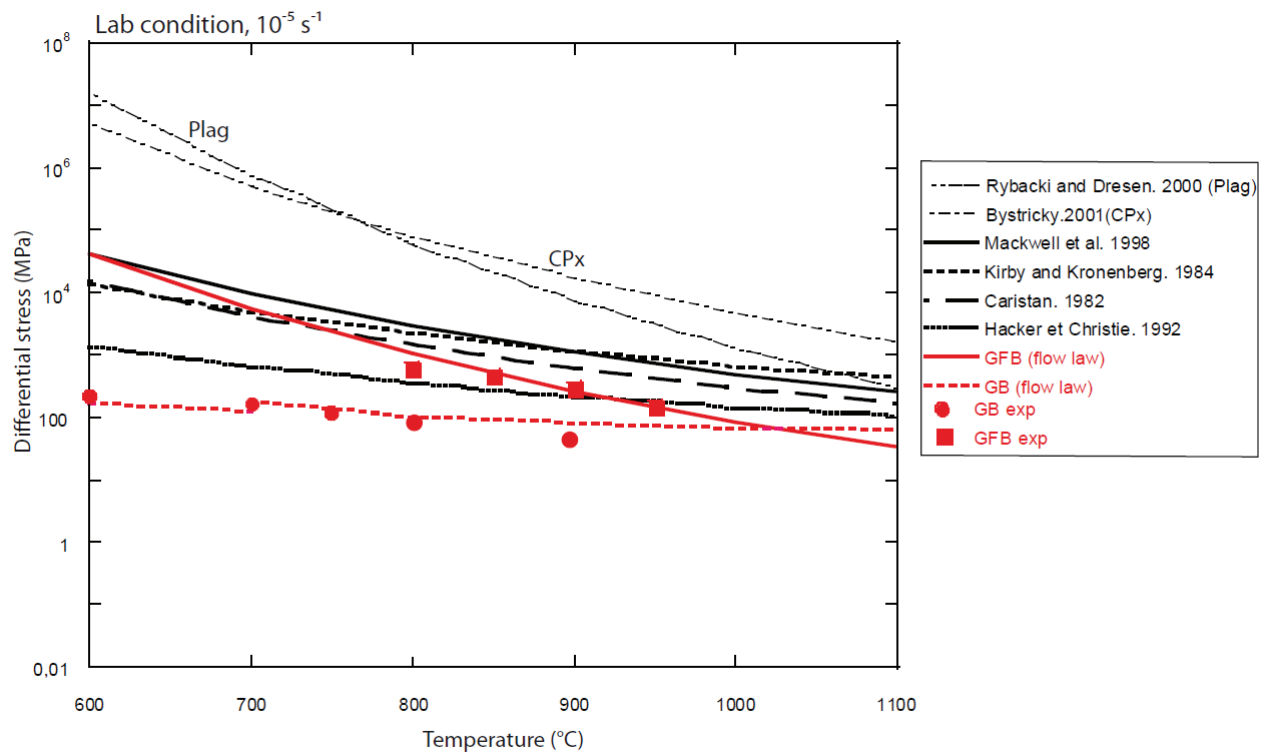


Figure 11: plot of differential stress versus temperature. Stresses are calculated for strain rate of 10^{-5} s^{-1} using a flow law for diabases (Mackwell et al., 1994; Caristan, 1982 ; Shelton et Tullis, 1981) and flow law of GB and GFB. Experimental points are also given.

8. IMPLICATION FOR OCEANIC CRUST

The rheology of oceanic crust is a function of temperature, pressure, fluid and lithologies. Rocks rheology controls the overall strength and deformation mode of the oceanic crust. In addition, the oceanic crust is mostly composed of basaltic rocks. A small proportion of glass in the basalt matrix seems to strongly influence the basalt rheology. Glass presence at depth is rare due to rapid glass alteration (Staudigel and Hart, 1983). However dykes margins or magma flow margins are examples of glass presence at depth (Ross, 1983, Thy et al., 1985, Fisk et al., 1996).

The brittle to ductile transition in rocks has often been described as a limit of permeability and has been regarded as indicating the maximum depth and temperature at which hydrothermal fluids may circulate. In fact, for low porosity rocks like our two samples (GB, GBF), laboratory measurements have described how permeability depends on porosity and deformation mechanism. In low porosity rock, dilatancy (which is associated with an increase of porosity) is generally observed when the rock fails by brittle faulting or by cataclastic flow. Indeed, micro structural observations have shown that dilatancy of the pore space is due to micro-cracking processes (Zhu and Wong, 1997). Zoback and Byerlee (1975) described the variation of permeability with stress on a Westerly granite. They show that permeability increased by a factor of 3 when the sample is stressed to 80% of the peak stress. In the cataclastic regime, measurement on halite (Peach and Spiers, 1996 ; Stormont and Daemen, 1992, on Carrara marble, and hot pressed calcite Zang et al., 1994), show an increased of permeability by seven orders of magnitude with the accumulation of strain (several percent). However, relatively little is known regarding the fluid transport properties of rocks undergoing ductile deformation by crystal plastic or diffusion flow mechanisms (Fischer and Paterson, 1989, 1992; Zhang et al., 1993b). Ductile deformation is often associated with no or minor dilatancy. On one hand, Peach and Spiers (1996) studies has shown that minor dilatancy (< 0.2 vol.%) during plastic deformation of salt rock can lead to very large increases in permeability. On the other hand many studies have shown that permeability greatly decrease during plastic flow of the rock matrix. For example, hot pressed calcite shows a strong decrease of permeability as a function of finite strain (Bernabe et al., 1982).

The extrapolation of the mechanical observations at a constant strain rate of 10^{-5} s^{-1} at geological conditions is needed to assess at the brittle/ductile transition depth in a basaltic crust for a given thermal gradient, and thus to estimate the maximal depth at which hydrothermal fluid circulate. Extrapolation models are the keys to interpret the rock deformation under natural conditions and to understand the morphology of the oceanic floor. Consequently, a new rheological model based only on GFB data is presented (Figure 12). Rheology of GFB basalt is plotted in the strength envelope in (Figure 10) using a strain rate of 10^{-14} s^{-1} and a two different thermal (1) ($100 \text{ }^{\circ}\text{C/km}$) gradient (Figure 12A-12B) of the oceanic crust at the axial Icelandic rift (2) (Foulger, 1994). The friction law of GB and GFB and flow laws GFB determined above were used to calculate the resulting differential stress as a function of depth. GFB rheologies plotted in Figure 12 result from the extrapolation of our data to slower strain rates than the one used in the deformation experiments and on the assumption that rock at depth consists exclusively of basalt. The validity of the extrapolation is also strongly dependent on the accuracy of the determination of μ based on the friction law and on n and Q derived on the flow law. For GFB sample the error of Q is $\pm 4 \text{ kJ/mol}$, that corresponds to an error of $\pm 200 \text{ m}$ in depth. The standard deviation of $n \pm 0.6$ for GB and GFB causes an error of about 600 m on the depth of the brittle to ductile transition. Error on the depth of the brittle to ductile transition is strongly dependent of the value of n . Error obtains for GFB is similar to the one obtained on Columbia and Maryland diabase by Mackwell et al., (1998). Consequently, strength envelope (figure 12) shows that glass free basalt may deform in the brittle field up to $500\text{-}700 \text{ }^{\circ}\text{C}$ at 10^{-14} s^{-1} . In Figure 12 A, GB is given as indication.

Mechanical observations at a constant strain rate of 10^{-5} s^{-1} and their extrapolation at geological strain rates, and temperature gradients of the volcanic zone in Iceland indicate that hydrothermal fluids might circulate, at least transiently, through the oceanic basaltic crust down to 5 to 6.5 km depth and supercritical fluids might be expected at these depths within the volcanic rift zone (Figure.12). Strength envelope (Figure 12) is available for thick basaltic crust, built by successive lava flow as in Iceland. These results are coherent with the lower limit of the Icelandic seismogenic zone which seems to be associated with a $650 \pm 100 \text{ }^{\circ}\text{C}$ isothermal surface (Fridleifsson and elders, 2005). Geological observations are in agreement with these rheological models. Several petrological studies based on ophiolite and *in situ* oceanic crust characterization have described high temperature metamorphism (500-

700 °C) in diabase and gabbros linked to hydrothermal circulation. E.g. : Diabase at Hole IODP 1256D are altered in the amphibolite facies (Wilson et al., 2006, France et al., 2009). Gabbros from Hess deep (Site IODP 894) show also alteration at temperatures of 700-750 °C (Manning et al., 1996). Sheeted dikes complex at Troodos Ophiolite show hydrothermal alteration of 550 -750 °C (Gillis, 2002). These temperatures provide a minimum estimate for the brittle deformation.

Additional experiments are needed, in particular experiments where permeability of volumetric strain could be measured, in order to link the deformation modes and porosity and permeability. Long term experiments, with reactive pore fluid as pore pressure are also needed, in order to investigate the rocks modification induced by the fluid reaction on the rheology.

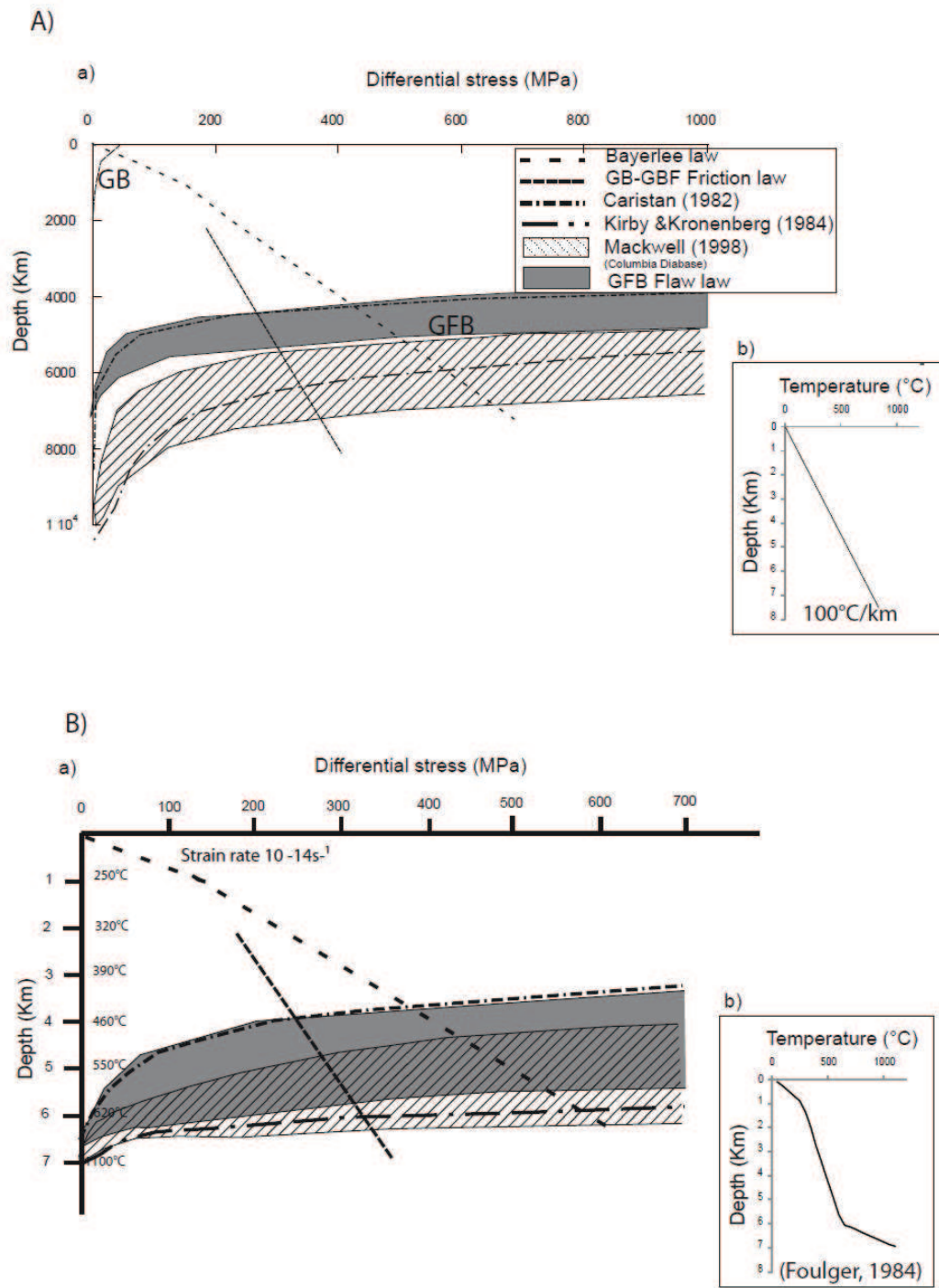


Figure 12 : A a) and B a) Differential stress versus depth profil for a typical Iceland crust at the rift axis. A strain rate of $10^{-14} s^{-1}$ was used in all calculation. A b) thermal gradient of 100 °C/ Km B b) thermal profile used in calculation (Foulger, 1984).

9. CONCLUSIONS

Brittle to ductile transition is one of the most important variables controlling the permeability of rock and consequently the fluid flow in hydrothermal systems. New experimental data obtained on two low porosities basalts performed at a constant strain rate of 10^{-5} s^{-1} and a confining pressure of 100 MPa and 300 MPa, pore pressure of 30 to 70 MPa and temperature between 400 °C and 1025 °C are presented in this work. It constitutes the first experimental study of basalt deformation under brittle and ductile deformation mode at oceanic crustal conditions.

Mechanical observations at 10^{-5} s^{-1} show that brittle to ductile transition strongly depend of the lithology. Several percent of glass may strongly influence the pressure and temperature at which occurs the brittle to ductile transition. The extrapolation of these mechanical results to geological strain rates indicate that basaltic rocks may deform in the brittle field to temperature up to $\sim 550 \pm 100 \text{ °C}$. The association of these data with the observed temperature gradients in volcanic zones in Iceland indicate that hydrothermal fluids might circulate, at least transiently, through the oceanic basaltic crust down to 4 to 6 Km.

At these depth and temperature, fluids are certainly in the supercritical state. Such fluids have been recently recognized to be of important scientific interests, in particular regarding geothermal energy. For instance, Iceland Deep Drilling Project (IDDP) whose main objective is to characterize the physical properties of the deep reservoir in order to produce supercritical hydrous fluids from drillable depth in Iceland (Fridleifsson, 2005, Massiot et al., 2009), predicts that the extraction of supercritical fluids may enhance by a factor of ten the electrical power of conventional geothermal power plants (Albertsson et al., 2003).

Finally, the present experiments were done only for a limited set of strain rates and pressures. Because the rocks are deforming by both cataclastic and plastic processes, the exact scaling of strength with effective lithostatic pressure, pore-fluid pressure, and deformation rate needs further clarification. When pore fluids are present, chemical and mechanical interactions with the rock matrix may cause important modifications to the geometry of the pore space that will undoubtedly influence both the rock strength and the transport properties of the rocks.

REFERENCES

- Albertsson A., Bjarnason J.O., Gunnarsson T., Ballzus C., Ingason K., 2003. The Iceland Deep Drilling Project: fluid handling evaluation and utilization. In: Proceedings of the International Geothermal Conference IGC-2003 Reykjavik, September 2003, Session 6, pp. 23–30
- Alt J.C., Laverne C., Vanko D.A., Tartarotti P., Teagle D.A.H., Bach W., Zuleger E., Erzinger J., Honnorez J., Pezard P.A., Becker K., Salisbury M.H., Wilkens R.H., 1996. Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the eastern equatorial Pacific: A synthesis of results from Site 504 (DSDP legs 69, 70, and 83, and ODP legs 111, 137, 140, and 148), Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 148, 417–434, doi:10.2973/odp.proc. sr.148.159.
- Agar S.M., Lloyd G.E., 1997. Deformation of Fe-Ti oxides in gabbroic shear zones from the
- Ágústsson K., Flovenz O.G., 2005. The Thickness of the Seismogenic Crust in Iceland and its Implications for Geothermal Systems. WGC 2005 manuscript
- Ave Lallement H.G., 1978. Experimental deformation of diopside and websterite. Tectonophysics, 48 : 1-27.
- Barboza S.A., Bergantz G.W., 1998. Rheological transitions and the progress of melting of crustal rocks. Earth and Planetary Science Letters 158 19–29
- Bernabé Y., Brace W.F., Evans B., 1982. Permeability, porosity and pore geometry of hotpressed calcite. Mech. Mat., 1, 173-183.
- Björnsson A., 2008. Temperature of the Icelandic crust: Inferred from electrical conductivity, temperature surface gradient, and maximum depth of earthquakes. Tectonophysics Volume 447, Issues 1-4, 1 February, Pages 136-141
- Borg I.Y., Heard H.C., 1969. Mechanical twinning and slip in experimental deformed plagioclase? Contrib. mineral and petrology, 23, 128-35
- Borg I.Y., Heard H.C., 1970. Experimental deformation of plagioclases. In Paulitsch (Editor) Experimental and Natural Rock Deformation. Springer, New York, pp. 375-403
- Byerlee J.D., 1978. "Friction of rocks". Pure and Applied Geophysics 116: 615–626. doi:10.1007/BF0087652
- Caristan, Y., The transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase. J. Geophys. Res., 87, 6781-6790, 1982.
- Caristan Y., 1982. The transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase. J. Geophys. Res. 87, 6781– 6790.

- Chen Y., Morgan W.J., 1990. A non-linear rheology model for mid-ocean ridge axis topography. *J.Geophys.Res* 88, 4183-4214, 1983.
- Dell'Angelo L.N., Tullis J., Yund R.A., 1987. Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics* 139 325-332
- Dell'Angelo L.N., Tullis J., 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *Geol.*, 6: 495-515.
- Dimanov A., Dresen G., 2005. Rheology of synthetic anorthite diopside aggregates: implications for ductile shear zones. *Journal of Geophysical Research* 110, B07203, doi:10.1029/2004JB003431.
- Dimanov A., Dresen G., Xiao X., Wirth R., 1999. Grain boundary diffusion creep of synthetic anorthite aggregates : The effect of water. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 104, NO. B5, PP. 10,483-10,497, 1999doi:10.1029/1998JB900113
- Dimanov A., Lavie M.P., Dresen G., Ingrin J., Jaoul O., 2003. Creep of polycrystalline anorthite and diopside. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 108, 2061, 14 PP., 2003doi:10.1029/2002JB001815.
- Edmond J.M., Van Damm K L., MacDuff R E., 1982. Measures C I. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature.*;297:187–191.
- Elderfield H., Schultz A., 1996. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean,. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 24, 191-224.
- Evans B., Fredrich J.T., Wong T-F., 1990. The brittle to ductile transition in rocks: Recent experimental and theoretical progress. In: A.G. Duba, W.B. Durham, J.W. Handin and H.F. Wang, Editors, *The Brittle-Ductile Transition. The Heard Volume, Geophys. Monogr. Ser. vol. 56, AGU, Washington, DC pp. 1–20.*
- Fischer G.J., Paterson M.S., 1989. Dilatancy During Rock Deformation at High Temperatures and Pressures. *J. Geophys. Res.*, 94(B12), 17,607–17,617, doi:10.1029/JB094iB12p17607.
- Fisk M.R., Neill A., Teagle Mc., Furnes D.H., Bach W., 1996. Data Report: Major-element chemistry of Hole 896A glass, *Proc. ODP, Sci. Results* 148 483–487.
- Frost H.J., Ashby M.F., 1982. *Deformation-mechanism maps*, Pergamon, Oxford.
- Foulger G.R., 1995. The Hengill geothermal area, Iceland; variation of temperature gradients deduced from the maximum depth of seismogenesis. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 65, 119-133.
- France L., Ildefonse B., Koepke J., 2009. The magmatic / hydrothermal transition in the Oman ophiolite and in the IODP hole 1256D: fossilisation of a dynamic melt lens at fast spreading ridges. *Geochemistry Geophysics Geosystems*

- Fontaine F.J., Rabinowicz M., Boulègue J., 2001. Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: Implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 407–425.
- Fontaine F.J., Cannat M., Escartin J., 2008. Hydrothermal circulation at slow-spreading mid-ocean ridges: The role of along-axis variations in axial lithospheric thickness. *Geology*; October 2008; v. 36; no. 10; p. 759-762; DOI: 10.1130/G24885A.1
- Foulger G.R., 1995. The Hengill geothermal area, Iceland; variation of temperature gradients deduced from the maximum depth of seismogenesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 65, 119-133.
- Fridleifsson G.O., Elders W.A., 2005. The Iceland Deep Drilling Project: a search for deep unconventional geothermal resources. *Geothermics* 34: 269-285
- Gillis K.M., 2002. The Rootzone of an Ancient Hydrothermal System Exposed in the Troodos Ophiolite, Cyprus. *The Journal of Geology* 110, 57–74. doi:10.1086/324205
- Goetze C., Brace W.F., 1972. Laboratory observations of high-temperature rheology of rocks. *Tectonophysics*, 13: 583 600
- Hirose T., Hayman N.W., 2008. Structure, permeability, and strength of a fault zone in the footwall of an oceanic core complex, the Central Dome of the Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge. 30°N *Journal of Structural Geology* Volume 30, Issue 8, , Pages 1060-1071
- Hacker B.R., Christie J.M., 1992. Experimental deformation of a glassy basalt. *Tectonophysics*, v. 200, p. 79-96. 8
- He C., Wang Z., Yao W., 2007. Frictional sliding of gabbro gouge under hydrothermal conditions. *Tectonophysics*, 445, 353 – 362, doi:10.1016/j.tecto.2007.09.008.
- Hirth G., Escartin J., Lin J., 1998. The rheology of the lower oceanic crust: Implications for lithospheric deformation at mid-ocean ridges, in *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*. *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 106, 30878 shah and buck: axial high topography at mid-ocean ridges edited by w. r. buck et al., pp. 291– 323, agu, washington, d. c.
- Hirth G., Kohlstedt D.L., 2004. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists, in *Inside the Subduction Factory*. *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 138, edited by J. M. Eiler, pp. 83– 106, AGU, Washington, D. C.
- Johnson H.P., Becker K., Von Herzen R., 1993. Near-axis heat flow measurements on the northern Juan De Fuca Ridge: Implications for fluid circulation in oceanic crust. *Geophys. Res. Lett.*, 20(17), 1875–1878, doi:10.1029/93GL00734.

- Kaban M.K., Flóvenz Ó.G., Pálmason G., 2002. Nature of the crust-mantle transition zone and the thermal state of the upper mantle beneath Iceland from gravity modelling. *Geophysical Journal International*, 149: 281–299. doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01622.x
- Karato S-I., Paterson M.S., Fitzgerald J.D., 1986. Rheology of Synthetic Olivine Aggregates: Influence of Grain Size and Water. *J. Geophys. Res.*, 91(B8), 8151–8176, doi:10.1029/JB091iB08p0815
- Kirby S.H., Kronenberg A.K., 1984. Deformation of clinopyroxenite: evidence for a transition in flow mechanisms and semi-brittle behavior. *J. Geophys. Res.*, 89 3177-3192.
- Kohlstedt D.L., Goetze C., 1974. Low-stress high-temperature creep in olivine single crystals. *Journal of Geophysical Research*, 79: p. 2045-51
- Kolle J.J., Blacic J.D., 1982. Deformation of single-crystal clinopyroxenes: 1. Mechanical twinning in diopside and hedenbergite. *J. Geophys. Res.*, 87: 4019-4034.
- Kolle J.J., Blacic J.D., 1983. Deformation of single-crystal clinopyroxenes: 2. Dislocation-controlled flow in hedenbergite. *J. Geophys. Res.*, 88: 2381-2393.
- Koschinsky A., Garbe-Schönberg D., Sander S., Schmidt K., Gennerich H H., Strauss H., 2008. Hydrothermal venting at pressure-temperature conditions above the critical point of seawater, 5°C on the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*; v. 36; no. 8; p. 615-618; DOI: 10.1130/G24726A.1
- Kronenberg A.K., Shelton G.L., 1980. Deformation microstructures in experimentally deformed Maryland Diabase. *J. Struct. Geol.*, 23, 341-352.
- Lister C.R.B., 1980. Heat flow and hydrothermal circulation. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1. 8:95-117.
- Lowell R.P., Rona P.A., Von Herzen R.P., 1995. Seafloor hydrothermal systems. *J. Geophys. Res.*, 100(B1), 327–352, doi:10.1029/94JB02222.
- Macdonald K.C., 1982. "mid-ocean ridges" Fine Scale Tectonic, Volcanic and Hydrothermal Processes Within the Plate Boundary Zone *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 10:155-90
- Mackwell S.J., Zimmerman M.E., Kohlstedt D.L., Scherber D.S., 1995. Experimental deformation of dry Columbia diabase: Implications for tectonics on Venus, in *Proceedings of the 35th U.S. Symposium on Rocks Mechanics*, pp. 207-214, Reno, Nevada.
- Manning C.E., Weston P.E., Mahon K.I., 1996. Rapid high-temperature metamorphism of East Pacific Rise gabbros from Hess Deep. *Earth and Planetary Science Letters* Volume 144, Issues 1-2, , Pages 123-132

- Massiot C., Pezard P.A., Asmundsson R., 2010. in prep Achievements and ongoing progress of the European HiTI project: High Temperature Instruments for supercritical geothermal reservoir characterization and exploitation. WGC 2010 manuscript,.
- Marshall D.B., MacLaren A.C., 1977. Deformation mechanisms in experimentally deformed plagioclase feldspars. *Phys. Chern. Miner.*, 1: 351-370.
- Marshall D.B. MacLaren A.C., 1977. The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars. *J. Mater. Sci.*, 12: 893-903.
- Merlet C., 1994. An accurate computer correction program for quantitative electron probe microanalysis. *Mikrochim. Acta* 114/115, 363–376. “
- Mills R.A., Elderfield H., 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3511–3524.
- Moghadam R.H., Trepmann C.A., Stöckhert B., Renner J., 2010. Rheology of synthetic omphacite aggregates at high pressure and high temperature. *J. Petrology*, April 1, 2010; 51(4): 921 - 945.
- Moore G., Clague D.A., Normark W.R., 1982. Diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii. *Geology* v. 10, p. 88-92
- Morgan W.J., Chen Y., 1993. Dependence of ridge axis morphology on magma supply and spreading rate. *Nature*, 364, 706-708.
- Muller P., Siemes H., 1972. Zur Festigkeit und Gefügeregelung von experimentel verformten Magnetitersenen. *Neues Jahr Mineral. Abh.*, 117: 39-60.
- Nelson C., Giles D., 1985. Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. *Economic Geology*; v. 80; no. 6; p. 1633-1639; DOI: 10.2113/gsecongeo.80.6.1633.
- Nicolas A., Mainprice D., Boudier F., 2003. High-temperature seawater circulation throughout crust of oceanic ridges: A model derived from the Oman ophiolites. *J. Geophys. Res.*, 108(B8), 2371, doi:10.1029/2002JB002094.
- Norton D.L., Knapp R.B., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: the nature of porosity. *American Journal of Science* 277:913–936.
- Palmason G., Sæmundsson K., 1979. Iceland in relation to the Mid-Atlantic Ridge. *Ann. Rev. Earth and Plan. Sci. Lett.*, 2, p 25-50.
- Paterson M.S., 1978. *Experimental Rock Deformation — The Brittle Field*. Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin-New York, N.Y. 254 pp.

- Peach C.J., Spiers C.J., 1996. Influence of crystal plastic deformation on dilatancy and permeability development in synthetic salt rock. *Tectonophysics*, Vol. 256, 101-128.4
- Ranero C.R., Reston T.J., Belykh I., Gnibidenko H., 1997. Reflective oceanic crust formed at a fast-spreading center in the Pacific. *Geology*, v 25 n°6 p499_522,5
- Rocchi V., Sammonds P.R., Kilburn C.R.J., 2003. Flow and fracture maps for basaltic rock deformation at high temperatures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120 (1-2). pp. 25-42. ISSN 03770273
- Rosenberg C.L., Handy M.R., 2004. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *J. Metamorph. Geol.*, 23, 19-28.
- Ross M.E., 1983. Chemical and mineralogic variations within four dikes of the Columbia River basalt group, southeastern Columbia Plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 94, 1117-1126.
- Rybacki E., Dresen G., 2004. Deformation mechanism maps for feldspar rocks. *Tectonophysics*, Volume 382, Issues 3-4, 23 April 2004, Pages 173-187
- Shelton G., Tullis J., 1981. Experimental flow laws for crustal rocks. *EOS Trans.* 62, 396 (AGU Fall Meet. Suppl.).
- Shimada M., Ito K., Cho A., 1989. Ductile behavior of a fine-grained porous basalt at room temperature and pressures to 3 GPa. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* Volume 55, Issues 3-4, Pages 361-373 doi:10.1016/0031-9201(89)90083-6
- Singh S.C., Collier J.S., Harding A.J., Kent G.M., Orcutt J.A., 1999. Seismic evidence for a hydrothermal layer above the solid roof of the axial magma chamber at the southern East Pacific Rise. *Geology*; Vol 27, No 3, p 219-222, 4
- Sleep N.H., Rosendahl B.R., 1979. Topography and tectonics of mid-oceanic ridge axes. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 6831-6839.
- Staudigel H., , Hart S., 1983. Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 337- 350, 1983.
- Stein C., Stein S., 1994. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *J. Geophys. Res.*, 99, 3081–3095
- Stormont J.C., , Daemen J.J.K., 1992. Laboratory study of gas permeability changes in rock salt during deformation. *Int. J. Rock Mech. & Mining Sci.*, 29:325–342.
- Teagle D.A.H., Alt J.C., Halliday A.N., 1998. Tracing the chemical evolution of fluids during hydrothermal recharge: Constraints from anhydrite recovered in ODP Hole 504B. *Earth and Planetary Science Letters* Volume 155, Issues 3-4.

- Tolstoy M., Waldhauser F., Bohnenstiehl D.R., Weekly R.T., Kim W.Y., 2008. Seismic identification of along-axis hydrothermal flow on the East Pacific Rise. *Nature*. Jan 10;451(7175):181-4.
- Tryggvason A., Rögnvaldsson S.Th., Flóvenz O.G., 2002. Three dimensional imaging of the P- and S-wave velocity structure and earthquake locations beneath southwest Iceland. *Geophys. J. Int.*, 151, pp. 848-866, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01812.x.
- Tullis J., Yund R.A., 1977. Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. of Geophys. Res.*, 82: 5705-5718.
- Tullis J., Yund R.A., 1980. Hydrolitic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *J. Struct. Geol.*, 2: 439-451.
- Tullis J. Yund, R.A., 1987. Transition for cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures. *Geology*, 15: 606-609.
- Tullis J. and Yund R.A., 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structural Geology*, Volume 13, Issue 9, , Pages 987-1000
- Thy P., Brooks C.K., Walsh J.N., 1985. Tectonic and petrogenetic implications of major and rare earth element chemistry of Troodos glasses, Cyprus. *Lithos*, Volume 18, 1985, Pages 165-178
- Weertman J., Weertman J.R., 1975. High Temperature Creep of Rock and Mantle Viscosity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 3, p.293
- Whittington A., Richet P., Linard Y., Holtz F., 2001. The viscosity of hydrous phonolites and trachytes, *Chem. Geol.*174, 209–223.
- Wilson D.S., Teagle D.A.H., Alt J.C., Banerjee N.R., Umino S., Miyashita S., Acton G.D., Anma R., Barr S.R., Belghoul A., Carlut J., Christie D.M., Coggon R.M., Cooper K.M., Cordier C., Crispini L., Durand S.R., Einaudi F., Galli L., Gao Y.J., Geldmacher J., Gilbert L.A., Hayman N.W., Herrero-Bervera E., Hirano N., Holter S., Ingle S., Jiang S.J., Kalberkamp U., Kerneklian M., Koepke J., Laverne C., Vasquez H.L.L., MacLennan J., Morgan S., Neo N., Nichols H.J., Park S.H., Reichow M.K., Sakuyama T., Sano T., Sandwell R., Scheibner B., Smith-Duque C.E., Swift S.A., Tartarotti P., Tikku A.A., Tominaga M., Veloso E.A., Yamasaki T., Yamazaki S., Ziegler C., 2006. Drilling to gabbro in intact ocean crust. *Science* 312(5776), 1016-1020. doi:10.1126/science.1126090
- Zhang S., Cox S., Paterson M., 1994. The influence of room temperature deformation on porosity and permeability in calcite aggregates. *J. Geophys. Res.*, 99, 761– 775,.
- Zimmerman M.E., Kohlstedt D.L., 2004. Rheological Properties of Partially Molten Lherzolite .*Journal of Petrology*, 2004 - Volume 45 | Number 2 | Pages 275-298

- Zoback M., Byerlee J., 1975. The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly Granite. *J. Geophys. Res.*, 80, 752– 755, 1975.
- Zhu W., Wong T.F., 1997. The Transition from Brittle Faulting to Cataclastic Flow: Permeability Evolution. *J Geophys Res.*, 102, B2, 3027-3041

3.4.2 Déformation d'un échantillon altéré dans le facies smectite-chlorite.

Dans le paragraphe précédent, la transition fragile/ductile de deux basaltes GB et GFB a été étudiée. Ces basaltes ont été choisis pour leur faible porosité représentative des basaltes profonds, mais aussi pour leur faible degré d'altération afin de simplifier l'étude. Cependant, les observations pétrologiques sur les basaltes issus des forages situés dans le rift Islandais (e.g. Gudmundsson et Arnorson, 2005), les données sismiques et magnétotelluriques en Islande (e.g. Arnorson, 2010) (voir Chapitre 5) montrent que les roches situées dans les 2-3 premiers kilomètres de la croûte islandaise sont intensément altérées. La nature des roches plus profondes est encore très incertaine. Il convient, alors, de réaliser sur un échantillon altéré, les mêmes tests mécaniques que ceux réalisés sur GB et GFB.

Les échantillons altérés islandais sont souvent très poreux. Il a été difficile de récupérer un échantillon de porosité inférieure à 3%. L'échantillon KH étudié dans ce paragraphe a une porosité de 2,8% (mesurée par triple pesée). Cependant, le nombre d'expériences a été limité par la quantité d'échantillons disponibles. Nous avons, donc, limité notre étude à certaines températures de déformation et les vitesses de déformation n'ont pas été changées, au cours des expériences. En conséquence, les résultats mécaniques n'ont pas été interprétés en termes de lois de comportement rhéologique, mais sont seulement comparés aux résultats mécaniques de l'échantillon GFB.

3.4.2.1 Echantillon de départ

KH est un basalte glomérophyrique issu du puits carotté KH6, sur le champ géothermique de Krafla, en Islande. Il a été échantillonné à 500 m de profondeur. Il ne contient pas de verre. Il est composé de 10% de phénocristaux de taille millimétrique (clinopyroxène, plagioclase, et olivine), arrangés en groupes de taille pluri-millimétriques (~3-4 mm) de 2 à 6 cristaux et de 90% de matrice finement grenue. Des vacuoles remplies de minéraux d'altération assez basse température, de quartz et d'interstratifiés smectite et chlorite sont également présentes (4-5%). Les analyses à la microsonde montrent que le quartz contient 2 à 3% de volatiles et les smectites/chlorites environ 10% de volatiles, en accord avec les formules

structurales de ces minéraux. La matrice est globalement homogène et contient 50-60% de plagioclase, 35-45% de clinopyroxène et environ 5-10% d'oxydes. Les clinopyroxènes sont sub-automorphes en forme de latte ou de prisme, de longueur jamais plus grande que 1 mm. Les plagioclases sont sous forme de cristaux sub-automorphes à automorphes de longueur maximale 2 mm. Leur composition varie de labradorite à oligoclase. Les oxydes sont soit de l'ilménite soit de la titanomagnétite. Le matériel de départ ne contient pas d'autres phases hydratées que les vacuoles de quartz et d'inter-stratifiées (Figure 24).

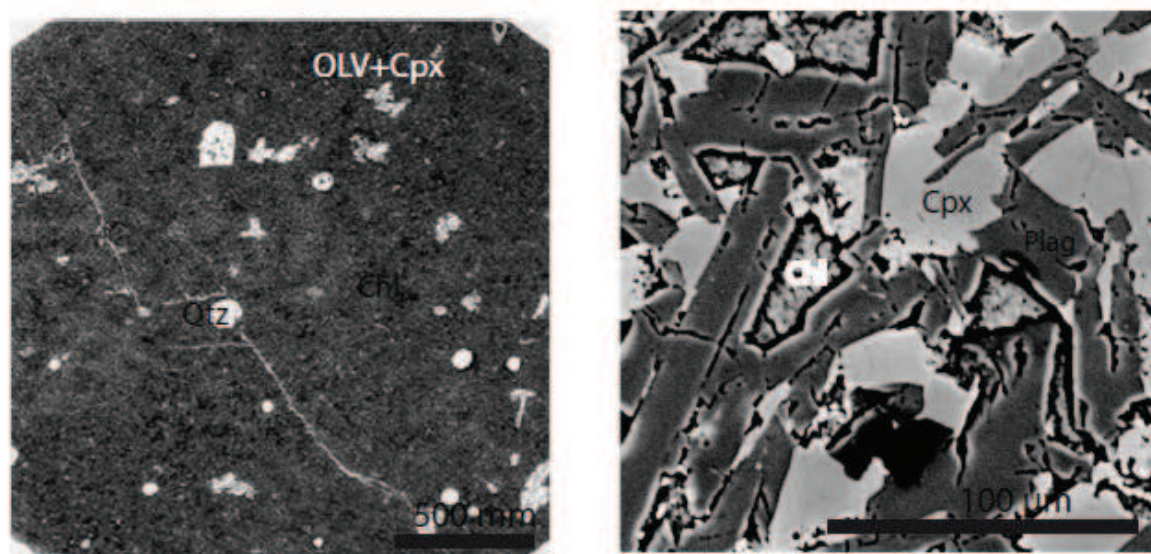


Figure 24 : photographies des lames minces de l'échantillon de départ KH. A gauche : photographie en lumière. A droite : photographie en électrons rétrodiffusés

3.4.2.2 Données mécaniques

Les Figures 25, 27, 28 présentent les résultats mécaniques. Pour l'échantillon KH, la déformation est à peu près linéaire (élastique) à déformation finie faible (2%) et est suivie par 4 modes de déformation qui dépendent de la pression et de la température :

- (1) A 600 °C et une pression de confinement de 100 MPa, le pic de contrainte est de 480 MPa et est suivi par une chute brutale de la contrainte.
- (2) A 800 °C, 100 MPa, le pic de contrainte est de 560 MPa. Il est suivi par une chute de la contrainte puis d'une déformation à contrainte constante à 380 MPa. Entre 600 et 800 °C, le pic de contrainte est peu dépendant de la température.

- (3) A 950 °C et 1000 °C, 300 MPa de pression de confinement, le pic de contrainte (2% de déformation finie) dépend de la température. A des déformations finies plus élevées, il se déforme en durcissant. Le durcissement est presque similaire pour les trois températures.
- (4) A 1025 °C et 300 MPa de pression de confinement, le pic de contrainte est très bas (40 MPa). A déformation finie plus élevée l'échantillon se déforme en durcissant faiblement. L'expérience n'a pas été poussée au-delà de 6% de déformation finie.

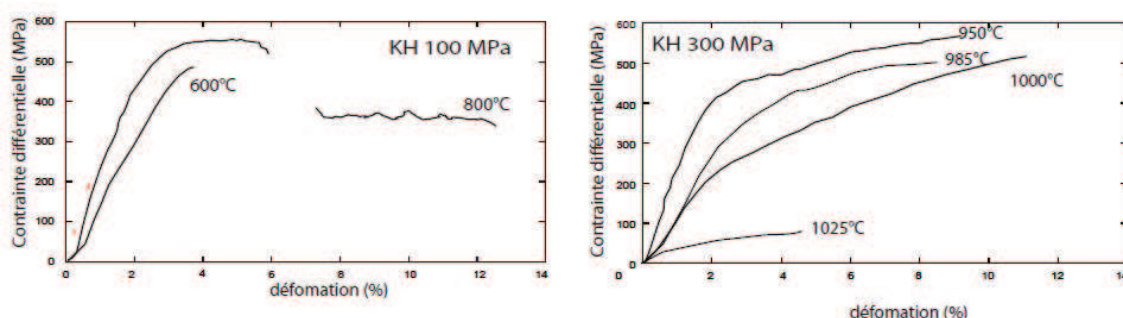


Figure 25 : courbe contrainte différentielle en fonction de la déformation finie, à des températures comprises entre 600 °C et 1025 °C à des pressions de confinement de 100 MPa et 300 MPa. La vitesse de déformation est de 10^{-5} s^{-1} .

3.4.2.3 Microstructures

La déformation distribuée est observée entre 950 °C et 1000 °C, à 300 MPa. La déformation est localisée aux températures de 600 °C et 800 °C, à 100 MPa et, 1025 °C, à 300 MPa de pression de confinement (Figure 26).

- (1) A 600 °C, 100 MPa, l'échantillon se casse de manière fragile le long de deux fractures inclinées à 5° et 30° de l'axe de compression. Aucun changement minéralogique n'a été observé.
- (2) A 800 °C, 100 MPa, la déformation est localisée le long d'une bande de cisaillement inclinée à 40 °C de l'axe de compression, et composée d'une multitude de microfissures. Une foliation cataclastique est visible dans la bande de cisaillement. Les oxydes apparaissent allongés, parallèlement à la bande de cisaillement et se déforment par plasticité. La bande de cisaillement contient des fragments de cristaux allant de 0,01 μm à environ 10 μm . Les analyses microsonde sur les fragments de cristaux de la bande de

cisaillement montrent qu'ils ont la même composition chimique que les cristaux de l'échantillon de départ. Cependant, au cœur de la bande de cisaillement, se trouvent des néocristallisations de magnétite $>10\text{ }\mu\text{m}$ et de rutile ($<2\text{ mm}$) suggérant une séparation du fer et du titane de la titanomagnetite initialement présente dans l'échantillon de départ.

- (3) A $950\text{ }^{\circ}\text{C}$, 300 MPa , des micro-fractures millimétriques sont présentes dans toute la matrice et dans les phénocristaux. La densité de microfractures augmente, significativement, le long d'un axe situé à 30° de la contrainte principale. Les vacuoles de chlorite et de smectite contiennent, après déformation, environ 5 à 6% de volatils. Elles ont, donc, perdu environ 5% de volatils. En revanche, la quantité de smectite/chlorite par unité de surface est la même que dans l'échantillon de départ. Les vacuoles de quartz contiennent 1% de volatile et ont une forme ovale avec le grand axe de la vacuole orienté perpendiculairement à l'axe principal de la contrainte.
- (4) La déformation distribuée est observée pour les températures comprises entre $985\text{-}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, à 300 MPa . Les phénocristaux et la matrice contiennent un grand nombre de cracks de l'ordre du millimètre de long. Les phénocristaux sont cassés en échelon. Aucun changement minéralogique n'a été observé sur les phénocristaux et les cristaux de la matrice. Les analyses microsondes montrent que les volatils ont totalement disparu dans le quartz et, en grande partie, dans les vacuoles de smectite/chlorite (1% de volatile). Les vacuoles sont de formes sphériques.

La quantité de smectite/chlorite par unité de surface est la même que dans l'échantillon de départ.

- (5) A $1025\text{ }^{\circ}\text{C}$ et 300 MPa , la déformation est localisée le long d'une bande de déformation granulaire de deux millimètres d'épaisseur orientée à 50° de la contrainte principale. Dans cette bande, la densité de cracks est très importante. La taille et la chimie des minéraux de clinopryoxènes et plagioclases sont identiques à celles de l'échantillon de départ. Les oxydes apparaissent très allongés, parallèlement à la bande de fracturation et se déforment par plasticité. Hors de cette bande de cisaillement, la matrice est moins fracturée qu'à 300 MPa de pression de confinement et $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$.

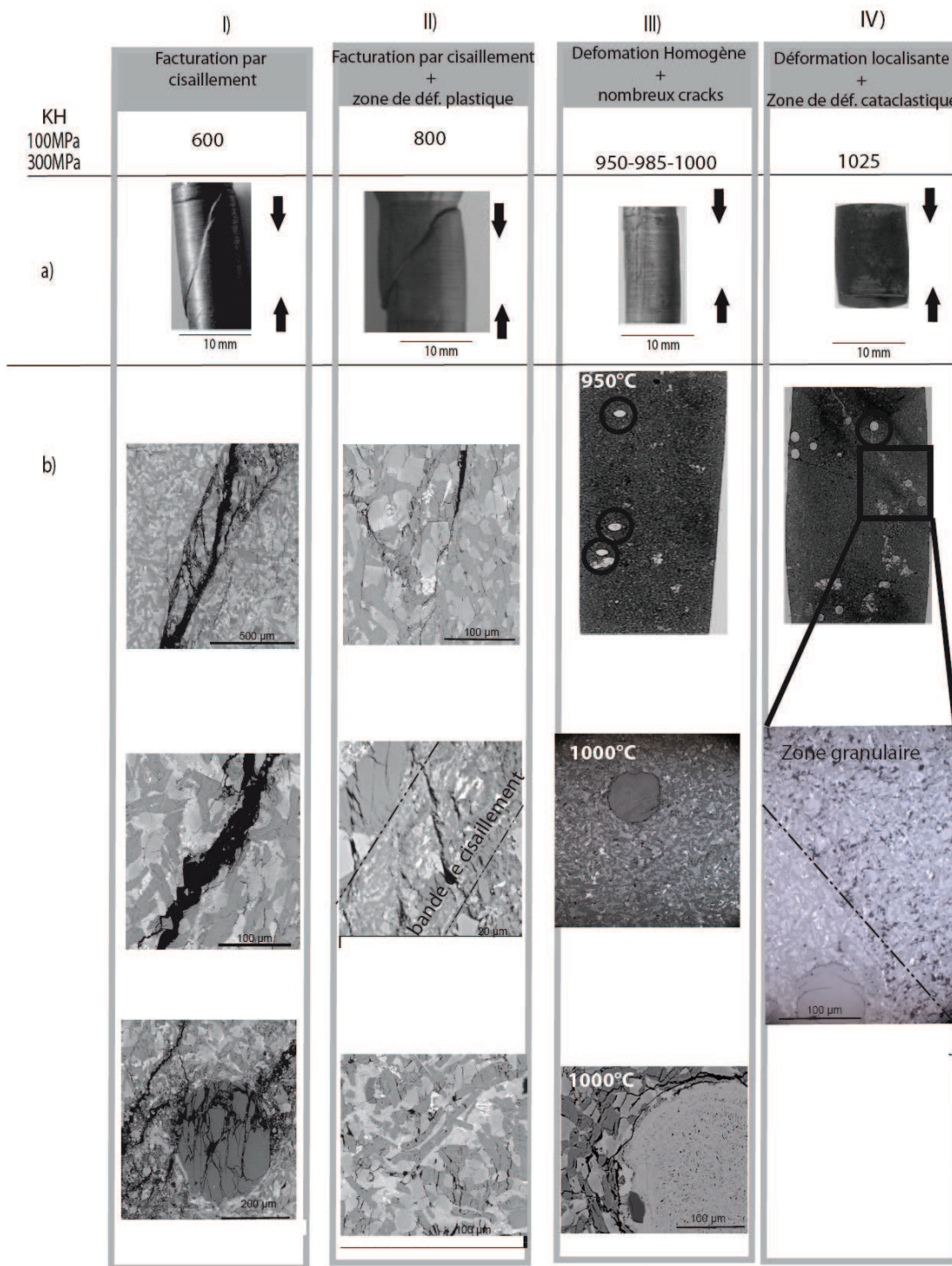


Figure 26:a) photographies de la jaquette ou de l'échantillon après déformation. B) Photographies en lumière naturelle ou en électrons rétrodiffusés des lames minces des échantillons déformés sous différentes conditions.

3.4.2.4 Comparaison avec GFB

L'objectif principal de cette étude est de comparer le comportement mécanique d'un échantillon altéré (KH) à un échantillon non altéré (GFB).

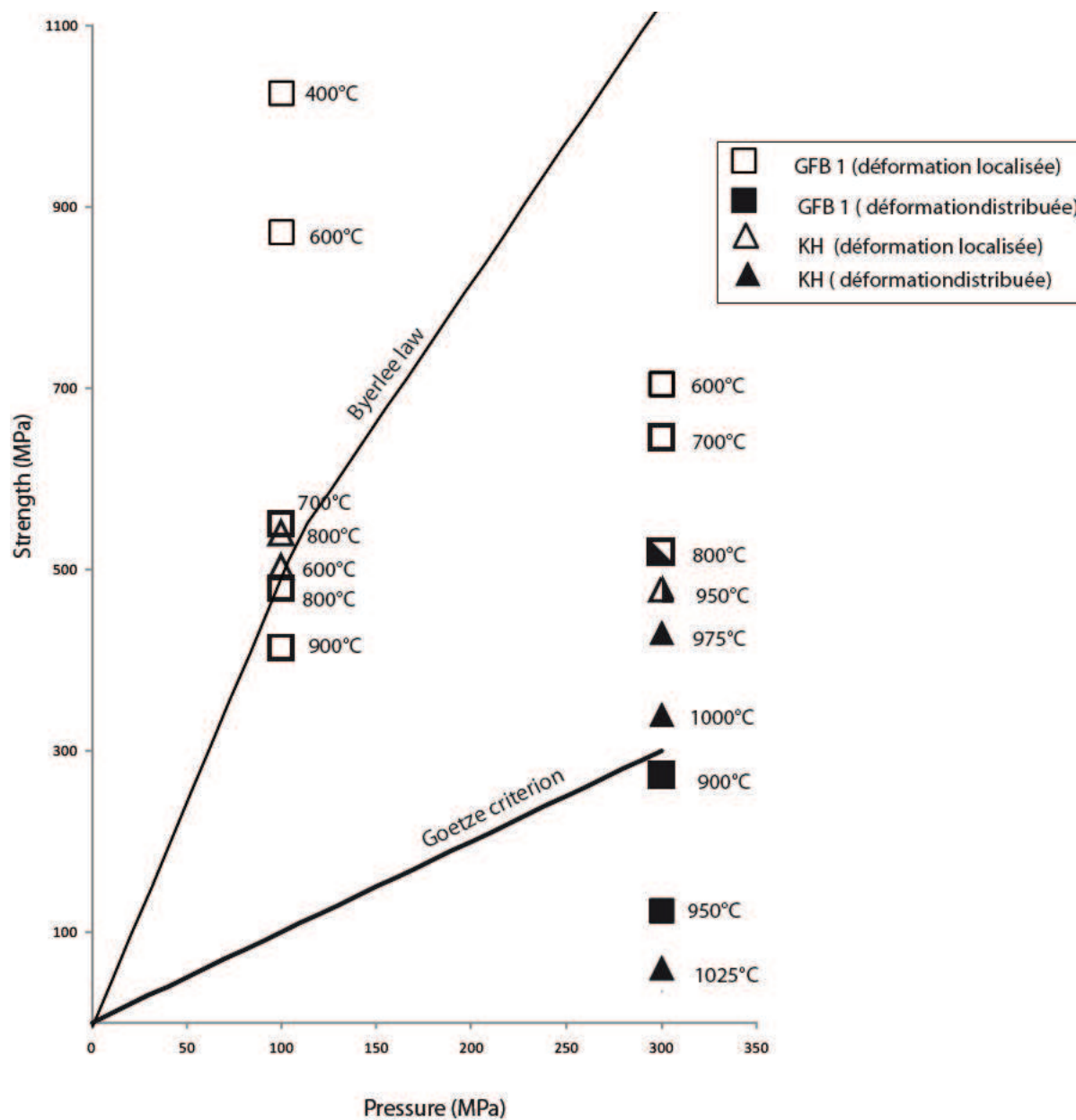


Figure 27 : résistance en fonction de la pression pour des températures comprises entre 400 °C à 1025 °C. Le pic de contrainte est reporté pour les échantillons qui ont localisé, et la contrainte différentielle à 2% est reportée pour les échantillons qui ont une déformation distribuée. Les symboles ouverts correspondent à la déformation localisée. Les symboles pleins correspondent à la déformation distribuée. La loi de Byerlee et le critère de Goetze sont donnés pour référence.

Comme choisi § 4.3.1, le domaine de déformation ductile est défini macroscopiquement. Le terme ductile est donc utilisé pour désigner la capacité d'un échantillon à changer de forme sans fracture localisée (Paterson, 1978). L'échantillon KH se déforme, donc, dans le domaine fragile, à 600 °C et 800 °C, pour une pression de confinement de 100 MPa et à 1025 °C à 300 MPa. Entre 950 °C et 1000 °C et à une pression de confinement de 300 MPa, l'échantillon KH se déforme dans le domaine ductile. Le pic de contrainte et la contrainte de glissement sont définis comme au § 3.3.1.

- (1) Dans le domaine ductile, l'échantillon KH est plus résistant que l'échantillon GFB. En effet, l'échantillon KH se déforme à 950 °C et 975 °C, à plus haute contrainte (2% de déformation finie) que l'échantillon GFB à 900 °C (Figure 27, 28). L'ensemble des pics de contrainte se situent au-dessus du critère de Goetze et sont dépendants de la température. Les valeurs des contraintes entre 950 °C-1000 °C sont comparables aux contraintes trouvées pour les diabases du Maryland et de Columbia (Caristan et al., 1980 et Mackwell et al., 1998). La sensibilité à la température de l'échantillon KH est d'environ 3 MPa/°C et d'environ 2,5 MPa/°C pour l'échantillon GFB. La dépendance à la température des deux échantillons, est donc, sensiblement identique.

La différence de résistance peut s'expliquer par :

- ✓ un pourcentage d'oxydes très différent. GFB contient environ 10 à 15% d'oxyde alors que KH en contient seulement 2-3 %. Comme cela a été évoqué § 3.3.1, la présence d'oxydes peut influencer la déformation.
- ✓ la texture de départ est très différente pour les deux échantillons. L'échantillon KH est à une texture doléritique alors que l'échantillon GFB à une texture crypto-crystalline. Malheureusement, aucune étude ne mentionne l'effet des textures des roches ignées sur la déformation.

- (2) Dans le domaine fragile, à 600 °C, le pic de contrainte pour l'échantillon KH est très inférieur à celui de l'échantillon GFB, il se situe en-dessous de la loi de Byerlee. A 800 °C, les pics de contraintes et contraintes de glissements des deux échantillons sont sensiblement identiques (Figure 27-28). A 1025 °C et 300 MPa de pression de confinement, la déformation est localisée alors

qu'à la même pression de confinement et à des températures plus basses, la déformation est distribuée. De telles différences de comportement rhéologique pour seulement 25 °C d'écart de température ne s'expliquent pas facilement.

Les analyses microsonde montrent qu'aux températures de 950 °C, 975 °C, et 1000 °C une partie des volatiles est encore piégée dans les vacuoles. On peut supposer que la partie disparue a été dégazée hors de l'échantillon par l'intermédiaire des grands cracks millimétriques qui accommodent la déformation. La pression effective correspond donc bien à la pression de confinement.

A 1025 °C, les analyses sonde montrent que les quartz et smectites/chlorites ne contiennent plus d'eau. Cependant, la matrice (en dehors de la zone de fracturation intense) ne présente pas le même réseau de cracks qu'aux températures comprises entre 950 °C et 1000 °C. On peut alors supposer qu'étant donné la faible porosité de l'échantillon, l'eau contenue dans les vacuoles a migré à proximité des vacuoles créant, ainsi, des pressions de pore locales et donc, des zones où la pression effective n'est plus de 300 MPa. Le fait qu'en dehors de la zone de cisaillement, les minéraux ne soient pas microfracturés, montre que cette partie de la roche s'est, sans doute, déformée de façon ductile, s'opposant probablement au transfert des fluides vers l'extérieur de l'échantillon, et ce contrairement aux échantillons déformés à plus basse température qui, eux, montrent une fracturation importante répartie sur tout l'échantillon. Une surestimation de la pression effective d'environ 250 MPa (valeur de pression à laquelle une contrainte de 40 MPa se trouve au dessus du critère de Goetze et donc, à laquelle un échantillon peut se déformer de manière localisée. Mais attention ce critère n'est qu'un critère absolu) pourrait expliquer, à la fois, la localisation de la déformation et la valeur très basse de la contrainte. Cependant cette estimation de pression de pore de 250 MPa ne semble pas très réaliste. Cette hypothèse pourrait être testée en reproduisant l'expérience à 1025 °C à pression effective de 300 MPa mais avec une petite pression de pore. La variation de volume du gaz servant à maintenir la pression de pore, au cours de l'expérience, renseignerait sur le dégazage ou non de l'échantillon.

A travers l'étude de l'échantillon KH, nous avons vu qu'un échantillon altéré se déforme de manière similaire dans le domaine fragile et le domaine ductile qu'un échantillon non altéré, à condition que l'eau contenue dans les minéraux d'altération

puisse être dégazée, hors de l'échantillon. Lorsque l'eau reste piégée dans l'échantillon et que la température est suffisamment élevée pour que les phases minérales deviennent instables, des pressions de pore locales apparaissent et favorisent la déformation fragile, même à très haute température. La présence de roches altérées à l'axe de la dorsale pourrait, alors, abaisser la profondeur de la transition fragile ductile de la croûte.

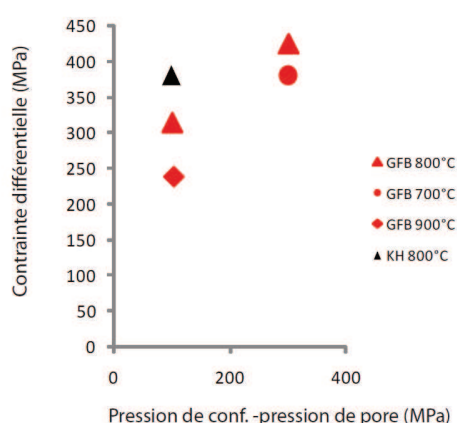


Figure 28 : contrainte différentielle sur le plan de glissement (prise à 2% après la chute de contrainte) en fonction de la pression efficace pour les échantillons GFB et KH déformés le long d'une bande de cisaillement.

3.4.3 Synthèse et viscosité du verre phonolitique

3.4.3.1 Objectifs

L'échantillon de basalte vitreux (GB) a un comportement rhéologique très différent de l'échantillon sans verre (GFB), bien que ces échantillons soient minéralogiquement et chimiquement très ressemblants. Dans ce paragraphe, nous essaierons de comprendre la manière dont le verre influence la déformation en étudiant la rhéologie d'un verre identique à celui présent dans GB. La composition chimique moyenne de ce verre a été mesurée à la microsonde dans différentes poches de verre. Le verre a une composition proche intermédiaire entre une téphrite et une phonolite. Paragraphe 3.1.1, l'influence du verre dans l'échantillon a été discutée avec un modèle biphasé verre et basalte en utilisant les données du verre phonolitique de Whittington et al., (2000). Bien que ce verre soit le plus proche chimiquement de GB dans la bibliographie, il reste assez différent de ce dernier. En effet, il a été

synthétisé sans fer. En général, les synthèses se font sans fer pour éviter des nucléations précoces de minéraux (Cochain, 2009). Un verre synthétique de caractéristiques chimiques identiques au verre interstitiel présent dans l'échantillon GB a été synthétisé et sa viscosité mesurée.

Les analyses microsonde ont montré une évolution de la chimie du verre avec la température de déformation pour les échantillons déformés. Cependant, seule la viscosité du verre présent dans le protolithe a été mesurée.

Température °C (déformation)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	MgO	MnO	FeO	K ₂ O	CaO	Total
protolithe	51,28	23,70	1,31	9,47	0,80	0,10	4,82	5,57	1,08	98,30
600	50,06	23,08	1,63	8,75	1,23	0,14	6,61	4,95	1,55	98,21
700	49,75	20,43	2,23	5,85	2,35	0,15	6,47	4,30	6,27	98,26
750	50,32	18,86	1,39	2,38	2,12	0,11	9,72	8,02	2,69	97,20
900	52,48	18,24	2,66	5,26	1,74	0,16	11,21	4,99	3,85	100,68

Tableau 2 : analyse des éléments majeurs du verre présent dans les échantillons GB déformés à plusieurs températures.

3.4.3.2 Synthèse du verre

La synthèse du verre phonolitique a été réalisée au laboratoire Physique des Minéraux et Magmas Géochimie et Cosmochimie IPG Paris, en collaboration avec D. Neuville. Elle a été réalisée suivant le protocole classique (Schairer et Yagi, 1952). Le verre a été synthétisé à partir de poudres d'oxydes dont la pureté est supérieure à 99,9% (produits Rectapur). Les poudres sont séchées avant utilisation à des températures différentes selon les oxydes. Après pesée des poudres dans les proportions voulues, ces dernières sont broyées puis transférées dans un creuset en platine. Elles sont, alors chauffées, en plusieurs étapes. Au cours de l'étape 1, le four est programmé pour une montée en température de 3°/min de 300 à 900 °C, puis il est maintenu à 900 °C pendant 3 heures. Lors de l'étape 2, la programmation est faite pour une montée en température de 1°/min de 900 à 1200 °C, puis un palier est maintenu à 1200 °C. La température est enfin montée jusqu'à 1500 °C avec une rampe de 1 °C/min. L'homogénéisation du verre se fait par 2 cycles de broyage-fusion successifs du verre trempé.

3.4.3.3 Mesure de la viscosité

La viscosité du verre a été mesurée dans une machine de fluage (Neuville et Richet, 1991) permettant de mesurer des viscosités absolues entre 10^6 et 10^{13} Pa.s, dans un domaine de températures comprises entre 570 et 1270 °K. Cela permet ainsi de déterminer la température de transition vitreuse T_g . Le principe consiste à mesurer la vitesse de déformation d'un échantillon cylindrique soumis à une contrainte donnée, à température constante. Nous avons conduit les expériences à des températures comprises entre 700 °C et 850 °C, c'est-à-dire des vitesses de déformation comprises entre 10^{-7} et 10^{-4} s $^{-1}$.

La viscosité du verre en compression uniaxiale est définie par le rapport de la contrainte normale σ exercée sur l'échantillon et de la vitesse de déformation $\dot{\epsilon}$ multiplié par un facteur 1/3 (Gent, 1960) :

$$\eta = \sigma / 3 \dot{\epsilon} \quad (2)$$

où σ est la contrainte subie par l'échantillon, $\dot{\epsilon}$ la vitesse de déformation en cisaillement et η la viscosité absolue en Pa.s.

L'échantillon de verre est placé entre deux pistons, l'un fixe (piston supérieur), l'autre mobile. Deux rondelles d'alumine séparent l'échantillon des pistons. Une feuille de platine est intercalée entre l'alumine et le verre pour éviter les réactions chimiques à haute température. Deux thermocouples Pt/Pt-Rh10, placés de part et d'autre de l'échantillon, permettent de contrôler les gradients thermiques verticaux et horizontaux, devant être inférieurs à 1 °K. La résolution des thermocouples est inférieure à 0,1. Un barreau d'argent placé autour de l'échantillon est utilisé pour les mesures à basse température, permettant d'obtenir facilement un bon gradient thermique (inférieur à 0,2 °K). Lors d'une mesure à température constante, l'échantillon s'écrase lorsqu'il est soumis à une contrainte imposée par des masses placées sur le plateau de charge. Un capteur de position permet de suivre sa déformation au micromètre près. En mesurant le raccourcissement au cours du temps (au dixième de seconde près), on peut ainsi calculer la viscosité. L'erreur de mesure est inférieure à 0,03 log Pa.s, ce qui équivaut à une erreur sur la température de 1 °K environ.

L'équation (2) est applicable pour un fluide newtonien se déformant de façon visqueuse. La relation entre la vitesse de déformation et la contrainte est, alors, linéaire. Pour s'assurer du caractère newtonien de la viscosité mesurée, différentes contraintes sont appliquées à l'échantillon à une même température de mesure. Nous vérifions, ainsi, que la viscosité mesurée pour différentes contraintes reste constante (Cochain, 2009).

3.4.3.4 Résultats et discussions

Nos mesures de viscosité sont reportées Figure 29 en fonction de l'inverse de la température. La viscosité reportée est la moyenne de 5 ou 6 mesures à différentes charges pour donner une erreur sur la viscosité de $\pm 0,01$ Pa.s. La comparaison de nos données avec les mesures réalisées par Richet et al., (1996) sur les andésites, Whittington et al., (2000) sur les phonolites, Neuville et al., (1993) sur les rhyolites et Fontaine et al., (2005) sur les basaltes montrent que les mesures sont proches de celles de Richet et al., (1996) sur les andésites bien que le verre ait une composition plutôt thêphritique, c'est-à-dire proche d'une phonolite. Le verre phonolithique synthétique de Whittington et al., (2000) ne contient pas de fer. Ceci explique probablement la différence de viscosité entre les mesures et celles de Whittington et al., (2000). Le verre synthétisé a une énergie d'activation de 253 KJ/mol, c'est-à-dire plus de quatre fois supérieure à l'énergie d'activation de l'échantillon GB.

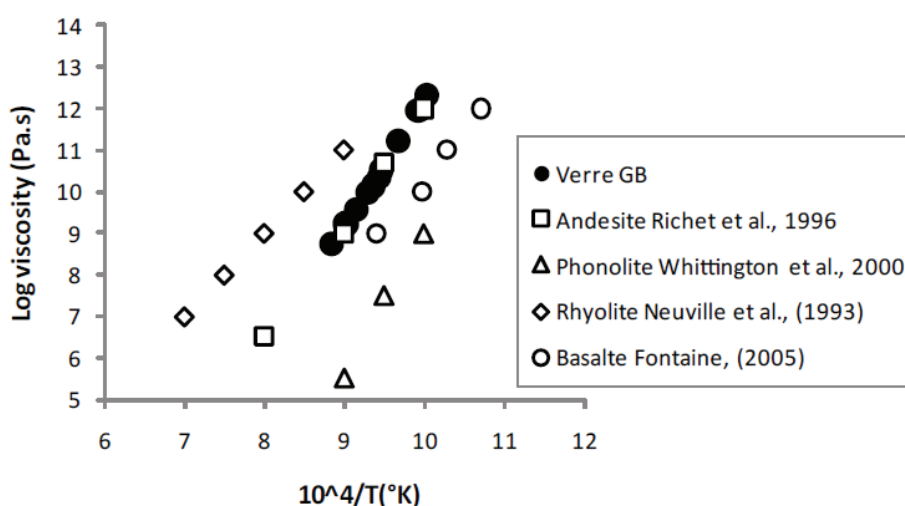


Figure 29 : viscosité du verre présent dans le protolithe de l'échantillon GB en fonction de la température. À titre de comparaison sont données : la viscosité d'une andésite (Richet et al., 1996), d'une phonolite (Whittington et al., 2000), d'une rhyolite (Neuville et al., 1993) et d'un basalte, (Fontaine et al., 2005).

Dans le but de comprendre l'effet du verre sur la déformation de GB, nous avons testé deux modèles extrêmes. Un modèle en parallèle où l'on peut considérer la déformation du verre comme indépendante de la déformation de la matrice cristalline, la matrice contrôle en grande partie la déformation, et un modèle en série où la viscosité du verre contrôle la déformation (Figure 30). Les détails figurent paragraphe 3.3.1.

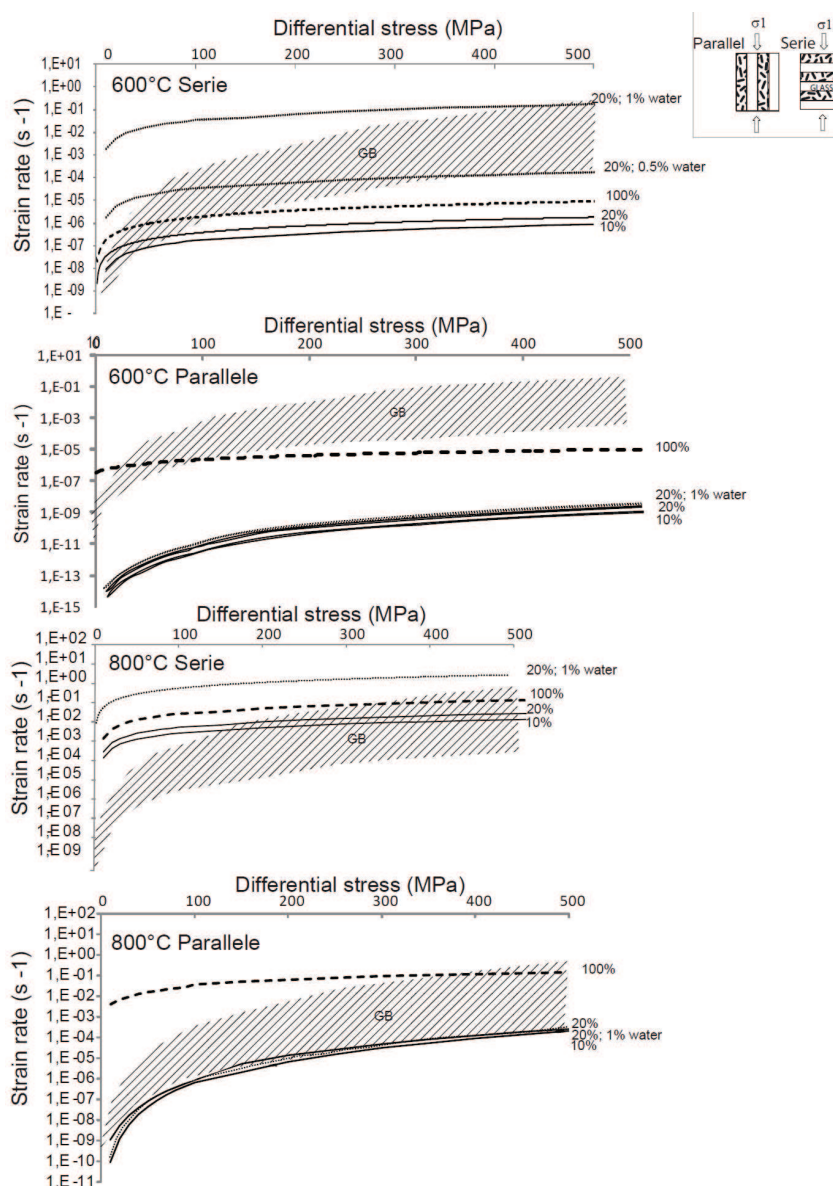


Figure 30 : modèles a deux composants (verre de GB et basalte GFB), calculés en série et en parallèle à une température de 600 °C et 800 °C pour 10%, 20%, 100% de verre sec et, 20% de verre hydraté (1% d'eau) (estimé selon Whittington et al., (2000)) La rhéologie du basalte découle de la loi de puissance de GFB. Le comportement de GB est donné à titre de référence.

Aucun des modèles ne semble représenter correctement le comportement de l'échantillon GB. Cependant ces modèles présentent l'avantage de montrer des

tendances plus marquées que ceux présentés § 3.3.1. A 600 °C, le modèle le plus proche du comportement réel de l'échantillon GB est le modèle en série calculé pour une proportion de 20% de verre avec ou sans eau. Le modèle en parallèle est très éloigné du comportement de l'échantillon GB. A 800°C, les modèles les plus représentatifs du comportement de l'échantillon GB sont les modèles en parallèle pour une proportion de 10 ou 20% de verre avec ou sans eau. En conclusion, ces résultats montrent que la rhéologie de l'échantillon GB dépend de celle du verre, mais aussi de la façon dont il se déforme (série ou parallèle) en fonction de la température. Le passage d'un modèle en série à un modèle en parallèle peut être lié à la réorganisation du verre dans l'échantillon avec la température. Le verre, est peut être mieux connecté à 800 °C qu'à 600 °C. Il peut également refléter un changement dans le mécanisme de déformation dominant. En effet dans un modèle en série, c'est le composant qui déforme le plus rapidement qui contrôle la déformation (pour une contrainte constante), alors que dans un modèle en parallèle, c'est le composant qui déforme le plus lentement qui contrôle la déformation. Cela signifierait que le verre contrôle la déformation à 600 °C (comportement solide), alors que ce serait la matrice cristalline qui contrôlerait la déformation à 800 °C (le verre à un comportement de type liquide).

3.5 Conclusions

Les observations microstructurales et mécaniques à vitesse de déformation de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ et pression de confinement de 100 MPa et 300 MPa indiquent que les échantillons (vitreux et non vitreux) se déforment fragilement jusqu'à 700-800 °C. Dans le domaine fragile, les basaltes vitreux et non vitreux se comportent de façon similaire. Le verre se comporte probablement comme un solide. Dans le domaine ductile, les deux échantillons se comportent très différemment. Le verre se comporte probablement comme un liquide. La loi de fluage de l'échantillon non vitreux est similaire à celles d'études antérieures sur des diabases (Caristan et al., 1982, Mackwell et al., 1998). Son utilisation pour l'extrapolation des résultats mécaniques aux vitesses de déformation de la lithosphère indique que les basaltes peuvent se déformer dans le domaine fragile jusqu'à une température $\sim 550 \pm 50$ °C. Appliqués aux conditions de la croûte basaltique Islandaise, ces résultats indiquent que des fluides hydrothermaux pourraient circuler à l'état supercritique, au moins

transitoirement, jusqu'à ~ 5 km de profondeur. En Islande, la récurrence des séismes jusqu' à 5 km (Tsuchiya and Bignall, 2002), sous les zones volcaniques actives, est cohérente avec ces résultats. Ces derniers pourraient être complétés par les études suivantes:

- ✓ Les mécanismes de déformation plastique (dislocation), à la fois dans le domaine fragile et dans le domaine ductile, n'ont pas été identifiés sur les échantillons déformés. Il est, donc, nécessaire d'observer les échantillons déformés au microscope en transmission. Ces observations microstructurales sont nécessaires pour l'extrapolation des données mécaniques aux conditions de la croûte.
- ✓ Les processus de dilatance et compaction doivent être clairement identifiés pour chaque expérience. Ces processus font le lien direct entre déformation et perméabilité. Pour ce faire, le volume de l'échantillon au cours de la déformation à chaque condition de pression et de température doit être mesuré.
- ✓ Mieux encore serait de pouvoir mesurer la perméabilité des échantillons au cours ou non de la déformation. Nous aurions, ainsi, accès à la profondeur limite de circulation des fluides (donnée par la transition fragile ductile) mais aussi à la valeur de perméabilité des roches, qui peuvent contenir ces fluides. Ces deux paramètres sont les conditions initiales nécessaires aux modèles de circulation hydrothermale présentée chapitre 2.
- ✓ Lorsque des fluides interstitiels sont présents, des échanges chimiques entre la matrice rocheuse et le fluide peuvent provoquer d'importantes modifications de la géométrie de l'espace poreux. Ces modifications peuvent influencer, à la fois, la résistance de la roche et les propriétés de transport des roches. Ces effets sont susceptibles d'être importants. A l'avenir, il serait donc important de réaliser l'ensemble des mesures avec une pression de pore d'eau salée, très réactive.
- ✓ L'étude de l'échantillon KH a montré que la présence de minéraux altérés dans la croûte islandaise pouvait influencer la déformation. Des expériences similaires sur des échantillons de faciès et de degré d'altération différents sont

nécessaires pour vérifier ces résultats. Lors de ces nouvelles expériences, les volumes dégazés doivent être quantifiés.

- ✓ Enfin, le rôle du verre sur la déformation n'est pas encore très bien compris. Il serait intéressant de mesurer la viscosité d'un verre de composition identique au verre de l'échantillon GB après déformation à 900 °C. Cette mesure pourrait peut être, expliquer le phénomène de durcissement dans l'échantillon. La teneur en eau du verre est importante pour expliquer la déformation. Il serait également bon de la mesurer avec plus de précision, par infra-rouge par exemple.

Chapitre 4 : Caractérisation
pétrophysique de la racine du
complexe filonien dans la croûte
océanique : puits IODP 1256D

CHAPITRE : 4 CARACTERISATION PETROPHYSIQUE DE LA RACINE DU COMPLEXE FILONIEN DANS LA CROUTE OCEANIQUE : PUIITS IODP 1256D

4.1 Introduction

L'expédition 312 du programme de forage international IODP a permis dans le puits 1256D, de forer, pour la première fois une section complète de croûte supérieure allant des laves jusqu'aux gabbros supérieurs. Le site 1256D se situe dans le bassin du Guatemala sur la plaque Cocos. Ce site a été formé il y a 15 Ma à l'axe de la dorsale Est pacifique et durant une période d'accrétion super-rapide (> 200 mm/an). Il offre une occasion unique, à ce jour, d'étudier la racine du complexe filonien considérée comme une limite thermique entre le système convectif de la chambre magmatique (≈ 1100 °C) et la circulation hydrothermale (≈ 450 °C). Ceci permet d'étudier in situ l'analogue fossile de la zone de réaction des fluides hydrothermaux (élément constitutif numéro 4) Voir Chapitre 2. Son étude, est donc, essentielle à la compréhension du bouclage de la circulation hydrothermale en profondeur et des processus de production crustale à l'axe de la dorsale.

Ce travail est consacré à la caractérisation de la porosité à différentes échelles de la zone de racine au travers des propriétés pétrophysiques des roches la constituant. Les propriétés physiques ont été déterminées à partir de l'interprétation des données de mesures géophysiques en forage, des images de paroi du puits et des mesures pétrophysiques réalisées sur 21 mini-carottes en laboratoire. Les résultats sont présentés sous forme de deux articles dont l'un est publié à *Tectonophysics* et l'autre est à soumettre à *G³*.

Le premier, intitulé “Petrophysical properties of the root zone of sheeted dikes in the ocean crust : A case study from Hole ODP/IODP 1256D, Eastern Equatorial Pacific” relie les propriétés électriques, propriétés acoustiques et observations pétrographiques afin de caractériser la porosité à l’échelle infra-millimétrique de 21 mini carottes échantillonnées dans la zone de racine du complexe filonien.

Le second intitulé « Structures of the root zone of the sheeted dikes in the ocean crust : A case study from Hole ODP/IODP 1256D, Eastern Equatorial Pacific” est une analyse structurale des images électriques haute résolution de parois du puits 1256D. Les structures sont interprétées en terme de voie de circulation des fluides hydrothermaux basse, moyenne et voir haute température.

4.2 Petrophysical properties of the root zone of sheeted dikes in the ocean crust: a case study from Hole ODP/IODP 1256D, Eastern Equatorial Pacific.



Petrophysical properties of the root zone of sheeted dikes in the ocean crust: A case study from Hole ODP/IODP 1256D, Eastern Equatorial Pacific

Marie Violay^{*}, Philippe A. Pezard, Benoît Ildefonse, Akram Belghoul, Christine Laverne

Géosciences Montpellier, CNRS, Université Montpellier 2, CC 60, 34095 Montpellier cedex 05, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 25 November 2009

Received in revised form 11 July 2010

Accepted 17 July 2010

Available online 23 July 2010

Keywords:

ODP/IODP (Ocean Drilling Program/

Integrated Ocean Drilling Program) Site 1256

Oceanic crust

Sheeted dike complex

Petrophysics properties

Hydrothermal alteration

ABSTRACT

ODP (Ocean Drilling Program)/IODP (Integrated Ocean Drilling Program) Site 1256 is located on the Cocos Plate in the Eastern Equatorial Pacific Ocean, in a 15 Ma old oceanic lithosphere formed at the EPR during a period of superfast spreading (>200 mm/yr). ODP/IODP Hole 1256D reached for the first time the contact between sheeted dikes and underlying gabbros. It consequently offers a unique opportunity to study *in situ*, in present-day oceanic crust, the root zone of the sheeted dike complex. This root zone is a thin, 100 m thick boundary layer between the magmatic system (i.e., the axial melt lens, ~ 1100 °C), and the overlying high temperature hydrothermal system (≤ 450 °C). The understanding of interactions within this boundary layer is critical to that of crustal processes along mid-ocean ridges.

This work focuses on the petrophysical characterization of the root zone of the sheeted dike complex in order to further constrain the hydrothermal circulation system in the vicinity of the axial melt lens, as recorded in non-granoblastic dikes, granoblastic dikes, and varitextured gabbros. The petrophysical properties were determined from sample measurements in the laboratory and were compared to *in situ* downhole geophysical probing. The porosity structure is bipolar, depending on lithology, resulting in a layered system. Non-granoblastic dikes are generally altered in the greenschist facies (~ 250 °C) with relatively high and interconnected (cementation index $m \sim 1.72$, electrical tortuosity $\tau \sim 28.3$) porosity (1.5%). In contrast, gabbros are retrogressively metamorphosed in the amphibolite (~ 450 °C) and greenschist facies, with lower porosity (1.3%) that involves numerous fissures and cracks, resulting in a more connected medium ($m \sim 1.58$, $\tau \sim 11.8$) than non-granoblastic dikes. These cracks are more abundant but also tend to close with increasing depth as indicated in downhole geophysical data. Porosity and alteration, as viewed from surface electrical conductivity, appear to be directly correlated.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The mid-ocean ridge system, the largest single volcanic feature on Earth, is where new oceanic crust is produced, hence the locus of significant interactions between tectonic activity, volcanism, and seawater circulation. Hydrothermal circulation at mid-ocean ridges allows efficient and rapid cooling of the newly formed crust (e.g., Johnson et al., 1993; Phipps-Morgan and Chen, 1993; Stein and Stein, 1994). Seawater penetrates into the upper crust, and is heated as it moves down toward the base of the sheeted dike complex (e.g., Teagle et al., 1998). The discharge of hydrothermal fluids occurs along the ridge axis at temperatures up to ~ 400 °C (e.g., Koschinsky et al., 2008). The root zone of the sheeted dike complex, which represents a thin zone (~ 100 m thick) of extreme thermal gradient (up to 7 °C/m), is regarded as a thermal boundary layer between the convective magma chamber system below (≥ 1100 °C) and the main convective

hydrothermal system (≤ 450 °C) above (e.g., Gillis, 2002; Honnorez, 2003; Gillis, 2008; Koepke et al., 2008; France et al., 2009).

Our current understanding of the sheeted dikes/gabbros transition was facilitated by i) geophysical observation at the East Pacific Rise (EPR) (e.g., Singh et al., 1999; Tolstoy et al., 2008), ii) structural/petrological studies of ophiolites (e.g., Nicolas and Boudier, 1991; Gillis, 2002, 2008; Nicolas et al., 2008; France et al., 2009), and iii) numerical modeling of hydrothermal circulation at the ridge axis (e.g., Cherkaoui et al., 2003; Fontaine et al., 2008).

Regarding the magmatic system, geophysical imaging has revealed the occurrence, at the ridge axis, of a thin, narrow and nearly continuous melt lens that overlies the magma chamber at depth (e.g., Detrick et al., 1987, 1993; Kent et al., 1993), and which feeds the upper crustal basaltic lid that is formed by the sheeted dike complex and the upper volcanic sequence (e.g., Phipps-Morgan and Chen, 1993; Singh et al., 1998; Macleod and Yaouancq, 2000). This upper melt lens is a key component of oceanic crust formation at fast spreading ridges. Interaction between the magmatic and the hydrothermal system can modify the composition of the melt lens and therefore influence the ocean crust composition (e.g., Coogan et al., 2003; France et al., 2009).

^{*} Corresponding author.

E-mail address: marie.violay@gm.univ-montp2.fr (M. Violay).

Several studies have focused on the dike/gabbro transition in ophiolites, and have lead to apparently contrasting models. Some authors propose that the melt lens is a steady state horizon (e.g., Nicolas et al., 2008) when others propose that it behaves as a dynamic horizon with upward and downward migrations of the top of the melt lens (e.g., Gillis, 2002, 2008, France et al., 2009).

Regarding the hydrothermal system, many studies show that faults and fractures play a major role in the localization and evolution of hydrothermal system at various scales on the upper crust (e.g. Norton and Knapp, 1977; Lowell et al., 1995; Singh et al., 1999; Tolstoy et al., 2008). However, geophysical studies also show that the deep hydrothermal circulation is located in a layer just above the magmatic lens where no seismic reflector is observed (Singh et al., 1999; Tolstoy et al., 2008). Numerical models are helpful to better understand the complexity of the hydrothermal circulation in the vicinity of the magma chamber. Models assuming hydrothermal flow in a porous medium with quasi isotropic permeability distribution allow estimate of heat and mass fluxes at the segment scale (e.g. Rosenberg and Spera, 1990; Travis et al., 1991; Wilcock, 1998; Cherkaoui, et al. 2003, Fontaine et al., 2008). The principal parameters that are tested are the permeability of the crust (linked to alteration, porosity; e.g., Fontaine et al., 2001), the basal temperature of the hydrothermal system, and the thermal perturbation related to a diking event (e.g., Cherkaoui and Wilcock, 1997).

For the first time in scientific ocean drilling, the 1507.1 m deep ODP/IODP Hole 1256D (Fig. 1; Wilson et al., 2003, 2006; Teagle et al., 2006; Alt et al., 2007) drilled a complete section of upper oceanic crust, from extrusive lava through dikes and into a few tens of meters of varitextured gabbros (Fig. 2). It is located in the Guatemala basin, and penetrates into 15 Ma crust that was formed at the EPR during superfast spreading period (>200 mm/yr) (Fig. 1; Wilson, 1996; Wilson et al., 2003). Hole 1256D consequently offers a unique opportunity to study the root zone of the sheeted dike complex in present-day *in situ* oceanic crust.

Permeability is the primary physical property controlling the localization, intensity and duration of the hydrothermal circulation in the upper crust. Despite its importance, we presently have a limited understanding of how permeability is distributed within oceanic basement. This understanding is largely based on a few direct measurements in boreholes (e.g. Becker, 1986) and a collection of indirect estimates (e.g., Johnson, 1980; Hamano, 1980; Karato, 1983; Christensen and Ramanantoandro, 1988; Fisher, 1998). At pore

scale, permeability is a function of the connected porosity. In this paper, we present new data on the topology of the porous network of the root zone of the sheeted dike complex in Hole 1256D, from 1250 mbsf (Meters Below Sea Floor) to the bottom of the hole at 1507 mbsf (Fig. 2). It is based on the integrated analysis of downhole geophysical data, petrophysical measurements on core, and petrological observations (Fig. 2). The porosity is detailed for the three main lithologies of the root zone of the sheeted dikes (non-granoblastic dikes, granoblastic dikes, and varitextured gabbros) at microscopic (mini-core measurement) and mesoscopic scales (down-hole measurements) from two independent methods (acoustical and electrical measurements), in order to i) to identify possible hydrothermal circulation channels, ii) to determine the porosity profile of the oceanic crust at the transition between dikes and gabbros, and iii) to discuss the possible constraints brought by this new data set on ocean crust hydrothermal circulation processes.

2. Lithostratigraphy of the root zone in Hole 1256D

The uppermost basement at Site 1256 consists of thin, sheet lava flows alternating with massive lava flows and pillow lava flows (from ~250 to 1004 mbsf). The lithological transition zone (~1004 to 1060 mbsf) that separate these flow units from the underlying sheeted dike complex is marked by breccias and highly fractured basalts. Dike chilled margins become common in recovered cores below 1060 mbsf. Alteration temperature increases downward, from lava into dike, with low temperature phases (<150 °C) giving way in partially altered dikes to chlorite, and hornblende below 1350 mbsf (400 °C) (Teagle et al., 2006). In the lower 60 m of the sheeted dikes (1348–1407 mbsf), doleritic basalts are partially recrystallized to distinctive granoblastic textures, which are interpreted as resulting from metamorphic overprint due to the vicinity of either a gabbroic sill intrusion (Wilson et al., 2006) or the axial melt lens itself (Koepke et al., 2008; France et al., 2009). The first gabbros recovered below the sheeted dikes were cored at 1407 mbsf. The lowermost rock recovered in the hole is a basaltic dike lacking granoblastic textures (Teagle et al., 2006; Fig. 2).

A series of 21 samples (mini-cores) were selected to represent the geological variability near the base of Hole 1256 D (Fig. 2; Table 1). They were generally taken away from alteration features such as veins and halos.

Primary and secondary mineralogical assemblages (Fig. 2), as well as textures (Fig. 3), were characterized on thin sections. These observations complement shipboard descriptions (Teagle et al., 2006), which are summarized herein. The root zone can be subdivided into three sections: non-granoblastic dikes, granoblastic dikes (i.e., dolerite dikes in which granoblastic textures were observed), and gabbros. The core recovery was 36% in dikes, 7% in granoblastic dikes, and 35% in gabbros, with yields an average recovery for the root zone of 18.8% (Fig. 2; Teagle et al., 2006).

Non-granoblastic dikes, which are away from the zone of interactions between melt and hydrothermal fluids, represent the petrological reference in this study. The primary assemblage of dike is: plagioclase, clinopyroxene, Fe-Ti oxides, and minor olivine (Figs. 2 and 3). Significant but local textural heterogeneities (cryptocrystalline in dike margins, medium-grained with few large (1 mm) phenocrysts in dike cores) (Fig. 3) are observed. Dikes are altered in the greenschist facies (~250 °C). Eight non-granoblastic dike samples (Teagle et al., 2006) from the 1250–1350 mbsf interval were studied (Fig. 2; Table 1):

- Samples 173R-1-58 (core #–section #–distance to top of section in cm) and 173R-2-3 are fine grain basalts. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, and titanomagnétite. Plagioclase occurs as long (0.5–1 mm) laths. Clinopyroxene is partly replaced by chlorite, and occasionally by actinolite. Disseminated

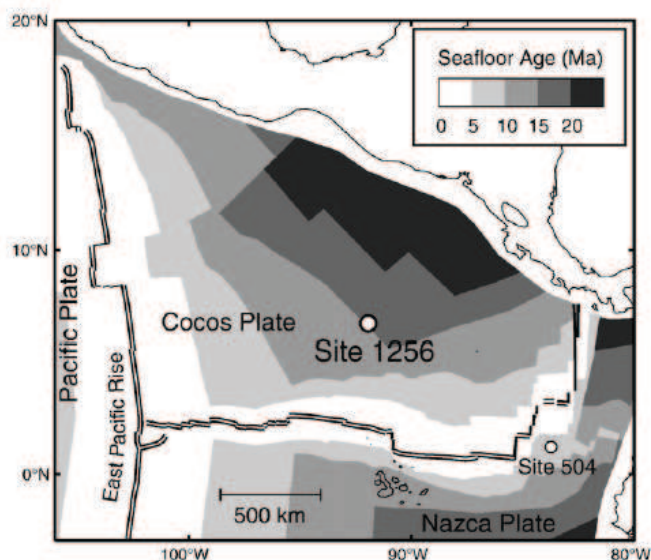


Fig. 1. Location of ODP/IODP Site 1256 (modified from Alt et al., 2007). The different grey areas represent distinct isochrones (5 Ma intervals). The location of DSDP/ODP Hole 504B is also shown.

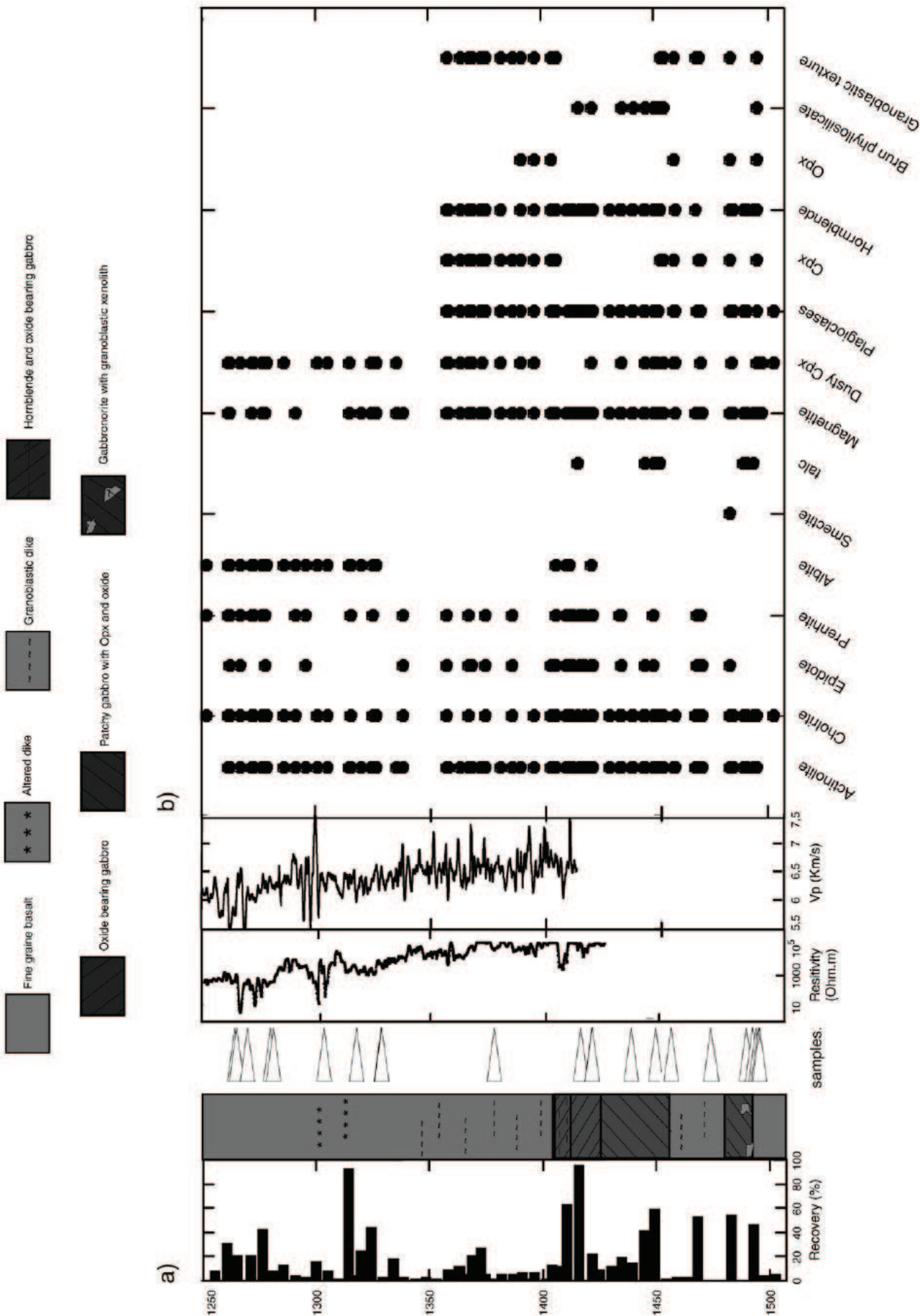


Fig. 2. Principal downhole lithological, petrophysical and petrological characteristics of Hole 1256D between 1250 and 1507 mbsf. a) Lithostratigraphic column of the root zone of the sheeted dike complex at ODP/JODP Site 1256 showing recovery, lithology, mini-core locations, resistivity (1Ld), and downhole seismic measurements. b) Downhole distribution of secondary minerals observed during IODP Expedition 312 (Teagle et al., 2006). From actinolite to magnetite: hydrothermal alteration under greenschist facies conditions (<250 °C). From dusty clinopyroxene to hornblende: hydrothermal alteration under amphibolite facies conditions (>400 °C). From clinopyroxene to granoblastic texture: high temperature metamorphism (>850 °C).

Table 1
Petrophysical data. Density and porosity are calculated using the Melnyk and Skeet (1986) technique (see text for further explanation). Cs = electrical surface conductivity, F = electrical formation factor, τ = electrical tortuosity, Vp sat = P-waves velocity measured on saturated sample, Vs sat = S-waves velocity measured on saturated sample, Vp dry = P-waves velocity measured on dry sample, Vs dry = S-waves velocity measured on dry sample.

Sample	Depth (mbsf)	Lithology	Density (g/cm ³)	porosity (%)	Cs (mS/m)	F	m	τ	Vp sat (m/s)	Vs sat (m/s)	Vp dry (m/s)	Vs dry (m/s)
173-1-58	1261.18	Non-granoblastic dike	2.89	0.96	0.22	1792	1.69	21.5	6134	3160	5981	3531
173-2-3	1262.00	Non-granoblastic dike	2.91	0.91	0.42	6087	1.84	53.3	6045	3384	6016	3478
174-1-136	1266.76	Non-granoblastic dike	2.94	1.05	0.10	3276	1.71	29.0	6153	3192	6063	3259
176-1-79	1276.89	Non-granoblastic dike	2.94	1.24	0.17	1598	1.61	16.3	6146	3601	5876	4009
176-2-58	1278.18	Non-granoblastic dike	2.94	1.11	0.21	2676	1.68	24.3	5955	3362	5932	3437
181-1-32	1300.42	Non-granoblastic dike	2.94	0.71	0.06	920	1.38	6.5	6485	3690	6376	4496
187-1-114	1325.44	Non-granoblastic dike	2.89	2.53	0.08	1806	1.97	39.8	6146	3313	5983	4205
178-2-1	1325.68	Non-granoblastic dike	2.90	2.14	0.08	1762	1.91	35.3	6180	3480	5875	3480
202-1-8	1372.88	Granoblastic dike	2.99	0.70	0.07	1829	1.53	13.5	6569	3529	6028	3569
214-2-62	1412.97	Gabbro	2.91	1.84	0.21	774	1.69	15.1	5322	3248	5025	3230
215-2-77	1417.90	Gabbro	2.90	1.93	0.15	532	1.64	11.5	6109	2948	4489	2667
216-1-13	1418.03	Gabbro	2.91	1.63	0.19	624	1.60	11.0	5960	3024	4487	3289
220-1-18	1435.18	Gabbro	2.94	1.32	0.10	1023	1.64	14.8	6441	3160	5336	3472
222-1-125	1445.85	Gabbro	2.94	1.27	0.14	798	1.56	11.0	6362	3151	5016	3298
223-2-36	1451.14	Gabbro	2.98	1.11	0.14	790	1.51	9.6	6600	3312	5407	3455
227-2-4	1470.04	Granoblastic dike	3.01	1.13	0.24	579	1.45	7.2	6460	3221	5400	3243
230-2-71	1485.21	Gabbro	2.96	1.38	0.30	733	1.56	10.6	6345	3322	5310	3445
231-1-6	1487.96	Gabbro	2.96	1.98	0.36	935	1.60	13.1	6396	3312	5309	3678
231-2-30	1489.49	Gabbro	2.98	1.22	0.39	1064	1.61	13.9	6369	3198	5116	3180
231-2-126	1490.45	Gabbro	2.99	1.02	0.17	806	1.48	8.9	6401	3193	5190	3168
231-4-57	1492.50	Gabbro	2.96	0.99	0.20	1052	1.53	11.2	6389	3191	5077	3710

titanomagnetite is a common accessory phase. Greenschist background alteration most commonly occurs through the pseudomorphic replacement of igneous phases by secondary minerals, and igneous textures are preserved (Fig. 3a–b).

- Samples 174R-1-136 and 176R-1-79 are fine grain basalts. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, titanomagnetite, and probably olivine. Actinolite is more abundant than in the two previous, shallower samples, together with secondary magnetite. Plagioclase is partially recrystallized to albite, which agglomerates in star-organized clusters (Fig. 3b). Clinopyroxene is moderately to highly altered, appearing dusty and corroded together with wispy actinolite and specks of secondary magnetite. Olivine is altered to serpentine and Fe–Ti oxides. The texture is intergranular glomerophyric (Fig. 3b).
- Samples 176R-2-58 and 181R-1-32 are fine grain basalts. Primary minerals are, plagioclase, clinopyroxene, and titanomagnetite. Alteration increases with depth, from 50% to 85% (as estimated petrographically in two dimensions on thin sections), with more abundant actinolite and secondary plagioclase than in the previous, shallower samples (Fig. 3c).
- Samples 187R-1-114 and 187R-2-1 are fine grain basalts. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, and titanomagnetite. Clinopyroxene is recrystallized to dusty clinopyroxene/actinolite, and locally to minor chlorite or amphibole. Plagioclase is highly altered into albite, chlorite, and minor quartz. Prehnite and laumontite are present in both veins and halos. Higher temperature veins that contain chlorite and amphibole are abundant, and are locally associated with chlorite/amphibole-bearing alteration halos.

In the lower part of the sheeted dike complex, from 1348.3 to 1406.6 mbsf, the dikes are strongly to completely altered, and locally recrystallized to granoblastic textures. Granoblastic dikes have the same primary parageneses as non-granoblastic ones, but also display irregularly distributed granoblastic patches, within

which primary assemblages are recrystallized to secondary plagioclase and equant secondary clinopyroxene, magnetite, ilmenite, and rare orthopyroxene (Fig. 2; Teagle et al., 2006; Koepke et al., 2008). The mineralogy (Opx and Cpx) and textures indicate that recrystallization occurred at very high temperatures in granulite facies (>850 °C) (Teagle et al., 2006; Wilson et al., 2006; Koepke et al., 2008; France et al., 2009).

Because of the poor core recovery at the base of the sheeted dike complex (~7%), only two granoblastic samples could be studied. The first was sampled in the lower section of the sheeted dikes and the second in the granoblastic interval located between the lower and upper gabbro intervals.

- Sample 202R-1-8. A small proportion of this sample is recrystallized to microcrystalline (10 μ m) aggregates of clinopyroxene, orthopyroxene and actinolitic hornblende (Fig. 3d). In non-recrystallized domains, hydrothermal alteration is poorly developed, and plagioclase is only slightly recrystallized. Hydrothermal veins of quartz surrounded by brown amphibole cross-cut recrystallized patches, which demonstrates that significant hydrothermal alteration postdates recrystallization and the development of the granoblastic texture.
- Sample 227R-2-4. The mineral assemblage is similar to the one in the previous sample, but recrystallized patches are larger, with coarser orthopyroxene grains (~100 μ m) (Fig. 3e).

The plutonic section extends from 1406.6 mbsf to the bottom of the hole, at 1507.1 mbsf. This section is subdivided into the upper gabbro unit (1406.6–1458.9 mbsf) and the lower gabbro unit (1483.1–1507.1 mbsf) (Teagle et al., 2006). Gabbroic rocks are heterogeneous in grain size, mostly medium-grained (~500 μ m) and textures are dominantly ophitic. Clinopyroxene is partially or completely altered by actinolitic hornblende rims. Along cracks, clinopyroxene is intensely altered to amphibole. Plagioclase is generally less altered than clinopyroxene, and partially replaced to

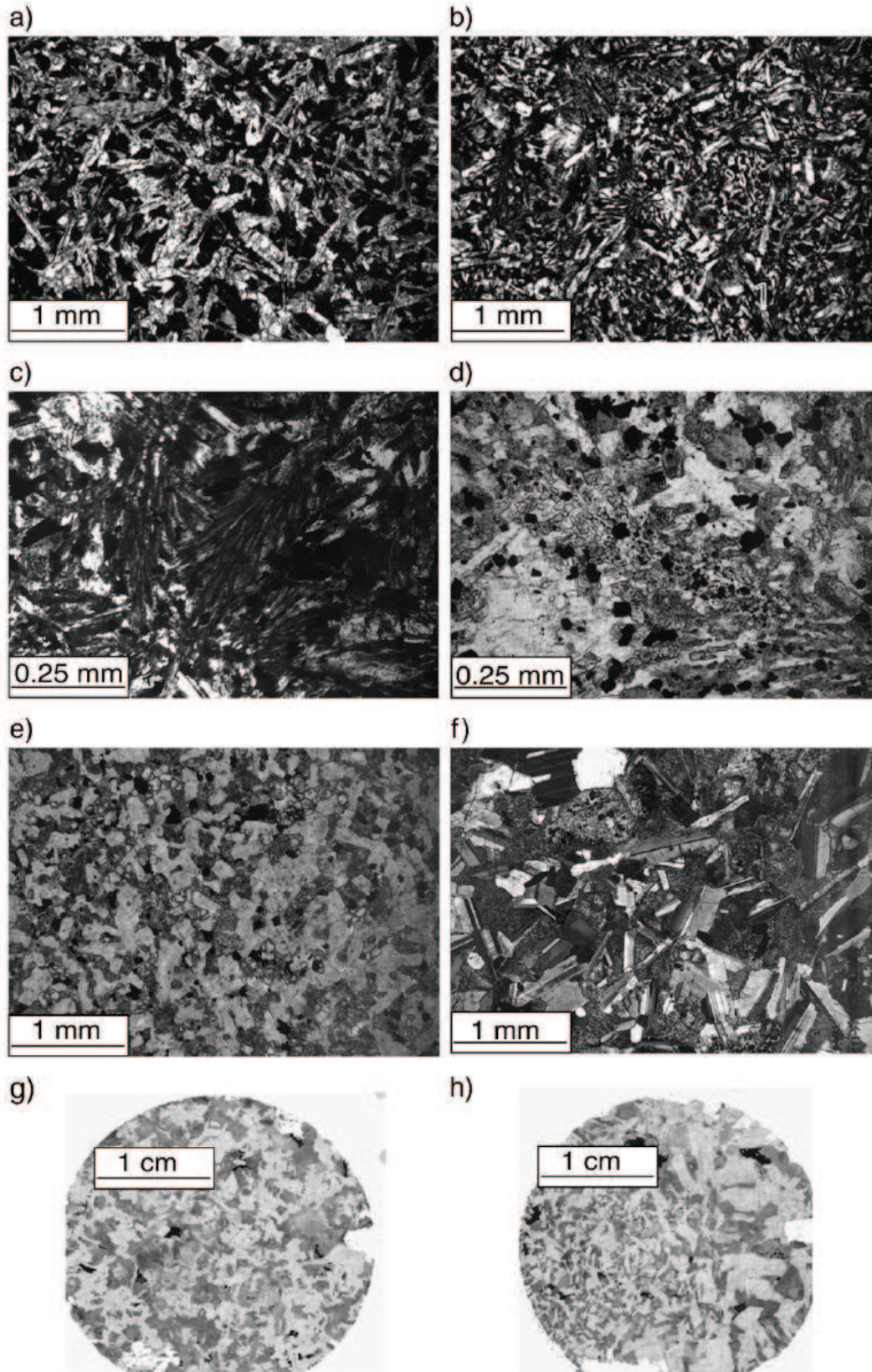


Fig. 3. Photomicrographs of sample thin sections (a–e and g–h: plane-polarized light; f: cross-polarized light). a) 173R-1, 58: non-granoblastic dikes with intergranular doleritic texture; b) 174R-1, 136: dolerite, with star plagioclase texture c) 176R-2, 58: non-granoblastic dike with plumose plagioclase texture; d) 202R-1, 8: Dolerite partly recrystallized into a granoblastic assemblage of clinopyroxene (10 μm), orthopyroxene and actinolitic hornblende; e) 227R-2, 4: Dolerite partly recrystallized into a granoblastic assemblage of clinopyroxene (100 μm), orthopyroxene and actinolitic hornblende; f) 231R-2, 30: medium-grained gabbro (500 μm) with ophitic texture partly recrystallized in amphibolites facies; g) 231R-2, 30: gabbro with ophitic texture; h) 220R-1, 18: gabbro with ophitic texture and heterogeneous grain size.

secondary plagioclase (albite), actinolitic hornblende, chlorite, prehnite, laumontite, and epidote (Teagle et al., 2006). A total of 6 samples from the upper gabbro unit and 5 samples from the lower gabbro unit were studied. The recovered gabbroic rocks display very heterogeneous textures, showing variable mineralogy and degree of alteration (Teagle et al., 2006); this heterogeneity is also encountered in our limited sampling (Fig. 3g–h).

- Samples 214R-2-62 and 216R-1-13 are olivine gabbros. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, Fe–Ti oxides, and olivine. Homogeneous, ophitic texture is observed. Olivine is recrystallized to talc and chlorite. Plagioclase is largely recrystallized to albite and chlorite. Prehnite and epidote are present.
- Sample 215R-2-77 is an oxide-bearing gabbro. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, and Fe–Ti oxides. The texture is homogeneously ophitic. Clinopyroxene and olivine are completely replaced by talc and amphibole. Disseminated titanomagnetite is common.
- Sample 220R-1-18 is olivine gabbro. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, Fe–Ti oxides, and olivine. Ophitic texture with different grain size areas is present. Plagioclase is largely recrystallized to albite and prehnite. This assemblage indicates hydrothermal alteration at moderate temperatures.
- Sample 222R-1-125 is an oxide-bearing olivine gabbro. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, Fe–Ti oxides, and olivine. Homogeneous, ophitic texture is observed. Olivine is present, with or without alteration halos of talc and amphibole. Plagioclase is only slightly recrystallized. Alteration is less abundant in this sample than in other gabbro samples studied herein.
- Sample 223R-2-36 and 230R-2-71 are oxide gabbros. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, and Fe–Ti oxides. Ophitic texture with different grain size areas is present. The mineral assemblage is similar to the one in the previous sample but brown and green hornblende-rich amphibole becomes more abundant with depth, in association with secondary magnetite.
- Samples 231R-1-6, 231R-2-30 and 231R-2_126 are gabbro-norites. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, and Fe–Ti oxides. Ophitic texture with different grain size areas is present. Olivine is recrystallized to talc, amphibole and magnetite. Plagioclase is moderately to highly altered, appears dusty and corroded, is affected by albitisation, and contains specks of secondary magnetite.
- Sample 231R-4-51 is a gabbro-norite. Primary minerals are plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, and Fe–Ti oxides. The mineral assemblage is similar to the one in the previous sample but the proportion of olivine is higher.

3. Petrophysical methods

Petrophysical properties were determined from downhole geophysical measurements, and from sample measurements performed in the laboratory at atmospheric pressure and room temperature on a set of cm-scale cylindrical mini-cores (Figs. 4 and 5).

3.1. Density and porosity

Porosity plays a key role in fluid transport processes in the upper oceanic crust. It cannot be measured directly *in situ* from neutron activation in crystalline rock (Pezard et al., 1999) and can be dramatically overestimated when hydrous minerals or highly neutrophile trace elements (such as Gd, Eu, and Sm) are present (Harvey et al., 1996; Pezard et al., 1999, 2000; Helm-Clark, et al., 2004; Harvey and Brewer, 2005), yielding errors as an order of magnitude in porosity. As a consequence, whether from core or *in situ*, porosity has to be determined indirectly from petrophysical properties such as density, electrical resistivity or acoustic velocities. This way, *in situ*

porosity profiles may be computed from density, velocity logs. (Fig. 4 column 2). The bulk density was measured *in situ* with the HLDS tool (Hostile Litho-Density tool of Schlumberger), which consists in a chemical radioactive Cs^{136} gamma ray chemical source associated to near and far gamma ray detectors (Ellis, 1987).

Symbol and index used in the equations listed below are summarized in Table 2.

In the laboratory, the porosity and grain density were computed using the triple weighing method where:

$$\phi = \frac{M_{\text{sat}} - M_{\text{dry}}}{M_{\text{sat}} - M_{\text{im}}} * 100 \quad (1)$$

and

$$\rho_{\text{ma}} = \frac{M_{\text{dry}}}{(M_{\text{dry}} - M_{\text{im}})} * \rho_{\text{fluid}} \quad (2)$$

with $\rho_{\text{fluid}} = 1.02 \text{ g/cm}^3$ for a 30 g/L salinity at 0.1 MPa and 20°–25 °C.

An alternative method (Melnyk and Skeet, 1986), consisting in the determination of the surface water weight of the mini-cores from drying curves, was also used for a more accurate estimate of the saturated sample weight, hence a better estimate of porosity and density (Fig. 6a).

In situ porosity profiles were recomputed by applying to downhole measurements (density and P-waves velocity) the relationship between porosity and P-wave velocities and between density and porosity measured in the laboratory, respectively. These computations take into account the influence of temperature and pressure on 1) the P-wave velocities in seawater 2) sea water density, for an average salinity of 35 g/L (Fig. 4 column 2). P-wave velocity in sea water and sea water density are computed from sea water equation of state of (Batzie and Wang, 1992) using the borehole fluid pressure and temperature measured by the TAP (Temperature Acceleration and Pressure) downhole tool (Teagle et al., 2006).

Porosity computed from downhole log density is given by Ellis (1987):

$$\phi_{(\text{insitu})} = \frac{(a \cdot \rho_{\text{bulk}(\text{insitu})} + b) - \rho_{\text{bulk}(\text{insitu})}}{(a \cdot \rho_{\text{bulk}(\text{insitu})} + b) - \rho_{\text{fluid}(\text{insitu})}} \quad (3)$$

with: $a = 1/(1 - \phi_{(\text{mc})})$, $b = (\phi_{(\text{mc})} \cdot \rho_{\text{fluid}(\text{mc})}) / (1 - \phi_{(\text{mc})})$, a and b are derived empirically from mini-core analyses of density and porosity.

Porosity computed from the acoustic slowness “L” is given by Ellis (1987):

$$\phi_{(\text{insitu})} = \frac{(a' \cdot L_{\text{bulk}(\text{insitu})} + b') - L_{\text{bulk}(\text{insitu})}}{(a' \cdot L_{\text{bulk}(\text{insitu})} + b') - L_{\text{fluid}(\text{insitu})}} \quad (4)$$

a' and b' are also derived empirically from mini-core analyses, and refer to slowness (i.e., inverse of velocity).

3.2. Electrical properties

In a porous medium, comprising a matrix considered as electrically insulating, and a porous interconnected network saturated by a conductive electrolyte, two main types of electrical conduction can be distinguished: electrolytic conduction in the inner pore fluid present in the pore space, and surface conduction at the interface between minerals and the electrolyte (e.g., Waxman and Smits, 1968; Pezard, 1990; Revil and Glover, 1998). When the surface conduction component is negligible compared to the electrolytic component, the total conductivity of the porous media (C_{bulk}) can be regarded as directly proportional to that of the saturating fluid (C_{fluid}). This proportionality is the basis to define the electrical formation factor F .

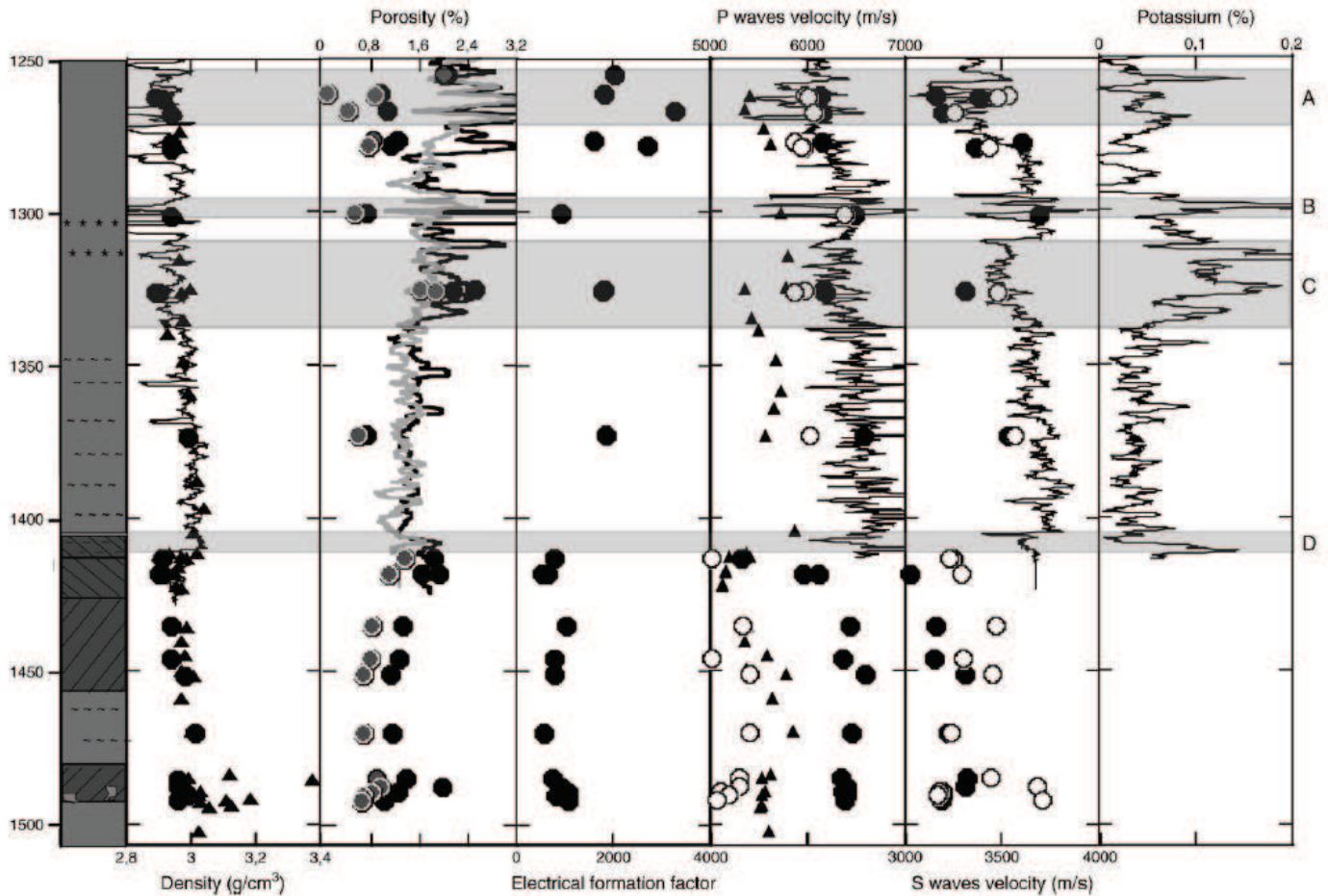


Fig. 4. Petrophysical measurements and downhole logs between 1250 and 1507 mbsf. Black curve: Downhole geophysical measurements in Hole 1256D. From the left to the right, density (from Teagle et al., 2006), porosity estimate from velocity and density logs and core measurements (see text for further explanations), P-waves velocity, S-waves velocity, potassium (from Teagle et al., 2006). Grey rectangle show the location of principal fault zones (from Teagle et al., 2006). Mini-cores measurements from the left to the right: density and porosity [standard triple weighing porosity (black circle); Melnyk and Skeet porosity (grey circles)], formation factor, P-wave and S-wave velocities, with depth in Hole 1256D for shipboard samples (triangles) and mini-cores measured post-cruise [circles; Teagle et al. (2006); saturated samples (black circles); dry samples (white circles)].

The occurrence of alteration mineral phases in an igneous rock can modify the expression of the total electrical conductivity. Waxman and Smits (1968) proposed for sand–clay mixtures a first order model that takes into account the excess conductivity (C_s) due to surface conduction processes:

$$C_{bulk} = \frac{C_{fluid}}{F} + C_s \quad (5)$$

F is an intrinsic quantity that characterizes the 3D topology of the pore space, and describes the contribution of the pore space topology to the overall electrical resistivity of the fluid saturated media (Pape et al., 1985). The surface conduction C_s is mainly related to, and becomes significant in the presence of altered phases (Waxman and Smits, 1968; Pezard, 1990; Revil and Glover, 1998; Ildefonse and Pezard, 2001; Einaudi et al., 2005). Electrolytic conduction related to the formation factor F is mainly related to pore volume electrical transmissivity and, in the case of oceanic crystalline rocks to the presence of grain boundaries and micro-fractures. Electrical formation factor is related to sample porosity with two different, though similar approaches. The first one is based on Archie (1942) empirical equation:

$$F = \phi^{-m} \quad (6)$$

where m , the cementation factor, indicates how well the pores are interconnected between themselves. m also describes the non-

uniformity of the section of conductive channels (Clennell, 1997; Ildefonse and Pezard, 2001). For m close to 1, the porosity is of fissural type. For m close 2, the porosity is of a granular and interconnected type. In low porosity igneous rocks, the electrical tortuosity is preferentially used to the cementation index (Walsh and Brace, 1984; Pape et al., 1985; Katsube and Hume, 1987; Pezard, 1990; Ildefonse and Pezard, 2001), providing an alternate view at relationships between pore space and electrical transmissivity with:

$$F = \frac{\tau}{\phi} \quad (7)$$

Where τ relates to the geometrical complexity of the path followed by the electrical current in the fractured pore space or, in a more general sense, to the efficiency of electrical flow processes (e.g., Guéguen and Palciauskas, 1992; Clennell, 1997).

In order to evaluate the electrical properties and the geometry of the pore space for each of the samples, a series of electrical conductivity measurements were carried out after an initial phase of drying (vacuum setting during 48), then saturation with variable salinity NaCl solutions. Measurements were made at room pressure and temperature, with 7 different saturating fluid salinities (ranging from 0.008 S/m to 8 S/m; Fig. 6b). For reference, that of sea water at 20 °C is 5.0 S/m. While the Waxman and Smits (1968) model works well at high salinity, it tends to overestimate C_s at low salinity. In this domain, the non-empirical, statistical approach proposed by Revil and Glover (1998) is preferred, although initially derived for granular

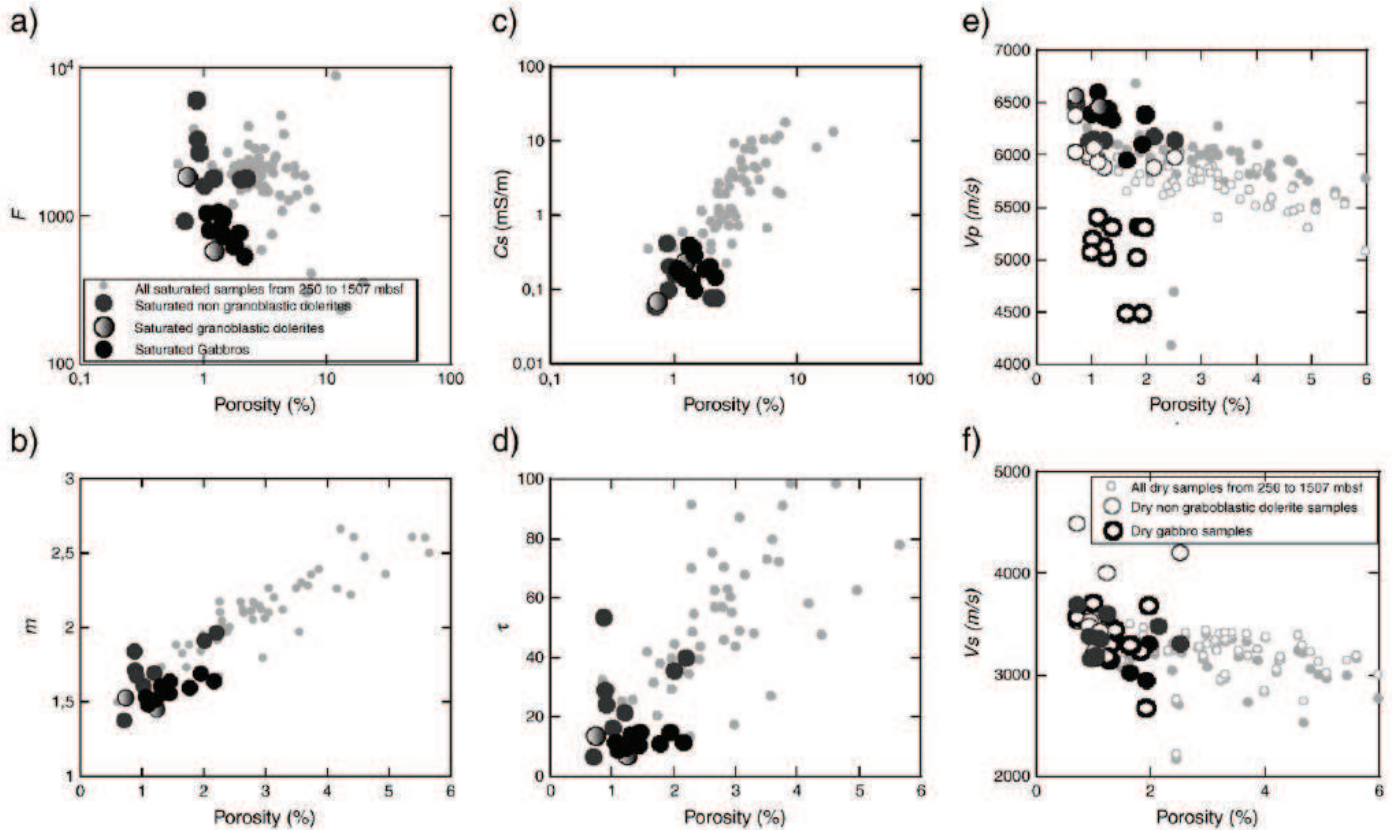


Fig. 5. Petrophysical data as a function of porosity. a) Electrical formation factor, b) electrical cementation index, c) electrical surface conductivity, d) electrical tortuosity, e) acoustic P-wave velocity, and f) acoustic S-wave velocity as function of porosity measured by Melnyk and Skeet (1986) porosity method for mini-core of the root zone of the sheeted dikes, and by classical triple weighing methods for the entire dataset from Hole 1256D.

sedimentary rocks Fig. 6b). The Revil and Glover (1998) model is based on the microgeometry of the porous space. The conductivity of the sample is then given by a complex model with two simpler forms at high and low salinities (Revil and Glover, 1998; Ildefonse and Pezard, 2001; Fig. 6b). The main electrical parameters were consequently deduced from the measurements processed using this more appropriate model.

In situ resistivity was measured in Hole 1256D at two different radial depths of investigation into the rock (LLd and LLs) with the Schlumberger Dual Laterolog (Ellis, 1987; Expedition 309/312 Scientists, 2006). The quality of the data is generally poor in the most resistive formations below 1373 mbsf (i.e., granoblastic dikes), with the highest resistivity values clipped for the LLd at 40 000 $\Omega \cdot m$, i.e., the maximum value that is allowed to be read by the downhole

tool in order to prevent circuit damaging from excessive electrical tensions. Resistivity logging data have been corrected for borehole environmental effects such as borehole fluid resistivity and hole diameter from the Schlumberger charts (1988).

3.3. Acoustic velocities

In situ acoustic compressional and shear wave velocities were measured at 12 kHz with the Schlumberger dipole sonic tool (Expedition 309/312 Scientists, 2006; Guerin et al., 2008; Swift et al., 2008). In order to relate the 21 new mini-core to shipboard samples and downhole measurements, additional laboratory measurements of P and S-wave velocities were made, and used to evaluate elastic properties, porosity, alteration, and micro-cracking into the rock (e.g., Bourbié et al., 1986; Guéguen and Palciauskas, 1992; Mavko et al., 1998). In the laboratory, acoustic velocity measurements (V_p and V_s) were obtained at room pressure and temperature at 1 MHz and 500 KHz respectively, for both dry and saturated samples (Fig. 4, columns 4 and 5). A digital oscilloscope, a pulse generator and coupled piezoelectric transducers were used to measure V_p and V_s . In comparison, compressional velocities of shipboard samples were measured along three orthogonal directions from sea water-saturated mini-cubes at room pressure and temperature (Guerin et al., 2008; Swift et al., 2008).

3.4. Natural gamma radiation

Downhole natural gamma ray emission was measured *in situ* using the HNGS (Hostile Natural Gamma Spectroscopy) tool of Schlumberger. The spectral analysis of the gamma radiation received by the tool in five appropriate energy windows yields a total natural gamma count (in gAPI) plus that originating from

Table 2
Symbols and indexes used in the equations.

Symbol	
M	Mass
ρ	Density
L	Slowness
C	Conductivity
F	Formation factor
m	Cementation index
T	Tortuosity
ϕ	Porosity
Index	
mc	Mini-core
Fluid	Fluid
Sat	Saturated sample
Dry	Dry sample
im	Immersed sample
In situ	Downhole geophysical measurements

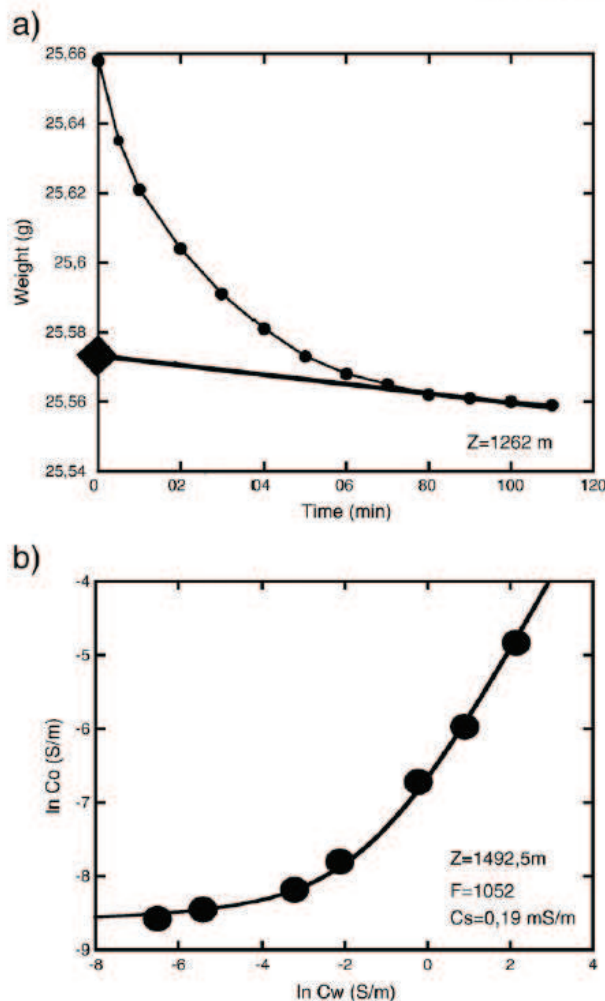


Fig. 6. Porosity topology derived from acoustic measurements. a) Example of drying curve used to estimate saturated sample weight in crystalline rocks. The extrapolation of the linear part of the curve at $t=0$ is the weight of the saturated sample (173-2-3). b) Core electrical conductivity as a function of the saturating fluid electrical conductivity for measurements at varying saturating fluid salinities. Curve fit: non-linear inversion of the experimental data using the Revil and Glover model (1998). The intrinsic electrical formation factor F and the surface conductivity C_s are extracted from the high- and low salinity parts of the curves, respectively.

potassium (in %) (Fig. 4 column 6), thorium, and uranium. A five-window spectroscopy arrangement is used to determine the concentrations of radioactive potassium (in %), thorium (in ppm), uranium (in ppm), and the total gamma ray emission (gAPI) (Ellis, 1987; Expedition 309/312 Scientists, 2006). Potassium, thorium, and uranium contents in igneous rocks are generally related directly to the presence of secondary minerals.

4. Results

Porosity is directly related to most petrophysical properties including density, electrical resistivity, acoustic velocities, and permeability (hence fluid–rock interactions). These physical properties tend to vary a lot in the root zone of the sheeted dikes. In this context, porosity and permeability (largely controlled by fracturing from thermal origin at the ridge axis) are key parameters. Porosity and permeability are closely but not directly related, depending possibly more on the shape and connectivity of the pore, than on the total amount. As an illustration, pumice may have porosity values larger than 0.5, but a very low permeability with micro-cracks only connecting spherical pore between them. As a consequence,

permeability might be derived from porosity in very seldom cases. In crystalline rocks from the root zone, the porosity signal is dominated by micro-cracks from hydrothermal origin. In this case, permeability appears to be controlled by a fraction of a percent of the total volume of the rock. As a consequence, the microscopic shape of the pore space deduced from laboratory measurements is discussed here in great details from the different but complementary electrical and acoustic approaches.

4.1. Porosity and density

Grain densities measured in the laboratory are not homogeneous in the root zone, with an average of $2.94 \text{ g/cm}^3 \pm 0.03 \text{ g/cm}^3$, a maximum reached for oxide-rich samples (2.97 g/cm^3 on average), and a minimum related to altered non-granoblastic samples (2.92 g/cm^3 on average; Fig. 4; Table 1).

Porosity is, as expected for moderately altered igneous rocks, low in most of the samples from the root zone (with an average of $1.33 \pm 0.65\%$ in non-granoblastic dikes, $0.92 \pm 0.30\%$ in granoblastic dikes, and $1.43 \pm 0.36\%$ in gabbros). Highest porosities values (2.33% on average) correspond to the most strongly altered (~80–90% replacement of primary phase) non-granoblastic samples (Samples 187R-1-114 and 187R-2-1) within a large-scale fault zone located between 1325 and 1340 mbsf. This higher porosity values are correlated over the same interval with high natural gamma radioactivity values (up to 6 gAPI) in such rocks, and with low electrical resistivity (~50 $\Omega \text{ m}$) (Teagle et al., 2006; Fig. 4). The lowest porosity (0.70%) in dikes appears to correspond to the recrystallized sample (sample 202R-1-8) with granoblastic textures. Porosity at the top of the upper gabbro interval (1407–1425 mbsf) is consistently higher ($\sim 1.8\% \pm 0.16\%$) than in the overlying granoblastic dikes. In the gabbros, bulk density increases in relation with a decrease in porosity, from a minimum of 2.91 g/cm^3 at 1412 mbsf, to a maximum of 2.99 g/cm^3 at 1490 mbsf, within the second gabbro unit (Fig. 4, Table 1). Porosity estimates derived from velocity and density downhole geophysical measurements are higher than porosities measured on discrete samples, particularly in the upper 50 m of the root zone, from 1250 to 1300 m, because samples were generally taken away from veins and faults. The porosity maxima in the downhole geophysical measurements are likely related to more faulted and/or veined intervals.

4.2. Acoustic velocities

In general, the shipboard and laboratory post-cruise measurements are not found to be in good agreement. For two samples collected in the same core section, at nearby depth, compressional velocities measured on post-cruise saturated sample are 300 to 500 m/s higher than those measured on shipboard saturated samples. Compressional velocities of saturated samples measured onboard the D/V JOIDES Resolution correspond to those obtained post-cruise for dry samples (Fig. 4). We interpret this discrepancy as resulting from an incomplete saturation of shipboard samples, likely due to the lack of time often inherent to shipboard measurement procedures, which is consistent with lower measured velocities.

In contrast, post-cruise laboratory measurements of saturated samples are in good agreement with downhole velocities (Fig. 4). Post-cruise V_p values for samples from the root zone range from 5300 to 6600 m/s, while V_s ranges from 3000 to 3700 m/s (Fig. 4). The somewhat noisy V_p sonic log appears to be only moderately affected by the presence of high or low porosity sections identified from other *in situ* geophysical profiles or borehole wall images (at 1270 and 1300 mbsf, for example). This is also seen for core sample measurements in the sheeted dike complex. Unfortunately, geophysical logs are not available for most of the gabbroic intervals below 1407 mbsf. Both shipboard and our measurements show that acoustic velocities

tend to drop down by ~500 m/s below that depth (Fig. 4). From 1408 to 1507 mbsf, the difference (~800 m/s) measured between the wet and dry P-wave velocities obtained in our samples is both very significant and unexpected (Fig. 5). A similar, but less significant difference between the wet and dry S-wave velocities is observed. The large difference between wet and dry compressional velocities measured on mini-cores is discussed in the following.

4.3. Electrical measurements

From laboratory measurements made over several months at varying fluid salinity, the Revil and Glover (1998) model was used to compute the electrical formation factor (F) and the surface conductivity (C_s) for each sample (Table 1, Figs. 4 and 5). From top to bottom of the recovered basement section, the electrical formation factor is generally poorly correlated to the porosity (Fig. 5a). “Archie’s law” relationship between F and porosity ϕ found for different types of rocks (Archie, 1942) is also not verified here, as found in previous studies of oceanic basalts and gabbros (Pezard, 1990; Ildefonse and Pezard, 2001; Einaudi et al., 2005).

Non-granoblastic dikes display high and variable electrical formation factors (920–6087), with the highest value corresponding to the freshest sample. Gabbros tend to have lower electrical formation factors (532–1064).

While electrical surface conduction is found over the entire dataset to be a direct function of porosity ($C_s = (0.19) \times \phi^{1.84}$; Fig. 5c), following a pattern already described for granites and oceanic basalts (Belghoul, 2007), the contribution of C_s to *in situ* electrical conduction remains small (from 1 to 6% in the root zone). C_s ranges from 0.06 to 0.42 mS/m (0.17 mS/m on average) in non-granoblastic dikes, and from 0.10 to 0.39 (0.21 mS/m on average) in gabbro, while electrical conduction (C_{fluid}/F) ranges in this interval from 3.5 to 35 mS/m for gabbros and basalts. Consequently, C_s might be neglected here in further analyses of porosity from *in situ* electrical resistivity.

F and ϕ are also used to compute the electrical tortuosity τ and cementation factor m (see above). While m tends to describes the non-uniformity of channels between pores, τ relates to the 3D geometrical complexity of the flow path through the sample (e.g. Guéguen and Palciauskas, 1992; Clennell, 1997; Ildefonse and Pezard, 2001). When presented as a function of ϕ , these two parameters display a similar distribution (Fig. 5b and d) with 2 distinct groups of samples being linearly correlated with porosity. Dike and gabbro samples cluster along distinct trends, indicating different pore space topologies for these two types of rocks. Distinct formation factors F are also obtained for these two lithologies.

For a given porosity value, m and τ are lower in gabbros (1.58 ± 0.06 and 11.9 ± 2.1 on average, respectively), than in non-granoblastic dikes (1.72 ± 0.19 and 28.3 ± 14.6 on average, respectively), suggesting a more fissural, and simpler pore space in gabbros than in non-granoblastic dikes. These results suggest that the chemical exchange related to alteration and recrystallization occur over somewhat larger distances in gabbro than in dikes. As observed for granite (Pezard et al., 1999), chemical exchange in gabbros appear to operate here in a more open system than in dikes, with an associated porosity increase corresponding to mass decrease from fluid circulation associated to the process. Because of the very low core recovery in granoblastic dikes, only two samples were available for this study. The electrical properties (Fig. 5a, b, c, and d) show that sample 202R-1-8 has a pore space structure similar to that of non-granoblastic dikes, whereas sample 227R-2-4 has a pore space similar to that of varitextured gabbro samples, which is consistent with the thin section observations (cf section 202R-1-8, 227R-2-4).

In complement to the electrical resistivity analysis, we also used acoustic velocity data to assess the small-scale porosity structure of our samples (Fig. 5f). The expected inverse correlation between V_s and ϕ is observed. For P-waves, this inverse correlation is verified for

all saturated samples and for dry non-granoblastic dikes, but not for dry gabbros (Fig. 5e).

5. Discussion

5.1. Origin of the difference in dry and wet P-wave velocities in gabbros

One of the main results from the joint investigation of electrical and acoustical properties of the root zone of the sheeted dikes in ODP/IODP Hole 1256D is that the porosity structure is bipolar, depending on lithology (i.e., gabbro, non-granoblastic dikes, and granoblastic dikes; Figs. 4 and 5). Within the same range of porosity, non-granoblastic dikes tend to display slightly higher electrical formation factor, cementation index and electrical tortuosity values than gabbros. The non-granoblastic dike and gabbro samples with relatively low electrical formation factors have generally low porosities, and are highly altered. This bipolarity can be also seen in the mini-core acoustic velocity data. The onset of the observed decoupling between V_p in dry and saturated samples is found to correspond to the transition from sheeted dikes to gabbroic lithologies at ~1407 mbsf. This relationship between pore space topology and lithology can be derived from a difference in mechanical properties, hence in cracking due to thermal stresses on axis. The more fractured type of rock, more permeable on axis, will then react more with hydrothermal fluids, hence lead to the more altered phase and, possibly, the more complicated pore space structure off-axis.

The difference in dry and wet P-wave velocities in gabbros is related to a contrast in porosity topology (e.g., Gueguen and Palciauskas, 1992). The pore space geometry has a large impact on acoustic velocities at low porosity values, as measured in the root zone of the sheeted dikes (1.3%). While shear moduli are generally considered to remain constant with respect to pore space saturation, incompressibility moduli are higher in a fluid saturated medium than in a dry medium, and bulk density increases linearly with saturation. At low porosity, the impact of density changes on velocity is almost negligible relative to moduli variations (e.g., Gueguen and Palciauskas, 1992). S-wave velocities depend mostly on shear modulus changes, hence remain unchanged in relation to saturation. Therefore, the S-wave velocity difference between dry and saturated media is small. In contrast, P-wave velocities depend also from incompressibility modulus. As a consequence, the difference between dry and saturated media P-wave velocities can be large. So, small changes in topology with increasing depth could be sufficient to explain this decoupling between dry and wet P-waves (Gueguen and Palciauskas, 1992).

All acoustic velocities were measured on mini-cores drilled horizontally in the core reference frame. While P and S-waves have the same propagation direction, their particle movement planes are orthogonal. In gabbros, the very low porosity relates mainly to open grain boundaries and triple junctions between minerals, and to micro-cracks, which is the dominating component. The Hudson’s model (1981a, b) was used to further test the influence of small cracks on acoustic waves propagation in our samples. This model leads to the derivation of an average pore space aspect ratio and to the average spatial density of cracks for each of the core samples. The model is based on a scattering theory analysis of the mean wave field in an elastic solid, with thin, penny-shaped ellipsoidal cracks or embedded inclusion (Mavko et al., 1998). David et al. (1999) adapted this model assuming that inclusions are much smaller than the acoustic wavelength. Crack density is obtained from the acoustic velocities and density of the rock, plus the Lamé compressional (λ) and shear (μ) elastic constants of the solid phase.

$$\varepsilon = [\lambda_s + 2\mu_s - \rho V^2] / \Gamma \quad (8)$$

with

$$\Gamma = \frac{4}{27} \frac{(3\lambda_s + 2\mu_s)^2 (\lambda_s + 2\mu_s)}{(\lambda_s + \mu_s)\mu_s} + \frac{64}{135} \frac{\mu_s (\lambda_s + 2\mu_s)(9\lambda_s + 10\mu_s)}{(3\lambda_s + 4\mu_s)(\lambda_s + \mu_s)} \quad (9)$$

The expression of the crack density ε for oblate ellipsoids can be derived from David et al. (1999):

$$\varepsilon = \frac{3}{4\pi} \frac{\phi}{\alpha} \quad (10)$$

with α representing the ratio of the short axis to the long axis (b/a) in the pore cross-section modelled as flat ellipsoids. The crack aspect ratio α is somewhat found to decrease with depth, indicating that cracks are more elongated as one gets closer to the base of the boundary layer (Fig. 7). The crack density increases linearly with increasing depth, from 0.03 ± 0.01 on average in non-granoblastic dikes to 0.08 ± 0.01 on average in gabbro (Fig. 7). The derived crack densities and aspect ratio are consistent with a dominantly fissural porous space, with becomes more prominent in gabbros and granoblastic dikes than in non-granoblastic dikes. This result is consistent with the hypothesis that small cracks are responsible for the large differences in P-wave velocities measured in gabbros between dry and saturated samples.

The geometry of the pore space at the mini-core scale has been constrained from independent electrical and acoustic petrophysical measurements. Electrical measurements (primarily controlled by topology and chemical nature of the liquid phase) and acoustic velocity measurements (largely controlled by the solid phase) are found to provide a coherent microscopic description of the pore space topology, with positively correlated electrical tortuosity τ and aspect ratio α (Fig. 8). The electrical tortuosity, related to micro-cracks, is

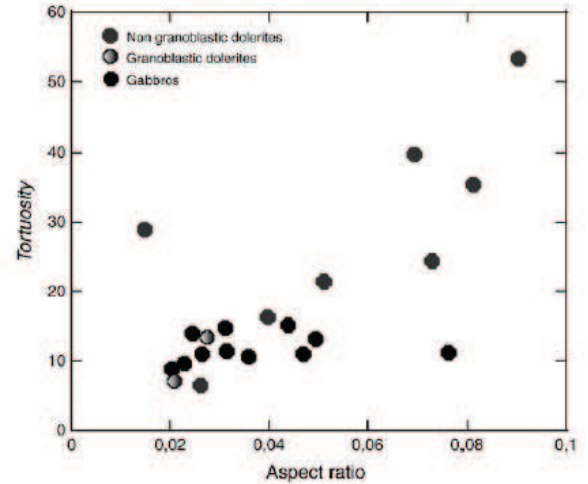


Fig. 8. Mean crack aspect ratio derived from velocity measurements as a function of electrical tortuosity obtained from electrical and porosity measured by Melnyk and Skeet (1986) porosity method.

naturally expected to increase while the aspect ratio of these cracks approaches 1.

Porosity characterization in IODP Hole 1256D is biased by coring and sampling processes; core recovery is very low, especially in the granoblastic dikes (<8%), allowing to sample only the less porous rocks, and mini-cores were preferentially sampled away from veins and halos.

5.2. Role of the micro-porosity in the deep hydrothermal circulation

Recent geochemical studies of ophiolites (e.g. Bosch et al., 2004), show that very high temperature fluids can reach the magma chamber margins at depth, in the gabbro section. Fractures in the upper crust (layer 2a and 2b) constitute the bulk of the porosity and therefore play a fundamental role in circulation of these fluids (Norton and Knapp, 1977; Lowell et al., 1995). Geophysical studies at the EPR suggest that the deep hydrothermal system is structurally different. Closure of the hydrothermal system is located in a layer just above the magmatic lens where no seismic reflector is observed (Singh et al., 1999; Tolstoy et al., 2008), i.e., no major fracture is imaged in this zone, and micro-porosity is expected to play a significant role in controlling hydrothermal circulation. At 9° 50N on the EPR, beneath a well-studied hydrothermal vent field, the hypocenters of micro-earthquakes (Tolstoy et al., 2008) cluster within a 500 m thick layer above the melt lens, and are interpreted as indicating thermal cracking where cold sea water extracts heat from hot crustal rocks. No seismic reflector is observed within this layer. This is consistent with the seismic reflexion study at 14°10 S (Singh et al., 1999), which shows that hydrothermal circulation at depth occurs in a 200 m thick low velocity layer, with no seismic reflector, located immediately below or within the sheeted dike sequence.

5.3. Origin of micro crack porosity

The origin of the porosity in the root zone of the sheeted dikes is unknown, and could be ascribed to natural processes (e.g., brittle deformation related to regional tectonics, thermal stress related to cooling and/or warming). Mechanical stresses related to the off-loading encountered as a result of the coring process might also contribute to porosity (e.g., Pezard, 2000). However, several observations suggest that porosity is at least partly related to the high temperature hydrothermal circulation at the ridge axis.

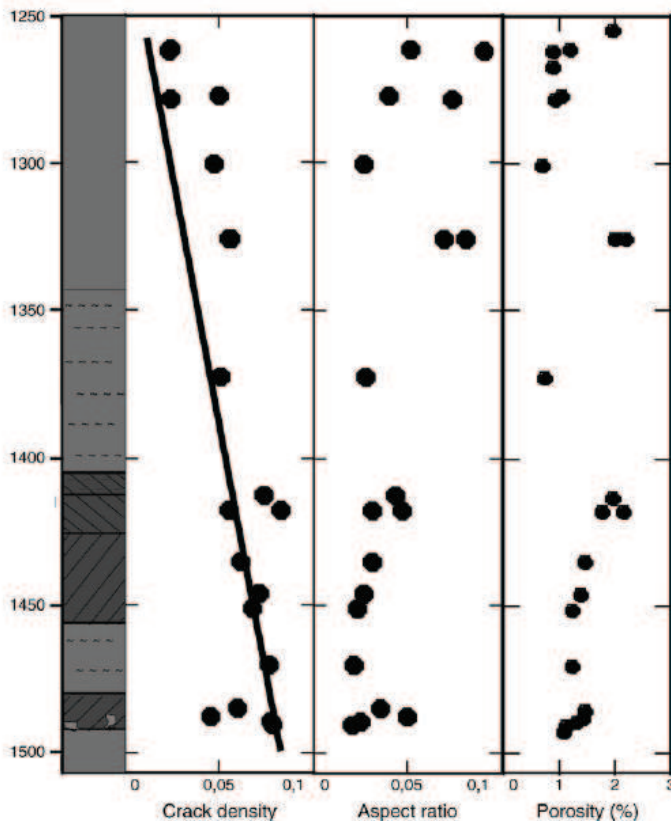


Fig. 7. Mean crack density and aspect ratio (α) derived from Hudson's model (Hudson, 1981a,b; David et al., 1999).

- A positive correlation is observed between surface conductivity (that is in principle related to alteration; Waxman and Smits, 1968), and porosity for the three lithologies (non-granoblastic dikes, granoblastic dikes, and gabbros), suggesting that at least part of the measured porosity in our samples is related to hydrothermal circulation (and associated alteration). However, no correlation is found between porosity and the amount of alteration as described in thin sections. This apparent contradiction results from the difference in the way alteration is characterized, electrically or visually. Surface conductivity is only sensitive to the interface between alteration minerals and the electrolyte (e.g., Waxman and Smits, 1968; Pezard, 1990; Revil and Glover, 1998), whereas thin visual description of alteration, using both thin sections and hand samples, includes the estimate of groundmass alteration. Here we consider the correlation between C_s and porosity meaningfully; we discuss the possible role of the connected porous network (i.e., the one seen by electrical surface conduction) in hydrothermal fluid circulation.
- In granoblastic dikes, hydrothermal high temperature veins cross-cut recrystallized aggregates. Hence, late high temperature hydrothermal alteration postdates recrystallization and the development of the granoblastic texture. We therefore assume that at least part of the measured porosity in our samples is related to high temperature hydrothermal circulation at or close to the ridge axis. These observations are consistent with the recent study of crack porosity in the upper oceanic crust, in ODP holes 504B and 1256D (Carlson, 2010), which documents (see also Alt et al., 1996) a strong correlation between crack density, aspect ratio and patterns of alteration, suggesting that porosity is related to high temperature processes.
- Fissural porosity in gabbros and its association with high temperature alteration (cracks filled by brown amphibole in clinopyroxene; Teagle et al., 2006), suggest that the measured porosity in our samples is at least partially related to high temperature hydrothermal circulation at or close to the ridge axis. At the ridge axis, micro-cracking associated to high temperature hydrothermal fluid circulation can occur in varitextured, isotropic gabbros that are left above the melt lens as the latter migrates downwards (e.g. Gillis, 2008; France et al., 2009). In addition to this on axis contribution, cracking can also occur off-axis; Nicolas et al. (2003) observed in the Oman ophiolite high temperature alteration in lower crustal gabbros associated with a regular network of very thin (<1 mm), parallel micro-cracks. These micro-cracks are interpreted as preferential downward channels for high temperature hydrothermal circulation, which can bring hot fluids down to the base of the crust (Bosch et al., 2004).

5.4. Constraints on the cracking front in the upper crust

Lister (1982) developed a conceptual model for the penetration of water in to cooling crust near oceanic ridges, in which fluids migrate via permeability generated by a cracking front that propagates downward into fresh, uncracked rock. Fracturing occurs when tensile stress due to cooling and contraction exceeds the lithospheric stress. Lister (1982) envisioned that the cracking front could affect the entire crustal section, and recognized that it would penetrate the dike-grabbros transition only after the lithospheric section had moved off-axis. Our observations of porosity of hole IODP 1256D support the idea that water can penetrate, through micro-cracking, down to the dikes/gabbros transition at the ridge axis. Micro-cracks associated to high temperature assemblages are present in both dikes and gabbros, and are more abundant with depth (Fig. 7).

6. Conclusion

Porosity is one of the most important variables controlling fluid flow in hydrothermal systems. New laboratory data obtained from mini-core samples are presented in this work, and variability in the pore space geometry is demonstrated from two complementary methods, based on electrical resistivity, and acoustic velocity measurements, respectively. In the 15 Ma old cores recovered in ODP/IODP Hole 1256D, the investigated porosity structure results from the cumulative effect of ridge axis processes, off-axis processes, and possibly the coring process. However, petrological and petrophysical arguments show that at least part of the measured porosity in our samples is related to high temperature hydrothermal circulation at or close to the ridge axis. The porosity structure is found to be bipolar, controlled by lithology (ie, non-granoblastic dikes, and gabbros), indicating that small-scale porosity of the ocean crust at the base of the sheeted dike complex is somewhat layered. Fluid circulation and the associated fluid-rock interaction play a significant role in the evolution of porosity of the oceanic crust. Non-granoblastic dikes are generally altered under greenschist facies conditions (>250 °C), and are marked by somewhat higher porosity values (1.5%), mostly interconnected ($m \sim 1.72$, $\tau \sim 28.3$). In contrast, gabbros are recrystallized, after cooling at the ridge axis, in the amphibolite facies (~400 °C), and marked by slightly lower porosity values (1.3%) and fissural porosity ($m \sim 1.58$, $\tau \sim 11.8$, $\alpha = 0.025$). The porosity topology of Granoblastic dikes is in between that of non-granoblastic dikes and that of gabbros. Based on core measurements from IODP Hole 1256D, this work sheds light on the vertical heterogeneity of the micro-scale porosity structure of the sheeted dikes root zone, in the upper oceanic crust.

Acknowledgements

This research used samples and data provided by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). We acknowledge the scientists, technicians and crew of IODP cruises 309 and 312.

We are grateful to Christophe Nevado and Doriane Delmas for the high-quality thin sections and to Pierre Azais for the invaluable help in the petrophysical laboratory. The manuscript benefited from the helpful comments of two anonymous reviewers.

References

- Alt, J.C., Laverne, C., Vanko, D.A., Tartarotti, P., Teagle, D.A.H., Bach, W., Zuleger, E., Erzinger, J., Honnorez, J., Pezard, P.A., Becker, K., Salisbury, M.H., Wilkens, R.H., 1996. Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the eastern equatorial Pacific: a synthesis of results from Site 504 (DSDP legs 69, 70, and 83, and ODP legs 111, 137, 140, and 148). *Proceeding Ocean Drilling Program Scientific Results* 148, 417–434, doi:10.2973/odp.proc. sr.148.159.
- Alt, J.C., Teagle, D.A.H., Umino, S., Miyashita, S., Banerjee, N.R., Wilson, D.S., 2007. IODP Expeditions 309 and 312 Scientists, The ODP Leg 206 Scientific Party, 2007. IODP Expeditions 309 and 312 drill an intact upper oceanic basement into gabbros. *Scientific Drilling* 4, 4–10, doi:10.2204/iodp.sd.4.01.2007.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers* 146, 54–61.
- Batzle, M., Wang, Z., 1992. Seismic properties of pore fluids. *Geophysics* 57, 1396–1408.
- Becker, K., 1986. Special Report: Development and Use of Packers in ODP, JOIDES J., 12. Joint Oceanogr. Inst., Washington, pp. 51–57.
- Belghoul, A., 2007. Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique du socle cristallin. Unpublished PhD, Université Montpellier 2.
- Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J.-M., Agrinier, P., 2004. Deep and high temperature hydrothermal circulation in the Oman ophiolite: petrological and isotopic evidences. *Journal of Petrology* 118, 1–208.
- Bourbié, T., Coussy, O., Zinszner, B., 1986. *Acoustics of Porous Media*. Technip, Paris, 334 p.
- Carlson, R.L., 2010. How crack porosity and shape control seismic velocities in the upper oceanic crust: modeling downhole logs from Holes 504B and 1256D. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, Q04007, doi:10.1029/2009GC002955.
- Cherkaoui, A.S.M., Wilcock, W.S.D., 1997. Thermal fluxes associated with the 1993 diking event on the Coaxial segment, Juan de Fuca Ridge: a model for the convective cooling of a dike. *Journal of Geophysical Research* 102, 24887–24902.

- Cherkaoui, A.S.M., Wilcock, W.S.D., Dunn, R.A., Toomey, D.R., 2003. A numerical model of hydrothermal cooling and crustal accretion at a fast spreading mid-ocean ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (9), doi:10.1029/2001GC000215.
- Christensen, N.I., Ramanantsoandro, R., 1988. Permeability of the oceanic crust based on experimental studies of basalt permeability at elevated pressures. *Tectonophysics* 149, 181–186.
- Clennell, M.B., 1997. Tortuosity: a guide through the maze. In: Lovell, M.A., Harvey, P.K. (Eds.), *Developments in Petrophysics*: Geological Society, London, Special Publication, London, 122, pp. 299–344, doi:10.1144/GSL.SP.1997.122.01.18.
- Coogan, L.A., Mitchell, N.C., O'Hara, M.J., 2003. Roof assimilation at fast spreading ridges: an investigation combining geophysical, geochemical, and field evidence. *J. Geophys. Res.* 108 (B1), doi:10.1029/2001JB001171.
- David, C., Menendez, B., Darot, M., 1999. Influence of stress-induced and thermal cracking on physical properties and microstructure of pyrrhotite granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 36, 433–448, doi:10.1016/S0148-9062(99)00010-8.
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J., Brothier, T., 1987. Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature* 326, 35–41.
- Detrick, R.S., Harding, A.J., Kent, G.M., Orcutt, J.A., Mutter, J.C., Buhl, P., 1993. Seismic structure of the southern East Pacific Rise. *Science* 259, 499–503.
- Einaudi, F., Pezard, P., Ildefonse, B., Glover, P., 2005. Electrical properties of slow-spreading ridge gabbros from ODP Hole 1105A, SW Indian Ridge. In: Harvey, P.K., Brewer, T.S., Pezard, P.A., Petrov, V.A. (Eds.), *Petrophysical Properties of Crystalline Rocks*: Geological Society, London, Special Publications, 240, pp. 179–193, doi:10.1144/GSL.SP.2005.240.01.14.
- Ellis, D.W., 1987. *Well logging for Earth scientists*. Elsevier, New York.
- Expedition 309/312 Scientists, 2006. *Methods*. In: Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Umino, S., Miyashita, S., Banerjee, N.R., Wilson, D.S., and the Expedition 309/312 Scientists. *Proc. IODP, 309/312*: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), doi:10.2204/iodp.proc.309312.102.2006.
- Fisher, A.T., 1998. Permeability within basaltic oceanic crust. *Reviews of Geophysics* 36, 143–182.
- Fontaine, F.J., Rabinowicz, M., Boulègue, J., 2001. Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 184, 407–425.
- Fontaine, F.J., Cannat, M., Escartin, J., 2008. Hydrothermal circulation at slow-spreading mid-ocean ridges: the role of along-axis variations in axial lithospheric thickness. *Geology* 36 (10), 759–762, doi:10.1130/G24885A.1 October 2008.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., 2009. The magmatic / hydrothermal transition in the Oman ophiolite and in the IODP hole 1256D: fossilisation of a dynamic melt lens at fast spreading ridges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.
- Gillis, K.M., 2002. The root zone of an ancient hydrothermal system exposed in the Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of Geology* 110, 57–74, doi:10.1086/324205.
- Gillis, K.M., 2008. The roof of an axial magma chamber: a hornfelsic heat exchanger. *Geology* 36 (4), 299–302, doi:10.1130/G24590A.1.
- Guéguen, Y., Palciauskas, V., 1992. *Introduction à la physique des roches*. Hermann, Paris, p. 299.
- Guerin, G., Goldberg, D.S., Iturrino, G.J., 2008. Velocity and attenuation in young oceanic crust: new downhole log results from DSDP/ODP Holes 504B and 1256D. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q12014, doi:10.1029/2008GC002203.
- Hamano, Y., 1980. Physical properties of basalts from Holes 417D and. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 51, 52, 53, 1457–1466.
- Harvey, P.K., Brewer, T.S., 2005. On the neutron absorption properties of basic and ultrabasic rocks: the significance of minor and trace elements. In: Harvey, P.K., Brewer, T.S., Pezard, P.A., Petrov, V.A. (Eds.), *Petrophysical Properties of Crystalline Rocks*: Geological Society, London, Special Publications, 240, pp. 207–217, doi:10.1144/GSL.SP.2005.240.01.16.
- Harvey, P.K., Lovell, M.A., Brewer, T.S., Locke, J., Mansley, E., 1996. Measurement of thermal neutron absorption cross section in selected geochemical reference materials. *Geostandards Newsletter* 20 (1), 79–85, doi:10.1111/j.1751-908X.1996.tb00174.x.
- Helm-Clark, C.M., Rodgers, D.W., Smith, R.P., 2004. Borehole geophysical techniques to define stratigraphy, alteration and aquifers in basalts. *Journal of Applied Geophysics* 55, 3–38, doi:10.1016/j.jappgeo.2003.06.003.
- Honnorez, J., 2003. Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TAG hydrothermal mound (Mid-atlantic Ridge) vs. DSDP/ ODP Hole 504B (equatorial Pacific). *Comptes Rendus Geoscience* 335, 781–824, doi:10.1016/j.crte.2003.08.009.
- Hudson, J.A., 1981a. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophysical Journal International* 64, 133–150, doi:10.1111/j.1365-246X.1981.tb02662.x.
- Hudson, J.A., 1981b. Attenuation due to second-order scattering in material containing cracks. *Geophysical Journal International* 102, 485–490, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb04480.x.
- Ildefonse, B., Pezard, P., 2001. Electrical properties of slow-spreading ridge gabbros from ODP Site 735, Southwest Indian Ridge. *Tectonophysics* 330, 69–92, doi:10.1016/S0040-1951(00)00220-1.
- Johnson, D.M., 1980. Crack distribution in the upper oceanic crust and its effects upon seismic velocity, seismic structure, formation permeability, and fluid circulation. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. vol. 51–52–53, 1479–1490.
- Johnson, H.P., Becker, K., Von Herzen, R., 1993. Near-axis heat flow measurements on the northern Juan De Fuca Ridge: implications for fluid circulation in oceanic crust. *Geophysical Research Letters* 20 (17), 1875–1878, doi:10.1029/93GL00734.
- Karato, S., 1983. Physical properties of basalts from Deep Sea Drilling Project Hole 504B. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 69, 687–695.
- Katsube, T.J., Hume, J.P., 1987. Permeability determination in crystalline rocks by standard geophysical logs. *Geophysics* 52, 342–352, doi:10.1190/1.1442308.
- Kent, G.M., Harding, A.J., Orcutt, J.A., 1993. Distribution of magma beneath the East Pacific Rise between the Clipperton Transform and the 9°17'N deval from forward modeling of common depth point data. *Journal of Geophysical Research* 98, 13945–13969.
- Koepke, J., Christie, D.M., Dziony, W., Holtz, F., Lattard, D., MacLennan, J., Park, S., Scheibner, B., Yamasaki, T., Yamazaki, S., 2008. Petrography of the Dike–Gabbro transition at IODP site 1256 (equatorial Pacific): the evolution of the granoblastic dike. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, doi:10.1029/2008GC001939.
- Koschinsky, A., Garbe-Schönberg, D., Sander, S., Schmidt, K., Gennerich, H.H., Strauss, H., 2008. Hydrothermal venting at pressure–temperature conditions above the critical point of seawater, 5°S on the Mid-Atlantic Ridge. *Geology* 36 (8), 615–618, doi:10.1130/G24726A.1.
- Lister, C.R.B., 1982. “Active” and “Passive” hydrothermal systems in the oceanic crust: predicted physical conditions. In: Fanning, K.A., Manheim, F.T. (Eds.), *Dynamic Environment of the Ocean Floor*, pp. 441–459.
- Lowell, R.P., Rona, P.A., Von Herzen, R.P., 1995. Seafloor hydrothermal systems. *J. Geophys. Res.* 100 (B1), 327–352, doi:10.1029/94JB02222.
- MacLeod, C.J., Yaouancq, G., 2000. A fossil melt lens in the Oman ophiolite: implications for magma chamber processes at fast-spreading ridges. *Earth Planetary Science Letters* 176, 357–373.
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 1998. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*. Cambridge University Press, 329 p.
- Melnik, T.W., Skeet, A.M.M., 1986. An improved technique for the determination of rock porosity. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 1068–1074, doi:10.1139/e86-107.
- Nicolas, A., Boudier, F., 1991. Rooting of the sheeted dike complex in the Oman ophiolite. In: Peters, T., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp. 39–54.
- Nicolas, A., Mainprize, D., Boudier, F., 2003. High-temperature seawater circulation throughout crust of oceanic ridges: a model derived from the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research—Solid Earth* 108 (B8), 2371, doi:10.1029/2002JB002094.
- Nicolas, A., Boudier, F., Koepke, J., France, L., Ildefonse, B., Mével, C., 2008. Root zone of the sheeted dike complex in the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q05001, doi:10.1029/2007GC001918.
- Norton, D.L., Knapp, R.B., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: the nature of porosity. *American Journal of Science* 277, 913–936.
- Pape, H., Riepe, L., Schopper, J.R., 1985. Petrophysical detection of microfissures in granite. *Trans. SPWLA, 26th Ann. Log. Symp.*, Paper P.
- Pezard, P.A., 1990. Electrical properties of Mid-Ocean Ridge Basalt and implications for the structure of the upper oceanic crust in Hole 504B. *Journal of Geophysical Research* 95, 9237–9264, doi:10.1029/JB095iB06p09237.
- Pezard, P.A., 2000. On the boundary between seismic layers 2 and 3: a stress change? In: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A. (Eds.), *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*: Geological Society of America, Special Paper, 349, pp. 195–202, doi:10.1130/0-8137-2349-3.195.
- Pezard, P.A., Hermite, D., Revil, A., Virlogeux, D., Leutsch, Y., Harvey, P.K., 1999. Physical properties of granite, with application to nuclear waste storage in the subsurface. In: Leiss, B., Ullemeyer, K., Weber, K. (Eds.), *Textures and Physical Properties of Rocks*. Göttingen Arbeiten zur Geologie und paläontologie. Geologische Institute, Universität Göttingen, Göttingen, pp. 149–151.
- Pezard, P.A., Ito, H., Hermite, D., Revil, A., 2000. Electrical properties and alteration of granodiorites from the GSJ Hirabayashi hole, Japan. In: Ito, H., Fujimoto, K., Tanaka, H., Lockner, D. (Eds.), *Proceedings of the International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Data Analysis*, November 22–23, 1999, Tsukuba, Japan: GSJ Interim Report N° EQ/00/1—USGS Open-file Report 00-129, pp. 255–262.
- Phipps-Morgan, C., Chen, Y.J., 1993. The genesis of oceanic crust–magma injection, hydrothermal cooling, and crustal flow. *Journal of Geophysical Research* 98, 6283–6297.
- Revil, A., Glover, P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophysical Research Letters* 25, 691–694, doi:10.1029/98GL00296.
- Rosenberg, N.J., Spera, F.J., 1990. Role of anisotropic and/or layered permeability in hydrothermal system. *Geophysical Research Letters* 17, 235–238.
- Schlumberger company, 1988. *Log interpretation charts*. Schlumberger educational service, p. 76.
- Singh, S.C., Kent, G.M., Collier, J.S., Harding, A.J., Orcutt, J.A., 1998. Melt to mush variations in crustal magma properties along the ridge crest at the southern East Pacific Rise. *Nature* 394, 874–878, doi:10.1038/29740.
- Singh, S.C., Collier, J.S., Harding, A.J., Kent, G.M., Orcutt, J.A., 1999. Seismic evidence for a hydrothermal layer above the solid roof of the axial magma chamber at the southern East Pacific Rise. *Geology*, Vol 27, No 3, pp. 219–222, 4.
- Stein, C., Stein, S., 1994. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *Journal of Geophysical Research*, 99, pp. 3081–3095.
- Swift, S., Reichow, M., Tikku, A., Tominaga, M., Gilbert, L., the scientists of IODP Expedition 309 and 312, 2008. Velocity structure of Upper Ocean Crust Formed at ODP hole 1256D. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, doi:10.1029/2008GC002188.
- Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Halliday, A.N., 1998. Tracing the chemical evolution of fluids during hydrothermal recharge: constraints from anhydrite recovered in ODP Hole 504B. *Earth and Planetary Science Letters* 155 (3–4).
- Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Umino, S., Miyashita, S., Banerjee, N.R., Wilson, D.S., the Expedition 309/312 Scientists, 2006. *Proc. IODP, 309/312*. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., Washington, DC, doi:10.2204/iodp.proc.309312.
- Tolstoy, M., Waldhauser, F., Bohnenstiel, D.R., Weekly, R.T., Kim, W.Y., 2008. Seismic identification of along-axis hydrothermal flow on the East Pacific Rise. *Nature* 451 (7175), 181–184 Jan 10.

- Travis, B.J., Janecky, D.R., Rosenberg, N.D., 1991. Three-dimensional simulations of hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1441–1444.
- Walsh, J.B., Brace, W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rocks. *Journal of Geophysical Research* 89, 9425–9431, doi:10.1016/0148-9062(85)93020-7.
- Waxman, M.H., Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal* 8, 107–122, doi:10.2118/1863-A.
- Wilcock, W.S.D., 1998. Cellular convection models of mid-ocean ridge hydrothermal circulation and the temperature of black smokers fluids. *Journal Geophysical Research* 103 (B2), 2585–2596, doi:10.1029/97JB03252.
- Wilson, D.S., 1996. Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific plate boundary. *Geophysical Research Letters* 23, 3003–3006, doi:10.1029/96GL02893.
- Wilson, D.S., Teagle, D.A.H., Acton, G.D., et al., 2003. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 206. Ocean Drilling Program, College Station, TX, doi:10.2973/odp.proc.ir.206.2003.
- Wilson, D.S., Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Banerjee, N.R., Umino, S., Miyashita, S., Acton, G.D., Anma, R., Barr, S.R., Belghoul, A., Carlut, J., Christie, D.M., Coggon, R.M., Cooper, K.M., Cordier, C., Crispini, L., Durand, S.R., Einaudi, F., Galli, L., Gao, Y.J., Geldmacher, J., Gilbert, L.A., Hayman, N.W., Herrero-Bervera, E., Hirano, N., Holter, S., Ingle, S., Jiang, S.J., Kalberkamp, U., Kerneldian, M., Koepke, J., Laverne, C., Vasquez, H.L.L., MacLennan, J., Morgan, S., Neo, N., Nichols, H.J., Park, S.H., Reichow, M.K., Sakuyama, T., Sano, T., Sandwell, R., Scheibner, B., Smith-Duque, C.E., Swift, S.A., Tartarotti, P., Tikku, A.A., Tominaga, M., Veloso, E.A., Yamasaki, T., Yamazaki, S., Ziegler, C., 2006. Drilling to gabbro in intact ocean crust. *Science* 312 (5776), 1016–1020, doi:10.1126/science.1126090.

Structures of the root zone of the sheeted
dikes in the ocean crust: A case study from
Hole ODP/IODP 1256D, Eastern Equatorial
Pacific.

**STRUCTURE OF THE ROOT ZONE OF THE SHEETED DIKES IN
THE OCEANIC CRUST: A CASE STUDY FROM HOLE ODP
1256D, EASTERN EQUATORIAL PACIFIC.**

Marie Violay, Philippe A. Pezard, Benoit Ildefonse, Bernard Celerier

Géosciences Montpellier, CNRS, Université Montpellier 2, CC 60, 34095 Montpellier
cedex 05, France.

Corresponding author: Marie Violay, marie.violay@gm.univ-montp2.fr

À soumettre à: Geochemistry, Geophysics, and Geosystems (G3)

ABSTRACT:

Ocean Drilling Program Hole 1256D drilled for the first time the root zone of the sheeted dikes complex and consequently offers a unique opportunity to study the conduits of the deepest part of the hydrothermal system in present-day oceanic crust. We present a structural analysis of electrical borehole wall images. We distinguished and measured the orientations of four categories of structures: main fault zones, secondary fractures, veins, and dikes. All structures tend to strike parallel to the paleo ridge axis. Three main fault zones (meter thick) and dikes are steeply dipping (70°) toward the ridge. Centimeter thick veins are organized in arrays of consistent spacing, thickness, and orientation, which dip about 15-20° toward the ridge. This type of veins has not been described so far in cores, or in ophiolites. Amphibolite alteration facies in samples from the main fault zones indicate hydrothermal circulation at, or close to the ridge axis. Analogy with millimeter thick veins present in core pieces nearby the clusters observed on FMS images suggests high temperature hydrothermal circulation at the ridge axis. Dike and vein orientations point to a westward (toward the ridge) crustal block rotation around a horizontal, 20°N axis. The dip of the main faults away from the ridge is typical of super-fast spreading rate accretion.

Keywords: ODP, IODP, Hole 1256D, mid oceanic ridge, root zone of the sheeted dike complex, electrical borehole images, hydrothermal reaction zone, fractures, dikes, veins.

1. INTRODUCTION

Formation of the new oceanic crust at mid-ocean ridges provides the heat source that drives convective circulation of seawater through in the upper crust (e.g. Lister, 1980; Sclater, 2008; Johnson et al., 1993; Phipps-Morgan and Chen, 1993; Stein and Stein, 1994). Oceanic hydrothermal circulation requires complementary components (e.g., Honnorez, 2003): (1) a heat source, i.e., in the case of a mid-ocean ridge, the axial active magmatic chamber, (2) a permeable reservoir (3) a recharge zone, (4) a “reactor zone” where seawater-derived fluids are warmed up to ~700 °C and react with crustal rocks near the roof of active magma chambers, and (5) a discharge upwelling zone, located at the ridge axis with hydrothermal fluid temperature up to

400 (e.g., Koschinsky et al., 2008). The distribution of micro-earthquake hypocentres at 9°50'N shows that hydrothermal circulation dominantly occurs along the ridge axis (Tolstoy et al., 2008).

The root zone of the sheeted dike complex is the “reactor zone” of the hydrothermal system (e.g., Gillis, 2002, 2008; Honnorez, 2003; Koepke et al., 2008; Nicolas et al., 2008; France et al., 2009). It represents a thin zone (~100 m thick) of extreme thermal gradient, and can be regarded as a thermal boundary layer between the convective magma chamber system (melt lens) below (1100 °C) and the main convective hydrothermal system (≤ 450 °C).

The Interaction between the magmatic and the hydrothermal system in this zone can strongly modify the composition of the melt lens, ocean crust, and sea water (e.g., Honnorez, 2003; France et al., 2009). Studies of the dikes/gabbros transition in ophiolites have led to contrasting models where the melt lens is described either as a steady state horizon (e.g., Nicolas et al., 2008), or a dynamic horizon with upward and downward migrations of the top of the melt lens (Gillis et al., 2002; 2008, France et al., 2009).

For the first time in academic ocean drilling history, the 1507 m deep ODP Hole 1256D (Wilson et al., 2003 ; Teagle et al., 2006) drilled a complete section of upper oceanic crust, from extrusive lava through dikes and into a few tens of meters of underlying gabbros. It is located in the Guatemala basin and penetrated the 15 Ma crust of the Cocos plate, formed at the EPR during a period of super fast spreading rate (> 200 mm/yr). The paleo ridge is oriented South-East, North-West (Wilson, 1996; Wilson et al., 2003) (Figure 1). ODP Hole 1256D consequently offers a unique opportunity to study the root zone of the sheeted dike complex in present-day, in situ oceanic crust (Figure 2).

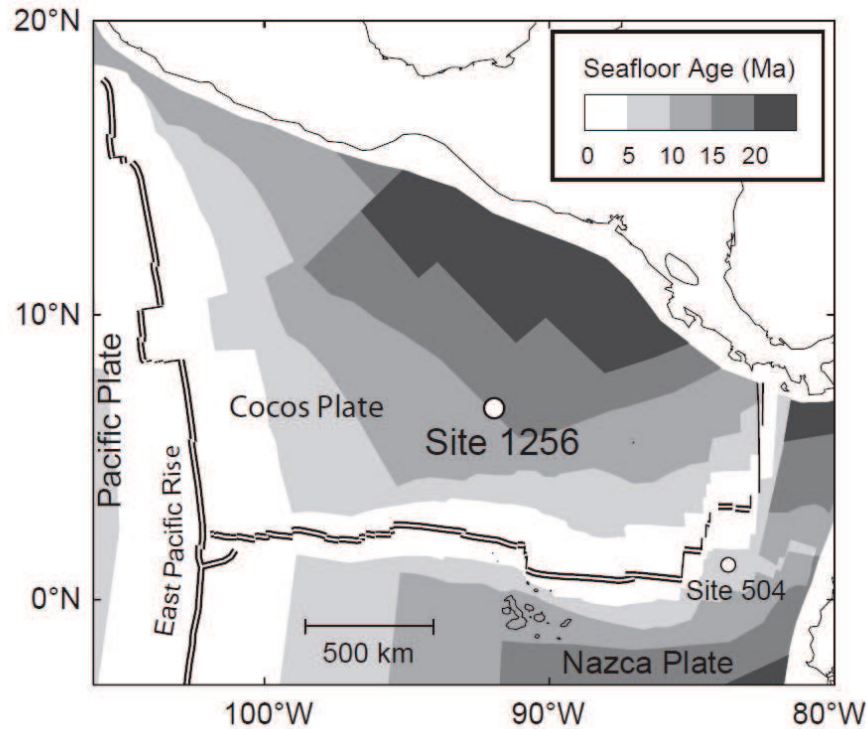


Figure 1: location of ODP/IODP Site 1256 (modified from Alt et al., 2007). The different grey areas represent distinct isochrones (5 Ma intervals age range). The location of DSDP/ODP Hole 504B is also shown.

ODP Hole 1256 D was logged with the Formation MicroScanner (FMS) providing, in the root zone of the sheeted dikes, 173 m of continuous oriented high resolution images. A preliminary analysis of Hole 1256 FMS data was done on board (Teagle et al., 2006). FMS and core data are complementary for structural studies in many respects. Important detailed structures such as mineral foliations or alteration patches are only observed in core, but FMS images are oriented in space, whereas cores are not oriented in the horizontal plane. Moreover, core recovery is often incomplete (<19% in the root zone) and biased with respect to lithology or structures (e.g., fracturation), whereas FMS images are continuous (Figure 2). A comprehensive structural analysis conducted in the root zone of the sheeted dikes from 1250 mbsf (meter below sea floor) to 1507 mbsf is presented in this paper and compared to downhole geophysical measurement (Violay et al., 2010), and petrological observations on cores collected during the cruise (Teagle et al., 2006) and after cruise (Violay et al., 2010). Alteration description is principally used to attribute an origin to the structures.

The main goal of the FMS structural analysis is to describe the root zone structures missing from core observations; to study their organisation, measure their orientation, and relate them to the global scheme of the hydrothermal circulation.

The lithostratigraphy of the root zone based on the core description and the methods to measure the structure orientation will be presented first. The results for each category of structures and their interpretation will be discussed next. A summary of these results is given at the end of this paper.

2. LITHOSTRATIGRAPHIC OF THE ROOT ZONE OF THE SHEETED DIKES

The uppermost basement at Site 1256 consists of alternating thin sheet, massive and pillow lava flows (from ~250 to 1004 mbsf). The lithological transition zone (~ 1004 to 1060 mbsf) that separate these flow units from the underlying sheeted dike complex is marked by breccias and highly fractured basalts. Chilled dike margins are frequently observed in recovered cores below 1060 mbsf. Alteration minerals indicate that temperature increases downward, from lava to dikes (Teagle et al., 2006), with low temperature phases (< 150 °C) giving way in partially altered dikes to chlorite, and hornblende below 1350 mbsf (400 °C). The studied zone down to the bottom of Hole 1256D (from 1250 mbsf to 1507 mbsf), may be subdivided in 6 zones, labeled L1 to L6 Figure 2:

- **L1** (1250 -1360 mbsf) corresponds to non-granoblastic dikes. The primary assemblage in dikes is plagioclase, clinopyroxene, Fe-Ti oxides, and minor olivine. Significant but local textural heterogeneities (cryptocrystalline in dike margins, medium-grained with few large (~1 mm) phenocrysts in dike cores) are observed. Dikes are altered in the greenschist facies (~> 250 °C). Non-granoblastic dikes, which are above the zone of interactions between melt and hydrothermal fluids, represent a petrological reference in this study, i.e., the material before it is affected by high-temperature hydrothermal alteration/metamorphism.

- **L2** (1360 -1406 mbsf) corresponds to the granoblastic micro-gabbroic dikes (~60 m). Their texture is interpreted as resulting from metamorphic overprint due to the vicinity of either a gabbroic sill intrusion (Wilson et al., 2006) or the vicinity of the axial melt lens itself (Koepke et al., 2008; France et al., 2009). Granoblastic

dikes have the same primary parageneses as non-granoblastic ones, and display irregularly distributed granoblastic patches, within which primary assemblages are recrystallized to secondary plagioclase and equant secondary clinopyroxene, magnetite, ilmenite, and rare orthopyroxene (Teagle et al., 2006; Koepke et al., 2008).

- **L3** is the first recovered gabbro interval, ~50 m thick, from 1406 to 1459 mbsf, that corresponds to gabbro 1 in Wilson et al., (2006).

- **L4** is a ~24 m thick granoblastic micro-gabbro-norite horizon interpreted as a screen of granoblastic gabbro-norite dikes between the L3 and L5 gabbros (Wilson et al., 2006).

- **L5** is the second gabbro interval (~15m thick) from 1483.1 to 1507.1 mbsf (gabbro 2 in Wilson et al., 2006). Gabbroic rocks are heterogeneous in both grain size and texture. They are highly altered, and contain amphibole, chlorite, secondary plagioclase, titanite, and minor laumontite and epidote.

- **L6** is the lowermost recovered doleritic dike, interpreted as an off-axis dike (Wilson et al., 2006) (Figure 2).

The core recovery is 36% in dikes, 7% in granoblastic dikes, and 35% in gabbros, which gives an average recovery of 18.8% for the root zone (Figure 2; Teagle et al., 2006).

3. METHODS

The FMS probe generates an image of the borehole by measuring the electrical conductivity of the formation (e.g., Ekstrom et al., 1987, Pezard et al., 1990, Teagle et al., 2006, Tominaga et al., 2009; 2010). The FMS tool consists of four orthogonal pads that are in contact with the borehole wall, each containing 16 microelectrodes. The slim version of the FMS tool used in IODP holes allows 22% coverage of the borehole wall surface (e.g., Ekstrom et al., 1987, Serra, 1989 Tominaga et al, 2009). The image resolution is on the order of few millimeters, however planar structures can be detected if a sufficient resistivity contrast between this feature and matrix is present. The current intensity is recorded and converted to formation conductivity allowing the creation of an electrical image of the borehole wall. The color scale

range from light colors for low conductivity to dark colors for high conductivity. The tool is oriented in space by a three components accelerometer and flux-gate magnetometer. Consequently, FMS images are oriented, making possible to determine the strike and dip of planar structural geological features (e.g., Ayadi et al., 1998a, b).

We analyzed FMS images with the Schlumberger software Geoframe 3.5. Planar structure orientations are measured on FMS images by fitting sinusoids to the conductive features. The phase and amplitude of each sinusoid is converted into dip and dip direction. Because the borehole image is oriented, we can extract for each identified plane the azimuth corresponding of the inflexion point as $H/2$ (H being the amplitude of the sinusoid). The dip magnitude is calculated as $\tan^{-1}(H/D)$ with D being the borehole diameter (e.g., Einaudi et al., 2002). The quality of FMS images recorded in Hole 1256D from two consecutive passes is excellent and recovered 22% to 44% of the borehole wall down to 1407 mbsf. Below 1407 mbsf the formation is very resistive, resulting in poor data quality. The large resistivity contrast between the conductive fluid in the borehole and the resistive formation led to saturation of the FMS images. Consequently, the structures below 1407 mbsf are not identifiable, and only the lithostratigraphic zone “L1”, “L2” and a small part of the “L3” could be analyzed.

Other physical properties were determined from downhole measurements in Hole 1256D (Teagle et al., 2006 ; Swift et al., 2008; Guérin et al., 2008; Tominaga et al., 2009; Violay et al., 2010). They include porosity, density, electrical resistivity, acoustic velocities, and natural gamma rays (Figure 2).

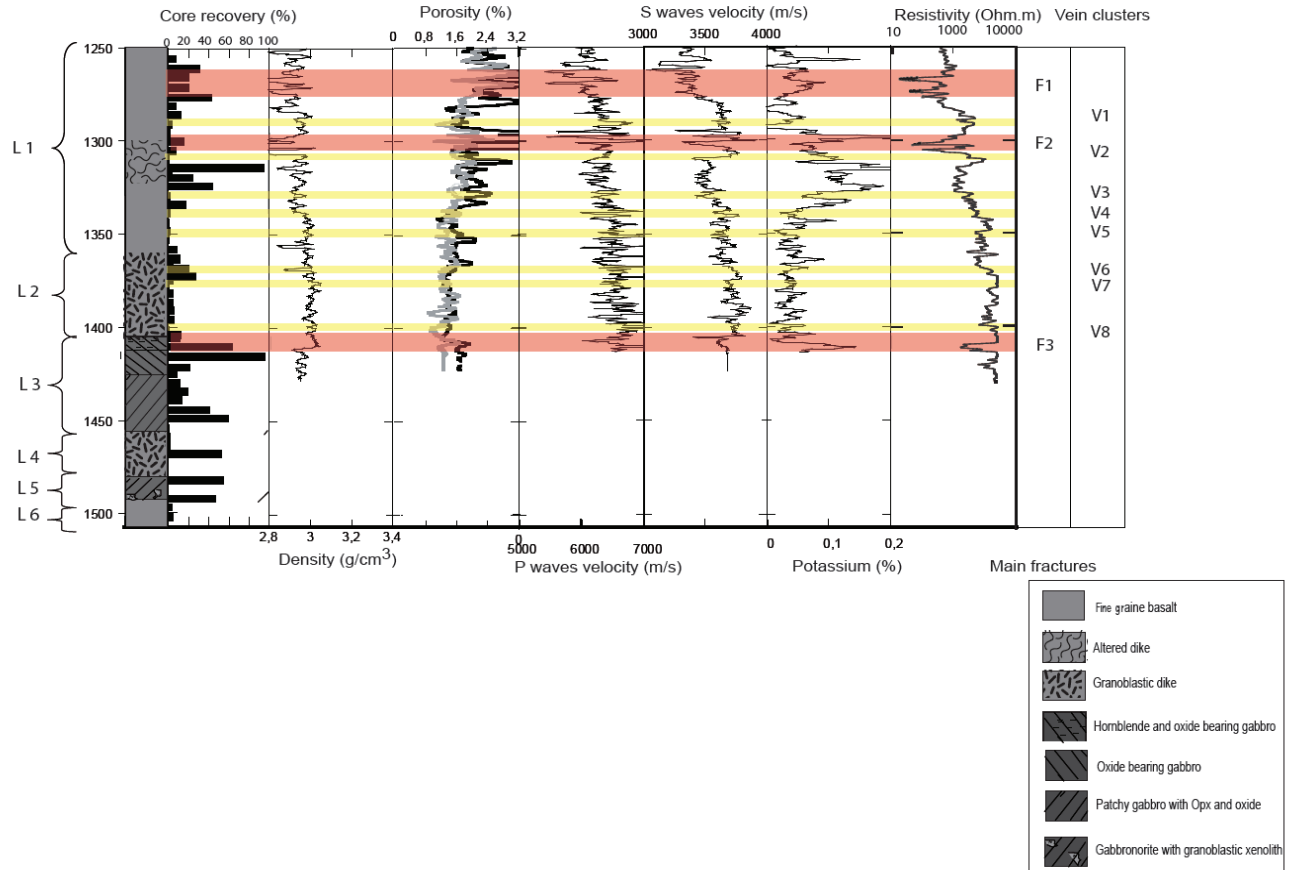


Figure 2: principal downhole measurements of Hole 1256D between 1250 and 1507 mbsf. From the left to the right, density (from Teagle et al., 2006), porosity estimate from velocity and density logs (see Violay et al, 2010 for further explanations), P-waves velocity, S-waves velocity, potassium, deep resistivity (from Teagle et al., 2006). Lithostratigraphy of the root zone, main faults zones and veins clusters are also given.

4. RESULTS

Over 1500 structures have been mapped twice, by two different operators. Both operators have found identical and consistent results. In order to organize this dataset, identified planes are distinguished in four categories on the basis of their conductivity (Figure 3).

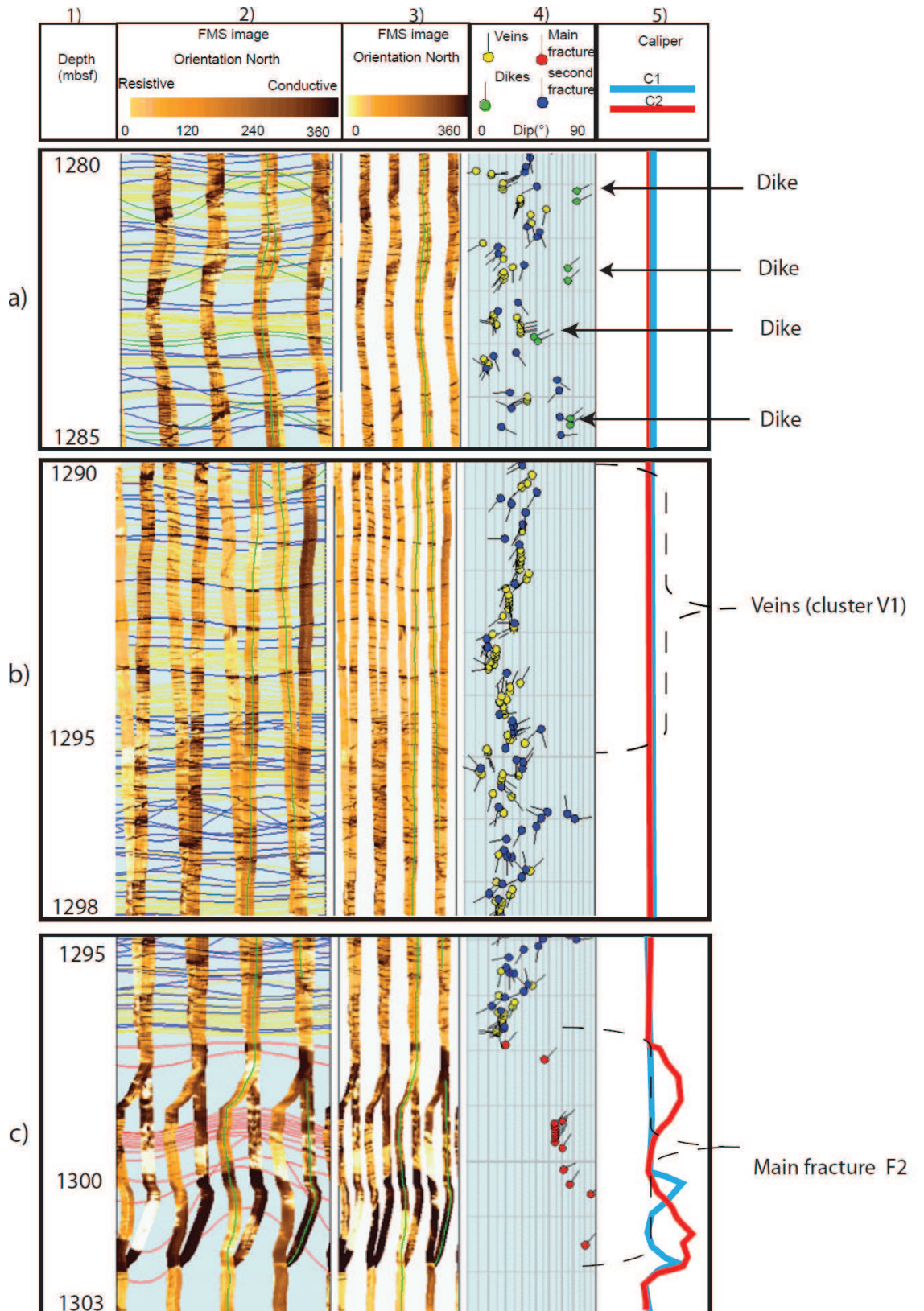


Figure 3: interpreted FMS images. 1) Depth, 2) FMS image with interpreted sinusoids 3) FMS image 4) Structural interpretation tadpoles, the tadpole position on the horizontal axis indicates the dip magnitude and its tail points toward the dip direction. In yellow: veins, In

green: dikes, in red: main fractures, in blue: secondary fractures 5) Caliper measurements, in blue : Caliper 1, in red : caliper 2 .

1) Open fractures (Figure 3 C) appear in dark on FMS images, due to their high conductivity. They are divided into two sub-categories depending on their thickness: main fault zones are thicker than 1 meter, and secondary fractures are thinner than 1 meter. Main fault zones impact downhole geophysical measurements, and correspond to an enlargement in the caliper record, in contrast to secondary fracture.

Main fault zones are clusters of many conductive structures mapped in red. Secondary fractures are mapped in blue.

2) Dikes (Figure 3a) are sandwiched between pairs of large blurred black color structure on FMS images. Parallel conductive structures can be attributed to their altered chilled margins. They are mapped in green

(3) Moderately conductive features appear brown on FMS images. The conductivity of these structures (intensity color) is lower than the one of the open fractures but higher than the conductivity of the matrix (Figure 3b). We postulate that these structures are petrologically distinct from the background formation. We interpret them as veins or cemented fractures. Their higher conductivity indicates that they likely contain more conductive phases such as hydrous (chlorite, amphibole, smectite, zeolite...), or metallic (oxide) minerals. The exact mineralogical nature of these veins is impossible to determine because they have not been recovered (see further discussion in section 5.3). These features, called veins below, are mapped in Yellow.

Each mapped feature is identified by its strike from 0 to 180°, its dip from 0 to 90°, and its dipping direction quadrant (E, S, N, W). The average orientation of each group of structure was automatically computed by the Geoframe software.

4.1) Main fault zones

Downhole geophysical measurements, borehole wall electrical images and core descriptions obtained from Hole 1256D in the root zone of the sheeted dike have led to infer the occurrence of three main fault zones labeled F1, F2, and F3:

- F1 (1265-1273 mbsf) is located in the lithostratigraphic zone L1. 18 FMS fractures were mapped in this interval. F1 is oriented on average N140-70NE (Figure 4). Porosity increases from 2,5% outside the fault zone to more than 20%. Acoustic P and S wave velocities decrease from 6000m/s to 5000 m/s, and from 3500 to 3200 m/s, respectively. F1 is also associated with a strong increase in potassium content related to alteration (Violay et al., 2010) (Figure 2) Breccias and non-granoblastic dikes, which bear low temperature secondary minerals (<300 °C) such as secondary chalcopyrite and pyrite are described in cores from this zone. (Teagle et al., 2006).

- F2 (1296-1303 mbsf) is also located in lithostratigraphic zone L1. 17 fractures were mapped in this zone. F2 is oriented on average N 160-60NE (Figure 4). High porosity (>20%), high potassium value (>0.1%) and low P-wave and S-wave velocities are associated with this zone (Figure 2). Cores in F2 show greenschist facies alteration (300-400 °C) in non-granoblastic dikes, with the occurrence of actinolite, chlorite epidote, and secondary quartz (Teagle et al., 2006).

- F3 is associated with the transition between lithostratigraphic zones L2 and L3 at 1406 mbsf, which corresponds to the boundary between granoblastic dikes and the upper gabbroic interval. F3 is oriented on average N150-60NE (Figure 4). It is also associated with a decrease of density and acoustic S wave velocity (From ~3800 m/s to ~3500 m/s), and with increased porosity and potassium (from 0,02 to 0,1%). High temperature hydrothermal alteration in cores (hornblende and dark brown amphibolite facies >700 °C) postdates the granulite metamorphism that is responsible for the granulite texture in granoblastic dikes. (Teagle et al., 2006).

4.2) Secondary fractures

Secondary fractures are mapped in the entire root zone of the sheeted dikes. Their orientations are variable. They mostly dip 20° to 50° to the SW, and strike between N70 and N190 Figure 3. They are perpendicular to the main fault zones (F1, F2, F3). Fracturation is denser in non-granoblastic dikes (8 secondary fractures/meter) than in granoblastic dikes and gabbros (~5-6 secondary fracture/meter).

4.3) Dikes

Dikes were identified in lithostratigraphic zones L1 and L2,. 84 sub-vertical contacts (i.e., ~42 dikes) were identified in these two zones. Their distribution is

heterogeneous with the highest density between 1275 and 1290 mbsf. The average thickness of dikes ranges from 0.1 to 0.8 m. Their average orientation is N165-75NE.

4.4) Veins

The moderately conductive features that we interpret as veins are generally organized in clusters, always with consistent strikes and dips. Those that do not belong to a cluster mostly display a similar orientation. The average vein orientation is ~N130-15-20° SW (Figure 4). We have identified eight clusters of veins labeled V1 to V8 in the root zone: V1 from 1285 to 1295 mbsf, V2 from 1312 to 1313 mbsf, V3 From 1322 to 1329 mbsf, V4 from 1334 to 1337mbsf, V5 from 1348 to 1351 mbsf, V6 from 1374 to 1376 mbsf, V7 from 1387 to 1395 mbsf, and V8 from 1400 to 1402 mbsf. The vein density in these clusters is about 8veins/meter, and the veins thickness is about ~1 cm. For a better understanding of these structures, the whole sheeted dike complex (from 1060 to 1406 mbsf) was analyzed, and revealed that, in addition to the eight aforementioned clusters, only one similar zone, from 1127 to 1226 mbsf, displays this type of structure. These 8 clusters and the cluster located from 1127 to 1226 mbsf correspond to intervals of low core recovery (< 5%) (Figure 2). It is consequently impossible to compare veins identified by FMS and veins identified on core. Only a few veins were described in small, unoriented core pieces within the intervals where these 8 clusters are mapped (Teagle et al., 2006): sulfide, quartz, and chlorite veins in V1 and V2, sulfide, quartz, zeolite, chlorite and actinolite veins in V3, V4, and V5, quartz, zeolite, chlorite, and actinolite veins in V6, and sulfide, chlorite, actinolite veins in V7 and V8. These minerals are all characteristic of greenschist facies, i.e., low or middle temperature of hydrothermal alteration (250 °C -500 °C). In addition, amphibole veins (high temperature hydrothermal alteration) have been described near the cluster V8 (Teagle et al., 2006; France et al., 2009),

The thickness of veins identified on core is <1 mm. FMS image resolution is on the order of a few millimeters, it is consequently impossible to observe these veins on the FMS Images. No comparison can be made between the 1 mm thick veins observed on cores and the 1 cm thick veins observed on the FMS Images. Moreover the hand sample vein description is based systematically on a series of small, rounded, non-orientated samples. Veins on cores are consequently non oriented.

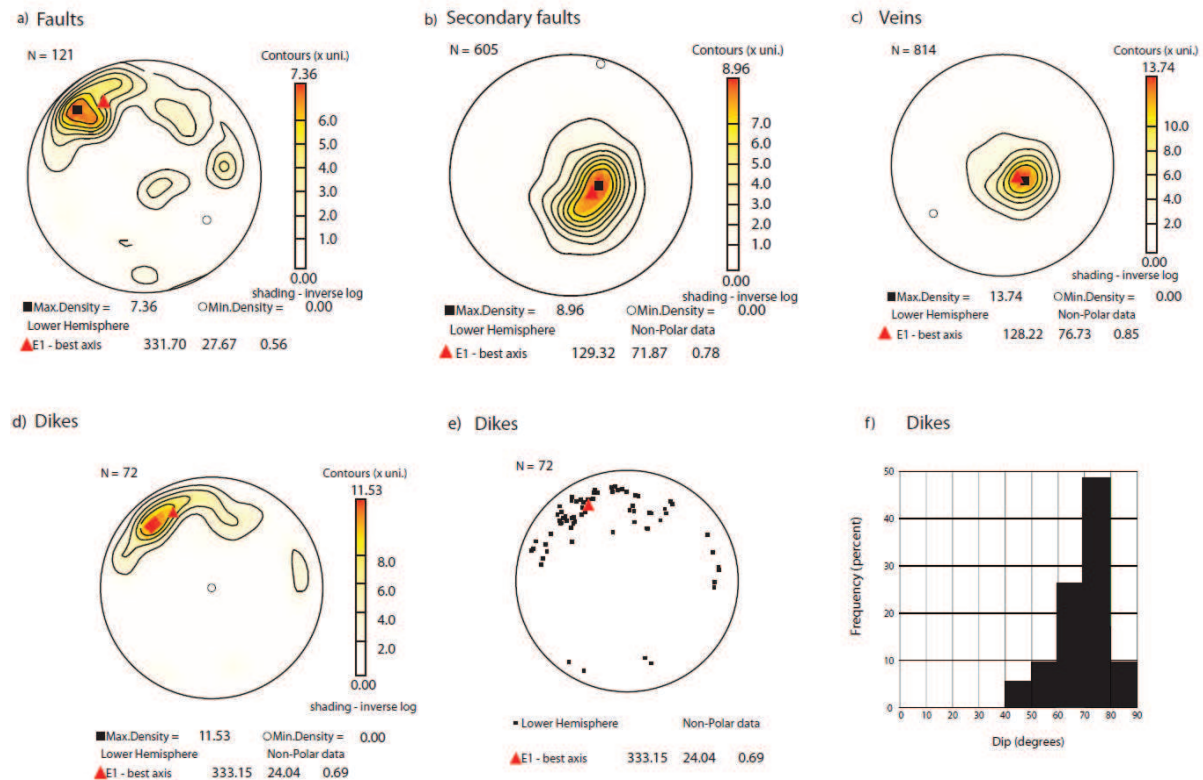


Figure 4: a, b, c, d, e) Stereographic and histogram Equal area stereographic projection (Schmidt projection, lower hemisphere) a) Main faults b) secondary faults, c) veins d) dike margins e) dike margins f) histogram of dikes dip.

5. DISCUSSION

All the structures mapped and described in the above paragraph strike $\sim N150$, parallel to paleo-ridge (Hallenborg et al., 2003). Moderate-conductive features interpreted as veins and secondary fractures are dipping towards the ridge axis, whereas main fault zones and dikes are dipping away from the ridge axis (Figure 4-5). To simplify the discussion we call the former inward dipping structures and the latter outward dipping structures. We discuss their roles in the hydrothermal system (which depends on whether they were created on, or off the ridge axis), a possible block rotation of the dike complex, and the relevance of the observed structures with super-fast spreading rate accretion.

5.1) *Hydrothermal conduits*

Three types of potential conduits for hydrothermal fluids circulation are observed on the FMS images: secondary fractures, main fault zones, and veins. At a larger scale, faults observed on seismic reflection lines around site 1256 strike parallel to the ridge axis and gently dip ($\leq 22^\circ$) inward and outward (Hallenborg et al., 2003). They therefore do not correspond to the steeply dipping ($\sim > 70^\circ$) main fault zones identified on FMS images.

- Secondary Fractures

The secondary fractures have orientations similar to those gently dipping faults observed on seismic lines that are interpreted as formed off-axis (Hallenborg et al., 2003). We assume that they have the same late origin and therefore served as conduits for low temperature hydrothermal circulation.

- Main fault zones

Low (pyrite and chalcopyrite), middle (chlorite, epidote), and high (hornblende, brown amphibole) temperature alteration minerals are observed in the breccias and dikes in cores recovered from main fault zone F1, F2, F3, respectively (Teagle et al., 2006). This indicates that F3 has been subjected to high temperature hydrothermal circulation, at or close to the ridge axis. F1, F2, F3 have consistent strikes and dips, which suggests that they were created in the same environment. The increase of alteration temperature with depth from 1265 (F1) to 1406 mbsf (F3) would then correspond to the geothermal gradient at the EPR during the alteration of these main fault zones. The steep hydrothermal temperature gradient in the dike section at Site 1256 deduced from secondary mineralogy of the rock is of 0.5°C/m and appears appropriate to conduct latent heat of crystallization from a shallow magma chamber (Wilson et al., 2006).

- Veins

One of the main results of FMS images analysis is the identification of clusters of moderately conductive features, interpreted as veins, with a consistent thickness ($\sim 1\text{cm}$), spacing, density and orientation (Figure 5).

These clusters correspond to very low core recovery (<5%) and no comparison can be made between the FMS image and the core.

However, thinner (~1 mm) veins were found in unoriented core pieces located just above or below these clusters; the alteration facies of these veins increases from zeolite to amphibolite facies with depth from 1285 to 1402 mbsf (from V1 to V8). The deepest of these thinner veins are therefore related to high temperature hydrothermal circulation at or close to the ridge axis (Teagle et al., 2006). The consistent strikes and dips of all measured vein clusters suggests that they might have been created in the same environment and that the increase of alteration temperature with depth corresponds to the geothermal gradient at the EPR (Wilson et al, 2006), as previously inferred for the main faults zones.

Only a few studies describe veins in the dikes of the root zone of the sheeted dikes in the Oman ophiolite (Nehlig et al., 1993, 1994 ; Nicolas et al., 2008 ; France et al., 2009). The amphibole (700 °C) filling of these veins (Nicolas et al., 2008; France et al., 2009) would fit with our hypothesis that veins observed on FMS images could be filled with high temperature mineral but the lack of information on the vein thickness, spacing, and orientation limits the comparison.

Dense networks of epidote-quartz-sulfide bearing (< 450 °C), millimeter thick veins are also observed at the base of the dikes complex (Nehlig et al., 1994). ~90% of the veins are parallel to the dikes margins; others are perpendicular (Nehlig et al., 1994). The density of these quartz-sulfide veins increases whereas that of epidote-quartz veins decreases (~0.5 veins/meter to 0.2 veins/meter) when approaching the dike/gabbro transition. Their dominant orientation, thickness, and density are not consistent with those observed on FMS images. To our knowledge, sub-horizontal consistent arrays of veins as those observed on FMS images have never been described in the field.

Granoblastic textures in dikes indicate a granulite metamorphic overprint due to either a gabbroic sill intrusion (Wilson et al., 2006), or the vicinity of the axial melt lens (Koepke et al., 2008; France et al., 2009). Such granulite metamorphic overprint on dikes has been invoked in Oman ophiolite to explain oxide inclusion-rich clinopyroxene veins as recrystallized amphibole bearing hydrothermal (~100 µm thick) veins, through dehydration due to a reheating episode at temperature above

1000 °C link to the upward migration of the melt lens (France et al., 2009). Oxides are highly conductive mineral (Nover et al., 2004), hence oxide inclusion-rich clinopyroxene veins, even extremely thin, could significantly impact the conductivity measured by the FMS tool. Because the FMS tool integrates conductivity over a few millimeters, such veins would appear thicker than their true thickness, and moderately conductive on FMS images. This alternative interpretation for the shallow-dipping, moderate conductive features is similar to the one proposed above; it is in any case related to high temperature hydrothermal veins.

5.2) Crustal bloc rotation

The sheeted dikes margins in the studied zone (1250-1406 mbsf) are dipping $\sim 75^\circ$ outward on average (Figure 5). This is consistent with the average dip of dikes ($\sim 79^\circ$) in the whole dike complex (1060 -1406 mbsf) measured on the same FMS images (Tominaga et al., 2009, 2010). This suggests a rotation of about 20° toward the ridge, around an horizontal axis, assuming the dikes were originally vertical. The fact that the veins are interpreted as being formed at the ridge axis, and the observation that they are perpendicular to the dikes margins suggest that they underwent the same rotation, and that they were initially horizontal.

The sheeted dike complex of a crust formed at the EPR during a fast spreading rate episode is well described by submersible along northern wall of the Hess deep propagating rift. The dikes are generally sub-parallel and dominantly vertical. However outcrops of steeply to moderately dipping (40° - 80°) dikes exist in some place (Karson et al., 1992, Karson et al., 2002 a ;b, c). These dikes are dominantly dipping outward.

The dike dips at Hess deep are sensibly more variable and with a less important dip than those observed at Site 1256.

(Karson et al., 1992) propose five alternative models for the generation of outward dipping dike swarms. In model 1 (Fig. 4a in Karson et al., 1992), the dip of the dikes decreases (i.e. rotation increases) in the vicinity of the magma chamber. The roof the magma chamber is considered as a free surface that induces stress perturbation. In models 2 and 3 (Fig. 4b in Karson et al., 1992), the dikes rotate as a result of crustal block rotation along listric normal fault; they dip inward in model 2, and outward in

model 3. Model 4 explains the dike rotation by rapid axial subsidence of the upper crust (Fig. 4D in Karson et al., 1992). The effect of axial subsidence effect has also been described in lava flows in Iceland (Palmasson, 1973), and at ODP site 504B (Pezard, 1990). Subsidence rotates initially horizontal lava flows to inward dipping flows (Palmasson, 1973; Pezard, 1990; Hooft, 1996) In model 5, the tilting of diabase dikes is not related to ridge axis processes, but result from rifting processes at Hess Deep.

Model 1 is not consistent with observations in Hole 1256D because dike orientation does not vary with depth at site 1256. Model 5 is specific to the Hess Deep context, and not relevant to Site 1256. We can also exclude scenarios in which dikes dip toward the ridge axis (i.e., model 2). Only the models 3 and 4 can explain the outward dipping orientation of dikes at Site 1256. However, model 3 is an appealing scenario for Hole 1256 D because it explains both the rotation of dikes and veins, and the outward dipping of the main fault zones (Figure 5). This scenario would imply that the main fault zones mapped in the Hole 1256D FMS images are synchronous with the rotation and therefore postdate the formation of high temperature hydrothermal veins.

Clusters of outward steeply dipping, closely spaced faults, with a limited throw, are observed at 3-4° S, 18° 14 S, and 19° 30 S on the EPR (Searle, 1984 ; Carbotte et al., 2003 ; Bohnenstiehl and Carbotte et al., 2001). These faults are antithetic to large inward dipping faults and outnumber them (Figure 5). Using fault restoration technique (De Chabaliér and Avouac, 1994) of sea floor topography of the EPR at 18°14 S, Carbotte et al., (2003) demonstrate upper crustal rotation at the ridge axis. This pattern is attributed to seafloor collapse at the ridge axis in the hanging walls of large master inward dipping faults, which flatten with depth (Carbotte et Macdonald., 1994 ; Bohnenstiehl et Carbotte 2001 ; Carbotte et al., 2003). This collapse is related to the deflation of the shallow axial melt lens during eruptions that build the upper crust. This implies a rotation around a horizontal axis toward the ridge, which rotates initially horizontal lava flows to inward dipping flows, and initially vertical dikes to outward dipping dikes. This scenario could correspond to the model 3 of Karson et al., (1992). It explains both dikes veins and main fault zones orientations and proposed a mechanism for the rotation.

5.3) Accretion rate and fault patterns

Inward and outward dipping faults are observed in equal size and abundance in fast spreading segments, whereas outward dipping faults dominate in superfast segments (Carbotte and Macdonald 1990, 1994). This is attributed to difference in crustal thickness, and rheology of the near axis lithosphere, which is controlled by the thermal structure (Shaw and Lin, 1993 1996 ; Carbotte and Macdonald, 1990, 1994). The outward dipping main fault zone in Hole 1256D are consequently consistent with superfast spreading rate.

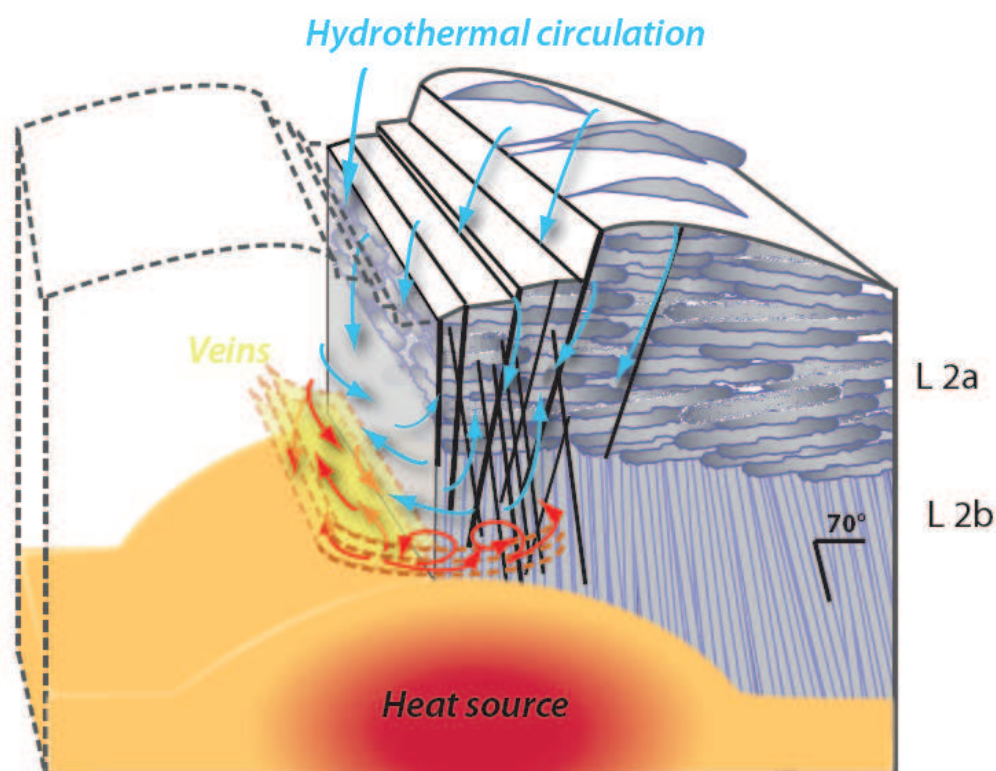


Figure 5: model of the geometry of the structures of the root zone of the sheeted dikes complex replace in a global schema of hydrothermal circulation.

6.CONCLUSIONS

The main fluid conduits within the reaction zone of the hydrothermal circulation at Site 1256 are three steeply dipping meter thick main fault zones parallel to the paleo-ridge axis, and arrays of centimeter-thick feature interpreted as alteration veins

dipping 15-20° toward the ridge direction. These veins, that are perpendicular to the main fault zones and dike boundaries, may outline the deepest part of the hydrothermal system.

Alteration mineral from cores coming from the fault zones indicate on-axis hydrothermal circulation. Low recovery prevented the direct comparison between veins observed on FMS images and veins present in core at the same depth. However, we assume by analogy with veins present in core pieces nearby the clusters observed on FMS that the latter were formed at the ridge axis. Further field studies should be carried out in ophiolites to look for similar, sub-horizontal (dike perpendicular) clusters of high-temperature alteration veins close to the base of the sheeted dike complex. Dike and vein orientations suggest a ~20° westward rotation around a horizontal axis. This rotation is possibly related to a volcanic collapse due to lava eruption, i.e., melt lens deflation at the ridge axis. The main outward dipping fault zones are possibly synchronous with this rotation. The dominance of outward dipping fault zones is consistent with superfast accretion rate.

Acknowledgements

We acknowledge the scientists, technicians and crew of ODP/IODP cruises 309 and 312. This research used data provided by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). Thanks to Agathe Deleau for her valuable help with the structural analysis and Joelle Gastambide for her help with figure confection.

REFERENCES:

- Ayadi M., Pezard P., Laverne C., Bronner G., 1998. Multi scalar structure at DSDP/ODP site 504, Costa Rica Rift, I: stratigraphy of eruptive products and accretion process. Geological Society, Special publication 136, 296-310,
- Ayadi M., Pezard P., Tartarotti P., Bronner G., Laverne C., 1998. Multi scalar structure at DSDP/ODP site 504, Costa Rica Rift, III: faulting and fluid circulation. Constraints from integration of FMS images, geophysical logs and core data. Geological Society, Special publication 136, 311-326.
- Bohnenstiehl D.R., Carbotte S.M., 2001. Faulting patterns near 19_300S on the East Pacific Rise: Fault formation and growth at a superfast-spreading center. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, paper number 2001GC000156.
- Carbotte S.M., Macdonald K.C., 1990. Causes of variation in fault-facing direction on the ocean floor. *Geology*, 18, 749–752,
- Carbotte S.M., Macdonald K.C., 1994. The axial topographic high at intermediate and fast spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, 85–97,
- Carbotte S.M., Macdonald K.C., 1994. Comparison of seafloor tectonic fabric at intermediate, fast, and super fast spreading ridges: Influence of spreading rate, plate motions, and ridge segmentation on fault patterns. *J. Geophys. Res.*, 99, 13,609–13,633,
- Carbotte S.M., Ryan W.B.F., Jin W., Cormier M.H., Bergmanis E., Sinton J., White S., 2003. Magmatic subsidence of the East Pacific Rise (EPR) at 18_140S revealed through fault restoration of ridge crest bathymetry. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, Vol 4, Number 1 1008, doi:10.1029/2002GC000337 ISSN: 1525-2027.
- De Chabalière J-B., Avouac J-P., 1994. Kinematics of the Asal Rift (Djibouti) determined from the deformation of Fieale volcano. *Science*, 265, 1677–1681.
- Einaudi F., Thèse. 2002. Analyse de séquences magmatiques océaniques continues. Approche pétrophysique et géochimiques.
- Ekström M.P., Dahan C., Chen M-Y., Lloyd P., Rossi D.J., 1987. Formation imaging with microelectrical scanning arrays. *Log Analyst*, 28:294-306.
- Escartin J., Cowie P.A., Searle R.C., Allerton S., Mitchell N.C., MacLeod C.J., Sloomweg A.P., 1999. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 298N. *J. Geophys. Res.*, 104, 10,421–10,437,.

Chapitre 4: Caractérisation pétrophysiques de la racine du complexe filonien dans la croûte océanique : puits 1256D.

France L., Ildefonse B., Koepke J., 2009. The magmatic / hydrothermal transition in the Oman ophiolite and in the IODP hole 1256D: fossilisation of a dynamic melt lens at fast spreading ridges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

Gillis K.M., 2002. The root zone of an ancient hydrothermal system exposed in the Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of Geology* 110, 57– 74, doi:10.1086/324205.

Gillis K.M., 2008. The roof of an axial magma chamber: a hornfelsic heat exchanger. *Geology* 36 (4), 299–302, doi:10.1130/g24590a.1.

Hallenborg E., Harding A.J., Kent G.M., Wilson D.S., 2003. Seismic structure of 15 Ma oceanic crust formed at an ultrafast spreading East Pacific Rise: Evidence for kilometer-scale fracturing from dipping reflectors. *J. Geophys. Res.*, 108(B11), 2532, doi:10.1029/2003JB002400.

Guerin G., Goldberg D.S., Iturrino G.J., 2008. Velocity and attenuation in young oceanic crust: new downhole log results from DSDP/ODP/IODP Holes 504B and 1256D. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q12014 doi:10.1029/2008GC002203.

Honnorez J., 2003. Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TAG hydrothermal mound (Mid-Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP C. R. *Geoscience* 335 781–824

Honnorez J., 2003. Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TAG hydrothermal mound (Mid –atlantic Ridge) vs. DSDP/ ODP Hole 504B (equatorial pacific). *Académie des sciences de France. Compte rendu GEOSCIENCE*. 335. pp781-824.

Hooft E.E., Schouten O., Detrick R., 1996. Constraining crustal emplacement process from the variation in seismic layer 2A thickness at east pacific rise. *Earth and Planetary science letters*, 142, 289-309.

Johnson H.P., Becker K., Von Herzen R., 1993. Near-axis heat flow measurements on the northern Juan De Fuca Ridge: implications for fluid circulation in oceanic crust. *Geophysical Research Letters* 20 (17), 1875–1878, doi:10.1029/93GL00734.

Karson JA, Hurst SD, Lonsdale P. 1992. Tectonic rotations of dikes in fast-spread oceanic crust exposed near Hess Deep. *Geology* 20:685–88

Karson JA, Klein EM, Hurst SD, Lee CE, Rivizzigno PA, et al. 2002 a. Structure of uppermost fast-spread oceanic crust exposed at the Hess Deep Rift: implications for subaxial processes at the East Pacific Rise. *Geochem. Geophys. Geosyst. Pap. No.* 2001GC000155

Karson, J. A., M. A. Tivey, and J. R. Delaney 2002 b. Internal structure of uppermost oceanic crust along the Western Blanco Transform Scarp: Implications for subaxial accretion and

- deformation at the Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2181, doi:10.1029/2000JB000051.
- Karson, J. A. 2002 c. Geologic structure of the uppermost 1164 oceanic crust created at fast- to intermediate-rate spreading 1165 enters, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 30, 347–384.
- Koepke J., Christie D.M., Dziony W., Holtz F., Lattard D., MacLennan J., Park S., Scheibner B., Yamasaki T., Yamazaki S., 2008. Petrography of the Dike–Gabbro transition at IODP site 1256 (equatorial Pacific): the evolution of the granoblastic dike. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, doi:10.1029/2008GC001939.
- Koschinsky A., Garbe-Schönberg D., Sander S., Schmidt K., Gennerich H.H., Strauss H., 2008 Hydrothermal venting at pressure–temperature conditions above the critical point of seawater, 5°C on the Mid-Atlantic Ridge. *Geology* 36 (8), 615–618, doi:10.1130/G24726A.1.
- Lister C.B.R. 1980 Heat Flow and Hydrothermal Circulation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* Vol. 8: 95-117
- Nehlig P., Juteau T., 1988. Deep seawater penetration and circulation at ocean ridges: evidence from the Oman ophiolite. *Marine Geology*, 84, 29-228.
- Nehlig P. 1993. Interactions Between Magma Chambers and Hydrothermal Systems: Oceanic and Ophiolitic Constraints. *J. Geophys. Res.*, 98(B11), 19,621–19,633, doi:10.1029/93JB01822
- Nehlig P., Juteau T., Bendel V., Cotten J., 1994. The root zones of oceanic hydrothermal systems: Constraints from the Samail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.*, 99(B3), 4703-4713.
- Nicolas A., Boudier F., Koepke J., France L., Ildefonse B., Mevel C., 2008. Root zone of the sheeted dike complex in the Oman ophiolite. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q05001, doi:10.1029/2007GC001918.
- Palmason G., 1973. Kinematics and heat flow in volcanic rift zone, with application to Iceland. *geophysical, journal J.R. Astron.Soc.*, 33 : 451-481.
- Pezard P.A., Lowell M., ODP leg 126 Shibord scientific Party., 1990. Downhole images : electrical scanning reveals the nature of subsurface oceanic crust. *EOS*, 71: 709, 718.
- Phipps-Morgan J., Chen Y.J., 1993. The genesis of oceanic crust–magma injection, hydrothermal cooling, and crustal flow. *Journal of Geophysical Research* 98, 6283–6297
- Searle R.C. 1984. GLORIA survey of the East Pacific Rise near 3.58S: Tectonic and volcanic characteristics of a fast spreading mid-ocean rise. *Tectonophysics*, 101, 319–344,
- Serra O., 1989. Formation MicroScanner Image Interpretation: Houston (Schlumberger Educ. Services), SMP-7028.

- Schouten H., Denham C.R., 2000. Comparison of volcanic construction in the Troodos ophiolite and oceanic crust using paleomagnetic inclinations from Cyprus Crustal Study project (CCSP) CY-1 and CY-1A and Ocean Drilling Program (ODP) 504B drill cores, in *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 349, edited by Y. Dilek, E. M. Moores, D. Elthon, and A. Nicolas, pp. 181–194.
- Shaw P.R., Lin J., 1993. Causes and consequences of variations in faulting style at the Mid-Atlantic Ridge, nJ. *Geophys. Res.*, 98, 21,839–21,851.
- Shaw W.J., Lin J., 1996. Models of ocean ridge lithospheric deformation: Dependence on crustal thickness, spreading rate, and segmentation. *J. Geophys. Res.*, 101, 17,977–17,993.
- Sclater J.G., 2003. Ins and outs on the ocean floor. *Nature*, 421, 590–591.
- Stein C., Stein S., 1994. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heatflow. *Journal of Geophysical Research*, 99, pp. 3081–3095.
- Swift S., Reichow M., Tikku A., Tominaga M., Gilbert L., the scientists of IODP Expedition 309 and 312., 2008. Velocity structure of Upper Ocean Crust Formed at ODP hole 1256D. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, doi:10.1029/2008GC002188.
- Teagle D.A.H., Alt J.C., Umino S., Miyashita S., Banerjee N.R., Wilson D.S., the Expedition 309/312 Scientists., 2006. *Proc. IODP, 309/312: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.309312. 2006
- Tolstoy M., Waldhauser F., Bohnenstiehl D.R., Weekly R.T., Kim W.Y., 2008. Seismic identification of along-axis hydrothermal flow on the East Pacific Rise. *Nature* 451 (7175), 181–184 Jan 10.
- Tominaga M., Umino S., 2010, Lava deposition history in ODP Hole 1256D: Insights from log-based volcanostratigraphy. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q05003, doi:10.1029/2009GC002933.
- Tominaga M., Teagle D.A.H., Alt J.C., Umino S., 2009. Determination of the volcanostratigraphy of oceanic crust formed at superfast spreading ridge: Electrofacies analyses of ODP/IODP Hole 1256D. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q01003, doi:10.1029/2008GC002143
- Violay M., Pezard P.A., Ildefonse B., 2010.. Petrophysical properties of the root zone of sheeted dikes in the ocean crust: A case study from Hole ODP/IODP 1256D, Eastern Equatorial Pacific. *Tectonophysics* in press
- Wilson D.S., Teagle D.A.H., Alt J.C., Banerjee N.R., Umino S., Miyashita S., Acton G.D., Anma R., Barr S.R., Belghoul A., Carlut J., Christie D.M., Coggon R.M., Coope, K.M., Cordier C., Crispini L., Durand S.R., Einaudi F., Galli L., Gao Y.J., Geldmacher J., Gilbert L.A., Hayman N.W., Herrero-Bervera E., Hirano N., Holter S., Ingle S., Jiang S.J., Kalberkamp U.,

Kerneklian M., Koepke J., Laverne C., Vasquez H.L.L., MacLennan J., Morgan S., Neo N., Nichols H.J., Park S.H., Reichow M.K., Sakuyama T., Sano T., Sandwell R., Scheibner B., Smith-Duque C.E., Swift S.A., Tartarotti P., Tikku A.A., Tominaga M., Veloso E.A., Yamasaki T., Yamazaki S., Ziegler C., 2006. Drilling to gabbro in intact ocean crust. *Science* 312 (5776), 1016–1020, doi:10.1126/science.1126090.

4.3 Conclusions

Cette étude a permis de caractériser les propriétés pétrophysiques ainsi que certains éléments structuraux de la zone de racine du complexe filonien de la croûte océanique au puits IODP 1256D.

Une étude couplée des propriétés électriques et acoustiques à pression et température ambiante a permis de caractériser la porosité de 21 mini-carottes issues de cette zone. Des arguments pétrologiques et pétrophysiques ont montré qu'une partie de la porosité des dykes et des gabbros est liée à la circulation hydrothermale à très haute température (500 °C) à la ride médio-océanique ou très proche de la ride. La porosité des diabases est relativement élevée (2%) et interconnectée. En revanche, la porosité des gabbros est plus faible (1,3%) et plus fissurale. La porosité fissurale des gabbros est cohérente avec une étude pétro/géochimique récente de l'ophiolite d'Oman montrant que des fluides très chauds (> 500 °C) peuvent circuler le long des parois de la chambre magmatique par propagation d'un front de cracks, dans la section gabbroïques (Nicolas et al., 2002 ; Bosch et al., 2003). Elle est également cohérente avec le modèle de pénétration de l'eau de mer à la ride océanique par front de cracks thermiques (Lister, 1974). Cependant, l'organisation et la taille de ces cracks restent mal connues car leur taille est souvent trop petite pour que ces derniers aient pu être observés au microscope optique. Cette étude ne permet, donc, pas de comparer précisément les cracks identifiés dans les gabbros du puits 1256D à ceux observés sur l'ophiolite d'Oman. Des mesures et observations complémentaires pourraient permettre cette comparaison. Elles consistent premièrement en des observations des lames minces au microscope électronique à balayage (MEB) afin d'identifier ces cracks et deuxièmement des mesures de la vitesse acoustique des ondes P dans plusieurs directions de propagation des ondes pour étudier l'anisotropie de porosité des échantillons. Ces observations permettraient également de mieux comprendre le découplage de vitesse des ondes P entre les échantillons saturés et secs.

Grâce aux images électriques de paroi du puits, nous avons également identifié les conduits de circulation des fluides hydrothermaux. Des arguments pétrologiques montrent que ces conduits ont accueilli des fluides de températures supérieures à 500

°C à la ride. Ces arguments sont très ténus, pour les veines. Une ré-acquisition des données FMS, actuellement inexploitable dans la section gabbroïque, permettrait de vérifier si ces structures existent dans les gabbros, et le cas échéant, de les corréler aux observations réalisées sur carotte. De plus, il serait très intéressant de vérifier si ces structures existent dans les ophiolites. Actuellement, aucune étude ne les mentionne. L'enjeu est important, car ces structures représentent le bouclage du système hydrothermal.

Enfin, la corrélation entre les mesures géophysiques in situ et en laboratoire serait plus précise et plus simple si les mesures acoustiques et électriques sur mini-carottes avaient été réalisées dans les conditions de pression et température similaires à celle du puits 1256D. Le chapitre suivant propose, donc, une nouvelle méthode permettant de mesurer des conductivités électriques à haute pression et haute température.

Chapitre 5 :

Mesures des conductivités électriques
des roches sous conditions « croûte
océanique »

CHAPITRE : 5 MESURES DES CONDUCTIVITES ELECTRIQUES DES ROCHES SOUS CONDITIONS « CROUTE OCEANIQUE »

Dans le chapitre 3, l'étude de la transition fragile ductile à permet d'établir la profondeur maximale de circulation des fluides dans la croûte océanique. Le forage ODP 1256D (chapitre 4) a permis de caractériser par des méthodes pétrophysiques les roches situées juste au dessus de cette transition et de comprendre comment se boucle en profondeur la circulation hydrothermale. Dans ce chapitre, nous présentons une nouvelle méthode de mesures de conductivité électrique et les premiers résultats qui doivent permettre l'analyse des données géophysiques de surface et en forage. Ces analyses pourraient permettre de repérer, depuis la surface, les roches réservoirs décrites au chapitre 4 afin de pouvoir en extraire facilement leurs fluides et les exploiter pour la géothermie haute énergie. En effet, la connaissance du sous sol passe par une bonne compréhension de la structure physique des roches. Les roches sont des systèmes hétérogènes complexes. Dédire des données géophysiques grandes échelles telles que les données magnétotelluriques, TEM (Transient electromagnetic) ou les données géophysiques en forage, la lithologie, la porosité, la nature du fluide saturant, est une tâche difficile, impliquant la bonne connaissance des milieux étudiés. Ceci n'est, donc possible, que si la physique des milieux étudiés est bien établie et validée expérimentalement.

5.1 Objectifs

Au chapitre 4, nous avons vu que la porosité des roches-réservoirs s'organisait différemment, selon les échelles. A l'échelle métrique, les fluides circulent le long de grandes zones de fracture de dimensions métriques, de plus petites zones de fractures et de veines de taille centimétrique. A l'échelle millimétrique, les roches

sont faiblement poreuses (~3%). Leur porosité est fonction de la lithologie et de l'intensité de l'altération. L'ensemble de ces structures est marqué par un métamorphisme océanique du faciès amphibolite de haute température, suggérant que des fluides de plus de 500 °C peuvent circuler dans la croûte. Ces observations ont été conduites sur un système fossile (croûte datée de 15 Ma) de la dorsale Est Pacifique (taux d'accrétion rapide à super rapide). Il convient, alors, de se demander si ces caractéristiques structurales et porales sont valables pour les réservoirs géothermaux islandais et donc, si des fluides circulent à ces profondeurs. Si oui, comment montrer que ces fluides sont présents, ou non, et comment, le cas échéant, les repérer depuis la surface ? L'enjeu consiste, ici, à prospecter ces roches-réservoirs afin de pouvoir en extraire facilement leurs fluides et les exploiter pour la géothermie haute énergie.

La résistivité électrique des roches est mesurable, à l'échelle du réservoir géothermique, notamment grâce aux outils de mesures en forage (e.g. Pezard, 1990) ou de géophysique à grande échelle (e.g., Flovenz et al., 1985 ; Arnason, 2010). Elle est dépendante de la température, de la présence de fluides, de la porosité de la roche, de la topologie de l'espace poreux (e.g., Archie, 1942) ainsi que de l'altération de la roche (voir § 4.2). Les mesures électriques de surface et en forage donnent, donc, des informations majeures concernant la nature du réservoir géothermique, à condition que la conductivité et ses variations en fonction des conditions physico-chimiques soient bien connues. En effet, la conductivité totale des roches saturées correspond à la somme de cinq différents types de conductions dont l'importance relative est fonction des paramètres thermodynamiques (pression, température, nature du fluide saturant la roche). On distingue : (1) La conduction électrolytique du fluide qui sature la roche. Elle dépend des propriétés pétrophysiques de la roche telles que la porosité, la perméabilité, la connectivité du système poreux, ainsi qu'aux paramètres chimiques du fluide, le type d'ions présents dans le fluide, la concentration des ions, et la température du fluide (voir § 4.2). (2) La conduction de surface. Elle est liée à l'interaction entre les charges ioniques présentes dans les fluides et celles présentes à la surface des minéraux qui tapissent la paroi des pores (voir § 4.2). (3) La conductivité électronique. Elle dépend de la présence de minéraux très conducteurs, comme le graphite ou les oxydes. Elle peut multiplier la conductivité de la roche de plusieurs ordres de grandeur si les minéraux hautement

conducteurs forment un réseau connecté. (4) La semi-conduction des minéraux. Elle dépend, principalement, de la pression et de la température. La semi-conduction n'influence la conductivité globale d'une roche saturée qu'au dessus de 300 °C environ. Enfin, (5) en contexte volcanique, cas de l'Islande, la conductivité des roches peut être très influencée par la présence de fusion partielle, à condition que la phase fondue soit connectée (Nover, 2004, 2005).

La connaissance du sous sol passe, donc, par l'interprétation des données de géophysique en surface et en forage. Ceci n'est possible que s'il existe premièrement, des outils de géophysiques capables des prospecter des réservoirs hydrothermaux profonds, c'est-à-dire de supporter des conditions et température et de pression extrêmes et deuxièmement, si des données expérimentales fiables sont disponibles pour interpréter les données fournies par ces outils. Le projet HITI, dont l'objectif était de caractériser les réservoirs hydrothermaux haute enthalpie ($T > 374$ °C et $P > 22$ MPa), (voir Chapitre1), a permis le développement d'un outil de mesure de la résistivité à haute température. Conjointement, dans le cadre de ce même projet, et sur la base d'un long développement expérimental, une nouvelle méthode de mesure de la conductivité électrique à haute pression, haute température, et pour des roches saturées a été développée au cours de cette thèse. Cette méthode a permis d'acquérir les premières mesures de conductivité des basaltes Jusqu'à 450 °C. La conductivité est étudiée en fonction de la pression de fluide, de la température, de la microstructure des roches (topologie de l'espace poreux, perméabilité, ...).

5.2 Conductivité électriques en Islande

Depuis plus de soixante ans, les mesures de résistivité électrique sont utilisées pour explorer les réservoirs géothermiques en Islande et plus généralement, dans toutes les zones volcaniques du monde (Arnason and Flóvenz, 1992; Anderson et al., 2000; Ussher et al., 2000). Elles ont, généralement, mis en évidence deux zones de haute conductivité électrique, l'une à faible profondeur (Flovenz et al., 1985) (Figure 31) et l'autre à 10-30 km de profondeur (Beblo and Björnsson, 1978, Arnorson, 2010) (Figure 32). L'interprétation de ces zones de haute conductivité électrique, en termes de composition du sous-sol et des conditions physiques, est souvent ambiguë. En

effet, de nombreux paramètres peuvent expliquer ces observations, tels que la température, la fusion partielle, l'altération ou le type de fluide interstitiel (voir § 5.1).

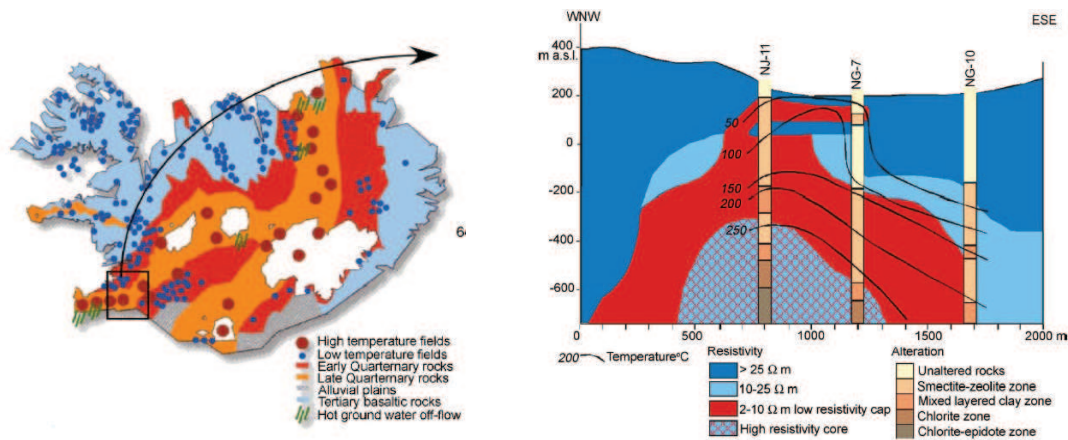


Figure 31 : profil de résistivité à Nasjavellir, (Islande) en fonction de la température et de la distribution des minéraux d'altération dans les puits (oskooi et al., 2004). Illustration de la zone peu conductrice de faible profondeur.

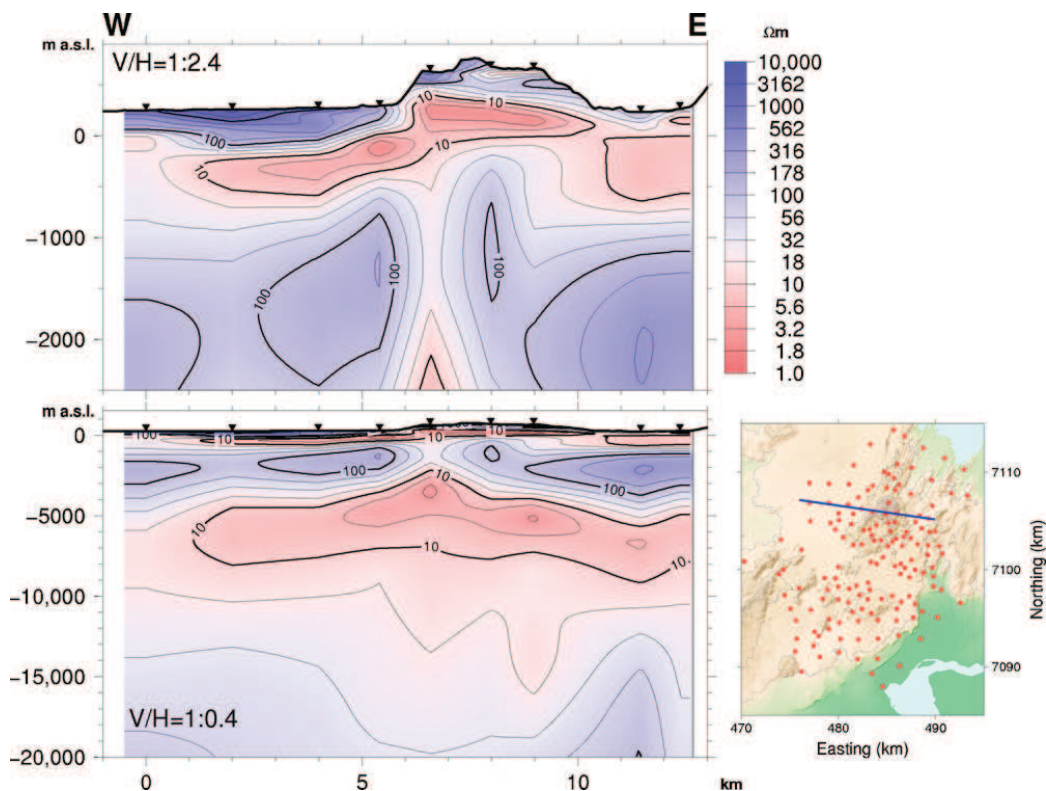


Figure 32 : profils Ouest-Est du champ géothermique de Hengil à deux profondeurs différentes obtenus par reconstruction des cartes de résistivité réalisées à différentes profondeurs. La ligne bleu sur la carte correspond à la localisation du profil en surface. Les points rouges sur la carte localisent les stations magnétotelluriques avec illustration de la zone conductrice profonde.

La zone conductrice peu profonde a été étudiée par de nombreux auteurs (Flóvenz et al., 1985, 2005 ; Árnason and Flóvenz, 1992 ; Árnason et al., 2000 ; Anderson et

al., 2000 ; Ussher et al., 2000 ; Kulenkampff et al., 2005) (zone rouge sur la Figure 31). Cette zone est constituée de roches qui contiennent une quantité considérable de minéraux d'altération conducteurs comme les smectites, qui ont une grande capacité d'échange cationique (CEC) (Arnason et al., 2000). La conductivité de cette zone diminue avec l'augmentation de la température jusqu'à une zone beaucoup moins conductrice (zone bleu avec des losanges rouges sur la Figure 31). Cette zone de transition coïncide avec un changement d'altération des minéraux de smectite à chlorite. L'augmentation de la résistivité de la zone d'altération smectite à chlorite est probablement due à la capacité d'échange cationique différent de la chlorite par rapport à celle la smectite (Arnason et Flóvenz, 1992). D'autres publications discutent de l'influence des différents types de conduction et proposent que la conductivité de surface soit la conduction électrique dominante dans la zone d'altération de faciès smectite alors que la conduction électrolytique soit la conduction dominante dans la zone d'altération de faciès chlorite (e.g. Drury et Hyndman, 1979). Toutefois, Flóvenz et al., (2005) et Kulenkampff et al., (2005) indiquent que la conduction de surface est dominante dans les deux zones. De récentes mesures électriques en laboratoire ont été effectuées sur des échantillons de roches islandaises altérées dans les faciès smectite et chlorite à des températures comprises entre 25 et 250 °C, ainsi que sous pression de confinement et pression de pore caractéristiques de la croûte islandaise. Ces mesures confirment la dominance de la conduction de surface dans la conduction totale de la roche (Kristinsdottir et al., 2010). Le passage du faciès d'altération smectite au faciès chlorite se produit à des températures près de 230 °C dans les systèmes réservoirs géothermaux islandais (Kristmannsdóttir, 1979). La détection de cette transition de conductivité permet de localiser le géotherme 230 °C et facilite, donc, la prospection des réservoirs de température proche de 230 °C. Cependant, la transition de conductivité à 220-240 °C est fixée par les minéraux d'altération. Cette transition persiste, même si le réservoir a refroidi et que la température des fluides ne dépasse plus les 230 °C.

Une approche similaire à celle de Kristinsdottir et al., (2010) à été développée au cours de cette thèse, mais pour des réservoirs géothermaux de plus haute température.

5.2.1 Conductivité des échantillons saturés à température et pression ambiantes

Dans un milieu poreux, constitué d'une matrice sans oxydes, considérée comme isolante et d'un volume poreux interconnecté et saturé par un électrolyte conducteur, deux types de conceptions électriques apparaissent : une conductivité de type électrolytique dans le milieu poreux et une conductivité dite « surfacique », à l'interface entre minéraux et électrolyte. Cette dernière est due aux effets électrochimiques de surface qui provoquent, dans la plupart des cas relatifs aux milieux géologiques, l'apparition de sites chargés négativement. Elle est fonction des conditions thermodynamiques à l'interface et de la nature de l'interface, telles que la température, la nature des minéraux ou la salinité et le pH de la solution. Lorsque la composante surfacique de conductivité est négligeable au regard de la composante électrolytique, la conductivité totale du milieu poreux (C_o) peut être considérée comme proportionnelle à celle du fluide saturant (C_w). Le coefficient de proportionnalité F est une quantité sans dimension appelée « facteur de formation ». Ce paramètre caractérise la topologie du milieu poreux. Lorsque les effets de surface ne sont pas négligeables par rapport à la conduction électrolytique, ce qui est généralement le cas en présence de phases altérées dans les roches magmatiques (Pezard, 1990), cette proportionnalité directe est rompue. Waxman et Smits, (1968) proposent alors un modèle empirique permettant de tenir compte de l'excès de conductivité dû à la conductivité de surface (C_s) avec:

$$C_o = C_w/F + C_s \quad (5.1)$$

Cet excès de conductivité (C_s) est attribué à la circulation de cations hydrolysés, au sein de la couche diffuse (ou couche de Stern) et lié à la capacité d'échange des cations entre pores et grains.

5.2.2 Conductivité des échantillons saturés à haute température et haute pression

A haute température, les différentes composantes de la conductivité (composantes électrolytique et de surface) d'un échantillon évoluent. Au-dessus de 300 °C, la conduction due aux minéraux n'est plus négligeable.

5.2.2.1 Semi conduction à haute température et haute pression

Beaucoup de minéraux peuvent être considérés comme des isolants à basse température, étant donné leurs conductivités vraiment très faibles. Ceci change quand la température augmente et la semi-conduction prend place due à la mobilité des défauts et des impuretés. La dépendance en température de la semi-conduction suit une loi d'Arrhenius :

$$C = C_0 \exp(-E_a/kT) \quad (5.2)$$

où C est la conductivité, C_0 est le coefficient pre-exponentiel et E_a l'activation d'énergie, K la constante de Boltzmann et T la température. Les activations d'énergie ont été établies pour certains minéraux comme l'olivine (1-5 eV) (Duba et al., 1974 ; 1982 , 1993; Roberts et Tyburczy, 1993 a et b). La semi-conduction est négligeable à des températures inférieures à 300 °C (Glover, 1995) (Figure 33).

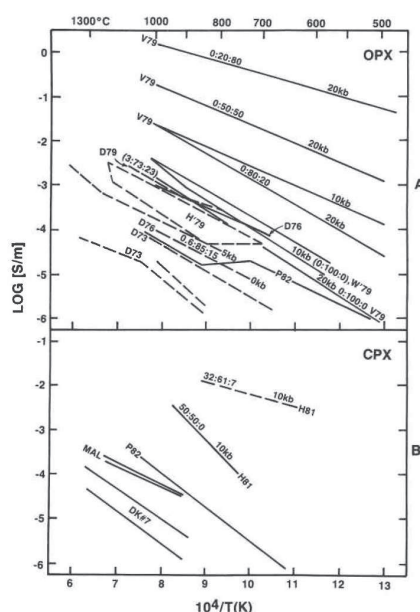


Figure 33 : Variation de conductivité des mono cristaux de diopside (Huebner et Voigt, 1988)

5.2.2.2 Conductivité de l'électrolyte à haute température et haute pression.

La conductivité des solutions de chlorure de sodium dépend de la température, la pression et la salinité (Quist et Marshall, 1968 ; Revil et al., 1998). Quist et Marshall, (1968) montrent que la conductivité augmente avec la température jusqu'à ~ 300-350 °C. Au-delà de ~ 350 °C, la conductivité diminue avec la température. La sensibilité à la pression de la conductivité du fluide dépend de la température. La conductivité des

fluides à, des températures inférieures à 150-200 °C, peut être décrite par une équation linéaire de Revil et al., (1998):

$$C_o(T) = C_o (T_0)[1 + \alpha_w (T-T_0)] \quad (5.3)$$

où T_0 est la température de référence et α_w est un coefficient de température indépendante. La valeur de α_w a été trouvée à 0,023 / °C pour $T_0 = 25$ °C (Revil et al., 1998). En raison des changements de densité et de viscosité ainsi que de permittivité diélectrique de l'eau pour des températures supérieures à 200 °C, la conductivité du fluide dévie de cette équation linéaire (Quist and Marshall, 1968, Ucock, 1980).

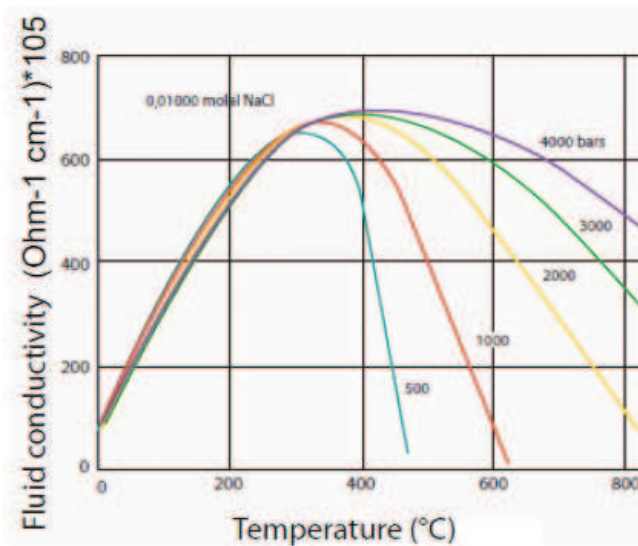


Figure 34: Conductivité du fluide en fonction de la température et de la pression. d'après Quist et Marshall, 1968

5.2.2.3 Conductivité de surface à haute température et haute pression.

La conductivité de surface dépend de la surface des pores, de la densité de charge en surface des minéraux, de la valence et de la mobilité des ions en surface des minéraux, de la température et l'acidité (pH) (Revil et Glover, 1998).

Pour des températures inférieures à 200 °C, la conductivité peut être considérée comme étant linéaire avec la température.

$$C_s (T) = C_{s(T_0)}[1 + \alpha_s (T-T_0)] \quad (5.4)$$

où T_0 est la température de référence et α_s est un coefficient indépendant de la température, qui vaut $\alpha_s = 0.040 / ^\circ\text{C}$ à T_0 (Revil et al., 1998).

Selon ces auteurs, la conductivité de surface est plus dépendante de la température que la conductivité de l'électrolyte.

5.2.3 La dépendance en fréquence de la conductivité des roches saturées : spectroscopie d'impédance

5.2.3.1 Notion d'impédance

L'impédance électrique (z) mesure l'opposition d'un circuit électrique au passage d'un courant sinusoïdal. La définition d'impédance est une généralisation de la loi d'Ohm dans l'étude des circuits, en courant alternatif. L'impédance d'une roche est mesurée en appliquant un potentiel de courant alternatif sur un échantillon de roche et en mesurant le courant traversant l'échantillon. Une expression analogue à la loi d'Ohm permet de calculer l'impédance (Z) du système.

Le signal d'excitation est fonction du temps :

$$E(t) = E_0 \cdot \cos(w.t) \quad (5.5)$$

avec $E(t)$ est le potentiel au moment t , E_0 est l'amplitude du signal et w la fréquence radiale. La relation entre la fréquence radiale w (exprimée en radians / seconde) et la fréquence f (exprimée en hertz) s'exprime :

$$w = 2 \pi f \quad (5.6)$$

En système linéaire, la réponse du signal $I(t)$ est décalée en phase et a une amplitude différente de I_0

$$I(t) = I_0 \cdot \cos(w.t - \Phi_i) \quad (5.7)$$

Une expression analogue à la loi d'Ohm permet de calculer l'impédance du système (Z) en tant que:

$$\begin{aligned} z &= \frac{E(t)}{I(t)} = \frac{E_0 \cdot \cos(w.t)}{I_0 \cdot \cos(w.t - \Phi_i)} \\ \Rightarrow z &= Z(0) \cdot \cos(wt) / \cos(wt - \Phi_i) \quad (5.8) \end{aligned}$$

L'impédance du circuit ou du composant est définie comme un nombre complexe, dont le module est égal au rapport $E(t)/I(t)$ et dont l'argument est égal à Φ_i

$$\text{avec : } |z| = \frac{E(t)}{I(t)} \text{ et } \text{Arg}(z) = \varphi \quad (5.9)$$

$$Z = \frac{E_0 \exp(j\omega t)}{I_0 \exp(j\omega t) - j\varphi} = Z_0 \cos(\varphi) + j \sin(\varphi) \text{ avec } j = \sqrt{-1} \quad (5.10)$$

5.2.3.2 Représentation des données

Lorsqu'on soumet une roche à un champ électrique alternatif de fréquence f (Hz), la roche se comporte comme l'association de conducteurs ohmiques et de capacités. Expérimentalement (voir ci-dessus), on mesure une impédance complexe. La partie réelle est liée à la conduction ionique dans le milieu poreux et la partie imaginaire aux phénomènes de polarisation aux interfaces entre le fluide conducteur et la matrice minérale isolante. Plusieurs interprétations ont été proposées pour expliquer la dépendance en fréquence des échantillons saturés. Certains auteurs associent ce comportement à une distribution hétérogène des temps de relaxation dans les processus de dissipation électrique. Habituellement, il existe deux modes de représentation des diagrammes d'impédance : la représentation de Nyquist et la représentation de Bode (Figure 35).

L'expression de $Z(\omega)$ est, donc, composée d'une partie réelle et d'une partie imaginaire. Si la partie réelle est représentée sur l'axe X et la partie imaginaire sur l'axe Y d'un graphique, nous obtenons un diagramme Nyquist. On peut noter que, dans ce diagramme, que l'axe « y » est négatif.

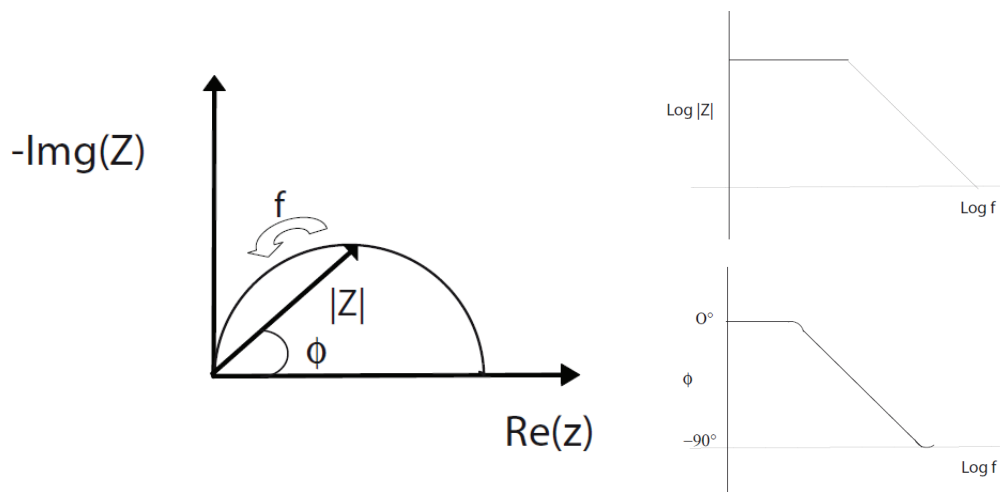


Figure 35 : représentation de Nyquist à gauche et représentation de Bode à droite.

Dans le diagramme de Nyquist, l'impédance peut être représentée comme un vecteur de longueur $|Z|$. L'angle entre ce vecteur et l'axe des x est ϕ . Le diagramme Nyquist a un défaut majeur : pour un point sur le cercle, on ne connaît pas sa fréquence d'enregistrement. Une autre méthode de représentation est le «diagramme de Bode». L'impédance est tracée en fonction des fréquences notées sur l'axe des X, la valeur absolue de l'impédance $|Z|=Z_0$ et le décalage de phase sur l'axe des ordonnées.

Le comportement de très peu d'échantillons de roche peut être modélisé en utilisant un seul élément de circuit équivalent. Les échantillons de roche sont composés d'un certain nombre d'éléments : résistance, condensateur, inducteur. Ces combinaisons peuvent être associées en série et en parallèle. Un exemple d'exploitation de la spectroscopie d'impédance est donné en annexe, dans un travail portant sur la mesure de roches partiellement fondues (Ferri et al., 2010).

5.3 Mesures en laboratoire des propriétés électriques des roches

Les mesures de conductivité électrique de roches saturées par un électrolyte, à haute pression et haute température, posent de très nombreux problèmes expérimentaux. Les expériences nécessitent que l'échantillon soit enfermé dans une jaquette déformable et imperméable. Ceci permet d'isoler la pression de confinement (argon, eau ou huile) de la pression de pore (eau salée) et de contrôler chacune d'elles indépendamment. Quelques expériences de conductivité électriques sur roches saturées ont été effectuées jusqu'à des températures allant jusqu'à 250 °C (Kristinsdóttir et al., 2010, Milsh et al., 2007), limite de rupture de température des plastiques utilisés pour enchemiser les échantillons.

5.3.1 Effet de la géométrie de l'échantillon

Les méthodes généralement utilisées sont des méthodes à géométries linéaires, où des échantillons cylindriques sont placés entre deux électrodes de mesures, qui établissent une différence de potentiel entre les faces basales du cylindre. Pour des températures de travail inférieures à 250 °C, l'échantillon est placé à l'intérieur d'une

jaquette électriquement isolante permettant d'appliquer une pression de confinement ou de simplement limiter les effets de bords (en limitant les courants circulant dans les fluides présents sur les surfaces latérales). Ce type de géométrie a l'avantage de permettre la réalisation simultanée de plusieurs types de mesures pétrophysiques, comme des mesures de perméabilité et de vitesses acoustiques. Il permet aussi d'envisager l'étude des propriétés anisotropes sur des échantillons orientés. C'est cette géométrie qui a été retenue par l'équipe du GFZ Potsdam (Milsh, 2007). Les méthodes en géométrie radiale, plus souvent utilisées à haute température, utilisent la jaquette, cette fois-ci conductrice, comme une électrode (e.g. Gaillard, 2004), et une autre électrode est placée à l'axe de l'échantillon. Ces méthodes ne permettent, malheureusement, pas d'évolutions possibles pour les mesures simultanées d'autres propriétés ou les mesures sur échantillons anisotropes.

A des températures supérieures à 250 °C, les échantillons doivent être enfermés dans une jaquette en métal. Dans ce cas, la conductivité électrique très élevée de la jaquette peut avoir un effet très important sur la mesure, si la géométrie linéaire est adoptée. Ainsi, Glover et Wine (1994) proposent de réduire les effets de bords associés à la présence de la jaquette (ou courant de fuite), en utilisant une configuration à trois électrodes : une émettrice, une collectrice et une « électrode de garde ».

Le principe du système à trois électrodes pour éliminer la fuite de courant est le suivant : le potentiel instantané entre l'anneau de garde et l'électrode émettrice doit être identique au potentiel instantané entre l'électrode collectrice et l'électrode émettrice, donc que l'électrode de garde et l'électrode collectrice soient au même potentiel. Ce système présente deux problèmes majeurs : 1) maintenir en phase les potentiels des électrodes collectrices et de garde 2) maintenir l'étanchéité des connexions électriques pour éviter les courts-circuits par l'électrolyte. En effet, les joints toriques classiques ne résistent pas à des températures supérieures à 200 °C. Glover et Wine, (1994) proposent l'utilisation de joints métalliques sertis.

5.3.2 Effet de la fréquence

La détermination de la conductivité s'opère généralement par la mesure à une fréquence donnée de l'impédance, seule grandeur mesurée en courant alternatif. En

général, comme dans le chapitre 4 et annexe 2, les mesures sont classiquement réalisées en routine à 1000 Hz. En effet, l'observation des spectres d'impédance montre, généralement, que l'intersection des arcs d'impédance de haute fréquence avec l'axe portant la partie réelle de l'impédance, se fait dans des fréquences comprises entre 100 et 1000 Hz. Cette intersection permet d'évaluer la résistance de l'échantillon. En-dessous de 100 Hz, les effets de polarisation aux électrodes sont responsables d'une très forte augmentation de l'impédance, et toutes mesures réalisées à ces fréquences sont systématiquement faussées par cet effet. Pour s'affranchir de cet effet, certaines méthodes proposent de différencier les électrodes émettrice et collectrice, des électrodes mesurant la tension dans l'échantillon. Ce sont des méthodes dites à quatre électrodes (e.g. Roberts et Tyburcsy, 1991, Milsch et al., 2007). Elles permettent, en particulier, d'étudier des effets présents à basse fréquence masqués par les effets de polarisation d'électrodes, comme les effets des joints de grains. Leur mise en œuvre est, cependant, assez complexe, en particulier à haute température et haute pression. A défaut de pouvoir conduire des mesures à quatre électrodes, les spectres d'impédance doivent être acquis afin d'identifier les effets extrinsèques à l'échantillon. C'est la démarche qui sera adoptée ici.

5.3.3 Méthodes développées sur la Presse Paterson

Au cours de cette thèse, deux types de méthodes spécifiquement développées pour des mesures de conductivité électrique, à haute température, ont été mises en place au laboratoire Géosciences Montpellier. Elles présentent l'originalité d'avoir été mises en œuvre dans un appareil commercial, la presse de Paterson. Cet appareil permet une gestion aisée des conditions de température, de la pression de confinement et de fluide, et également un montage aisé des assemblages dans l'enceinte.

- la première, est une méthode « classique » de mesure de conductivité électrique, décrite brièvement dans un article à soumettre *dans Journal of Geophysical Research*, situé en annexe de cette thèse (Ferri et al., 2010). Ce travail porte sur la mesure de la conductivité électrique de xénolites de métapélites dans les conditions de la croûte inférieure (jusqu'à 300 MPa et 950 °C).

- la seconde est une méthode permettant la mesure à haute température, jusqu'à 500 °C, et sous pression de confinement et de fluide, de la conductivité d'échantillon saturés.

L'article qui suit, à soumettre dans *Transport in Porous Media*, décrit cette deuxième méthode de mesure de la conductivité électrique, mise en œuvre et testée au laboratoire Géosciences Montpellier. Elle a été conçue, mise en place et étalonnée au cours de ce travail de thèse. Son principe est très voisin de celui qui a été utilisé par Glover et Wine, (1995).

Pour sa mise en place, des modifications ont été apportées à la presse de Paterson. Tout d'abord, afin de pouvoir réaliser des mesures sur des échantillons suffisamment volumineux, l'ensemble de la cellule a été conçu pour un diamètre d'échantillon de 22 mm, dans une configuration identique à celle utilisée à l'ETH Zurich pour la mesure des vitesses acoustiques. Bien que préférable, un diamètre plus important (un pouce, par exemple) n'aurait pas permis la construction d'un four suffisamment isolé pour permettre d'atteindre les températures requises, sachant que l'enceinte haute pression a un diamètre assez faible (65 mm). Le four est construit sur le principe des fours utilisés pour la déformation. Il est composé de deux enroulements de tailles différentes (5 cm et 2,5 cm). En pratique, un seul enroulement est utilisé car son utilisation permet d'obtenir un très faible gradient de température, au niveau de l'échantillon.

5.4 La cellule de mesure de la conductivité électrique à haute pression de confinement, pression fluide et haute température

A NEW CELL FOR ELECTRICAL CONDUCTIVITY MEASUREMENT ON SATURATED SAMPLES AT UPPER CRUST CONDITIONS.

Marie Violay, Benoit Gibert, Pierre Azais, Gérard Lods, Philippe A. Pezard.

Geosciences Montpellier, CNRS, Université Montpellier 2, CC 60, 34095 Montpellier
cedex 05, France.

(e-mail: marie.violay@gm.univ-montp2.fr)

A soumettre à : *Transport in Porous Media*

1. ABSTRACT

Electrical resistivity soundings are used by geophysicists to determine the structure and composition of the Earth's crust and mantle and to explore natural resources (ore, oil, gas, water). Their interpretations in terms of composition and in-situ physical conditions depend mainly on laboratory measurements of electrical conductivity of rocks at simulated crustal conditions of temperature, pressure and saturation and pore pressures. These measurements present numbers of limitations, in particular in the case where conductive pore fluids are present, as in the case of deep reservoirs conditions, where temperature exceeds 250 °C. Here we present a new cell capable of measuring electrical conductivity of large saturated samples at confining pressure up to 200 MPa, pore pressure up to 50 MPa, and temperature up to 500 °C. The measurement cell has been developed in a commercial, internally heated, gas pressure apparatus (Paterson press). It is based on the concept of "guard ring" electrode, which is adapted to samples that are jacketed by a very conductive, metallic material. Numerical modeling of the current flow in the electrical cell allowed defining the optimal cell geometry. Calibration tests have been performed on Fontainebleau sandstones saturated with electrolytes of different conductivities, up to 350 °C. The resulting electrical formation factor and temperature dependence of electrical conductivity are in very good agreement with previous studies. This new cell will improve the exploration and exploitation of deep fluid reservoirs, as in unconventional, high enthalpy geothermal fields. In particular, the investigations address possible effects of fluid-rock interactions on electrical resistivity of a reservoir host rock.

2. INTRODUCTION

For sixty years, electrical resistivity soundings have been used by geophysicists to determine the electrical structure of the Earth's crust and mantle and to explore natural resources (ore, oil, gas, water). For instance, magnetotelluric (MT) and downhole electrical measurements revealed that the oceanic and continental crust display a high variability in electrical conductivity and provided evidence that the structure of the crust is not simply layered but varies laterally and with depth (Campbell, 1987, Árnason and Flóvenz, 1992; Anderson et al., 2000; Ussher et al.,

2000). The interpretation of these conductive zones in terms of composition and in-situ physical conditions is often ambiguous, as various parameters can explain these observations like temperature, partial melting, change in mineralogy and presence and type of pore fluid (e.g. Hermance and Grillo, 1973; Jones, 1999; Spichak and Manzella, 2008). In order to interpret MT or downhole electrical signals, accurate electrical conductivity measurements of rocks under physical conditions corresponding to the Earth interior are needed. In the last decades, electrical conductivity measurements in laboratory have been performed on a large variety of mantle and crustal mineral and rocks, in dry conditions (e.g. Roberts and Tyburcsy, 1993a, 1993, b, 1999; Gaillard, 2004; Maumus, 2005). Effect of temperature, pressure, anisotropy, chemistry and melting have been studied on both mantle and crustal rocks to simulate the earth conditions in dry environments, up to very high temperatures ($>1000\text{ }^{\circ}\text{C}$). On the opposite, effect of pore fluids on electrical conductivity of rocks, are generally only investigated at low temperature conditions ($<250\text{ }^{\circ}\text{C}$), corresponding to sub-surface conditions and applications. In this case, these laboratory data on saturated samples are used to interpret geophysical signal for natural resource exploration, as geothermal prospection (e.g. Kristinsdottir et al., 2010). Glover and wine, (1995), developed for the first time a sophisticated conductivity measurement technique that enables the measurement of saturated rocks conductivity at high temperature up to $900\text{ }^{\circ}\text{C}$. The resulting data have facilitated the interpretation of MT profiles in crustal conditions (e.g. Marquis and Hyndman. 1992; Beamish, 1986) in terms of petrology and in-situ physical conditions. In particular, high salinity hot fluids are invoked to explain the MT data obtained in the deep crust (Glover et al., 2000).

Very high temperature fluids ($T>300\text{ }^{\circ}\text{C}$) have been recently recognized to be of important scientific interests, in particular regarding geothermal energy. For instance, Iceland Deep Drilling Project (IDDP) whose main objective is to characterize the physical properties of the deep reservoir in order to produce supercritical hydrous fluids from drillable depths in Iceland (Fridleifsson and Elders, 2005, Massiot et al., 2009), predicts that the extraction of supercritical fluids may enhance by a factor of ten the electrical power of conventional geothermal power plants (Albertsson et al., 2003). In these environments, the association of geophysical data (MT and downhole electrical measurements) and accurate laboratory electrical conductivity

measurements may provide a better understanding of the physical and chemical in-situ conditions. In addition, electrical conductivity is a valuable tool for characterizing rock properties, in particular the topology of their porous medium (Pezard 1990). Thus, measurements under HT-HP conditions allow for characterizing the porous medium at in-situ conditions.

In order to better understand the behavior of deep and hot reservoirs, a new method of electrical conductivity measurement at high temperature (up to 500 °C), high pressure (up to 200 MPa) and pore pressure (up to 50 MPa) has been built and is presented in this article.

3. ELECTRICAL CONDUCTION MECHANISMS IN PORE FLUID SATURATED SAMPLE

In a porous medium, comprising a matrix considered as electrically insulating, and a porous inter-connected network saturated by a conductive electrolyte, three main types of electrical conduction can be distinguished: *electrolytic* conduction in the inner pore fluid present in the pore space (e.g. Glover et al., 2000), *surface conduction* at the interface between minerals and the electrolyte (e.g., Waxman and Smits, 1968; Pezard, 1990; Revil and Glover, 1998) and *semi conduction* in mineral. In some specific geological case ore, graphite presence (*electronic conduction*) and partial melt can influence the electrical conductivity (Roberts and Tyburczy (1999). At ambient condition the semi-conduction in mineral component is negligible. When the surface conduction component is also negligible compared to the electrolytic component, the total conductivity of the porous media (C_{bulk}) can be regarded as directly proportional to that of the saturating fluid (C_{fluid}). This proportionality defines the electrical formation factor (F). The occurrence of alteration mineral phases in rock can modify the expression of the total electrical conductivity. Waxman and Smits (1968) proposed for sand-clay mixtures a first order model that takes into account the excess conductivity C_s due to surface conduction processes.

$$C_{bulk} = \frac{C_{fluid}}{F} + C_s \quad (1)$$

F is an intrinsic quantity that characterizes the 3D topology of the pore space, and describes the contribution of the pore space topology to the overall electrical resistivity of the fluid saturated media (Pape et al., 1985). The surface conduction (C_s) is mainly related to, and becomes significant in the presence of altered phases (Waxman and Smits, 1968; Pezard, 1990; Revil and Glover, 1998; Ildefonse and Pezard, 2001). Electrolytic conduction related to the formation factor F is mainly related to pore volume electrical transmissivity. Electrical formation factor is related to sample porosity by Archie (1942) empirical equation:

$$F = \phi^{-m} \quad (2)$$

Where m , the cementation factor, indicates how well the pores are interconnected between themselves.

Pore fluid conductivity depends on the temperature, pressure and salinity (Quist and Marshall, 1968; Revil et al., 1998). Quist and Marshall, (1968) show on sodium chloride solutions that C_{fluid} increases with increasing temperature up to ~350 °C. Beyond ~350 °C, C_{fluid} decreases with increasing temperature. Pressure sensitivity of C_{fluid} depends of the fluids temperature.

In the linear part of the temperature versus water conductivity curve (i.e. temperatures < 200 °C), the temperature can be described by the linear model of Revil et al., (1998):

$$C_{fluid}(T) = C_{fluid}(T_0)[1 + \alpha_{fluid}(T - T_0)] \quad (3)$$

where T_0 is a reference temperature and α_{fluid} is a temperature independent coefficient. The value of α_{fluid} was found to be 0.023 /°C for $T_0 = 25$ °C (Revil et al., 1998).

C_s , is dependent on the surface area of pores, the surface mineral charge density, the valence and mobility of surface mineral ions, temperature, salinity of the saturating fluid (Revil and Glover, 1998). Below 200 °C, the interface conductivity can be approximated as being linear with temperature (Revil et al., 1998). Semi conduction in mineral is found strongly sensitive to the temperature for temperatures superior at 300 °C in crystalline rocks (Toussaint-Jackson, 1984), but poorly dependent of the pressure.

New laboratory electrical conductivity measurements on fluid saturated rocks are needed in order to understand the contribution of each conduction processes as a function of the physical conditions (pressure, temperature, fluid presence). Besides the selection of an appropriate sample material, testing under realistic in-situ conditions is necessary. Without further experimental electrical data MT interpretation will remain uncertain. This includes performing the electrical conduction measurements at high pressure and temperature and in pore fluid presence. In addition, the electrical measurements have to be performed on large sample size in order to represent the porosity topology, and mineral occurrence at larger scale. Finally, the measurement method should allow separating the effects of natural conduction and those associated with the measurement itself (electrode polarization) by using impedance spectroscopy methods (e.g. Roberts and Tyburcsy, 1991, 1999 , Huebner 1995).

4. METHODS

4.1) Principle

Current, experimental high pressure, high temperature apparatus do not offer the possibility to measure electrical conductivity in presence of fluid (Scarlato et al., 2004, Nover et al., 2004, Gaillard, 2004) or they have limitation regarding the temperature and the confining pressure range (e.g. Milsch et al., 2007, kristtindottinr et al., 2010). Glover and Wine (1995) provide the only study where electrical measurement on saturated rocks has been performed at temperature higher than 250 °C and up to 900 °C. However, the electrical measurement experiments are very difficult to implement (Glover, personal communication).

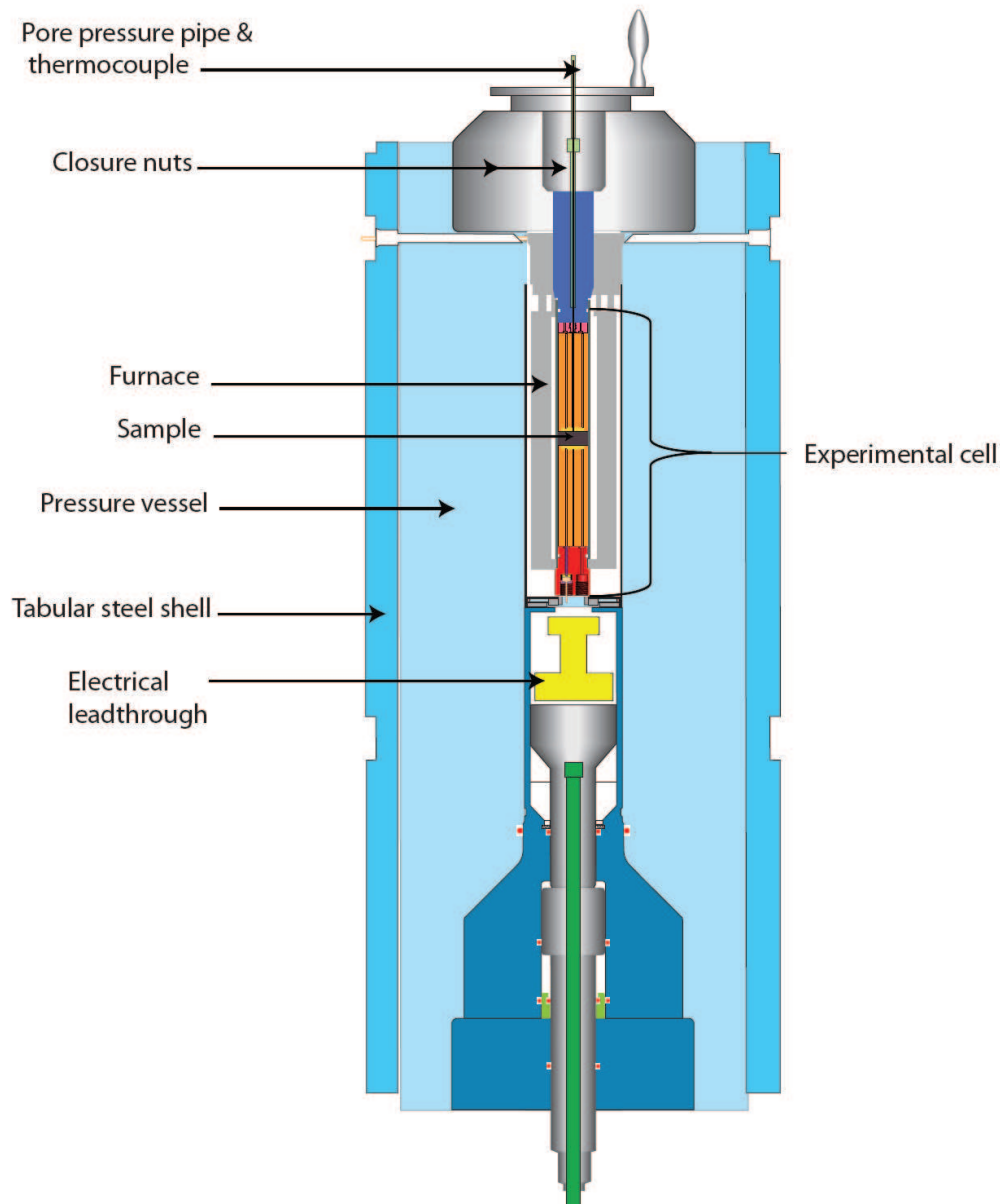


Figure 1: General set up of the pressure vessel of the Paterson press.

To meet with the requirements stated above, a new electrical cell has been set up at Géosciences Montpellier (France). It consists in a refined derivative of the “guard ring” concept described by Glover and wine (1995). The method has been developed in a commercial, internally heated, gas pressure apparatus (Paterson press), where confining pressure, pore pressure and temperature can be easily controlled. Electrical conductivity is measured on large cylindrical samples of 22 mm in diameter and 3 to 16 mm in length in a four parallel electrodes cell. The general setup of the apparatus and the electrical cell is shown in Figure.1 and 2. A detail description of the different components is given below.

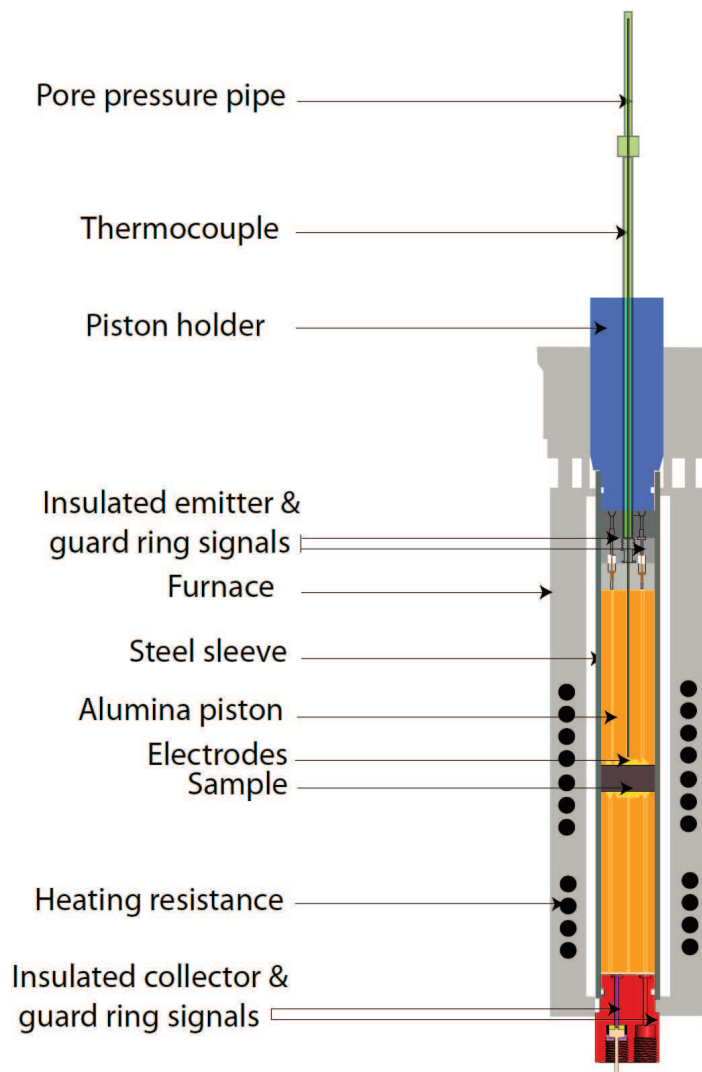


Figure 2: The arrangement of the experimental electrical conductivity cell inside the furnace.

Measurement of the electrical conductivity of electrolyte saturated rocks at temperatures up to 500 °C raises some particularly difficult experimental problems. Such experiments require that the fluid saturated sample is sleeved in an impermeable and deformable jacket serving to separate the confining pressure medium (high pressure argon) from the pore fluid saturated sample and to control these two pressures independently. Experiments have been ever done until 250 °C (Kristinsdottir et al., 2010), that is the temperature limit of high temperature polymers that are use as sleeving material. The extension of electrical measurement for higher temperature requires the use of metallic jackets, although it necessarily induces high leakage currents that could affect electrical measurements. In a linear configuration, i.e. electrodes parallel to sample basal faces and current flow parallel to the sample

axis, the leakage currents are reduced using addition of 2 circular guard-ring parallel electrodes (Glover and Wine, 1995) (Figure 2-3). The system consists on two central emitter and collector electrodes and two guard-ring electrodes that surround the central electrodes. The guard-ring electrodes collect the leakage currents and lead them to the ground, so that no leakage currents reach the collector and emitter electrodes. The criterion that needs to reduce leakage currents is that the instantaneous potential between the guard-ring electrode 1 and the emitter electrode must be identical and the potential between the guard-ring electrode 2 and the collector electrode must be identical at all times in the AC cycle, for all frequencies. The guard-ring driving system used in this work automatically compensates at each frequency (Figure 3).

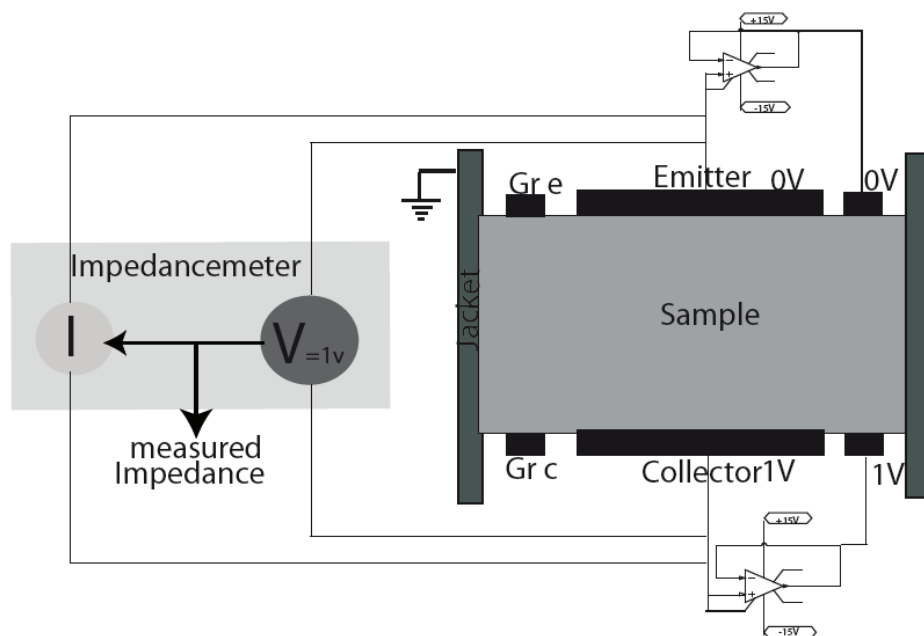


Figure 3: Schematic diagrams showing the use of the guard-ring technique for making electrical conductivity measurements

In order to test the validity of our approach and the optimal cell geometry, and in particular boundary conditions, a numerical modeling of the current flow in the electrical cell has been done with “Fluent” software (Ansys, Inc., Canonsburg, PA), a commercial finite volume software, generally used for thermal and hydrodynamics applications. Gambit software was used to construct the flow geometry, along with the mesh for solving the equations of motion. Then fluent solves the diffusivity

equation of electrical transport, assuming a direct current only (no capacitive or inductive effects) (Figure 4).

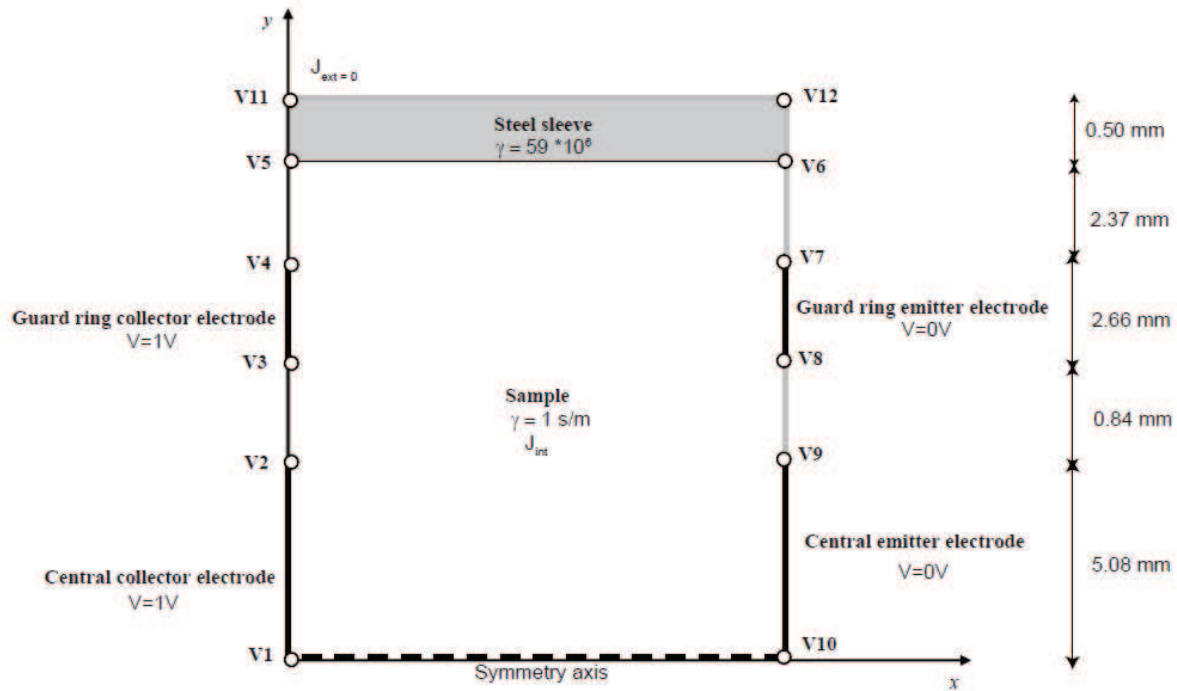


Figure 4: Cell geometry, and boundary conditions, of the numerical modeling of the current flow performed with Fluent software.

Several models have been tested to verify the efficiency of the guard ring system: 2-electrodes modeling (emitter and collector electrodes only), four-electrodes modeling with 2 guard ring electrodes, an emitter electrode and a collector electrodes. Sample conductivity was also varied and different sample sizes have been tested. The electrical potential of emitter and collector electrodes (1 V and 0 V, respectively), the “input” sample electrical conductivity (1 S.m^{-1}), and the electrical conductivity of the metallic jacket where the input parameters. After solving the flow equations, the intensity is calculated at emitter and collector electrodes by integrating the current flux over the electrode surfaces. These intensities are then used to obtain the “calculated” conductivity, that corresponds to the “measured” conductivity in our experiments, and that may differ from the input conductivity because of boundary effects.

Figure 5 shows the difference between the measured conductivity and the “input” conductivity for different sample lengths and a given input conductivity (1 S/m). The

modeled conductivity is systematically higher than the “input” conductivity, showing that the metallic jacket influences the current flow. The difference between the input conductivity and the calculated conductivity is much higher in the case of 2-electrodes than in the case of 4-electrodes configurations. Indeed, in the first case, a larger contribution of the jacket to electrical transport from emitter to collector is expected. In both configurations, increasing the sample length leads to an increase of the difference between input and calculated conductivity. A variation in input conductivity does not modify the results. Indeed, as the sample conductivity is always lower by several orders of magnitude than the very conductive metallic jacket, these variations can be considered as negligible compared to the jacket conductivity. These models show that the four-electrodes configuration strongly limits the effect of jacket on the measured conductivity. An error of about 0,1 S/m in log units is made for a sample of 10 mm in length, which is weak compare to the possible measurement error. Indeed, at ambient conditions and on unjacketed saturated samples, electrical measurement errors are frequently in the range of 0.2-0.3 S/m in log unit. According to the numerical modeling, data will be systematically corrected from these intrinsic errors. See example (Figure 7).

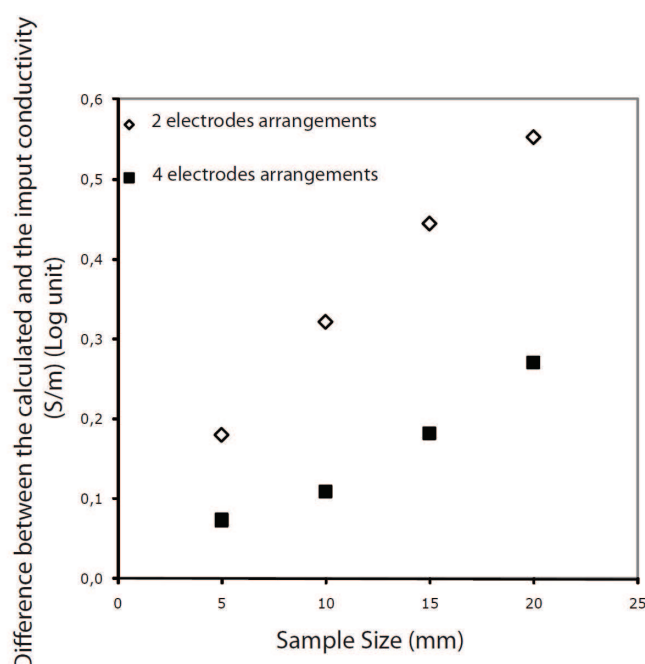


Figure 5: Difference between the logarithm of the modeled conductivity and the logarithm of the 'input' conductivity for different sample lengths and a given input conductivity (1 S/m).

4.2) Experimental set-up and physical conditions.

The sample is sandwiched between two grade-316 stainless steel electrodes of 3 mm of thickness. They are carried by alumina pistons in 70 mm in length, which resist to temperature, pressure and are good electrical insulators. Grade-316 Stainless steel of 0.5 mm of thickness is used as the jacket material. Cell assembly is easy to achieve, as sealing of electrical connections and fluid pressure is done by high temperature O-rings, which are situated far from the hotter part of the cell (maximum O-ring temperature is 200 °C). Then, the electrical cell is arranged in a large bore, two heating zones furnace and inserted in the pressure vessel of the Paterson press. The furnace dimensions have been chosen to optimise the temperature gradient and to limit the O-ring temperatures. Temperature was monitored by a sheathed K-type thermocouples, and thermal gradient on the sample is quasi inexistent (± 2 °C over the sample length). The pore fluid system consists in an automatic piston pump from TOP Industry corp. of 14 ml of fluid capacity that can be used with corrosive fluids and gas. The characteristics of electrical conductivity measuring cell are:

- The confining pressure can reach 200 MPa. It is limited by the strength of alumina pistons that contain three holes parallel to their axis directions which lead the electrical signal and the pore fluid (Figure 2). The confining pressure is measured with an accuracy of 1 MPa.

- The temperature can reach 500 °C. It is limited by the maximum temperature at the O-rings (about 200-250 °C). Temperature is manually monitored and is constant at about ± 1 °C.

- The pore pressure is nominally limited by the pore fluid pump (100 MPa), but is generally limited by the O-ring capacity, and depends on the experiments. Pressure of 40 MPa is routinely reached. Pore pressure is regulated and measured with an accuracy of about 0,1 MPa.

These conditions, 200 MPa in confining pressure, 500 °C and 50 MPa in pore pressure, correspond to conditions present in deepest geothermal reservoirs, at about 6-7km in depth.

The electrical properties have been measured with a Solarton 1260 impedance spectrometer, over a frequency range from 10^{-1} to 10^6 Hertz. The voltage of the signal generation is an AC sine of 1.0 V. Before experiments, the samples were cut and polished to obtain two parallel faces, were dried (at 70 °C during at least 48 hours) and then saturated under low vacuum. Samples were first pressurized (confining pressure, and fluid pressure) and then heated at a rate of ~ 0.5 °C/sec up to the maximum temperature with pressure increasing due to gas heating. Impedance spectrum was taken manually.

5. CALIBRATION MEASUREMENTS

Fontainebleau sandstone was selected as sample calibration, for their high porosity ($\sim 15\% \pm 1$) (measured by the classical triple weighting porosity methods), their very homogenous petrological composition, homogenous texture and their very low degree of alteration. Fontainebleau sandstone is found in the Ile de France region. It is pure sandstone of Oligocene age (Stampian). Its composition is 100% quartz grain of about 250 μm of diameter (Bourbié et Zinszner, 1985). No alteration is found by thin section observation. Four sample of different sizes were chosen (3.5, 5.1, 10.38, 16.1 mm in length), and were measured in 2 different electrodes arrangement with three electrolytic fluids having different conductivities (0.15, 0.59, 5.67 S/m). Firstly, they were measured at only 2 electrodes (an emitter and a collector electrodes), then in the 4 electrodes arrangement. Measurement have been performed at a confining pressure of 100 MPa, between 0 and 40 MPa of pore pressure, and temperature from 25 °C to 420 °C.

The in-house guard-ring driving system has been experimentally tested. It is based on a "TL 071" amplifier. It nominally works with accuracy of ± 2 mV for frequencies up to 3 MHz. In order to verify its performance, the electrical signal has been measured before and after compensation at 10, 100, and 1 MHz and with a generated voltage of 0.5 V and 1 V. Minor phase displacement between primary and secondary voltages at all the frequencies and amplitude has been observed (Table 1) There is

no signal distortion and the voltages are identical at ± 0.02 mV (Table 1). Consequently, the electronic device insures the achievement of the guard-ring synchronization. It has been a difficulty encountered by researchers using a manually balanced guard-ring system (Cemic and Jansen, 1975).

Frequency	Vmax 1 Volt	Vmax 2 Volt	ϕ (°)
10 Hz	1,59	10,59	0,21
1000Hz	1,99	1,99	0,034
100000Hz	1,9	1,88	1,8

Table 1: Parameters of the electrical signal before and after guard ring system compensation at different frequencies. V1 max : electrical voltage measured before guard ring system compensation, V2 max : electrical voltage measured before compensation made by the guard ring system. Φ : phase displacement between V1 max and V2 max.

5.1) Effect of sample length

Measurements display two impedance arcs, as represented on Figure 6. The high frequency arc, obtained between 10^6 and about 10^3 Hz is attributed to fluid and rock response to electrical signal. The low-frequency arc is due to electrode polarization (e.g., Macdonald, 1987; Roberts and Tyburczy, 1991; Roberts and Tyburczy, 1999, Huebner and Dillenburg, 1995). The sample resistance R is taken as the intersection of the high frequency arc with the real axis. Sample conductivity ($S.m^{-1}$) is calculated using the following equation, where R is the resistance (Ohms) l is the sample length (m) and S is the surface (m^2) of the central electrodes:

$$\sigma = \frac{l}{R.S} \quad (4)$$

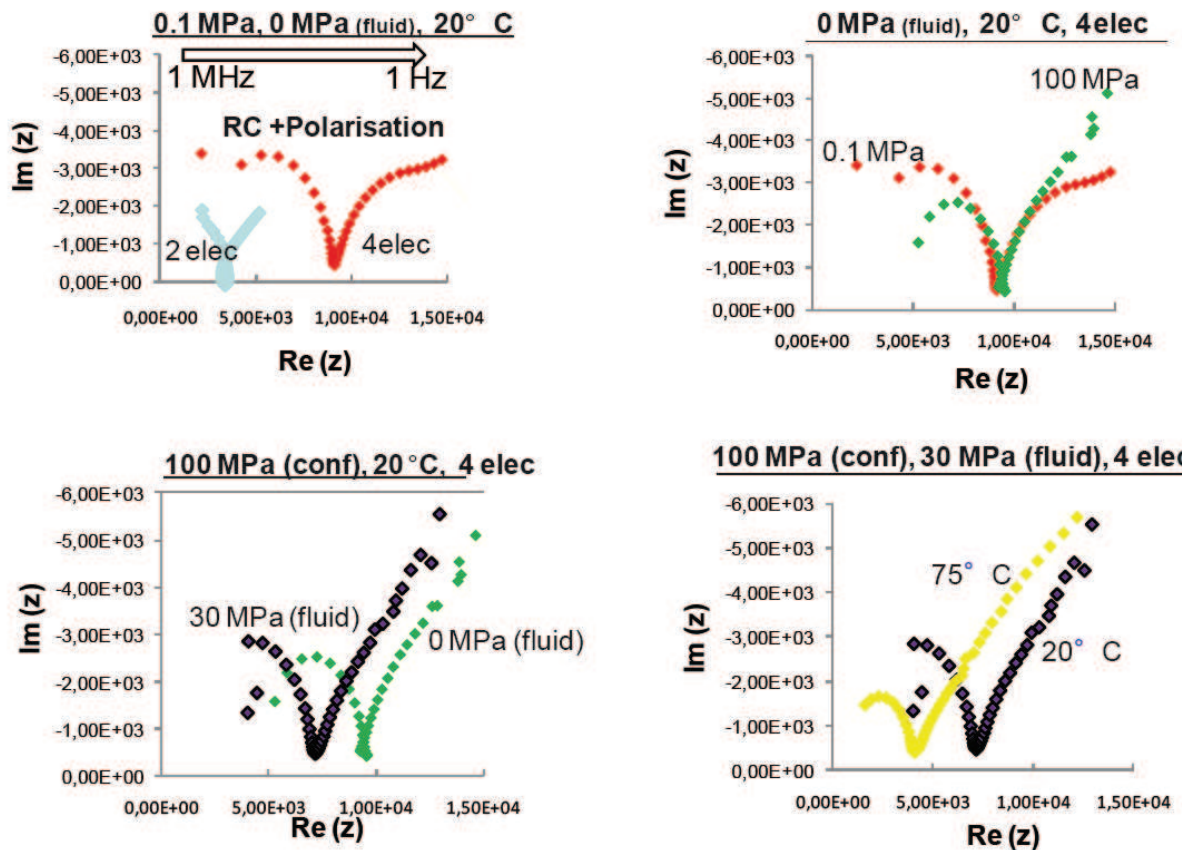


Figure 6: Complex plane plots, Real vs. Imaginary part, of impedance spectra measured on sandstone sample.

Red curve: 0.1 MPa of confining pressure, 0.1 MPa of pore fluid Pressure, 25 °C measured on the 4 electrodes arrangements (1 emitter electrode, 1 collector electrode and 2 guard ring electrodes) between 1MHz and 1 Hz of frequency .

Green curve: .100 MPa of P_{conf} , 0.1 MPa of P_{fluid} , 25 °C measured on the 4 electrodes arrangements.

Purple curve: .100 MPa of P_{conf} , 30 MPa of P_{fluid} , 25 °C measured on the 4 electrodes arrangements.

Yellow curve: .100 MPa of P_{conf} , 30 MPa of P_{fluid} , 75 °C measured on the 4 electrodes arrangements.

The conductivity of saturated Fontainebleau sandstone measured as a function of temperature and sample length is presented on Figure 7. All these samples have been saturated with a solution having a conductivity of 5.9 S.m^{-1} . At a given temperature, the measured conductivity systematically increases when sample length increases, in agreement with numerical modeling. The the smallest samples (5,1 mm et 3,4mm) display very similar conductivities, showing the reproducibility of the

method. Once corrected from boundaries effect according to numerical modeling, corrected conductivities are very consistent from sample to sample (open symbols), within a dispersion of about $\pm 10\%$. However, the longest sample (16,1mm) displays a higher corrected conductivity than the three other samples. This suggests that the correction obtained by modelling is probably gently insufficient for sample size higher than 10 mm. This effect can be explained by the fact that the numerical models do not take into account the water films that are potentially present between the electrodes and the sample.

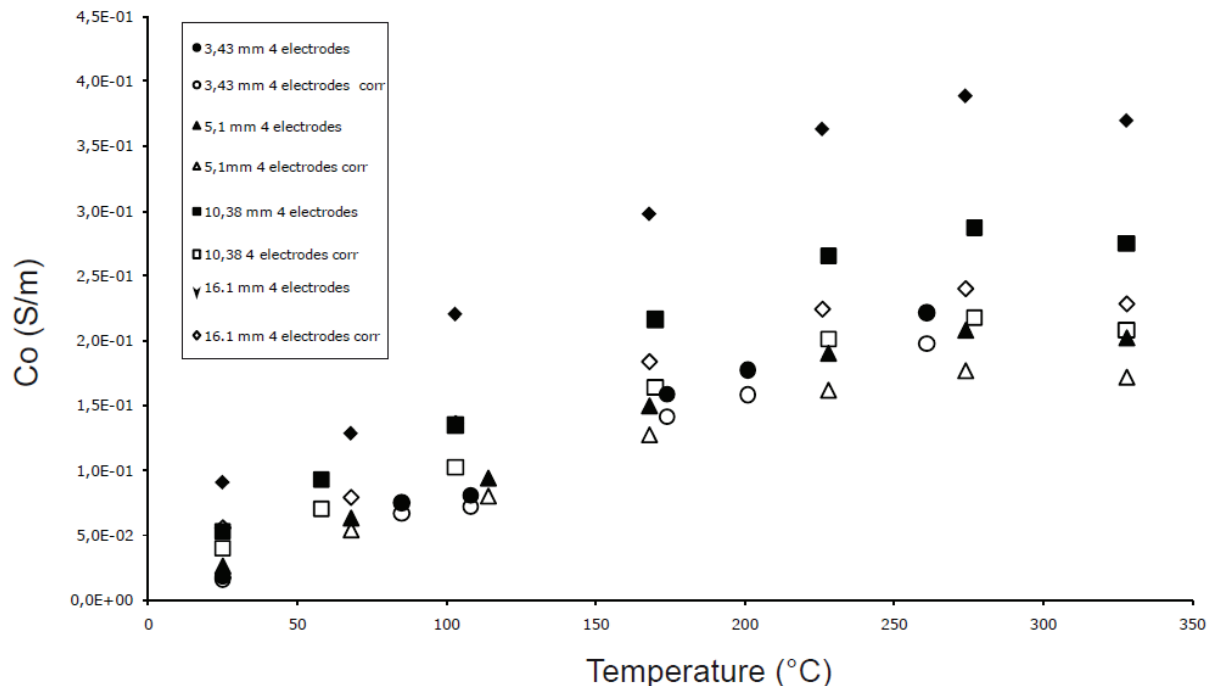


Figure 7: Conductivity of the Fontainebleau sandstone versus temperature measured with the 4 electrodes arrangement. Full symbol and empty symbols represent uncorrected and corrected measurements, respectively. Corrections are derived from the numerical model given a sample length.

Figure 8 shows that the conductivity measured in the four-electrode arrangement is significantly lower than the one measured in the two-electrode arrangement. The current leakages in the 2-electrode configuration is induced by the metallic jacket, and results in a gross overestimation of the rock conductivity. For sample of 3.5 mm in length, the conductivity measured in the two-electrode arrangement is 18% higher than conductivity measured in the fourth-electrode arrangement, and 45% higher for a sample of 16.1 mm in length. The overestimation of conductivity of the 2 electrodes arrangements compared to the four electrodes arrangements is very similar to the

overestimation found by the numerical simulation. The overestimation is more important than the sample is long, in agreement with numerical models (Figure 8).

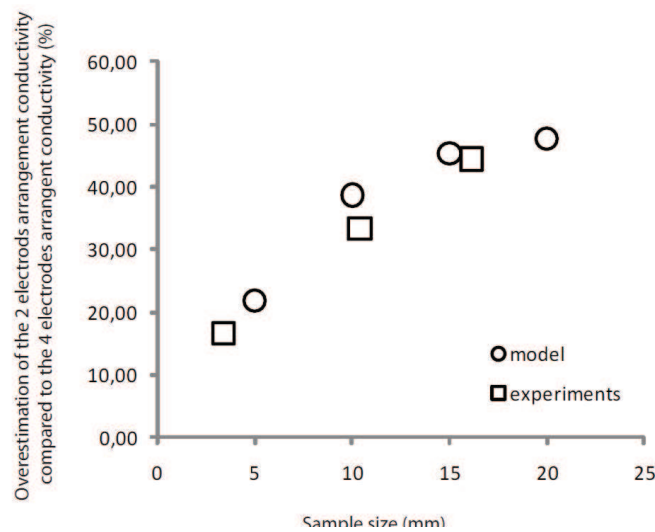


Figure 8: Modelled and measured overestimation of the electrical conductivity induced by the 2 electrodes arrangement compared to the 4 electrodes arrangement of Fontainebleau sandstone versus sample size.

5.2) Effect of fluid conductivity.

In order to evaluate the effect of the pore fluid conductivity on bulk conductivity, the conductivity of saturated Fontainebleau sandstone were measured as a function of temperature for two other starting pore fluid conductivity (0.15; 5.67 S/m). On the Figure 9, conductivity of saturated Fontainebleau sandstone (C_{bulk}) is represented versus fluid conductivity of the (C_{fluid}) at different temperature (25, 100, 200 °C). Considering that C_s is negligible for the Fontainebleau sandstone due to their very low degree of alteration, the rock conduction C_{bulk} is only function of the formation factor and the electrolytic fluid conduction at low temperature (see method equation1).

$$C_{bulk} = C_{fluid}/F \quad (4)$$

The electrolyte fluid conductivity at each temperature up to 200 °C is calculated using the Revil et al., 1998 relation (3).

The formation factor measured by the new cell (F_c) is consequently calculated for temperature of 25, 100, 200 °C. The formation factor (F_{out}) outside of the cell, without the metallic jacket is also calculated. The Figure 9 shows that F_c is almost identical

for each temperature. $F_c = 23.7$ and that F_c is consistent with $F_{out} = 25$. The electrical formation factor does not vary with temperature, showing that the pore space topology does not change with temperature and that conductivity is dominated by the fluid conductivity. This formation factor is consistent with previous studies where formation factor of the Fontainebleau sandstone has been measured at room pressure and temperature. It usually varies between 17 and 60 (e.g. Spanne, 1994, Auzerais, 1996, Oren and Bakke 2002). Cementation index calculated using the Archie's law (equation 2) is 1,7, which is a characteristic value for a sandstone (Archie 1942).

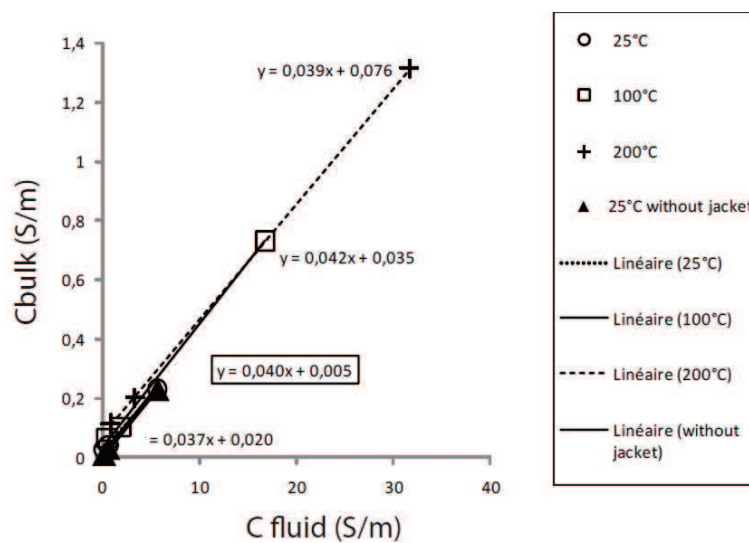


Figure 9: Open symbols: Fluid conductivity versus bulk conductivity at 3 different temperatures. C_{bulk} is measured in the 4 electrodes arrangement. C_{fluid} is obtained from Revil et al., (1998). Full symbols: Fluid conductivity versus bulk conductivity at 3 different temperatures measured outside of the cell in a two classic arrangement

5.3) First results for geothermal fluid prospection

The results (Figure7) show, for sandstones measured at temperatures higher than 350 °C, a single peak variation at temperature of 300 C. The variation of the electrical conductivity of NaCl solutions with temperature is a characteristic singly peaked curve with the maximum occurring at about 300-350 °C at low fluid pressures (Quist and Marshall, 1968). The shape of the electrical conductivity variation of the saturated sample with temperature is similar than the one of the pore fluid. It suggests that saturated rock would mirror the behavior of the saturating electrolyte in the case of this sandstone.

The first measurements of conductivity at temperature higher than 400 °C were performed on basalts and are presented Figure 10. Three basalt samples (KH, S29 S26) were collected respectively from smectite, actinolite and amphibolite alteration zones in boreholes from Krafla (KH), and from the Geitafell central volcano Iceland (S 26-S29). They were selected for their very low porosity (<3%), their high degree of alteration, and their representativeness of Icelandic hydrothermal alteration. All these samples have been saturated with a solution having a conductivity of $5,9 \text{ S.m}^{-1}$ representative of sea water conductivity. Rocks and fluids are representative of high temperature geothermal reservoirs, like the Reykjanes geothermal reservoir in Iceland for example.

It will be good to repeat these measurements at other experimental conditions. We need to perform other tests at different pore fluid conductivities, on the same basalt samples and also on other samples with a different alteration. We also need to investigate the effect of the experiments time on the electrical conductivity measurements. Long term experiments will allow to assess the chemical reactions between the rock matrix and the fluid under high temperature and high pressure conditions. All these results will then be a great help for interpreting the magnetotelluric and conductivity logging data. Moreover with a similar approach to the one presented before, the obtaining of the electrical parameters (F and m) will allow to assess the porosity topology of the basalts. Such study will be helpful for a better understanding of fluid circulation in upper crust.

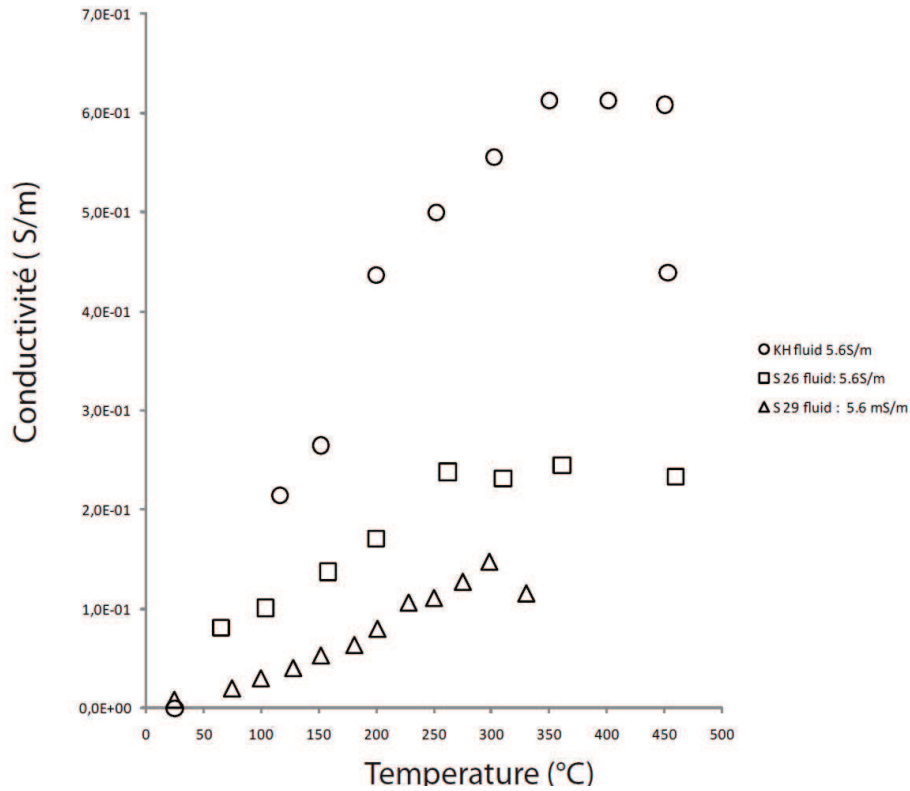


Fig 10: Conductivity of basalt versus temperature measured with the 4 electrodes arrangement.

6. CONCLUSIONS

Laboratory studies at simulated lower crustal conditions, (i.e. at high temperature and high pressure, and on fluid saturated rocks) have not been possible easily up until now due to their experimental difficulty. In this paper we have presented a new electrical conductivity measurement cell that has been successfully tested for confining pressures, pore pressures, and temperatures of 100MPa, 30MPa, and 450°C, respectively. Deep conditions, down to approximately 5 km depth, including the temperatures relative to important geothermal gradients, and presence of supercritical water, can thus be simulated. The new data from this electrical cell will facilitate the understanding of magnetotelluric data and logging data.

REFERENCES

- Albertsson A., Bjarnason J.O., Gunnarsson T., Ballzus C., Ingason K., 2003. The Iceland Deep Drilling Project: fluid handling evaluation and utilization. In: Proceedings of the International Geothermal Conference IGC-2003 Reykjavik, September 2003, Session 6, pp. 23–30
- Anderson E., Crosby D., Ussher G., 2000. Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. In: Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, 28 May–10 June, Kyushu, Tohoku, Japan, pp. 909–914.
- Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers 146, 54-61.
- Árnason K., Flóvenz O.G., 1992. Evaluation of physical methods in geothermal exploration of rifted volcanic crust. Geother. Resour. Council Trans. 16, 207–217.
- Auzerais F. M., Dunsmuir J., Ferreol B.B., Martys N., Olson J., Ramakrishnan T. S., Rothman D. H., Schwartz L.M., 1996. Transport in sandstone: A study based on three dimensional microtomography. Geophys. Res. Lett., 23, 705–708.
- Beamish D., 1986. 'Deep Crustal Geoelectric Structure Beneath the Northumberland Basin'. Geophys.J. R. Astr. Soc. 84, 619-640.
- Bourbie T., Zinszner B., 1985. Hydraulic and Acoustic Properties as a Function of Porosity in Fontainebleau Sandstone. Journal. Geophysical. Research., 90(B13), 11524-11532.
- Campbell W.H., 1987. Introduction to Electrical Properties of the Earth's Mantle. PAGEOPH 125, 194–204.
- Cemic L., Jansen E., 1975. 'Measurement of the Electrical Conductivity in a Solid Medium High Pressure Cell by A. C. Bridge', Hi. Temp. Hi. Press. 7, 295-298.
- Duba A., Constable S., 1993. 'The Electrical Conductivity of a Lherzolite'. J. Geophys. Res. 98, 11885–19000.
- Duba A., Shankland T.J., 1982. 'Free Carbon and Electrical Conductivity in the Earth's Mantle'. Geophys. Res. Lett. 9, 1271–1274.
- Duba, A., Heard, C., Schock, R.N., 1974. 'Electrical Conductivity at High Pressure and Under Controlled Oxygen Fugacity'. J. Geophys. Res. 79, 1667–1673.
- Fisher A.T., 1998. Permeability within basaltic oceanic crust. Reviews of Geophysics 36,143–182.
- Fridleifsson G.O., Elders W.A., 2005. The Iceland Deep Drilling Project: a search for deep unconventional geothermal resources. Geothermics 34: 269-285.

- Gaillard F., 2004. Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218: 215-228.
- Geophysical Research 108, B1206
- Glover P.W.J., Vine F.J., 1995. Beyond KTB- Electrical Conductivity of the Deep Continental crust. *Survey in Geophysics*. Vol. 16, pages 47-62.
- Glover P.W.J., Pous J., Queralt P., Munoz J.A., 2000. Integrated two-dimensional lithospheric conductivity modelling in the Pyrenees using field-scale and laboratory measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 178: 59-72.
- Hermance J.F., Grillot L.R., 1974. Constraints of temperatures beneath Iceland from magneto data, *Phys. Earth Planetary. Interiors.*, 8, 1–12,
- Huebner J.S., Dillenburg R.G., 1995. Impedance spectra of hot, dry silicate minerals and rocks: Qualitative interpretation of spectra. *Am. Mineral.*, 80: 46-64
- Ildefonse B., Pezard P., 2001. Electrical properties of slow-spreading ridge gabbros from ODP Site 735, Southwest Indian Ridge. *Tectonophysics* 330, 69–92. doi:10.1016/S0040-1951(00)00220-1
- Jones A.G., 1999. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos* 48, 57–80.
- Kristinsdóttir L.H., Flóvenz O.G., Árnason K., Bruhn D., Milsch H., Spangenberg E., Kulenkampff J., 2010. Electrical conductivity and P-wave velocity in rock samples from high-temperature Icelandic geothermal fields. *Geothermics* Volume 39, Issue 1, March 2010, Pages 94-105
- Macdonald J.R., 1987. *Impedance Spectroscopy: emphasizing solid materials and systems*. John Wiley, Hoboken, N. J., 346 pp.
- Marquis G., Hyndman R. D., 1992. 'Geophysical Support for Aqueous Fluids in the Deep Crust: Seismic and Electrical Relationships'. *Geophys. J. Int.* 110, 91-105.
- Massiot C., Pezard P.A., Asmundsson R., 2010. in prep Achievements and ongoing progress of the European HiTI project: High Temperature Instruments for supercritical geothermal reservoir characterization and exploitation . WGC 2010 manuscript.
- Milsch H.H., Spangenberg E., Kulenkampff J., Meyhöfer S., 2008. A new Apparatus for Long-term Petrophysical Investigations on Geothermal Reservoir Rocks at Simulated In-situ Conditions. *Transp. Porous Med.* 74, 73-85, doi:10.1007/s11242-007-9186-4. Nesbitt, B. E., 1993. Electrical resistivities of crustal fluids. *J. Geophys. Res.*, 98: 4301-4310

- Nover G., von der Gönna, J., Meurer, H.J., 2004. Electrical Conductivity of ReunionIsland Basalt and Tuff. *Geophys. J. Int.* in preparation.
- Oren P., Bakke S., 2002. Process-based reconstruction of sandstones and prediction of transport properties. *Transport in Porous Media*, 46, 311–343.
- Pape H., Riepe L., Schopper J.R., 1985. Petrophysical detection of microfissures in granite. *Trans. SPWLA*, 26th Ann. Log. Symp., Paper P.
- Pezard P. A., 1990. Electrical Properties of Mid-Ocean Ridge Basalt and Implications for the Structure of the Upper Oceanic Crust in Hole 504B. *J. Geophys. Res.*, 95(B6), 9237–9264, doi:10.1029/JB095iB06p09237.
- Quist A. S., Marshall W.L., 1968. Electrical Conductances of Aqueous Sodium Chloride Solutions from 0 to 800 °C and at Pressures to 4000 Bars'. *J. Phys. Chem.* 72, 684-703.
- Revil A., Glover P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophysical Research Letters* 25: 691-694. doi:10.1029/98GL00296
- Revil A., Cathles III L.M., Losh S., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *J. Geophys. Res.* 103 (B10), 23925–23936.
- Roberts J.J., Tyburczy J.A., 1991. Frequency dependent electrical properties of polycrystalline olivine compacts. *J. Geophys. Res.*, 96: 16,205-16,222.
- Roberts J.J., Tyburczy J.A., 1993. 'Frequency Dependent Electrical Properties of Dunite as Functions of Temperature and Oxygen Fugacity'. *Phys. Chem. Min.* 19, 545–561.
- Roberts J.J., Tyburczy J.A., 1993. 'Impedance Spectroscopy of Single and Polycrystalline Olivine: Evidence for Grain Boundary Transport'. *Phys. Chem. Min.* 20, 19–26.
- Roberts J.J., Tyburczy J.A., 1999. 'Partial Melt Electrical Conductivity: influence of Melt Composition'. *J. Geophys. Res.* 104, 7055–7065.
- Scarlato P., Freda C., Poe B.T., 2001. HP–HT Measurements of Electrical Conductivity in Basaltic Rocks from Mt. Etna, Sicily, Italy. *Annual Report. Bayrisches Geoinstitut.*
- Schock R.N., Duba A.G., Shankland T.J., 1989. 'Electrical Conduction in Olivine'. *J. Geophys. Res.* 94, 5829–5839.
- Shankland T.J., Waff H.S., 1974. 'Conductivity in Fluid Bearing Rocks'. *J. Geophys. Res.* 79, 4863–4868.
- Shankland T.J., Waff H.S., 1977. 'Partial Melting and Electrical Conductivity Anomalies in the Upper Mantle'. *J. Geophys. Res.* 82, 5409–5417.

- Shankland T.J., Duba A.G., Mathez E.A., Peach C.L., 1997. 'Increase of Electrical Conductivity with Pressure as an Indicator of Conduction Through a Solid Phase in Midcrustal Rocks'. *J. Geophys. Res.* 102, 14741–14750.
- Spichak V.V., Manzella A., 2008. "Electromagnetic sounding of the geothermal zones. *Journal of Applied. Geophysics.*, doi:10.1016/j.jappgeo.2008.05.007.
- Spanne P., Thovert J., Jacquin J., Lindquist W.B., Jones K., Coker D., 1994. Synchrotron computed microtomography of porous media: Topology and transports: *Phys. Rev. Lett.*, 73, 2001–2004.
- Toussaint-Jackson J.E., 1984. Laboratory and Theoretical Studies of Electrical Conductivity in Crystalline Rocks. PhD Thesis, University of East Anglia, Norwich.
- Tyburczy J.A., Waff H.S., 1983. 'Electrical Conductivity of Molten Basalt and Andesite to 25 Kilobars Pressure: Geophysical Significance and Implications for Charge Transport and Melt Structure'. *J. Geophys. Res.* 88, 2413–2430
- Ussher G., Harvey C., Johnstone R., Anderson E., 2000. Understanding the resistivities observed in geothermal systems. In: *Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress*, 28 May–10 June, Kyushu, Tohoku, Japan, pp. 1915–1920.
- Waxman M.H., Smits L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal* 8, 107-122. doi:10.2118/1863-A.

5.5 Conductivités électriques des basaltes à haute pression et haute température

Dans ce paragraphe, sont présentées les premières mesures de conductivité des basaltes réalisées avec la nouvelle cellule de mesure jusqu'à 450 °C.

5.5.1 Estimation préliminaire

Dans cette partie, nous tentons d'estimer, très rapidement, la contribution de la conductivité de surface et de la semi-conduction sur la conductivité totale des échantillons de basalte. Ces estimations sont basées sur les résultats obtenus au chapitre 4 et sur des mesures de conductivité d'échantillon non saturés faites en fonction de la température.

Dans le chapitre 4, des mesures de conductivité des roches ont été effectuées à conditions ambiantes. Les conductivités de surface (C_s) ont été calculées. Les coefficients de conductivité électrique de surface des échantillons sont fonction de la quantité de porosité ($C_s = 0,19 * \phi^{1,84}$). Pour l'ensemble de ces échantillons, (C_s) ne montre pas de relation avec le facteur de formation (F). La conductivité de nos échantillons dépend, donc, à la fois de l'altération (C_s) et de la géométrie primaire de l'espace poreux (F). Si on essaye de quantifier la part de la conductivité de surface sur la valeur de la conductivité totale en utilisant $C_o = C_w / F + C_s$, connaissant C_w grâce aux mesures géophysiques en forage (Teagle et al., 2006) et en sachant que les médianes de (F) et (C_s) pour la zone de racine sont respectivement 1023,00 et 0,18 mS/m, la conductivité de surface représente, à la base du complexe filonien, moins de 3% de la conductivité totale. Les conductivités, à pression et température ambiantes, des échantillons de basaltes sont, donc, très peu dépendantes de la conductivité de surface.

Afin d'estimer la part maximale de la semi-conduction dans la conductivité totale des basaltes, nous avons conduit des mesures électriques sur une basalte vitreux (GB, échantillon utilisé en déformation) en condition anhydre, suivant la méthode « classique » de mesure de conductivité électrique, décrite brièvement dans un article à soumettre dans *Journal of Geophysical Research*, situé en annexe de cette

thèse (Ferri et al., 2010) (Figure 36). Le choix de ce basalte à été dicté par sa forte proportion de verre qui, à des températures relativement élevées, pourrait être un bon conducteur (Gaillard et al., 2004). Les conductions mesurées sont, donc, probablement plus élevées que la part réelle de la semi-conduction des basaltes dans la conductivité totale. Ces expériences montrent que les conductivités mesurées sur GB, à plus basse température (300 °C), sont bien inférieures aux données de conductivité enregistrée sur les données magnétotelluriques en Islande aux mêmes températures. La conductivité mesurée à 300 °C est de l'ordre de 10^{-4} - 10^{-5} S/m alors que la conductivité à la même profondeur à Hengil est de 0,1 S/m (Arnorson et al., 2010). Cela signifie que la conductivité d'un basalte sans fluide à 300 °C représente environ 1% de la conductivité réelle de la roche. Ces expériences mettent également en évidence la dépendance en pression de la conductivité électrique. Une augmentation de 100 MPa de pression de confinement entraîne une augmentation de la conductivité de 0,05 S/m entre 100 et 300 MPa.

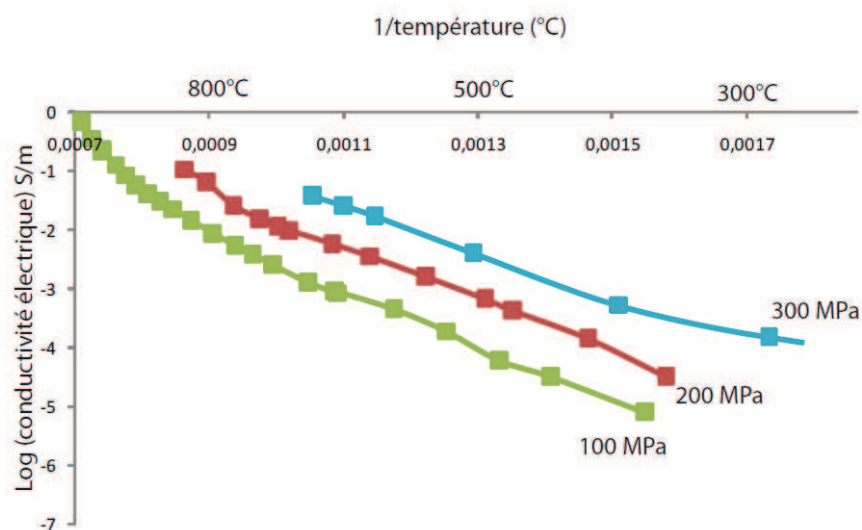


Figure 36 : conductivité d'un basalte vitreux non saturé en fonction de la température et de la pression.

Ces deux estimations préliminaires ont permis de montrer que la conductivité totale des échantillons saturés ne dépend pas exclusivement d'un mode de conduction. Il est, donc, nécessaire d'étudier l'effet de chaque type de conduction à chaque température et pression. Ceci doit être effectué sur des échantillons d'altération et de lithologies différentes et avec plusieurs types de fluides électrolytiques, afin de représenter partiellement la variabilité des réservoirs hydrothermaux islandais.

5.5.2 Description des échantillons

Trois échantillons de basalte ont été sélectionnés pour leur faible porosité ($< 4\%$) (estimée par méthode de triple pesée), et pour leur degré d'altération représentant bien l'altération hydrothermale en Islande. Leur description est donnée ci-dessous de manière succincte.

L'échantillon KH dont le comportement mécanique a été étudié § 3.3.2 (voir description), est typique d'un faciès d'altération smectite. Il a été échantillonné dans le puits KH6 à Krafla, Islande. Sa porosité est de 2,84%.

L'échantillon S 26 est une dolérite issue du champ géothermique de Geitafell. Elle est composée de clinopyroxène, plagioclase et opaque non altéré, dont la taille des grains moyenne est d'environ 100 μm . Les olivines ont presque totalement disparu et sont remplacées par des chlorites et des opaques. De nombreuses aiguilles d'actinote sont également présentes dans la matrice. Sa porosité est de 3,83%.

L'échantillon S 29 est un basalte issu de la bordure d'un dyke. Il provient également du champ géothermique de Geitafell. Les minéraux primaires ont une forme aciculaire typique d'un refroidissement lent de taille inférieure à 10 μm . Ce sont des plagioclases, clinopyroxènes et opaques. Les opaques sont très fortement altérés en limonite. La matrice est remplie d'aiguilles d'actinote, et de minéraux de hornblende. Sa porosité est de 2,91%.

5.5.3 Premières mesures

La méthode utilisée pour mesurer la conductivité électrique de ces échantillons est celle présentée (§ 5.4). Les échantillons ont été saturés avec un fluide de conductivité de 5,6 S/m. Les résultats présentés ci-dessous (Figure 37), constituent les premières mesures de conductivité électrique à des températures supérieures à 400 °C. Les résultats obtenus sont de deux ordres. Premièrement, la conductivité électrique est fonction du type d'échantillon. Étant donné la similarité des minéraux primaires de trois échantillons et de leurs taux de porosité voisins, la conductivité semble être fonction du faciès d'altération. L'échantillon KH altéré dans le faciès smectite a la conductivité la plus élevée. L'échantillon S 29 altéré dans le faciès amphibolite a la conductivité la plus faible. Deuxièmement et en comparaison avec

les mesures effectuées sur les grès (§ 5.4), les échantillons de basalte ne montrent pas de pic de conductivité maximale à 300 °C. Ils semblent plutôt caractérisés par un palier de conductivité entre 300 et 400 °C. L'allure des courbes de températures versus celles de conductivités ne correspond, donc, pas à celle de la conductivité du fluide (voir Figure 34), comme c'est le cas pour les échantillons de grès. Cela pourrait signifier que la conduction de l'électrolyte ne contrôle pas complètement la conduction totale de la roche. Des expériences à conductivités de fluide différentes permettraient d'étayer cette hypothèse. En effet, si la part de la conductivité électrolytique est faible, la variation de la conductivité de ce dernier ne fera pas changer significativement la conductivité totale.

La vérification de ces hypothèses nécessite la multiplication des mesures hautes températures sur des échantillons de basaltes saturés.

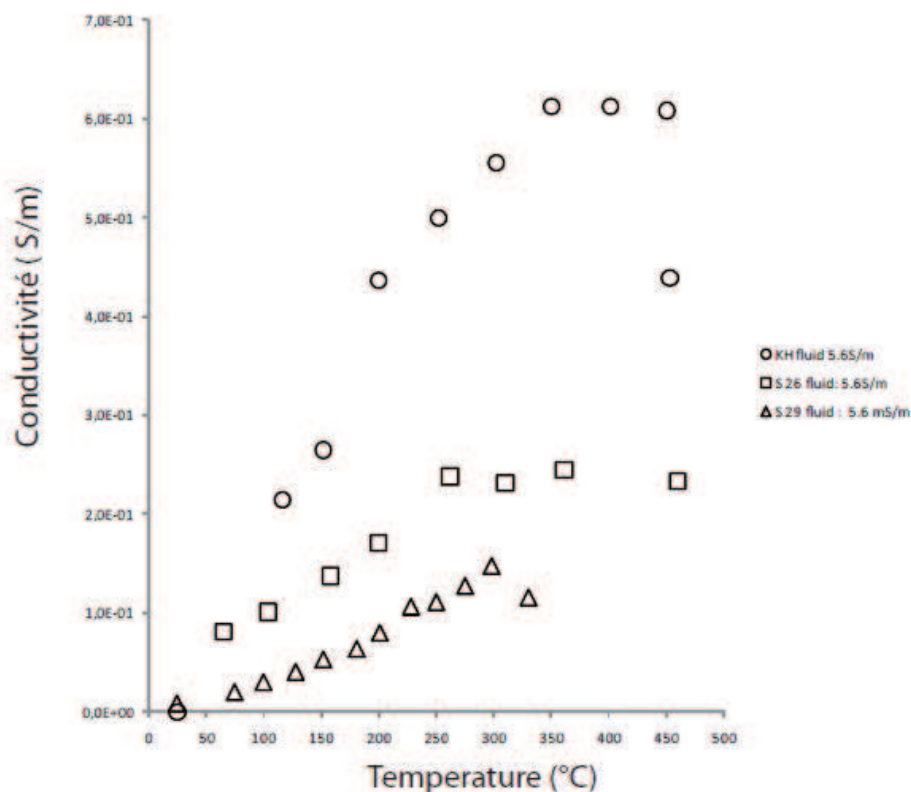


Figure 37 : Conductivités électriques des basaltes saturés KH, S 26, S 29 en fonction de la température.

5.6 Conclusions

Dans ce chapitre, une nouvelle cellule de mesure des conductivités électriques a été présentée. Elle a été testée par modélisation numérique et calibrée avec succès.

Les premières mesures sur des basaltes ont été portées dans les conditions supercritiques et même au-delà, jusqu'à ~450 °C et 40 MPa de pression de pore et 100 MPa de pression de confinement. Ces mesures tendent à montrer que la conduction dominant le signal électrique est la conduction de surface. Cependant, les expériences n'ont été réalisées que sur trois échantillons. La multiplication des mesures dans des conditions de pression, température, conductivités de l'électrolyte différentes et avec des échantillons de faciès d'altération varié devrait permettre d'établir une base de données, utilisable et utile à l'analyse des mesures géophysiques de surface et de puits. Plus particulièrement, des mesures avec des solutions de conductivités différentes seront utiles pour discriminer clairement quel type de conduction contrôle le signal électrique à chaque température.

Afin d'ajuster les corrections appliquées aux mesures, un modèle numérique plus complet prenant en compte les films d'eau situés entre l'échantillon et les électrodes est nécessaire.

Enfin, l'association de ces mesures de conductivité électrique à des mesures de perméabilité permettrait de relier paramètres électriques et propriétés de transport des fluides. De telles relations seraient vraiment utiles à la prospection des fluides par méthodes électriques.

Conclusions :

CONCLUSIONS

La chaleur venant de l'intérieur de la Terre est l'une des sources substantielles d'énergie renouvelable et non polluante. Elle est exploitée de façon croissante, que ce soit à basse enthalpie par équipement du sous-sol proche, ou à beaucoup plus haute enthalpie par exploitation des zones volcaniques, notamment pour produire de l'électricité. Le volcanisme, venant localement augmenter l'énergie disponible, constitue plus de la moitié de la chaleur dégagée par le globe terrestre. Les deux tiers environ de cette ressource sont associés à l'activité des dorsales médio-océaniques, et sont absorbés en partie par la circulation hydrothermale à proximité des chambres magmatiques. Actuellement, seuls des systèmes de basse (50 à 100 °C) ou haute enthalpie (200 à 350 °C) sont exploités à grande échelle dans le domaine de la géothermie. Mais les progrès technologiques montrent qu'il est maintenant envisageable d'exploiter des systèmes de très haute enthalpie ($T > 400$ °C) (Thorhallson et al., 2003). Il semble, dans ce cas, possible de produire une quantité d'énergie au moins dix fois supérieure à celle extraite des systèmes actuels. Alors que la connaissance des processus superficiels liés à la circulation hydrothermale a largement progressé au cours des 20 dernières années, il reste beaucoup à apprendre des processus de recharge de cette circulation, notamment à proximité des chambres magmatiques. Ce travail de thèse a proposé une étude des propriétés physiques des basaltes afin de contraindre les observations géophysiques, en Islande, et de prédire le fonctionnement des réservoirs géo/hydrothermaux de très haute température. Les approches développées dans la thèse ont permis de dégager les résultats suivants.

Les observations microstructurales et mécaniques à vitesse de déformation de 10^{-5} s⁻¹ et à pression de confinement de 100 MPa et 300 MPa indiquent que les échantillons (vitreux et non vitreux) se déforment fragilement de 700 à 800 °C. Dans le domaine fragile, les basaltes vitreux et non vitreux se comportent de façon similaire. Dans le domaine ductile, les deux échantillons se comportent très différemment. La loi de fluage de l'échantillon non vitreux est similaire à celle d'études antérieures sur des diabases (Caristan et al., 1982 ; Mackwell et al., 1998). Son utilisation pour l'extrapolation des résultats mécaniques aux vitesses de

déformation de la lithosphère indique que les basaltes peuvent se déformer dans le domaine fragile jusqu'à une température de $\sim 600 \pm 50$ °C. En comparaison avec les gradients de température de la zone volcanique en Islande, les données mécaniques indiquent que des fluides hydrothermaux pourraient circuler, au moins transitoirement, à travers la croûte jusqu'à $\sim 5-6$ km de profondeur. En Islande, la récurrence des séismes jusqu' à 5 km (Tsuchiya et Bignall, 2002), sous les zones volcaniques actives, est cohérente avec ces résultats.

Le couplage de l'étude des propriétés électriques et des propriétés physiques sur les échantillons issus du puits 1256D, montre que la structure porale des échantillons résulte à la fois de leur texture originelle, des processus d'altération haute température (>500 °C) et de recristallisation à la ride. L'identification des structures sur les images électriques de parois de puits au site 1256D indique une circulation hydrothermale sub-verticale canalisée par des failles d'épaisseur pluri-métrique. La circulation sub-horizontale, pouvant correspondre au bouclage de la circulation hydrothermale, semble réaliser par l'intermédiaire d'un réseau de veines subhorizontale bien organisées.

Les tous premiers résultats de mesure de la conductivité électrique réalisée sur des basaltes saturés jusqu'à 450 °C semblent montrer que la conductivité de surface domine la conductivité totale des échantillons. Ces résultats ont été acquis sur une nouvelle cellule de mesures développée, au cours de cette thèse. L'établissement d'une base de données de conductivité des basaltes, par la multiplication de ces mesures sous des conditions variées, aiderait à l'interprétation des données magnétotelluriques et des mesures de conductivité en forage.

L'ensemble de ces résultats sont cohérents avec une circulation de fluide de température supérieure à 500 °C dans la croûte océanique. Ils permettent de fixer la profondeur maximale de circulation des fluides dans la croûte pour un gradient géothermique donné. Cette profondeur limite est l'un des deux paramètres clefs des modèles de flux de chaleurs et de circulation hydrothermale. Cette limite serait encore mieux contrainte par des études complémentaires qui incluraient les éléments suivants :

- ✓ Les mécanismes de déformation plastique (dislocation) à la fois dans le domaine fragile et dans le domaine ductile non pas été identifiés sur les échantillons déformés. Il convient donc d'observer les échantillons

déformés au microscope en transmission. Ces observations microstructurales sont nécessaires à l'extrapolation des données mécaniques aux conditions de la croûte.

- ✓ Les processus de dilatance et compaction doivent être clairement identifiés pour chaque expérience. Ces processus font le lien direct entre déformation et perméabilité. Pour ce faire, le volume de l'échantillon au cours de la déformation à chaque condition de pression et de température, doit être mesuré.

Le second paramètre indispensable pour l'élaboration des modèles de circulation hydrothermale est la perméabilité des roches. La perméabilité est assez bien contrainte dans les deux premiers kilomètres de la croûte. Il reste, cependant, beaucoup à apprendre sur les roches situées à plus grande profondeur. Des expériences permettant de mesurer la perméabilité des basaltes doivent, donc, être réalisées sous conditions de pression, température et sur des échantillons représentatifs des réservoirs géothermaux profonds. Ces mesures réalisées, au cours des processus de déformation, permettraient de comprendre les variations de la perméabilité avec l'endommagement.

Concernant les données du puits 1256D, une nouvelle expédition IODP est prévue en avril 2011 afin d'approfondir le forage. Lors de cette nouvelle expédition, il serait intéressant de réacquérir les images électriques de paroi, actuellement inexploitable, dans la section gabbroïque. Le pourcentage de récupération étant significativement plus important dans les gabbros que dans les dykes, il serait possible de corréler les structures planes de conductivité modérée interprétées comme des veines hydrothermales, à des éléments présents sur la carotte et ainsi lever l'incertitude concernant leur nature minéralogique. Il serait également intéressant de regarder plus en détails dans les ophiolites si ces structures existent à la base du complexe filonien, car à ce jour, aucune observation ne les a mentionnées. Cette lacune est, peut être, liée au manque d'observations de cette zone précise car elle n'a suscité un véritable intérêt qu'après le forage du puits 1256D.

Comme déjà abordé au chapitre 5, les mesures de conductivité sur les échantillons de basaltes saturés doivent être continuées. Elles doivent former une base de données fiable et utilisable à l'interprétation des données géophysiques de surface et des

mesures géophysiques en forage. Ces interprétations constituent des éléments fondamentaux pour la prospection des réservoirs géothermaux. Ces mesures électriques doivent, comme c'est le cas au laboratoire GFZ à Potsdam, être couplées avec des mesures de perméabilité. Un tel couplage permettrait, peut être, d'établir des lois générales reliant ces deux paramètres. Si ce cas s'avérait, il serait alors possible de connaître les propriétés hydrauliques des roches à partir des mesures électriques, ces dernières étant plus faciles à mettre en œuvre à l'échelle du laboratoire, et plus encore à l'échelle du terrain. L'avenir des mesures électriques passe également par la mesure de la conductivité sur des périodes plus longues afin d'accéder aux phénomènes de réactions chimiques entre l'électrolyte et la roche.

Les propriétés électriques sont un outil puissant pour la prospection géothermique. Cependant, puisque des données sismiques et des mesures acoustiques en forage existent, pourquoi ne pas imiter la démarche utilisée pour mesures électriques pour les mesures acoustiques. C'est-à-dire comprendre en laboratoire, quels paramètres physico-chimiques contrôlent le signal acoustique.

Ces résultats sont d'autant plus intéressants que de nouveaux outils de caractérisation des réservoirs in situ, ont été développés dans le cadre du projet HITI, et ont été testés en 2009 dans des puits de température supérieure à 300 °C ; il reste, désormais, à les tester dans un puits de température > 400 °C. Bien que l'initiative IDDP ait été lancée au début des années 2000, le premier forage de la campagne IDDP a été seulement réalisé en 2009 sur le site géothermique de Krafla. Il a atteint une profondeur de 2100 mètres, mais à cette profondeur, la tête de forage a rencontré une intrusion magmatique, responsable de l'effondrement de la base du forage. Cet échec montre à quel point les forages en région volcanique, à très haute température, présentent de forts risques. Le projet de forer des roches dans des conditions supercritiques constitue, donc, un projet à long terme.

,

Références :

REFERENCES

- Agar S.M., Lloyd G.E., 1997. Deformation of Fe-Ti oxides in gabbroic shear zones from the MARK area, In Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, edited by M. Cannat et al., pp. 123– 141, Ocean Drill. Program, College Station, Tex.
- Ágústsson K., Flovenz O.G., 2005. The Thickness of the Seismogenic Crust in Iceland and its Implications for Geothermal Systems. WGC 2005 manuscript.
- Albertsson A., Bjarnason J.O., Gunnarsson T., Ballzus C., Ingason K., 2003. The Iceland Deep Drilling Project: fluid handling evaluation and utilization. In: Proceedings of the International Geothermal Conference IGC-2003 Reykjavik, September 2003, Session 6, pp. 23–30.
- Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R., 1986. Hydrothermal Alteration of A 1 km Section Through the Upper Oceanic Crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, Chemistry and Evolution of Seawater-Basalt Interactions. J. Geophys. Res., 91(B10), 10309-10335.
- Alt J.C., 1995. Sub seafloor processes in Mid-Oceanic Ridge hydrothermal systems, in: Sub seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions. Geophys. Monographs, Vol. 91, pp. 85–114.
- Alt J.C., Laverne C., Vanko D.A., Tartarotti P., Teagle D.A.H., Bach W., Zuleger E., Erzinger J., Honnorez J., Pezard P.A., Becker K., Salisbury M.H., Wilkens R.H., 1996. Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the eastern equatorial Pacific: a synthesis of results from Site 504 (DSDP legs 69, 70, and 83, and ODP legs 111, 137, 140, and 148). Proceeding Ocean Drilling Program Scientific Results 148, 417–434, doi:10.2973/odp.proc.sr.148.159.
- Alt J.C., Teagle D.A.H., Brewer T., Shanks W.C. III., Halliday A., 1998. Alteration and mineralization of an oceanic forearc and the ophiolite-ocean crust analogy. J. Geophys. Res. 103 12365–12380.
- Alt J.C., Teagle D.A.H., Umino S., Miyashita S., Banerjee N.R., Wilson D.S., 2007. The IODP Expeditions 309 and 312 Scientists, The ODP Leg 206 Scientific Party, 2007. IODP Expeditions 309 and 312 drill an intact upper oceanic basement into gabbros. Scientific Drilling 4, 4–10, doi:10.2204/iodp.sd.4.01.2007.
- Anderson R. N., and Zoback M.D., permeability, underpressures and convection in the oceanic crust near the Costa Rica Rift, eastern equatorial Pacific, J. Geophys. Res., 87, 2860-2868, 1982.

- Anderson E., Crosby D., Ussher G., 2000. Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. In: Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, 28 May–10 June, Kyushu, Tohoku, Japan, pp. 909–914.
- Arai Y., Sako T., Takebayashi Y., 2002. Supercritical Fluids. Molecular Interactions. Physical Properties, and New Applications, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers 146, 54-61.
- Armannsson H., Gudmundsson A., Steingrímsson B., 1987. Exploration and development of the Krafla geothermal area. *Jokull*, 37:13–30.
- Árnason K., Flóvenz O.G., 1992. Evaluation of physical methods in geothermal exploration of rifted volcanic crust. *Geother. Resour. Council Trans.* 16, 207–217.
- Árnason, K., Karlsdóttir, R., Eysteinnsson, H., Flóvenz, Ó.G., Guðlaugsson, S.Th., 2000. The resistivity structure of high-temperature geothermal systems in Iceland. In: Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Tohoku-Kyushu, Japan, pp. 923–928.
- Árnason, K., Eysteinnsson, H. and Hersir, G.P. 2010. Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area SW Iceland, *Geothermics* 39 13–34.
- Auzerais F.M., Dunsmuir J., Ferreol B.B., Martys N., Olson J., Ramakrishnan T.S., Rothman D.H., Schwartz L.M., 1996. Transport in sandstone: A study based on three dimensional microtomography. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 705–708.
- Ave Lallement H.G., 1978. Experimental deformation of diopside and websterite. *Tectonophysics*, 48 : 1-27.
- Ave Lallemand H.G., Mercier J-C.C., Carter N.L., Ross J.V., 1980. Rheology of the upper mantle: Inferences from peridotite xenoliths. *Tectonophysics* Volume 70, Issues 1-2, 1, Pages 85-113.
- Ayadi M., Pezard P., Laverne C., Bronner G., 1998. Multi scalar structure at DSDP/ODP site 504, Costa Rica Rift, I: stratigraphy of eruptive products and accretion process. *Geologica Society, Special publication* 136, 296-310.
- Ayadi M., Pezard P., Tartarotti P., Bronner G., Laverne C., 1998. Multi scalar structure at DSDP/ODP site 504, Costa Rica Rift, III: faulting and fluid circulation. Constraints from integration of FMS images, geophysical logs and core data. *Geologica Society, Special publication* 136, 311-326.
- Bai, Q., Mackwell S. J., and Kohlstedt D. L., 1991, High-Temperature Creep of Olivine Single Crystals 1. Mechanical Results for Buffered Samples, *J. Geophys. Res.*, 96(B2), 2441–2463, doi:10.1029/90JB01723.

Références

- Barboza S.A., Bergantz G.W., 1998. Rheological transitions and the progress of melting of crustal rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 158 19–29.
- Batzle M., Wang Z., 1992. Seismic properties of pore fluids. *Geophysics* 57, 1396–1408.
- Beamish D., 1986. 'Deep Crustal Geoelectric Structure Beneath the Northumberland Basin'. *Geophys.J. R. Astr. Soc.* 84, 619–640.
- Beblo, M. and Björnsson, A. 1978. Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland. *Journal of Geophysics*, 45, 1–16.
- Becker K., 1986. Special Report: Development and Use of Packers in ODP. JOIDES J., 12. Joint Oceanogr. Inst., Washington, pp. 51–57.
- Becker, K., 1990. Measurements of the permeability of the upper oceanic crust at Hole 395A, ODP Leg 109, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 106/109, 213–222.
- Becker K., Davis E.E., Morin R., 1994. Permeabilities in the Middle Valley hydrothermal system measured with packer and flowmeter experiments *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, 139.
- Becker, K., 1996. Permeability measurements in Hole 896A and implications for the lateral variability of upper crustal permeability at Sites 504 and 896, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 148, 353–363,
- Belghoul A., 2007. Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique du socle cristallin. Unpublished PhD, Université Montpellier 2.
- Bergerat F., Angelier J., Villemin T., 1990. Fault systems and stress patterns on emerged oceanic ridges: a case study in Iceland. *Tectonophysics*, 179 (3–4), pp. 183–197.
- Bergman E.A., Solomon S.C., 1984. Source mechanisms of earthquakes near mid-ocean ridges from body waveform inversion, implications for the early evolution of oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 89, 11,415–11,444.
- Bernabé Y., Brace W.F., Evans B., 1982. Permeability, porosity and pore geometry of hotpressed calcite. *Mech. Mat.*, 1, 173–183.
- Björnsson A., 1985. Dynamics of crustal rifting in NE Iceland. *J. Geophys. Res.*, 90, 10, 151–10,162.
- Bjarnason, I.Th., Menke, W., Flovenz, O.G., 1994. Tomographic Image of the Mid-Atlantic plate boundary in Southwest Iceland: reply. *Journal of Geophysical Research* 99, 17915–17917.
- Björnsson A., 2008. Temperature of the Icelandic crust: Inferred from electrical conductivity, temperature surface gradient and maximum depth of earthquakes. *Tectonophysics Volume* 447, Issues 1–4, 1 February, Pages 136–141.

- Boehler R., 1993. Temperatures in the Earth's core from melting-point measurements of iron at high static pressures. *Nature*, 262, 534–536.
- Bohnenstiehl D.R., Carbotte S.M., 2001. Faulting patterns near 19_300S on the East Pacific Rise: Fault formation and growth at a superfast-spreading center. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, paper number 2001GC000156.
- Borg I.Y., Heard H.C., 1969. Mechanical twinning and slip in experimental deformed plagioclase. *Contrib. mineral and petrology*, 23, 128-35.
- Borg I.Y., Heard H.C., 1970. Experimental deformation of plagioclases. In Paulitsch (Editor) *Experimental and Natural Rock Deformation*. Springer, New York, pp. 375-403.
- Bosch D., Jamais M., Boudier F., Nicolas A., Dautria J-M., Agrinier P., 2004. Deep and high temperature hydrothermal circulation in the Oman ophiolite; petrological and isotopic evidences. *Journal of Petrology*, 1181-1208.
- Bourbie T., Zinszner B., 1985. Hydraulic and Acoustic Properties as a Function of Porosity in Fontainebleau Sandstone. *Journal. Geophysical. Research.*, 90(B13), 11524-11532.
- Bourbié T., Coussy O., Zinszner B., 1986. *Acoustics of Porous Media*. Technip, Paris. 334 p.
- Browning P., 1984. Cryptic variation within the cumulate sequence of the Oman ophiolite: magma chamber depth and petrological implications. In: Gass I, Lippard SJ, Shelton AW (Eds.), *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*. Special Publication-Geological Society of London, 13: 71-82.
- Byerlee J.D., 1978. "Friction of rocks". *Pure and Applied Geophysics* 116: 615–626. doi:10.1007/BF0087652.
- Bystricky M., Mackwell S., 2001. Creep of clinopyroxene aggregates. *J. Geophys. Res.*, 106(B7): 13443_13454.
- Campbell W.H., 1987. Introduction to Electrical Properties of the Earth's Mantle. *PAGEOPH* 125, 194–204.
- Cann J.R., 1974. A model for oceanic crustal structure developed. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 39: 169-187.
- Carbotte S.M., Macdonald K.C., 1990. Causes of variation in fault-facing direction on the ocean floor. *Geology*, 18, 749–752.
- Carbotte S.M., Macdonald K.C., 1994. Comparison of seafloor tectonic fabric at intermediate, fast, and super fast spreading ridges: Influence of spreading rate, plate motions, and ridge segmentation on fault patterns. *J. Geophys Res.*, 99, 13,609–13,633.

Références

- Carbotte S.M., Macdonald K.C., 1994. The axial topographic high at intermediate and fast spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, 85–97.
- Carbotte S.M., Ryan W.B.F., Jin W., Cormier M.H., Bergmanis E., Sinton J., White S., 2003. Magmatic subsidence of the East Pacific Rise (EPR) at 18°140S revealed through fault restoration of ridge crest bathymetry. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, Vol 4, Number 1 1008, doi:10.1029/2002GC000337 ISSN: 1525-2027.
- Caress D.W., Burnett M.S., Orcutt J.A., 1992. Tomographic image of the axial low velocity zone at 12°50'N on the East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research* 97-B6: 9,243-9,263.
- Caristan Y., 1982. The transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase. *J.Geophys. Res.*, 87, 6781-6790.
- Carlson R.L., 2010. How crack porosity and shape control seismic velocities in the upper oceanic crust: modeling downhole logs from Holes 504B and 1256D. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, Q04007, doi:10.1029/2009GC002955.
- Casey J.F., Karson J.A., 1981. Magma chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex. *Nature* 298: 295-301.
- Cemic L., Jansen E., 1975. 'Measurement of the Electrical Conductivity in a Solid Medium High Pressure Cell by A. C. Bridge', *Hi. Temp. Hi. Press.* 7, 295-298.
- Chen, W.-P., Molnar, P., 1986. Focal depths of intracontinental and intrapla earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 87, 10093–10103.
- Chen Y., Morgan W.J., 1990. A non-linear rheology model for mid-ocean ridge axis topography. *J.Geophys. Res.* 88, 4183-4214, 1983.
- Cherkaoui A.S.M., Wilcock W.S.D., Dunn R.A., Toomey D.R., 2003. A numerical model of hydrothermal cooling and crustal accretion at a fast spreading mid-ocean ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol 4, N°9, doi: 10. 1029/2001GC000215.
- Cherkaoui A.S.M., Wilcock W.S.D., 1997. Thermal fluxes associated with the 1993 diking event on the Coaxial segment, Juan de Fuca Ridge: a model for the convective cooling of a dike. *Journal of Geophysical Research* 102, 24887–24902.
- Cherkaoui A.S.M., Wilcock W.S.D., Dunn R.A., Toomey D.R., 2003. A numerical model of hydrothermal cooling and crustal accretion at a fast spreading mid-ocean ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (9), doi:10.1029/2001GC000215.

- Christensen N.I., Ramanantoandro R., 1988. Permeability of the oceanic crust based on experimental studies of basalt permeability at elevated pressures. *Tectonophysics*, 149, 181–186.
- Clennell M.B., 1997. Tortuosity: a guide through the maze. In: Lovell, M.A., Harvey, P.K. (Eds.), *Developments in Petrophysics*: Geological Society, London. Special Publication, London, 122, pp. 299–344, doi:10.1144/GSL.SP.1997.122.01.18.
- Cochain B., 2009. Cinétique et mécanismes d'oxydoréduction dans les silicates fondus Études expérimentales de verres nucléaires simplifiés et d'échantillons naturels. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie
- Collier J.S., Singh S.C., 1997. Detailed structure of the top of the melt body beneath the East Pacific Rise at 9°40'N from waveform inversion of seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 20,287–20,304.
- Collier J.S., Singh S.C., 1998. Poisson's ratio structure of young oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, 103, 20,981–20,996.
- Coogan L.A., Mitchell N.C., O'Hara M.J., 2003. Roof assimilation at fast spreading ridges: an investigation combining geophysical, geochemical, and field evidence. *J. Geophys. Res.* 108 (B1), doi:10.1029/2001JB001171.
- Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.I., Edmond J.M., von Herzen R.P., Ballard R.D., Green K., Williams D., Brainbridge A., Crane K., Van Andel T.J.H., 1979. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. *Science* 203 1073–1083.
- Cowie, P., Scholz C., Edwards M., Malinverno A., 1993. Fault strain and seismic coupling on mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.*, 98, 17,911 – 17,920.
- David, C., 1991. La perméabilité et la conductivité électrique des roches dans la croûte : expériences en laboratoire et modèles théoriques.
- David C., Menendez B., Darot M., 1999. Influence of stress-induced and thermal cracking on physical properties and microstructure of peyrate granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 36, 433–448, doi:10.1016/S0148-9062(99)00010-8.
- De Chabalière J-B., Avouac J-P., 1994. Kinematics of the Asal Rift (Djibouti) determined from the deformation of Fieale volcano. *Science*, 265, 1677–1681.
- Dell'Angelo L.N., Tullis J., Yund R.A., 1987. Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics* 139 325-332.
- Dell'Angelo L.N., Tullis J., 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *Geol.*, 6: 495-515.

Références

- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425–478.
- Deming J.W., Barros A.J., 1993. Deep-sea smokers: windows to a subsurface biosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57 3219–3230.
- Detrick R., Collins J., Steven R., Swift S., 1994. In situ evidence for the nature of the seismic layer 2/3 boundary in oceanic crust. *Nature*, 370, 288–290.
- Detrick R.S., Buhl P., Vera E., Mutter J., Orcutt J., Madsen J., Brother T., 1987. Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature* 326, 35–41.
- Detrick R.S., Harding A.J., Kent G.M., Orcutt J.A., Mutter J.C., Buhl P., 1993. Seismic structure of the southern East Pacific Rise. *Science* 259, 499–503.
- Dewey J.F., Kidd S.F., 1977. Geometry of plate accretion. *Geological Society of America Bulletin* 88: 960-968.
- Dimanov A., Dresen G., Xiao X., Wirth R., 1999. Grain boundary diffusion creep of synthetic anorthite aggregates : The effect of water. *Journal of geophysical research*, vol. 104, no. B5, pp. 10,483-10,497, doi:10.1029/1998JB900113.
- Dimanov A., Lavie M.P., Dresen G., Ingrin J., Jaoul O., 2003. Creep of polycrystalline anorthite and diopside. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 108, 2061, 14 PP., 2003doi:10.1029/2002JB001815.
- Dimanov A., Dresen G., 2005. Rheology of synthetic anorthite diopside aggregates: implications for ductile shear zones. *Journal of Geophysical Research* 110, B07203, doi:10.1029/2004JB003431.
- Drury M.J., Hyndman R.D., 1979. The Electrical Resistivity of Oceanic Basalts. *J. Geophys. Res.*, 84(B9), 4537–4545, doi:10.1029/JB084iB09p04537.
- Duba A., Heard C., Schock R.N., 1974. 'Electrical Conductivity at High Pressure and Under Controlled Oxygen Fugacity'. *J. Geophys. Res.* 79, 1667–1673.
- Duba A., Shankland T.J., 1982. 'Free Carbon and Electrical Conductivity in the Earth's Mantle'. *Geophys. Res. Lett.* 9, 1271–1274.
- Duba A., Constable S., 1993. 'The Electrical Conductivity of a Lherzolite'. *J. Geophys. Res.* 98, 11885–19000.
- Edgar A.D., 1973. *Experimental petrology. Basic principles and techniques.* Oxford : Clarendon press.

- Edmond J.M., Measures C., McDuff R.E., Chan L.H., Collier R., Grant B., Gordon L.I., Corlis J.B., 1979. Ridge crest hydrothermal activity and the balances of major and minor elements in the ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46 1–18.
- Edmond J.M., Van Damm K.L., MacDuff R.E., 1982. Measures C I. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature* ; 297:187–191.
- Einarsson P., 1991. Earthquakes and present-day tectonism in Iceland; Imaging and understanding the lithosphere of Scandinavia and Iceland. *Tectonophysics*, 189, 261– 279.
- Einaudi F., Thèse. 2002. Analyse de séquences magmatiques océaniques continues. Approche pétrophysique et géochimiques.
- Einaudi F., Pezard P., Ildefonse B., Glover P., 2005. Electrical properties of slowspreading ridge gabbros from ODP Hole 1105A, SW Indian Ridge. In: Harvey, P.K., Brewer, T.S., Pezard, P.A., Petrov, V.A. (Eds.), *Petrophysical Properties of Crystalline Rocks*. Geological Society, London, Special Publications, 240, pp. 179–193, doi:10.1144/GSL.SP.2005.240.01.14.
- Ekström M.P., Dahan C., Chen M.Y., Lloyd P., Rossi D.J., 1987. Formation imaging with microelectrical scanning arrays. *Log Analyst*, 28:294-306.
- Elderfield H., Schultz A., 1996. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 24, 191-224.
- Ellis D.W., 1987. Well logging for Earth scientists. Elsevier, New York. Expedition 309/312 Scientists, 2006. Methods. In Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Umino, S.
- Escartin J., Cowie P.A., Searle R.C., Allerton S., Mitchell N.C., MacLeod C.J., Sloatweg A.P., 1999. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 298N. *J. Geophys. Res.*, 104, 10,421–10,437.
- Evans B., Fredrich J.T., Wong T-F., 1990. The brittle to ductile transition in rocks: Recent experimental and theoretical progress. In: A.G. Duba, W.B. Durham, J.W.
- Ferri F., Gilbert F., Violay M., Schilling F., Cesare B., in prep. Electrical conductivity in a partially molten lower crust from measurements on xenoliths
- Fischer G.J., Paterson M.S., 1989. Dilatancy During Rock Deformation at High Temperatures and Pressures. *J. Geophys. Res.*, 94(B12), 17,607–17,617, doi:10.1029/JB094iB12p17607.
- Fisher, A. T., Becker K., Davis E. E., 1997. The permeability of young oceanic crust east of Juan de Fuca Ridge determined using borehole thermal measurements *Geophys Res. Lett.*, 24, 1311-1314.
- Fisher A.T., 1998. Permeability within basaltic oceanic crust.. *Reviews of Geophysics* 36, 143–182.

Références

- Fisk M.R., Neill A., Teagle D.A.H., Furnes D.H., Bach W., 1996. Data Report: Major-element chemistry of Hole 896A glass, Proc. ODP, Sci. Results 148 483–487.
- Flovenz O.G., Georgsson L.S., Arnason K., 1985. Resistivity structure of the upper crust in Iceland. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, 10136-10150.
- Flovenz O.G., Sæmundsson K., 1993. Heatflow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics*, 225, 125– 138.
- Flovenz, O.G., Spangenberg, E., Kulenkamff, J., Arnason, K., Karlsdottir, R., Huenges, E. (2005). The role of electrical interface conduction in geothermal exploration. *Proceedings World Geothermal Congress*.
- Fontaine F.J., Rabinowicz M., Boulègue J., 2001. Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: Implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 407–425.
- Fontaine F.J., Cannat M., Escartin J., 2008. Hydrothermal circulation at slow-spreading mid-ocean ridges: the role of along-axis variations in axial lithospheric thickness. *Geology* 36 (10), 759–762, doi:10.1130/G24885A.1 October 2008.
- Fontaine F.R., Neuville D.R., Ildefonse B., Mainprice D., 2008. Influence of melt viscosity of basaltic and andesitic composition on seismic attenuation in partially molten gabbro-norite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 167 (2008) 223–229
- Foucault A., Raoult J.F., 1994. *Dictionnaire de géologie* - Ed. Masson.
- Foulger G.R., 1995. The Hengill geothermal area, Iceland; variation of temperature gradients deduced from the maximum depth of seismogenesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 65, 119-133.
- France L., Ildefonse B., Koepke J., 2009. The magmatic / hydrothermal transition in the Oman ophiolite and in the IODP hole 1256D: fossilisation of a dynamic melt lens at fast spreading ridges. *Geochemistry Geophysics Geosystems*.
- Francheteau J., Needham D., Choukroune P., Juteau T., Séguret M., Ballard R.D., Fox P.J., Normark W., Carranza A., Cordoba D., Guerrero J., Rangin C., Bougault H., Cambon P., Hekinian R., 1979. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature* 277 523–528.
- Fridleifsson G.O., Elders W.A., 2005. The Iceland Deep Drilling Project: a search for deep unconventional geothermal resources. *Geothermics* 34: 269-285.
- Frost H.J., Ashby M.F., 1982. *Deformation-mechanism maps*, Pergamon, Oxford.
- Gaillard F., 2004. Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218: 215-228.

- Gent A.N., 1960. Theory of the parallel plate viscosimeter. *Brit. J. Applied. Phys.* 11, 85-87.
- Gente P., 1987. Etude morpho structurale comparative des dorsales océaniques à taux d'expansion variés. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Geothermal Development and Research in Island, 2006. Rapport du ministère Islandais de l'énergie (Orkustofnun).
- Gérard A., Genter A., Kohl Th., Lutz Ph., Rose P., Rummel F., 2006. "The deep EGS (Enhanced Geothermal System) project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France)". *Geothermics*, pp. 473-483.
- Gibert B., Violay M., Mainprice D., Pezard P., 2010. Géothermie: un potentiel à creuser !. *Dossiers Pour la Science* N°69 octobre - decembre 2010
- Gillis K.M., 2002. The Rootzone of an Ancient Hydrothermal System Exposed in the Troodos Ophiolite, Cyprus. *The Journal of Geology* 110, 57–74. doi:10.1086/324205.
- Gillis K.M., 2008. The roof of an axial magma chamber: a hornfelsic heat exchanger. *Geology* 36 (4), 299–302, doi:10.1130/g24590a.1.
- Glover P.W.J., Vine F.J., 1995. Beyond KTB- Electrical Conductivity of the Deep Continental crust. *Survey in Geophysics*. Vol. 16, pages 47-62.
- Glover P.W.J., Pous J., Queralt P., Munoz J.A., 2000. Integrated two-dimensional lithospheric conductivity modelling in the Pyrenees using field-scale and laboratory measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 178: 59-72.
- Goetze C., Brace W.F., 1972. Laboratory observations of high-temperature rheology of rocks. *Tectonophysics*, 13: 583 600.
- Gudmundsson A., 2000. Dynamics of volcanic systems in Iceland: Example of tectonism and volcanism at juxtaposed hot spot and mid-ocean ridge systems, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28, 107– 140.
- Gudmundsson B.T., Arnórsson S., 2005. Secondary mineral–fluid equilibria in the Krafla and Námafjall geothermal systems, Iceland. *Applied Geochemistry* 20 (9), 1607_1625.
- Guéguen Y., Palciauskas V., 1992. Introduction à la physique des roches. Hermann, Paris (pp. 299).
- Guerin G., Goldberg D.S., Iturrino G.J., 2008. Velocity and attenuation in young oceanic crust: new downhole log results from DSDP/ODP/IODP Holes 504B and 1256D. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q12014, doi:10.1029/2008GC002203.
- Hacker B.R., Christie J.M., 1992. Experimental deformation of a glassy basalt. *Tectonophysics*, v. 200, p. 79-96. 8.

Références

- Hallenborg E., Harding A.J., Kent G.M., Wilson D.S., 2003. Seismic structure of 15 Ma oceanic crust formed at an ultrafast spreading East Pacific Rise: Evidence for kilometer-scale fracturing from dipping reflectors. *J. Geophys. Res.*, 108(B11), 2532, doi:10.1029/2003JB002400.
- Hamano Y., 1980. Physical properties of basalts from Holes 417D and. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 51, 52, 53, 1457–1466.
- Handin H.F., Wang., Editors, The Brittle-Ductile Transition. The Heard Volume, *Geophys. Monogr. Ser.* vol. 56, AGU, Washington, DC pp. 1–20.
- Hanks T.C., Anderson D.L., 1969. The early thermal history of the earth. *Phys. Earth Planet. Int.* 2, 19–29.
- Harvey P.K., Lovell M.A., Brewer T.S., Locke J., Mansley E., 1996. Measurement of thermal neutron absorption cross section in selected geochemical reference materials. *Geostandards Newsletter* 20 (1), 79–85, doi:10.1111/j.1751-908X.1996.tb00174.x.
- Harvey P.K., Brewer T.S., 2005. On the neutron absorption properties of basic and ultrabasic rocks: the significance of minor and trace elements. In: Harvey, P.K., Brewer T.S., Pezard P.A., Petrov V.A., (Eds.), *Petrophysical Properties of Crystalline Rocks*. Geological Society, London, Special Publications, 240, pp. 207–217, doi:10.1144/GSL.SP.2005.240.01.16.
- He C., Wang Z., Yao W., 2007. Frictional sliding of gabbro gouge under hydrothermal conditions. *Tectonophysics*, 445, 353 – 362, doi:10.1016/j.tecto.2007.09.008.
- Helm-Clark C.M., Rodgers D.W., Smith R.P., 2004. Borehole geophysical techniques to define stratigraphy, alteration and aquifers in basalts. *Journal of Applied Geophysics* 55, 3–38, doi:10.1016/j.jappgeo.2003.06.003.
- Hermance J.F., Grillo L.R., 1974. Constraints of temperatures beneath Iceland from magneto data, *Phys. Earth Planetary. Interiors.*, 8, 1–12.
- Hirose T., Hayman N.W., 2008. Structure, permeability, and strength of a fault zone in the footwall of an oceanic core complex, the Central Dome of the Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge. 30°N *Journal of Structural Geology* Volume 30, Issue 8, , Pages 1060-1071.
- Hirth G., Escartin J., Lin J., 1998. The rheology of the lower oceanic crust: Implications for lithospheric deformation at mid-ocean ridges, in *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*. *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 106, 30878 shah and buck: axial high topography at mid-ocean ridges edited by w. r. buck et al., pp. 291– 323, agu, washington, d. c.
- Hirth G., Kohlstedt D.L., 2004. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists, in *Inside the Subduction Factory*. *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 138, edited by J. M. Eiler, pp. 83– 106, AGU, Washington, D. C.

- Holm A., Blodgett L., Jennejohn D., Gawell K., 2010. Geothermal Energy : International Market Update. Rapport 2010 de la Geothermal Energy Association.
- Honnorez J., 2003. Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparaison between two case histories: the TAG hydrothermal mound (Midatlantic Ridge) vs. DSDP/ ODP Hole 504B (equatorial pacific). Comptes Rendus Geoscience 335, 781–824, doi:10.1016/j.crte.2003.08.009.
- Hooft E.E., Schouten O, Detrick R., 1996. Constraining crustal emplacement process from the variation in seismic layer 2A thickness at east pacific rise. Earth and Planetary science letters, 142, 289-309.
- Hudson J.A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. Geophysical Journal International 64, 133–150, doi:10.1111/j.1365-246X.1981.tb02662.x.
- Hudson J.A., 1981. Attenuation due to second-order scattering in material containing cracks. Geophysical Journal International 102, 485–490, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb04480.x.
- Huebner J.S., Voigt D.E., 1988. Electrical conductivity of diopside: evidence for oxygen vacancies, Am. Mineral. 73 (1988) 1235–1254..
- Huebner J.S., Dillenburg R.G., 1995. Impedance spectra of hot, dry silicate minerals and rocks: Qualitative interpretation of spectra. Am. Mineral., 80: 46-64.
- Hussenoeder SA., Collins J A., Kent. GM., Detrick R.S., TERA Group., 1996. Seismic analysis of the axial magma chamber reflector along the southern East Pacific Rise from conventional reflection profiling. Journal of Geophysical.
- Ildefonse B., Pezard P., 2001. Electrical properties of slow-spreading ridge gabbros from ODP Site 735, Southwest Indian Ridge. Tectonophysics 330, 69–92, doi:10.1016/S0040-1951(00)00220-1.
- Johnson D.M., 1980. Crack distribution in the upper oceanic crust and its effects upon seismic velocity, seismic structure, formation permeability, and fluid circulation. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. vol. 51–52–53, 1479–1490.
- Johnson H.P., Becker K., Von Herzen R., 1993. Near-axis heat flow measurements on the northern Juan De Fuca Ridge: implications for fluid circulation in oceanic crust. Geophysical Research Letters 20 (17), 1875–1878, doi:10.1029/93GL00734.
- Jones A.G., 1999. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. Lithos 48, 57–80.

Références

- Kaban M.K., Flóvenz Ó.G., Pálmason G., 2002. Nature of the crust-mantle transition zone and the thermal state of the upper mantle beneath Iceland from gravity modelling. *Geophysical Journal International*, 149: 281–299. doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01622.x.
- Kappel E.S., Ryan W.B.F., 1986. Volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along the northeast Pacific spreading center: Evidence from SeaMARC I. *J. Geophys. Res.*, 91, 13,925–13,940.
- Karato S., 1983. Physical properties of basalts from Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 69, 687-695.
- Karato S.I., Paterson M.S., Fitzgerald J.D., 1986. Rheology of Synthetic Olivine Aggregates: Influence of Grain Size and Water. *J. Geophys. Res.*, 91(B8), 8151–8176, doi:10.1029/JB091iB08p0815.
- Karson JA, Hurst SD, Lonsdale P. 1992. Tectonic rotations of dikes in fast-spread oceanic crust exposed near Hess Deep. *Geology* 20:685–88
- Karson JA, Klein EM, Hurst SD, Lee CE, Rivizzigno PA, et al. 2002 a. Structure of uppermost fast-spread oceanic crust exposed at the Hess Deep Rift: implications for subaxial processes at the East Pacific Rise. *Geochem. Geophys. Geosyst. Pap. No.* 2001GC000155
- Karson, J. A., M. A. Tivey, and J. R. Delaney 2002 b. Internal structure of uppermost oceanic crust along the Western Blanco Transform Scarp: Implications for subaxial accretion and deformation at the Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2181, doi:10.1029/2000JB000051.
- Karson, J. A. 2002 c. Geologic structure of the uppermost 1164 oceanic crust created at fast- to intermediate-rate spreading 1165 enters, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 30, 347–384.
- Katsube T.J., Hume J.P., 1987. Permeability determination in crystalline rocks by standard geophysical logs. *Geophysics* 52, 342–352, doi:10.1190/1.1442308.
- Kent G.M., Harding A.J., Orcutt J.A., 1990. Evidence for a smaller magma chamber beneath the East Pacific Rise at 9°30'N. *Nature*, 344(6267), 650–653, doi:10.1038/344650a0.
- Kent G.M., Harding A.J., Orcutt J.A., 1993. Distribution of magma beneath the East Pacific Rise between the Clipperton Transform and the 9°17'N deval from forward modeling of common depth point data. *Journal of Geophysical Research* 98, 13945–13969.
- Kirby S.H., Kronenberg A.K., 1984. Deformation of clinopyroxenite: evidence for a transition in flow mechanisms and semi-brittle behaviour. *J. Geophys. Res.*, 89 3177-3192.
- Koepke J., Christie D.M., Dziony W., Holtz F., Lattard D., MacLennan J., Park S., Scheibner B., Yamasaki T., Yamazaki S., 2008. Petrography of the Dike–Gabbro transition at IODP site

- 1256 (equatorial Pacific): the evolution of the granoblastic dike. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, doi:10.1029/2008GC001939.
- Kohlstedt D.L., Goetze C., 1974 Low-stress high-temperature creep in olivine single crystals. *Journal of Geophysical Research*. 79: p. 2045-51.
- Kolle J.J., Blacic J.D., 1982. Deformation of single-crystal clinopyroxenes: 1. Mechanical twinning in diopside and hedenbergite. *J. Geophys. Res.*, 87: 4019-4034.
- Koschinsky A., Garbe-Schönberg D., Sander S., Schmidt K., Gennerich H.H., Strauss H., 2008. Hydrothermal venting at pressure–temperature conditions above the critical point of seawater, 5 °S on the Mid-Atlantic Ridge. *Geology* 36 (8), 615–618, doi:10.1130/G24726A.1.
- Kristinsdóttir L.H., Flóvenz O.G., Árnason K., Bruhn D., Milsch H., Spangenberg E., Kulenkampff J., 2010. Electrical conductivity and P-wave velocity in rock samples from high-temperature Icelandic geothermal fields. *Geothermics* Volume 39, Issue 1, March 2010, Pages 94-105.
- Kristmannsdóttir, H., 1979. Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100–300 °C. In: Mortland, M., Farmer, V. (Eds.), *Developments in Sedimentology*, vol. 27. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 359–367.
- Kronenberg A.K., Shelton G.L., 1980. Deformation microstructures in experimentally deformed Maryland Diabase. *J. Struct. Geol.*, 23, 341-352.
- Kulenkampff J., Spangenberg E., Flovenz O., Raab S. and Huenges E., 2005. Petrophysical Parameters of Rocks Saturated with Liquid Water at High Temperature. *Geothermal Reservoir Conditions Proceedings World Geothermal Congress 2005 Antalya, Turkey, 24-29 April 2005*.
- Langmuir C.H., Bender J.F., Batiza R., 1986. Petrologic and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5 °30'– 14 °30'N. *Nature* 322: 422-426.
- Laverne C., 1987. Les altérations des basaltes en domaine océanique : minéralogie, pétrographie et géochimie d'un système hydrothermal. Le puits 504B, PhD thesis, Univ. Aix- Marseille III.
- Le Baromètre Géothermie, publication de la revue *Systèmes Solaires*, septembre-octobre 2007.
- Lister C.R.B., 1972. On the thermal balance of a mid-oceanic ridge, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 26 515–535.
- Lister C.R.B., 1974. On the penetration of water into hot rock, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 39 465–509.
- Lister C.B.R. 1980. Heat Flow and Hydrothermal Circulation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* Vol. 8: 95-117.
- Lister C.R.B., 1981. Rocks and water histories during sub-oceanic hydrothermal events. *Oceanologica Acta* 41–46.

Références

- Lister C.R.B., 1982. "Active" and "passive" hydrothermal systems in the oceanic crust: predicted physical conditions, in: F.T. Manheim, K. Fanning (Eds.), *The Dynamic Environment of Ocean Floor, Heat*, Am. Rev. Earth Planet. Sci. 8 95–117. D.C. Lexington & Co., MA, , pp. 441–470.
- Lister C.R.B., 1983. The basics physics of water penetration into hot rocks, in: P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier, K.L. Smith (Eds.), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. Plenum Press, New York & London, pp. 141–168.
- Lowell R.P., Rona P.A., Von Herzen R.P., 1995. Seafloor hydrothermal systems. *J. Geophys. Res.* 100 (B1), 327–352, doi:10.1029/94JB02222.
- MacDonald G.J.F., 1959. Calculations on the Thermal History of the Earth. *J. Geophys. Res.*, 64(11), 1967–2000.
- Macdonald J.R., 1987. *Impedance Spectroscopy: emphasizing solid materials and systems*. John Wiley, Hoboken, N. J., 346 pp.
- Macdonald K.C., 1982. "mid-ocean ridges" Fine Scale Tectonic, Volcanic and Hydrothermal Processes Within the Plate Boundary Zone *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 10:155-90.
- MacDonald K.C., 1983. Crustal process at spreading centers. *REV. Geophys.* 21, 6, 1441-1454.
- Macdonald K.C., 1998. Linkages between faulting, volcanism, hydrothermal activity and segmentation on fast-spreading centers, in *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*. *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 106, edited by W. R. Buck et al., pp. 27– 58, AGU, Washington, D. C.
- Mackwell S.J., Zimmerman M.E., Kohlstedt D.L., Scherber D.S., 1995. Experimental deformation of dry Columbia diabase: Implications for tectonics on Venus, in *Proceedings of the 35th U.S. Symposium on Rocks Mechanics*, pp. 207-214, Reno, Nevada.
- Macleod C.J., Yaouancq G., 2000. A fossil melt lens in the Oman ophiolite: implications for magma chamber processes at fast-spreading ridges. *Earth Planetary Science Letters* 176, 357–373.
- Manning C.E., Weston P.E., Mahon K.I., 1996. Rapid high-temperature metamorphism of East Pacific Rise gabbros from Hess Deep. *Earth and Planetary Science Letters* Volume 144, Issues 1-2, , Pages 123-132.
- Marquis G., Hyndman R.D., 1992. 'Geophysical Support for Aqueous Fluids in the Deep Crust: Seismic and Electrical Relationships'. *Geophys. J. Int.* 110, 91-105.
- Marshall D.B., MacLaren A.C., 1977a. Deformation mechanisms in experimentally deformed plagioclase feldspars. *Phys. Chem. Miner.*, 1: 351-370.
- Marshall D.B., MacLaren A.C., 1977b. The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars. *J. Mater. Sci.*, 12: 893-903.

- Massiot C., Pezard P.A., Asmundsson R., 2010. in prep Achievements and ongoing progress of the European HiTI project: High Temperature Instruments for supercritical geothermal reservoir characterization and exploitation. WGC 2010 manuscript.
- Mauler, A., Bystricky, M., Kunze, K., 2002. Microstructures and lattice preferred orientations in experimentally deformed clinopyroxene aggregates, *J. of Struct. Geol.*, 2000, 22: 1633_1648.
- Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J., 1998. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*. Cambridge University Press. 329 p.
- Melnik T.W., Skeet A.M.M., 1986. An improved technique for the determination of rock porosity. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 1068–1074, doi:10.1139/e86-107.
- Menard H.W., 1967. Sea floor spreading topography and second layer. *Science*, 157(3791), 923– 924, doi:10.1126/science.157.3791.923.
- Merlet C., 1994. An accurate computer correction program for quantitative electron probe microanalysis. *Mikrochim. Acta* 114/115, 363–376.
- Mevel C., 2003. Serpentinization of abyssal peridotite at mid-ocean ridges, *C. R. Geosci.*, 335, 825–852.
- Mills R.A., Elderfield H., 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3511–3524.
- Milsch H.H., Spangenberg E., Kulenkampff J., Meyhöfer S., 2008. A new Apparatus for Long-term Petrophysical Investigations on Geothermal Reservoir Rocks at Simulated In-situ Conditions. *Transp. Porous Med.* 74, 73-85, doi:10.1007/s1 1242-007-9186-4. Nesbitt, B. E., 1993. Electrical resistivities of crustal fluids. *J. Geophys. Res.*, 98: 4301-4310.
- Miyashita S., Banerjee N.R., Wilson D.S., the Expedition 309/312 Scientists., 2006. *Proc. IODP, 309/312: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.309312.102.2006.
- Moghadam R.H., Trepmann C.A., Stöckhert B., Renner J., submitted 2010. Rheology of synthetic omphacite aggregates at high pressure and high temperature. *J. Petrology*, April 1,; 51(4): 921 - 945.
- Moore G., Clague D.A., Normark W.R., 1982. Diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii. *Geology* v. 10, p. 88-92.
- Morgan J.P., Parmentier E.M., Lin J., 1987. Mechanisms for the origin of mid-ocean ridge axial topography: Implications for the thermal and mechanical structure of accreting plate boundaries. *J. Geophys. Res.*, 92, 12,823– 12,836.

Références

- Morgan J.P., Chen Y.J., 1993. The Genesis of Oceanic Crust: Magma Injection, Hydrothermal Circulation, and Crustal Flow. *J. Geophys. Res.*, 98(B4), 6283–6297, doi:10.1029/92JB02650.
- Morgan W.J., Chen Y., 1993. Dependence of ridge axis morphology on magma supply and spreading rate. *Nature*, 364, 706-708.
- Morton J.L., Sleep N.H., 1985. Seismic reflections from a Lau basin magma chamber, in *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs Tonga Region*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series, Houston, Texas 441-453.
- Muller P., Siemes H., 1972. Zur Festigkeit und Gefügeregelung von experimentell verformten Magnetiterszen. *Neues Jahr Mineral. Abh.*, 117: 39-60.
- Nehlig P., Juteau T., 1988. Deep seawater penetration and circulation at ocean ridges: evidence from the Oman ophiolite. *Marine Geology*, 84, 29-228.
- Nehlig P., 1993. Interactions Between Magma Chambers and Hydrothermal Systems: Oceanic and Ophiolitic Constraints. *J. Geophys. Res.*, 98(B11), 19,621–19,633, doi:10.1029/93JB01822.
- Nehlig P., Juteau T., Bendel V., Cotten J., 1994. The root zones of oceanic hydrothermal systems: constraints from the Semail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.* 99 4703–4713.
- Nelson C., Giles D., 1985. Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. *Economic Geology*; v. 80; no. 6; p. 1633-1639; DOI: 10.2113/gsecongeo.80.6.1633.
- Neuvillle D.R., Richet P., 1991. Viscosity and [Ca, Mg] mixing in molten pyroxenes and garnets, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 1011-1021.
- Neuvillle, D.R., Courtial, P., Dingwell, D.B., Richet, P., 1993. Thermodynamic and rheological properties of rhyolite and andesite melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 572–581.
- Nicolas A., Boudier F., 1991. Rooting of the sheeted dike complex in the Oman ophiolite. In: Peters, T., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp. 39–54.
- Nicolas A., Mainprice D., Boudier F., 2003. High-temperature seawater circulation throughout crust of oceanic ridges: A model derived from the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 108(B8), 2371, doi:10.1029/2002JB002094.
- Nicolas A., Boudier F., Koepke J., France L., Ildefonse B., Mével C., 2008. Root zone of the sheeted dike complex in the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q05001, doi:10.1029/2007GC001918.
- Norton D.L., Knapp R.B., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: the nature of porosity. *American Journal of Science* 277:913–936.

- Norton D.L., Dutrow B.L., 2001. Complex Behavior of Magma-hydrothermal Processes: Role of Supercritical Fluid. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 65, no. 21, 4009-4017.
- Nover G., von der Gönna J., Meurer H.J., 2004. Electrical Conductivity of Reunion Island Basalt and Tuff. *Geophys. J. Int.* in preparation.
- Nover, G., 2005. Electrical properties of crustal and mantle rocks — a review of laboratory measurements and their explanation. *Surveys in Geophysics* 26, 593–651.
- Oren P., Bakke S., 2002. Process-based reconstruction of sandstones and prediction of transport properties. *Transport in Porous Media*, 46, 311–343.
- Palmason G., 1973. Kinematics and heat flow in volcanic rift zone, with application to Iceland. *Geophysical, journal J.R. Astron.Soc.*, 33 : 451-481.
- Palmason G., Sæmundsson K., 1979. Iceland in relation to the Mid-Atlantic Ridge. *Ann. Rev. Earth and Plan. Sci. Lett.*, 2, p 25-50.
- Pape H., Riepe L., Schopper J.R., 1985. Petrophysical detection of microfissures in granite. *Trans. SPWLA, 26th Ann. Log. Symp.*, Paper P.
- Paterson M.S., 1978. *Experimental Rock Deformation — The Brittle Field*. Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin-New York, N.Y. 254 pp.
- Paterson M.S., 1990. Rock deformation experimentation. In A.D.e. al., Ed. *The brittle-ductile transdition in rocks : the Head volume.*, 56, p. 187-194. *Geophys. Monogr. Ser.*, AGU, Washington D.C.
- Paterson M.S, Olgaard D., 2000. Rock deformation tests to large shear strains in torsion. *J. Struct. Geol.*, 22, 1341–1358.
- Peach C.J., Spiers C.J., 1996. Influence of crystal plastic deformation on dilatancy and permeability development in synthetic salt rock. *Tectonophysics*, Vol. 256, 101-128.4.
- Penrose Field Conference., 1972. Ophiolites. *Geotimes* 17 24–25.
- Pezard P.A., 1990. Electrical Properties of Mid-Ocean Ridge Basalt and Implications for the Structure of the Upper Oceanic Crust in Hole 504B. *J. Geophys. Res.*, 95(B6), 9237–9264, doi:10.1029/JB095iB06p09237.
- Pezard P.A., Lowell M., ODP leg 126 Shibord scientific Party., 1990. Downhole images : electrical scanning reveals the nature of subsurface oceanic crust. *EOS*, 71: 709, 718.
- Pezard P.A., Hermitte D., Revil A., Virlogeux D., Leutsch Y., Harvey P.K., 1999. Physical properties of granite, with application to nuclear waste storage in the subsurface. In: Leiss, B., Ullemeyer, K., Weber, K. (Eds.), *Textures and Physical Properties of Rocks*. Göttingen Arbeiten zur

- Geologie und paläontologie. Geologische Institute, Universität Göttingen, Göttingen, pp. 149–151.
- Pezard P.A., 2000. On the boundary between seismic layers 2 and 3; a stress change? In: Dilek Y., Moores E.M., Elthon D., Nicolas A. (Eds.), *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program: Geological Society of America, Special Paper*, 349, pp. 195–202, doi:10.1130/0-8137-2349-3.195.
- Pezard P.A., Ito H., Hermitte D., Revil A., 2000. Electrical properties and alteration of granodiorites from the GSJ Hirabayashi hole, Japan. In: Ito, H., Fujimoto, K., Tanaka, H., Lockner, D. (Eds.), *Proceedings of the International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Data Analysis*, November 22–23, 1999, Tsukuba, Japan: GSJ Interim Report N° EQ/00/1—USGS Open-file Report 00-129, pp. 255–262.
- Phipps-Morgan J., Chen Y.J., 1993. The genesis of oceanic crust–magma injection, hydrothermal cooling, and crustal flow. *Journal of Geophysical Research* 98, 6283–6297.
- Quist A.S., Marshall W.L., 1968. Electrical Conductances of Aqueous Sodium Chloride Solutions from 0 to 800 °C and at Pressures to 4000 Bars'. *J. Phys. Chem.* 72, 684–703.
- Raitt R.W., 1963. The crystal rocks. In the sea, edited by Maxwell A E, Wiley Interscience. New York 3 :85–102.
- Ranero C.R., Reston T.J., Belykh I., Gnibidenko H., 1997. Reflective oceanic crust formed at a fast-spreading center in the Pacific. *Geology*, v 25 n° 6 p499_522,5.
- Raterron P., Chen J., Li L., Weidner D., Cordier P., 2007. Pressure induced slip-system transition in forsterite: Single-crystal rheological properties at mantle pressure and temperature, *Am. Mineral.*, 92, 1436–1445.
- Revil A., Cathles III L.M., Losh S., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *J. Geophys. Res.* 103 (B10), 23925–23936.
- Revil A., Glover P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophysical Research Letters* 25, 691–694, doi:10.1029/98GL00296.
- Richet, P., Lejeune, A.-M., Holtz, F., Roux, J., 1996. Water and the viscosity of andesite melts. *Chem. Geol.* 128, 185–197.
- Roberts J.J., Tyburczy J.A., 1991. Frequency dependent electrical properties of polycrystalline olivine compacts. *J. Geophys. Res.*, 96: 16,205–16,222.
- Roberts J.J., Tyburczy J.A., 1993a. 'Frequency Dependent Electrical Properties of Dunite as Functions of Temperature and Oxygen Fugacity'. *Phys. Chem. Min.* 19, 545–561.

- Roberts J.J., Tyburczy J.A., 1993b. 'Impedance Spectroscopy of Single and Polycrystalline Olivine: Evidence for Grain Boundary Transport'. *Phys. Chem. Min.* 20, 19–26.
- Roberts J.J., Tyburczy J.A., 1999. 'Partial Melt Electrical Conductivity: influence of Melt Composition'. *J. Geophys. Res.* 104, 7055–7065.
- Rocchi V., Sammonds P.R., Kilburn C.R.J., 2003. Flow and fracture maps for basaltic rock deformation at high temperatures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120 (1-2). pp. 25-42. ISSN 03770273.
- Rosenberg N.J., Spera F.J., 1990. Role of anisotropic and/or layered permeability in hydrothermal system. *Geophysical Research Letters* 17, 235–238.
- Rosenberg C.L., Handy M.R., 2004. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *J. Metamorph. Geol.*, 23, 19-28.
- Ross M.E., 1983. Chemical and mineralogic variations within four dikes of the Columbia River basalt group, southeastern Columbia Plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 94, 1117.
- Rybacki E., Dresen G., 2004. Deformation mechanism maps for feldspar rocks. *Tectonophysics*, Volume 382, Issues 3-4, 23 April 2004, Pages 173-187.
- Scarlato P., Freda C., Poe B.T., 2001. HP–HT Measurements of Electrical Conductivity in Basaltic Rocks from Mt. Etna, Sicily, Italy. Annual Report. Bayrisches Geoinstitut.
- Schairer J.F. et Yagi K., 1952. The system FeO-Al₂O₃-SiO₂. *Amer. J. Sci.*, 252A, 471-512.
- Schlumberger company., 1988. Log interpretation charts. Schlumberger educational service, p. 76.
- Schock R.N., Duba A.G., Shankland T.J., 1989. 'Electrical Conduction in Olivine'. *J. Geophys. Res.* 94, 5829–5839.
- Scholl D.W., Vallier T.L., pp. 441–453, Circum-Pac. Council for Energy and Miner. Resour., Houston, Tex.
- Schouten H., Denham C.R., 2000. Comparison of volcanic construction in the Troodos ophiolite and oceanic crust using paleomagnetic inclinations from Cyprus Crustal Study project (CCSP) CY-1 and CY-1A and Ocean Drilling Program (ODP) 504B drill cores, in *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*: Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 349, edited by Y. Dilek, E. M. Moores, D. Elthon, and A. Nicolas, pp. 181–194.
- Schultz, R. A. 1993. Brittle Strength of Basaltic Rock Masses with Applications to Venus, *J. Geophys. Res.*, 98(E6), 10,883–10,895, doi:10.1029/93JE00691.
- Sclater J.G., 2003. Ins and outs on the ocean floor. *Nature*, 421, 590–591.

Références

- Searle R.C. 1984. GLORIA survey of the East Pacific Rise near 3.58S: Tectonic and volcanic characteristics of a fast spreading mid-ocean rise. *Tectonophysics*, 101,319–344.
- Serra O., 1989. Formation MicroScanner Image Interpretation: Houston (Schlumberger Educ. Services), SMP-7028.
- Shankland T.J., Duba A.G., Mathez E.A., Peach C.L., 1997. 'Increase of Electrical Conductivity with Pressure as an Indicator of Conduction Through a Solid Phase in Midcrustal Rocks'. *J. Geophys. Res.* 102, 14741–14750.
- Shankland T.J., Waff H.S., 1974. 'Conductivity in Fluid Bearing Rocks'. *J. Geophys. Res.* 79, 4863–4868.
- Shaw P. R., Lin J., 1993. Causes and consequences of variations in faulting 1273 style at the Mid-Atlantic Ridge. *J. Geophys. Res.*, 98, 21,839– 21,851, 1274.
- Shaw W.J., Lin J., 1996. Models of ocean ridge lithospheric deformation: Dependence on crustal thickness, spreading rate, and segmentation. *J. Geophys. Res.*, 101,17,977–17,993.
- Shelton, G. L., Tullis J., and Tullis T., 1981. Experimental high temperature and high pressure faults, *Geophys. Res. Lett.*, 8(1), 55–58, doi:10.1029/GL008i001p00055.
- Shelton G., Tullis J., 1981. Experimental flow laws for crustal rocks. *EOS Trans.* 62, 396 (AGU Fall Meet. Suppl.).
- Shimada M., Ito K., Cho A., 1989. Ductile behavior of a fine-grained porous basalt at room temperature and pressures to 3 GPa. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* Volume 55, Issues 3-4, Pages 361-373 doi:10.1016/0031-9201(89)90083-6.
- Shor G.G., Menard H.W., Raitt R.W., 1970. Structure of the pacific basin. In the sea, edited by Maxwell A E, Wiley Interscience. New York 4 : 3-27.
- Sigvaldason G.E., 1974. Basalts from the Centre of the Assumed Icelandic Mantle Plume. *Journal of Petrology*, Volume 15, Number 3 , Pages 497-524.
- Singh S.C., Kent G.M., Collier J.S., Harding A.J., Orcutt J.A., 1998. Melt to mush variations in crustal magma properties at the southern East Pacific Rise. *Nature*, v. 394, p. 874–878.
- Singh S.C., Collier J.S., Harding A.J., Kent G.M., Orcutt J.A., 1999. Seismic evidence for a hydrothermal layer above the solid roof of the axial magma chamber at the southern East Pacific Rise. *Geology*; Vol 27, No 3, p 219-222, 4.
- Sinton J.M., Detrick R.S., 1992. Mid-Ocean Ridge Magma Chambers. *J. Geophys. Res.*, 97(B1), 197–216.

- Sleep N.H., Rosendahl B.R., 1979. Topography and tectonics of mid-oceanic ridge axes. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 6831-6839.
- Smewing J.D., 1981. Mixing Characteristics and Compositional Differences in Mantle-Derived Melts Beneath Spreading Axes: Evidence From Cyclically Layered Rocks in the Ophiolite of North Oman. *Journal of Geophysical Research* 86-B4: 2,645-2,659.
- Spanne P., Thovert J., Jacquin J., Lindquist W.B., Jones K., Coker D., 1994. Synchrotron computed microtomography of porous media: Topology and transports: *Phys. Rev. Lett.*, 73, 2001–2004.
- Spichak V.V., Manzella A., 2008. "Electromagnetic sounding of the geothermal zones. *Journal of Applied. Geophysics.*, doi:10.1016/j.jappgeo.2008.05.007.
- Spiess F.N., MacDonald K.C., twater T., Ballard A.R., Carranza A., Cordoba D., Cox C., Diaz Garcia V.M., Francheteau J., Guerrero J., Hawkins J., Haymon R., Hessler R., Juteau T., Kastner M., Larson R., Luyendyk B., MacDougall J.D., Miller S., Normark W., Orcutt J., Rangin C., 1980. East pacific Rise: hot springs and geophysical experiments. *Science* 207 1421–1433.
- Staudigel H., Hart S., 1983. Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 337- 350, 1983.
- Stein C., Stein S., 1994. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *J. Geophys. Res.*, 99, 3081–3095.
- Stein C., Stein S., Pelayo A., 1995. Heat flow and hydrothermal circulation, in: *Physical, chemical, biological and geological interactions within hydrothermal systems*, AGU Mono., edited by Humphris, S., L. Mullineaux, R. Zierenberg and R. Thomson, Am. Geophys. Un., Washington, D.C., 425-445.
- Stein C.A., Stein S., 1996. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *J. Geophys. Res.* 99 (3081–3096).
- Steingrímsson B., Guðmundsson Á., Franzson H., Gunnlaugsson E., 1990. Evidence of a supercritical fluid at depth in the Nesjavellir field. *Proc. Fifteenth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford California, January 23-25, 1990 SGP-TR-130*, 81-88.
- Stormont J.C., Daemen J.J.K., 1992. Laboratory study of gas permeability changes in rock salt during deformation. *Int. J. Rock Mech. & Mining Sci.*, 29:325–342.
- Swift S., Reichow M., Tikku A., Tominaga M., Gilbert L., the scientists of IODP Expedition 309 and 312., 2008. Velocity structure of Upper Ocean Crust Formed at ODP hole 1256D. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, doi:10.1029/2008GC002188.

Références

- Teagle D.A.H., Alt J.C., Halliday A.N., 1998. Tracing the chemical evolution of fluids during hydrothermal recharge: Constraints from anhydrite recovered in ODP Hole 504B. *Earth and Planetary Science Letters* Volume 155, Issues 3-4.
- Teagle D.A.H., Alt J.C., Umino, S., Miyashita S., Banerjee N.R., Wilson D.S., the Expedition 309/312 Scientists., 2006. *Proc. IODP, 309/312. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc, Washington, DC, doi:10.2204/iodp. proc.309312.*
- Thy P., Brooks C.K., Walsh J.N., 1985. Tectonic and petrogenetic implications of major and rare earth element chemistry of Troodos glasses, Cyprus. *Lithos*, Volume 18, 1985, Pages 165-178.
- Thorhallson, S., M. Mattiasson, G. Gislason, K. Ingason, B. Palsson, et G.O. Fridleifsson 2003. Part II. Drilling Technology. In: *Iceland Deep Drilling Project, Feasibility Report*, G.O. Fridleifsson (Ed). Orkustofnun, OS-2003/007, Reykjavik, 76 p. (& Appendix on casing design 45 p.).
- Tolstoy M., Waldhauser F., Bohnenstiehl D.R., Weekly R.T., Kim W.Y., 2008. Seismic identification of along-axis hydrothermal flow on the East Pacific Rise. *Nature* 451 (7175), 181–184 Jan 10.
- Tominaga M., Teagle D.A.H., Alt J.C., Umino S., 2009. Determination of the volcanostratigraphy of oceanic crust formed at superfast spreading ridge: Electrofacies analyses of ODP/IODP Hole 1256D. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q01003, doi:10.1029/2008GC002143.
- Tominaga M., Umino S., 2010. Lava deposition history in ODP Hole 1256D: Insights from log-based volcanostratigraphy. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q05003, doi:10.1029/2009GC002933.
- Toomey D.R., Purdy G.M., Solomon S.C., 1989. Three-dimensional structure of the East Pacific Rise at 9°30'N. *Eos Trans. AGU* 70: 1,317.
- Toussaint-Jackson J.E., 1984. Laboratory and Theoretical Studies of Electrical Conductivity in Crystalline Rocks. PhD Thesis, University of East Anglia, Norwich.
- Travis B.J., Janecky D.R., Rosenberg N.D., 1991. Three-dimensional simulations of hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1441–1444.
- Tryggvason A., Rögnvaldsson S.Th., Flóvenz O.G., 2002. Three dimensional imaging of the P- and S-wave velocity structure and earthquake locations beneath southwest Iceland. *Geophys. J. Int.*, 151, pp. 848-866, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01812.x.
- Tsuchiya N., Bignall G., 2000. Deep-Seated, Supercritical Fluid-Rock Interactions in the Icelandic Rift-Zone. Presentation at the second IDDP/ICDP workshop, Nesjavellir, Iceland, October 2002.
- Tullis J., Yund R.A., 1977. Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. of Geophys. Res.*, 82: 5705-5718.
- Tullis J., Yund R.A., 1980. Hydrolitic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *J. Struct. Geol.*, 2: 439-451.

- Tullis J., Yund R.A., 1987. Transition for cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures. *Geology*, 15: 606-609.
- Tullis J., Yund R.A., 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structural Geology*, Volume 13, Issue 9, Pages 987-1000.
- Turcotte D.L., 1980. On the thermal evolution of the earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 53-58.
- Tyburczy J.A., Waff H.S., 1983. 'Electrical Conductivity of Molten Basalt and Andesite to 25 Kilobars Pressure: Geophysical Significance and Implications for Charge Transport and Melt Structure'. *J. Geophys. Res.* 88, 2413–2430.
- Ucok H., Ershaghi I., Olhoeft G.R., 1980. Electrical resistivity of geothermal brines. *Journal of Petroleum Technology*. Volume 32, Number 4 pp 717-727.
- Ussher G., Harvey C., Johnstone R., Anderson E., 2000. Understanding the resistivities observed in geothermal systems. In: *Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress*, 28 May–10 June, Kyushu, Tohoku, Japan, pp. 1915–1920.
- Violay M., Pezard P.A., Ildefonse B., 2010..Petrophysical properties of the root zone of sheeted dikes in the ocean crust: A case study from Hole ODP/IODP 1256D, Eastern Equatorial Pacific. *Tectonophysics*. 493 (2010) 139–152
- Waldhauser F., Bohnenstiehl DR., Weekly RT., Kim WY., 2008. Seismic identification of along-axis hydrothermal flow on the East Pacific Rise. *Nature*. Jan 10;451(7175):181-4.
- Walsh J.B., Brace W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rocks. *Journal of Geophysical Research* 89, 9425–9431, doi:10.1016/ 0148-9062(85)93020-7.
- Waxman M.H., Smits L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal* 8, 107–122, doi:10.2118/1863-A.
- Weertman J., Weertman J.R., 1975. High Temperature Creep of Rock and Mantle Viscosity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 3, p.293.
- Whittington A., Richet P., Linard Y., Holtz F., 2001. The viscosity of hydrous phonolites and trachytes, *Chem. Geol.*174, 209–223.
- Wilcock W.S.D., 1998. Cellular convection models of mid-ocean ridge hydrothermal circulation and the temperature of black smokers fluids. *Journal Geophysical Research* 103 (B2), 2585–2596, doi:10.1029/97JB03252.
- Wilson D.S., 1996. Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific plate boundary. *Geophysical Research Letters* 23, 3003–3006, doi:10.1029/96GL02893.

Références

- Wilson D.S., Teagle D.A.H., Acton G.D., 2003. Proc. ODP, Init. Repts., 206. Ocean Drilling Program, College Station, TX, doi:10.2973/odp.proc.ir.206.2003.
- Wilson D.S., Teagle D.A.H., Alt J.C., Banerjee N.R., Umino S., Miyashita S., Acton G.D., Anma R., Barr S.R., Belghoul A., Carlut J., Christie D.M., Coggon R.M., Cooper K.M., Cordier C., Crispini L., Durand S.R., Einaudi F., Galli L., Gao Y.J., Geldmacher J., Gilbert L.A., Hayman N.W., Herrero-Bervera E., Hirano N., Holter S., Ingle S., Jiang S.J., Kalberkamp U., Kerneklian M., Koepke J., Laverne C., Vasquez H.L.L., MacLennan J., Morgan S., Neo N., Nichols H.J., Park S.H., Reichow M.K., Sakuyama T., Sano T., Sandwell R., Scheibner B., Smith-Duque C.E., Swift S.A., Tartarotti P., Tikku A.A., Tominaga M., Veloso E.A., Yamasaki T., Yamazaki S., Ziegler C., 2006. Drilling to gabbro in intact ocean crust. *Science* 312(5776), 1016-1020. doi:10.1126/science.1126090.
- Wright D.J., 1998. Formation and development of fissures at the East Pacific Rise: Implications for faulting and magmatism at Mid- Ocean ridges, in: *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges*, W.R. Buck, et al. (eds.), Am. Geophys. U. Geophys. Monograph 106, 137–151.
- Yano Y., Ishido T., 1998. Numerical investigation of production behavior of deep geothermal reservoirs at supercritical conditions. *Geothermics*, 27, 5, 705-721.
- Zhang S., Cox S., Paterson M., 1994. The influence of room temperature deformation .
- Zhu W., Wong T.F., 1997. The Transition from Brittle Faulting to Cataclastic Flow: Permeability Evolution. *J Geophys Res.*, 102, B2, 3027-3041.
- Zimmerman M.E., Kohlstedt D.L., 2004. Rheological Properties of Partially Molten Lherzolite .*Journal of Petrology*, 2004 - Volume 45 | Number 2 | Pages 275-298.
- Zoback M., Byerlee J., 1975. The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly Granite. *J. Geophys. Res.*, 80, 752– 755, 1975.

Annexes :

ANNEXE 1

ELECTRICAL CONDUCTIVITY IN A PARTIALLY MOLTEN LOWER CRUST FROM MEASUREMENTS ON XENOLITHS

Fabio Ferri ^{a,*}, Benoit Gibert ^b, Marie Violay ^b, Frank R. Schilling ^c and Bernardo Cesare ^{a,d}

^a Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova, via Gradenigo 6, I-35131 Padova, Italy

^b Laboratoire Géosciences Montpellier, Université Montpellier II, France

^c Karlsruhe Institute of Technology, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Karlsruhe,
Germany

^d C.N.R.- Istituto di Geoscienze e Georisorse, via Giotto 1, I-35137 Padova, Italy

* Corresponding author. Tel: +39-049-8271863; Fax: +39-049-8272010.

E-mail addresses: fabio.ferri@unipd.it (F. Ferri); gibert@gm.univ-montp2.fr (B. Gibert);
marie.violay@gm.univ-montp2.fr (M. Violay); frank.schilling@kit.edu (F. R. Schilling);
bernardo.cesare@unipd.it (B. Cesare)

ABSTRACT

The complex electrical impedance of three garnet-biotite-sillimanite metapelitic xenoliths collected from the Neogene dacites of El Hoyazo (SE Spain) have been determined up to 980 °C and between 1.5 and 4 kbar. This well studied material represents a direct sampling of the Alborán lower crust undergoing partial melting in an area where large geophysical anomalies, such as high electrical conductivity, low seismic velocity and high heat flow, are well constrained. The paragenesis is garnet + biotite + sillimanite + plagioclase + graphite $\pm$ cordierite coexisting with widespread rhyolitic melt as inclusions and interstitial glass (~10 wt%) and developed during regional anatexis at 850-900 °C and ~ 5-7 kbar.

In the present measurements, the first heating cycle systematically shows a non Arrhénian increase of electrical conductivity and a transitions from two impedance arcs to one impedance arc in the temperature range 650-800 °C. Subsequent heating cycles show that irreversible changes occur in the samples: over the whole temperature (400-900 °C), one arc is observed, the conductivity is Arrhénian and higher by one order of magnitude than in the first cycle. These observations are interpreted in terms of glass rheology. In the first heating run, glass is expected to soften and reorganize within the minerals matrix, from a non-connected to an interconnected network, in agreement with previous experiments on granitic glasses showing a glass transition in the interval 700-800 °C.

Applying mixing models, such as Hashin-Strikmann bounds or Archie's Law, shows that once interconnected, glass controls the electrical conductivity of these xenoliths. Moreover, they show that the electrical conductivity of these rocks can be simulated with the electrical conductivity data obtained on granitic glasses of similar composition (Gaillard et al., 2004). Our experimental results are consistent with geophysical data for lower crustal HCZs and indicate that the electrical signal of a partially molten residual felsic lower crust is similar to that of a mafic lower crust.

Keywords: electrical conductivity, xenolith, melting, lower crust, Alborán

1. INTRODUCTION

Magnetotelluric (MT) measurements revealed that the lower continental crust contains extensive zones of high electrical conductivity (HCZs) e.g. Schwartz et al., 1994; Pous et al., 1995; Nelson et al., 1996; Martì et al., 2009) which have been interpreted as evidence of partial melting. Partial melting has been proposed for the presence of extensive HCZs as below the Central Cordillera in the Andes (e.g. Schwartz et al., 1994, Schilling et al., 1997), the Pyrenees (Pous et al., 1995), the Tibetan Plateau (e.g. Nelson et al., 1996; Chen et al., 1996; Unsworth et al., 2005, Solon et al., 2005) and the Southern Betics (Pous et al., 1999). This hypothesis is supported by complementary geophysical data as low seismic velocity and high heat flow values suggesting anomalously high temperatures at depths. When a melt is formed, conductivity is enhanced of several orders of magnitude once an interconnected network is formed (see references in Nover, 2005). Assuming a good interconnection and pure melt resistivities, the melt fractions can be computed and the viscosity reduction of the crust inferred. Constraints on the electrical behavior of rhyolitic melts are numerous though a few performed at high pressures (Gaillard, 2004; Bagdassarov et al., 2004) where the melt structure and the charge transport properties change. Experiments on partial melting of lower crustal materials are almost lacking and limited to mafic compositions (Partzsch et al., 2000).

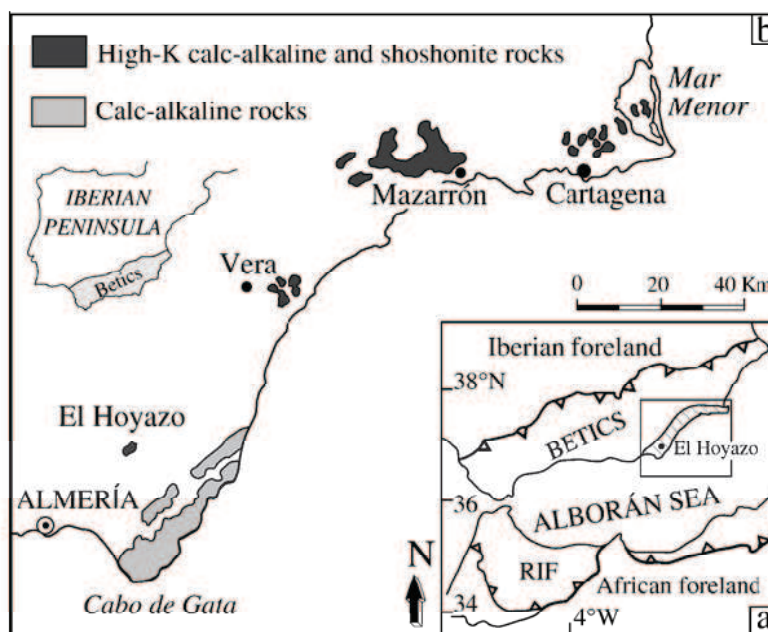


FIGURE 1: Geographical location and schematic tectonic elements of the main edifices of the Miocene volcanics of the Neogene Volcanic Province within the Alborán Domain (after López-Ruiz and Rodríguez Badiola, 1980).

The purpose of the present paper is to yield new electrical conductivity measurements of metasedimentary material undergoing partial melting by using xenoliths from the Alborán lower crust (Fig. 1). They represent a direct sampling of the anomalous deep levels of Southern Betics where geophysical properties (e.g. seismic velocities, electrical resistivity and heat flow) are very well known (Carbonell et al., 1998; Calvert et al., 2000; Pous et al., 1999; Fernandez et al., 1998; Martì et al., 2005). The results will be used to discuss the HCZs mapped by MT soundings.

2. SAMPLE DESCRIPTION

2.1) Bulk composition

The bulk composition of the studied xenoliths is reported in Tab. 1. The three compositions are remarkably similar, and similar to other analyses of garnet-biotite-sillimanite (hereafter Grt-Bt-Sil, abbreviations according to Kretz, 1983) xenoliths in the literature (e.g. Zeck, 1968; Cesare et al., 1997). These rocks are very low in SiO_2 (46.5-47.7 wt%) and high in Al_2O_3 (26.8-27.7 wt%) and Fe_2O_3 (9.1-11.2 wt%). Such extreme residual character, indicative of high degrees of melt extraction, is more

pronounced than in other metapelitic xenoliths of inferred restitic character, which always have $\text{SiO}_2 > 50 \text{ wt\%}$ (see summary in Rudnick and Fountain, 1995). Another peculiar feature of the El Hoyazo xenoliths is their high carbon content, reaching up to 1.2 wt%, which explains the abundant presence of graphite in the rocks.

Table 1 - bulk composition of the xenoliths in %wt

	HO4	JOY2	JOY4
SiO₂	46,59	47,45	47,71
TiO₂	1,96	1,87	1,37
Al₂O₃	27,77	27,87	26,84
Fe₂O₃tot	11,23	10,40	9,07
MnO	0,03	0,04	0,12
MgO	3,24	2,76	2,16
CaO	2,11	2,64	2,58
Na₂O	2,70	2,88	2,91
K₂O	4,10	3,80	2,97
P₂O₅	0,13	0,19	0,08
L.O.I.	2,11	4,42	2,67
Total	99,86	99,90	95,80
C	1,18	0,85	0,98
Al₂O₃/SiO₂	0,60	0,59	0,56
xMg(Fetot)	0,30	0,34	0,35

2.2) Mineral chemistry

The mineral composition of the Grt-Bt-Sil xenoliths from El Hoyazo is very homogeneous and comparable with other analyses reported by Cesare et al., (1997, 2003a, 2003b, 2005). Biotite has an X_{Fe} of 0.62-0.67 and $\text{TiO}_2 \sim 5.0 \text{ wt\%}$. Plagioclase is a low-Ca andesine (An_{30-33}). Garnet is weakly zoned within the ranges $\text{Alm}_{78-81}\text{Pyp}_{10-14}\text{Sps}_{1-7}\text{Grs}_{2-10}$. When present, cordierite has $X_{\text{Fe}} = 0.50$.

2.3) Glass Chemistry

Melt is present as fresh undevitrified glass in melt inclusions and along grain boundaries. Despite slight variations among melt inclusions and interstitial glass

(Acosta Vigil et al., 2007), electron microprobe analyses of glasses reveal that melt is rhyolitic, felsic ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 1.65 \text{ wt\%}$), peraluminous ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 1.11$) and inferred to be hydrous. Glass shows high concentrations of SiO_2 and K_2O , variable Al_2O_3 and P_2O_5 , moderate to low FeO_{tot} , CaO and Na_2O , and low TiO_2 and MgO (Acosta-Vigil et al., 2007). Water concentration in glass, calculated by the difference of electron microprobe totals from 100% (Morgan and London, 1996 and 2005), is around 3 wt% (Acosta Vigil et al. 2007). This amount of water indicates that melt is H_2O -undersaturated at the inferred pressures of melting (e.g. Holtz et al., 1995). Mean wt% normative compositions plot in the vicinity of the H_2O -undersaturated ($a_{\text{H}_2\text{O}}=0.1\text{--}0.4$) haplogranite eutectics (Acosta-Vigil et al., 2007).

2.4) Geothermobarometry

Based on Grt-Bt, Grt-Crd and GASP thermobarometry, Cesare et al., (1997) estimated the P-T conditions of anatexis and equilibration of the Grt-Bt-Sil xenoliths at $850\pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ and 5-7 kbar. A further heating phase to $>900 \text{ }^\circ\text{C}$ is recorded only in some xenoliths by the melting of biotite to hercynite+ilmenite (Cesare, 2000). This was confirmed by the experiments performed on the same material by Ferri et al., (2007) where the melting reaction and conditions reported by Cesare (2000) were reproduced at ca. 5 kbar and 850-950 $^\circ\text{C}$.

3. EXPERIMENTAL TECHNIQUES

Electrical measurements were performed at the GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam (Germany) and Géosciences Montpellier (GM) laboratory (France) in two different internally heated gas medium apparatus at temperature up to 950 $^\circ\text{C}$. GM apparatus differed from GFZ apparatus only by the presence of an impermeable and deformable iron jacket around the sample serving to apply the confining pressure to the sample (i.e. sealed conditions). In GFZ experiments the pressure gas is able to flux within the pores and keep the porosity open (i.e. unsealed conditions).

At unsealed conditions (GFZ), the reconnection of high conductive phases (e.g. graphite and melt) is not possible due to the presence of open cracks and pore. The GFZ measurements, so, represent the conductivity of the bulk matrix at high temperature and pressure. On the contrary, in presence of concomitant high pressure and temperature at sealed (GM) conditions, the xenoliths are able to achieve textural

equilibrium (see Ferri et al., 2007) and, potentially, graphite and melt can reconnect. The comparison between GM and GFZ experiments is able to discriminate the contribution of different processes to the electrical behavior of the xenoliths and their temperature and pressure dependence.

3.1) Experimental set-up

Three xenoliths were investigated, HO4, JOY2 and JOY4. HO4 is well known sample used in previous studies (e.g. Acosta et al., 2007, Ferri et al., 2007). HO4 and JOY2 were used in unsealed experiments, JOY2 and JOY4 in sealed experiments. For each sample, three mutually orthogonal cores (X, Y, Z) were drilled parallel to the macroscopic fabric elements: X and Y were parallel to foliation with X along the main lineation, and Z normal to foliation. Every specimen was used in a single experiment, except in cyclic runs at sealed conditions where a single core was heated and cooled several times. The list of the experiments is reported in Table 2.

- Unsealed experiments

Unsealed experiments were performed at the GFZ-Potsdam (Germany), in an internally heated gas apparatus pressurized by Argon gas (Fig. 2A). Sample was heated by a tubular furnace with NiCr (for intermediate temperatures) or Mo (for high temperatures) wire as heating elements. The thermal gradient was controlled by two K-type thermocouples below the furnace winding in correspondence with the top and bottom of the samples. During the sample preparation, the top and bottom surfaces were polished, made parallel and sputtered with platinum to obtain good electrical contact. Two Pt discs of 0.15 mm thickness and 16 mm diameter were placed on the two ends of the cylinders as electrodes, and connected with the Pt and Pt-Rh wires in a two poles arrangement. The wires served as additional thermocouples and were isolated by alumina tubes. The samples were stored in dry conditions at 70 °C at least 48 hours. Conductivity measurements were collected by an automated impedance spectrometer (Zhaner) as the sample increased in temperature. The samples were first pressurized to 1-3 kbar and then heated at a rate of 0.7-0.8 °C/sec up to the maximum temperature with pressure increasing due to gas heating. An impedance spectrum was taken automatically every 0.5 kbar during the pressure cycle at room temperature and at every 8 °C while heating, in the frequency range 1-10⁵ Hz. The fugacity could not be monitored.

- Sealed experiments

Sealed experiments were performed at Géosciences Montpellier laboratory in an internally heated gas medium apparatus (Paterson press) at temperature up to 950 °C and confining pressures up to 300 MPa (Fig. 2B). Temperature was monitored by K-type thermocouples, and thermal gradient on the sample is quasi inexistent (± 2 °C over the sample length). The fugacity could not be monitored, but previous experiments on olivine in this cell show that oxydo-reduction phenomena are weak. Electrical conductivity was measured on cylindrical samples of 10 mm in diameter and 10 mm in length in a two parallel electrodes geometry. Electrodes were Pt or Ni discs with thickness and diameter of 0.2 mm and 8 mm, respectively. Samples were cut and polished to obtain two parallel faces and were dried (at 70 °C during at least 48 hours). Samples were surrounded by a porous alumina ring of 2,5 mm in thickness in order to electrically isolate the sample from the metallic jacket. The electrical properties have been measured with a Solarton 1260 impedance spectrometer, over a frequency range from 10^{-1} to 10^6 Hertz. Samples were first pressurized and then heated at a rate of ~ 0.5 °C/sec up to the maximum temperature with pressure increasing due to gas heating. Impedance spectrum was taken manually every ~ 30 °C. Different heating cycles were performed. The first run is conducted up to about 800 °C, then the sample is quenched to about 400 °C. The second heating run and third run are performed from about 400 °C, up to the maximum temperature (between 910 and 978 °C).

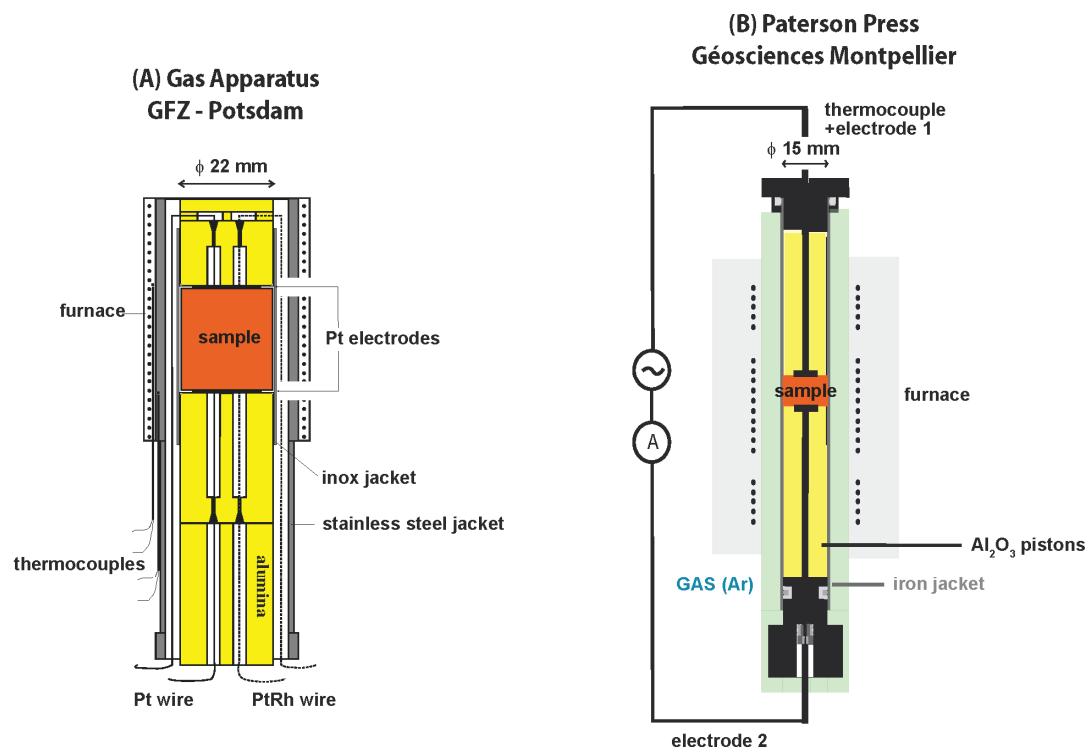


FIGURE 2: Scale sketch of the experimental set up used to determine the electrical conductivity in sealed and unsealed conditions.

Table 2 - Run table of the experiments performed at unsealed conditions (GFZ) and at sealed conditions (GM)

Unsealed experiments (GFZ)					
run #		T (°C)	P (kbar)	f (mm)	electrode
JOY2-X2		830	1,59	21,9	Pt
JOY2-Y1		590	2,90	21,9	Pt
JOY2-Z1		1000	2,38	21,9	Pt
HO4-X1		832	1,30	21,9	Pt
HO4-Y1a		732	2,90	21,9	Pt
HO4-Y1b		747	2,83	21,9	Pt
HO4-Z2		810	3,50	21,9	Pt
Sealed experiments (GM)					
run #		T (°C)	P (kbar)	f (mm)	electrode
JOY4-X1		717	1,50	14,9	Ni
JOY4-X2		883	2.80-3.00	14,9	Ni
JOY4-Y1		840	1,50	14,9	Ni
JOY2-X3	cycle 1	up to 855	2,00	10	Ni+Al ₂ O ₃
	cycle 2	466 - 935			
	cycle 3	935 - 455			
JOY2-X4	cycle 1	up to 798	3,00	10	Pt+Al ₂ O ₃
	cycle 2	372 - 978			
	cycle 3	425 - 948			
JOY2-X5*		834	2,20	10	Pt+Al ₂ O ₃
JOY2-Z1	cycle 1	up to 791	2,00	10	Pt+Al ₂ O ₃
	cycle 2	402-937			
	cycle 3	810-367			
	cycle 4	375-950			
JOY2-Z2	cycle 1	up to 946	2,00	10	Pt+Al ₂ O ₃
	cycle 3	790-461			
JOY2-Z3		880	2.80-3.00	14,9	Ni
f = core diameter					
*kept for 12 h at the maxim temperature					

3.2) Sample analysis

The phase content and texture of the quenched samples were examined on thin sections by optical and Scanning Electron Microscopy (SEM) at the CNR-Istituto di Geoscienze e Georisorse of the Department of Geosciences (Padova, Italy). The glass composition after the experiments was determined by Electron Microprobe analysis (EMPA) at the CNR-Istituto di Geoscienze e Georisorse of the Department of Geosciences (Padova, Italy) according to the procedure of Mogan and London (1996). Natural and synthetic silicates and oxides were used as standards, and data correction was performed using PAP methods as adapted by Cameca (Pouchon & Pichoir, 1984). Working conditions were 15 kV accelerating voltage and 15 nA sample current. The beam diameter was defocused to c. 5–10 μm for glass analysis. In the unsealed experiments, the glass was analyzed to monitor the contamination with respect to the Argon gas. This was done with the Electron Microprobe of the Department of Geology of the University of Bern (Switzerland).

A natural cordierite crystal refilled with ~4 wt% Ar (Armbruster, 1985) was used as standard. Microprobe analytical conditions were 15 kV accelerating voltage, 15 nA beam current, 2 μm spot size with 40 seconds counting on each spot.

4. RESULTS

4.1) Fitting procedure and calculation of the electrical conductivity

The impedance spectra are presented and modelled with analogue electrical circuits (e.g., Macdonald, 1987; Roberts and Tyburczy, 1991; Roberts and Tyburczy, 1999, Huebner and Dillenburg, 1995). This procedure allows for evaluating the sample resistance and conductivity. The electrical conductivity σ (S/m) is calculated from the resistance using the following equation:

$$\sigma = \frac{l}{R.A} \quad (\text{Eq. 1})$$

where R is the bulk resistance (Ohm), l is the length of the sample (m) and A is the area of the electrodes (m^2).

Depending on their shape and on the observed arc numbers, spectra were modelled with one, two or three dipoles connected in parallel (e.g. Roberts and Tyburczy, 1999). The individual dipole are made of a resistance in parallel with capacitor (RC circuit, Fig. 3A and B) or a resistance in parallel with a Constant Phase Element (CPE), constituting a ZARC circuit (Fig. 3C). A constant phase element (CPE) has the following impedance Z ,

$$Z_{CPE} = \frac{1}{C(i\omega)^\phi} \quad (\text{Eq. 2})$$

where C is the capacitance, ω is the frequency and ϕ a fitting parameter. If $\phi=1$, the CPE is equivalent to a pure capacity. CPE was used because the arcs may potentially be constituted by the superposition of different resistive processes having different time constants, as it may be expected in complex samples as these rocks.

The logarithm of the calculated conductivity will be plotted as a function of reciprocal temperature. When a linear behavior was found (Arrhénian behaviour), the conductivity will be fitted regarding the following equation, describing thermally activated mechanisms, as the ones involved in electrical conduction:

$$\sigma = \sigma_0 \exp\left(\frac{E_a}{RT}\right) \quad (\text{Eq. 3})$$

where E_a is the activation energy, R is the gas constant ($8,31 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{mol}^{-1}$), T is the absolute temperature (K), σ_0 is a constant.

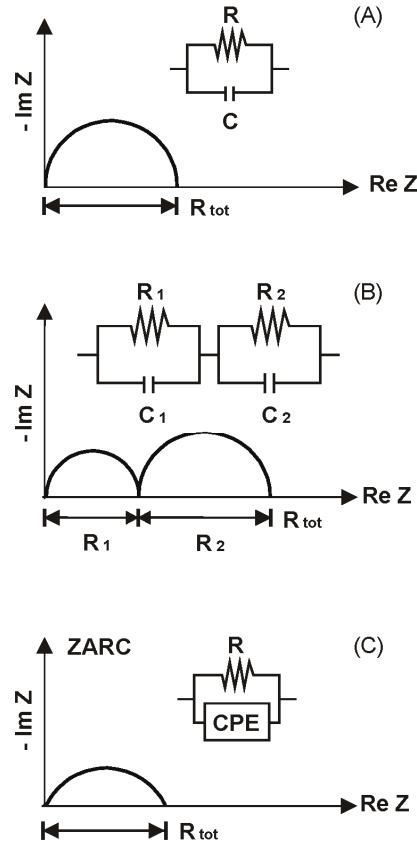


FIGURE 3: Electrical circuits for resistivity modelling (ZARC circuits): A) R-C circuit; B) R_1C_1 and R_2C_2 in series and parallel. C) R-CPE circuit.

4.2) Conductivity in unsealed experiments

Unsealed experiments display single impedance arcs at every temperature with the diameter of the arcs systematically decreasing with increasing temperature. The center of the arcs is located on the real axes and moves below the real axes at temperature $>800^\circ\text{C}$ so that the arcs appear depressed. The arcs are fitted by means of an RC circuit in the first case (Fig. 3A, center on the real axes) and with a ZARC circuit in the second case (Fig. 3C, center below the real axes) and the electrical conductivity σ was obtained as intercept of the impedance arc with the real axes.

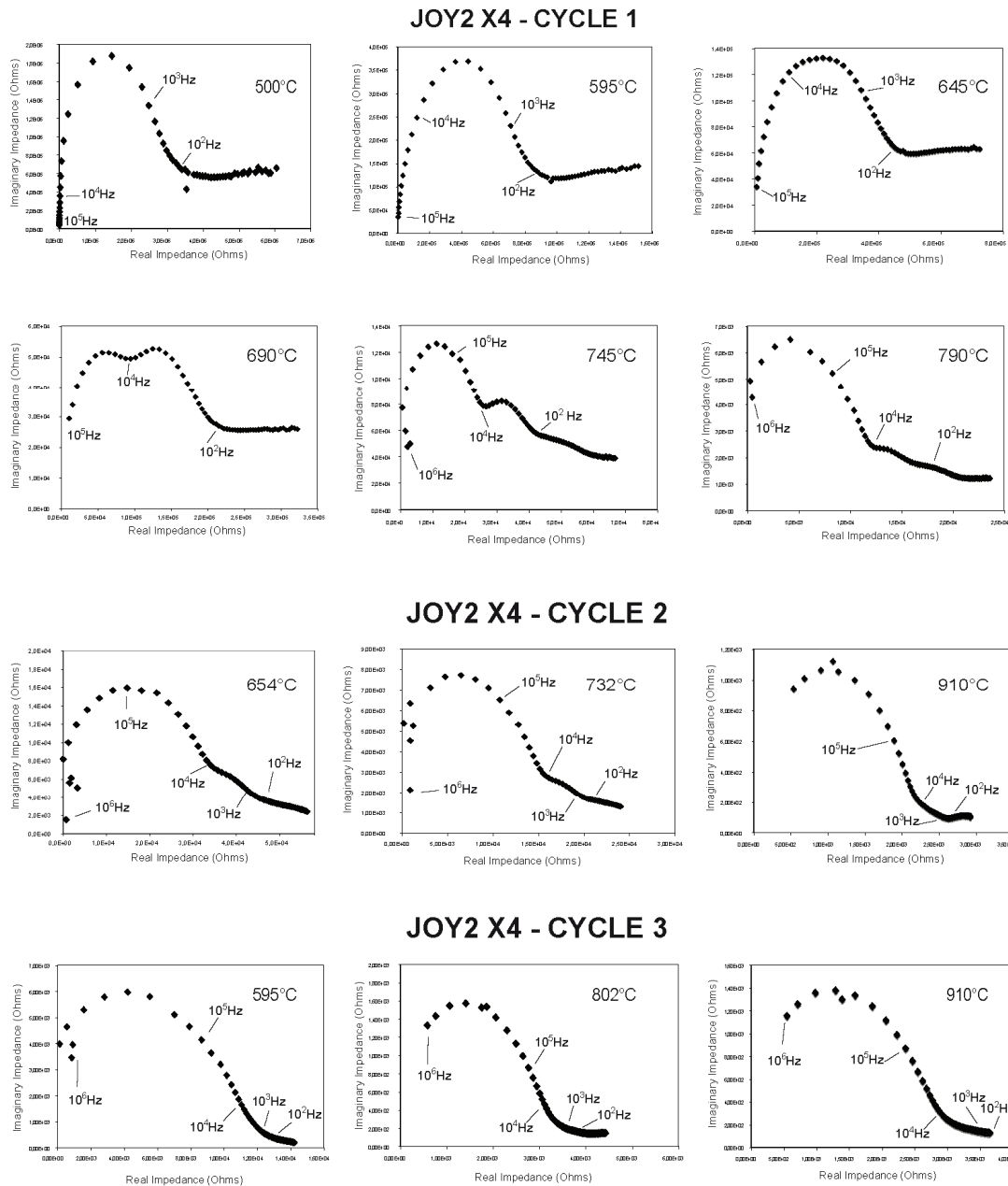


FIGURE 4: Complex plane plots, Real vs. Imaginary part, of impedance spectra measured in different cyclic runs under sealed conditions on the sample JO2X4.

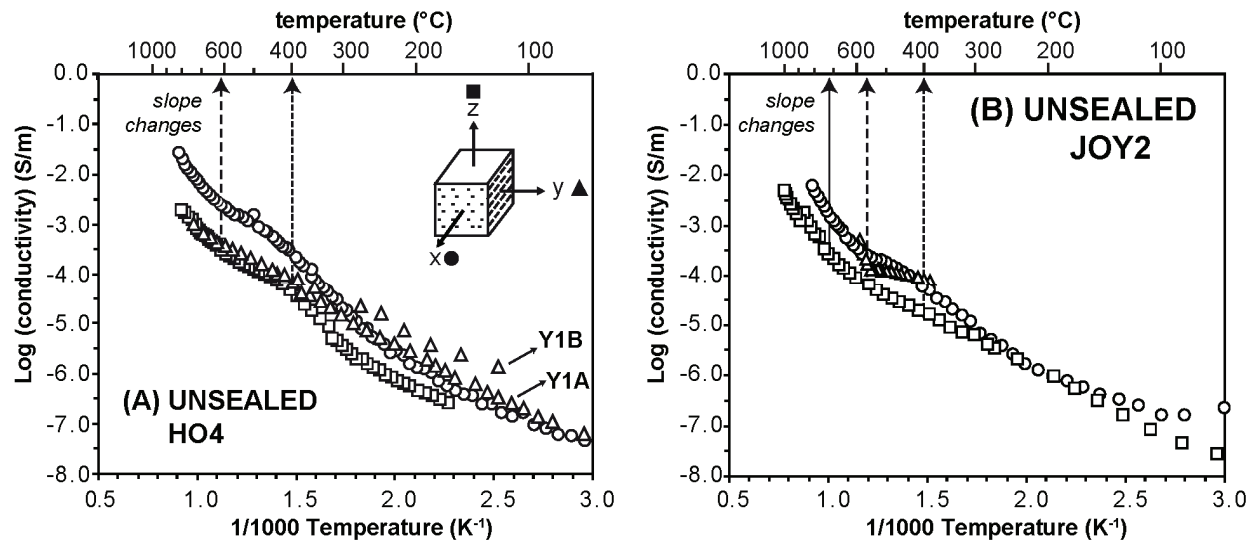


FIGURE 5: Electrical conductivity versus inverse temperature measured in unsealed experiments. Circles, triangles and squares correspond to conductivity measured, respectively, along X, Y and Z structural directions.

The variation of the electrical conductivity with temperature is reported as Arrhenius plot in Fig. 5 for samples HOY4 (Fig. 5A) and JOY2 (Fig. 5B). The behavior of σ is complex and can be divided into steps:

- 1) at $T < 400-420$ °C, the increment of σ with temperature is not linear and displays an upward concavity which disappears if the same sample is reheated after cooling. The sample HO4-Y1 was used in the successive runs, HO4Y1A heated up to 732 °C at 2.90 kbar (Fig. 5A and Table 2), cooled and decompressed, followed by HO4-Y1B recompressed and reheated up to 747 °C and 2.83 kbar. The concavity is observed in the first run in HO4Y1A up to 400 °C, and disappears in the second run in HO4Y1B, where the behavior of σ becomes Arrhenian;
- 2) at $T > 400-420$ °C, the increment of σ is linear (Arrhenian type) with two major slope changes observed at ~ 600 °C and ~ 750 °C. The slope changes can be effect of textural equilibration or mineral reactions and correspond to variation of activation energy E_a .

In both HO4 and JOY2 the direction X parallel to foliation is the most conductive while the direction Z normal to foliation is the least conductive with a difference in σ of

0.5-1.0 Log units. The direction Y, parallel to foliation and normal to lineation X, was similar to X in JOY2 and to Z in HO4.

4.3) Conductivity in sealed Experiments.

Sealed experiments display complex and multiple impedance arcs at every temperature. The typical impedance arcs obtained as a function of temperature are shown on Fig. 4 for JOY2-X4 sample. The arcs diameters systematically decrease with temperature. At a frequency lower than about 100 Hz, a flattened arc is systematically obtained at every temperature. In most of the experiments, a single arc is observed at temperatures lower than 500-600 °C and at frequency higher than 100 Hz. At higher temperatures, the number of arc depends on the heating cycle. The first heating cycle systematically display the larger number of arcs. At temperatures higher than 600 °C, the single arc starts to split in two arcs of equivalent size (first cycle, at 690 °C on Fig. 4). High frequency arc is situated between 10^5 and 10^4 Hz and low frequency arc is situated between 10^4 and 10^2 Hz. As the temperature increases, the high frequency arc dominates the signal and the low frequency arc progressively disappears (first cycle, temperature of 790 °C). In the second heating run, the low frequency arc is weaker than the one obtained in the first cycle (e.g. at 732 °C, second cycle in Fig. 4). The reproducibility is perfect at 795 °C between the first and the second run. At higher temperature, the spectrum is dominated by a single arc (910 °C on cycle 2). Finally, in the third cycle, only one arc is observed over the whole temperature range, even at the temperatures where two arcs were observed in previous runs (e.g. at 802 °C compared to 795 °C in the two first cycles).

Impedance arcs were systematically fitted with two or three equivalent circuits made of a constant phase element (CPE) in parallel with a resistance, and connected in series. The frequency dependence of a given arc, quantified by the parameter Φ , depends on its frequency range. For the four measurements, the highest frequency arc display a Φ parameter very close to unity ($0,9 < \Phi < 1,1$), close to $0,6 < \Phi < 0,9$ for the medium frequency arc and very low ($0,1 < \Phi < 0,5$) for lowest frequency arc.

As discussed in part 5, the process responsible for the presence of a low frequency arc (< 100 Hz) is not clearly identified, and the sample electrical resistance can be derived from the sum of the resistances of the two highest frequency individual arcs

(>100 Hz). Nevertheless, the real impedance measured at the lowest frequency (0,1 Hz) provide conductivities that differ by less than 0,3 in log units than the one resulting from the fitting procedure.

In the first heating cycle, the electrical conductivity variation is almost linear up to 650-700 °C, then it non-linearly increases with temperature up to the maximum temperature of this run (800 °C) (Fig. 6 first cycle, empty symbols). After cooling down to 300-400 °C, the temperature is increased (Fig. 6 second cycle, grey symbols). The conductivity is systematically higher than the one measured in the first run and is linear up to the maximum temperature of the first run. Then it non-linearly increases up to the maximum temperature. Finally, the third heating run (Fig. 6, black symbols) displays the same behavior, i.e., conductivity values higher than the one measured in the previous runs and a linear and similar dependence up to the maximum temperature of the previous run.

Activation energies calculated in the first run in the linear part of the curve (400-600 °C) and the one calculated in the second and third runs over the whole temperature range are similar. They are also consistent from sample to sample. The resulting average value is $70 \pm 8 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$.

Comparison of different measurements performed on cores of different structural orientations show that the conductivity does not vary with direction especially at temperature above 800 °C.

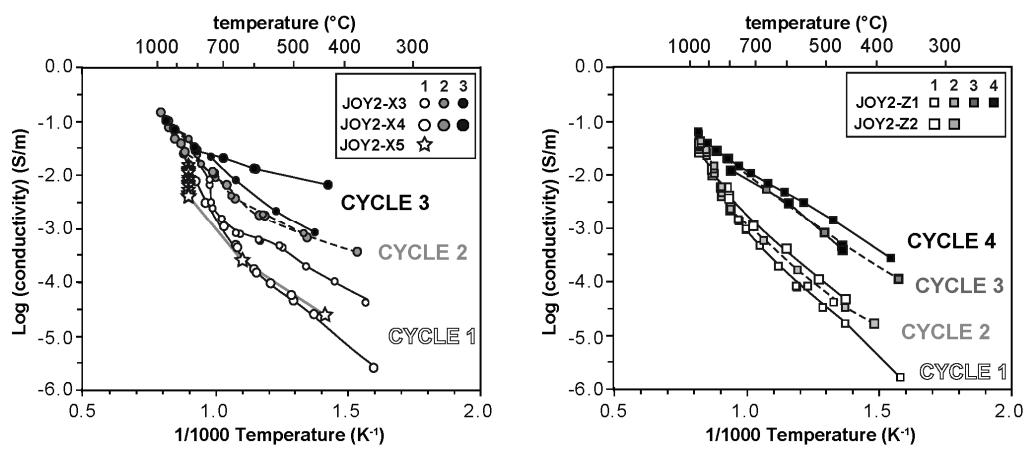


FIGURE 6: Electrical conductivity versus inverse temperature measured in sealed experiments.

4.4) Achievement of equilibrium

In cyclic runs at sealed conditions (Fig. 6), the conductivity increases when the sample is reheated after the first heating-cooling cycle. In order to understand if the increment of conductivity represents an effect of textural equilibration or is due to mineralogical reactions, experiment JOY2-X5 was performed at 834 °C and 2.2 kbar as function of time. The sample was compressed and heated at the same gradient of the other experiments and kept at constant 834 °C until the steady state conductivity was achieved. The results are shown in Fig. 7. Conductivity strongly increases during initial 40-60 minutes then the steady-state value is reached after about 700 minutes.

In Fig. 6 the conductivity of sample JOY2-X5 is compared to the conductivity measured on cores JOY2-X3 and JOY2-X4 which were heated respectively to 855 and 798 °C during the first cycle. The conductivity of JOY2-X5 is similar to that of sample JOY2-X4 in the first cycle up to ~750 °C while JOY2-X3 differs by 0.7-1.0 Log units at $T < 650$ °C and $T > 750$ °C. When JOY2-X5 is kept at 834 °C, the conductivity increases from -2.4 to -1.9 Log units and approaches the value measured on both JOY2-X3 and JOY2-X4 at the same temperature during the second cycle. This suggests that equilibrium conditions can be approached with a long duration experiments or by use a multiple heating-cooling cycling.

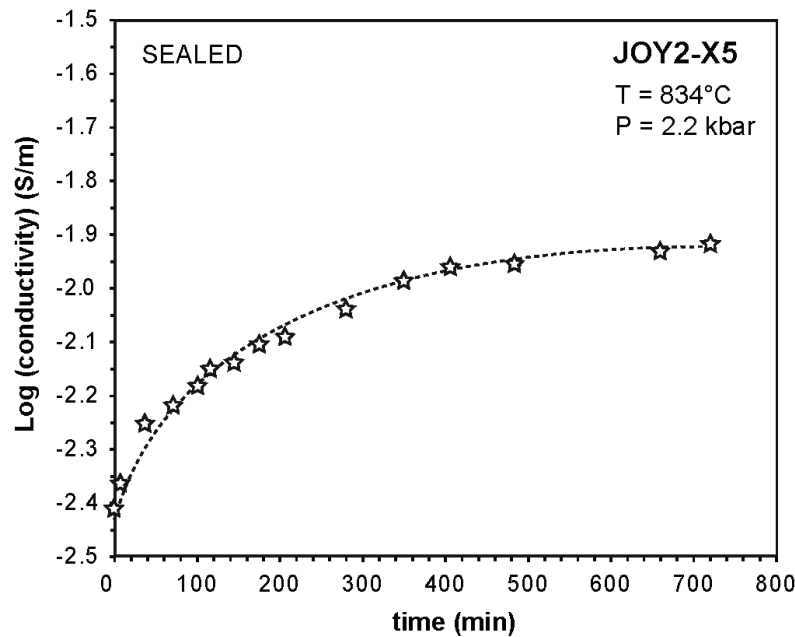


FIGURE 7: Electrical conductivity measured on JOY2 sample as a function of time at 3 kbars and 834 °C (Sealed conditions).

4.5) Textural evolution and petrology

The comparison between unsealed and sealed experiments reveals that microstructural changes affect experiments performed at temperature above 800 °C. In fact, 1) the rheology of the glass present in the starting material changes with increasing temperature particularly when the glass transition temperature T_g is overcome (Ferri et al., 2010, Bagdassarov et al., 2004), 2) partial melting takes place with production of new melt and new phases. In Fig. 8 the SEM images of selected experiments are reported and compared to the starting material (Fig. 8A).

Due to technical difficulties, experiments were performed at pressures (1.3-3.5 kbar, Table 2) which are slightly lower than equilibrium ones (5-7 kbar, Cesare et al., 1997). The rhyolitic glass present in the starting material contains 3% weight of H_2O and is undersaturated (Acosta-Vigil et al., 2007). Since the confining pressure of some experiments is lower than equilibrium one and the water content of rhyolitic glasses decreases with pressure (Holz, 2001), it is possible that the fluid saturation of the initial glass is achieved during the experiments.

In unsealed experiments up to 850 °C, no changes are observed with respect to the starting material (Fig. 8B). In sealed experiments, growth of new spinel and new melt is observed at temperature of 834-880 °C (Fig. 8C and D) and is presumably the product of the reaction between biotite and sillimanite. A peculiarity is observed in experiment JOY2-X4 (Fig. 8D and E) kept at 834 °C for about 700 minute. In JOY2-X4, the melt of the starting material evidence bubbles produced by fluid saturation and expulsion. This is compatible with a maximum H₂O content in rhyolitic glasses of ~2.2% wt (Holtz, 2001) at 2.2 kbar and 834 °C. A new melt is produced as effect of partial melting together with spinel, tiny biotite and ilmenite (Fig. 8D). This new melt is produced in equilibrium with the fluid content of the experiment and hence does not contain bubbles. The analysis of the new melt could not be performed due to the presence of dispersed tiny biotite. However it is reasonable that the composition of the new melt is similar to that of the melt of the starting material degassed, i.e. a granitic peraluminous melt (Acosta-Vigil et al., 2007).

At temperature >950 °C the difference between unsealed and sealed experiments is more pronounced. In the unsealed run JOY2-Z1 (Fig. 8F), melt is altered along open cracks where it comes into contact with Ar gas (pressure medium). Ar is incorporated within the melt in variable amounts, between 0.7 and 1.4 wt% as determined by electron microprobe (University of Bern).. Even though Ar is an inert gas and should not affect the transport properties of the glass, the presence of Ar prevents the estimate of water variation within the glass. Moreover, in JOY2-Z1 only minor spinel is produced and no melting takes place. This can be ascribed to a sluggish kinetic effect produced by contact of the xenolith with Ar-rich atmosphere or by shift of the solidus curve to higher temperatures in the presence of Ar atmosphere.

In sealed experiments at T>950 °C, the melting reaction is diffuse (Fig. 8G and H) and produces biotite, ilmenite, new melt (melt₂ in Fig. 8G and H) and orthopyroxene. The presence of orthopyroxene at the contact between biotite and quartz is in agreement with the reaction:



reported by Cesare (2008) and observed in Qtz-bearing enclaves from El Hoyazo. The composition of the new melt is reported in Table 3 together with that of the starting material. The new melt has more residual character with lower SiO₂ and

Na₂O (63.83% and 2.04% wt respectively) and higher Al₂O₃ (17% wt), K₂O (5.36% wt) and CaO (1.86% wt). This residual composition is consistent with the composition of the glass preserved in the pyrometamorphic enclaves from the volcanic fields of the Chaines des Puys (Massif Central, France) and the Eifel (Germany) (Braun and Kriegsman, 2001), produced by fluid-absent melting of biotite.

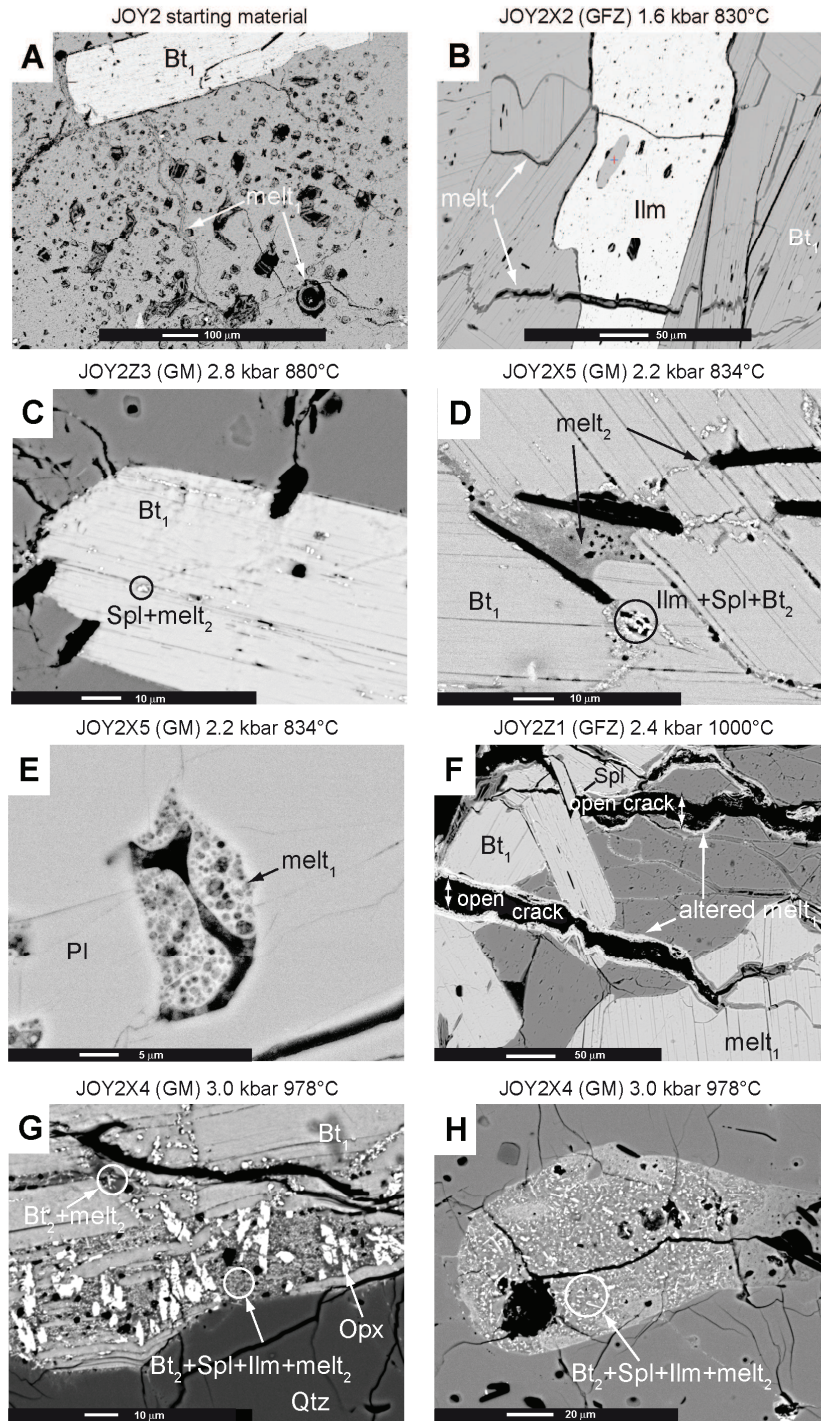


FIGURE 8.: BSE images of microstructures of starting material and post-run samples heated at different maximum temperatures.

	JOY2 start. mat.		JOY2-X4	
	mean	std	mean	std
SiO₂	71,59	(1,27)	63,83	(0,93)
Al₂O₃	15,96	(1,07)	17,09	(0,40)
FeO_{tot}	2,79	(0,32)	4,78	(0,79)
MgO	0,14	(0,04)	0,94	(0,42)
CaO	0,78	(0,15)	1,86	(0,05)
Na₂O	3,52	(0,33)	2,04	(0,39)
K₂O	3,78	(1,41)	5,36	(0,36)
MnO	0,07	(0,03)	0,02	(0,02)
TiO₂	0,60	(0,10)	0,61	(0,04)
P₂O₅	0,14	(0,03)	0,01	(0,02)
total	99,37	(1,52)	96,53	(0,16)
H₂O-diff	0,63	(1,52)	3,47	(0,16)
F	0,32	(0,17)	0,20	(0,21)
Cl	0,02	(0,01)	0,04	(0,01)

Table 3 - average composition of glass with standard deviation (0.00) in %wt

5. DISCUSSION

Conductivity measurements in the presence of partial melts have been approached with two main strategies: 1) from a subsolidus starting material brought above the solidus temperature until the melt amount is high enough to get the interconnectivity (e.g. Maumus et al., 2005, Presnall et al., 1972); 2) from a starting material containing crystals and glass in variable ratios (e.g. Roberts and Tyburczy, 1999; Scarlato et al., 2004). In the first case, the conductivity displays a clear jump at the transition from zero or minor amount of melt in isolated pockets to interconnected network (Schilling et al., 1997; Maumus et al., 2005) which occurs at temperature higher than the solidus. In the second case, the conductivity increases when temperature achieves the point of softening of the glass, the magnitude of the conductivity jump is less evident and does not reflect the onset of melting along grains.

The xenoliths from El Hoyazo are a natural example of this second case for the presence of ~10% of rhyolitic glass in equilibrium with the mineral assemblage. The impedance spectra and the conductivity of the xenolith change with temperature and reflect the variation of glass rheology and the onset of new melting reactions.

5.1) Impedance spectra and temperature dependence of conductivity

The interpretation of impedance spectra is useful to infer the conduction mechanisms operating within rock samples. Each impedance arc, in fact, corresponds to one or more separate conduction processes which can be modelled using circuits of resistors and capacitors. In partially molten rocks, in the absence of an interconnected melt (or conductive) phase, conduction in melt occurs in series with crystals resulting in two distinct arcs (Roberts and Tyburczy, 1999). When an interconnected melt phase forms, conduction of melt occurs in parallel with crystal resulting in one single arc. The same impedance spectra, however, can be product of different combinations of electric circuits, so the interpretation in terms of conduction processes is not always univocal.

The xenoliths from El Hoyazo are very complex due to the presence of glass, solid phases and new melt in high temperature experiments. Glass conductivity is principally associated to ionic transport (Gaillard, 2004), whereas minerals are in general less conductive and controlled by semi-conduction (Nover, 2005). In addition, resistance at grain boundaries and electrode polarization create additional signal in low-frequency range (<100 Hz) (Roberts and Tyburczy, 1991). The comparison of impedance spectra obtained in unsealed and sealed experiments and their evolution with increasing temperature is particularly useful to discriminate the contribution of solids, melt, grain boundaries and electrodes.

In unsealed experiments, a single impedance arc is always observed with the radius decreasing with increasing temperature, suggesting that a single conductivity process is always dominant. In fact, the microstructure does not evidence any melting reaction up to 1000 °C excepting alteration of the primary glass at the contact with the pressure gas Ar and growth of minor spinel (Fig. 8F). We suppose that the presence of open cracks filled with Ar gas in unsealed experiments prevents the formation of an interconnected melt network and somehow impedes the onset of melting reactions. Despite the presence of open cracks, σ measured in unsealed

experiments (Fig. 5) is similar to σ measured in sealed experiments (Fig. 6) at least up to ~ 700 °C. This suggests that the conductivity of unsealed experiments is actually the conductivity of the bulk solid matrix of the xenoliths.

In sealed experiments, the situation is more complex and several processes can be inferred combining the variation of impedance spectra with the variation of microstructures with temperature. The systematic low-frequency (<100 Hz) arc, observed over the whole temperature range (Fig. 4), is very depressed and fitted by a ZARC circuit with very low ϕ parameters. At those frequencies grain boundaries resistance or electrode polarization effects are invoked to interpret the signal. These arcs are representative of mechanisms showing a distribution of relaxation times, interpreted by the non-uniformity of materials, as variable grain boundaries thicknesses, or different types of contacts between samples and electrodes. As the experiments were not performed in a 4-pole configuration, it is not possible to assign this arc to electrode polarization or to grain boundaries effects. Thus, the conductivity was calculated by summing the resistance related to the high frequency arc only. As mentioned before, neglecting low frequency signal lead to a moderate error, on the basis on the comparison on electrical conductivity derived from fitting procedure and from real impedance at 0,1 Hz.

In the first runs and at low temperature (Fig. 4), the single arc at frequencies >100 Hz, fitted by a ZARC circuit with ϕ close to unity, shows that the material behaves as if it was homogeneous, with an apparent single conduction mechanism. The Arrhénian behavior (Fig. 6) provides the same conclusion. The observed low-conductivity suggests that primary melt is probably not interconnected and that minerals dominate the electrical conduction.

For temperature ranging from 650 °C top 800 °C, two main arcs are generally observed, showing that two processes operate in series. A high frequency arc is appearing ($>10^4$ Hz) while the low frequency (10^4 – 10^2 Hz) arcs decrease in intensity when temperature increases. At higher temperature, one dominant arc is observed. Microstructural analysis indicates that no mineral changes are observed up to 800 °C excepting a porosity reduction produced by softening of the initial glass (see Ferri at al., 2007).

The successive transitions from one single arc to two arcs and finally to one arc may be attributed to a variation of glass topology from a non-connected to an interconnected network. One hypothesis is that when temperature increases, the glass relaxes and starts to wet the grain boundaries, leading to series processes and to two arcs. Then the glass starts to be interconnected, leading to parallel processes and one major arc. This high frequency arc is fitted with ϕ close to unity, showing that a homogeneous phase, as melt, is responsible for this arc. This assumption is supported by the temperature dependence of electrical conductivity, which departs from the Arrhenian behavior in this temperature range (650-800 °C). Moreover, as at 800 °C, no additional melting is observed on thin section of post-run samples, we can conclude that electrical conductivity enhancement is necessarily linked to a variation of glass topology from a non-connected to an interconnected network. These temperatures are not enough to cross the biotite fluid absent melting (e.g. Vielzeuf and Montel 1994).

Ferri et al. (2007) observed that further melting is produced in the xenoliths at 4.0-5.0 kbar and 850°-950 °C as proposed by Cesare (2000) from thermobaric estimates. In fact, at $T > 830-880$ °C, new melt is formed by reaction of biotite and sillimanite and the initial glass of the starting material equilibrates with the experimental pressure conditions (lower pressures) and achieves fluid saturation. This is evidenced by the presence of numerous gas bubbles distributed within the initial melt (Fig. 8E). The production of melt first at temperature of 830-880° C explains why conductivity increases with a high activation energy.

In the second run and third heating runs, one single arc dominates the spectrum and the conductivity is higher by more than one order of magnitude than in the first run. This shows that conduction is dominated by a single mechanism, probably the interconnected cooled melt, then re-melt glass. In fact at $T > 950$ °C a large amount of melt is produced by fluid absent melting of biotite with quartz to produce spinel and orthopyroxene (Fig. 8G and H). The same microstructures are reported as equilibrium reaction in quartz-cordierite xenoliths from El Hoyazo (Cesare, 2008).

5.2) Electrical conductivity and glass rheology

Our xenoliths contain 5-10% of the rhyolitic melt produced during partial melting as unaltered glass; with rising temperature the glass rheology changes (Ferri et al.,

2007) and the conductivity values reflect the softening of glass. Within the interval 400 °C to ~850 °C conductivity increases of about of 2 log units without steepening, in agreement with previous works on glass bearing starting materials (e.g. Scarlato et al., 2004; Maumus et al., 2005).

The relaxation processes occurring in glasses contribute to bulk conductivity only when faster than conductivity relaxation (Bagdassarov et al., 2004). Glass transition and melting are major ones, marked by a kink in the slope of the conductivity versus the inverse absolute temperature. T_g is strongly influenced by the amount of water in the glass and decreases with increasing H₂O in granitic melts in highly nonlinear way (Dingwell, 1998). Bagdassarov et al., (2004) demonstrated that for a dry haplogranitic glass the T_g estimated from electrical conductivity measurements is much lower than that reported from rheological, calorimetric and dilatometric studies. The discrepancy is due to the different nature of the contributions to the relaxations of mechanical and electrical properties respectively.

A granitic melt with 3 wt% H₂O is expected to have a glass transition around ~694 °C according to the viscometric and spectroscopic determination reported by Dingwell (1998). This temperature interval was confirmed in P-wave measurements up to melting on the same xenoliths (Ferri et al., 2007) where the behavior of V_p with increasing temperature reflects an inversion at T_g . If the same lowering of T_g observed by Bagdassarov et al., (2004) on a dry rhyolite is applicable to wet rhyolites (i.e. ~70 °C), than T_g in the xenoliths is expected at around 630 °C. This would correspond to inflection in electrical conductivity (Fig. 5 and 6) and the appearance of a second impedance arc (Fig. 4).

Seismic experiments performed at sealed conditions on the same xenoliths shows that, at 3-5 kbar, the porosity of the xenoliths (which is about 5-8% in these xenoliths) is only perfectly recovered when temperature was higher than 600-700 °C (Ferri et al., 2007). This effect was interpreted by glass softening and migration in open pores and fractures. This observation is in agreement with the electrical conductivity measurements: the glass softens under these conditions, fill the open cracks and finally becomes interconnected. Under sealed conditions, effective pressure helps the glass to fill the cracks and pores and to reorganize within the rocks matrix, leading to an increase in electrical conductivity. In unsealed experiment, the observed

conductivity enhancement is less important and is observed at higher temperatures than in sealed experiments. In sealed experiments, conductivity varies by one order of magnitude between 650-700 and 850 °C, while it varies by half order of magnitude between the same temperature range in unsealed experiments. These discrepancies can be attributed to the fact that in unsealed experiments, there is no effective pressure, which can not lead to efficient closure of porosity (about 5-8% in these xenoliths) and an efficient distribution and connection of melt through the rock matrix. The fact that no anisotropy is found in sealed experiments whereas anisotropic behavior is observed in unsealed experiments show that anisotropy is probably related to oriented, open cracks and a related preferred orientation of melt. Indeed, in these strongly foliated rocks, these cracks are in general preferentially oriented parallel to the foliation (perpendicular to the Z-direction), which lead to reduce the conductivity parallel to the Z-direction (pole to foliation).

5.3) Mixing models: electrical conductivity in a partially molten lower crust

In order to interpret the measurements in terms of melt fraction and to extrapolate the present measurements to lower crust conditions, the electrical conductivity of xenoliths was simulated by mixing models. Numbers of models can be used to estimate the electrical conductivities of a n-phase aggregates and in particular of aggregates composed of high conductive phase (melt in our case) and a low conductive phase (minerals) (e.g. Glover et al., 2000, Robert and Tyburczy 1999).

In the present study, the melt conductivity can be approximated by the data of Gaillard (2004) obtained on wet obsidian at 200 MPa. Bubbles in the melt of Fig. 8E and EMPA analysis in Table 3, in fact, indicate ~2% wt of fluid in the melt. Indeed, the obsidian used in this study has a very similar composition than the glass present in these xenoliths, especially in SiO₂ et Al₂O₃ contents. In particular, Na⁺, which is expected to be the principal charge carrier (Gaillard, 2004) display equivalent concentrations.

As conductivity of the mineral that are present in the xenoliths are not known, conductivity of melt-free rock was approximated by an extrapolation of the low temperature measurements in our xenoliths, measured in the first runs, based on the activation energies calculated in the Arrhenian range (400-600 °C). Indeed, in this

temperature range, melt is expected to be not interconnected and rocks conductivity is expected to be dominated by minerals conductivity. This hypothesis is supported by the analysis of impedance arcs, which show that conductive mechanisms differ in low temperature and high temperature range.

Electrical conductivity was modelled with Hashin-Strickamnn lower (HS-) and upper bound (HS+), conventional Archie's Law, and serie and parallel geometrical mean. Melt content has been chosen to be 10%, as showed by thin section analysis of starting material. Fig. 9 shows the results for the samples where different heating runs have been performed. Series and parallel models are not shown as they are very close to HS- bound and to Archie-law, respectively. The lower bound (HS-) is very close to rock conductivity measured between 400 and 600 °C in the first cycle. The upper bound (HS+) are very in good agreement with the measurements performed after an intermediate temperature have been reached (i.e. in second cycle). When the highest temperature have been reached, the subsequent heating run (third cycle) gives measured values higher than modelled one and 15 to 20% of melt are required to modelled these data points. This higher amount of melt is in agreement the melting reactions observed at 830-880 °C and at $T > 950$ °C.

The Archie's law calculated with 10% of melt is verified with a m-parameter equal to 1, which show that connected melt dominates the rock conductivity and that the melt-free rock conductivity (i.e. minerals) has a poor influence on the rock electrical conductivity. The conventional Archie-law is expected to be verified when the low conductive phase has a conductivity much lower than the high conductive phase (Glover, 2000), as in the present study, where glass conductivity is about hundred times higher than the rock conductivity. Similar exponents, showing a perfect connectivity, were found on melt-bearing rocks, as olivine aggregates (Roberts and Tyburczy, 1999).

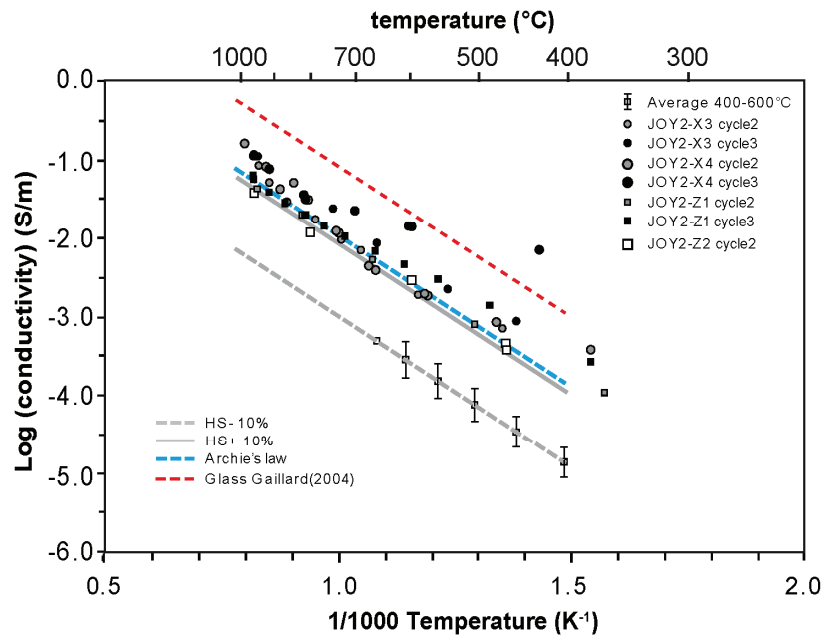


FIGURE 9 : Average data obtained between 400 °C and 600 °C, glass conductivity from Gaillard (2004) and resulting mixing models simulating the electrical conductivity measured in sealed experiments in successive runs.

These models validate the assumptions made above, based on modifications of arc impedance with temperature, on the non-linear increase of electrical conductivity above the glass transition and on microstructural analysis. During heating runs, glass reorganizes within the rock and becomes more and more connected. Thus, only glass rheology may explain the non-Arrhenian processes at temperatures higher than 600-700 °C and no additional melting is required. Finally, comparison between models based on glass properties and measurements on partially molten rocks provide a validation of mixing rules in these types of rocks. Experimental data on granitic glasses and melt of equivalent compositions, as the one of Gaillard (2004) can be used to model the electrical conductivity of a molten lower crust of metapelitic composition.

5.4). Interpretation of Field Data

In Southern Spain a high conductivity zone (HCZ) was imaged in the central Betics mountains at about 25 km depth (Pous et al., 1999) corresponding to the lower crust in the area (Carbonell et al., 1998, Comas et al., 1999) and interpreted as due to partial melting. However, new magnetotelluric data from the same area (Martí et al., 2009) revealed that this conductive body must be shifted to upper-middle crustal

levels if a three-dimensional (3D) interpretive approach is used instead of the previous two-dimensional (2D) resistive model of Pous et al., (1999). This approximately 14-km-thick body is interpreted as basic or ultrabasic rocks containing a conducting mineral phase and is not compatible with the presence of melts. Additional high conductive bodies in the lower crust cannot be excluded but their localization is not possible due to the shield effect produced by the middle crustal conductive body.

The presence of partial melts in the lower crust have been suggested to explain numerous high conducting zones (HCZs) observed in the lower crust, beneath the Andean orogen, the Pyrenees and the Tibetan Plateau (references in Partzsch and Schilling, 2000). Partzsch and Schilling (2000) demonstrated that 14 to 27 vol% of basaltic melt is necessary to obtain the 1 S/m observed beneath the Western Cordillera, and 4 to 9 vol% melt to obtain the 0.3 S/m observed beneath the Tibetan Plateau and the Pyrenees at $T > 1100$ °C. In our experimental results, the same conductivity values are obtained in the presence of a granitic melt at similar temperature (> 1100 °C) and similar melt fraction (15-20% melt). This suggests that such HCZs are compatible with partial melting of a mafic lower crust and of a felsic residual lower crust.

6. CONCLUSIONS

This experimental work provides some important insights on the electrical behavior of partially molten pelites at lower crustal conditions and adds new quantitative constraints to the geophysical interpretation of the HCZs in the lower crust. According to these results it can be concluded that:

- natural xenoliths are useful tools to determine the conductivity of the deep crust only if concomitant high pressure-high temperature experiments are performed at sealed conditions. The textural equilibrium can be achieved at $T > T_g$ either by long duration experiments or by cyclic runs;
- the electrical conductivity of glass bearing samples reflects the major structural changes of the glass are identified by increase in the activation energy E_a corresponding to slope changes in an Arrhenius plot;

- the conduction is dominated by the glass content and connectivity, where ionic transport is efficient. The effects of grain boundaries are difficult to discriminate on the base of a 2-pole arrangement. Comparison between unsealed and sealed runs can be useful to identify the contribution of concomitant conducting processes. Mixing models can be used to simulate the conductivity of such metapelitic rocks in lower crust conditions;

-our laboratory data are consistent in terms of temperature and melt fraction with field data from different HCZs and previous experimental results on mafic crustal rocks. Such consistency suggests that the electrical signal of mafic and felsic residual crusts undergoing partial melting are similar.

Acknowledgements

This work has been made possible thanks to the support of the University of Padova (Assegni di Ricerca 2003) and of the 01-LECMA22F "WESTMED-Imaging the western mediterranean margins: a key target to understand the interaction between deep and shallow processes" Project by the European Science Foundation under the EUROCORES Programme EUROMARGINS, through contract No. ERAS-CT-2003-980409 of the European Commission, DG Research, FP6." R. The experiments were performed in the Experimental Laboratory of Mineral Physics of the Section 4.1 at the Geo Forschungs Zentrum (Potsdam). Andreas Ebert, Matthias Kreplin and Reiner Schulz are gratefully thanked for the technical assistance at GFZ (Potsdam). Alfons Berger is thanked for assistance at the EMP in Bern. B.G. and M.V. thank P. Azaïs for the realization of the conductivity measurement cell in the Paterson apparatus of the Laboratoire Géosciences Montpellier.

References

- Acosta-Vigil A., Cesare B., London D., Morgan, G.B. VI, 2007. Microstructures and composition of melt inclusions in a crustal anatectic environment, represented by metapelitic enclaves within El Hoyazo dacites, SE Spain. *Chem. Geol.*, 237: 450-465.
- Álvarez-Valero, A.M., Cesare, B., Kriesgsman, L.M., 2005. Formation of elliptical garnet in a metapelitic enclave by melt-assisted dissolution and reprecipitation. *J. Metamorphic Geol.*, 23: 65-74.
- Armbruster, T., 1985. Ar, N₂, and CO₂ in the structural cavities of cordierite, an optical and X-ray single-crystal study. *Phys. Chem. Mineral.*, 12: 233-245.
- Bagdassarov, N.S., Maumus, J., Poe B., Slutskiy, A.B., Bulatov, V.K., 2004. Pressure dependence of T_g in silicate glasses from electrical impedance measurements. *Phys. Chem. Glasses*, 45 (3): 197-214.
- Braun, I., and Kriegsman, L. M., 2001. Partial melting in crustal xenoliths and anatectic migmatites: a comparison. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26: 261-266.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Baranzagi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal., F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000. Geodynamics evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alborán region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 105: 10871-10898.
- Carbonell, R., Sallarés, V., Puos, J., Dañobeitia, J.J., Queralt, P., Ledo, J.J., Dueñas, G., 1998. A multidisciplinary geophysical study in the Betic chain (Southern Iberia Peninsula). *Tectonophysics*, 288: 137-152.
- Cesare, B., Maineri, C., Baron, Toaldo A., Pedron, D., Acosta Vigil, A., 2007. Immiscibility between carbonic fluids and granitic melts during crustal anatexis: A fluid and melt inclusion study in the enclaves of the Neogene Volcanic Province of SE Spain. *Chem. Geol.*, 237: 433-449.
- Cesare, B., Meli, S., Nodari, L., Russo, U., 2005. Fe³⁺ reduction during biotite melting in graphitic metapelites: another origin of CO₂ in granulites. *Contrib. Mineral., Petrol.*, 149: 129-140.
- Cesare, B., Cruciani, G., Russo, U., 2003a. Hydrogen deficiency in Ti-rich biotite from anatectic metapelites (El Joyazo - SE Spain): crystal-chemical aspects and implications for high temperature petrogenesis, *Am. Mineral.*, 88: 583-595.
- Cesare, B., Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto D., 2003b. Residence time of S-type anatectic magmas beneath the Neogene Volcanic Province of SE Spain: a zircon and monazite SHRIMP study. *Contrib. Mineral., Petrol.*, 146: 28-43.

- Cesare, B., 2000. Incongruent melting of biotite to spinel in a quartz-free restite at El Joyazo (SE Spain): Textures and reaction characterization. *Contrib. Mineral., Petrol.*, 139: 273-284.
- Cesare, B., Salvioli Mairani, E and Venturelli G., 1997. Crustal anatexis and melt extraction during deformation in the restitic xenoliths at El Joyazo (SE Spain). *Min. Magazine*, 61: 15-27.
- Chen, Leshou, Booker, J.R., Jones, A.G., Nong, Wu, Unsworth, M.J., Wenbo Wei, Handong Tan, 1996. Electrically Conductive Crust in Southern Tibet from INDEPTH Magnetotelluric. *Surveying Science*, 274 (5293): 1694-1696.
- Comas M.C., Platt. J.P., Soto. J.I., Watts. A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alborán basin: insights from leg 161 results, In: Zahn R., Comas M.H., Klaus A., eds. *Proc. ODP, Scientific Results*, 161: 555-579.
- Dingwell. D.B. 1998. The glass transition in hydrous granitic melts. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 107: 1-8.
- Duba, A.G., Shankland, T.J., 1982. Free carbon and electrical conductivity in the Earth's mantle. *Geophys. Res. Lett.*, 9: 1171-1174.
- Duba, A., Heikamp, S., Meurer, W., Nover, G., Will, G., 1994. Evidence from borehole samples for the role of accessory minerals in lower-crustal conductivity. *Nature*, 367: 59-61.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A., Ramalho, E., 1998. Heat flow, heat production and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 191: 29-53.
- Ferri, F., Burlini, L., Cesare, B., Sassi, R., 2007. Seismic properties of lower crustal xenoliths from El Hoyazo (SE Spain): Experimental evidence up to partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 253: 239-253.
- Freund, F., 2003. On the electrical conductivity structure of the stable continental crust. *J. Geodynamics*, 35: 353–388.
- Fuji-ta, K., Katsura, T., Matsuzaki, T., Ichiki, M., Kobayashi, T., 2007. Electrical conductivity measurement of gneiss under mid- to lower crustal P–T conditions. *Tectonophysics*, 434: 93-101.
- Gaillard, F., 2004. Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218: 215-228.
- Glover, P.W.J., Vine, F.J., 1995. Beyond KTB-The electrical conductivity of the deep continental crust. *Surv. Geophys.*, 16: 5-36.
- Glover, P.W.J., Vine, F.J., 1994. Electrical conductivity of the continental crust. *Geophys. Res. Lett.*, 21: 2357-2360.

- Glover, P.W.J., Vine, F.J., 1992. Electrical conductivity of carbon-bearing granulite at raised temperatures and pressures. *Nature*, 367: 59-61.
- Glover, P.W.J., Pous, J., Queralt, P., Munoz, J.A., 2000. Integrated two-dimensional lithospheric conductivity modelling in the Pyrenees using field-scale and laboratory measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 178: 59-72.
- Holz, F., Behrens, H., Dingwell, D.B., Johannes, W., 1995. H₂O solubility in haplogranitic melts: compositional, pressure and temperature dependence. *Am. Mineral.*, 80: 94-108.
- Huebner, J.S., Dillenburg, R.G., 1995. Impedance spectra of hot, dry silicate minerals and rocks: Qualitative interpretation of spectra. *Am. Mineral.*, 80: 46-64.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68: 277-279.
- López-Ruiz, J., Rodríguez-Badiola, E., 1980. La region volcanica Neogena del sureste de España. *Estud. Geol.*, 36: 5-63.
- Macdonald, J.R., 1987. *Impedance Spectroscopy: emphasizing solid materials and systems*. John Wiley, Hoboken, N. J., 346 pp.
- Maumus, J., Bagdassarov, N., Schmeling, H., 2005. Electrical conductivity and partial melting of mafic rocks under pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69: 4703-4718.
- Morgan, G.B. VI, London, D., 2005. The effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses. *Am. Mineral.*, 90: 351-358.
- Morgan, G.B. VI, London, D., 1996. Optimizing the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses. *Am. Mineral.*, 81: 1176-1185.
- Nelson, K. D., Wenjin, Zhao, Brown, L.D., Kuo, J., Jinkai, Che, Xianwen, Liu, Klemperer, S. L., Makovsky, Y., Meissner R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., Ni, J., Nabelek, J., Chen Leshou, Handong Tan, Wenbo Wei, Jones, A. G., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W.S.F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Changde, Wu, Sandvol, E., Edwards, M., 1996. Partially Molten Middle Crust Beneath Southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH Results. *Science*, 274 (5293) : 1684-1688.
- Nover, G., 2005. Electrical properties of crustal and mantle rocks-A review of laboratory measurements and their explanation. *Surv. Geophys.*, 26: 593-651.
- Partzsch, G.M., Schilling, F.R., Arndt, J., 2000. The influence of partial melting on the electrical behavior of crustal rocks: laboratory examinations, model calculations and geological interpretations. *Tectonophysics*, 317: 189-203.

- Pouchon, J. L. & Pichoir, F., 1984. Un nouveau modele de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrometrie de rayon-X: I. Application à l'analyse d'échantillons homogènes. *La Recherche Aérospatiale*, 3, 167–192.
- Pous, J., Queralt, P., Ledo, J., Roca, E., 1999. A high electrical conductive zone at lower crustal depth beneath the Betic Chain (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 167: 35–45.
- Pous, J., Munoz, J.A., Ledo, J.J., Liesa, M., 1995. Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees. *J. Geol. Soc.*, 152: 217-220.
- Presnall, D.C., Simmons, C.L., Porath, H., 1972. Changes in electrical conductivity of a synthetic basalt during melting. *J. Geophys. Res.*, 77: 5665-5672.
- Roberts J.J. and Tyburczy J.A., 1999. Partial-melt electrical conductivity: Influence of melt composition. *J. Geophys. Res.*, 104: 7055-7065.
- Roberts, J.J. and Tyburczy, J.A., 1991. Frequency dependent electrical properties of polycrystalline olivine compacts. *J. Geophys. Res.*, 96: 16,205-16,222.
- Scarlato, P., Poe, B.T., Freda, C., 2004. High-pressure and high-temperature measurements of electrical conductivity in basaltic rocks from Mount Etna, Sicily, Italy. *J. Geophys. Res.*, 109: B02210.
- Schilling, F.R., Partzsch, G.M., Brasse, H., Schwarz, G., 1997. Partial melting below the magmatic arc in the central Andes deduced from geoelectromagnetic field laboratory data. *Phys. Earth Planet. Int.*, 103: 17-31.
- Shankland, T.J., Waff, H.S., 1977. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 82: 5409-5417.
- Solon, K.D., Jones, A.G., Nelson, K.D., Unsworth, M.J., Kidd, W.F., Wei, W., Tan, H., Jin, S., Deng, M., Booker, J.R., Li, S., Bedrosian, P., 2005. Structure of the crust in the vicinity of the Banggong-Nujiang suture in central Tibet from INDEPTH magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.*, 110: 1-20.
- Tyburczy, J.A., Waff, H.S., 1983. Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kilobars pressure: geophysical significance and implications for charge transport and melt structure. *J. Geophys. Res.* 88: 2413-2430.
- Unsworth, M. J., Jones, A. G., Wei, W., Marquis, G., Gokarn, S. G., Spratt, J. E., the INDEPTH-MT team, 2005. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. *Nature*, 438 (3): 79-81.
- Vielzeuf, D., Montel, J. M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral., Petrol.*, 117: 375-393.

Zeck, H.P., 1968. An erupted migmatite from Cerro de Hoyazo, SE Spain. *Contrib. Mineral., Petrol.*, 26: 225-246.

ANNEXE 2

DATA REPORT: ELECTRICAL PROPERTIES OF GABBROIC AND TROCTOLITIC ROCKS FROM IODP HOLE U1309D, ATLANTIS MASSIF.

Idefonse, B., Drouin, M., Violay, M., and Pezard, P.

Laboratoire Géosciences Montpellier, Université Montpellier II, France

Data report: electrical properties of gabbroic and troctolitic rocks from IODP Hole U1309D, Atlantis Massif¹

Benoît Ildefonse,² Marion Drouin,² Marie Violay,² and Philippe Pezard²

Chapter contents

Abstract	1
Introduction	1
Geological setting	2
Background and methods	2
Results	3
Acknowledgments	4
References	4
Figures	6
Tables	11
Plate	15

Abstract

In this report we present the results of laboratory measurements carried out to explore the electrical properties of gabbroic and troctolitic samples from Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Hole U1309D in the Atlantis Massif, an oceanic core complex located at 30°N on the Mid-Atlantic Ridge. Oceanic core complexes are presumably localized in portions of heterogeneous oceanic crust that are relatively rich in igneous rocks and are the locus of significant hydrothermal activity. Electrical properties of igneous rocks are used to discuss the rocks' porosity structure as a function of mineralogy, alteration processes, and deformation. Electrical properties of the gabbroic suites sampled during IODP Expedition 304/305 can contribute to the understanding of these processes in the Atlantis Massif. We present the full suite of electrical data together with density and porosity measurements on the same suite of samples.

Introduction

One of the main objectives of Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 304/305 was to drill a deep hole inside the Atlantis Massif, an oceanic core complex located at 30°N in the inside corner of the intersection of the Mid-Atlantic Ridge with the Atlantis Fracture Zone (see the “Expedition 304/305 summary” chapter). IODP Hole U1309D was drilled to 1415.5 meters below seafloor (mbsf); it is the second deepest hole in slow-spread crust after Ocean Drilling Program (ODP) Hole 735B on the Southwest Indian Ridge (Dick et al., 2000). In this report we present a series of laboratory measurements carried out at Géosciences Montpellier (France) to quantify the electrical properties of the oceanic crustal rocks recovered from Hole U1309D. Our knowledge of the in situ structure of oceanic crust is partly based on geophysical investigations, including downhole measurements (e.g., Goldberg, 1997). The analysis of marine geophysical data requires a complete understanding of the intrinsic physical properties of investigated crustal sections. Electrical measurements are used to evaluate the porosity structure of low-porosity igneous rocks (e.g., Pezard, 1990) and are presented in this report together with density and porosity measurements. This work follows the study of electrical properties of gabbroic rocks sampled in Hole 735B at the

¹Ildefonse, B., Drouin, M., Violay, M., and Pezard, P., 2009. Data report: electrical properties of gabbroic and troctolitic rocks from IODP Hole U1309D, Atlantis Massif. In Blackman, D.K., Ildefonse, B., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J., and the Expedition 304/305 Scientists, *Proc. IODP, 304/305*: College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).

doi:10.2204/iodp.proc.304305.204.2009

²Géosciences Montpellier, CNRS, Université Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 5, France. Correspondence author: benoit.ildefonse@univ-montp2.fr



Southwest Indian Ridge (Pezard et al., 1991; Ildefonse and Pezard, 2001)

Geological setting

Hole U1309D is almost exclusively composed of gabbroic and troctolitic rocks, with the exception of a few tens of centimeters of mantle peridotites in the upper 225 m (see the “[Site U1309](#)” chapter; Ildefonse et al., 2006). In comparison with gabbroic sections previously recovered by drilling in oceanic crust (Robinson, Von Herzen, et al., 1989; Gillis, Mével, Allan, et al., 1993; Cannat, Karson, Miller, et al., 1995; Dick, Natland, Miller, et al., 1999; Pettigrew, Casey, Miller, et al., 1999; Kelemen, Kikawa, Miller, et al., 2004), the core recovered from Hole U1309D comprises a larger proportion of olivine-rich lithologies. On the basis of their modal abundance in olivine, plagioclase, clinopyroxene, and Fe-Ti oxide, gabbroic rocks were grouped after shipboard descriptions (see the “[Site U1309](#)” chapter) into olivine-rich troctolite (5.4% of recovered rocks), troctolite (2.7%), olivine to troctolitic gabbro (28%), gabbro (56%), and oxide gabbro (7%). Olivine-rich troctolites have more than ~70% olivine as subhedral or rounded grains included in interstitial to poikilitic plagioclase and clinopyroxene. Their modal compositions vary at a scale of a few centimeters to a few decimeters, locally grading to dunite, wehrlite, or olivine gabbro. Olivine gabbro (>5% olivine) and gabbro display seriated textures and are characterized by significant variations in grain size and modal composition on a decimeter scale. Olivine gabbro locally grades to troctolitic gabbro and troctolite. Gabbro is generally intrusive into troctolite and olivine gabbro, with either sharp or locally more diffuse contacts. Thin section observation reveals the occurrence of significant amounts of orthopyroxene in gabbros below 600 mbsf. Oxide gabbros (>2% modal Fe-Ti oxides) occur as disseminated patches, dikelets crosscutting other lithologies, or, less often, associated with ductile deformation zones (see the “[Site U1309](#)” chapter). Late-stage dikes of coarse-grained gabbro and microgabbro commonly intrude troctolite units. The core is variably altered at conditions ranging from granulite to zeolite facies. Overall, alteration tends to decrease downhole, and olivine-rich troctolite intervals between 1090 and 1230 mbsf are locally exceptionally fresh. Magmatic deformation associated with the emplacement of the Hole U1309D gabbroic intrusive suite is weak and affects only 22% of the recovered core. High-temperature (amphibolite facies) deformation is rare, and

high-strain ductile shear zones represent <3% of the recovered core.

Hole U1309D is the last of 16 holes drilled in four different oceanic core complexes in the Atlantic and Indian Oceans (ODP Legs 118, 153, 176, 179, and 209 and Expedition 304/305), all of which recovered only gabbroic sections. This common geological feature in boreholes, contrasting with the more variable seafloor geology in the same areas, including serpentinites, was the basis for a revised model of oceanic core complex development, in which the core is dominantly composed of gabbro intrusion(s) surrounded by faults preferentially localized in serpentinitized peridotites (Ildefonse et al., 2007). The detachment fault that caps the Atlantis Massif and other oceanic core complexes is the locus of abundant hydrothermal fluid circulation (McCaig et al., 2007). Characterizing the electrical properties of the gabbroic series recovered from Hole U1309D sheds light on the porosity structure, which is an important parameter, together with alteration petrology, for assessing the structure and dynamics of a hydrothermal system.

Background and methods

Electrical properties of porous media are sensitive to fluid content and to alteration and can thus be used to detect conductive features in a resistive matrix (e.g., Walsh and Brace, 1984; Pezard and Luthi, 1988). Modes of electrical conduction are identified in the laboratory from resistivity measurements at various saturating fluid salinities and provide information on the porosity structure and degree of alteration. The method was initially proposed for sandstones and clays (Waxman and Smits, 1968; Revil and Glover, 1998) but has been successfully applied to various low-porosity igneous rocks such as basalts (e.g., Pezard, 1990; Einaudi et al., 2000), gabbros (Pezard et al., 1991; Ildefonse and Pezard, 2001), peridotites (Ildefonse et al., 1999), and granites (Pape et al., 1985; Pezard et al., 1999; Belghoul, 2007).

In porous media composed of a matrix considered as infinitely resistive and a connected pore space saturated with a conductive electrolyte, two main mechanisms are responsible for electrical conduction: (1) an electrolytic conduction mechanism in pore volumes and (2) a surface conduction mechanism at the interface between the electrolyte and minerals. Electrolytic conduction is related to the nature and salinity of the saturating fluid; surface conduction is related to the presence of charges along pore surfaces,

which is related at the first order to alteration (e.g., Revil and Glover, 1998). The measured electrical conductivity can be written as follows (Waxman and Smits, 1968):

$$C_0 = (C_w/F) + C_s,$$

where

- C_0 = total conductivity of the pore space,
- C_w = conductivity of water (saturating fluid),
- F = electrical formation factor, and
- C_s = surface conductivity.

C_s is related to claylike silicates, hence to alteration through the cation exchange capacity (Waxman and Smits, 1968). This model works well at high salinity; however, it tends to overestimate C_s at low salinity. Alternatively, we can use the nonempirical statistical approach proposed by Revil and Glover (1998) based on the microgeometry of the porous space. The conductivity of the sample is then given by a complex model that has two simpler forms at high and low salinities (see equations in Revil and Glover, 1998; Ildefonse and Pezard, 2001).

To characterize their electrolytic and surface conduction components, each sample (minicore) was analyzed by measuring electrical resistivity at 1 kHz and variable saturating fluid salinity (six series of measurements, from 0.06 to 60 g/L) (Fig. F1; Tables T1, T2). Measurements were taken with two electrodes; the polarizing effect at the electrode/sample interface was reduced by using paper filter to separate the electrodes from the sample (see Pezard, 1990, for a detailed description of the experimental protocol).

The contribution of surface conduction to the total measured electrical conductivity can be estimated by using β (Ildefonse and Pezard, 2001):

$$\beta = (F \times C_s) / [(F \times C_s) + C_w],$$

where C_w is 5000 mS/m (for seawater at 24°C).

The intrinsic F and the surface conductivity are extracted from the high- and low-salinity parts of the curves, respectively, using both the Waxman and Smits (1968) and Revil and Glover (1998) models.

F depends only on the microstructural characteristics of the rock and is classically considered to characterize the three-dimensional topology of the pore space (e.g., Guéguen and Palciauskas, 1992). An empirical relationship between F and porosity (ϕ) was proposed by Archie (1942) with:

$$F = \phi^{-m}.$$

In the oil industry the exponent m is called the “cementation index.” The exponent m typically varies

from ~1.5 to 2.5 in crystalline rocks (e.g., Guéguen and Palciauskas, 1992).

The relation between F and ϕ can also be expressed in terms of degree of connectivity of the inner pore space, characterized by electrical the tortuosity (τ) (Walsh and Brace, 1984; Pezard, 1990; Pezard et al., 1991; Guéguen and Palciauskas, 1992):

$$F = \tau/\phi.$$

Whereas m describes the nonuniformity of the section of the conductive channels, τ relates to the complexity of the path followed by the electrical current (e.g., Guéguen and Palciauskas, 1992) or, in a more general sense, the efficiency of electrical flow processes (Clennell, 1997). In igneous low-porosity rocks, the average electrical tortuosity is generally on the order of 10 (e.g., Pezard et al., 1991; Ildefonse and Pezard, 2001).

Density and porosity were measured using the classic triple weighing method, with an OHAUS precision scale (10⁻⁴ g accuracy). Samples were first weighed after being dried in an oven at ~50°C and resaturated for “wet” weight measurements in air and immersed.

Bulk density (ρ_b) and grain density (ρ_g) are given by:

$$\rho_b = [M_{\text{sat}} / (M_{\text{sat}} - M_{\text{imm}})] \times \rho_{\text{water}}$$

and

$$\rho_g = [M_{\text{dry}} / (M_{\text{dry}} - M_{\text{imm}})] \times \rho_{\text{water}}$$

where

- M_{dry} = dry sample mass,
- M_{sat} = saturated sample mass,
- M_{imm} = the mass of the immersed saturated sample, and
- ρ_{water} = 1.02 g/cm³ for a 30 g/L salinity at 0.1 MPa and 20°–25°C.

The closed, unconnected porosity is supposed to be negligible; the connected porosity (in percent) is:

$$\phi = 100 \times [(M_{\text{sat}} - M_{\text{dry}}) / (M_{\text{sat}} - M_{\text{imm}})].$$

Results

Measurements were obtained from 109 samples (Tables T1, T2, T3; Plate P1) taken from the entire core in Hole U1309D, which include 7 oxide gabbros (oxide content > 2%), 72 gabbros and olivine gabbros, 14 troctolitic gabbros and troctolites, and 16 olivine-rich troctolites (olivine > ~70%). See the “Site U1309” chapter for further descriptions of the lithologies recovered from Hole U1309D.

Data quality is variable and was visually assessed on a case by case basis using an empirical scale for fit quality (from 1 = good to 3 = bad) (Fig. F1; Table T3). In 25 cases, the lowest salinity point tends to be low enough that it causes a deflection of the Revil and Glover (1998) model fit curve toward lower C_5 values (Fig. F1C). This behavior was observed by Revil et al. (2002) in volcanoclastic material and was ascribed to the presence of zeolite in the samples. It is observed together with unusually high surface conductivities, which is also the case in our sample set. The 25 samples that show a deflection in the fit curve have high surface conductivities of >2.5 mS/m (mean = 19.7 mS/m), whereas the others have much lower surface conductivities of <2.6 mS/m (mean = 0.57 mS/m). Zeolite was described in Hole U1309D rocks (see the “Site U1309” chapter); hence, a similar behavior may be seen here. However, zeolite was only documented in the lower half of the hole, below ~700 mbsf (see the “Site U1309” chapter), whereas this electrical behavior is observed in 14 samples evenly distributed above 700 mbsf. Assessing the potential role of zeolite in the measured samples requires characterizing their alteration mineralogy, which is beyond the objective of this data report. An alternative or complementary contributor to these seemingly anomalous results could be serpentinite and/or associated minerals (e.g., brucite, talc, or magnetite), as many of these samples have a primary olivine-rich composition. We could not, however, identify a simple relationship between this peculiar electrical behavior and a compositional or textural parameter such as the amount of serpentinite (several heavily serpentinitized samples do not show this behavior) or fracture density. One additional complexity to the problem of understanding this behavior is that in several cases, the low-salinity deflection of the Revil and Glover (1998) model fit curve is not observed, whereas the lowest salinity measurement clearly lies below the fit curve (e.g., Fig. F1B). Some poor-quality measurements in the higher salinity range, for example, may prevent the model from properly fitting the whole data set. When removing these samples from the data set, the remaining samples that show the standard curve fit as shown in Figure F1A correspond to samples with lowest degrees ($<10\%$) of serpentinitization.

In 21 samples, one or two points in the series of conductivity measurements were removed from the analyses because they were several orders of magnitude out of range when compared to the other points (Fig. F1C). In the majority of these 21 cases, the “bad” points were the lowest salinity measurements, as illustrated in Figure F1C, and we cannot exclude that these correspond to end-member ver-

sions of the zeolite-like behavior described above. Except for one oxide gabbro, these contain significant amounts of more or less altered olivine (olivine gabbro to olivine-rich troctolite).

The standard errors of F and C_5 obtained from the analysis detailed above are given in Table T2 and shown in downhole distributions of F and C_5 for both the Waxman and Smits (1968) and Revil and Glover (1998) models (Fig. F2). In most cases, the largest errors are smaller than the small-scale trends observed in these distributions, which then must correspond to real changes in some first-order controlling parameter(s) such as porosity or alteration. Downhole distributions of electrical properties are also shown in Figure F3, together with porosity and density and compared to the downhole distribution of lithology, variation of hand sample alteration, and borehole electrical resistivity.

As classically done in studies of electrical properties, the measurements are shown as a function of sample porosity, ϕ (Figure F4). Correlations in gabbros (Ildefonse and Pezard, 2001; Einaudi et al., 2005) and granites (Belghoul, 2007), such as a linear decrease of F and increases in C_5 , τ , and m with ϕ , are still present but somehow disturbed by samples that tend to have higher C_5 and lower F at fairly constant ϕ (~1%). As a result, τ and m tend to be more scattered, especially when abundant olivine/serpentine is present. Figure F5 shows the variations of ϕ , τ , and m as a function of the degree of fracturation (intensity of cataclastic fabric, as characterized onboard on hand samples) and the degree of serpentinitization. Note that higher degrees of serpentinitization do not significantly change porosity and tend to create a simpler geometry of the porous network (slightly lower τ and m). Not surprisingly, ϕ , τ , and m tend to increase in more fractured rocks.

Acknowledgments

This research used samples and/or data provided by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). Funding for this research was provided by the Centre Nationale de Recherche Scientifique-Institut National des Sciences de l'Univers Dynamique et Evolution de la Terre Interne (DyETI) program. We are grateful to Christophe Nevado and Doriane Delmas for providing high-quality thin sections.

References

- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *J. Pet. Technol.*, 5:1–8.

- Belghoul, A., 2007. Caractérisation petrophysique et hydrodynamique du socle cristallin [Thèse de doctorat]. Université Montpellier 2.
- Cannat, M., Karson, J.A., Miller, D.J., et al., 1995. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 153: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.153.1995
- Clennell, M.B., 1997. Tortuosity: a guide through the maze. In Lovell, M.A., and Harvey, P.K. (Eds.), *Development in Petrophysics*. Geol. Soc. Spec. Publ., 122:299–344. doi:10.1144/GSL.SP.1997.122.01.18
- Dick, H.J.B., Natland, J.H., Alt, J.C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J.S., Haggas, S., Hertogen, J.G.H., Hirth, G., Holm, P.M., Ildefonse, B., Iturrino, G.J., John, B.E., Kelley, D.S., Kikawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P.J., Maeda, J., Meyer, P.S., Miller, D.J., Naslund, H.R., Niu, Y.-L., Robinson, P.T., Snow, J., Stephen, R.A., Trimby, P.W., Worm, H.-U., and Yoshinobu, A., 2000. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 179(1):31–51. doi:10.1016/S0012-821X(00)00102-3
- Dick, H.J.B., Natland, J.H., Miller, D.J., et al., 1999. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 176: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.176.1999
- Einaudi, F., Pezard, P.A., Cochemé, J.J., Coulon, C., Laverne, C., and Godard, M., 2000. Petrography, geochemistry and physical properties of a continuous extrusive section from the Sarami Massif, Semail ophiolite. *Mar. Geoph. Res.*, 21(3/4):387–408. doi:10.1023/A:1026752415989
- Einaudi, F., Pezard, P.A., Ildefonse, B., and Glover, P., 2005. Electrical properties of slow-spreading gabbros from ODP Hole 1105A, SW Indian Ridge. In Harvey, P.K., and Brewer, T.S. (Eds.), *Petrophysical Properties of Crystalline Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., 240(1):179–193. doi:10.1144/GSL.SP.2005.240.01.14
- Gillis, K., Mével, C., Allan, J., et al., 1993. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 147: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.147.1993
- Goldberg, D., 1997. The role of downhole measurements in marine geology and geophysics. *Rev. Geophys.*, 35(3):315–342. doi:10.1029/97RG00221
- Guéguen, Y., and Palciauskas, V., 1992. *Introduction à la physique des roches*: Paris (Hermann).
- Ildefonse, B., Blackman, D., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J., and the IODP Expeditions 304-305 Scientists, 2006. IODP Expeditions 304 & 305 characterize the lithology, structure, and alteration of an oceanic core complex. *Sci. Drill.*, 3:4–11. doi:10.2204/iodp.sd.3.01.2006
- Ildefonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J., and Integrated Ocean Drilling Program Expeditions 304/305 Science Party, 2007. Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges. *Geology*, 35(7):623–626. doi:10.1130/G23531A.1
- Ildefonse, B., and Pezard, P., 2001. Electrical properties of slow-spreading ridge gabbros from ODP Site 735, Southwest Indian Ridge. *Tectonophysics*, 330(1–2):69–92. doi:10.1016/S0040-1951(00)00220-1
- Ildefonse, B., Valsardieu, B., Pezard, P., Mainprice, D., and Garrido, C.J., 1999. Petrophysics and anisotropy of gabbros and peridotites from the Oman ophiolite. In Leiss, B., Ullemeyer, K., and Weber, K. (Eds.), *Textures and Physical Properties of Rocks*. Göttinger Arb. Geol. Paläontol., Geol. Inst., Univ. Göttingen, 73–74.
- Kelemen, P.B., Kikawa, E., Miller, D.J., et al., 2004. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 209: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.209.2004
- McCaig, A.M., Cliff, R.A., Escartin, J., Fallick, A.E., and MacLeod, C.J., 2007. Oceanic detachment faults focus very large volumes of black smoker fluids. *Geology*, 35(10):935–938. doi:10.1130/G23657A.1
- Pettigrew, T.L., Casey, J.F., Miller, D.J., et al., 1999. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 179: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.179.1999
- Pape, H., Riepe, L., and Schopper, J.R., 1985. Petrophysical detection of microfissures in granites. *Trans. SPWLA 26th Annu. Logging Symp.*, Paper P.
- Pezard, P.A., 1990. Electrical properties of mid-ocean ridge basalt and implications for the structure of the upper oceanic crust in Hole 504B. *J. Geophys. Res.*, 95(B6):9237–9264. doi:10.1029/JB095iB06p09237
- Pezard, P.A., Hermitte, D., Revil, A., Virlogeux, D., Leutsch, Y., and Harvey, P.K., 1999. Physical properties of granite, with application to nuclear waste storage in subsurface. In Leiss, B., Ullemeyer, K., and Weber, K. (Eds.), *Textures and Physical Properties of Rocks*. Göttinger Arb. Geol. Paläontol., Geol. Inst., Univ. Göttingen, 149–151.
- Pezard, P.A., Howard, J.J., and Goldberg, D., 1991. Electrical conduction in oceanic gabbros, Hole 735B, Southwest Indian Ridge. In Von Herzen, R.P., Robinson, P.T., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 118: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 323–331. doi:10.2973/odp.proc.sr.118.161.1991
- Pezard, P.A., and Luthi, S.M., 1988. Borehole electrical images in the basement of the Cajon Pass scientific drillhole, California: fracture identification and tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15(9):1017–1020. doi:10.1029/GL015i009p01017
- Revil, A. and Glover, P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones, and clays. *Geoph. Res. Lett.*, 25(5):691–694. doi:10.1029/98GL00296
- Revil, A., Hermitte, D., Spangenberg, E., and Cochemé, J.J., 2002. *Electrica*
- Robinson, P.T., Von Herzen, R., et al., 1989. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 118: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.118.1989
- Walsh, J.B., and Brace, W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rocks. *J. Geophys. Res.*, 89(B11):9425–9431. doi:10.1029/JB089iB11p09425
- Waxman, M.H., and Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *SPE J.*, 8(2):107–122. doi:10.2118/1863-A

Initial receipt: 27 June 2008

Acceptance: 9 July 2009

Publication: 8 September 2009

MS 304305-204



Figure F1. Examples of plots of core conductivities as a function of saturating fluid conductivities (log measured conductivity [C_0] and log water conductivity [C_w]). Best-fit curves are calculated using Waxman and Smits (1968) (WS, orange curve) and Revil and Glover (1998) (RG, purple curve) models. A. Good fit example. B. Bad fit example (higher errors on F and C_s estimates, see Fig. F2). C. Good fit example with deflection of RG fit curve at low salinities, pointing to lower surface conductivities. D. Example of curve in which a good fit is obtained by removing a point (in this case, lowest salinity) that is several order of magnitudes out of range compared to adjacent point. See text for further explanations.

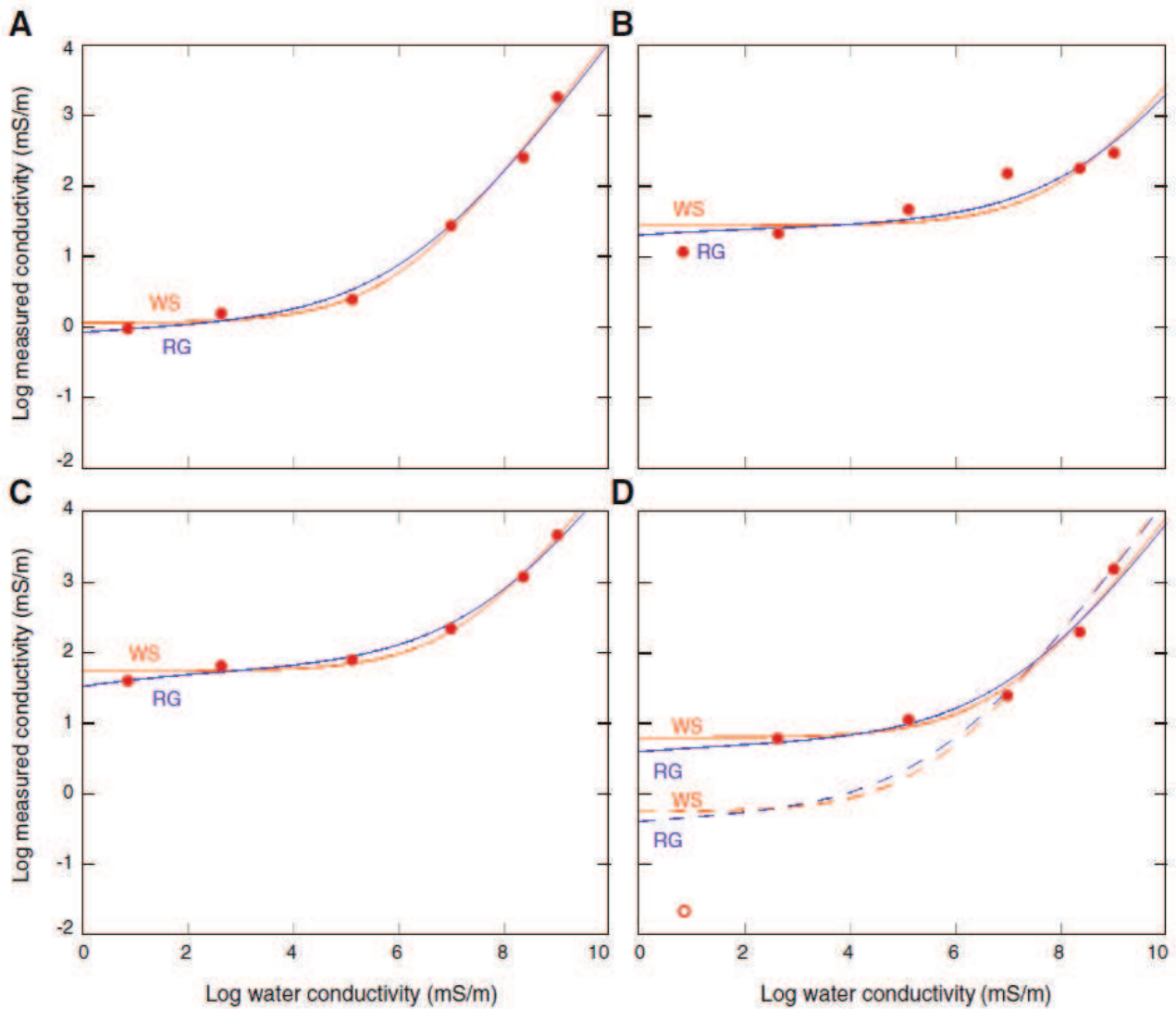


Figure F2. Downhole distributions of electrical formation factor (F) and surface electrical conductivity (C_s) calculated using Waxman and Smits (1968) and Revil and Glover (1998) models. Error bars show standard error obtained for F and C_s from the fit curves (see examples in Fig. F1).

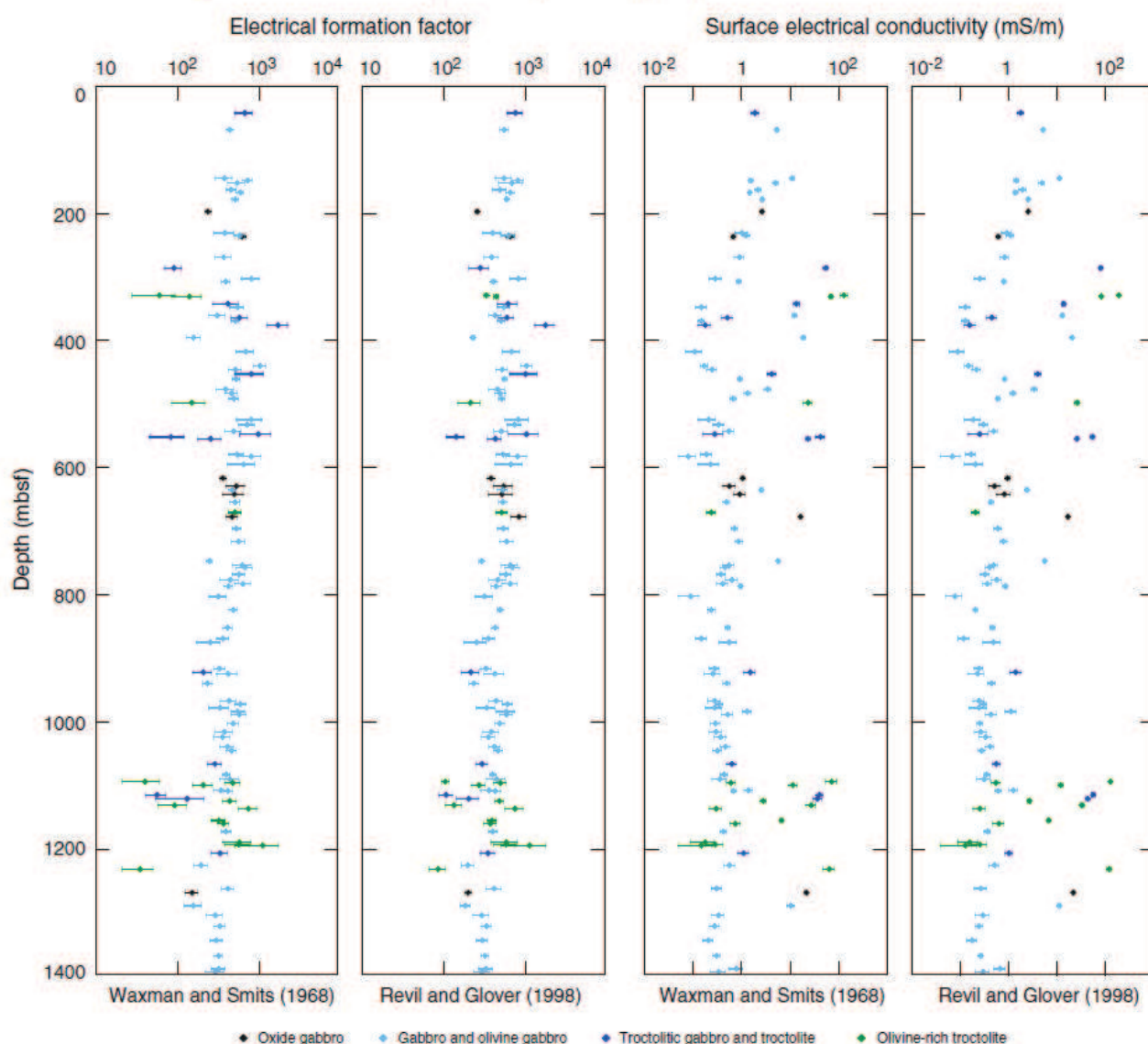


Figure F3. Compared downhole distributions of (A) lithology, (B) hand sample alteration, (C) borehole electrical resistivity, (D) porosity (○), (E) grain density, and (F–I) electrical properties of formation factor (F), surface conductivity (C_s), tortuosity (τ), and cementation index (m). Open circles = Waxman and Smits (1968) model, solid circles = Revil and Glover (1998) model. LLS = shallow laterolog.

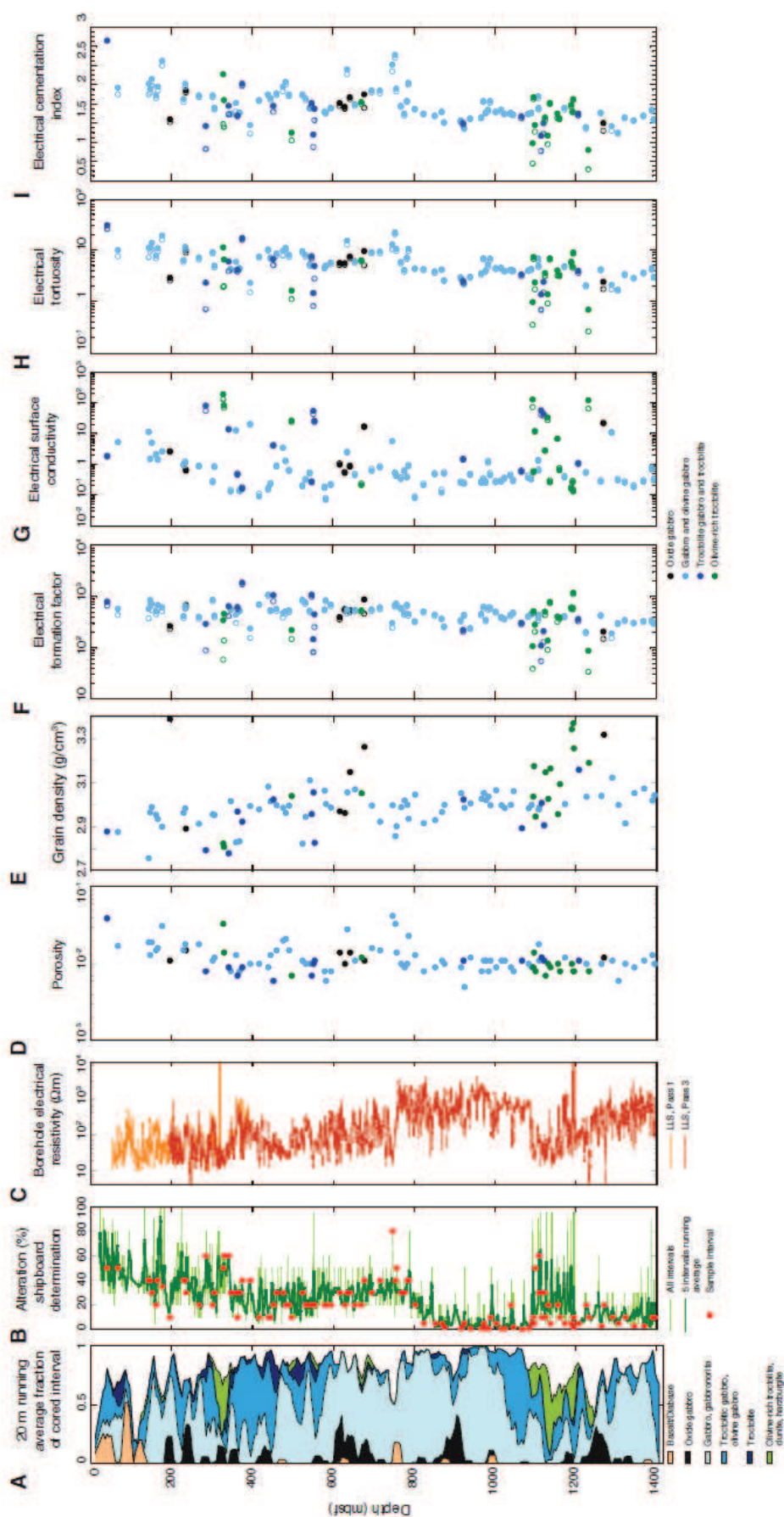


Figure F4. Variations of electrical properties with sample porosity (ϕ). A. Formation factor (F). B. Surface conductivity (C_s). C. Tortuosity (τ). D. Cementation index (m). Electrical properties calculated from Revil and Glover (1998) model.

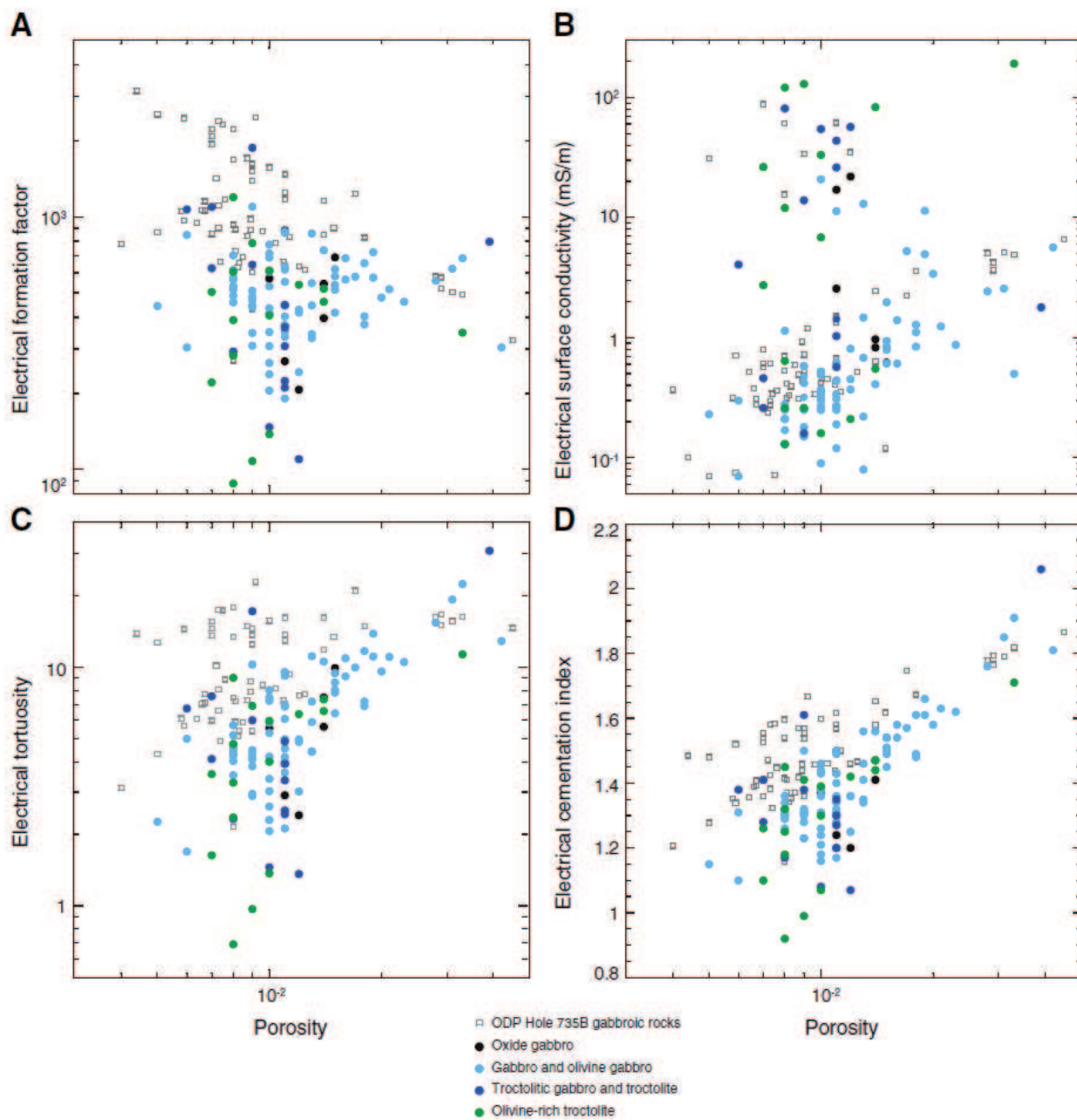


Figure F5. Variations of (A, B) porosity (ϕ), (C, D) electrical tortuosity (τ), and (E, F) electrical cementation index (m) with cataclastic fabric intensity and degree of serpentinization. Cataclastic fabric intensity scale is the same as scale used during shipboard core descriptions (see the “Methods” chapter). Cataclastic fabric intensity and degree of serpentinization are those of intervals from which measured sample originated, as estimated on-board from macroscopic observation of hand samples. Electrical tortuosity (τ) and cementation index (m) are calculated from Revil and Glover (1998) model.

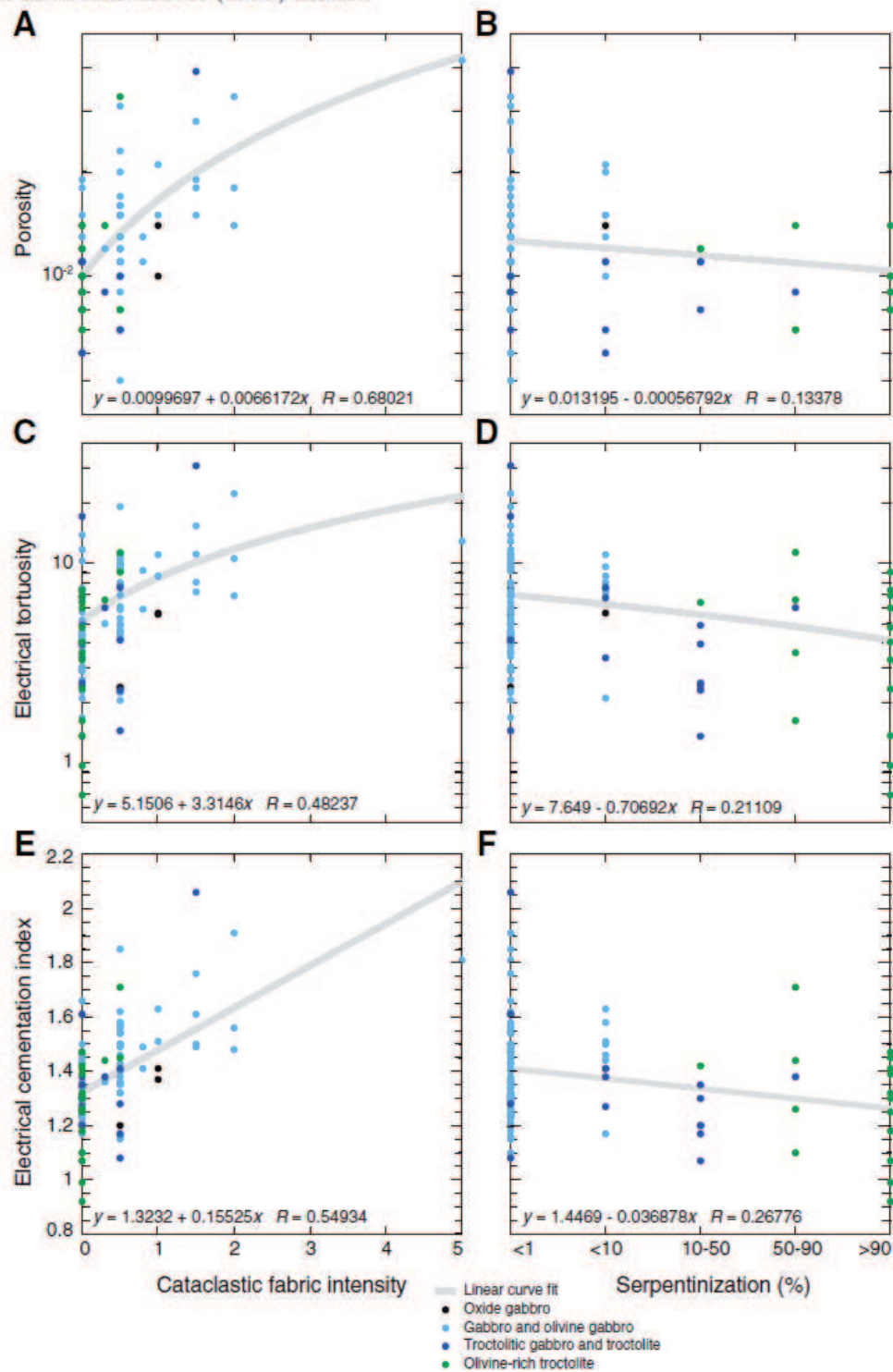


Table T1. Sample resistivities at varying saturation fluid concentrations. (See table notes.) (Continued on next page.)

Core, section, interval (cm)	Depth (mbsf)	Lithology	Batch number	Resistivity (Ωm)					
				-0.006 g/L	-0.06 g/L	-0.6 g/L	-6 g/L	-30 g/L	-60 g/L
304-U1309D-									
5R-3, 124-126	40.11	Troctolitic gabbro	5	725.1	494.0	416.6	188.9	143.8	77.4
11R-2, 48-50	66.77	Gabbro	1	207.7	175.1	162.2	127.8	71.2	39.7
25R-1, 33-35	143.03	Gabbro	1	103.5	87.9	84.4	64.0	35.4	37.3
25R-3, 94-96	146.49	Olivine-bearing gabbro	3	714.5	593.5	464.2	402.2	133.1	73.3
26R-3, 83-85	150.94	Olivine-bearing gabbro	3	216.1	185.3	173.4	129.5	110.0	38.6
28R-4, 45-47	161.38	Gabbro	1	5277.5	453.8	346.9	246.9	100.0	40.9
29R-3, 64-66	165.45	Gabbro	1	731.3	608.1	570.0	269.7	137.1	59.9
32R-1, 9-11	176.39	Olivine-bearing gabbro	3	436.9	350.1	305.4	192.5	86.5	59.4
36R-1, 10-12	195.7	Oxide gabbro	1	443.9	334.2	276.0	126.3	46.5	29.9
43R-1, 57-79	229.37	Olivine gabbro	2	1428.5	1021.2	353.4	247.9	104.6	45.3
44R-1, 18-20	233.38	Olivine gabbro	2	37778.9	728.0	697.7	342.2	91.6	78.2
44R-2, 83-85	235.53	Disseminated oxide gabbro	1	1728.6	1277.8	966.4	433.6	—	72.5
51R-1, 74-76	267.54	Gabbro	1	1568.9	964.5	532.4	206.2	72.8	64.8
54R-3, 45-47	284.34	Troctolite	4	19.7	17.4	267.6	959.4	8.2	7.7
58R-1, 110-112	301.5	Olivine gabbro	2	5241.2	2615.9	1473.3	444.1	269.2	99.8
59R-1, 58-60	305.78	Olivine gabbro	2	1403.7	1047.0	579.3	281.4	85.7	50.1
63R-3, 41-43	327.77	Olivine-rich troctolite	5	11.3	7.4	5.5	256.6	4.3	4.2
64R-1, 58-60	329.78	Olivine-rich troctolite	5	19.2	13.8	12.3	10.8	9.5	8.3
66R-2, 93-95	341.23	Troctolite	4	98.9	76.9	59.5	48.3	37.7	34.7
67R-3, 17-19	346.43	Gabbro (fine-grained)	1	9532.0	4014.0	1493.2	535.6	135.7	74.1
70R-2, 76-78	359.45	Olivine gabbro	2	103.8	73.1	65.5	244.8	38.0	26.0
71R-1, 14-16	362.94	Troctolitic gabbro	4	2626.2	1664.2	1026.1	299.9	202.0	61.9
71R-5, 13-15	368.26	Olivine gabbro	2	6903.0	5466.3	1798.4	592.0	112.6	55.1
73R-2, 86-88	374.71	Troctolitic gabbro	4	8066.5	5897.7	1696.8	1397.9	386.5	242.7
77R-3, 21-23	394.34	Olivine gabbro	2	65.2	55.0	43.4	30.7	22.2	15.1
305-U1309D-									
83R-2, 29-31	416.44	Olivine gabbro	2	10810.9	6873.9	2266.8	808.7	89.8	132.4
88R-1, 2-4	439.02	Olivine gabbro	2	8861.1	4127.7	2438.6	800.9	271.5	126.6
89R-1, 92-94	444.72	Olivine gabbro	2	5435.1	3058.1	1158.8	453.7	108.6	81.5
90R-3, 8-10	451.68	Troctolite	4	342.8	263.0	186.9	112.4	104.5	83.8
92R-1, 123-125	459.43	Olivine-bearing gabbro	3	1350.7	998.8	657.9	314.2	118.2	63.6
95R-3, 35-37	475.73	Olivine-bearing gabbro	3	352.5	279.7	251.3	110.9	57.3	58.5
97R-1, 6-8	482.26	Olivine-bearing gabbro	3	1063.2	583.1	504.8	261.7	100.5	53.4
98R-3, 96-98	490.66	Olivine-bearing gabbro	3	1888.3	1310.9	837.7	297.3	123.0	62.2
100R-1, 32-34	496.92	Olivine-rich troctolite	5	69.0	43.4	31.1	21.3	18.4	15.3
105R-3, 46-48	523.65	Olivine gabbro	2	6889.7	3916.6	1497.9	431.8	408.8	80.2
107R-2, 52-54	531.72	Olivine-bearing gabbro	3	3731.1	2812.9	1116.5	478.4	241.4	77.1
109R-2, 69-71	541.84	Olivine-bearing gabbro	3	2563.7	1692.9	672.6	320.8	149.7	58.2
110R-2, 74-76	546.76	Troctolite	4	5304.5	3388.8	1530.6	284.4	373.7	175.1
111R-2, 17-19	550.87	Troctolitic gabbro	4	37.6	26.7	15.9	11.7	10.0	8.6
111R-4, 19-21	553.76	Troctolite	4	54.8	40.9	32.4	94.0	23.6	18.8
117R-1, 55-57	578.75	Olivine gabbro	2	6905.9	3676.2	1455.3	556.2	89.9	91.8
117R-4, 27-29	582.03	Gabbro (fine-grained)	1	22045.5	6385.3	1930.6	600.3	277.0	128.9
120R-2, 26-28	594.04	Olivine-bearing gabbro	3	6834.3	3534.0	1159.3	252.8	230.7	133.6
124R-4, 47-49	615.87	Oxide gabbro	1	1025.5	824.4	677.5	236.6	89.8	38.2
127R-2, 99-101	628.69	Oxide gabbro	1	2724.1	1042.8	1098.8	426.3	85.3	79.7
128R-3, 48-50	634.39	Gabbro	1	441.2	356.5	299.0	240.6	83.2	48.4
130R-1, 44-46	641.04	Oxide gabbro	1	1148.3	941.3	679.8	658.7	86.1	44.2
132R-3, 106-108	653.72	Gabbro	1	2495.5	1762.1	1104.4	295.1	144.5	63.5
136R-1, 32-34	669.72	Olivine-rich troctolite	5	5047.9	3522.8	1200.1	371.3	169.3	59.8
137R-2, 126-128	676.86	Oxide gabbro	1	65.6	60.3	57.2	47.3	42.8	28.2
141R-2, 63-65	695.45	Gabbro	4	8746.2	1325.8	959.2	386.9	135.2	49.8
145R-3, 38-40	715.67	Olivine gabbro	2	1423.2	1058.5	712.9	311.9	176.5	52.2
152R-1, 35-37	746.55	Gabbro (cataclastic)	1	199.9	161.3	148.8	95.4	45.7	25.2
153R-2, 88-90	753.38	Gabbro	1	2562.9	1654.7	865.8	294.0	201.8	78.4
154R-1, 30-32	756.1	Gabbro (cataclastic)	1	2773.4	2073.4	1076.3	341.6	228.5	77.9
157R-2, 75-77	767.52	Olivine-bearing gabbro	3	3467.7	2314.1	986.3	546.9	125.3	69.7
159R-1, 104-106	776.04	Gabbro	1	2468.4	1000.7	981.3	220.4	105.4	69.3
160R-2, 117-119	782.47	Gabbro	1	2967.8	2265.3	1083.9	568.5	93.8	112.6
161R-2, 44-46	786.43	Olivine gabbro	2	1239.5	853.1	693.0	321.2	99.6	42.2
164R-3, 110-112	802.29	Gabbro	1	11910.6	6366.0	941.9	206.0	115.9	56.7
169R-1, 64-66	823.64	Gabbro	1	4951.5	3445.8	1272.2	388.9	125.4	65.8
174R-4, 53-55	851.51	Olivine-bearing gabbro	3	2086.0	1945.2	812.6	287.6	90.5	62.4
178R-3, 8-10	868.87	Gabbro	1	7154.6	4867.2	1526.7	520.5	62.4	39.9
170R-4, 77-79	874.89	Olivine gabbro	2	3702.4	746.5	814.5	191.8	63.0	31.7
188R-2, 37-39	915.81	Olivine-bearing gabbro	3	3618.1	3386.7	1009.5	196.6	86.7	55.6

Table T1 (continued).

Core, section, interval (cm)	Depth (mbsf)	Lithology	Batch number	Resistivity (Ωm)					
				-0.006 g/L	-0.06 g/L	-0.6 g/L	-6 g/L	-30 g/L	-60 g/L
189R-3, 40–42	922.09	Troctolitic gabbro	4	1134.9	403.5	358.8	132.0	57.6	22.9
190R-1, 31–33	924.11	Gabbro	1	4660.8	3385.3	963.1	337.7	198.3	34.4
194R-2, 27–29	939.15	Gabbro	1	2559.7	1332.5	773.2	224.4	58.2	24.0
200R-2, 31–33	966.67	Gabbro	1	4745.8	2946.7	935.2	293.4	154.1	54.0
202R-1, 40–42	972.4	Gabbro	1	3415.8	2593.5	1105.8	586.7	122.5	74.5
203R-1, 99–101	977.79	Gabbro	1	5096.1	2642.4	683.5	303.7	135.9	33.1
204R-2, 97–99	983.75	Olivine-bearing gabbro	3	4749.8	633.7	768.9	303.5	139.7	48.8
205R-2, 83–85	988.55	Olivine gabbro	2	76002.3	2228.5	1043.5	281.1	147.5	85.2
208R-2, 74–76	1002.84	Olivine-bearing gabbro	3	4814.6	2439.9	1163.6	401.1	116.1	65.1
211R-1, 64–66	1015.84	Olivine-bearing gabbro	3	4430.3	2700.9	872.6	208.6	122.6	62.4
212R-4, 65–67	1024.19	Olivine gabbro	2	3278.5	2035.8	26914.0	187.3	107.6	49.9
216R-1, 17–19	1039.37	Olivine gabbro	2	3058.6	1724.9	751.4	297.7	119.3	50.4
217R-2, 23–25	1045.64	Olivine gabbro	2	3762.8	2690.5	1044.2	459.5	90.2	64.5
221R-3, 64–66	1066.42	Troctolitic gabbro	4	2174.9	1298.9	585.1	184.6	72.6	43.9
225R-1, 72–74	1083.12	Olivine gabbro	2	81384.6	2329.5	981.2	340.9	80.0	54.3
226R-3, 40–42	1090.5	Gabbro	1	3745.5	1999.9	1306.2	263.9	72.1	99.4
227R-2, 82–84	1094.25	Olivine-rich troctolite	5	22.8	13.3	7.8	279.6	4.8	4.2
227R-3, 124–126	1096.17	Olivine-rich troctolite	5	2349.1	1391.5	779.2	258.1	107.2	79.5
228R-3, 29–31	1099.8	Olivine-rich troctolite	5	111.5	184.3	73.1	46.4	27.1	24.3
230R, 2, 125–127	1108.2	Olivine-bearing gabbro	3	800.7	685.8	441.4	245.2	102.7	27.5
230R-3, 28–30	1108.66	Gabbro	1	1489.8	1286.2	903.8	421.7	75.2	46.0
232R-1, 15–17	1115.25	Troctolitic gabbro	4	34.9	21.4	21.6	12.3	7.6	6.6
233R-1, 141–143	1121.31	Troctolitic gabbro	4	40.9	29.9	19.7	15.3	90.4	11.3
234R-1, 27–29	1124.97	Olivine-rich troctolite	5	461.3	318.4	255.9	407.3	75.3	50.3
235R-2, 91–93	1131.67	Olivine-rich troctolite	5	62.5	34.2	23.1	21.4	11.9	10.5
236R-2, 125–127	1136.9	Olivine-rich troctolite	5	4525.7	2789.6	1170.9	925.8	180.6	68.0
240R-2, 72–74	1155.46	Olivine-rich troctolite	5	185.5	142.3	112.1	452.2	49.3	32.2
241R-2, 89–91	1160.66	Olivine-rich troctolite	5	3929.0	1164.6	944.0	282.3	59.9	53.9
244R-1, 34–36	1173.04	Gabbro	1	2871.3	2064.0	867.8	391.7	85.1	48.8
247R-3, 16–18	1190.05	Olivine-rich troctolite	5	11963.7	2781.0	1004.7	453.4	171.8	97.7
248R-2, 22–24	1193.36	Olivine-rich troctolite	5	7014.6	2016.7	1000.5	366.8	163.7	89.5
248R-3, 36–38	1194.85	Olivine-rich troctolite	5	15361.2	2511.1	4336.2	299.2	474.0	179.7
251R-1, 87–89	1207.17	Troctolitic gabbro	4	1346.0	819.5	393.3	182.1	82.5	47.5
255R-1, 53–55	1226.03	Olivine gabbro	2	2359.7	1217.3	560.1	139.4	69.0	20.7
256R-2, 83–85	1232.27	Olivine-rich troctolite	5	23.1	16.7	8.6	344.2	4.5	3.9
262R-3, 112–114	1263.07	Gabbro	1	2755.6	3527.7	1268.9	559.3	73.2	43.5
264R-1, 81–83	1269.51	Oxide gabbro	1	7865.9	54.2	40.2	28.7	19.9	13.9
268R-2, 83–85	1290.06	Olivine gabbro	2	130.3	92.9	62.9	274.9	25.7	16.7
271R-3, 59–61	1305.25	Gabbro	1	3926.3	1974.7	865.0	374.9	44.5	43.0
275R-3, 88–90	1322.38	Gabbro	1	4520.4	2684.3	953.0	235.3	97.5	46.4
280R-1, 88–90	1344.32	Olivine-bearing gabbro	3	6665.2	2716.6	960.7	278.2	73.9	41.5
285R-1, 90–92	1368.9	Gabbro	1	4114.3	2337.7	996.1	273.5	88.1	37.2
290R-2, 89–91	1389.23	Olivine-bearing gabbro	3	5420.5	1254.9	799.0	153.2	85.0	45.4
291R-3, 39–41	1394.39	Olivine gabbro	2	4300.2	2046.5	718.5	183.1	109.0	38.6

Notes: See Table T2 for batch number data. — = no data.

Table T2. Saturating fluid resistivities. (See table note.)

Batch number	Resistivity (Ωm)					
	-0.006 g/L	-0.06 g/L	-0.6 g/L	-6 g/L	-30 g/L	-60 g/L
1	427.4	72.46	6.068	0.9272	0.2347	0.1233
2	440.5	73.53	6.057	0.9275	0.2353	0.1230
3	432.9	72.99	6.079	0.9273	0.2358	0.1227
4	436.7	71.94	6.079	0.9272	0.2347	0.1227
5	438.6	73.53	6.075	0.9301	0.2353	0.1230

Note: Deviations from normal resistivity at the given fluid salinity are due to progressive reequilibration between the sample and fluid before measurements are taken.

Plate P1. Photomicrographs of sample thin sections in plane- (PPL) and cross-polarized light (CPL). Thin sections were obtained after chips were taken from the minicore ends; each section is ~2.54 cm in diameter (1 inch). (Continued on next ten pages.)



Plate P1 (continued). (Continued on next page.)

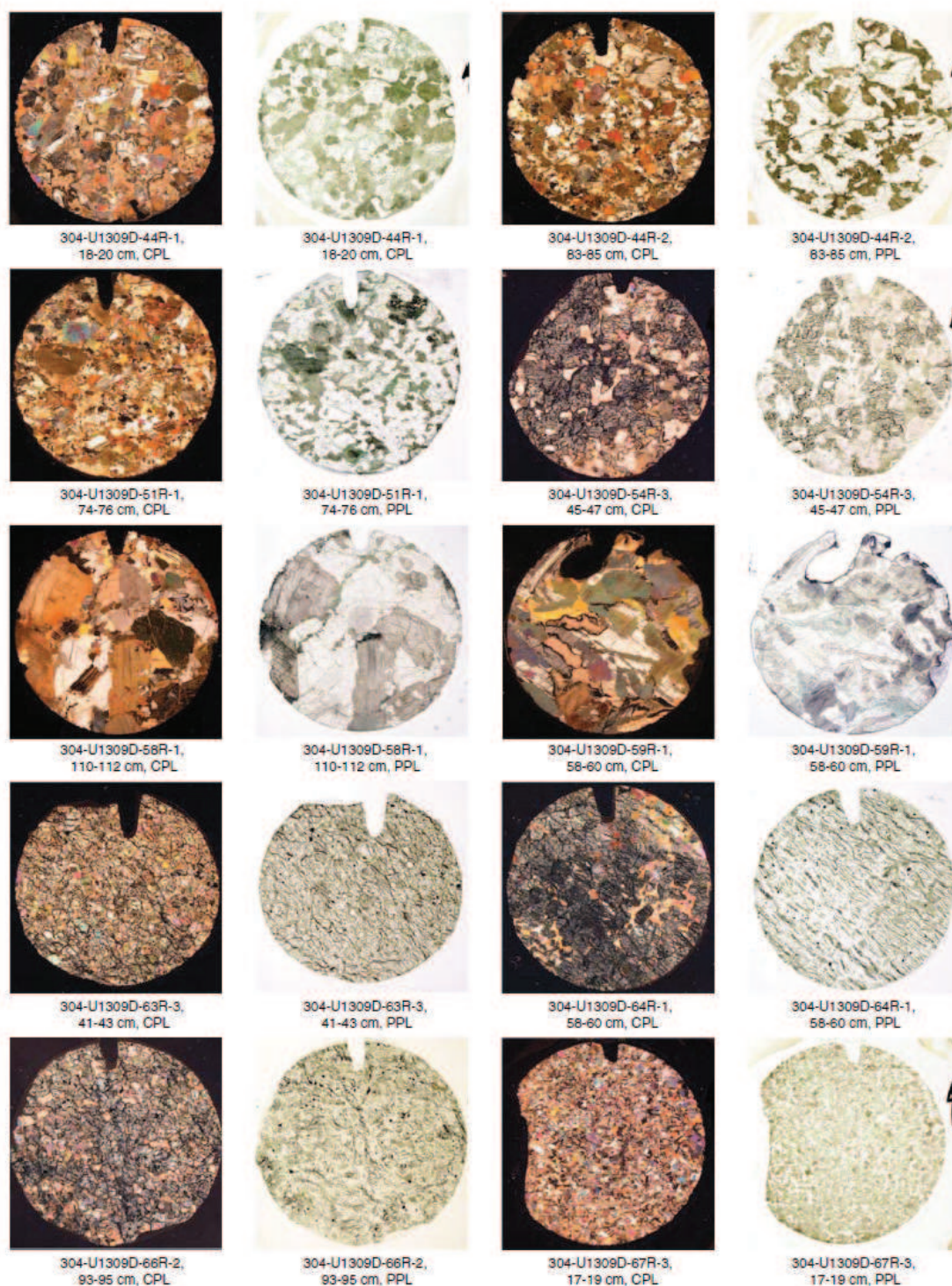


Plate P1 (continued). (Continued on next page.)

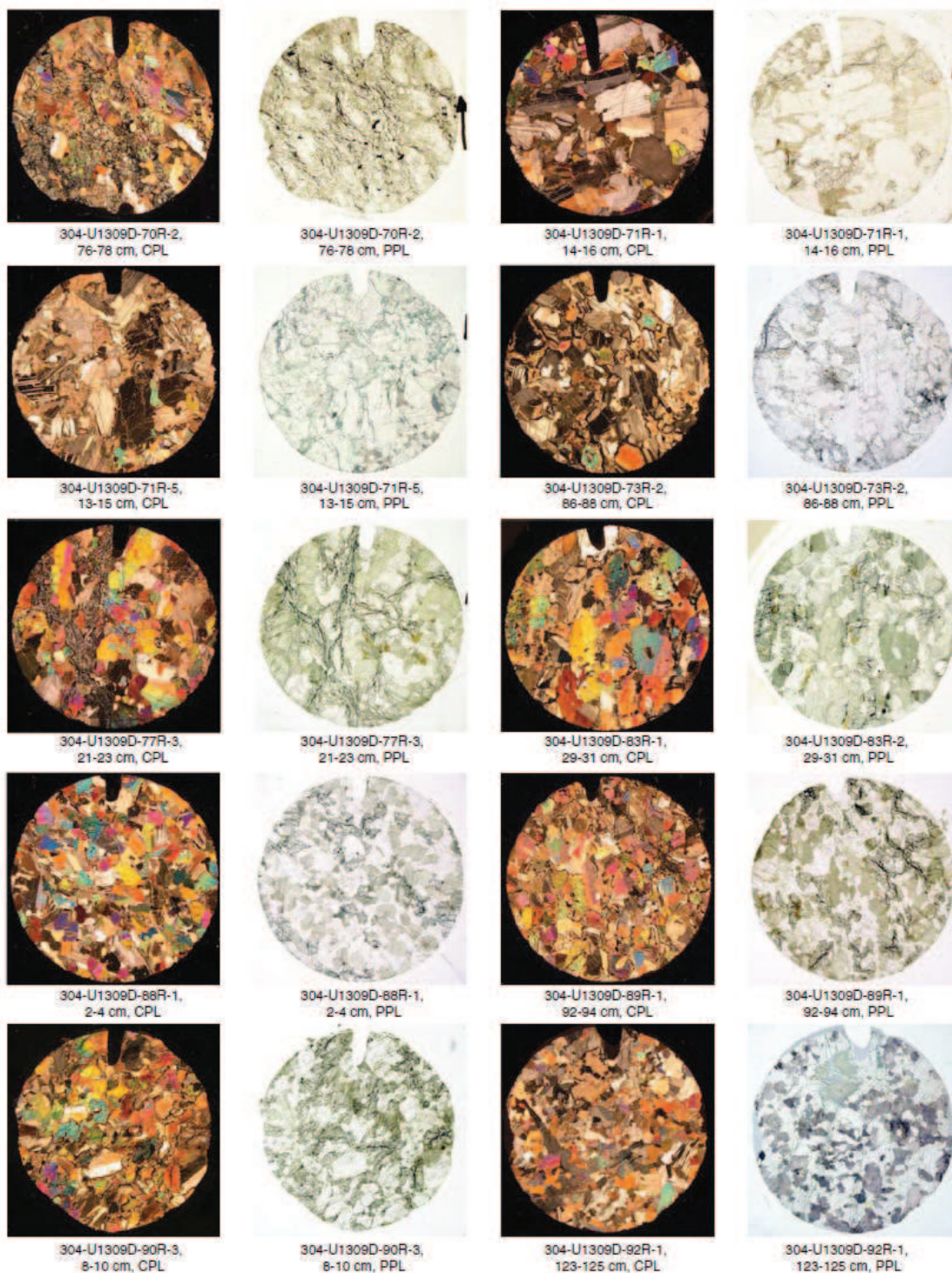


Plate P1 (continued). (Continued on next page.)

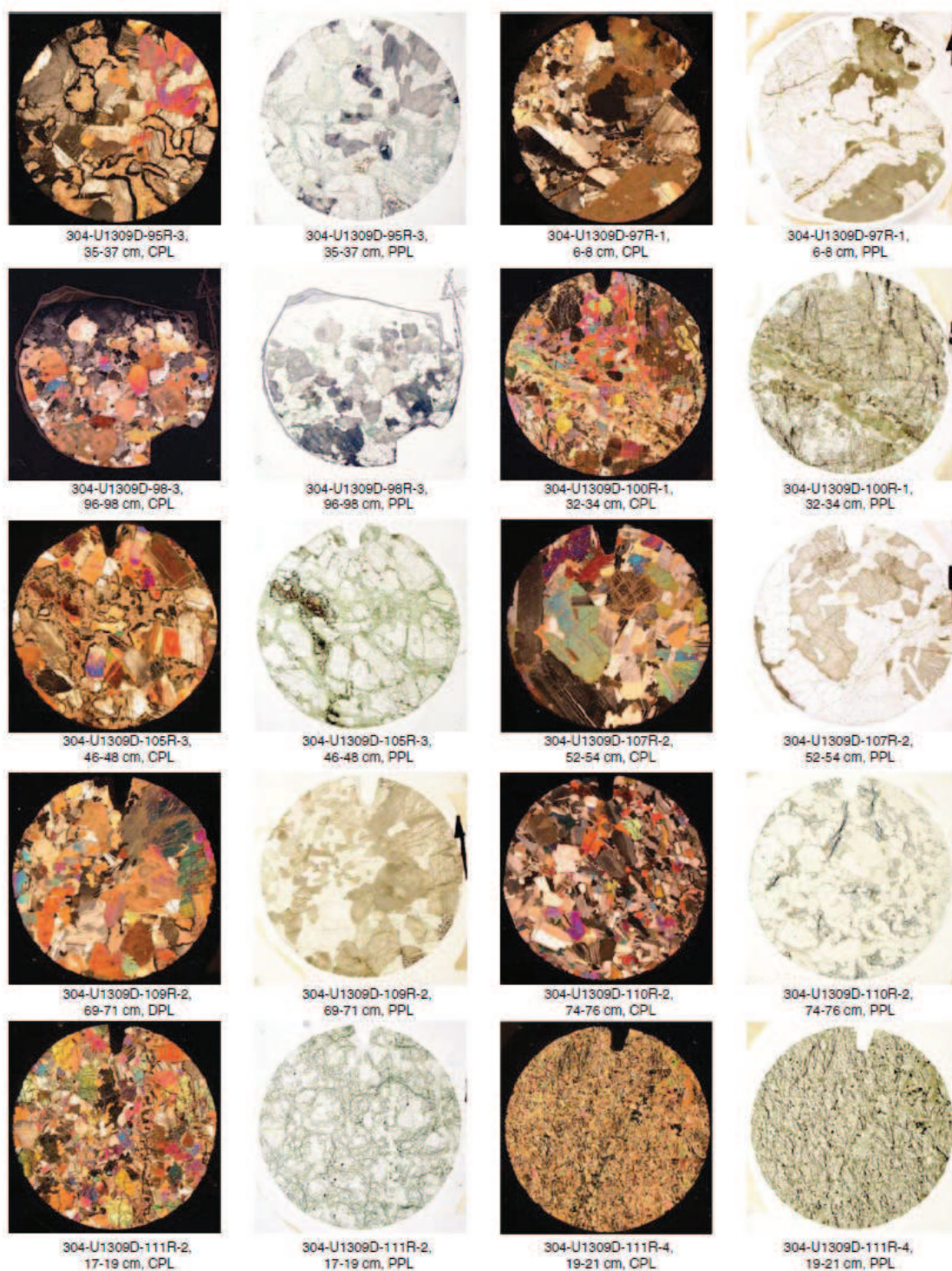


Plate P1 (continued). (Continued on next page.)

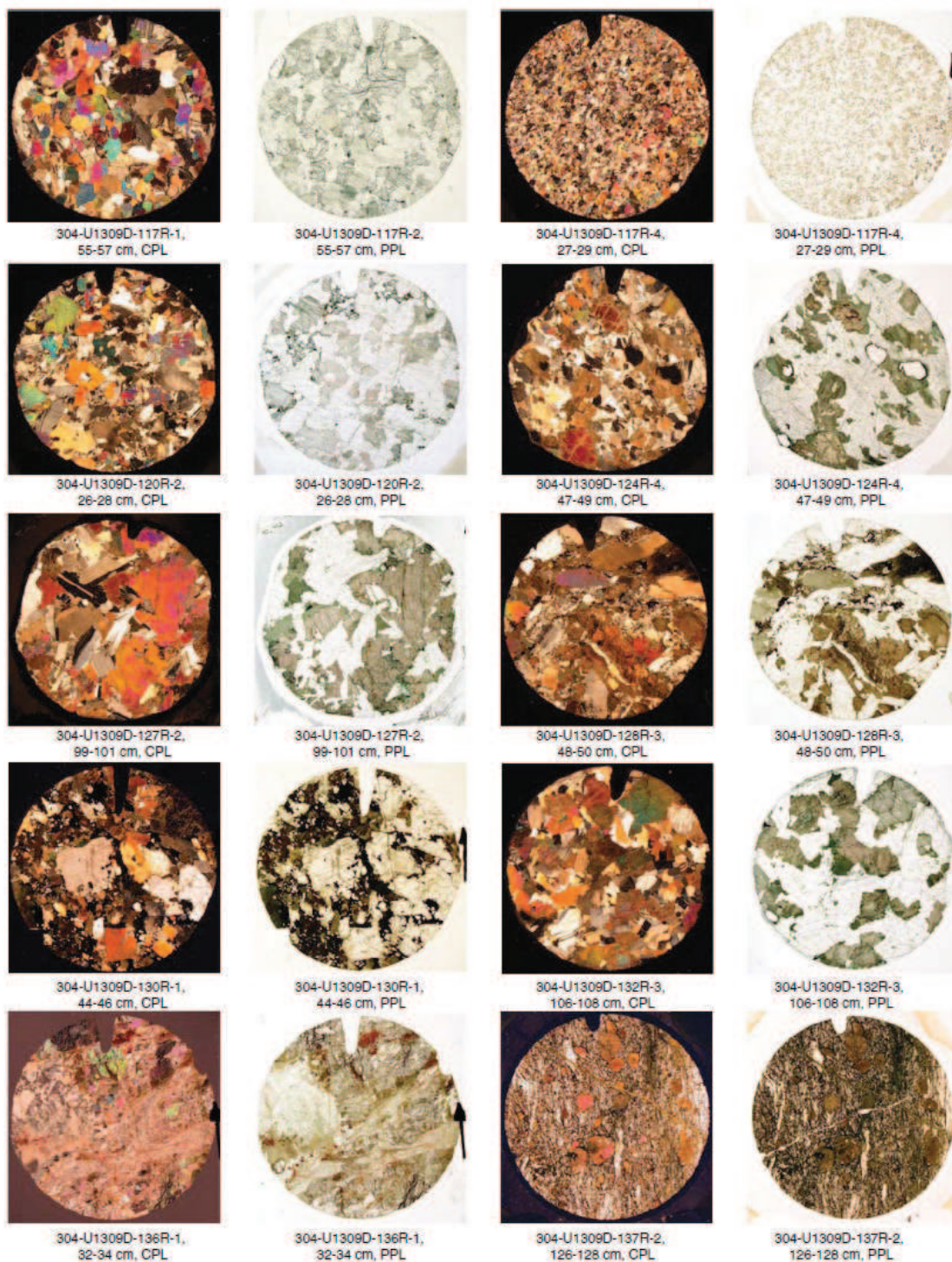


Plate P1 (continued). (Continued on next page.)

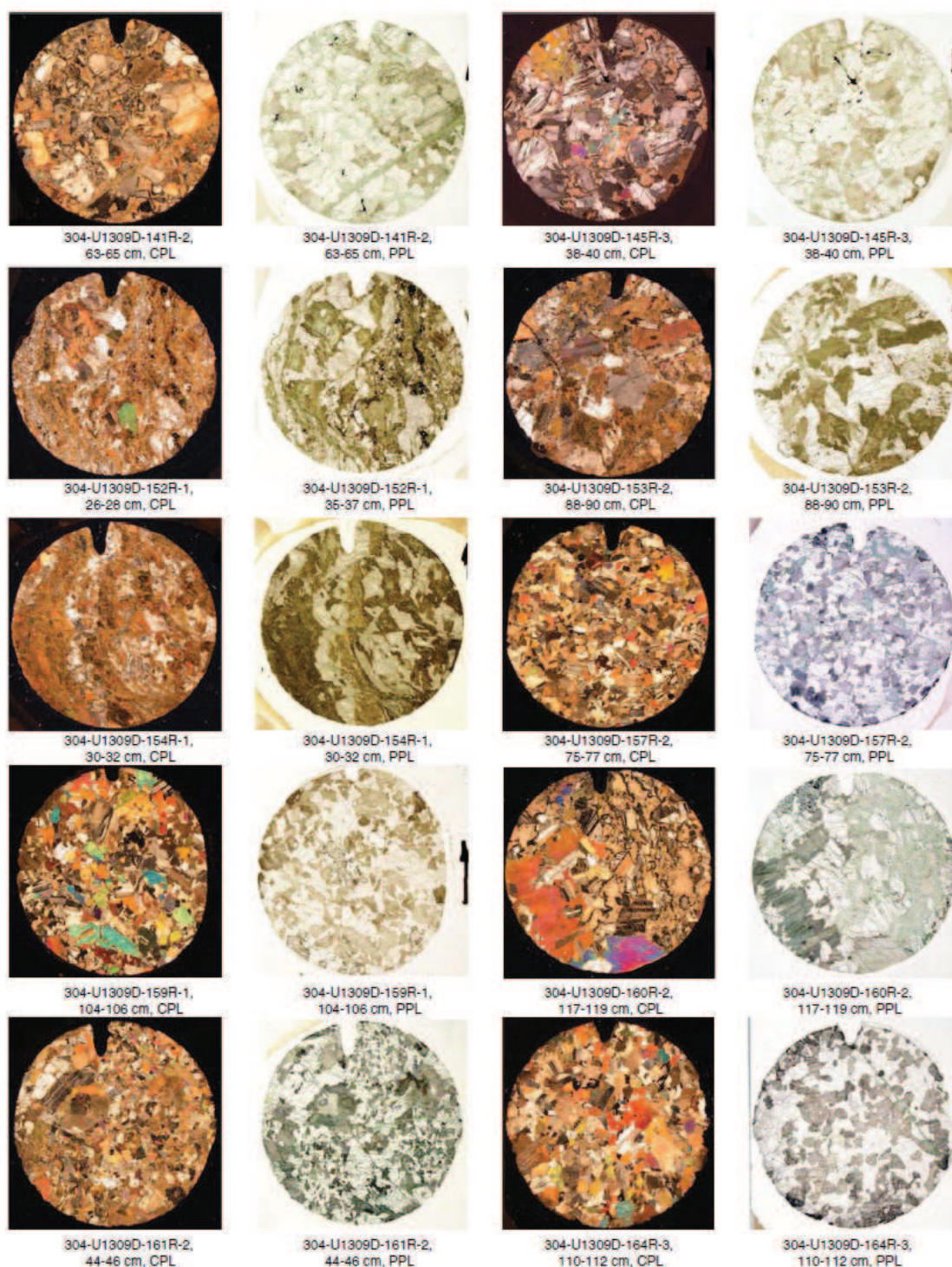
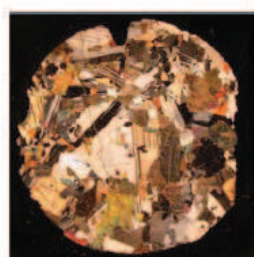
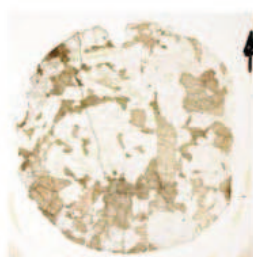


Plate P1 (continued). (Continued on next page.)



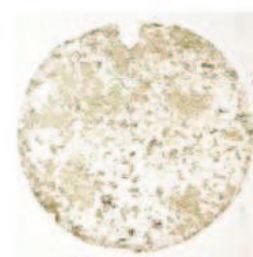
304-U1309D-169R-1,
64-66 cm, CPL



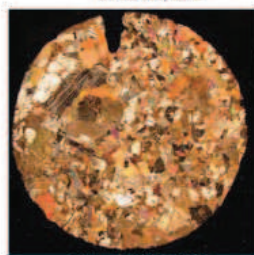
304-U1309D-169R-1,
64-66 cm, PPL



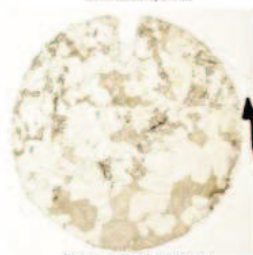
304-U1309D-170R-4,
77-79 cm, CPL



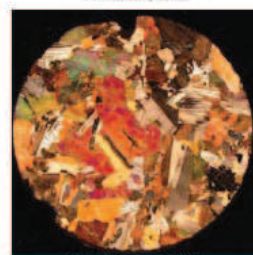
304-U1309D-170R-4,
77-79 cm, PPL



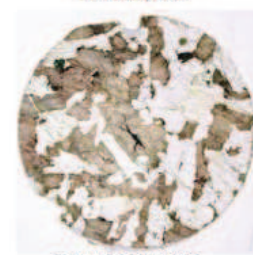
304-U1309D-174R-4,
53-55 cm, CPL



304-U1309D-174R-4,
53-55 cm, PPL



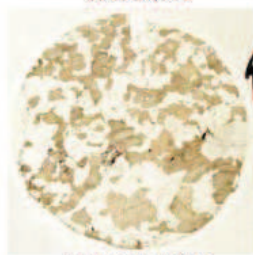
304-U1309D-178R-3,
8-10 cm, CPL



304-U1309D-178R-3,
8-10 cm, PPL



304-U1309D-188R-2,
37-39 cm, CPL



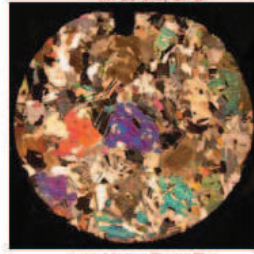
304-U1309D-188R-2,
37-39 cm, PPL



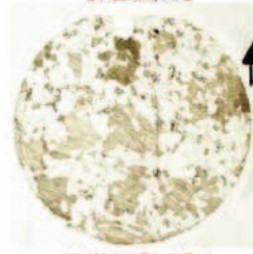
304-U1309D-189R-3,
40-42 cm, CPL



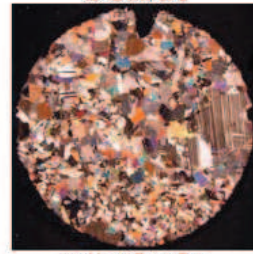
304-U1309D-189R-3,
40-42 cm, PPL



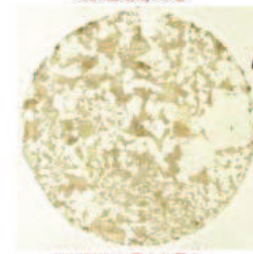
304-U1309D-190R-1,
31-33 cm, CPL



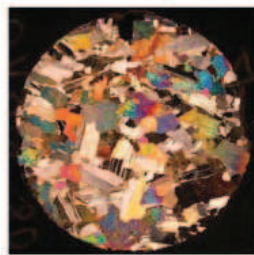
304-U1309D-190R-1,
31-33 cm, PPL



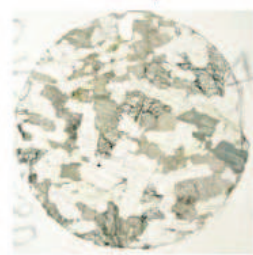
304-U1309D-194R-2,
27-29 cm, CPL



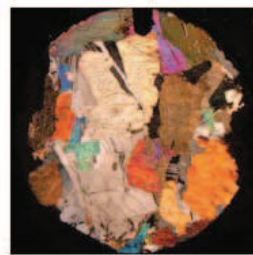
304-U1309D-194R-2,
27-29 cm, PPL



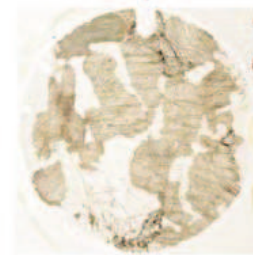
304-U1309D-200R-2,
31-33 cm, CPL



304-U1309D-200R-2,
31-33 cm, PPL



304-U1309D-202R-1,
40-42 cm, CPL



304-U1309D-202R-1,
40-42 cm, PPL

Plate P1 (continued). (Continued on next page.)

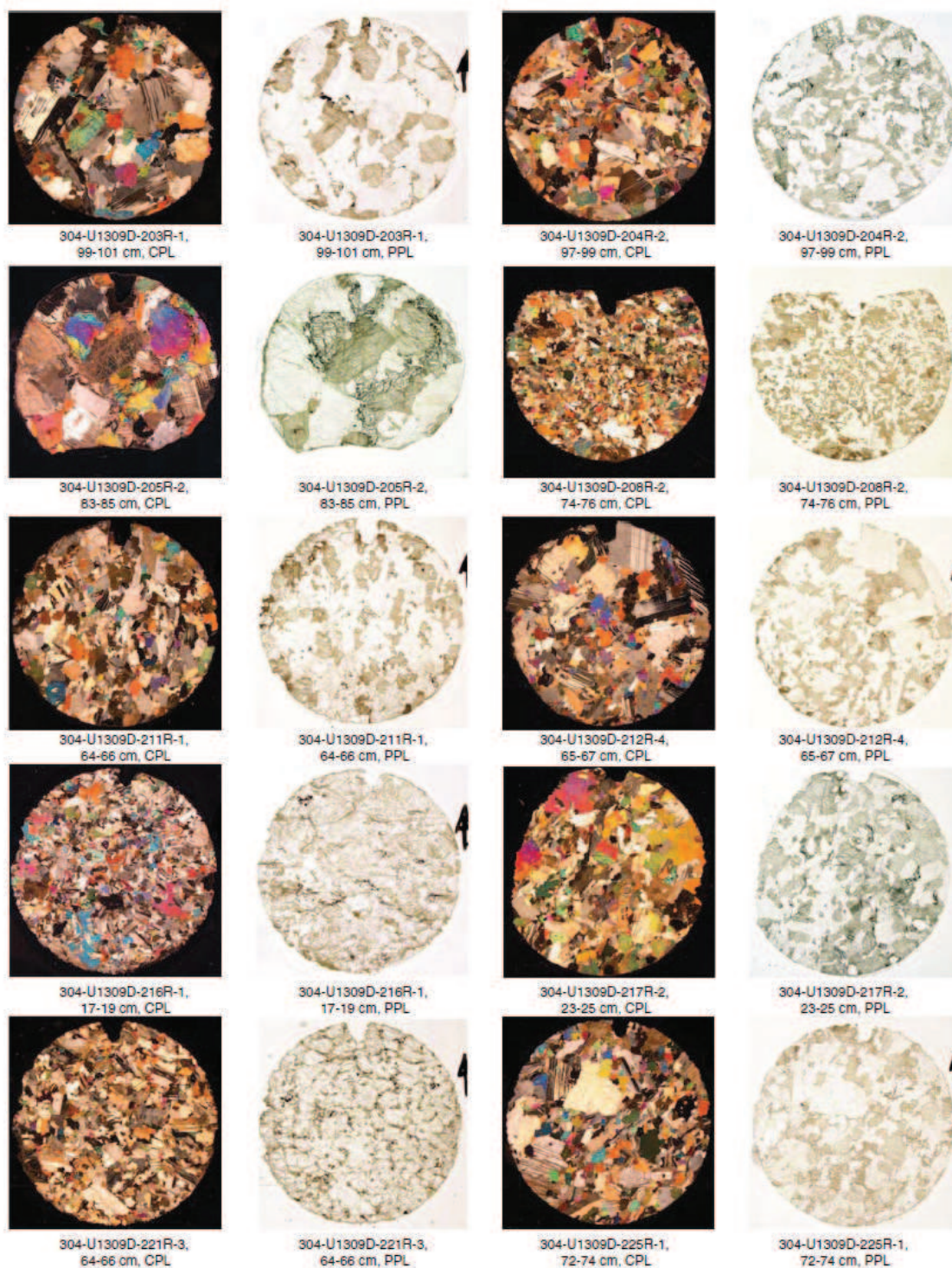


Plate P1 (continued). (Continued on next page.)

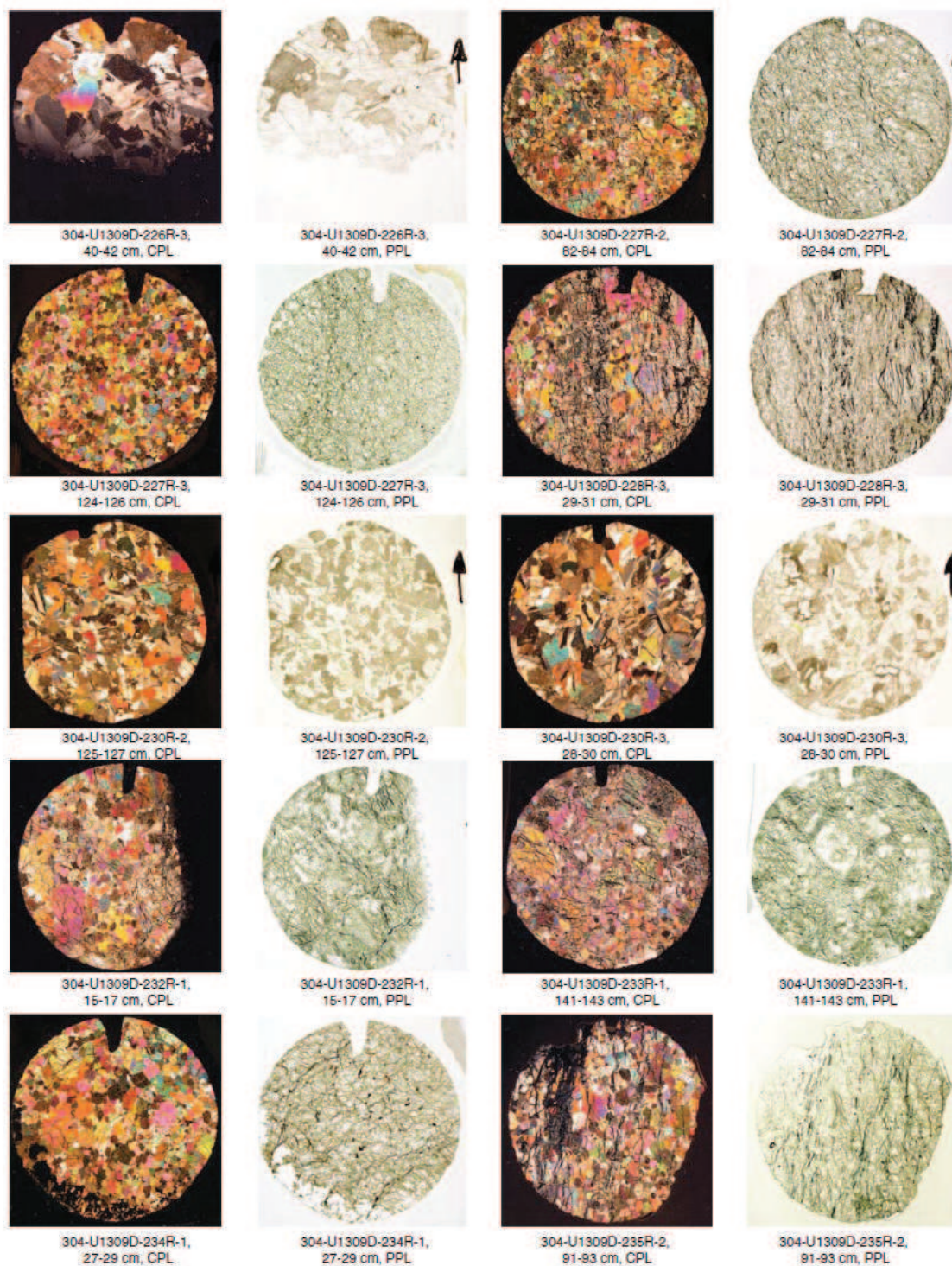
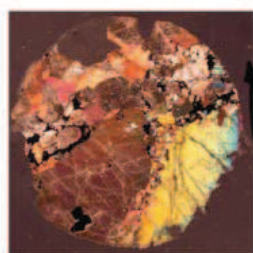
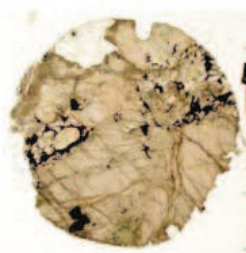
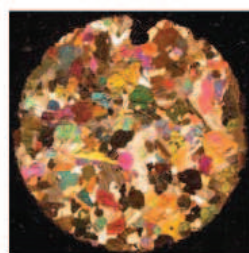
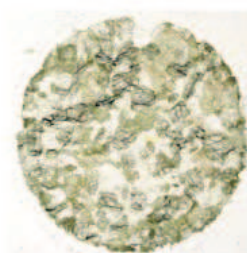
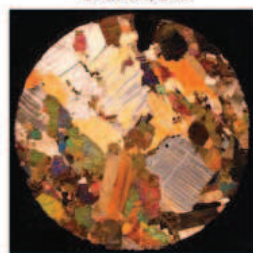
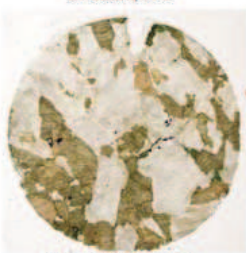
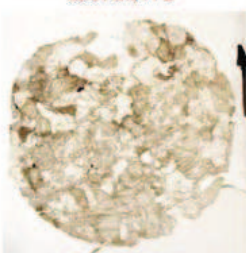
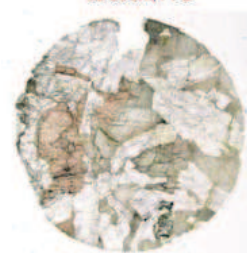
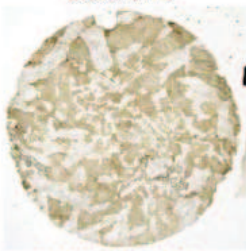
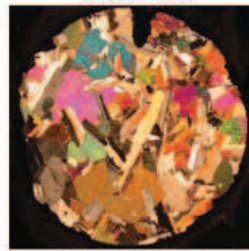
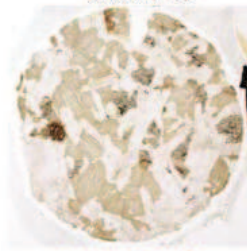


Plate P1 (continued). (Continued on next page.)



Plate P1 (continued).

304-U1309D-264R-1,
81-83 cm, CPL304-U1309D-164R-1,
81-83 cm, PPL304-U1309D-268R-2,
83-85 cm, CPL304-U1309D-268R-2,
83-85 cm, PPL304-U1309D-271R-3,
59-61 cm, CPL304-U1309D-271R-3,
59-61 cm, PPL304-U1309D-275R-3,
88-90 cm, CPL304-U1309D-275R-3,
88-90 cm, PPL304-U1309D-280R-1,
88-90 cm, CPL304-U1309D-280R-1,
88-90 cm, PPL304-U1309D-285R-1,
90-92 cm, CPL304-U1309D-285R-1,
90-92 cm, PPL304-U1309D-290R-2,
89-91 cm, CPL304-U1309D-290R-2,
89-91 cm, PPL304-U1309D-291R-3,
39-41 cm, CPL304-U1309D-291R-3,
39-41 cm, PPL

RESUME

Réservoirs hydro-géothermaux haute enthalpie: apport des propriétés pétrophysiques des basaltes

Mots clefs, géothermie haute enthalpie, circulation hydrothermale, propriétés physiques, ride medio océanique, basalte, Islande.

La géothermie est considérée comme une source d'énergie propre et inépuisable à échelle humaine. Actuellement, le rendement des centrales géothermiques est limité à l'exploitation de fluides de températures inférieures à 350 °C. L'association de l'activité tectonique et volcanique aux dorsales océaniques fait de l'Islande un lieu où l'extraction de fluides supercritiques ($T > 375$ °C) peut être envisagée. Cette exploitation pourrait multiplier par dix la puissance électrique délivrée par le système géothermal. Ces fluides peuvent-ils circuler dans la croûte océanique ? Ce travail propose de contraindre les observations géophysiques et de prédire le fonctionnement des réservoirs géo-hydrothermaux de très haute température par l'étude des propriétés physiques des basaltes. La première approche est focalisée sur l'étude de roches ayant accueilli une circulation hydrothermale par le passé. L'étude de ces roches au site ODP 1256, montre que leur porosité est associée à la présence de minéraux d'altération hydrothermale du facies amphibolite ($T > 500$ °C). La seconde approche a consisté à recréer, en laboratoire, les conditions des systèmes hydrothermaux, à très haute température, afin de prédire les propriétés mécaniques et électriques des basaltes dans ces conditions. Les résultats mécaniques indiquent que la transition fragile/ductile, souvent associée à une forte décroissance de perméabilité, intervient à une température d'environ 550 °C. La mise en place d'une cellule de mesure de la conductivité électrique de haute température a fourni les premiers résultats utiles à l'analyse des données géophysiques. Appliqués aux conditions de la croûte basaltique Islandaise, ces résultats indiquent que des fluides hydrothermaux pourraient circuler au moins transitoirement à l'état supercritique jusqu'à ~ 5 km de profondeur.

ABSTRACT

High enthalpy hydro-geothermal reservoirs: insights from basalt petrophysical properties

Key words: High enthalpy geothermal energy, mid oceanic ridge, hydrothermal circulation, petrophysical properties, basalts

Geothermal energy is considered as a green and infinite energy source at human scale. Currently, the yield of geothermal power plants is limited to temperatures of the operating fluid which 350 °C. From tectonic and volcanic activity at mid-ocean ridges, Iceland is a location where supercritical fluid extraction ($T > 375$ °C) can be considered for the near future. Exploiting such fluids could theoretically multiply by a factor of ten the electrical power delivered by geothermal wells. Can such fluids circulate at the base of brittle oceanic crust? This work investigates the petrophysical properties of basalts in order to constrain geophysical observations in Iceland and predict the behavior of very high temperature geo-hydrothermal reservoirs. The first approach consisted in studying the physical properties of rocks that have hosted deep hydrothermal circulations at oceanic ridges. The study of these rocks at ODP Site 1256 shows that the porosity measured both in the field and in the lab is associated with amphibolite facies alteration minerals ($T > 500$ °C). The second approach was to recreate in the laboratory the conditions of pressure, temperature and pore fluid pressure of high temperature to supercritical hydrothermal systems to predict the mechanical and electrical properties of basalts under these conditions. The mechanical results indicate that the brittle/ductile transition occurs at a temperature of about 550 °C, where a strong permeability decrease is expected. The implementation and calibration of a new cell for measuring electrical conductivity at high temperature provide the first results for the interpretation of geophysical data. When applied to basaltic crustal conditions in Iceland, these results indicate that hydrothermal fluids could circulate, at least temporarily, in a supercritical state up to 5 km depth.