

Chapitre 2 : Propriétés des Roches

Enseignant : Dr. Noui Abdelkader

Institut des Séances de la terre et de L'univers, Université Batna 2
Batna 05078, Algérie

Introduction

Les roches sont fondamentalement hétérogènes, mais à l'échelle d'un échantillon de laboratoire, on essaie dans la mesure du possible de se ramener à un volume qui possède des propriétés homogènes sans discontinuités discrètes et isolées. La roche est alors considérée comme un matériau plus ou moins poreux, constitué d'un assemblage de cristaux que l'on appelle *minéraux*.

Lorsque nous étudions le comportement des roches et des masses rocheuses, nous sommes particulièrement concernées par leurs propriétés suivantes : la déformabilité et la résistance, la perméabilité, la sensibilité à l'altération et les contraintes naturelles qui y agissent.

Les propriétés des roches peuvent être divisées en propriétés physiques et mécaniques. Les propriétés physiques de base comprennent la porosité, la teneur en humidité, la perméabilité et la sensibilité à l'altération, les propriétés mécaniques comprennent les contraintes naturelles, la résistance à la compression, à la traction et au cisaillement, le module d'élasticité, le module de déformation et le coefficient de Poisson.

2. Propriétés physique

2.1 Densité

La roche est un milieu constitué de trois phases : solide, liquide et gazeuse. La masse volumique ρ_0 est le rapport de la masse totale de la phase solide, liquide et gazeuse (m_s , m_l et m_g), au volume total de ces phases :

$$\rho_0 = \frac{m_s + m_l + m_g}{V_s + V_l + V_g} \text{ (kg / m}^3\text{)} \quad (1)$$

Considérant que la densité des solides est le rapport de la masse de la phase solide à son volume :

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \text{ (kg / m}^3\text{)} \quad (2)$$

La mesure de la densité des roches selon les formules ci-dessus n'est possible que dans les conditions de leur environnement naturel (la pression de surcharge, le degré de remplissage des pores et des joints par la phase liquide et gazeuse, la composition chimique des solutions contenues dans les roches, ... etc). Puisque ces conditions ne pouvant

être entièrement reconstituées en laboratoire, le poids volumique et le poids unitaire (densité) des solides des échantillons de roche à partir d'une masse rocheuse sont considérés comme une mesure de la densité.

Le poids volumique unitaire des solides (γ_s) est le rapport entre le poids (G) de la roche sèche (échantillon) et son volume (V) (le volume des grains de roche sans pores et fissures compris) :

$$\gamma_s = \frac{G}{V} \text{ (kN / m}^3\text{)} \quad (4)$$

Le poids volumique unitaire des solides et la densité des solides sont liés par l'expression suivante :

$$\gamma_s = \rho_s \cdot g \quad (5)$$

où g est le pesanteur ($g = 9.81 \text{ m/s}^2$).

Le poids volumique unitaire (γ_0) est le rapport entre le poids de la roche sèche (échantillon) et le volume (V_0) du squelette (y compris les pores et les fissures) :

$$\gamma_0 = \frac{G}{V_0} \text{ (kN / m}^3\text{)} \quad (6)$$

Le poids volumique unitaire et la densité (masse volumique) sont liés par la relation, similaire à l'éq (5) :

$$\gamma_0 = \rho_0 \cdot g \quad (7)$$

Le poids volumique unitaire dépend du type de roche, de sa porosité et des processus géologiques qui s'y déroulent. Le poids volumique unitaire d'un type de roche donné peut varier d'une région à l'autre.

Les roches ignées et métamorphiques ont de grand poids volumique unitaires (Tableau 1) par rapport les roches sédimentaires (les poids unitaires sont un peu plus faibles) mais leur gamme de variation est plus grande (Tableau 2).

2.2 Porosité

Propriété d'un corps ou d'un milieu de comporter des vides interconnectés ou non. La porosité totale représente l'ensemble des vides présents dans une roche. Elle s'exprime par le rapport du volume des vides au volume total du milieu (ex : 0,3 ou 30%) (Eq. 8).

$$n = \frac{V_v}{V_0} \quad (8)$$

Tableau 1 Poids volumique unitaires de roches ignées et métamorphiques (Fajkiewicz, 1972)

| Roche | Poids volumique unitaire [kN/m ³] | |
|--------------------------------|---|--------------------|
| | Moyenne | Gamme de variation |
| Granit et granite-gneiss | 27 | 24-30 |
| Granodiorite | 27 | 24-28 |
| Syénite | 28 | 26-29 |
| Diorite | 28 | 27-29 |
| Diabase, gabbro | 29 | 27-33 |
| Andésite | 26 | 25-28 |
| Basalte | 30 | 26-33 |
| Dunite, péridotite, pyroxénite | 32 | 28-36 |
| Serpentinite | 26 | 24-30 |
| Amphibolite | 29 | 27-32 |
| Gneiss | 27 | 26-32 |
| Marbre | 27 | 23-30 |
| Schiste | 26 | 25-28 |

Tableau 2 Poids volumique unitaires et porosité des roches sédimentaires (Fajkiewicz, 1972)

| Roche | Poids volumique unitaire [kN/m ³] | | Porosité [%] |
|-------------------|---|--------------------|--------------------|
| | Moyenne | Gamme de variation | Gamme de variation |
| Sable | 21 | 20-24 | 2-42 |
| Terreau | 23 | 16-28 | 1-63 |
| Gravier | 15 | 14-17 | 33-55 |
| Grès | 23 | 21-28 | 0-55 |
| Marne | 22 | 20-26 | 2-31 |
| Calcaire, dolomie | 25 | 21-29 | 1-37 |
| Craie | 22 | 18-25 | 17-43 |
| Anhydrite | 28 | 24-30 | 0-5 |
| Gypse | 23 | 21-25 | 0-5 |

La porosité peut également être définie en fonction de l'indice des vides (*e*)

$$e = \frac{V_v}{V_0 - V_v} = \frac{V_v}{V_s} = \frac{n}{1-n} \quad (9)$$

La porosité totale ne dépend pas de la taille des grains mais diminue avec :

- l'hétérogénéité des grains (Fig. 1);
- l'arrangement des grains (Fig. 2).

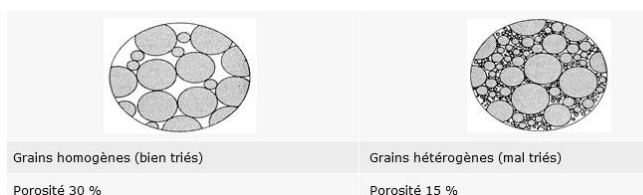


Fig. 1 Effet de l'hétérogénéité des grains sur la porosité

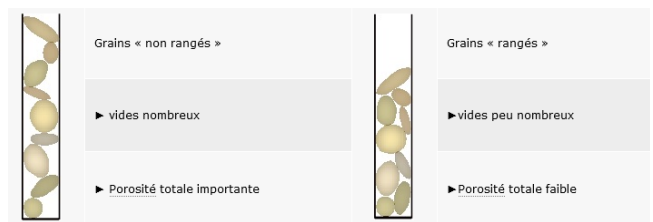


Fig. 2 Effet de l'arrangement des grains sur la porosité

Les roches ignées et métamorphiques présentent une faible porosité (0 à 2 %), tandis que la porosité des roches sédimentaires (sauf les roches massives) est élevée (Tableau 2). La porosité est donc une caractéristique spécifique des roches fragmentaires et pyroclastiques.

Dans les roches fragmentaires, la porosité dépend de l'homogénéité de la distribution granulométrique et de la forme, de l'arrangement et du degré de cimentation des grains.

Selon l'écoulement des eaux souterraines, on a les types de porosité suivant :

- la porosité d'interstice dans les pores des roches sableuses ;
- la porosité de fissure dans les fissures et fractures des roches compactes sans pores interconnectés (granites, calcaires...);
- la porosité de karst dans les karsts, c'est-à-dire dans des réseaux de galeries ouvertes creusées par l'eau.

D'une manière générale, les roches meubles sont poreuses *en petit* (porosité d'interstice) et les roches compactes poreuses *en grand* (porosité de fissures et de karst) (Fig. 3).

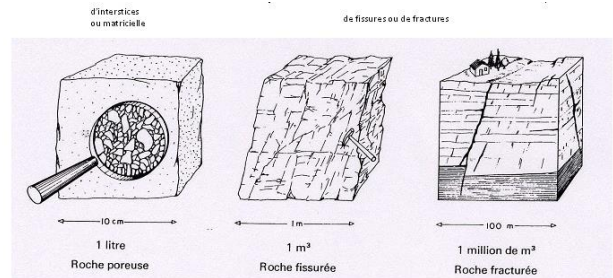


Fig. 3 Typologie des porosités

Les vides présents dans la roche peuvent être (Fig. 4) :

- connectés entre eux, on parle alors de porosité *ouverte* ;
- sans communication, on parle de porosité *fermée*.

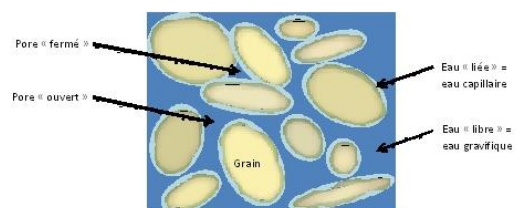


Fig. 4 Notion de porosité

2.3 Perméabilité

Aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un fluide (liquide ou gaz), sous l'effet d'une pression (gradient hydraulique), est appelée perméabilité (vitesse d'écoulement). Cette dernière a un effet essentiel sur les propriétés mécaniques et le comportement des roches.

La perméabilité est due à l'existence d'une porosité, c'est-à-dire à l'existence de vides interconnectés. Selon le type de porosité (Fig. 5), il existe une perméabilité *en petit* (circulation dans les pores) et une perméabilité *en grand* (circulation dans les fissures, fractures, karsts...) qui peuvent cohabiter au sein d'une même roche (craie fissurée ou karstique par exemple).

Dans les terrains formés de roches meubles (sables, graviers...), les eaux souterraines s'écoulent à travers les vides de façon lente et régulière. Au sein des roches compactes présentant de larges fissures (calcaires, granite...), les circulations souterraines sont plus rapides et désordonnées.

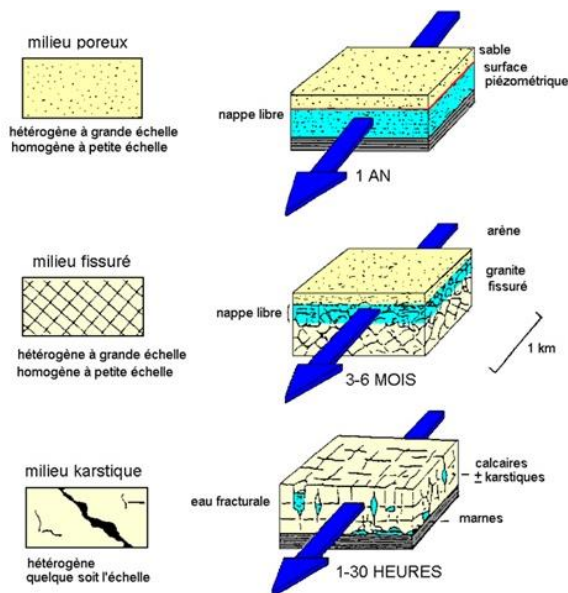


Fig. 5 Vitesse d'écoulement en fonction de la porosité

La perméabilité de la roche peut être estimée à partir de la loi de Darcy qui définit la relation entre le débit v de l'eau à travers un milieu poreux (sol) et le gradient hydraulique i :

$$v = Ki \quad (10)$$

où :

- K : le coefficient de perméabilité en cm/s ;
- i : le gradient hydraulique.

La loi de Darcy suppose que l'écoulement de l'eau est laminaire.

Le coefficient ' K ' dépend des propriétés du milieu rocheux et des propriétés physiques du fluide (poids volumique de la roche, température et viscosité).

Pour décrire les propriétés d'écoulement de l'eau d'un milieu rocheux, indépendamment des propriétés physiques du fluide concerné, on utilise le coefficient de perméabilité ' k ', l'unité utilisée pour le coefficient ' k ' est *darcy*.

Une relation générale reliant les coefficients ' k ' et ' K ' est la suivante :

$$K = k \frac{\gamma_l}{\eta} \quad (11)$$

où :

- γ_l : poids unitaire du liquide d'infiltration ;
- η : viscosité du fluide.

On utilise dans la mécanique des roches le coefficient de perméabilité ' K ', parce que le mouvement de l'eau qui est intéressant.

La distinction entre roche perméable et roche imperméable a arbitrairement été choisie à 10^{-9} m/s. Les argiles sont ainsi considérées comme imperméables. Concernant les roches compactes et fissurées (perméabilité en grand), les valeurs perméabilité sont extrêmement variables.

3. Propriétés mécaniques

Les propriétés mécaniques sont une catégorie spécifique de propriétés physiques qui sont associées aux mouvements des particules de matériaux, c'est-à-dire aux déformations. Une roche est un corps qui subit non seulement des déformations élastiques et réversibles, mais aussi des déformations inélastiques (plastiques, visqueux, élastoplastique, viscoélastiques, viscoélasto-plastiques) qui dépendent du temps et sont partiellement irréversibles. Le type de déformation dépend en partie des propriétés des minéraux constituant la roche et des caractéristiques pétrographiques de la roche. Ils résultent de la fermeture des pores et des fissures présents dans la roche, ou du glissement le long des fissures.

Il est difficile de décrire avec précision toutes les propriétés mécaniques des roches, surtout si elles dépendent des conditions de chargement (en particulier de l'amplitude et de la durée de la charge) et sur le sens d'action de la charge par rapport à la direction des caractéristiques structurales de la roche ou de la masse rocheuse (caractéristiques comme la stratification, les joints, etc.).

Pour les raisons ci-dessus, pour caractériser le comportement mécanique des roches et des masses rocheuses, nous n'utilisons normalement que quelques paramètres mécaniques choisis, tels que :

- la résistance de compression ;
- la résistance de traction ;
- la résistance en cisaillement.

Toutes ces résistances exprimées en termes des modules d'élasticité et de déformabilité et coefficient de Poisson.

Lorsqu'on a des charges considérables, nous précisons également la limite d'élasticité de déformation, la limite de plasticité, et l'amplitude de déformation rhéologique (fluage).

3.1 Résistance à la compression, à la traction et au cisaillement

La force de compression uniaxiale ' σ_c ' est le rapport d'une force ' F ' qui comprime l'échantillon le long de son axe, la force mesurée lors de la rupture de l'échantillon, à la surface ' A ' sur laquelle la force agit :

$$\sigma_c = \frac{F}{A} (Pa) \quad (12)$$

La résistance uniaxiale à la traction est le rapport entre la force de traction axiale ' P ', mesurée au moment de la rupture de l'échantillon, et la surface ' A ' sur laquelle la force agit :

$$\sigma_t = \frac{P}{A} (Pa) \quad (13)$$

La notion de résistance au cisaillement n'est pas définie avec précision. Il est utilisé dans diverses modifications et est, par exemple, défini comme la force en cisaillement pur. Généralement, la résistance au cisaillement est exprimée en fonction de deux paramètres : la cohésion et l'angle de frottement interne. La gamme de variation de la résistance de certaines roches typiques est donnée au tableau 3.

Les roches ignées (dolérite, basalte) présentent la résistance la plus élevée, roches métamorphiques (quartzite) faibles et les roches sédimentaires (grès, schiste) les plus faibles.

Tableau 3 Propriétés mécaniques des roches (Farmer, 1968)

| Roche | Résistance de compression uni-axiale σ_c [MPa] | Résistance à la traction uni-axiale σ_t [MPa] | Cohésion c [MPa] | Angle de frottement interne ϕ |
|-----------|---|--|--------------------------|---------------------------------------|
| Granite | 100-250 | 7-25 | 14-50 | 45-60° |
| Diorite | 180-300 | 15-30 | | |
| Dolérite | 200-350 | 15-35 | 25-35 | 55-60° |
| Gabbro | 180-300 | 15-30 | | |
| Basalte | 150-300 | 10-30 | 20-60 | 50-55° |
| Grès | 20.0-170 | 4-25 | 8.0-40 | 35-55° |
| Schiste | 10.0-100 | 2-10 | 3.0-30 | 15-30° |
| Calcaire | 30.0-250 | 5-25 | 10-50 | 35-50° |
| Dolomite | 80.0-250 | 15-25 | | |
| Charbon | 5.00-50.0 | 2-5 | | |
| Quartzite | 150-300 | 10-30 | 10-60 | 50-60° |
| Gneiss | 50.0-200 | 5-20 | | |
| Marbre | 100-250 | 7-20 | 15-30 | 35-50° |
| Ardoise | 100-200 | 7-20 | | |

Il y a une grande variation de résistance même pour le même type de roche, surtout dans les roches sédimentaires. Les roches dans lesquelles le matériau de cimentation est le quartz ont une plus grande résistance que celles cimentées par la calcite, la plus faible résistance se trouve dans les roches cimentées par un matériau argileux.

Les roches à grains fins sont plus résistantes que les roches à gros grains. La résistance à la compression des roches diminue lorsque la porosité ou le jointoiment des roches augmente.

La résistance des roches diminue considérablement avec l'augmentation du contenu d'eau. Les roches particulièrement sensibles aux changements de contenu d'eau sont des argiles dont la résistance au cisaillement, lorsque la roche est complètement saturée, est considérablement réduite.

3.2 Module d'élasticité et module de déformabilité

Le module d'élasticité ' E ' (Eq. 14) est le rapport entre la contrainte uniaxiale ' σ ' et la déformation longitudinale unitaire correspondante ' ϵ_e ', élastique et réversible (pendant le déchargement).

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon_e} (Pa) \quad (14)$$

Le module de déformabilité ' D ' (Eq. 15) est le rapport entre la contrainte uniaxiale ' σ ' et la déformation longitudinale unitaire correspondante élastique ou plastique, partiellement irréversible (pendant le chargement).

$$D = \frac{\sigma}{\epsilon_d} (Pa) \quad (15)$$

Le tableau 4 donne les valeurs approximatives des modules élastiques pour les roches typiques. Comme dans le cas de la résistance (tableau 3). Les roches ignées ont les valeurs les plus élevées des modules élastiques, les roches métamorphiques présentent des valeurs plus petites et la roche sédimentaire le moins. Les valeurs des modules élastiques varient considérablement dans le même type de roche surtout dans les roches sédimentaires.

Tableau 4 Modules élastiques (Farmer, 1968)

| Roche | Module d'élasticité [MPa] |
|--------------|---------------------------|
| Granite | 2-6 . 10 ⁴ |
| Microgranite | 3-8 . 10 ⁴ |
| Syérite | 6-8 . 10 ⁴ |
| Diorite | 7-10 . 10 ⁴ |
| Dolérite | 8-11 . 10 ⁴ |
| Gabbro | 7-11 . 10 ⁴ |
| Basalte | 6-10 . 10 ⁴ |
| Grès | 0.5-8 . 10 ⁴ |
| Schiste | 1-3.5 . 10 ⁴ |
| Argilite | 2-5 . 10 ⁴ |
| Calcaire | 1-8 . 10 ⁴ |
| Dolomite | 4-8.4 . 10 ⁴ |
| Charbon | 1-2 . 10 ⁴ |

Les valeurs des modules élastiques dépendent de nombreux facteurs, notamment de la cohésion et de la granulométrie de la roche. Par exemple, le calcaire peut avoir deux valeurs extrêmes de ses modules élastiques, la valeur la plus faible de 1. 10⁴ MPa apparaît dans la mauvaise cohésion, alors que la plus haute de 8. 10⁴ MPa se trouve dans la roche cohérente.

La relation entre la contrainte et la déformation dans les roches peut être presque linéaire ou non linéaire (Fig. 6).

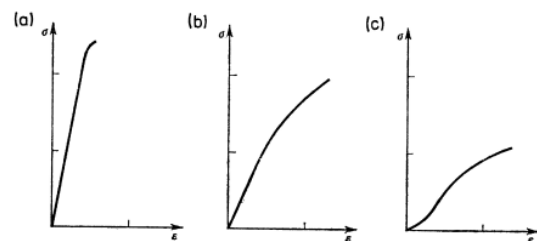


Fig. 6 Courbes de contrainte-déformation typiques pour certaines roches (Farmer, 1968) (a) roche quasi élastique (b) roche semi-élastique (c) roche non élastique

Les valeurs des modules élastiques dans les masses rocheuses sont plus petites que celles des roches. Dans les masses rocheuses, il existe de plusieurs fissures qui, au cours de charges successives, sont progressivement serrées, de sorte que les valeurs des modules élastiques et de déformation sont ainsi modifiées avec le processus de chargement.

3.3 Propriétés rhéologiques

Pendant qu'une charge est appliquée à une roche et agit sur elle, il se produit dans la roche des déformations instantanées ' ϵ_0 ' suivies de déformations dépendantes du temps et de la température (ϵ_c), connus sous le nom de déformations par fluage (creep deformation), cela peut être écrit sous la forme :

$$\epsilon = \epsilon_0 + \epsilon_c \tag{16}$$

La formule (16) décrit la première et la deuxième phase du fluage (Fig. 7). Puisque c'est seulement à des températures élevées (très supérieures à 100 °C) que l'effet de la température sur les déformations de fluage devient notable, le terme ' ϵ_c ' peut être remplacé par ' $A \ln t$ ', où :

- A est un coefficient dépendant de la grandeur de la contrainte, appelé la constante de fluage (creep constant) ;
- t est la durée de la charge.

Donc, la formule (16) prendra la forme suivante :

$$\epsilon = \epsilon_0 + A \ln t \tag{17}$$

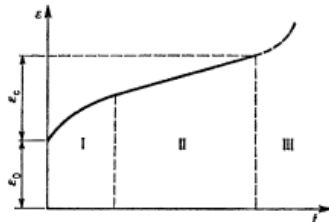


Fig. 7 Courbe de fluage généralisée (Framer, 1968) (a) roche quasi élastique (b) roche semi-élastique (c) roche non élastique ϵ_0 —déformation instantanée, ϵ_c —déformation de fluage ; phases de fluage : I—fluage primaire (transitoire), II—fluage secondaire (état stable), III—fluage tertiaire (accélération) qui précède la rupture.

L'amplitude et le développement des déformations de fluage dépendent de la composition minérale et des caractéristiques pétrographiques de la roche, de son contenu d'eau, de l'amplitude de la contrainte latérale et de temps.

Si la contrainte est faible, les déformations de fluage sont faibles et deviennent rapidement stables. À des contraintes plus élevées, les déformations de fluage sont plus grandes et ont besoin de plus de temps pour atteindre l'état d'équilibre. Enfin, lorsqu'il s'agit de contraintes très importantes, la roche échouera après un certain laps de temps (Fig. 7).

Pour décrire le comportement rhéologique des roches, on peut utiliser divers modèles rhéologiques plus ou moins sophistiqués. Les modèles peuvent être linéaires (Maxwell, Kelvin-Voigt, Zener et M/V) ou non linéaires (Bingham, Schwedoff ou Prager).

Avec les modèles *Kelvin-Voigt* et *Zener*, qui sont le plus

souvent utilisés pour étudier le comportement des roches, la déformation de fluage peut être trouvée à partir des relations suivantes :

$$\epsilon_c = \left(\frac{\sigma}{E}\right)^n \ln t \quad \text{pour la compression uni-axiale} \tag{18}$$

$$\epsilon_c = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2G}\right)^n \cdot \ln t \quad \text{en compression triaxiale} \tag{19}$$

En utilisant les formules (17)-(19) et en supposant que $\epsilon_0 = 0$, la constante de fluage ' A ' peut être exprimée comme suit :

$$A = \left(\frac{\sigma}{E}\right)^n = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2G}\right)^n \tag{20}$$

où $E = 2G$ et ' n ' est l'exposant de fluage qui varie de 1 à 3 et dépend principalement de l'amplitude des contraintes (Fig. 8). Les valeurs de (σ/E) , ' A ' et de ' n ' pour diverses roches sont données dans le tableau 5.

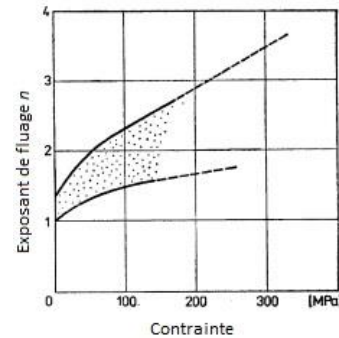


Fig. 8 Exposant de fluage ' n ' en fonction de contrainte (Framer, 1968)

4. Relations entre certaines propriétés des roches

Puisque les roches sont en général des matériaux hétérogènes et anisotropiques, il n'est pas possible de déterminer des relations sévères entre leurs différentes propriétés.

Il existe une relation entre le poids volumique ' γ_0 ' et la porosité des roches ' n '. Lorsque le poids volumique des solides ' γ_s ' dans les minéraux formant les roches varie dans une petite gamme (26,0-27,5 kN/m³), *Farmer* (1968) a formulé l'expression approximative suivante :

$$\gamma_0 = \frac{26.0}{1+n} \tag{21}$$

La relation entre la résistance à la compression uniaxiale et le poids volumique global des roches ' γ_0 ' est illustrée à la Fig. 9. Elle n'est pas encore connue pour de petites valeurs (< 21,5 kN/m³) de ' γ_0 ', mais pour de plus grandes valeurs de ' γ_0 ' son caractère est presque linéaire.

Les relations entre le module élastique ' E ' et le coefficient de *Poisson* ' ν ', le poids volumique, le module de cisaillement ' G ' et la résistance à la compression sont illustrées à la Fig. 10.

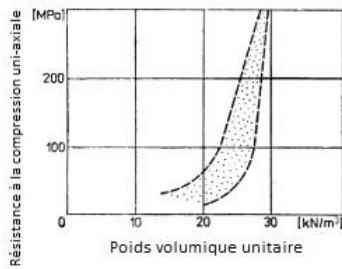


Fig. 9 La résistance de compression uni-axiale par rapport au poids volumique des roches (Framer, 1968)

$$c = \sigma_c / 2 \quad (25)$$

La relation valable pour les roches moins compétentes.

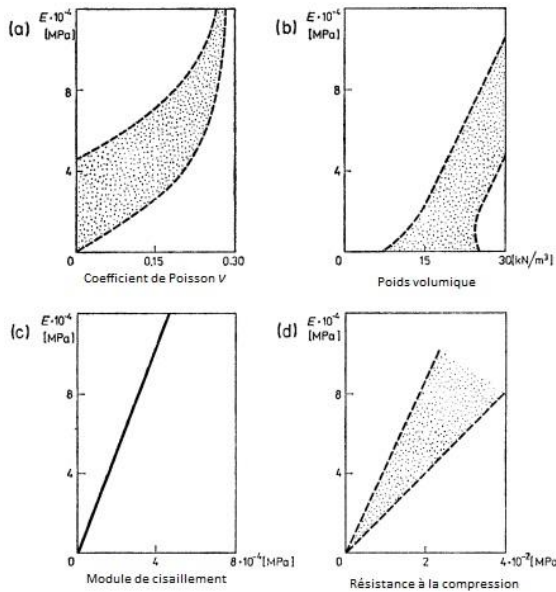


Fig. 10 Le module élastique en fonction de (a) coefficient de poisson, (b) poids volumique, (c) module de cisaillement, (d) résistance à la compression (Framer, 1968)

Ils ont été déterminés sur la base de l'analyse statistique effectuée par Judd et Huber (Kowalski, 1974).

Farmer (1968) suggère que la connaissance du poids volumique d'une roche peut nous aider à trouver la valeur approximative de 'E' de cette roche (avec une précision de 20 %) par l'utilisation de la relation empirique suivante :

$$E = 0.9(\gamma_0 - 21) \cdot 10^4 k \quad (\text{MPa}) \quad k = 1 \text{ m} \quad (22)$$

La relation entre 'E' et 'G' est linéaire (Fig. 10c) et on peut approximativement supposer que $E = 2.6G$. 'E' est également linéairement lié à ' σ_c ' (Fig. 10d), où $E = 350 \sigma_c$. Comparaison des diagrammes de ' $E = f(G)$ ' et ' $E = f(\sigma_c)$ ', on trouve $G = 140 \sigma_c$.

Il existe également les corrélations empiriques suivantes (Farmer, 1968) :

$$\sigma_c = k \sigma_t \quad (23)$$

où 'k' est variable (4 à 10) pour différents types de roches,

$$c = 2\sigma_t \quad (24)$$

La relation valable pour les roches compétentes ('c' est la cohésion de la roche),