

APPLICATION DES ONDES ULTRASONORES AUX ESSAIS DE LA PHYSIQUE DES ROCHES

Par

P. KERTÉSZ—I. MAREK

Chaire de Minéralogie et de Géologie, Université Technique de Budapest
(Reçu le 12 février 1970)

Présenté par le Prof. Dr. J. MEISEL

La pratique des essais ultrasoniques des matériaux s'est généralisée en raison du fait que c'est une méthode rapide, reproductible et non-destructive. Cependant ses résultats ne peuvent être appliqués à l'évaluation que si les propriétés représentées par le résultat des mesurages sont caractéristiques pour le matériau et son applicabilité.

Au cours des essais des roches les ondes ultrasonores sont fréquemment utilisées, tant pour observations indépendantes, qu'à titre de suppléments aux autres essais. En ce qui suit, il est recherché à déduire les régularités connues de la propagation des ondes ultrasonores, partant de la nature des roches, démontrant les possibilités de leur application à l'aide des exemples.

1. Les bases de la propagation du son dans les roches

ALTENBURG a donné la formule suivante pour la propagation du son à travers des molécules à liaison ionique:

$$c = \sqrt{\frac{F}{m}} r \quad (1)$$

où c est la vitesse des ondes ultrasonores, r la distance des points de masse (ions couplés) vibrants, m la masse des points de masse et F est la force, dite rétractive, agissant en cas de liaison ionique entre deux ions et empêchant le déplacement par vibration du point de masse. Pour une distance r des points de masse, la valeur de F est la suivante [5]:

$$F_v = \frac{nA}{r^{n+1}}$$

où n est une quantité positive, A un constant correspondant à la nature de la liaison. Il s'en suit que lors de l'éloignement des ions, la valeur c décroît exponentiellement. Si parmi les points de masse éloignés se trouve de l'air (de l'eau),

la limite de la décroissance sera donnée par la vitesse de propagation du son dans ce milieu.

Etant donné que dans l'ambiance de la distance ionique correspondant à l'état d'équilibre des ions, le module d'élasticité est proportionnel à la force rétractive et la densité à la masse, la formule de vitesse (2) conforme à la théorie de l'élasticité s'accorde avec la relation (1). En cas de matières homogènes et isotropes spatiales, la vitesse de propagation des ondes sonores respectivement longitudinales (l) et transversales (tr) est:

$$\left. \begin{aligned} c_l &= \sqrt{\frac{E}{\rho}} \sqrt{\frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \\ c_{tr} &= \sqrt{\frac{E}{\rho}} \sqrt{\frac{1}{2(1+\nu)}} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

où E est le module d'élasticité, ρ la densité et ν le coefficient de Poisson.

Ces relations se prêtent donc à calculer les caractéristiques élastiques des matières homogènes, isotropes et suivant la loi de Hooke. Les roches — et souvent les minéraux qui les composent — ne répondent point à ces exigences. MOCHILEVSKAYA [6] a prouvé que dans le cas des cristaux de calcite, les facettes de clivage réduisent la vitesse sensiblement au dessous de la valeur théorique, par conséquent les relations (2) ne sont plus susceptibles d'être interprétées.

Les valeurs de vitesse déduites à l'aide de ces formules pour des minéraux ne sont exactes que si le coefficient de Poisson et le module d'élasticité sont pris en considération avec leurs valeurs dépendant de l'orientation. Il s'en suit que dans le cas des roches au fait hétérogènes et anisotropes, les valeurs calculées à l'aide de la relation (2) sont des fictions c'est à dire relatives à une matière homogène, isotrope et élastique dont la valeur de vitesse ultrasonique est considérée identique — dans tous les points de masse — à celle *moyenne* observée de la roche.

A l'intérieur de la roche, les ondes se propagent en partie dans les minéraux et en partie par la surface de ceux-ci, dans les liaisons, parfois dans les fissures de la roche.

D'après Fig. 1, dans les roches la vitesse de la propagation des ondes dépend de la fréquence des minéraux traversés. Quand les ondes passent par les surfaces limites des minéraux en liaison ionique, les vibrations sont transmises à l'aide des ions liés, selon la formule (1). Plus la distance réelle des ions voisins est grande comparée à la distance optimale des ions en cause, c'est à dire plus l'énergie de liaison est petite par suite de la nature de la liaison (la force rétractive), plus la vitesse avec laquelle l'onde traversera la liaison sera petite. Les dipôles d'eau incorporés dans les surfaces de liaison par hydratation réduisent surtout l'énergie de liaison.

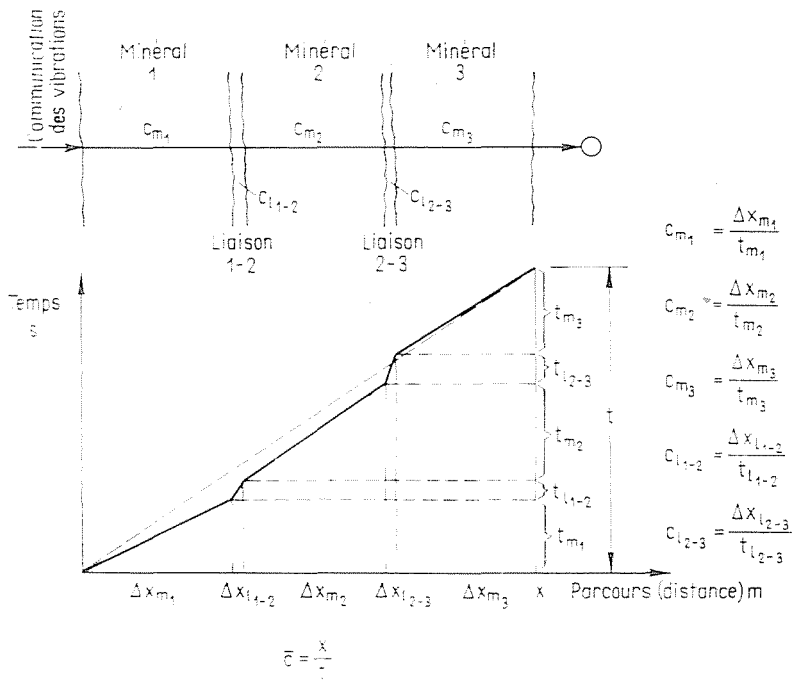


Fig. 1. Diagramme parcours — temps des ondes sonores à travers de différents minéraux et des surfaces de liaison dans des roches

Le temps t de passage par la roche se compose des temps respectifs t_m et t_l de passage par les minéraux et par les liaisons :

$$t = \sum_{i=1}^n t_{mi} + \sum_{i=1}^{n-1} t_{li} \quad (3)$$

Dans cette relation

$$\sum_{i=1}^n t_{mi} = \sum_{i=1}^n c_{mi} f_{mi}$$

et

$$\sum_{i=1}^{n-1} t_{li} = \sum_{i=1}^{n-1} c_{li} f_{li}$$

où f_m est la fréquence des minéraux et f_l la fréquence des liaisons, c_m et c_l représentent la vitesse de la propagation des ondes dans les minéraux et les liaisons.

Cependant les mesurages ne fournissent que la valeur de t , d'où la vitesse de propagation sera obtenue en connaissance de la distance x , ou sa réciproque, le temps spécifique a nécessaire pour le parcours de l'unité de distance.

$$a = \frac{t}{x} = \frac{1}{c}$$

Donc

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n t_{mi}}{x} + \frac{\sum_{i=1}^{n-1} t_{li}}{x} \quad (4)$$

Le premier terme de la somme peut être donné comme la réciproque $\left(\frac{1}{c_m}\right)$ de la vitesse moyenne de propagation dans les minéraux (composants solides), puisque les dimensions des liaisons sont négligeables par rapport à celles des éprouvettes.

$$\frac{1}{c_m} = \frac{\sum_{i=1}^n t_{mi}}{x}$$

Le deuxième terme est la réciproque de la valeur fictive de la vitesse calculée du temps de passage par les liaisons, où la longueur du parcours calculée est la dimension complète x de l'éprouvette.

$$\frac{1}{c_l} = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} t_{li}}{x} \quad (5)$$

Ainsi la vitesse de propagation de son dans la roche est donnée par la relation

$$\frac{1}{c} = \frac{1}{c_m} + \frac{1}{c_l} \quad (6)$$

La vitesse de propagation dépend donc des propriétés des minéraux et de leur liaison. La relation est d'une forme semblable à celle de la résistance des roches, dont la forme simplifiée est [4]

$$\begin{Bmatrix} \sigma_m, & E_m \\ \sigma_l, & E_l \end{Bmatrix} \quad (7)$$

qui exprime les propriétés de résistance σ et de déformation E des minéraux m et de leur liaison l .

Il est donc à constater que la vitesse de propagation des ondes ultrasonores reflète le caractère pétrographique de la roche et que la modification de ce caractère — p. ex. la décroissance de la résistance de liaison, — se manifeste également dans la valeur numérique de la vitesse. Ainsi les ondes ultrasonores sont susceptibles d'être utilisées — bien que nous devions nous passer de la relation (2), — à caractériser la roche.

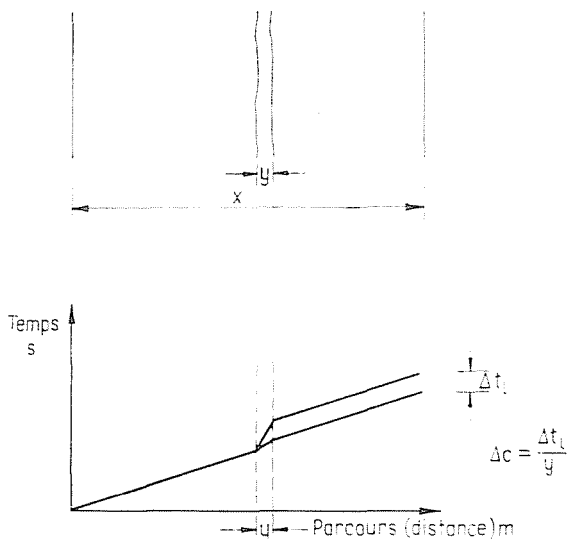


Fig. 2. Modification du diagramme parcours — temps des ondes sonores en cas de saturation d'eau des fissures

Prenons comme exemple la saturation d'une fissure dans une roche fermée au début et se dilatant sous l'influence du gel (Fig. 2). Si en vue de simplicité la roche est considérée homogène, la vitesse mesurée sur la roche avant que la fissure soit remplie est

$$c = \bar{c}_m.$$

Sous l'effet du gel, à un point microfissuré de la roche la fissure s'ouvre tant que l'eau peut y pénétrer. Sous l'effet des congélations répétées, dans la fissure d'une ouverture y , remplie d'air au début, la vitesse s'accroît sous l'effet de l'eau de la différence

$$\Delta c = c_{\text{air}} - c_{\text{eau}} = 1.096 \text{ km/s.}$$

La vitesse de la propagation du son dans l'état de la saturation d'eau:

$$\frac{1}{c'} = \frac{t}{x} = \frac{\sum_{i=1}^n t_{mi}}{x} + \frac{\sum_{i=1}^{n-1} t_i}{x} = \frac{1}{c'_m} + \frac{y}{\Delta c \cdot x}.$$

D'où l'ouverture de la fissure:

$$y = \Delta c x \left(\frac{1}{c'} - \frac{1}{c'_m} \right) \quad (8)$$

Pour $x = 0,05$ m, $c_m = 6000$ m/s, $c' = 6500$ m/s, $\Delta c = 1096$ m/s,

$$y = 0,000695 \text{ m} = 0,695 \text{ mm}.$$

2. Corrélations avec d'autres données de la physique des roches

La relation entre la régularité de la propagation des ondes ultrasonores et la nature pétrographique est une condition nécessaire mais insuffisante à être utilisée dans la caractérisation des roches. Dans la pratique, cet essai rapide est utilisable dans les cas où son résultat est assez étroitement lié aux résultats des essais standards ou de routine.

Pour la caractérisation technique des roches c'est la résistance à la compression qu'on utilise couramment, bien que cette méthode soit connue d'être peu fiable [2]. Récemment les roches sont caractérisées plutôt par le module d'élasticité exprimant leur déformation. Il est généralement connu [2, 4] que le module d'élasticité est supérieure à la résistance à la compression pour caractériser les roches. Parmi les données courantes de la physique des roches, c'est le poids volumique (la densité) qui est le plus aisé à déterminer. Donc, les rapports de la vitesse de propagation des ondes ultrasonores avec les propriétés suivantes seront étudiés:

résistance à la compression σ_c ,
 module d'élasticité E ,
 densité γ .

En vue de la comparaison, les données d'un grand nombre d'essais sont portées sur les Figs. 3—8. Les essais concernent les roches suivantes:

1. Roches détritiques aux carbonates, sorties des forages de prospection de la ligne N—S du Métro de Budapest (échantillons METRO);
2. Roches carbonatiques sorties de différents forages de prospection géologique de la montagne Bakony (transitions entre la marne et les pierres calcaires compactes);

3. Grès à liaison calcaire et argileuse sortis des forages de prospection du secteur Alsópáhok-Karmacs de la montagne de Keszthely;
4. Diabase, Szarvaskő, carrière de Tardos;
5. Basalte, Zalahaláp;
6. Dolomie, Iszkaszentgyörgy;
7. Andésite, Tarcal;
8. Pierre calcaire compacte, Eplény.

Si le coefficient de Poisson est connu, le module d'élasticité se détermine simplement par la formule (2), partant de la vitesse de propagation. La valeur de celle-ci ne se modifie guère dans le cas de roches compactes; et à la base

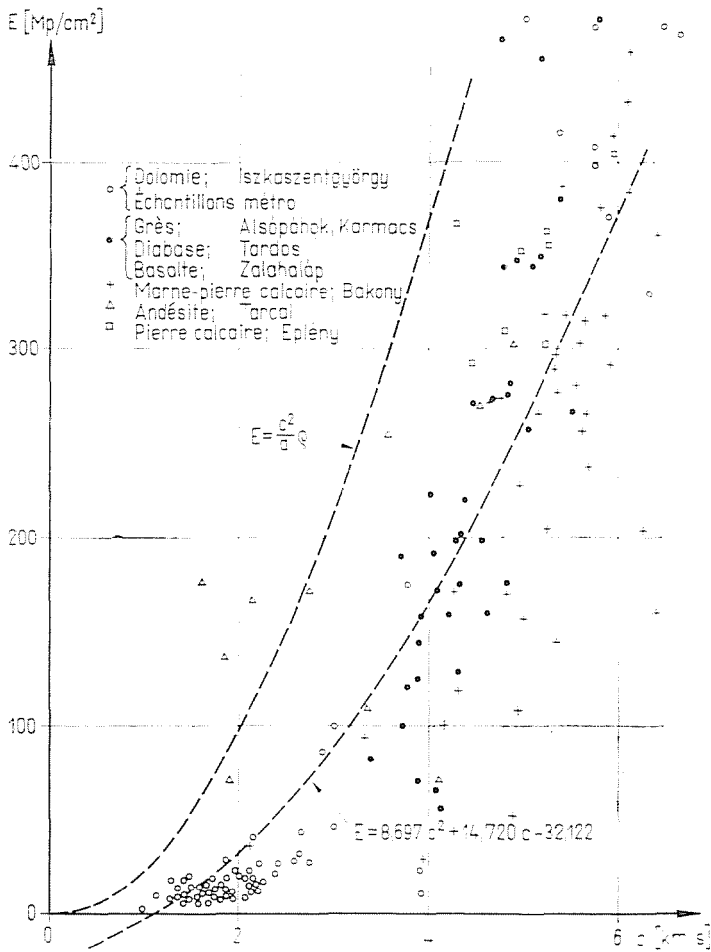


Fig. 3. Relation empirique vitesse d'onde longitudinale — module d'élasticité

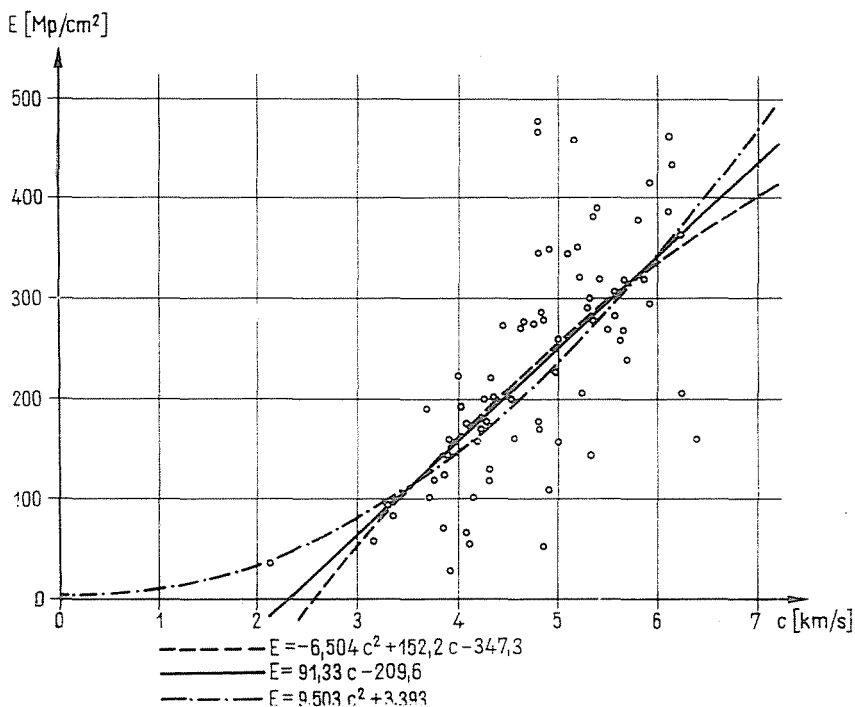


Fig. 4. Relations calculées vitesse d'onde longitudinale — module d'élasticité

des valeurs extrêmes courantes ($0,2 \leq v \leq 0,3$), la modification de la vitesse est

$$c_l = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \sqrt{a} \quad \text{où } 1,05 \leq \sqrt{a} \leq 1,16$$

et

$$c_{lr} = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \sqrt{b} \quad \text{où } 0,62 \leq \sqrt{b} \leq 0,64$$

donc

$$E = \frac{c_l^2}{a} \rho \quad E = \frac{c_{lr}^2}{b} \rho \quad (9)$$

La source d'erreur est extrêmement faible: avec une valeur moyenne $v = 0,25$, $\sqrt{a} = 1,09$ et $\sqrt{b} = 0,63$.

Cependant, à la base de (6) il ressort que dans cette forme la relation (9) n'est pas valable, puisque la roche hétérogène et anisotrope ne satisfait pas à ses exigences de base. C'est pourquoi la relation (9) est à remplacer des données empiriques.

Les données du module d'élasticité et de la vitesse de propagation de son mesurées sur la même éprouvette, portées dans un système de coordonnées

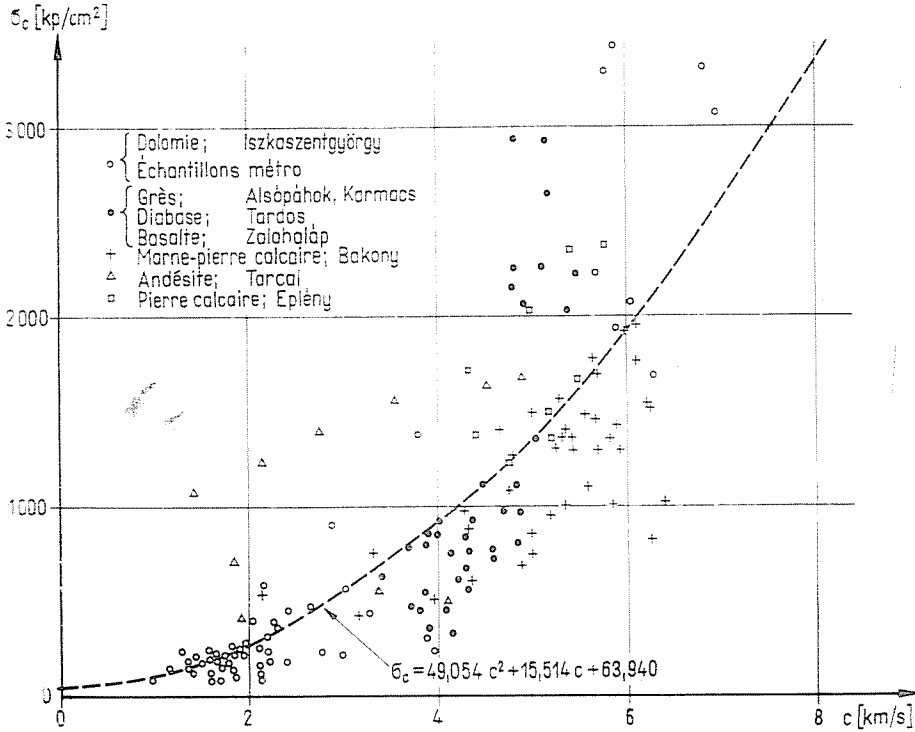


Fig. 5. Relation empirique vitesse d'onde longitudinale — module d'élasticité

(Fig. 3) nous permettent de suivre la tendance de la corrélation. La courbe égalisant les points est d'une forme de parabole de second degré, ainsi le caractère de la relation est analogue à celui théorique.

Pour une partie des points observés nous avons mis au point la détermination analytique de la courbe égalisatrice par une calculatrice Elliot-3.

La relation — calculée comme une équation pure de second degré (Fig. 4) est la suivante:

$$E = 9,503 c_l^2 + 3,393 \quad [E] = \text{Mp/cm}^2 \quad [c_l] = \text{km/s}$$

Étant donné que la position des points renferme aussi les erreurs commises dans les deux mesurages, l'établissement d'une corrélation empirique universelle nécessite l'analyse d'un grand nombre d'échantillons de roches d'une génétique et d'une composition différentes, de cette façon il est possible d'obtenir une exactitude accrue.

Dans la corrélation ci-dessus nous avons calculé le module d'élasticité selon la méthode élaborée à notre Chaire [2], partant de la section proportionnelle de la courbe de déformation.

L'analyse des points offre encore une possibilité, notamment qu'à la période initiale ($E < 0,5 \text{ Mp/cm}^2$ et $c_l < 3 \text{ km/s}$) les points se densifient autour

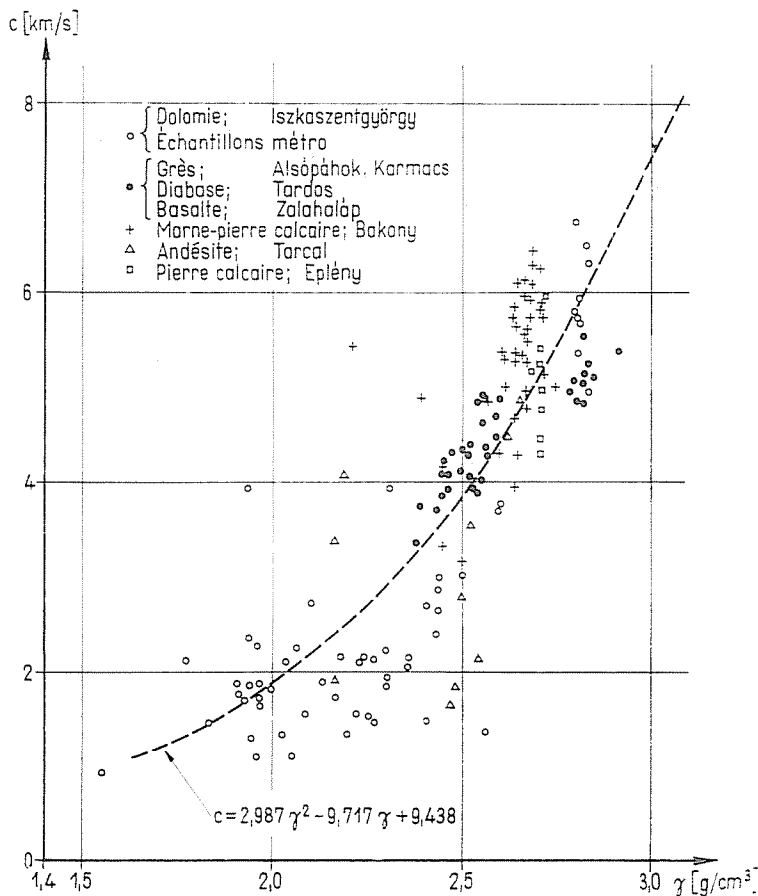


Fig. 6. Relation empirique vitesse d'onde longitudinale — densité

d'une autre courbe ou d'une droite et donc la relation est à écrire en deux périodes. Nous en reparlerons ensuite.

Dans les roches la résistance à la compression montre une dispersion accentuée par rapport au module d'élasticité. Ce dernier exprime la capacité portante de toute la texture de roche, par conséquent il peut être considéré comme une moyenne statistique, cependant la valeur de la résistance à la compression dépend aussi de la répartition des défauts dans l'échantillon, donc, elle n'est souvent qu'incidentelle. Il s'en suit que la dispersion en elle-même ou par rapport aux autres propriétés est beaucoup plus grande pour les valeurs de la résistance à la compression. Ce fait est évident de la Fig. 5, représentant la corrélation empirique *vitesse d'ondes — résistance à la compression*. La relation est parabolique — semblablement à la précédente — sans présenter un caractère divergeant pour la période initiale.

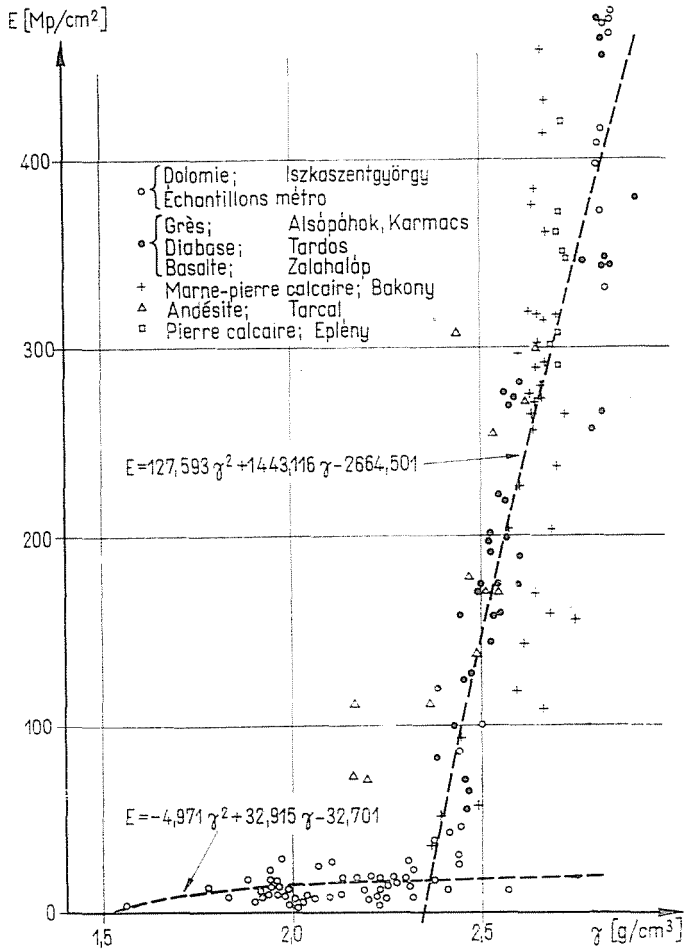


Fig. 7. Relation empirique densité — module d'élasticité

A la base des relations respectives module d'élasticité — vitesse d'onde et résistance à la compression — vitesse d'onde, une corrélation suffisante se montre entre les informations obtenues de la vitesse de propagation des ondes ultrasonores et les résultats des essais représentant bien le caractère pétrographique ou des essais courants. Ainsi nous sommes à même de déduire d'autres propriétés de résistance en connaissance de la vitesse de propagation des ondes ultrasonores.

D'après la relation théorique entre densité et vitesse — le module d'élasticité et le coefficient de Poisson considérés comme constants — à la densité croissante appartiendrait une vitesse d'onde décroissante.

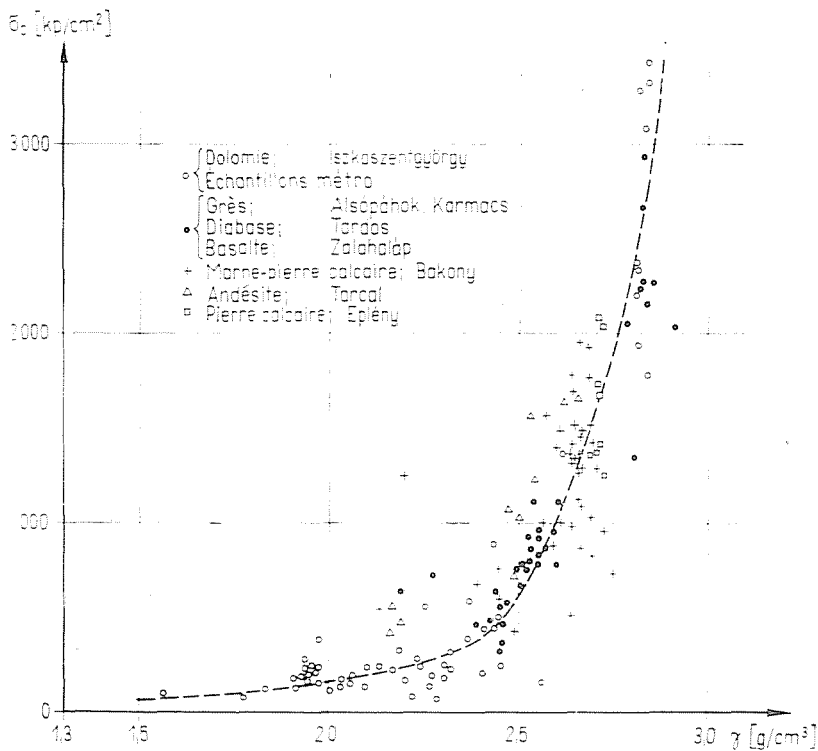


Fig. 8. Relation empirique densité — résistance à la compression

Cependant les constatations empiriques témoignent que les vitesses de la propagation d'onde s'augmentent successivement avec la densité (Fig. 6), étant donné que la concentration des points de masse augmente sensiblement la force rétractrice, conformément à la formule (1).

Ici l'accroissement est également exponentiel, l'agencement des points est plus serré aux plus grandes valeurs de la densité et plus écarté en cas de valeurs moindres.

Contrairement à la relation théorique, cela signifie que non seulement la vitesse, mais aussi le module d'élasticité est influencé par la densité, et cette corrélation masque la tendance conforme à la relation de base. Si la densité est plus grande, le module d'élasticité l'est également (Fig. 7), cependant la relation empirique peut être divisée en deux phases quasi linéaires, dont le point d'inflexion est voisin à la densité de 2,4 g/cm³. En cas de plus grandes valeurs, l'augmentation du module d'élasticité est sensiblement accélérée, p. ex. à un changement de la densité de 0,1 g/cm³ correspond dans cette phase un changement du module d'élasticité voisin à 100 Mp/cm², tandis qu'entre 0,0—2,3 g/cm³ la valeur maximale du module d'élasticité est de 20 Mp/cm².

Les deux phases droites signalent une dissimilité pétrographique. Dans la phase initiale ce sont les propriétés de liaison qui déterminent la déformation des roches. Même au cours du compactage des granules suivi de la réduction de l'espace interstitiel, les minéraux composants des roches n'entrent pas en liaison chimique et leur propre déformation est insignifiante: la déformation a lieu aux surfaces de liaison. Dans cette phase les défauts de l'agencement rendent même la corrélation densité — vitesse d'onde incertaine. La même chose se rapporte à la corrélation densité — résistance à la compression (Fig. 8). La zone $\gamma < 2,4 \text{ g/cm}^3$ renferme les roches des granules entrées en une liaison serrée dont la résistance atteint l'ordre de grandeur de la résistance propre des minéraux. Ici l'accroissement faible de la densité entraîne l'accroissement sensible du module d'élasticité. Abstraction faite du champ des échantillons METRO, ce fait est caractéristique à la relation vitesse — densité des autres roches.

Les points représentant les dolomies démontrent un changement important de la vitesse à la même ordonnée de la densité (Fig. 6). C'est dû à la microfissuration de la roche, ne causant de modifications remarquables dans sa densité, mais affectant beaucoup les conditions de la propagation des ondes.

3. Utilisation des ondes ultrasonores à apprécier la résistance aux intempéries

Dans la pratique de la construction, la résistance des roches aux intempéries est rapportée en général à leur résistance mécanique, et les roches qui disposent d'une résistance suffisante après l'expiration du délai imposé par certaines exigences techniques sont considérées durables. Cependant pour l'appréciation de la résistance aux intempéries (au gel), les prescriptions des normes de notre pays (p. ex. les normes MSz—1991 ou 1992) définissent une perte de poids critique sous l'effet d'un essai de laboratoire. En bien des cas cette méthode n'exprime pas l'essence de la résistance de la roche aux intempéries puisque la perte de poids et celle de la résistance ne sont pas en corrélation univoque; la désintégration de la roche (p. ex. par le gel) peut même s'opérer sans perte de poids préalable.

Les facteurs provoquant la désagrégation de la roche exercent leur effet sur les propriétés résultantes de celle-ci par l'altération des *minéraux composants* et de leur *liaison*. Les caractéristiques des minéraux sont affectées surtout par certaines actions chimiques qui procèdent en général d'une vitesse faible et les laissent presque inaffectées pendant la période imposée pour observer la résistance aux effets de service. Certains effets physiques font subir aux caractéristiques de la liaison des changements accélérés, ayant comme facteurs p. ex. le gel, considéré d'avoir une importance primordiale pour la résistance

aux intempéries, ainsi que les changements de température en ambiance sèche, etc.

Les modifications des caractéristiques résultantes de la roche sont donc déterminées par celles composantes de la *liaison* et du *minéral*. Donc, en principe, on peut attribuer une valeur numérique à cette modification à partir des essais mécaniques de la roche [2]. Il y a cependant une difficulté qui s'y pose, notamment que les essais de la résistance mécanique ne sont pas en général non-destructifs, donc ils ne sont pas reproductibles, tout en étant assez compliqués et prolongés.

Néanmoins l'analyse de la propagation des ondes ultrasonores se prête comme un essai rapide et non-destructif à l'appréciation de la résistance aux intempéries même utilisant une seule éprouvette.

La vitesse des ondes ultrasonores sur les roches altérées, c'est à dire modifiées par les intempéries est:

$$\frac{1}{c} = \frac{1}{c_m} + \frac{1}{c_l}$$

selon les notations de la formule (6) désignant par gros caractères la propriété modifiée. Ou bien, sous une autre forme:

$$\frac{1}{c} = \frac{1}{c_m} + \frac{1}{\Delta c_m} + \frac{1}{c'_l} + \frac{1}{c'_l} = \frac{1}{c} + \left(\frac{1}{\Delta c_m} + \frac{1}{\Delta c_l} \right)$$

où le terme en parenthèses exprime les modifications dues aux intempéries, pourvu que la vitesse ne soit pas influencée par d'autres effets, p. ex. par la teneur en eau.

Cette méthode d'essai de la résistance aux intempéries est susceptible d'être utilisée dans le cas des roches dont l'altération peut être mesurée par le changement de la vitesse. A titre d'exemple, nos essais sur les grès pannoniens de la montagne de Keszthely entre Alsópáhok et Karmacs seront présentés. La roche est un grès où un liant à carbonate prévaut. A côté du CaCO_3 , le liant contient 10–15% de dolomite et par endroits de l'argile. La plupart des granules clastiques sont quartzieuses, avec une quantité infime de mica de séricite.

Le gel ne peut provoquer aucune modification de la résistance sur les granules de quartz. L'effet répété du gel peut affaiblir l'adhérence entre les granules et le liant, et la nature du liant même, surtout pour un liant argileux. L'eau interstitielle, pourvu qu'elle ne soit pas évacuée, peut augmenter la vitesse de propagation résultante, ceci étant plus élevée en eau qu'en air. Les essais partant de l'état sec à l'air consistaient en 25 cycles de saturation d'eau, congélation et séchage à l'air. La roche démontre les deux types pétrographiques suivants:

1. Dans l'état de saturation la vitesse c_l est moins grande que dans l'état sec à l'air c_0 . P. ex.:

$$c_0 = 4,332 \text{ km/s} \quad c_l = 4,000 \text{ km/s}$$

La liaison argileuse s'est dégénérée sous l'effet de l'eau, par conséquent les propriétés de la roche ont souffert même sans congélation. Après congélation, la vitesse continuait de diminuer:

$$c_g = 3,920 \text{ km/s.}$$

L'analyse pétrographique a démontré à peu près 10% de kaolinite. Le facteur de la résistance aux intempéries λ calculé à partir des modules d'élasticité égale $\lambda = \frac{E_g}{E_0} = 0,76$; par conséquent, après avoir subi 25 cycles de congélation, la roche *n'est pas résistante aux intempéries.*

2. Dans l'état de saturation d'eau, les vitesses augmentent par rapport à l'état sec à l'air. P. ex.:

$$c_0 = 4,277 \text{ km/s} \quad c_l = 4,421 \text{ km/s}$$

Après congélation, la vitesse ultrasonique ne s'élève plus. La liaison de la roche ne se modifie pas sous l'influence de l'eau interstitielle d'un tel point qu'elle puisse contrebalancer son effet accélérant, la quantité du liant est moins que dans le cas du type précédent et sa teneur en kaolinite n'est que 8,5%. Le facteur de la résistance aux intempéries λ rapporté au module d'élasticité est $\lambda = \frac{E_g}{E_0} = 0,86$. La roche peut être considéré comme *résistante aux intempéries.*

Ainsi, dans le cas des roches où la modification de la résistance de la liaison est considérée comme concluante pour la résistance aux intempéries, on peut présumer certaines notions après avoir supprimé l'effet troublant de l'eau. Pour ce but le séchage d'au-dessus de 100°C ne convient pas, étant donné son effet éventuel de recristallisation, c'est pourquoi l'état sec à l'air sera pris comme point de départ.

Il y a des roches dont la résistance mécanique dépend des microfissures (théorie de rupture de Griffith). Si ces microfissures coupent la voie des ondes sonores, elles réduisent la vitesse, puisque ou les ondes arrivées passent à travers les fissures et ce sera la vitesse de propagation dans l'eau ou dans l'air remplissant la fissure qui sera décisive pour une certaine phase, ou bien, contournant la fissure, elles atteignent le pick-up sur un parcours plus long. Le résultat de l'essai ultrasonique aux roches fissurées dépend donc aussi de l'arrangement d'essai par rapport à la structure anisotropique de la roche.

Sur un des types de roches très fissurées (dolomie d'Iszkaszentgyörgy) la courbe de la fréquence de répartition des valeurs de vitesse mesurées est très inégale (Fig. 9), encore plus que celle de la densité, d'ailleurs également très sensible à la fissuration.

La dolomie observée, malgré son système serré de microfissures (0,25 à 0,9 cm/cm²), n'absorbe qu'une quantité très faible d'eau, — de l'ordre de

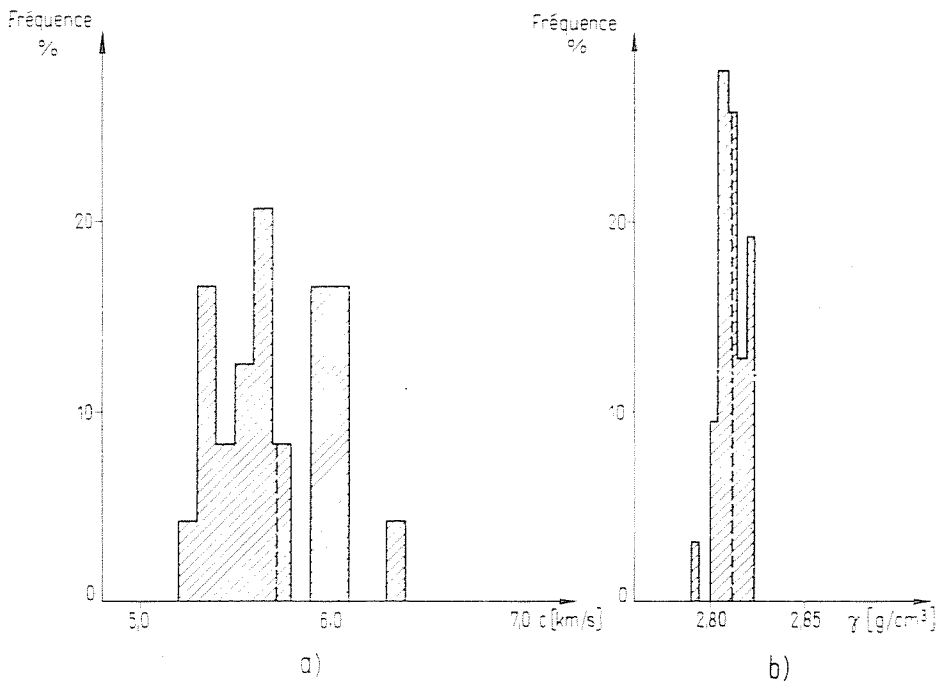


Fig. 9. Courbe de fréquence des dolomies d'Iszkaszentgyörgy, concernant la répartition a) de la vitesse de propagation des ondes sonores; b) de la densité

0,1% — puisque l'étroitesse des fissures ne permet pas à l'eau d'y pénétrer. Au cours des cycles de gel-dégel les fissures s'élargissaient sous l'effet de la congélation d'un tel point que l'eau était capable d'y pénétrer. La faible augmentation de la quantité d'eau accompagnée d'effets contradictoires (p. ex. précipitation) ne peut pas être déterminée par pesage, par contre elle ressort de l'augmentation de la vitesse ultrasonique. Dans ces roches la vitesse ultrasonique ne se changeait pas sensiblement, ou bien elle s'élevait en état humide par rapport à l'état sec à l'air.

A cause de leur teneur en eau minimale, l'état sec à l'air d'après congélation de ces roches n'est pas accessible au contrôle, c'est pourquoi nos essais de contrôle d'après congélation portaient sur l'état saturé d'eau pris comme état de référence pour les variations.

La formule (8) sert à calculer dans la roche fissurée l'ampleur *fictive* de fissure, perpendiculaire aux ondes, qui permet aux molécules d'eau de pénétrer, augmentant ainsi la vitesse de propagation. Dans le cas des trois types de dolomies originaires de Iszkaszentgyörgy, — soumis à 25 et 50 cycles de gel-dégel — ces calculs ont donné les valeurs suivantes:

	Ampleur fictive des fissures remplies d'eau après	
	25	50
	cycles de gel-dégel	
I. fissuration $1,1 \text{ cm}^{-1}$ fissures étroites	0,0	1,2 mm
II. fissuration $0,9 \text{ cm}^{-1}$ fissures amples	1,1	1,1 mm
III. fissuration $0,25 \text{ cm}^{-1}$ fissures étroites	0,6	1,2 mm

La dilatation des fissures dans la roche du type I ne se manifeste qu'entre les 25 — 50 cycles de congélation, les fissures plus amples du type II peuvent se saturer pendant les 25 cycles de congélation, tandis que dans le cas du type III l'accroissement est proportionnel à l'effet. D'ailleurs ces roches sont qualifiées selon la désignation courante comme résistantes au gel, leurs résistances aux intempéries calculées de la résistance à la compression ou du module d'élasticité ne descendant au-dessous de 0,9, même après 50 congélations.

*

L'exposé présent ne traite pas du phénomène de la diffusion de l'énergie de vibration. Aux surfaces-limites (liaisons, fissures) — semblablement aux ondes lumineuses — l'énergie de mouvement des ondes va en décroissant par suite des effets de réflexion, réfraction, diffusion, se manifestant en fin de compte comme amortissement de la vibration. La connaissance des régularités de l'amortissement ne peut que favoriser la connaissance entière de la roche en cause.

Résumé

Les régularités de la propagation des ondes ultrasonores peuvent fournir des informations utiles relatives aux roches, bien que les caractéristiques physiques obtenues des méthodes courantes à partir de la vitesse de propagation ne soient pas réelles.

Donc, la vitesse de la propagation des ondes ultrasonores peut être considérée comme une *caractéristique indépendante* coordonnée évidemment aux autres caractéristiques ayant trait à la physique des roches. La vitesse de propagation est caractéristique pour la nature pétrographique des roches, donc elle est sensible à ses modifications. Ainsi, la variation de la vitesse de propagation permet de tirer des conclusions sur la résistance aux intempéries.

Bibliographie

1. Corrélation entre les résultats des essais non-destructifs des roches et le module d'élasticité.*
Rapport de recherches. Chaire de Minéralogie et Géologie de l'Université Technique de Budapest. 1968.
2. GÁLOS, M.—KERTÉSZ, P.—KÜRTI, I.: Appréciation technique des roches à l'aide de l'étude des déformations.* Mélyépítéstudományi Szemle, 1969.
3. GREGUSS, P.: Sonochimie.* Budapest, 1954.
4. KERTÉSZ, P.: A static rock model based on petrological fundamentals. — 3rd Budapest Conf. on Soil Mechanics, Section 4., Budapest, 1968.
5. KNITTEL, CH.: Introduction dans la physique des corps solides.* — Budapest, 1966.
6. MOGHILEVSKAYA, S. E.: Influence de la composition minéralogique et de la texture des roches à leurs propriétés et interprétation de ces dernières pour les massifs rocheux.**
3rd Budapest Conf. on Soil Mechanics, Section 4., Budapest, 1968.

Dr. Pál KERTÉSZ }
István MAREK } Budapest XI., Sztoczek u. 2—4. Hongrie

* En langue hongroise.

** En langue russe.