

## PRESSIONS DE CONFINEMENT CARACTÉRISTIQUES, STRUCTURE INTIME ET MINÉRALOGIE DES ROCHES

JERZY GUSTKIEWICZ

Institut de Mécanique du Massif Rocheux, Académie Polonaise des Sciences,  
ul. Reymonta 27, 30-059 Cracovie, Pologne.

JEAN-FRANÇOIS GAMOND, ELISABETH CARRIO-SCHAFFHAUSER

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble,  
Maison des Géosciences,  
1381 rue de la Piscine – Domaine Universitaire – 38400 Saint-Martin-D'Hères, France.

**Résumé:** On a établi les courbes de compressibilité et de résistance et de déformation à la rupture en fonction du confinement pour des roches très diverses (gaizes, calcaires, marbres, grès...). Sur ces 3 types de courbes on met en évidence 5 pressions de confinement particulières:  $P_0$  (pression de fermeture),  $P_t$  (pression de transition),  $P_c$  (pression de consolidation),  $P_d$  (pression de pleine ductilité) et  $P_f$  (pression de changement de phase). Les valeurs de chacune de ces pressions sont différentes en fonction du type de roche. Dans certains cas, ces pressions peuvent être interprétées par rapport à la structure intime des matériaux: pour un grand nombre de roches  $P_0$  est interprété classiquement comme la fermeture des cracks;  $P_t$  correspond à la transition fragile–ductile; dans les gaizes,  $P_c$  correspond à la combinaison de la rupture fragile de certains minéraux et de la déformation plastique de certains autres, conduisant au collapse des pores;  $P_d$  peut s'expliquer par la rupture soit cataclastique soit ductile des grains, les 2 conduisant à la pleine ductilité à l'échelle de l'échantillon;  $P_f$  peut correspondre dans les carbonates au changement de phase calcite–aragonite. Cependant sur les grès de Tumlin nous montrons que  $P_0$  ne correspond pas à la fermeture de fissures mais à l'écrasement de particules d'argiles intergranulaires. On est donc conduit à proposer que chacune de ces pressions remarquables correspond à des mécanismes intimes différents selon la roche concernée.

### 1. INTRODUCTION

On sait que les propriétés d'une roche, et donc d'une façon générale son comportement, dépendent des conditions ambiantes (pression de confinement ou d'une façon plus générale état des contraintes, température, pression des fluides dans les pores, durée de la sollicitation) et du mode de mise en charge de la roche (statique, dynamique, à contrainte constante, à vitesse de déformation constante, à vitesse de mise en charge constante, etc.).

Nos études se sont concentrées sur les relations entre les propriétés mécaniques des roches et la pression de confinement à l'échelle de l'éprouvette de laboratoire. Si l'on augmente la pression hydrostatique dans un essai de compressibilité, ou si l'on fait des essais triaxiaux déviatoires pour différentes valeurs croissantes de la pression de

confinement, on observe que la roche étudiée passe par différentes propriétés et donc par les différents comportements qui en résultent. Mais on peut distinguer certains intervalles bien définis de la pression de confinement dans lesquels un comportement donné de la roche conditionné par une pression et par un mode de mise en charge donnés est constant. Les intervalles se succèdent de manière continue sur toute la gamme des pressions de confinement réalisables. Ainsi, chaque intervalle de pression correspondant à un comportement identifié, est séparé du suivant par une pression  $P$  que nous appelons *pression de confinement caractéristique*. Nous avons distingué 5 pressions caractéristiques.

Cependant, la manière dont une roche réagit à une sollicitation dépend aussi de sa composition minéralogique, de sa structure et de sa texture. On tente donc également, lorsque c'est possible, d'établir le lien entre certaines de ces pressions caractéristiques et la minéralogie et la structure intime des roches.

## 2. LES PRESSIONS CARACTÉRISTIQUES INDUITES PAR LA PRESSON HYDROSTATIQUE

### 2.1. DETERMINATION DES PRESSIONS CARACTÉRISTIQUES PAR LES ESSAIS DE COMPRESSIBILITE

L'essai de compressibilité, qui fournit la courbe de la relation entre la pression hydrostatique appliquée à l'éprouvette de roche et la déformation volumique, permet de mettre en évidence quelques pressions caractéristiques.

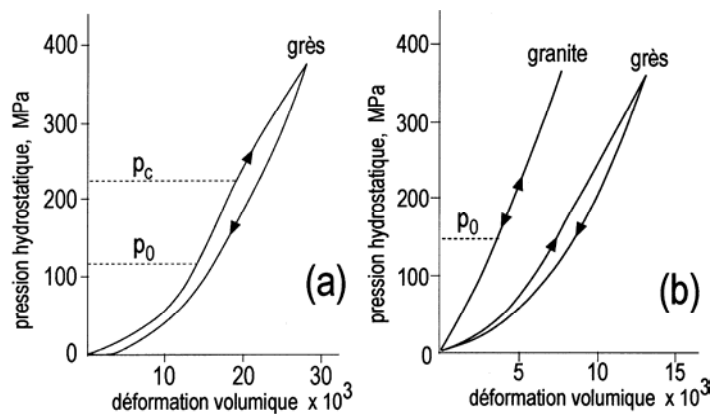


Fig. 1. Déformation volumique en fonction de la pression hydrostatique dans des essais de compressibilité appliqués à plusieurs roches. Mise en évidence des pressions caractéristiques  $p_0$  et  $p_c$ ;  $p_c$  n'est pas visible sur la figure 1b parce qu'elle est au-delà des capacités de l'appareil

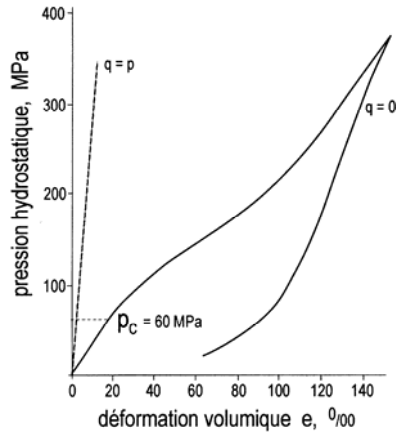


Fig. 2. Déformation volumique en fonction de la pression hydrostatique pour une gaize.  
 $q = 0$ : la pression interstitielle égale la pression atmosphérique.  
 Mise en évidence de la pression caractéristique  $p_C$

Tout d'abord, pour les plus basses valeurs de la pression et pour une roche fissurée, on observe une pression caractéristique  $P = p_0$  (figure 1) dite pression de fermeture des fissures ou plus brièvement pression de fermeture. Elle sépare l'intervalle de pression dans lequel, d'après WALSH [10], la roche est dans un état dans lequel les fissures sont ouvertes d'un état où les fissures sont fermées. Pour des pressions hydrostatiques plus élevées on peut mettre en évidence une autre pression caractéristique  $P = p_C$  (figure 1, figure 2), qu'on appelle pression de consolidation. Pour des valeurs de pression inférieures à la pression de consolidation, la roche se trouve dans un état élastique.

Pour une pression hydrostatique supérieure à la pression de consolidation il y a apparition de déformations permanentes du matériau (figure 1a). Suivant RYCHLEWSKI [9] la pression hydrostatique agissant sur la surface de l'éprouvette induit à l'intérieur de la roche des contraintes déviatoires engendrées par la présence des hétérogénéités et des pores. Ces contraintes peuvent localement dépasser les limites d'élasticité de la roche soit sa limite de résistance à la rupture. On assiste alors à la déformation plastique de la roche ou à l'activation d'un mécanisme d'effondrement fragile de ses pores (collapse).

Pour une pression hydrostatique inférieure à la pression de fermeture  $p_0$ , la majorité des roches fissurées est caractérisé par une courbe pression/déformation volumique de pente croissante pour une pression croissante (figure 1a, figure 1b, granite et grès). Pour une pression de confinement entre la pression de fermeture et la pression de consolidation la relation pression/déformation est une droite (figure 1a). Cette droite existe également pour le granite et le grès de la figure 1b (partie montante de la courbe), bien que le point  $p_C$  ne soit pas représenté sur cette courbe parce qu'il est au-delà des capacités de l'appareil. Parfois, dans le domaine des pressions entre zéro et la

pression de consolidation, la courbe met en évidence une hystérésis élastique (figure 1b, grès) due au fait que les contraintes déviatoires induites par la pression hydrostatique (voir plus haut) engendrent sur les fissures fermées des glissements qui correspondent à une dissipation d'énergie.

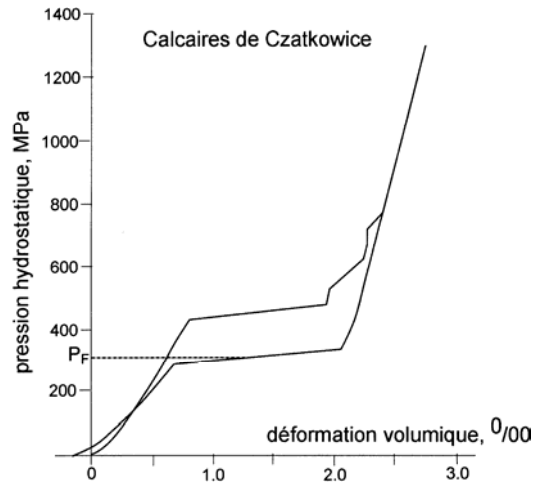


Fig. 3. Déformation volumique en fonction de la pression hydrostatique pour un calcaire compact. La pression interstitielle égale la pression de confinement. Mise en évidence de la pression caractéristique  $p_F$  interprétée comme un changement de phase calcite–aragonite

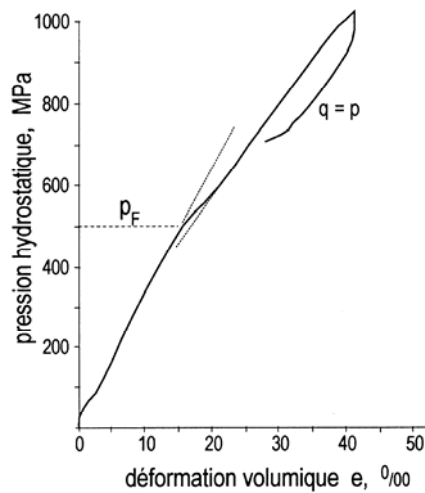


Fig. 4. Déformation volumique en fonction de la pression hydrostatique pour une gaize.  $q = p$ : la pression interstitielle égale la pression de confinement. Dans ce matériau poreux où la proportion de carbonates est de 45%, la transition de phase semble réversible

On peut aussi mettre en évidence une autre pression caractéristique  $P = p_F$  qui peut correspondre dans les roches à un changement de phase. Nous l'appelons pression de transition de phase. Par exemple dans les carbonates elle est produite par la transition calcite/aragonite.

Dans le cas de la figure 3 où la roche est composée de 97% de calcite avec une porosité presque nulle (GUSTKIEWICZ [5]), cette transition semble une transformation réversible. Mais si la roche, comme dans le cas de la figure 4, est poreuse (plus de 25%) et composée de 45% de calcite associée à divers minéraux silicatés, les déformations dans ce domaine de pressions peuvent être irréversibles. En effet les grains de calcite subissant la transition de phase sont déformés de manière instantanée, ce qui peut provoquer des dommages aux autres minéraux avec lesquels ils sont en contact mais qui ne sont pas soumis à la transition de phase (voir GUSTKIEWICZ [5]). Dans le cas de la figure 4 l'augmentation de la déformation volumique provoquée par la transition de phase est plus lente que dans le cas de la figure 3.

## 2.2. LA CONFIRMATION PAR LES ESSAIS TRIAXIAUX

Au cours des essais triaxiaux classiques on charge d'abord l'éprouvette de manière hydrostatique puis on garde constante cette pression que l'on appelle alors pression de confinement et on augmente progressivement la contrainte axiale. De tels essais fournissent la courbe de la résistance différentielle à la rupture d'une roche en fonction de la pression de confinement. Des points singuliers sur ce type de courbe montrent également l'existence des pressions caractéristiques définies ci-dessus. Ces pressions sont donc interprétées comme la conséquence des modifications du matériau engendrées par la partie hydrostatique de la mise en charge de l'essai triaxial.

Parfois ces pressions caractéristiques sont aisément observables car elles correspondent à une augmentation de la pente de la courbe de résistance ( $p_0$  sur la figure 5a,  $p_C$  sur la figure 5b,  $p_F$  sur la figure 6). Parfois elles ne correspondent pas à un point remarquable de la courbe de la résistance différentielle ( $p_0$  sur la figure 5b,  $p_C$  sur la figure 5a). Dans ces cas, c'est la courbe de compressibilité qui permet de les observer ( $p_C$  sur la figure 5a,  $p_0$  sur la figure 5b).

Dans le cas de la pression de fermeture  $p_0$  il est couramment admis que la pression de confinement ferme complètement les fissures, que cela peut arrêter le glissement des épontes de la fissure l'une sur l'autre et inhiber l'initiation de nouvelles fissures à partir de fissures déjà existantes. Cependant, l'étude de certaines roches peut suggérer une autre interprétation. Ainsi dans certains grès (par exemple les grès de Tumlin), les observations microstructurales, minéralogiques et porosimétriques montrent que les seules fissures planaires sont les microcavités entre les plaquettes d'illite qui garnissent les joints entre les grains de quartz (photos 1 et 2). On propose

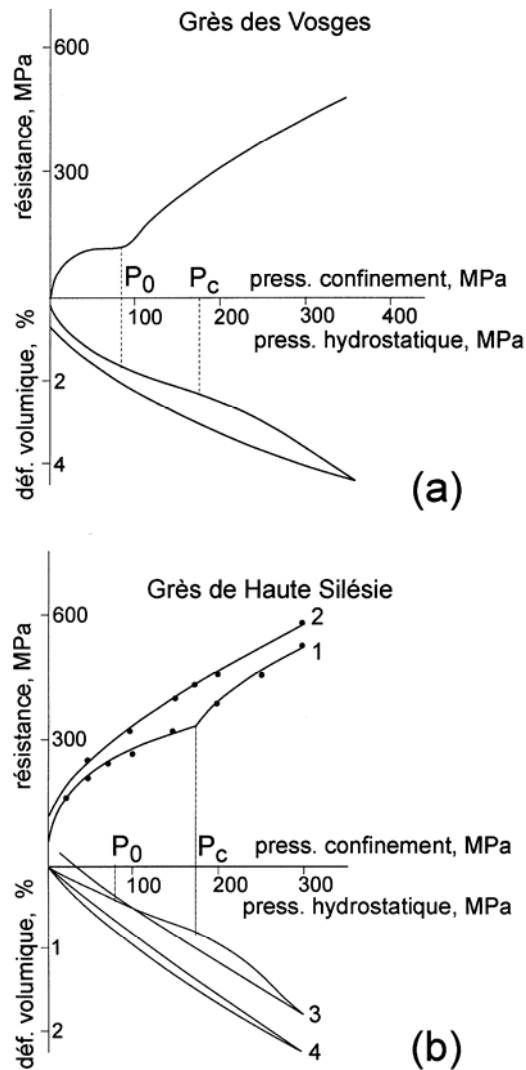


Fig. 5. Résistance différentielle en fonction de la pression de confinement et déformation volumique en fonction de la pression hydrostatique

que ce sont ces microcavités et non des fissures planaires distribuées aléatoirement dans le matériau qui se ferment lorsque la pression  $p_0$  est atteinte. Cela a une influence significative sur les mécanismes intimes de la déformation pendant l'écrasement qui précède la rupture.

On observe l'accroissement de la pente de la courbe (figure 5b, courbe 1) quand la pression de confinement dépasse une valeur particulière  $p_c$ . L'essai hydrostatique effectué sur la même roche (figure 5b, courbe 3) jusqu'à 300 MPa montre qu'au-delà

d'une valeur  $p_C$  de 175 MPa, le matériau subit une déformation permanente (On remarque que, à la décharge, la déformation résiduelle de l'échantillon est négative). Cela peut s'expliquer par la libération de contraintes résiduelles naturelles). Au cours du 2<sup>ème</sup> cycle de compressibilité sur la même éprouvette (figure 5b, courbe 4) la pression caractéristique  $p_C$  de 175 MPa n'existe plus et la roche montre un comportement élastique avec une faible hystérésis. Donc dans le 2<sup>ème</sup> cycle elle n'a pas subi d'autre déformation permanente que celle produite par le 1<sup>er</sup> cycle. Une série d'éprouvettes a été soumise à une compression hydrostatique jusqu'à 350 MPa et a donc subi une déformation permanente. Si on soumet alors cette série d'éprouvettes à des essais triaxiaux classiques elle montre une augmentation régulière de la résistance (figure 5b, courbe 2) sans aucun point singulier. Les courbes 1 et 3 (figure 5) sont donc obtenues sur des éprouvettes vierges mais les courbes 2 et 4 sont le résultat d'éprouvettes qui ont reçu une compression hydrostatique avant l'essai. Cela montre que si la pression de confinement dépasse la pression caractéristique  $p_C$  la résistance du matériau augmente.

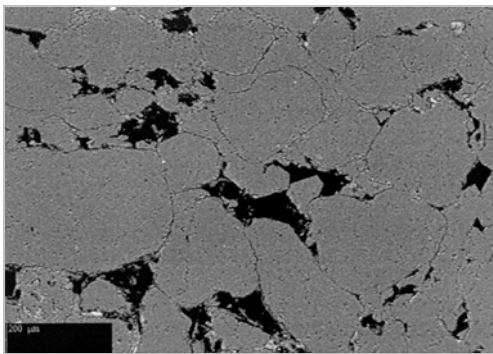


Photo 1

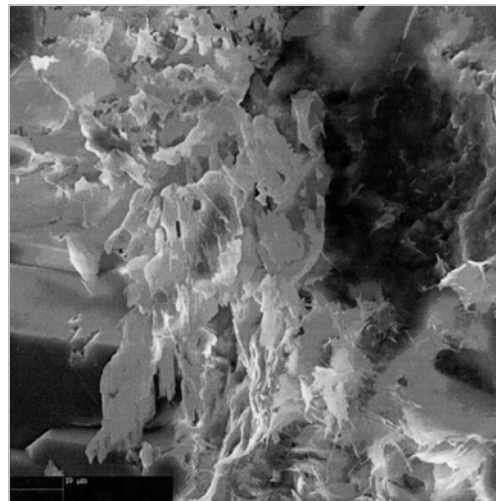


Photo 2

Photos 1 et 2. Structure des grès de Tumlin au microscope électronique à balayage.

La photo 1 (en haut) montre qu'il n'existe pas de fissures planaires ni dans les grains, ni à leurs limites.

La photo 2 montre les microcavités planaires entre les plaquettes d'illite

Enfin le passage de la pression de confinement par la valeur de la transition de phase  $p_F$  accroît aussi la pente de la courbe et cet accroissement additionnel de la résistance de la roche est lié à l'augmentation de densité due à la contraction des minéraux constitutifs. On a pratiqué sur un calcaire qui présente une transition de phase réversible (voir figure 4) des essais triaxiaux sur 3 séries d'éprouvettes, chacune

ayant auparavant été soumise à une pression hydrostatique différente (0, 600, 1200 MPa). On constate que, quelle que soit la pression hydrostatique subie, même supérieure à  $p_F$ , les points expérimentaux permettent de tracer une seule courbe dont la pente augmente pour les valeurs de confinement supérieures à la transition de phase  $p_F$  (figure 6). Ceci indique que, du fait de la réversibilité de la transition de phase dans les calcaires purs (figure 4), les pressions hydrostatiques supérieures à  $p_F$  n'ont pas modifié de façon permanente la structure intime du matériau qui n'a donc pas de mémoire des pressions hydrostatiques subies. En revanche, les gaizes qui subissent une déformation permanente engendrée par la transition calcite-aragonite, soumises comme les calcaires à différentes pressions hydrostatiques avant l'essai triaxial, donnent des courbes de résistance différentes selon la pression appliquée.

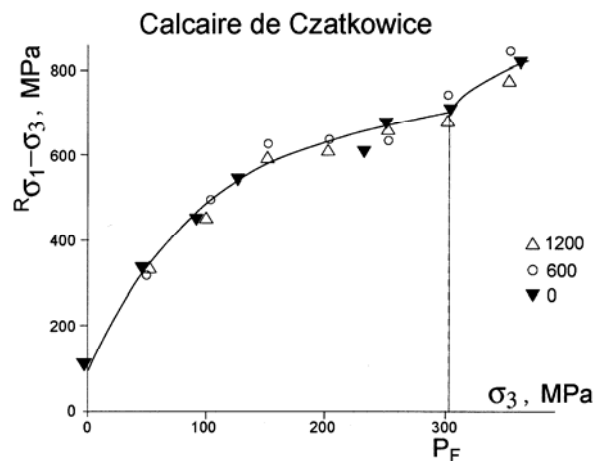


Fig. 6. Résistance différentielle en fonction de la pression de confinement pour 3 lots d'éprouvettes, chacune ayant auparavant été soumise à une pression hydrostatique différente: 0, 600, 1200 MPa

Ces trois cas de singularité ( $p_0, p_C, p_F$ ) de la courbe de résistance en fonction de la pression de confinement sont décrits par GUSTKIEWICZ ([4] et [5]).

### 3. LES PRESSIONS CARACTÉRISTIQUES FOURNIES PAR LES ESSAIS TRIAXIAUX CLASSIQUES

Les essais triaxiaux classiques nous fournissent encore deux pressions caractéristiques. On peut les mettre en évidence en étudiant le comportement des éprouvettes d'une roche sous une charge déviatoire croissante pour une pression de confinement constante au cours de l'essai. Au fur et à mesure que l'on accroît la pression de confinement d'essai en essai, on distingue le comportement fragile, le comportement intermédiaire entre le comportement fragile et ductile et le comportement



franchement ductile du type cataclastique ou plastique. Ces trois intervalles de pressions sont séparés par deux pressions caractéristiques. L'une d'elles est  $P = p_T$  et s'appelle le seuil (ou la pression) de transition entre les comportements fragile et ductile. Pour les valeurs inférieures à la pression de transition le comportement de la roche à la rupture est fragile. La déformation permanente précédant la rupture est alors localisée dans une zone étroite dans le voisinage d'un plan. D'après OROWAN [8] la pression de transition apparaît quand la force de friction sur la fissure de cisaillement macroscopique devient supérieure à la résistance au cisaillement de la roche. Pour les valeurs de la pression de confinement supérieures à la pression de transition la déformation permanente est répartie dans tout le volume de l'échantillon. Au fur et à mesure que la pression de confinement croît au dessus de la pression de transition la roche passe peu à peu à l'état ductile. A partir de la pression  $P = p_D$ , appelée pression de pleine ductilité, la roche montre un écoulement purement ductile du type cataclastique ou plastique.

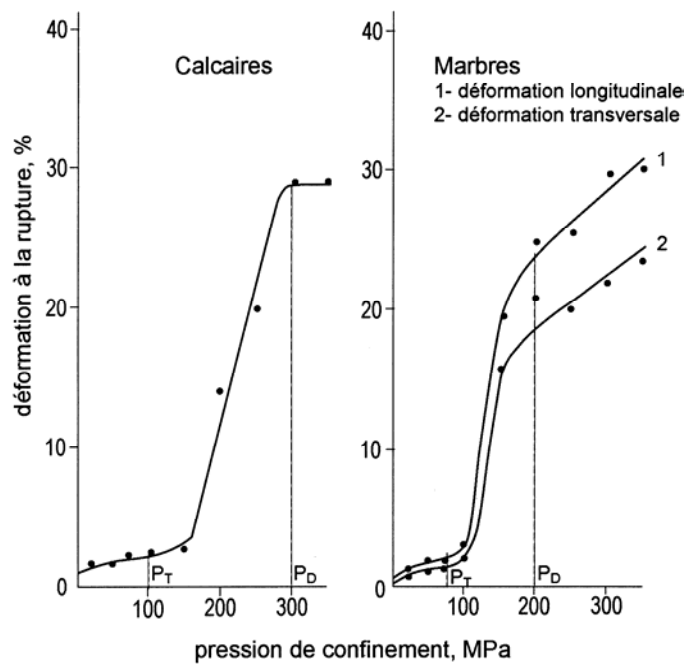


Fig. 7. Déformation à la rupture en fonction de la pression de confinement pour des calcaires et des marbres. Les points d'inflexion mettent en évidence les pressions caractéristiques  $p_T$  et  $p_D$

Ces deux dernières pressions caractéristiques ont été étudiées par plusieurs auteurs. On peut citer ici HEARD [2], qui avait déterminé comme pression de transition la valeur de la pression de confinement pour laquelle la déformation à la rupture de la roche atteint 3%. MOGI [7] avait trouvé, dans le plan dont les axes

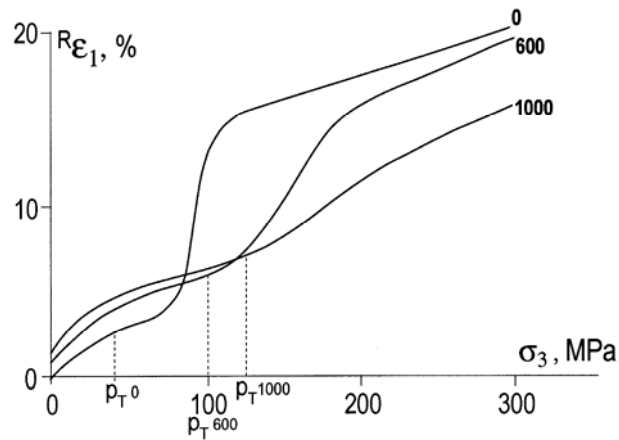


Fig. 8. Déformation à la rupture en fonction de la pression de confinement pour des séries d'échantillons de gaizes ayant subi des pressions hydrostatiques différentes avant l'essai triaxial

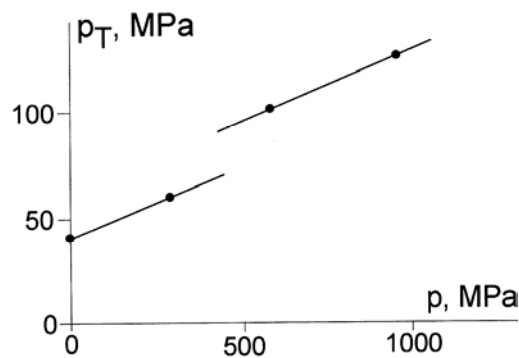


Fig. 9. Pression de transition entre la rupture fragile et l'écoulement ductile en fonction de la pression hydrostatique primaire imposée aux échantillons de gaize de la figure 8. La courbe correspondant à  $p = 300$  MPa n'est pas représentée sur la figure 8

cartésiens sont la limite de la résistance à la rupture et la pression de confinement, une ligne séparant les points qui correspondent à la rupture fragile des points correspondant au comportement ductile. KWAŚNIEWSKI [6] a bien développé la ligne d'étude de Mogi. Tous ces auteurs ont établi ces critères de transition d'une manière statistique, c'est à dire en multipliant les échantillons des roches étudiées. Cependant, il est probable qu'un certain nombre d'éprouvettes puisse se comporter d'une façon différente et ne respecte pas le critère. Un approche différente a été appliquée par DONATH et al. [1] et par GUSTKIEWICZ [3]. Ces auteurs ont étudié la déformation à la rupture de l'éprouvette en fonction de la pression de confinement pour une roche donnée. Donath et ses co-auteurs ont étudié un calcaire, Gustkiewicz plusieurs types de roches. Ce dernier auteur a établi comme critère la relation expérimentale entre la

déformation à la rupture de la roche étudiée et la pression de confinement. Sur la courbe (figure 7) on peut distinguer d'une façon évidente un point d'inflexion qui correspond à la pression de transition  $p_T$  et un autre point à partir duquel la courbe se poursuit en palier ou croît légèrement. Cet autre point correspond à la pression de pleine ductilité  $p_D$  de la roche. Il faut remarquer que dans l'intervalle des pressions de confinement entre  $p_T$  et  $p_D$  la valeur de la déformation à la rupture subit un accroissement considérable.

A la fin de la section 3 nous avons remarqué que les gaizes soumises à différentes pressions hydrostatiques avant l'essai triaxial, donnent des courbes de résistance différentes selon la pression appliquée. On peut également constater (figure 8) l'effet de ces mêmes pressions hydrostatiques sur la déformation à la rupture. On observe que l'augmentation de la pression hydrostatique augmente la valeur de la déformation dans le domaine fragile, la diminue dans le domaine ductile et accroît la résistance au passage de l'état fragile à l'état ductile comme le montre l'accroissement de la pression  $p_T$ . Cet accroissement est présenté sur la figure 9 qui montre la relation entre la pression de transition fragile-ductile  $p_T$  et la pression hydrostatique  $p$  appliquée avant l'essai triaxial. Cette figure prend en compte une valeur obtenue pour la pression  $p = 300$  MPa au cours d'un essai qui n'est pas représenté sur la figure 8. Cet accroissement présente une discontinuité pour la valeur de la pression de transition de phase  $p_F$  observée sur la figure 4.

#### 4. CONCLUSION

On montre donc pour des roches très diverses (gaizes, calcaires, marbres, grès...) que les courbes de compressibilité et de résistance et de déformation à la rupture en fonction du confinement mettent en évidence 5 pressions remarquables  $p_0$ ,  $p_C$ ,  $p_F$ ,  $p_T$ ,  $p_D$ . Selon les roches, ces pressions ne se succèdent pas toujours dans le même ordre sur l'axe des pressions de confinement. Les valeurs de chacune de ces pressions sont également différentes selon le type de roche. Certaines de ces pressions ont une influence sur les autres. La variabilité des valeurs des pressions peut s'expliquer par l'activation à l'échelle microscopique de mécanismes liés à la structure microscopique du matériau. Cette structure qui dépend de l'histoire de chaque roche lui est spécifique et correspond à la combinaison de sa composition minéralogique, de l'arrangement de ses grains, de sa porosité, de ses microfractures, etc. ce qui peut expliquer que pour une même pression de confinement des structures microscopiques différentes puissent engendrer des mécanismes différents. Certaines de ces pressions ( $p_0$ ,  $p_C$ ,  $p_F$ ) ont pu être corrélées pour un certain nombre de roches avec des mécanismes tels que la fermeture de cracks planaires, l'écrasement d'argiles intergranulaires, l'effondrement (collapse) des pores, le changement de phase de certains minéraux.

## REFERENCES

- [1] DONATH F.A., FAILL R.T., TOBIN D.G., *Deformational mode fields in experimentally deformed rock*, Geol. Soc. Am. Bulletin, 1971, 82, 1441–1462.
- [2] HEARD H.C., *Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure and interstitial pressure*, [in:] *Rock Deformation*, D. Griggs & J. Handin (eds.), Geol. Soc. Am. Memoir, 1960, 79, 196–226.
- [3] GUSTKIEWICZ J., *Transition of rocks from the brittle to ductile state: strain at failure as a function of confining pressure*, Acta Geophys. Pol., 1985, 33, 169–181.
- [4] GUSTKIEWICZ J., *Synoptic view of mechanical behaviour of rocks under triaxial compression*, [in:] *Rock at Great Depth*, V. Maury & D. Fourmaintraux (eds.), 1989, Balkema, 3–10.
- [5] GUSTKIEWICZ J., *Permanent changes in deformations and strengths of rocks due to hydrostatic pressure*, [in] *High Pressure Science and Technology*, W.A. Trzeciakowski (ed.), World Scientific, 1996, 909–912.
- [6] KWAŚNIEWSKI M., *Laws of brittle failure and of B-D transition in sandstones*, [in:] *Rock at Great Depth*, V. Maury & D. Fourmaintraux (eds.), 1989, Balkema, 45–58.
- [7] MOGI K., *Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow*, Bull. Earthquake. Res. Inst., Tokyo Univ., 1960, 44, 215–232.
- [8] OROWAN E., *Mechanisms of seismic faulting*, [in:] *Rock Deformation*, D. Griggs & J. Handin (eds.), Geol. Soc. Am. Memoir, 1960, 79, 323–345.
- [9] RYCHLEWSKI J., *Note on the beginning of plastic deformation in a body under uniform pressure*, Archiwum Mechaniki Stosowanej, 1965, 17, 405–412.
- [10] WALSH J.B., *The effect of cracks on the compressibility of rock*, J. Geoph. Res., 1965, 70, 381–389.