



HAL
open science

Comportement des roches en température

Jerome Fortin, Muriel Gasc-Barbier, Véronique Merrien-Soukatchoff

► **To cite this version:**

Jerome Fortin, Muriel Gasc-Barbier, Véronique Merrien-Soukatchoff. Comportement des roches en température. Muriel Gasc-Barbier, Véronique Merrien-Soukatchoff et Pierre Bérest. Manuel de mécanique des roches, V, Presses des Mines, pp.215-234, 2018, Thermomécanique des roches, 978-2-35671-465-7. <hal-01844575>

HAL Id: hal-01844575

<https://hal.science/hal-01844575v1>

Submitted on 19 Jul 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire HAL, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

Comportement des roches en température

Jérôme Fortin, Muriel Gasc-Barbier, Véronique Merrien-Soukatchoff

Ens, Cerema, Cnam

INTRODUCTION

Comme pour de nombreux matériaux, le comportement mécanique des roches dépend de la température à laquelle elles sont soumises ou testées. Cette influence n'a pas toujours été prise en compte, et n'est réellement étudiée que depuis le début des années 60.

L'essor de l'analyse des roches sous température a été dû, d'une part à la recherche de la compréhension des phénomènes géologiques liées à la tectonique des plaques, et d'autre part, pour des profondeurs bien moindres, aux aspects liés au stockage des déchets radioactifs et à la géothermie. Enfin, récemment, les phénomènes liés à la fatigue thermique sont étudiés.

EFFET DE LA TEMPERATURE SUR LES PROPRIETES PHYSIQUES DES ROCHES (POROSITE, DENSITE DE FISSURES, ETC.)

Les roches sont constituées de minéraux le plus souvent anisotropes, dont les coefficients de dilatation thermique peuvent donc varier en fonction de l'axe considéré. Ceci peut engendrer des contraintes thermiques différentielles qui peuvent conduire à de la microfissuration. Une variation de température produit une déformation (un allongement ou un raccourcissement des cristaux) et, dans certains cas, des modifications d'ordre minéralogique ou cristallographique. Par ailleurs les roches sont généralement polyminérales ce qui provoque des hétérogénéités de déformation d'un grain à l'autre. Des contraintes d'origine thermique intergranulaires et intragranulaires de traction et de compression peuvent se développer et si celles-ci dépassent la résistance à la rupture, des fissures intergranulaires et intragranulaires se produisent. L'étude de Fredrich and Wong [1986] donne, pour une roche donnée, la relation suivante :

$$S = \frac{E}{1 - \nu} \frac{(\Delta\alpha\Delta T)^2}{8\Gamma} \quad (1)$$

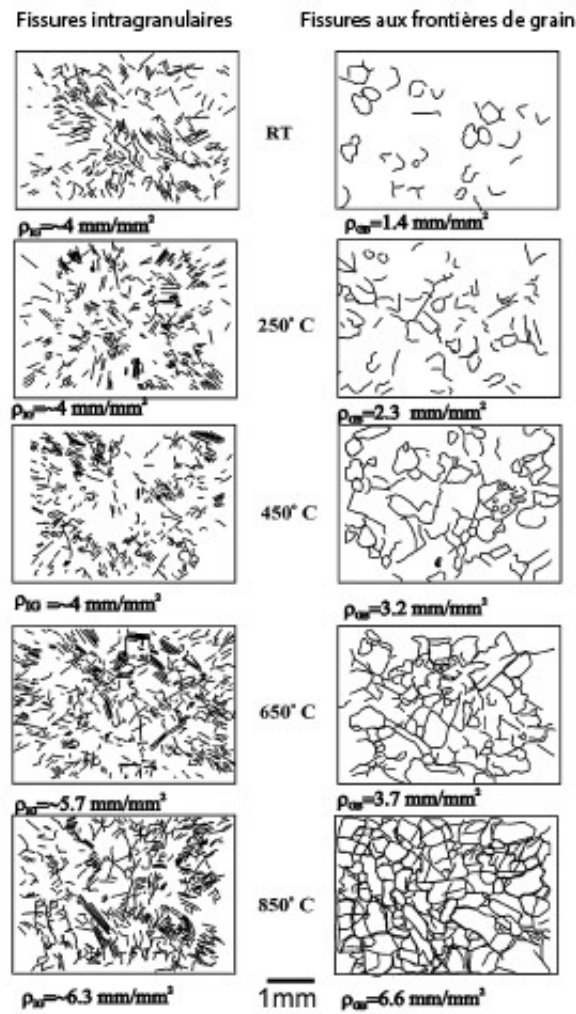


Figure 1 : Evolution des microfissures inter- et intragranulaires dans un granite de Westerly soumis à différents traitements thermiques allant de 250°C à 850°C. L'image du haut (RT) donne le densité de microfissures dans un échantillon intact (sans traitement thermique) [Nasseri et al. 2009]

où S est la surface de fissure créée (par unité de volume, en $m^2 \cdot m^{-3}$) due au différentiel de coefficient de dilatation $\Delta\alpha$ [$^{\circ}C^{-1}$] sous un traitement thermique d'une intensité ΔT [$^{\circ}C$]. E , ν sont le module d'Young [Pa] et le coefficient de Poisson de la roche. Γ est la densité surfacique d'énergie, ce qui correspond à l'énergie nécessaire à la propagation d'une fissure. Une valeur moyenne de la densité surfacique, tenant compte des différentes phases minérales d'un granite est de $7,5 J/m^2$ (Atkinson, 1984).

L'équation (1) montre que la fissuration dépend de l'amplitude du traitement thermique, ce qui est attendu et observé (Figure 1).

Les observations réalisées au microscope électronique à balayage montrent que pour les roches composées de cristaux et à faible porosité initiale, la température induit essentiellement des microfissures intercrystallines. Des fissures intracrystallines sont également formées mais elles ne se développent fortement qu'à partir de 600°C, dans le cas des granites. Dans l'exemple de la Figure 1, la densité de microfissures intracrystallines est constante avant 600°C et augmente fortement pour un traitement de 650°C et 850°C; ce qui s'explique par la transformation du quartz α en quartz β (seuil de 573°C) qui augmente considérablement la fissuration résiduelle (Heuze 1983, Homand-Etienne et Troalen, 1984).

La variation de la vitesse des ondes élastiques ainsi que l'émission acoustique permet également de caractériser l'évolution de la fissuration thermique. Par exemple, Vinciguerra *et al.* (2005) ont enregistré le nombre d'émissions acoustiques créées pendant l'augmentation de la température sur un échantillon de basalte (Figure 2) et observent que, dans le basalte, l'émission acoustique due à la fissuration de grains augmente considérablement à partir de 500°C. Il est également probable que de l'émission acoustique se produise pendant la phase de refroidissement mais elle n'a pas été observée lors de cette expérience.

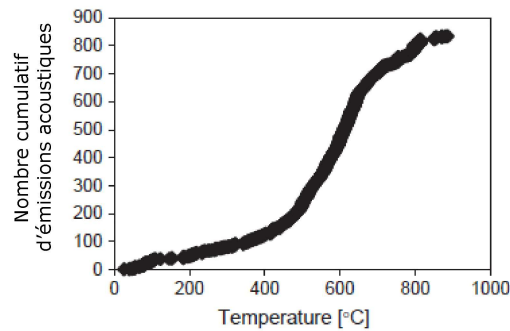


Figure 2 : Augmentation de l'émission acoustique lors d'un traitement thermique sur un basalte islandais (Vinciguerra *et al.* 2005)

Les vitesses des ondes sont très sensibles aux variations de densité de fissures et assez peu sensibles aux pores ayant une géométrie sphérique (Fortin *et al.* 2007). Dans cette même étude, sur le basalte, les auteurs ont mesuré les vitesses des ondes P avant et après le traitement thermique à 900°C (Figure 3). Dans le basalte intact, les ondes P se propagent à la vitesse de 5400 m/s, et les mesures faites dans différentes directions montrent que les propriétés élastiques de la roche intacte sont isotropes. Après le traitement thermique, la vitesse des ondes chute à 3100 m/s ce qui est dû à la

fissuration thermique soit une chute de 40%. Il est intéressant de noter que l'isotropie est conservée. Ce qui signifie que les microfissures induites sont orientées aléatoirement. Des résultats similaires sont observés pour les vitesses des ondes lors de traitements thermiques sur des granites (Heard et Page 1982, Nasseri 2009, Wang 2013), ou des gabbros (Figure 4, Keshavarz 2010).

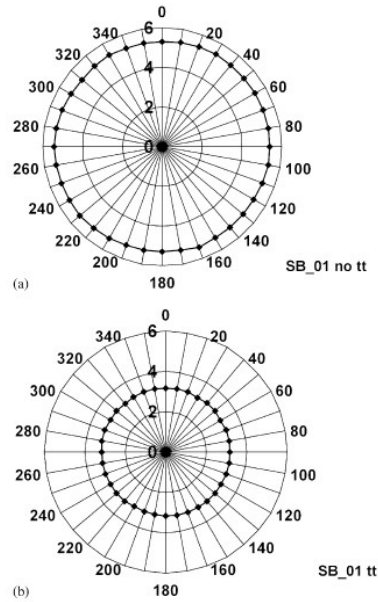


Figure 3 : Mesure des vitesses des ondes P dans un basalte avant traitement thermique (haut) et après un traitement thermique de 900°C (Vinciguerra et al. 2005)

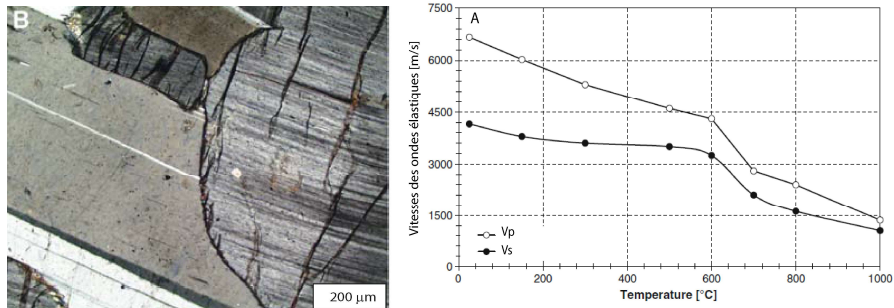


Figure 4 : a) Mesure des vitesses des ondes P et S dans un Gabbro en fonction du traitement thermique. b) Fissuration inter et intragranulaire induite due à la différence de dilatation thermique du pyroxène (à droite de la photo) et du plagioclase (à gauche de la photo) (Keshavarz, 2010). L'observation se fait sur une lame mince en lumière polarisée analysée

Il est également possible d'utiliser des modèles de milieux effectifs pour interpréter l'évolution des vitesses des ondes en terme d'évolution de densité de fissures ρ [sans unité] définie par Walsh (1965) : $\rho = N \frac{c^3}{V}$ où N est le nombre de fissures de longueur c dans un volume V . L'idée de base est la suivante : la vitesse des ondes P et S s'écrivent :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3G}{m}} \quad \text{et} \quad V_s = \sqrt{\frac{G}{m}} \quad (2)$$

où m est la masse volumique [kg/m^3] et K et G les modules effectifs d'incompressibilité et de cisaillement de la roche [en Pa]. Si l'on imagine la roche comme étant composée d'une matrice (de propriétés élastiques K_0 et G_0) et de fissures de densité ρ , il est possible d'écrire (Kachanov 1993).

$$\frac{K_0}{K} = 1 + h\rho \quad \text{et} \quad \frac{G_0}{G} = 1 + h'\rho \quad (3)$$

où h et h' sont des nombres sans dimensions qui dépendent de la géométrie des fissures, des propriétés élastiques de la matrice, de la présence ou non de fluides. Ainsi, si l'on mesure l'évolution des vitesses des ondes élastiques au cours de traitements thermiques, on peut, à partir des équations (2) et (3), estimer l'évolution de la densité de fissures. Cette méthodologie est détaillée dans différents articles (Fortin *et al.* 2005, Schubnel *et al.* 2006, Fortin *et al.* 2007, 2010, Guéguen et Kachanov 2011, Mallet *et al.* 2013) et a été utilisé dans le cas de traitement thermique sur des granites ou des basaltes (Nasseri 2009, Wang 2013).

L'analyse statistique des microfissures sur des photos prises au MEB indique que leur distribution suit une loi log-normale parfois nommée de Galton; ce type de loi est généralement valable pour toutes les roches (Warren, 1983). Les longueurs des fissures n'augmentent pas vraiment au cours du traitement thermique du granite de Remiremont et d'une façon générale quel que soit le granite (Homand-Étienne, 1986). Par contre leur nombre et leur largeur augmentent fortement, qu'elles soient intercrystallines (Figure 5, Homand-Etienne et Houpert 1989) ou intracrystallines. Cependant, ces dernières sont toujours moins ouvertes que les premières.

Les grès qui présentent une forte porosité initiale sont peu sensibles à la température. La structure des grès évolue peu; le degré de fissuration (fissuration intragranulaire) n'augmente de façon sensible qu'à partir de 600 °C (transition du quartz α en quartz β) (Tian *et al.* 2016). Les roches carbonatées réagissent également en fonction de la structure initiale : pour le marbre, une température de 100°C provoque une fissuration importante, alors que les micrites se fissurent peu. Cela s'explique en partie par une grande différence de taille de grain entre marbre et micrite. La Figure 6 montre le réseau de fissures dans un marbre après traitement thermique (Arena *et al.* 2014). Dans les carbonates, il convient cependant de faire attention à la température critique

de la décarbonatation (900°C) car, dans ce cas, le traitement thermique induit des fissures et surtout un changement de phase : dissociation du carbonate de calcium, CaCO_3 , en oxyde de calcium, CaO , et dioxyde de carbone, CO_2 .

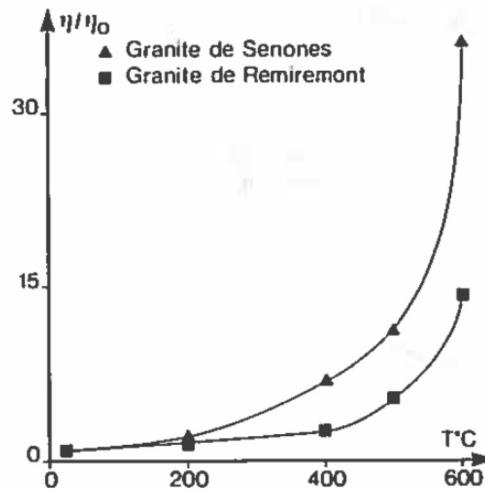


Figure 5 : Évolution de la largeur des fissures intercrystallines (normalisée par rapport à la taille initiale) en fonction de la température pour les granites de Senones et de Remiremont Homand-Etienne et Houpert (1989)

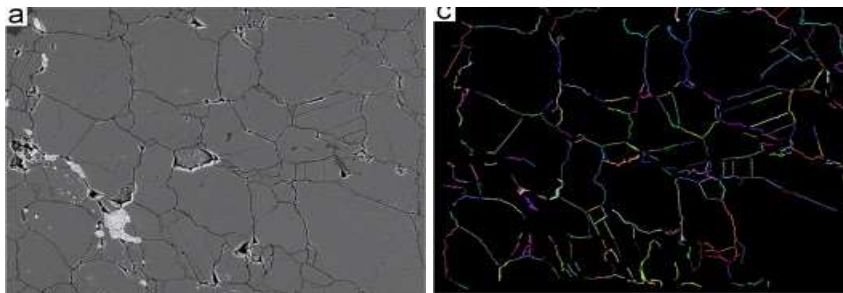


Figure 6 : Traitement thermique dans un marbre de Carrare, gauche : photo prise au MEB; droite : image après traitement d'image montrant des microfissures intra et intergranulaires (Arena *et al.* 2014). La taille moyenne des grain est de 150 μm

Le traitement thermique sur les roches modifie la porosité de quelques pourcents (porosité de fissures) mais cela est suffisant pour modifier la perméabilité surtout des roches peu poreuses comme les granites, les gabbros ou les basaltes (Darot *et al.* 1992, Nasser *et al.* 2009). Par exemple, Darot *et al.* 1992 ont mesuré la perméabilité du granite de la Peyratte ayant subi différents traitements thermiques (allant jusqu'à 650°C) (Figure 7) ; ils observent une augmentation de la perméabilité de plus de trois ordres de grandeur.

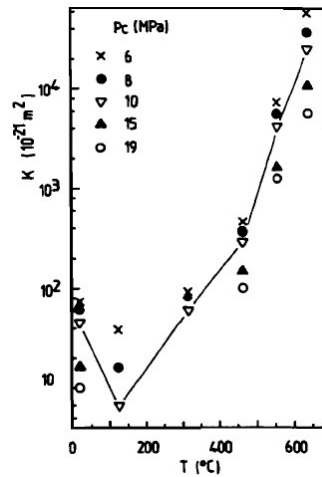


Figure 7 : Évolution de la perméabilité dans un granite de la Peyratte ayant subi différents traitements thermiques jusqu'à 650°C (Darot et al. 1992).

Les variations de température induisent donc des microfissures inter et intragranulaires liés à la dilatation différentielle des minéraux. Il existe cependant un autre cas où la température peut induire des microfissures : celui de la trempe. La trempe consiste à chauffer un échantillon jusqu'à une température donnée (par exemple 300°C) puis à le tremper dans de l'eau à 20°C. Cela induit alors un choc thermique (Figure 8). Le cœur de l'échantillon est toujours chaud et tend à se rétracter alors que les bords sont déjà froids. Dans ce cas, les contraintes aux bords de l'échantillon peuvent engendrer des microfissures partant du bord de l'échantillon et allant au cœur de celui-ci. Cette technique de trempe permet d'induire des microfissures par température dans des matériaux qui n'ont pas de structure cristalline, comme les verres, les obsidiennes ou les basaltes où la matrice est dominée par le verre.

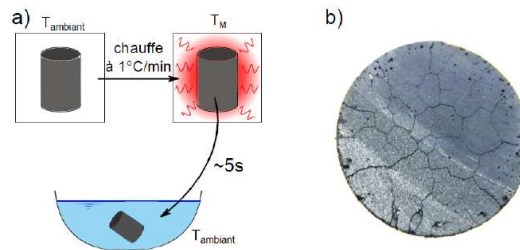


Figure 8 : a) trempe dans un verre b) fissures induites, le diamètre du disque est de 4 cm (Mallet et al 2015)

Le verre à des fins de stockage nucléaire a fait l'objet de plusieurs études expérimentales (Ougier-Simonin *et al.* 2010, 2011, Dubé *et al.* 2010, Mallet 2014, 2015a, 2015b). La Figure 9 montre l'évolution du réseau de fissures induit lors d'un choc thermique ΔT de 80°, 180° et 280°C en coupe longitudinale dans un échantillon initialement cylindrique. À 80°C il est possible de voir quelques microfissures partant du bord, mais il faut un choc de 280°C pour créer un réseau connecté. Au-delà de $\Delta T = 350^\circ\text{C}$, le choc thermique fracture l'échantillon.

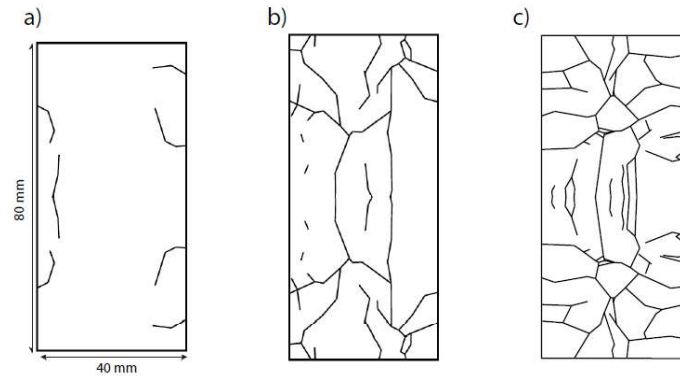


Figure 9 : Évolution du réseau de fissures dans un verre ayant subi un choc de ΔT de 80°, 180° et 280°C (Mallet *et al.* 2014)

À la différence du traitement thermique, le choc thermique induit un réseau de microfissures anisotropes (Mallet *et al.* 2014). En effet, les conséquences du choc thermique dépendent des conditions de bord et de la géométrie de l'échantillon. Dans le cas d'un choc thermique de $\Delta T=280^\circ\text{C}$, le réseau est connecté et une perméabilité peut-être mesurée. À 2 MPa de pression effective (pression de confinement moins la pression de pore) la perméabilité est de 10^{-17} m^2 et décroît très rapidement avec la pression (Figure 10). En effet, dans le cas du verre, les fissures ont une rugosité très faible et sont donc très sensibles à la pression.

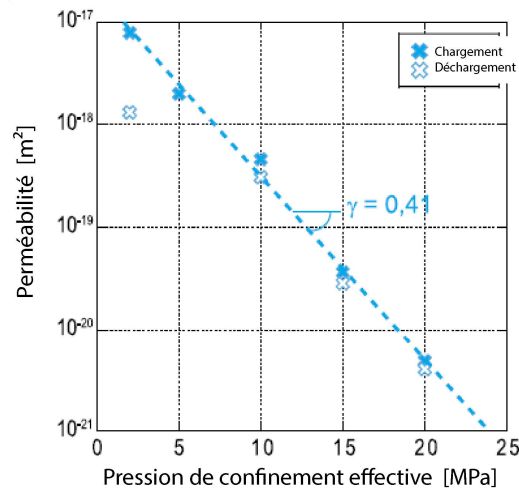


Figure 10 : Évolution de la perméabilité dans un verre ayant subi un choc thermique de 280°C, en fonction de la pression de confinement effective (Ougier-Simonin et al 2011)

INFLUENCE DE LA TEMPERATURE SUR LE COMPORTEMENT TRIAXIAL

D'une manière générale, lorsque la température augmente le comportement de la roche initialement fragile tend à être plus ductile, et la valeur de résistance à la compression simple ainsi que les modules ont tendance à diminuer.

Effet de la température sur le comportement fragile

L'effet de la température sur le comportement fragile des roches a fait l'objet de nombreuses études (Paterson et Wong 2005). Les résultats montrent qu'une diminution de la contrainte maximum est observée quand la température augmente.

Ce résultat est, par exemple, illustré Figure 11 pour le granite de Westerly. Pour une pression de confinement fixée, la contrainte différentielle maximale varie peu jusqu'à 300°C, puis elle décroît pour des températures supérieures. Cet effet de la température s'explique surtout par des fissures induites dues à la dilatation différentielle des minéraux (cf. première section) ou éventuellement à de la fusion partielle.

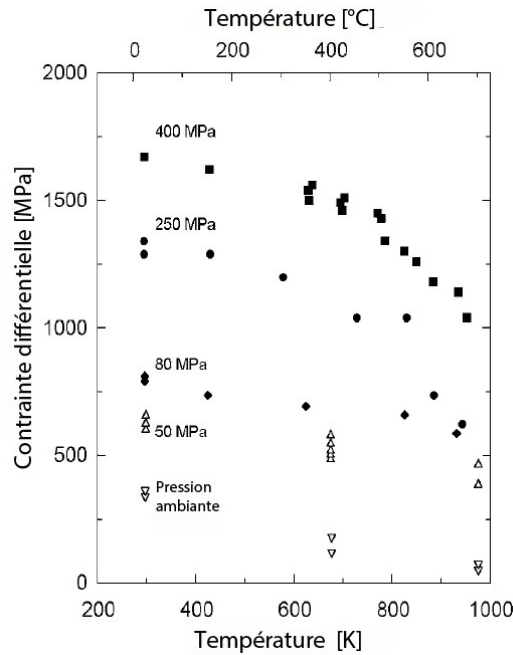


Figure 11 : Évolution de la contrainte différentielle pour différentes expériences triaxiales (Pression de confinement allant de la pression ambiante à 400 MPa) à différentes températures (Wong 1982) sur le granite de Westerly

Effet de la température sur la transition fragile-ductile

Les roches cristallines et peu poreuses ont, au laboratoire, dans une gamme de pression allant jusqu'à 1 GPa, la plupart du temps, un comportement fragile. Cependant en augmentant la température il est possible d'atteindre un comportement ductile. Pour des températures intermédiaires, on observe un comportement macroscopique ductile, mais les micro-mécanismes sont de la fissuration et de la plasticité, il serait donc plus correct de parler de comportement semi-fragile (voir la classification d'Evans *et al.* 1990). Pour des températures plus élevées, le comportement macroscopique est ductile et associé à de la plasticité de grains.

L'effet de la température sur la transition-fragile ductile est illustré par la Figure 12 pour le granite de Westerly : pour une pression de 750 MPa la transition fragile-ductile est atteinte pour une température de 900°C. Cette même transition est atteinte pour une pression de 1500 MPa pour une température de 500°C. Des analyses au microscope à transmission optique montrent qu'avec la température des mécanismes de plasticité de grains sont activés (Figure 12). Des résultats similaires sont observés sur les basaltes. Violay *et al.* (2015) ont effectué une série d'expériences sur un basalte peu poreux et ont montré qu'à une pression effective de 100 MPa, le comportement

est fragile jusqu'à une température de 800°C (Figure 13). Par ailleurs Violay *et al.* (2012) ont montré que la présence ou non d'une phase vitreuse dans le basalte a un effet important sur la transition fragile-ductile.

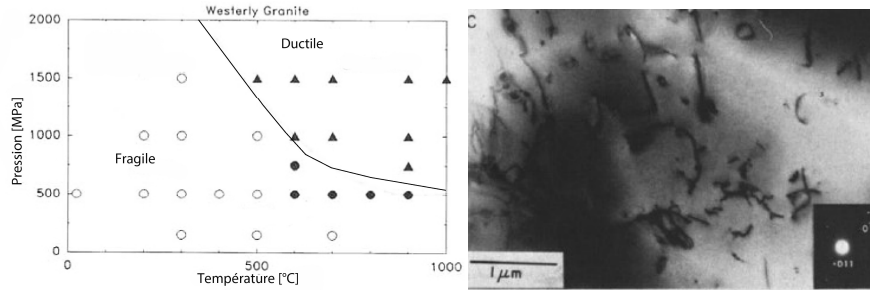


Figure 12 : Gauche : Transition d'un comportement fragile (rond vide ou plein) vers un comportement ductile (triangle) dans le granite de Westerly (Evans *et al* 1990 d'après Tullis *et Yund* 1977). Droite : Observation de dislocations dans un cristal de quartz, échantillon de granite de Westerly déformé à 500 MPa et 300°C (Tullis *et Yund* 1977)

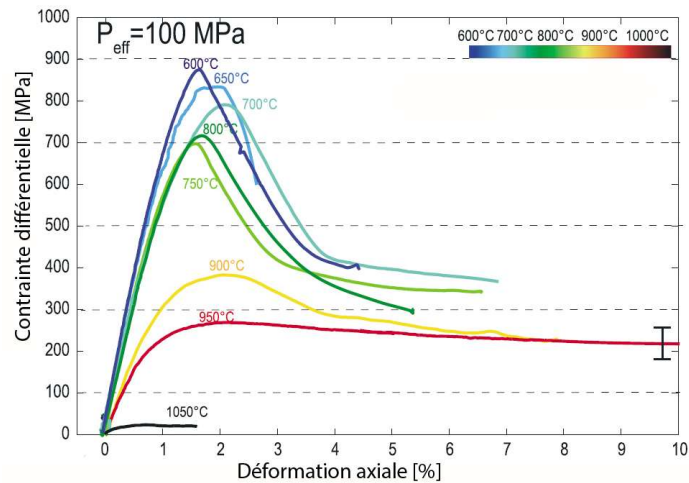


Figure 13 : Transition d'un comportement fragile vers un comportement ductile dans un basalte (Violay *et al.* 2015). A une pression effective de 100 MPa, le comportement du basalte est fragile jusqu'à une température de 800°C

La température affecte également la transition fragile-ductile dans les carbonates, cela a été montré par exemple dans les travaux de Heard (1960) (Figure 14), mais dans une moindre mesure que ce qui est observé pour les granites et les basaltes. Dans les carbonates, la transition fragile-ductile est principalement contrôlée par la pression de

confinement et s'observe à température ambiante. En effet, la calcite peut se déformer plastiquement à température ambiante par maillage (Figure 14).

Si la température affecte la transition fragile-ductile dans les roches, il a également été montré que le taux de déformation avait également un rôle (Paterson et Wong 2005). Il est donc important pour évaluer l'effet de la température de comparer des expériences faites dans les mêmes conditions de taux de déformation.

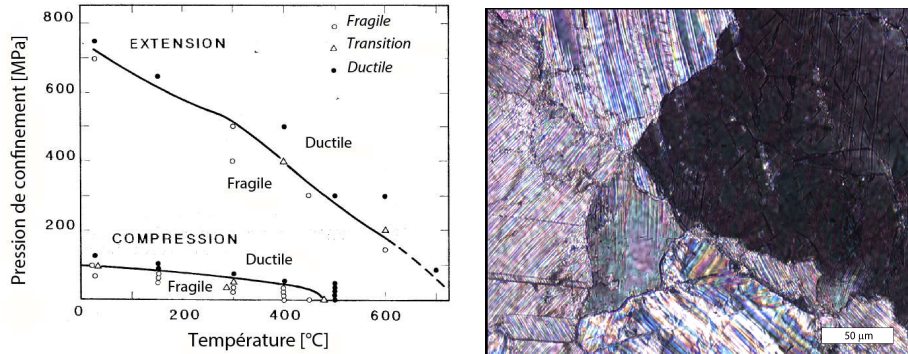


Figure 14 : Gauche : transition fragile-ductile dans le calcaire de Solnhofen en fonction de la température (Heard 1960). Droite Maillage des grains de calcite obtenu sous pression et à température ambiante dans un marbre de Carrare (Schubnel et al. 2005)

INFLUENCE DE LA TEMPERATURE DANS LE TEMPS

De même que l'accroissement de température joue un rôle sur le comportement triaxial de la roche, il influe sur le comportement différé. L'augmentation de température conduit à une augmentation de l'amplitude du processus de fluage et diminue le temps à la rupture sous fluage tertiaire.

L'effet de la température sur le temps à la rupture dans un granite a été bien documenté par les travaux de Kranz en 1982 (Figure 15). Dans ces travaux, le granite est soumis à une pression de confinement de 100 MPa, il n'y a pas de fluide, et la contrainte différentielle est fixée. Le temps à la rupture décroît de deux ordres de grandeur lorsque l'échantillon est soumis à une température de 200°C (en comparaison aux résultats obtenus à température ambiante).

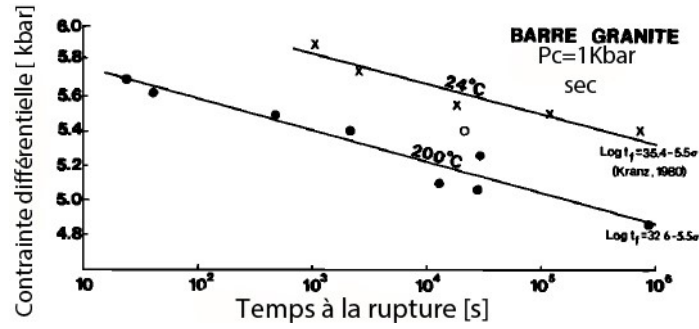


Figure 15 : Temps à la rupture en fluage tertiaire pour un granite soumis à une pression de confinement de 100 MPa, et à une contrainte différentielle constante (ordonnée). Un premier jeu de données est obtenu à température ambiante et le second à 200°C (Kranz et al. 1982)

L'effet de la température se voit également sur le taux de déformation pendant la phase de fluage secondaire (Figure 16). Pour différents grès, et pour un même chargement (pression et contrainte différentielle) l'augmentation de la température augmente le fluage secondaire, cette augmentation peut être de deux ou trois ordres de grandeur pour une augmentation assez faible en température (50°C) (Heap et al. 2009). Des résultats similaires sont observés sur le granite (Lockner, 1998). Pour autant, si l'on prend le cas du basalte de l'Etna (Figure 16 gauche), une augmentation de la température de 50°C semble assez peu affecter le fluage secondaire (Brantut et al. 2013).

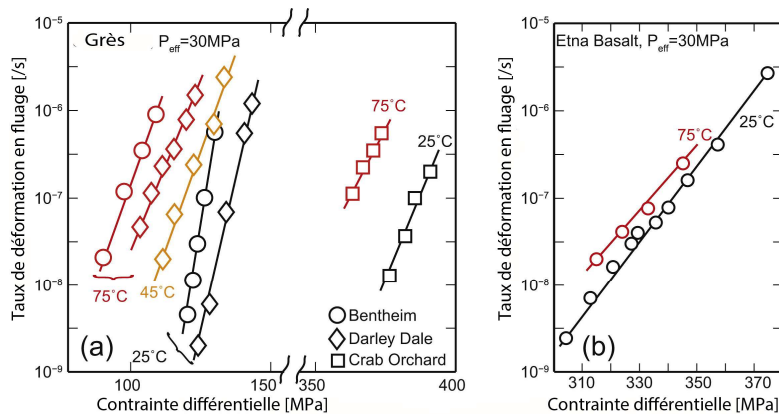


Figure 16 : Évolution du taux de déformation en fluage secondaire en fonction de la contrainte différentielle pour des grès (gauche) et du basalte de l'Etna (droite) pour différentes températures (Heap et al. 2009, Brantut et al. 2013).

On a pu montrer expérimentalement que l'équation d'Arrhenius qui lie la vitesse de propagation (v) d'une fissure à la température (T) s'applique au fluage des roches pour décrire la propagation sous-critique de la fissure (Charles et Hilling 1962):

$$v \propto \exp\left(\frac{-E_a + bK_I}{RT}\right) \quad (4)$$

où E_a est l'énergie d'activation [kJ/mol], R , la constante universelle des gaz, K_I le facteur d'intensité de contrainte de traction [MPa.m^{1/2}], b une constante positive et T la température [K]. Une autre écriture de la formule (4) est donnée par Darot et Gueguen (1986) et Mallet *et al.* (2015) en se basant sur les travaux de Law et Wilshaw (1975) et donne :

$$v = v_o \exp\left(\frac{-E_a}{RT}\right) \exp\left(\frac{s}{RT} \left(\frac{K_I^2}{E} - 2\Gamma\right)\right) \quad (5)$$

où s est une surface élémentaire [m²], Γ la densité surfacique d'énergie [J/m²], E le module d'Young de la roche. L'augmentation de la température induit une augmentation de la vitesse de propagation de la fissure (moindre effet de l'énergie d'activation, premier terme de l'équation 5). Par ailleurs la température modifie la dépendance de la vitesse de propagation de la fissure à l'état de contrainte (second terme de l'équation 5). Ce second effet signifie que le taux de déformation doit être moins sensible à la contrainte lorsque la température augmente. Comme le remarque Brantut (2013), ceci est observé sur les grès (Figure 16), même si il faut être prudent car la gamme de température étudiée est assez faible.

Un paramètre clé dans les équations 4 et 5 est l'énergie d'activation. Différents auteurs ont donc tenté de l'estimer : Lockner (1998) trouve une valeur de 77 kJ/mol pour le granite de Westerly, Kranz (1980) trouve une valeur de 50 kJ/mol pour le granite de Barre, Mallet *et al.* (2015) estime une valeur de 32 kJ/mol dans le verre et une valeur de 70 kJ/mol dans le grès de Darley Dale. Néanmoins pour ces différentes estimations, il y a en général une barre d'erreur de 20 à 40 %.

Il existe également différents modèles pour prédire le temps à la rupture en fluage tertiaire (Das et Scholz 1981, Amtrano et Helmstetter 2006, Vanel *et al.* 2009, Brantut *et al.* 2012, Mallet *et al.* 2015). Citons par exemple, l'étude de Vanel *et al.* (2009) reprise par Mallet (2015) qui donne une solution analytique du temps à la rupture.

Notons ici que nous nous sommes intéressés à l'effet de la température dans le temps sur des matériaux fragiles. Le principal mécanisme en jeu est la propagation de fissure. A très hautes températures, un autre mécanisme apparaît : la plasticité des minéraux, dont la dépendance au temps et à la température est différente de ce qui a été présenté jusque-là. Notons un cas particulier : les carbonates. En effet la calcite a la propriété de se déformer plastiquement à température ambiante. De fait; même pour des températures modérées on peut s'attendre à ce que, pour ceux-ci, le taux de

déformation soit gouverné soit par de la propagation sous critique des fissures ou par de la plasticité de grain ou bien les deux en fonction des contraintes appliquées et de la température (Nicolas *et al.* 2016).

FATIGUE THERMIQUE DES ROCHES

Caractérisation du phénomène

S'ils sont largement étudiés dans le cas des ouvrages souterrains (cf. chapitre 8 et chapitre 16 du présent ouvrage), les phénomènes mécaniques liés au refroidissement ou au réchauffement des roches le sont beaucoup moins au niveau des interfaces roche/air. Leurs effets probables dans le déclenchement d'instabilité ont pourtant été proposés pour interpréter un éboulement en mai 2000 dans les gorges de Valabres - Alpes Maritimes (Gunzburger, 2004).

Les variations (cycliques) de température en surface peuvent être à l'origine de déformations mécaniques. À l'échelle macroscopique, Gunzburger (2004), Vargas *et al.* (2004) et Clément (2008) ont montré que les variations de température annuelles conduisent à un facteur d'intensité de contrainte de traction (K_I) du même ordre de grandeur que la ténacité (K_{IC}) et pourraient donc expliquer la propagation de fractures.

Ce phénomène pourrait conduire, par accumulation, à la rupture des ponts rocheux qui relient les blocs entre eux. L'effet de variations cycliques est caractéristique du phénomène de fatigue. La rupture par fatigue est un phénomène bien connu dans le domaine de la mécanique des matériaux, et plus particulièrement des métaux où la répétition de cycles de variation de contraintes à des valeurs bien inférieures à la valeur de la résistance à la compression simple, peut entraîner la rupture des matériaux.

L'influence des cycles thermiques dans la stabilité de massifs rocheux.

Les principaux travaux qui ont pu être identifiés sur le sujet sont essentiellement issus du domaine de la géomorphologie, en particulier dans le cadre de l'analyse des évolutions du climat passé qui peuvent expliquer les formes actuelles des reliefs, mais ces quelques études sont restées essentiellement qualitatives et non quantitatives. Le Ber et Oter Duthoit (1987) ont proposé une approche thermique et thermodynamique pour l'analyse de la désagrégation des parois rocheuses. Cette analyse est dédiée à l'étude des paléoclimats, et a été réalisée pour mieux comprendre la formation des dépôts de pente, afin de pouvoir proposer des modèles de transfert permettant de reconstituer les conditions climatiques contemporaines à leur mise en place. La dégradation de la paroi, n'apparaît qu'au bout de plusieurs cycles, il s'agit donc d'une dégradation progressive et irréversible de la roche aboutissant à une augmentation du « désordre ». Si l'on se place d'un point de vue système macroscopique, cette évolution irréversible est quantifiée par la création interne d'entropie.

Plus récemment Hall (Hall 1999, 2011, Hall et Thorn, 2014) a été parmi les premiers à mentionner l'importance des phénomènes de fatigue thermique dans la propagation des fissures, y compris dans les régions froides. Il a, en particulier montré que, sans négliger le rôle du gel/dégel, dans les régions les plus arides le rôle des contraintes thermiques pouvait être prédominant dans la déstabilisation des massifs. Ses travaux publiés en 1999 portent sur des considérations essentiellement géomorphologiques, et s'appuient donc sur les enregistrements de température, en surface et leurs variations en profondeur dans le massif, ainsi que les différences d'ensoleillement. Il ne propose pas, dans ses travaux, d'interprétation mécanique pour décrire le phénomène. Hall (2003) présente une expérience originale de mesure des températures au sein d'une construction en brique sèche (sans coulis) de façon à enregistrer, sur une année complète, les températures des différentes faces, en fonction de leur ensoleillement et en fonction de la profondeur. Ces enregistrements ont montré que les cycles de gel-dégel ne se produisaient pas uniquement autour de 0°C, mais qu'il existe bien un couplage dans le système, prenant en compte la réaction exothermique lors de la dissipation de chaleur latente lorsque l'eau gèle.

L'idée que la fatigue thermique puisse être à l'origine d'instabilités rocheuses a également été discutée à partir de l'analyse de plusieurs sites brésiliens. Vargas *et al.* (2004) présentent une étude portant sur un certain nombre de ruptures dans des pentes rocheuses qui se sont produites sur une période de plusieurs années et plus particulièrement dans des carrières de pierres de la région de Rio de Janeiro. Ces ruptures ont eu majoritairement lieu pendant les périodes sèches, correspondant aux mois de juin, juillet et août. Le document présente ces différents événements et propose une discussion sur les mécanismes déclencheurs potentiels. L'idée soutenue par les auteurs est que les variations journalières de température, en particulier lors des mois d'hiver (secs) peuvent créer des contraintes thermiques induites d'une magnitude suffisante pour permettre la propagation de fractures qui préexisteraient dans la masse.

Vlcko *et al.* (2009) ont observé des déplacements corrélés aux variations de température au niveau de plusieurs sites historiques. L'accumulation de petites déformations conduiraient après quelques années à des déplacements significatifs. Les auteurs ont cependant des difficultés à identifier la dérive des appareils de mesures et à séparer l'effet de la température sur ces mêmes appareils de la mesure elle-même.

Comportement des roches soumises aux cycles thermiques.

Peu de travaux ont été réalisés en laboratoire sur l'influence des cycles thermiques. Par contre, il existe des travaux dès les années 70 ainsi, ceux de Saint-Leu et Sirieys (1971) sur la fatigue montrant l'influence de la contrainte maximale appliquée, l'amplitude, la forme d'onde et sa fréquence, la fragilité de la roche et ceux de Nejati et Ghazvinian (2013), sur la résistance à la compression ou à la traction des roches.

On peut, par conséquent, préjuger de l'influence de cycles thermiques et de leur amplitude, leur forme et de la durée des cycles sur la résistance des roches.

Les premiers essais de fatigue thermique sur les roches ont été réalisés dans les années 70, au Portugal (Aires-Barros et Graça, 1975, Aires-Barros, 1977). Huit roches de minéralogie différentes, dont plusieurs calcaires ont été testés. Dans ces expériences, chaque cycle thermique était censé reproduire les effets au cours d'une journée, durait 15 min (10 min de chauffage à haute température puis 5 min de refroidissement). Les éprouvettes ont été soumises à quatre « années-essais » soit donc $4 * 91,5$ heures. Pour caractériser l'endommagement des carottes lors des essais de fatigue thermique, les auteurs ont analysé : la pétrographie, une quantification de la perte en éléments chimiques due au lessivage (une partie des éprouvettes étant testées en milieu humide), une quantification de la perte de poids, des mesures de micro-dureté ainsi que des mesures de réflectance. Ces différentes mesures ne sont cependant pas directement reliées à des informations sur les caractéristiques mécaniques des roches soumises aux essais.

D'autres travaux plus récents (Gomez-Heras *et al.*, 2006) ont concentré leurs études sur des matériaux granitiques, de façon à analyser les différences observables entre les minéraux constitutifs. Ainsi, quatre granites différents ont été sélectionnés, en veillant à avoir des tailles de minéraux différentes dans chacun des types de granite. Goudie et Viles (2000), Kendrick *et al.* (2013), Casperson *et al.* (2014) et Chen, (2014) ont montré le rôle important de l'aspect cyclique de la contrainte thermique par rapport à la « simple » élévation de température ; ils montrent que lorsque le nombre de cycles thermiques augmente, la résistance et la rigidité de la roche diminuent. Citons enfin les expériences menées par Gasc-Barbier *et al.* (2014) qui ont montré que des éprouvettes de calcaire soumises à de la fatigue thermique (cycles variant entre 10 et 50°C) voyaient leur endommagement augmenter de manière significative après environ 300 cycles (diminution conséquente des vitesses des ondes de compression), de la macrofissuration étant observable à l'œil dès 400 cycles environ (Figure 17).

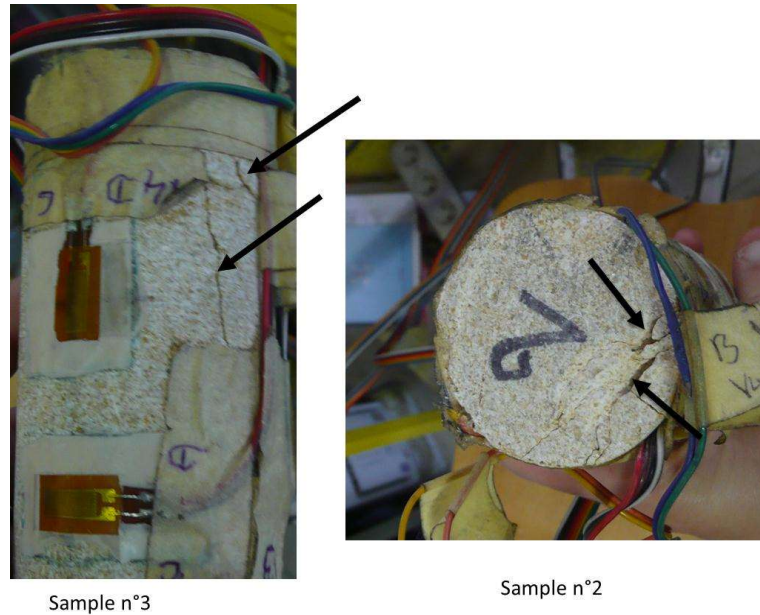


Figure 17 : Photos de deux éprouvettes après essais (environ 400 cycles thermiques)- la fissuration était telle que les mesures des ondes P et S n'ont pas été poursuivies au-delà.

Dans cette série d'expériences, quatre éprouvettes sont soumises à des cycles thermiques de trois heures, chaque cycle étant décrit comme suit :

1. 1 h pour la montée en température de 10 à 50°C
2. 30 min de palier à 50°C
3. 1 h pour la descente de 50 à 10°C
4. 30 min de palier à 10°C

Un palier de 3 h est respecté chaque jour pour effectuer des mesures des ondes élastiques (V_p et V_s). L'expérience a duré un peu plus de trois mois, ce qui correspond à environ 650 cycles thermiques.

La Figure 18 illustre l'évolution de la vitesse des ondes P au cours de l'expérience. On observe, au-delà des 300 cycles, une diminution de la vitesse des ondes P. Cette diminution se poursuit nettement jusqu'à la fin de l'expérience pour les éprouvettes 1 et 4, alors même que sur ces éprouvettes aucune macrofissuration n'est visible. Les mesures des vitesses des ondes P et S ont été arrêtées aux environ de 400 cycles pour les éprouvettes 2 et 3, car l'apparition de macrofissuration a rendu cette mesure impossible.

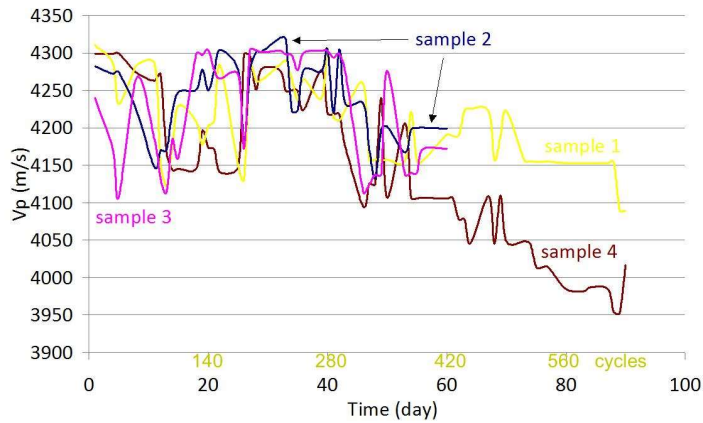


Figure 18 : Evolution des vitesses des ondes de compression au cours de l'essai de fatigue thermique – Une mesure de vitesse des ondes est effectuée tous les sept cycles thermiques

La Figure 19 permet de comparer les déformations enregistrées sur l'éprouvette 3 (obtenues grâce à des jauges), à trois dates différentes. Pour faciliter les comparaisons, les déformations sont remises à zéro à $t=10$ jours, $t=30$ jours et $t=80$ jours. Deux éléments sont particulièrement notables : au fur et à mesure de l'expérience, (1) l'amplitude des déformations observée sur chaque cycle diminue et (2) l'éprouvette met plus de temps à répondre à la sollicitation thermique (la pente des déformations suite à la variation de température, diminue au cours du temps), même si ce dernier point est plus difficile à voir sur les courbes.

On observe une accumulation de déformations plastiques, qui pourrait donc être expliquée par le phénomène de fatigue.

Néanmoins, il est possible que dans ces expériences deux phénomènes se cumulent : la fatigue thermique et, si les variations de température sont rapides, un phénomène de choc thermique.

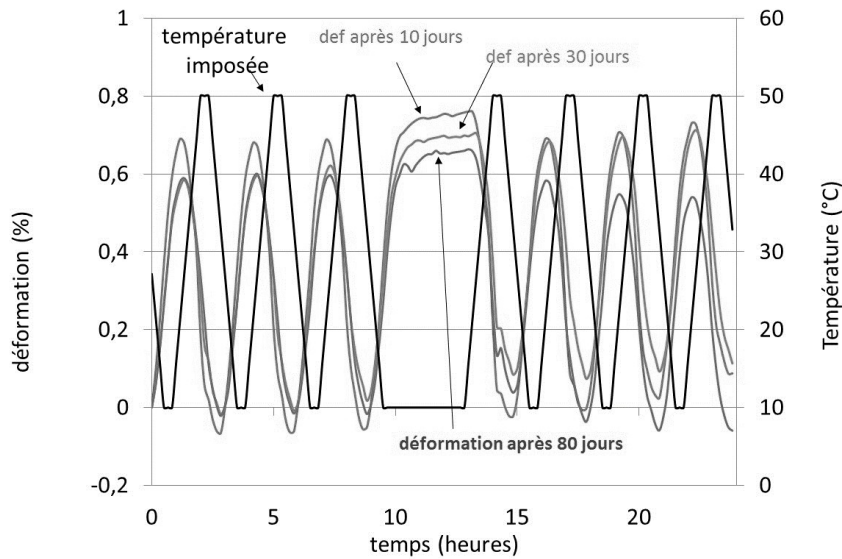


Figure 19 : Comparaison d'une journée de déformation (7 cycles + le palier pour les mesures) enregistrée sur l'éprouvette n°3 (photo Figure 17), après 10 jours (70 cycles), 30 jours (210 cycles) et 80 jours (560 cycles)

Ces travaux expérimentaux sont actuellement repris et complétés dans le cadre de la thèse de C.J. Villarraga-Diaz, effectuée au Cerema, en co-tutelle entre l'université de Toulouse et l'UPC, qui devrait être soutenue fin 2017. Les tous premiers résultats sont présentés dans (Villarraga *et al.* 2016).

Quelques pistes pour la modélisation numérique.

Très peu de références concernent la modélisation de la fatigue thermique dans les roches, alors même que c'est un phénomène très bien décrit dans les métaux. Les quelques auteurs qui ont travaillé sur le sujet (Royer-Carfagni, 1999; Wanne et Young, 2008; Mufundirwa *et al.* 2010) s'accordent à considérer la génération et la propagation de fractures comme l'évolution de l'endommagement du matériel, qui sera associée au paramètre « D », souvent utilisé dans les lois d'endommagement. La définition précise de ce paramètre dépend alors de chaque auteur.

CONCLUSION

La température influence le comportement des roches lors de fortes augmentations de température, mais également lors des variations brutales (choc thermique) ou cycliques de la température. Cette influence dépend de la minéralogie et de la texture de la roche comme cela a pu être observé au laboratoire. Il existe aujourd'hui très peu de mesures fiables *in situ* pour bien comprendre les effets des faibles variations de

température. Les effets des fortes variations sur l'ouvrage sont notamment traités dans ce livre au chapitre 8 relatif au stockage de déchets radioactifs.

BIBLIOGRAPHIE

- Aires-Barros, L., 1977. Experiments on thermal fatigue of non-igneous rocks. *Engineering Geology*, 11(3): 227-238.
- Aires-Barros, L., Graça, R.C. & Velez, A., 1975. Dry and wet laboratory tests and thermal fatigue of rocks. *Engineering Geology*, 9(3): 249-265.
- Amitrano, D., and A. Helmstetter, 2006, Brittle creep, damage, and time to failure in rocks, *J. Geophys. Res.*, 111, B11201, doi:10.1029/2005JB004252.
- Arena A., Delle Piane, C., and Sarout J., 2014, A new computational approach to cracks quantification from 2D image analysis: Application to micro-cracks description in rocks. *Computers & Geosciences*, 66, 106-120
- Atkinson, B. K. 1984, Subcritical crack growth in geologic material. *J. Geoph. Res.* 89, 4077-4117.
- Brantut, N., P. Baud, M. Heap, and P. Meredith, 2012, Micromechanics of brittle creep in rocks, *J. Geophys. Res.*, 117, B08412, doi:10.1029/2012JB009299.
- Charles, R., 1958, The static fatigue of glass, *J. Appl. Phys.*, 29, 1549–1560.
- Charles, R., and W.-B. Hillig, 1962, The kinetics of glass failure by stress corrosion, in *Symposium on Mechanical Strength of Glass and Ways of Improving It*, Florence, Italy, September 25– 29, 1961, Union Sci. Cont. du Verre, Charleroi, Belgium.
- Darot M., Guéguen, Y., and Baratin, M-L., 1992, Permeability of thermally cracked granite, *Geoph. Res. Lett.* 19 (9) 869-872.
- Darot, M., and Y. Gueguen, 1986, Slow crack growth in minerals and rocks: Theory and experiments, *Pure Appl. Geophys.*, 124(4), 677–692.
- Das, S., and C. Scholz, 1981, Theory of time-dependent rupture in the Earth, *J. Geophys. Res.*, 86, 6039– 6051.
- Dubé, M., Doquet, V., Constantinescu, A., George, D., Rémond, Y., and Ahzi S., 2010, Modeling of thermal shock-induced damage in a borosilicate glass, *Mech. Mater.*, 42(9), 863–872.
- Evans B, Frederich JT, Wong T-F, 1990, The brittle-ductile transition in rocks: recent experimental and theoretical progress. In: Duba AG, Durham WB, Handin JW, Wang HF (eds) *The brittle-ductile transition in rocks*. The Heard Volume. American Geophysical Union, Washington, D.C., *Geophys Monograph* 56, pp 1–20
- Fortin J., Schubnel A. and Guéguen Y., 2005 Elastic wave velocities and permeability during compaction of sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42:873–889.

- Fortin, J., Guéguen, Y., and Schubnel, A., 2007, Effect of pore collapse and grain crushing on ultrasonic velocities and V_p/V_s , *J. Geophys. Res.* 112, 1–16.
- Fortin, J., S. Stanchits, S. Vinciguerra, and Y. Guéguen, 2010, Influence of thermal and mechanical cracks on permeability and elastic wave velocities in a basalt from Mt. Etna volcano subjected to elevated pressure, *Tectonophysics*, 503, 60–74
- Fredrich, J. T., and T. F. Wong, 1986, Micromechanics of thermally induced cracking in three crustal rocks, *J. Geophys. Res.*, 91, 12,743–12,764.
- Gasc-Barbier M., Girma G., Gendre V: Laboratory analysis of thermal fatigue in limestone. Eurock 2014, Vigo (Espagne)
- Guéguen, Y., and M. Kachanov, 2011, Effective elastic properties of cracked rocks—An overview, in *Mechanics of Crustal Rocks, CISM Courses and Lectures*, vol. 533, edited by Y. Leroy, and F. K. Lehner, pp. 73–125, Springer, New York.
- Gunzburger, Y., 2004, Rôle de la thermique dans la prédisposition, la préparation et le déclenchement des mouvements de versants complexes. Exemple des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes). Thèse Ecole des Mines de Nancy, INPL, Nancy, soutenue le 14 décembre 2004, 174 pages + annexes.
- Heap, M.J., Baud, P., Meredith, P.G., 2009, Influence of temperature on brittle creep in sandstones. *Geophys. Res. Lett.* 36. doi.org/10.1029/2009GL039373.
- Heard HC, 1960, Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure. In: Griggs D, Handin J (eds) *Rock deformation*. *Geol Soc Am Mem* 79:193–226
- Heard, H. C. and Page, L., 1982, Elastic moduli, thermal expansion and inferred permeability of two granites to 508°C and 55 MPa, *J. Geophys. Res.* 87(B11), 9340–9348.
- Heuze FE, 1983, High-temperature mechanical, physical and thermal properties of granitic rocks – a review. *Int J Rock Mech Min* 20:3–10
- Homand, E. F. and Troalen, J. P., 1984, Behaviour of granites and limestones subjected to slow and homogeneous temperature changes, *Eng. Geol.* 20(3), 219–233.
- Homand-Etienne, F. and R. Houpert (1989). "Thermally induced microcracking in granites: characterization and analysis." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* and 26(2): 125-134.
- Kachanov M. 1993, Elastic solids with many cracks and related problems. *Adv Appl mech*; 30: 259–445.
- Keshavarz, M., Pellet, F., and Loret, B., 2010, Damage and changes in Mechanical properties of a gabbro thermally loaded up to 1000°C. *Pure and Applied Geophysics*, 167 (12), 1511-1523
- Kranz, R., Harris, W., and Carter L., 1982, Static fatigue of granite at 200°C. *Geoph. Res. Lett.* 9 (1) 1-4
- Kranz, R.L., 1980. The effects of confining pressure and stress difference on static fatigue of granite. *J. Geophys. Res.* 85 (B4), 1854-1866.

- Lawn, B., and R. Wilshaw, 1975, *Fracture of Brittle Solids*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Lockner, D. A., 1998, A generalized law for brittle deformation of westerly granite, *J. Geophys. Res.*, **103**(B3), 5107–5123.
- Mallet, C., Fortin J., Guéguen, Y., and Bouyer F., 2013, Effective elastic properties of cracked solids: An experimental investigation. *International Journal of Fracture*, **182** (2) 275-282.
- Mallet, C., Fortin, J., Guéguen, Y., Bouyer, F. 2014, Evolution of the crack network in glass samples submitted to brittle creep conditions. *Int. J. Fract.* **181**(2) (2014). doi:10.1007/s10704-014-9978-9
- Mallet, C., Fortin, J., Guéguen, Y., Bouyer, F. 2015, Brittle creep and sub-critical crack propagation in glass submitted to triaxial conditions. *J. Geophys. Res.* **120**(2) 879-893.
- Mufundirwa A, Fujii Y, Kodama N, Kodama J-I., 2011, Analysis of natural rock slope deformations under temperature variation: A case from a cool temperate region in Japan. *Cold Regions Science and Technology.* **65**(3) · March 2011 DOI: 10.1016/j.coldregions.2010.11.003 ·
- Nasseri, M. H. B., A. Schubnel, P. M. Benson, and R. P. Young, 2009, Common evolution of mechanical and transport properties in thermally cracked Westerly granite at elevated hydrostatic pressure, *Pure Appl. Geophys.*, **166**, 927–948.
- Nejati, H. R. and Ghazvinian, A., 2013, Brittleness Effect on Rock Fatigue Damage Evolution, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, pp. 1839-1848.
- Nicolas A., J. Fortin, J.B Regnet, B.A. Verberne, O. Plümer, A. Dimanov, C.J. Spiers and Y. Gueguen, 2017, Brittle and Semi-brittle creep in a carbonate rock, *Journal of Geophysical Research*, accepté.
- Ougier-Simonin, A., Fortin, J., Guéguen, Y., Schubnel, A., Bouyer, F, 2010, Cracks in glass under triaxial conditions. *Int. J. Eng. Sci.* **49**, 105–121
- Ougier-Simonin, A., Guéguen, Y., Fortin, J., Schubnel, A., Bouyer, F, 2011, Permeability and elastic properties of cracked glass under pressure. *J. Geophys. Res.* **116**. doi:10.1029/2010JB008077
- Paterson M. and Wong T-F, 2005, *Experimental rock deformation, the brittle field*. Springer, second edition.
- Royer-Carfagni, 1999; on the thermal degradation of marble. *Int J. of Roch Mech and Min. Sc.* **36**, 119-126.
- Saint-Leu, C. and Sirieys, P., 1971, La fatigue des roches, *Proceedings of the International Symposium Rock Fracture, ISRM, Nancy, France*, pp. No. II-18

- Schubnel, A., J. Fortin, L. Burlini, and Y. Guéguen, 2005, Damage and recovery of calcite rocks deformed in the cataclastic regime, in *High - Strain Zones: Structure and Physical Properties*, edited by D. Bruhn and L. Burlini, Geol. Soc. Spec. Publ., 245, 203–221.
- Schubnel, A., P. M. Benson, B. D. Thompson, J. F. Hazzard, and R. P. Young (2006), Quantifying damage, saturation and anisotropy in cracked rocks by inverting elastic wave velocities, *Pure Appl. Geophys.*, 163, 947–973.
- Tian H., Kempka, Y., Yu S., and Ziegler M., 2016, Mechanical properties of sandstones exposed to high temperature. *Rock Mech Rock Eng* 49:321–327
- Tullis J, Yund RA, 1977 Experimental deformation of dry Westerly granite. *J Geophys Res* 82:5705–5718
- Vanel, L., S. Ciliberto, P. Cortet, and S. Santucci, 2009, Time-dependent rupture and slow crack growth: Elastic and viscoplastic dynamics, *J. Phys. D: Appl. Phys.*, 42(21), 214007, doi:10.1088/0022-3727/42/21/214007.
- Vargas Jr, E., Castro, J.T., Amaral, C. and Figueiredo, R.P., 2004. On mechanisms for failure of some rock slopes in Rio de Janeiro, Brazil: Thermal fatigue? In: E.M. Lacerda W., Fontoura S.A.B., Sayao A.S.F (Editor), *Landslides: evaluation and stabilization*, Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro, pp. 1007-1011.
- Villarraga CJ., Gasc M., Gendre V., Vaunat J. The effect of thermal fatigue in a limestone - A laboratory study ISL 2016 Paper n°357
- Vinciguerra, S., C. Trovato, P. G.Meredith, and P. M. Benson, 2005, Relating seismic velocities, thermal cracking and permeability in Mt. Etna and Iceland basalts, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 42, 900–910.
- Violay, M. E. S., B. Gibert, D. Mainprice, B. Evans, J.-M. Dautria, P. Azais, and P. Pézard, 2012, An experimental study of the brittle-ductile transition of basalt at oceanic crust pressure and temperature conditions, *J. Geophys. Res.*, 117, B03213, doi:10.1029/2011JB008884.
- Violay, M., B. Gibert, D. Mainprice, and J.-P. Burg, 2015, Brittle versus ductile deformation as the main control of the deep fluid circulation in oceanic crust, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2767–2773
- Vlcko, J., Greif, V., Grof, V., Jezny, M., Petro, L. and Breck, M. (2009) Rock displacement and thermal expansion study at historic heritage sites in Slovakia, *Environmental Geology*, pp. 1727-1740.
- Walsh, J. B. 1965, The effect of cracks on the compressibility of rocks, *J. Geophys. Res.*, 70, 381–389.
- Wang, X.-Q., A. Schubnel, J. Fortin, Y. Guéguen, and H.-K. Ge, 2013, Physical properties and brittle strength of thermally cracked granite under confinement, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 6099–6112.

- Wanne T.S., Young R.P., 2008,, Bonded-particle modeling of thermally fractured granite Int. J. of Rock Mech. and Min Sc, **45**, (5), 789-799
- Warren, N., 1982, Statistical Characterization Of Complex Crack And Petrographic Texture: Application To Predicting Bulk Physical Properties, The 23rd U.S Symposium on Rock Mechanics (USRMS) American Rock Mechanics Association, Berkeley, California, pp. 132-139
- Wong T-F, 1982, Effects of temperature and pressure on failure and post-failure behavior of Westerly granite. Mech Mater 1:3-17