

La Propagation de la Rupture en Compression dans les Roches Cristallines

René Houpert, Ecole Nationale Supérieure de Géologie - Nancy - France

Abstract. - The present study concerns the propagation of fracture in compression tests of crystalline rocks. In these rocks, the fracture starts in the large crystals or from large microcracks and it propagates as a result of interaction between several faults. For granites, it has been possible to relate the compression strength σ_r to the maximum dimension d of the large grains (feldspars) : $\sigma_r = \sigma_i + kd^{-1/2}$, σ_i and k being two parameters which depend on the stress rate or on the strain rate. The cracks produced during the fracture follow the isostatics but could be deviated by cleavages, macles or grain boundaries. The use of a servo-controlled testing machine permits to control fracture when a rock specimen is deformed beyond its peak strength. These tests show the importance of microstructure, in particular the grain size, on the post-failure behaviour of brittle rock.

Les roches cristallines sont des agrégats naturels de cristaux d'un ou plus généralement de plusieurs minéraux liés par des forces de cohésion fortes et permanentes. Cet assemblage est affecté de fissures à différentes échelles et peut également comporter des vides. Les seules fissures prises en compte ici sont celles dont la longueur est de l'ordre de grandeur de la dimension des grains minéraux ; ce sont les microfissures. Les microfissures peuvent être intercristallines ou intracristallines ; elles affectent parfois plusieurs cristaux.

La forme, la dimension et la répartition des cristaux et des microfissures sont variables pour une roche donnée. De plus, l'orientation de la forme extérieure et du réseau cristallin des minéraux et celle des microfissures sont également variables. Il faut aussi mentionner que certains cristaux présentent des clivages ou des macles. Les roches ne sont donc ni continues, ni homogènes, ni isotropes et

les écarts par rapport à ces trois caractères sont schématisés par la structure du matériau. Pour beaucoup de roches et en particulier pour celles envisagées ici, l'orientation statistique des cristaux et des microfissures n'est pas trop éloignée d'une répartition isotrope ; ce sont des roches quasi-isotropes.

Dans une roche soumise à des contraintes de compression, la rupture prend naissance au niveau des imperfections (discontinuités, hétérogénéités) importantes de la structure. Dans le cas des roches cristallines, qui présentent peu de vides, les imperfections favorables à la rupture sont essentiellement constituées par les microfissures et les cristaux dont les dimensions sont plus grandes. Dans les roches peu microfissurées, la dimension des cristaux joue un rôle prépondérant. C'est le cas d'une rhyolite formée d'un fond microcristallin contenant de grands cristaux de quartz et de feldspath. La rupture prend naissance au niveau des plus grands cristaux de feldspath (fig. 1). Les granites sont des roches présentant à la fois des microfissures et une distribution granulométrique très large (de quelque dixièmes de millimètre à plusieurs centimètres). L'observation montre que l'ordre de grandeur des microfissures correspond à peu près à celui des grains minéraux. Il est difficile de préciser à quel niveau s'amorce la rupture. Cependant, en comparant la résistance à la rupture σ_r de trois granites de granulométrie différente mais de même composition minéralogique, on obtient la relation suivante entre σ_r et la dimension maximale d des plus gros grains, constitués par des cristaux de feldspath (5,6) :

$$\sigma_r = \sigma_i + kd^{-1/2},$$

σ_i et k étant deux paramètres qui dépendent de la vitesse de sollicitation. Des relations analogues ont été mises en évidence pour d'autres matériaux polycristallins (9,10,11). Pour des roches autres que les granites, on observe également une diminution de σ_r avec la dimension des minéraux (1,3).

Si les défauts ou imperfections contenus dans la roche, par leur rôle d'amplificateurs de contrainte, donnent naissance à la rupture, celle-ci ne se propage pas à partir d'un seul défaut. Ceci est valable en traction, où une seule fissure peut conduire à la ruine complète. En compression, on peut penser que la rupture se produit par

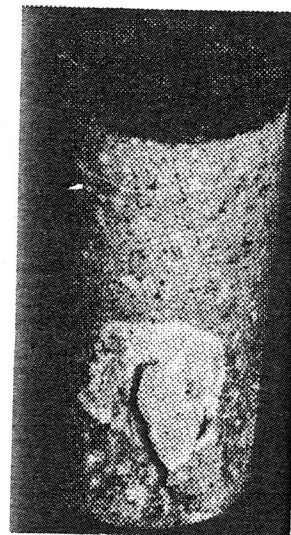


Fig. 1 - Rhyolite. Amorce de la rupture dans le cristal de feldspath. \longleftrightarrow 1cm



Fig. 2 - Granite. Fissure de rupture déviée par la mâcle d'un cristal de feldspath. \longleftrightarrow 1mm

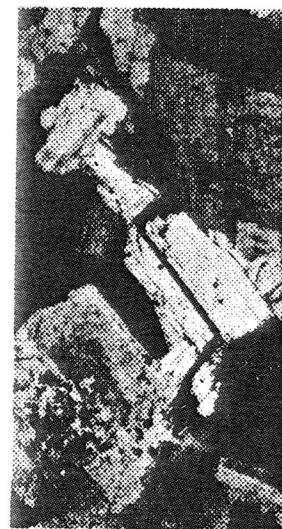


Fig. 3 - Granite. Fissure de rupture déviée par le clivage d'un cristal de mica. \longleftrightarrow 300 μ



Fig. 4 - Marbre. Fissures de rupture inter et intracrystallines. \longleftrightarrow 250 μ

suite de l'interaction de plusieurs défauts. Lors de la rupture de l'éprouvette apparaissent de grandes fissures à peu près orientées suivant les isostatiques. Ces fissures, imposées par les conditions aux limites, se produisent à travers les minéraux et dans les joints des grains lorsque ceux-ci se situent sur leur parcours. Elles sont déviées de la direction des isostatiques dans le cas où elles rencontrent un plan de moindre cohésion (microfissure, clivage, plan de maclage, limite de grains) relativement peu incliné sur leur direction (fig. 2,3,4). Elles suivent alors ce plan et reprennent ensuite leur direction originelle. Ceci peut expliquer le fait que les plans de rupture des roches à grains fins sont beaucoup plus lisses que ceux des roches à gros grains, les défauts variant comme la dimension des grains.

La granulométrie des roches intervient également dans leur mode de rupture. Les roches à grains fins ont un comportement plus fragile que celles à gros grains ou à granulométrie non uniforme (2,4). De plus, la rupture des roches à grains fins est brutale, tandis que

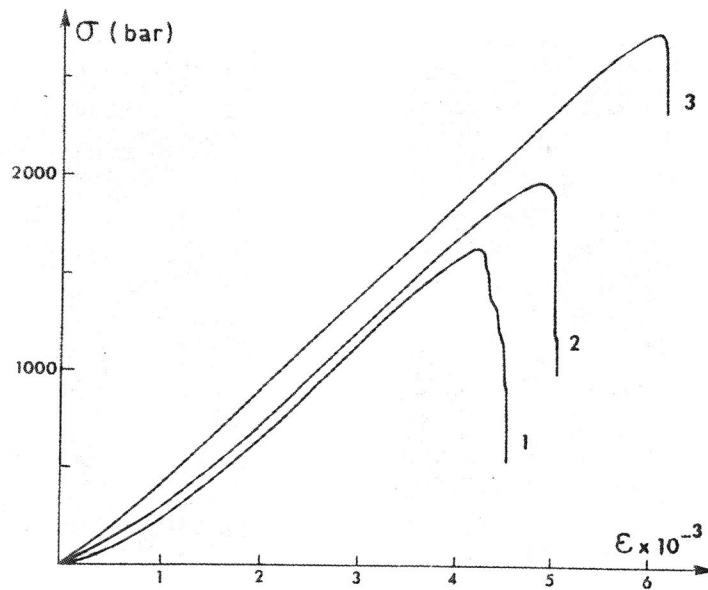


Fig. 5 - Courbes contrainte-déformation à vitesse de déformation $\dot{\epsilon}$ constante pour trois granites : (1) gr. à gros grains ; (2) gr. à grains moyens ; (3) gr. à grains fins. $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

celle des roches à gros grains est progressive. L'utilisation de machines d'essai à servocommande permet de contrôler la rupture fragile des roches en limitant l'énergie transmise à l'éprouvette à la quantité nécessaire pour développer une rupture stable (7,12). On obtient ainsi, de manière plus ou moins complète, la partie de la courbe contrainte-déformation située au-delà de la charge maximale. L'allure et la pente de cette partie de la courbe dépendent de la nature de la roche et de sa structure (2,8). En particulier, la dimension des grains joue un rôle prépondérant. La figure 5 représente les courbes relatives aux trois granites de même composition minéralogique et à granulométrie différente cités ci-dessus. Ces courbes ont été réalisées à la même vitesse de déformation. On constate que le contrôle de la rupture est d'autant plus difficile que la dimension des minéraux est plus petite.

Références

1. BRACE W.F. (1961) - *Proc. 4th Symp. Rock Mech.*, Pennsylvania State Univ., p. 99-103.
2. BROWN E.T. et HUDSON J.A. (1971) - *C.R. Symp. Int. Méc. Roches*, Nancy, v. 1, comm. II-20.
3. FRIEDMAN M. (1967) - Rapport général thème 2, *C.R. 1er Congr. Soc. Int. Méc. Roches*, Lisbonne 1966, v. 3, p. 182-197.
4. HOUPERT R. (1966) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 263, s. A, p. 308.
5. HOUPERT R. (1967) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 265, s. A, p. 583.
6. HOUPERT R. (1968) - 1er Coll. DGRST Fissuration des Roches, Paris, 1967, *Rev. Indust. Minér.*, n° sp. 15 mai, p. 21-23.
7. HOUPERT R. (1972) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 275, s. A, p. 233.
8. HOUPERT R., TISOT J.P. et THOMAS A. (1971) - *C.R. Symp. Int. Méc. Roches*, Nancy, v. 1, comm. II-22.
9. KNUDSEN F.P. (1959) - *J. Amer. Ceram. Soc.*, v. 42, p. 376-387.
10. OROWAN E. (1949) - *Rep. Progr. Physics*, v. 12, p. 185-232.
11. PETCH N.J. (1953) - *J. Iron Steel Inst.*, v. 174, p. 25-28.
12. RUMMEL F. et FAIRHURST C. (1970) - *Rock Mech.*, v. 2, p. 189-204.