

mesures in situ de vitesse et d'atténuation des ondes P et S dans un massif granitique

in situ measurements of velocity and attenuation of P and S waves in a granitic rock mass

Sh. TALEBI

Rock Physics Laboratory, Queen's University*

Résumé

Les propriétés acoustiques du massif granitique du Mayet-de-Montagne (Allier), à savoir la vitesse et l'atténuation des ondes P et S, ont été mesurées à partir de signaux engendrés par des tirs de dynamite dans différents forages du site.

Les valeurs de vitesse obtenues varient de 4,88 km/s à 5,87 km/s pour les ondes P et de 3,13 km/s à 3,27 km/s pour les ondes S. Un coefficient de Poisson de 0,27 a été obtenu. La projection équiariale des vitesses des ondes P fait ressortir une anisotropie ayant trois plans de symétrie et donc un système orthorhombique. Dans le plan horizontal, la direction de $V_{\max}$ est cohérente avec celles de la contrainte principale maximum et de la fracturation naturelle du massif. De même, la direction de $V_{\min}$ est cohérente avec celle de la contrainte principale minimum. Les valeurs minimum, intermédiaire et maximum de vitesse des ondes P retenues pour cette analyse sont de 5,25 km/s, 5,55 km/s et 5,75 km/s, soit un degré d'anisotropie de 9 %. Le champ de fracturation naturelle semble avoir le rôle prépondérant dans cette anisotropie.

L'atténuation a été mesurée par deux méthodes : le rapport spectral et le temps de montée du signal. La première donne $Q_p \approx 10$ à 40 ($1\,000/Q_p \approx 25$ à 100) et $Q_s \approx 20$ à 35 ($1\,000/Q_s \approx 30$ à 50) où Q_p et Q_s sont les facteurs de qualité des ondes P et S. L'application de la deuxième méthode fournit $Q_p \approx 51 \pm 4$ ($1\,000/Q_p \approx 20 \pm 2$) et $Q_s \approx 59 \pm 13$ ($1\,000/Q_s \approx 17 \pm 4$).

Abstract

Acoustic properties of the granitic rock mass of « le Mayet-de-Montagne » (French Massif Central), namely P and S waves velocities and attenuations were measured through signals generated by small dynamite blasts.

P wave velocity varies from 4.88 km/s to 5.87 km/s and S wave velocity varies from 3.13 km/s to 3.27 km/s. A Poisson's ratio of 0.27 was obtained. Equal-area projection of P wave velocities shows an orthorhombic anisotropy system (3 symmetry planes). In the horizontal plane, the $V_{\max}$ direction is coherent with the σ_H direction and the natural fractures direction. Likewise, the $V_{\min}$ direction is perpendicular to these two directions. The minimum, intermediate and maximum P wave velocities in this projection are 5.25 km/s, 5.55 km/s and 5.75 km/s, so the degree of anisotropy is about 9 %. The natural fracture field seems to play the main role in this anisotropy.

Attenuation has been measured by two methods : the spectral ratio method and the rise time method. The first method gives $Q_p \approx 10$ to 40 ($1\,000/Q_p \approx 25$ to 100) and $Q_s \approx 20$ to 35 ($1\,000/Q_s \approx 30$ to 50) where Q_p and Q_s are quality factors of P and S waves. The second method yields $Q_p \approx 51 \pm 4$ ($1\,000/Q_p \approx 20 \pm 2$) and $Q_s \approx 59 \pm 13$ ($1\,000/Q_s \approx 17 \pm 4$).

* Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada K7L3N6.

1. INTRODUCTION

Les ondes acoustiques (c'est-à-dire les ondes mécaniques dans le domaine des hautes fréquences) se propageant dans les roches sont fortement imprégnées des propriétés de celles-ci. De nombreuses études de laboratoire et in situ ont montré, à ce propos, que l'état physique d'une roche (la présence et la forme des vides, l'état de contrainte, la température, etc.) influencent sensiblement les propriétés acoustiques de celle-ci, en l'occurrence la vitesse (WALSH, 1965; BIRSH, 1960; PAULSSON et KING, 1980; WONG et al., 1983) et l'atténuation (JOHNSTON et al., 1979; JOHNSTON et TOKSÖZ, 1980 a et 1980 b) des ondes P et S. L'étude des propriétés acoustiques des roches peut donc apporter des informations sur la nature et l'état physique de celles-ci.

Par ailleurs, la connaissance de ces propriétés s'impose lors de l'étude de la source des microséismes artificiels engendrés, soit par des excavations minières, soit par la percolation de fluide dans un massif rocheux : la détermination de l'hypocentre de ces microséismes nécessite la connaissance de la vitesse des ondes P et S et la caractérisation de leurs paramètres de source nécessite la connaissance de l'atténuation des ondes P et S dans le massif (TALEBI et CORNET, 1987).

Les mesures des propriétés acoustiques des échantillons de roche effectuées au laboratoire sont difficilement transposables directement aux massifs rocheux pour plusieurs raisons ; les échantillons subissent des modifications irréversibles lors du prélèvement, les mesures de laboratoire concernent les fréquences très élevées (de l'ordre de 1 MHz) et les conditions de fissuration et de contrainte sont différentes. D'autre part, les diagraphies soniques effectuées dans les forages correspondent également à des fréquences élevées (de l'ordre de 20 kHz) et ne sont représentatives que de la proximité immédiate de la paroi des puits, des zones qui sont soumises à des modifications au cours du forage. En revanche, les mesures in situ effectuées à partir des signaux traversant le massif (sismique entre puits) semblent être les plus significatives des propriétés acoustiques de celui-ci. C'est ce genre de mesures qui fait l'objet de cet article.

Après avoir décrit le site du Mayet-de-Montagne sous différents aspects (emplacement des forages, fracturation naturelle, champ de contrainte régional), nous décrivons les procédés de mesure employés. Ensuite, nous présentons les méthodes employées et les résultats obtenus des mesures de vitesse et d'atténuation des ondes P et S sur ce site.

2. LE SITE DU MAYET-DE-MONTAGNE

Le site granitique du Mayet-de-Montagne est situé à 25 km au sud-est de Vichy dans l'Allier (Massif Central). Plus précisément il se trouve au nord de la chaîne Forézienne, dans la montagne Bourbonnaise, au nord-ouest des monts de la Madeleine (fig. 1a).

La géologie du site a été présentée dans de nombreux ouvrages et étudiée notamment par DIDIER (1964).

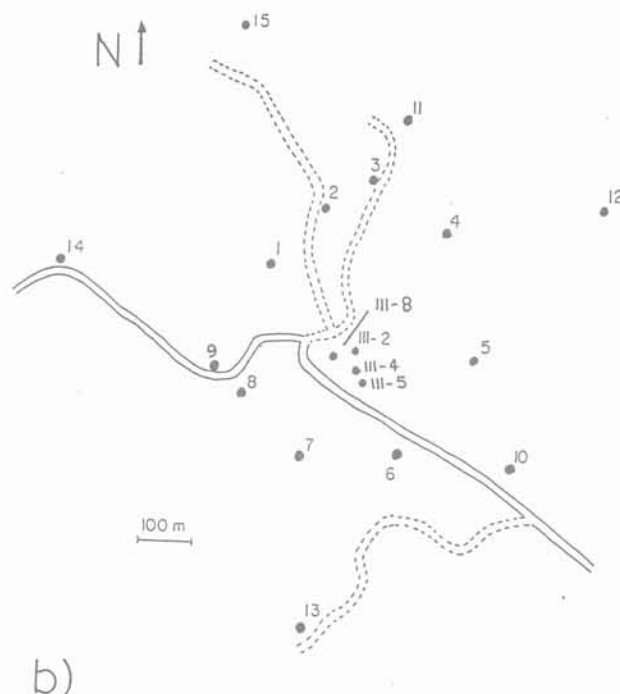


Fig. 1. — Le site du Mayet-de-Montagne ; a) Situation géographique, b) Emplacement des forages.

Fig. 1. — The site of "Le Mayet-de-Montagne" ; a) Geographic situation, b) Location of boreholes.

Ce site a été choisi pour réaliser des études de faisabilité quant à l'extraction de la chaleur des roches chaudes et sèches (« Hot Dry Rock »). Un aspect fondamental de ces essais consiste à étudier les émissions acoustiques engendrées par des injections de fluide dans le massif. Ceci nécessite, au préalable d'étudier les propriétés acoustiques du massif qui affectent les ondes acoustiques au cours de leur propagation dans celui-ci.

2.1. Emplacement des forages

Un plan de l'emplacement des forages est indiqué sur la figure 1b. Ces forages peuvent être classés en deux catégories suivant leurs profondeurs. Les forages III-1 à III-8 ont des profondeurs de 50 m à 780 m et sont situés à moins de 50 m l'un de l'autre dans un champ central. Les forages 1 à 11, d'une profondeur de 23 m, et les forages 12 à 15, d'une profondeur de 50 m, sont distribués à des distances de 170 m à 550 m du champ central et autour de celui-ci. Les forages profonds (III-1 à III-8) ont permis d'effectuer des tirs de dynamite à différentes profondeurs. Dans certains cas ils ont été utilisés pour mettre en place des stations d'écoute trois composantes. En revanche, les forages peu profonds (1 à 15) ont permis l'implantation de stations d'écoute et parfois ont été le site de tirs de dynamite. La profondeur de 23 m a été fixée pour éviter les effets perturbateurs de la couche de terre superficielle compte tenu des expériences précédentes et notamment des résultats de AUDRIC (1980).

2.2. Fracturation naturelle

DROGUE et al. (1979) ont relevé quatre familles de fractures naturelles comportant des fractures à fort pendage (70° à vertical) et à faible pendage (0° à 50°), à partir de l'étude de treize affleurements. Les familles subverticales seront caractérisées par les lettres a, b, c et d :

famille a : $N 20^\circ \pm 20^\circ E$

famille b : $N 60^\circ \pm 10^\circ E$

famille c : $N 100^\circ \pm 10^\circ E$

famille d : $N 155^\circ \pm 5^\circ E$

Différents types de diagrapies ont été effectués sur les forages profonds du site dans le but de détecter la présence et si possible l'azimut et le pendage, des fractures naturelles rencontrées en profondeur. La comparaison des résultats semble indiquer que les diagrapies électriques et plus particulièrement celle mise au point par MOSNIER (1985) sont les mieux adaptées à un terrain résistant comme le granite (CORNET et al., 1985). La figure 2a présente l'histogramme des directions de fracture relevées pour les fractures naturelles verticales les plus significatives recoupant le forage III-8 entre 175 m et 780 m de profondeur. Cette figure souligne la prépondérance de la famille de fractures (a) de la classification précédente.

THOMAS et al. (1985) ont appliqué des méthodes statistiques sur des populations de fractures relevées à partir d'affleurements de surface. La figure 2b présente le résultat d'un « test de Wilcoxon » qui consiste à vérifier s'il est possible de regrouper certaines directions pour former des familles de fractures. Sur cette figure,

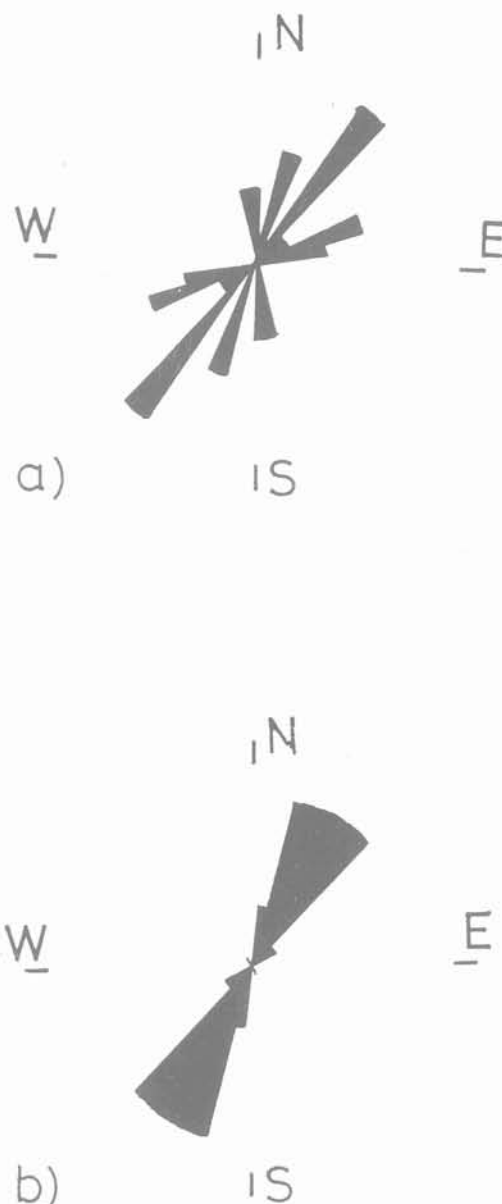


Fig. 2. — La fracturation naturelle du massif;
a) Histogramme de direction des fractures
naturelles verticales détectées entre 180 m
et 770 m de profondeur dans le forage III-8
à partir de la diagrapie électrique de Mosnier,
b) Degré de signification à partir d'un test
de Wilcoxon

(d'après les résultats de THOMAS et al., 1985).

Fig. 2. — Direction of natural fractures;
a) Histogram of vertical fractures detected
by the electric log of "Mosnier" between the depths
of 180 m and 770 m in borehole III-8,
b) "Degree of significance" from a "Wilcoxon test"
(after the results of THOMAS et al. 1985).

la valeur reportée sur chaque direction est « le degré de signification » de ce regroupement pour un intervalle de $\pm 10^\circ$ par rapport à celle-ci. On constate une concentration dans l'intervalle $N 30^\circ \pm 10^\circ E$ qui correspond également à la famille (a) identifiée par Drogue et al. Cette direction pourrait donc être considérée comme la direction principale de la fracturation naturelle dans la partie superficielle du massif.

2.3. Diagraphies Soniques

La figure 3 montre les résultats de 2 diagraphies soniques, la première effectuée dans le forage III-4 entre la surface et 250 m de profondeur et la deuxième (de type EVA, mise au point par la société S.N.E.A. (P), effectuée dans le forage III-8 entre 180 m et 770 m de profondeur. L'absence de mesures entre la surface et 180 m de profondeur dans ce dernier forage est due au tubage encore en place sur cette partie du forage au moment des mesures.

La diagraphie EVA permet d'obtenir la trace complète du signal reçu et rend possible la détermination de l'arrivée des ondes P, S et de Stoneley. Ceci permet de mettre en évidence des zones d'altération qui se manifestent par des ondes P plus lentes et surtout par des ondes S et de Stoneley fortement atténuées. Ces zones affectent le massif sur des épaisseurs de l'ordre de 10 m à 20 m dans la partie qui nous intéresse, à savoir de 20 m à 570 m de profondeur. Cependant, le granite se compose essentiellement d'une matrice saine où les vitesses sont quasiment uniformes. La vitesse des ondes P dans ces parties est de l'ordre de $5,5 \pm 0,2$ km/s pour la première diagraphie et de $5,7 \pm 0,2$ km/s pour la deuxième. Les vitesses des ondes S et de Stoneley sont respectivement de $3,3 \pm 0,1$ km/s et de $1,35 \pm 0,05$ km/s.

2.4. Champ de contrainte régionale

Le champ de contrainte régionale a été estimé à partir d'essais hydrauliques sur des fractures préexistantes dans le massif, dans un premier temps entre 50 m et 200 m de profondeur (CORNET et VALETTE, 1984) et dans un deuxième temps entre 340 m et 620 m de profondeur (CORNET, 1986). La méthode consiste à mesurer les pressions de fermeture des fractures (et donc les contraintes normales s'exerçant sur leurs plans). L'inversion de ces résultats, en faisant certaines hypothèses quant à la continuité du champ de contrainte, permet d'estimer le champ de contrainte régionale.

Le tableau 1 donne les résultats de l'application de cette méthode d'une part entre 50 m et 200 m de profondeur et d'autre part entre 350 m et 650 m de profondeur pour un ensemble de 7 mesures dans chaque cas. La contrainte principale maximale dans le massif est constituée par σ_H jusqu'à environ 460 m et par σ_v au-delà de cette profondeur.

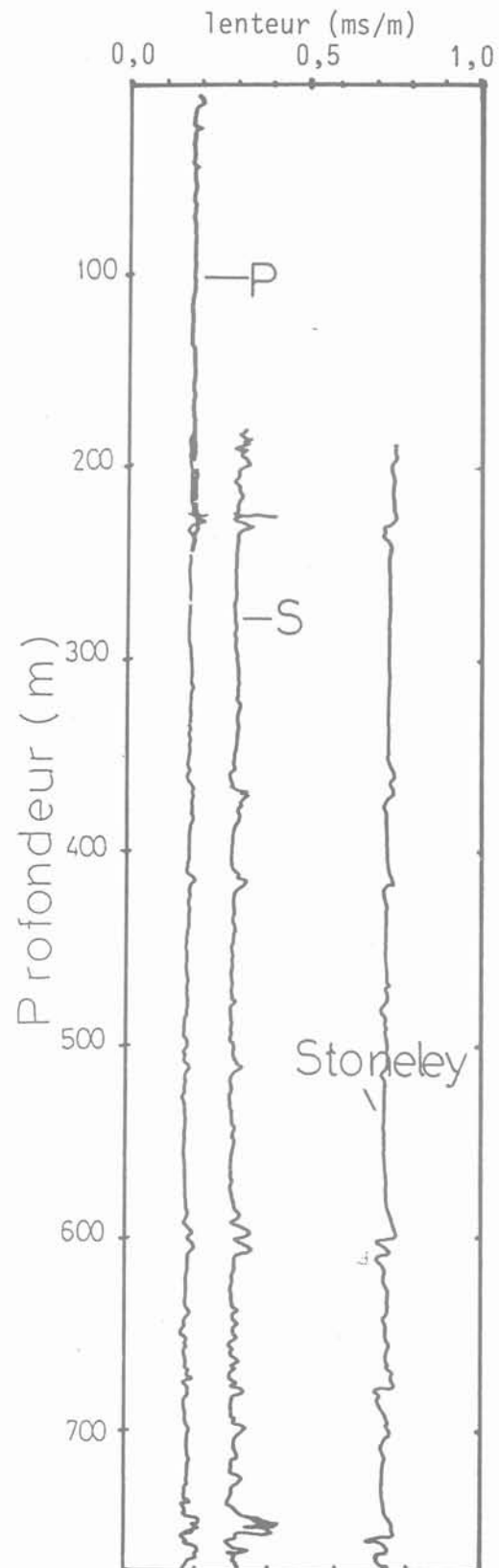


Fig. 3. — Diagraphie sonique; Lenteur (en ms/m) en fonction de la profondeur. P, S et Stoneley correspondent aux résultats des ondes P, S et de Stoneley (voir le texte pour les détails).
Fig. 3. — Sonic log: slowness (1/velocity) of P, S and Stoneley waves versus depth.

Tableau I. — Résultats des mesures de contrainte par des essais hydrauliques ;

a) entre 50 et 200 m de profondeur (d'après CORNET, et VALETTE, 1984),
 b) entre 350 et 650 m de profondeur (d'après CORNET, 1986). Z est la profondeur en mètres, σ_H et σ_h sont les contraintes principales maximale et minimale dans le plan horizontal, σ_v est la contrainte verticale et λ est la direction de σ_H avec le Nord géographique. Les valeurs de contrainte sont données en MPa. A noter une rotation de λ d'environ 30° entre les deux déterminations.

Tableau I. — Stress determinations by hydraulic tests; a) between the depths of 50 m and 200 m (after CORNET and VALETTE, 1984), b) between the depths of 350 m and 650 m (after CORNET, 1986). (Z) is the depth in meters, σ_H and σ_h are the maximum and minimum principal stresses, σ_v is the vertical stress and λ is the angle between the direction of σ_H with the geographic North direction. The stress values are in MPa.

Z (m)	σ_H	σ_h (MPa)	σ_v	λ (°)	Z (m)	σ_H	σ_h (MPa)	σ_v	λ (°)
50	7,1	1,2	1,3	N $16^\circ \pm 5^\circ$ E	350	11,3	5,2	9,2	N $166^\circ \pm 10^\circ$ E
100	7,1	2,3	2,6	N $17^\circ \pm 3^\circ$ E	450	12,0	7,0	11,8	N $166^\circ \pm 10^\circ$ E
150	7,1	3,5	4,0	N $17^\circ \pm 3^\circ$ E	550	12,7	8,8	14,5	N $166^\circ \pm 10^\circ$ E
200	7,1	4,6	5,3	N $19^\circ \pm 7^\circ$ E	650	13,4	10,6	17,1	N $166^\circ \pm 10^\circ$ E
(a)					(b)				

3. PRINCIPE ET DISPOSITIF DE MESURE DES PROPRIÉTÉS ACOUSTIQUES PAR DES SOURCES EXPLOSIVES

3.1. Faisabilité de ces mesures

AUDRIC (1980) a étudié la possibilité de créer et d'enregistrer des signaux acoustiques par des tirs de dynamite dans les forages du site. Il a considéré successivement la source, la propagation et la réception de ces signaux. Les résultats de ces études montrent que la mesure de propriétés acoustiques dans les conditions présentes sur le site et pour des distances variant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres pouvait être entreprise essentiellement à deux conditions : limiter la durée des signaux pour éviter les arrivées secondaires et limiter la bande passante d'étude à environ 50 Hz à 5 000 Hz pour éviter les phénomènes de résonance.

3.2. Radiation des ondes P et S engendrées par un explosif dans un puits

L'explosion d'une charge de dynamite dans un puits engendre des ondes P et S dans le milieu rocheux et des ondes de Stoneley (couramment appelées ondes de tube) se propageant au voisinage de la paroi du forage. L'amplitude des ondes de volume ainsi créées dépend de l'angle du rai par rapport à l'axe du forage.

Plusieurs auteurs se sont penchés sur ce problème, notamment HEELAN (1953), WHITE et SENG BUSH (1963), LEE et al. (1984) LEE et BALCH (1982) et FEHLER et PEARSON (1984). Ces derniers ont montré que des sources explosives dans un puits ne génèrent pas d'onde SH mais des ondes SV, et ceci suivant des rais inclinés par rapport à l'axe du forage comme le

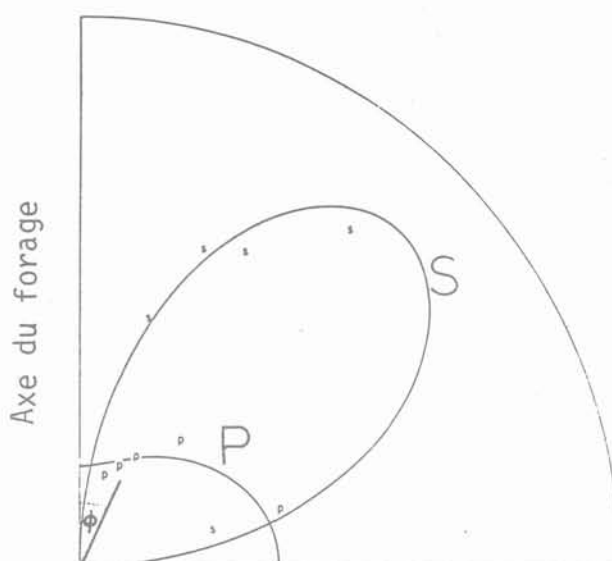


Fig. 4. — Amplitude des ondes P et S engendrées par une explosion dans un forage. Φ est l'angle d'incidence entre l'axe du forage et la direction du rai (d'après FEHLER et PEARSON, 1984).

Fig. 4. — Amplitudes of P and S waves generated by an explosion in a borehole. Φ is the incidence angle between the borehole axis and the ray direction (after FEHLER and PEARSON, 1984).

montre la figure 4. Notons sur ce diagramme que l'amplitude de l'onde S est nulle suivant l'axe du forage et suivant une direction perpendiculaire à celui-ci et qu'elle est maximale pour un angle d'incidence de 45° .

3.3. Tirs effectués

Trois séries de tirs de dynamite ont été effectuées sur le terrain en juillet 1984, novembre 1984 et septembre 1985. Chaque série de tirs a servi d'une part à étudier les propriétés acoustiques du massif et d'autre part à tester le fonctionnement du système d'acquisition de données.

L'instant du tir a été déterminé dans les deux premières séries par la rupture d'un fil sous tension électrique entourant un détonateur en surface, relié en série avec celui de l'explosif. Ce procédé s'est avéré imprécis et les temps de parcours ainsi déterminés se sont révélés erronés. Lors de la troisième série de tirs qui a servi aux mesures de vitesse, l'instant du tir a été déterminé par la rupture d'un fil sous tension entourant l'explosif lui-même.

3.4. Le système d'acquisition des signaux

Un système d'acquisition de données numérique a été spécialement conçu pour les besoins de recherches entreprises sur le site du Mayet-de-Montagne (TALEBI et CORNET, 1987). Il s'agit d'un ensemble de sismomètres, d'amplificateurs, de multiplexeur-démultiplexeur et d'un enregistreur-lecteur quatorze pistes, installé dans une station mobile d'enregistrement.

L'analyse des signaux recueillis lors des essais précédents (TALEBI et CORNET, 1985) a permis de fixer une bande passante de 10-2 000 Hz pour les sismomètres. Les géophones, de fréquence propre 10 Hz, ont une sensibilité moyenne de 44 volts/(ms). L'étalonnage de l'ensemble des géophones non montés et

des sismomètres complets a fourni des courbes de réponse linéaires dans le domaine 10-2 000 Hz. La comparaison des réponses des géophones non montés et montés montre que le montage mécanique n'a introduit aucune distorsion sur la réponse des géophones. L'étalonnage des sismomètres n'a révélé aucun déphasage du signal de sortie et aucun effet de couplage entre les différentes composantes (MARTEL et al., 1984). Ces sismomètres sont descendus au fond des forages et leur couplage au forage est assuré par ensablage, procédé souple permettant leur récupération à la fin des essais, tout en évitant les mécanismes de couplages mécaniques lourds, cause d'éventuelles résonances.

Les signaux ressentis par les sismomètres sont transmis, après amplification avec un gain de 100, 500, 1 000, 5 000 ou 10 000, à la station centrale d'acquisition de donnée où ils sont enregistrés. La cadence de numérisation est généralement de 4 808 mots par voie et par seconde.

4. MESURES DE VITESSE DES ONDES P et S

Les vitesses des ondes de volume P et S sont des paramètres utiles pour l'étude de la structure et des discontinuités d'un massif rocheux et nécessaires pour la localisation des hypocentres de microséismes. Ces vitesses dépendent de la direction de propagation des ondes, les roches étant généralement anisotropes.

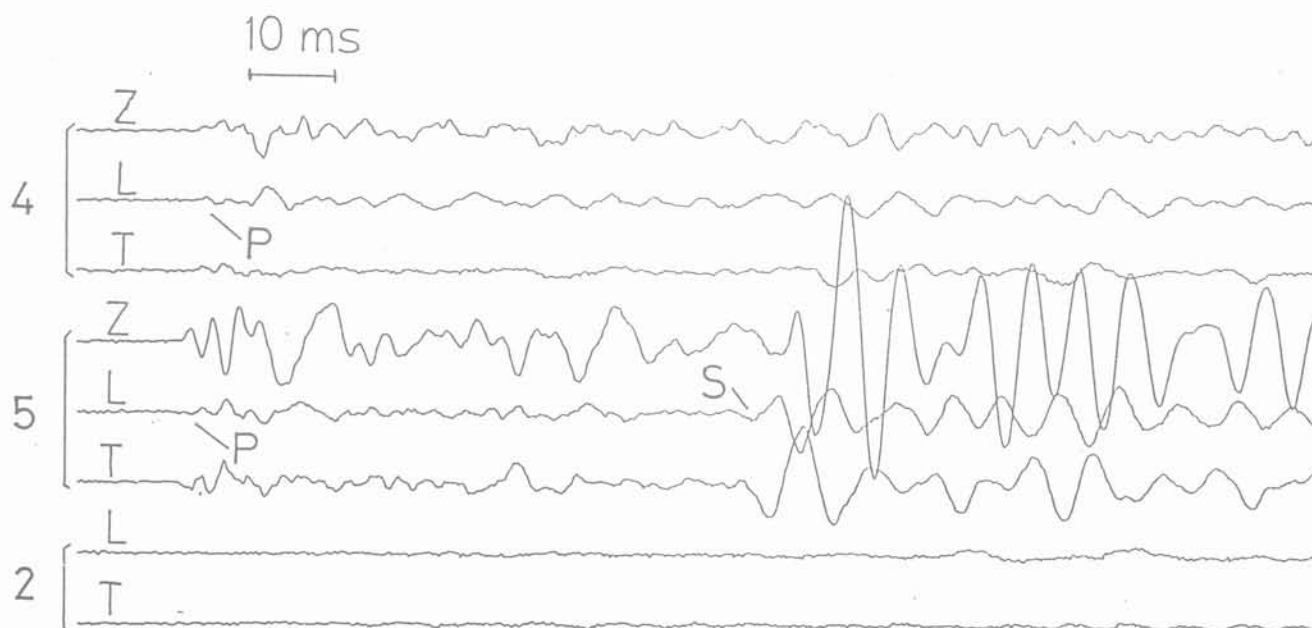


Fig. 5. — Exemples de signaux enregistrés lors du tir effectué à 480 m de profondeur dans le forage III-8. Z, L et T correspondent aux trois composantes de chaque station. P et S indiquent l'arrivée des ondes P et S.

Fig. 5. — Example of signals observed after a shot at the depth of 480 m in borehole III-8. Z, L and T are the 3 components of each station. P and S show the arrival times of P and S waves.

Des études théoriques et expérimentales (WALSH, 1965; THILL et al., 1969; STIERMAN et KOVACK, 1979; CRAMPIN et al., 1980; HUDSON, 1981) ont montré que ces vitesses sont très sensibles à l'existence de discontinuités dans un milieu et surtout à leurs formes. En outre, des études de laboratoire ont mis en évidence la dépendance de ces vitesses vis-à-vis de l'état de contrainte local (BIRCH, 1960; JOHNSTON et TOKSÖZ, 1980a, WINKLER, 1985). CRAMPIN et al. (1980) ont déduit des paramètres tels que la densité et l'orientation des fractures à partir de mesures in situ de vitesses des ondes acoustiques. PAULSSON et KING (1980) ont relié la variation de ces vitesses sous l'effet de la température à la fermeture des fissures. MCKENZIE et al. (1982) et GLADWIN (1982) ont utilisé des mesures in situ de vitesse pour caractériser le degré de fracturation et pour détecter des changements de l'état de contrainte dans des piliers de mines. WONG et al. (1983) ont trouvé que ces vitesses apportent des informations sur la qualité de la roche traversée, et la liste n'est pas exhaustive.

4.1. Résultats

Des exemples de signaux enregistrés lors de ces mesures sont présentés sur la figure 5. On y distingue sans difficulté, des arrivées assez nettes des ondes P et S. Généralement les composantes verticales (Z) des signaux recueillis ont un aspect différent des composantes horizontales (L et T) comme le montre la figure 5. Seuls deux tirs effectués à 320 m et 480 m de profondeur dans le forage III-8 ont engendré des ondes S claires sur un nombre important de stations. La présence des ondes S claires a permis de mesurer un coefficient de Poisson du granite égal à $0,27 \pm 0,005$ à partir d'un diagramme de Wadati (TALEBI, 1986).

Le tableau II donne les résultats de mesures de vitesses des ondes P pour 6 tirs effectués à différentes profondeurs, ainsi que les vitesses des ondes S pour les deux tirs profonds. Ces vitesses varient de 4,88 km/s à

5,87 km/s pour les ondes P et de 3,13 km/s à 3,27 km/s pour les ondes S. La variation plus importante de la vitesse des ondes P par rapport à celle des ondes S est due au fait qu'elle a été mesurée sur un plus grand nombre de directions dans le massif. Les lectures de temps d'arrivée ont été effectuées sur des traces des signaux dessinées sur papier pour une vitesse de déroulement du papier équivalent à 2 m/s. Les erreurs de ces mesures dues aux erreurs sur les coordonnées des stations et à celles des lectures de temps d'arrivée sont estimées à environ 1 % pour l'ensemble des déterminations (jusqu'à 2 % pour la station III-4).

Les vitesses des ondes P mesurées pour les stations 2, 3, 11 et 12 dans le tableau II sont systématiquement inférieures à celles mesurées aux autres stations, les écarts étant plus nets pour les tirs les moins profonds. Par exemple, des écarts de 10 % apparaissent entre les stations 2 et 15 pourtant dans la même direction par rapport au champ central mais à des profondeurs de 23 m et de 50 m (voir la figure 1b). De plus, les signaux ressentis sur les stations 2, 3 et 11, situées dans un angle étroit par rapport au champ central sont systématiquement très atténués, voire même disparus pour certains tirs profonds. Ces résultats seraient probablement liés à des hétérogénéités locales affectant les trajets source-récepteur pour ces stations.

L'examen du tableau II aboutit à une autre observation : les vitesses des ondes P augmentent quasi systématiquement avec la profondeur de tir, à l'exception de la station III-4 qui se trouve à 20 m de profondeur. Ceci peut être dû à une augmentation de vitesse ou à une diminution de la densité de fracturation dans le milieu avec la profondeur. Les deux hypothèses sont cohérentes avec le fait que les contraintes dans le massif augmentent avec la profondeur. En effet, les études de laboratoire ont montré que la vitesse des ondes acoustiques dans un échantillon de roche augmente sensiblement lorsque les contraintes appliquées sur l'échantillon augmente (GLADWIN, 1982; KING et PAULSSON, 1981) ce qui s'explique par la fermeture

Tableau II. — Vitesses des ondes P et S (en km/s) déterminées à partir des signaux engendrés par les tirs de dynamite. Les traits indiquent des arrivées trop faibles et les étoiles indiquent l'absence de sismomètre dans le forage au moment du tir.

Tableau II. — P and S wave velocities (in km/s) determined from the signals generated by dynamite blasts. (—) means an arrival too weak to allow a determination and (★) means the absence of sismometer in the borehole at the time of shot.

	Puits du tir	Profond. (m)	Stations														
			1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14	15	III-4
2	III-2	20	5,32	5,01	4,94	*	5,37	5,48	5,54	5,46	5,26	4,88	4,97	5,59	5,46	5,34	5,70
	III-2	75	5,43	5,08	5,04	*	5,44	5,54	5,58	5,52	5,37	4,92	5,08	5,60	5,51	5,38	5,64
	III-2	175	5,40	5,18	5,00	*	5,41	5,54	5,58	5,53	5,43	5,00	5,17	5,60	5,48	5,41	5,87
	III-8	320	5,61	—	—	5,65	5,69	5,77	5,76	5,59	5,60	—	*	*	*	*	5,83
	III-8	480	5,60	5,46	5,44	5,64	5,65	5,71	5,74	5,57	5,63	5,44	*	*	*	*	5,73
	III-8	572	5,68	—	—	*	5,70	5,73	5,75	5,72	5,67	—	5,46	5,72	5,60	5,58	5,60
5	III-8	320	3,14	—	—	—	3,13	3,24	3,22	—	3,14	—	*	*	*	*	3,27
	III-8	480	3,16	—	—	3,21	3,21	3,22	3,25	—	3,17	—	*	*	*	*	3,26

Les vitesses les plus élevées et les moins élevées sont concentrées respectivement autour d'une direction sub-verticale ($V_{\max}$) et d'une direction sub-horizontale ($V_{\min}$). Les valeurs des vitesses minimale, intermédiaire et maximale, données par les axes $V_{\min}$, V_{int} et $V_{\max}$ sont de 5,25 km/s, 5,55 km/s et 5,75 km/s respectivement. Le degré d'anisotropie défini comme $(V_{\max} - V_{\min})/V_{\max}$ est de 9 % globalement et de 5 % dans le plan horizontal. La projection de vitesse des ondes S (fig. 6b) est cohérente avec les tendances de la figure 6a, bien que le nombre de mesures soit moins important.

Ces résultats semblent donc être en accord avec le champ de contrainte régional (tableau I) et le champ de fracturation naturelle (fig. 2) : la direction N 35° E est assez proche d'une part de la direction de σ_H jusqu'à 200 m de profondeur (N 17° E) et d'autre part avec la direction principale des fractures naturelles sur le site (N 30° ± 10° E sur la figure 2b). De même, les vitesses les plus faibles se concentrent autour de la direction de la contrainte principale minimale σ_h et perpendiculairement à la direction principale des fractures naturelles.

L'anisotropie de vitesse observée sur la figure 6 provient, semble-t-il, d'un effet conjugué du champ de contrainte et du champ de fracturation. Le premier contribue à cette anisotropie par des contraintes σ_H et σ_h très différentes dans la partie superficielle (tableau I), mais l'effet du seul champ de contrainte ne peut expliquer le fait que les vitesses les plus élevées soient celles mesurées suivant les directions verticales. En revanche, l'existence de plusieurs familles de fractures naturelles verticales, affectant donc des trajets plutôt horizontaux pourraient être à l'origine de la diminution de vitesse sur ces trajets. Ainsi, l'anisotropie globale semble avoir comme principale origine le champ de fracturation naturelle dans le massif.

4.3. Modélisation

CRAMPIN et al. (1980) ont présenté un modèle qui permet d'évaluer les paramètres de fracturation d'une roche ou d'un massif rocheux à partir des mesures de vitesse des ondes P ou S dans différentes directions. Ici, on considère que les fractures sont circulaires et parallèles entre elles. La longueur d'onde employée pour ces mesures devrait être plus grande que la taille des fractures et négligeable devant le volume du milieu considéré. Selon ce modèle, la vitesse des ondes qP (quasi longitudinales : les ondes de compression pour un milieu anisotrope) dans un plan perpendiculaire à une série de fractures parallèles entre elles peut être exprimée comme suit :

Pour une roche sèche : $V_{qpD} = V_{p0} \cdot R_p^D(\epsilon, \cos \theta)$ (1)

Pour une roche saturée : $V_{qpS} = V_{p0} \cdot R_p^S(\epsilon, \cos \theta)$ (2)

où

$$R_p^D(\epsilon, \cos \theta) = \left(1 - \frac{71}{21}\epsilon - \frac{8}{3}\epsilon \cos 2\theta + \frac{\epsilon}{21} \cos 4\theta\right)^{1/2}$$

$$R_p^S(\epsilon, \cos \theta) = \left(1 - \frac{8}{21}\epsilon + \frac{8}{21}\epsilon \cos 4\theta\right)^{1/2}$$

V_{p0} est la vitesse des ondes P dans un milieu non fracturé,

$\epsilon = Na^3/V$ est la densité de fracturation de N fractures circulaires de rayon a dans le volume V ;

θ est l'angle d'incidence de la direction considérée avec la direction des fractures naturelles.

En présence de deux directions de fracture avec un angle α entre elles, les équations (1) et (2) sont modifiées comme suit :

$$V_{qpD} = V_{p0} \cdot R_p^D(\epsilon_1, \cos \theta) \cdot R_p^D(\epsilon_2, \cos(\theta - \alpha)) \quad (3)$$

$$V_{qpS} = V_{p0} \cdot R_p^S(\epsilon_1, \cos \theta) \cdot R_p^S(\epsilon_2, \cos(\theta - \alpha)) \quad (4)$$

où ϵ_1 et ϵ_2 sont les densités de fracturation pour les deux familles de fracture.

Dans le cas d'un milieu partiellement saturé on a :

$$V_p = V_{p0} / [(1 - P)/(R_1^D \cdot R_2^D) + P/(R_1^S \cdot R_2^S)] \quad (5)$$

où P est le degré de saturation du milieu.

Les vitesses mesurées suivant différents azimuts pour les tirs superficiels (tableau II) pourraient être modélisées par l'équation (5) pour estimer les paramètres de fracturation. Nous allons comparer la variation de vitesse observée avec celles fournies pour différentes valeurs des paramètres dans le but de situer les valeurs des paramètres de fracturation. Des tentatives de modélisation en considérant une seule famille de fracture dans la direction N 30° E (fig. 2b) se sont révélées vaines. Pour tenir compte d'autres directions de fractures naturelles, deux autres directions ont été considérées : N 00° E et N 70° E (voir la figure 2a). Les variations de vitesse ont été calculées pour une équation équivalente à (5) étendue à trois familles de fractures et pour des valeurs plausibles des paramètres, à savoir $V_{p0} = 5,6$ km/s, 5,75 km/s, 5,8 km/s et 6,0 km/s ; $P = 0$ %, 25 %, 50 % ; 75 % et 100 % ; et $\epsilon = 0,02$, 0,04, 0,06, 0,08, et 0,10 (une densité de fracturation égale à $\epsilon/3$ pour chacune des trois familles considérées).

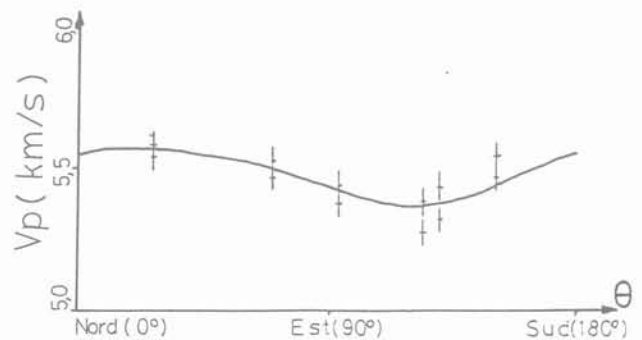


Fig. 7. — Modélisation de l'anisotropie de vitesse par le modèle de CRAMPIN et al. (1980). La courbe est calculée à partir des paramètres suivants : $\epsilon = 0,08$; $P = 75$ % et $V_{p0} = 5,75$ km/s (voir le texte pour plus de détails).

Fig. 7. — Model of P wave velocity anisotropy with the model by CRAMPIN et al. (1980). The curve corresponds to the following parameters : $\epsilon = 0,08$; $P = 75$ % ; and $V_{p0} = 5,75$ km/s (see text for more details).

La figure 7 montre un exemple de variation de vitesse qui pourrait expliquer l'anisotropie observée. Bien que la méthode employée ne donne pas de solution unique, elle permet d'estimer les variations possibles des paramètres. Ainsi, on pourrait évaluer la vitesse des ondes P pour un massif non fracturé (V_{PO}) à $5,75 \pm 0,05$ km/s et la densité de fracturation du massif (ϵ) à $0,05 \pm 0,03$.

5. MESURES DE L'ATTÉNUATION DES ONDES P ET S

Un aspect fondamental de la propagation des ondes sismiques et acoustiques dans les roches est la dissipation d'énergie au cours de la propagation. Ce phénomène, connu sous le nom d'atténuation, conduit à une déformation de ces ondes suite à une transmission sélective en fréquence. L'étude de ce phénomène peut apporter des informations sur le milieu parcouru ; elle est nécessaire pour la détermination des paramètres de source de microséismes.

D'une manière générale, l'atténuation des ondes P et S dépend fortement des caractéristiques physiques des roches (la présence et la forme des vides, l'état de contrainte, la température, etc.) et ceci de façon beaucoup plus marquée que la vitesse de ces ondes. De nombreuses études expérimentales aussi bien in situ qu'au laboratoire ont montré la validité de cette affirmation. Citons pour mémoire TOKSÖZ et al. (1979), JOHNSTON et TOKSÖZ (1980a et 1980b), STACEY et GLADWIN (1981) et BLAIR et al. (1984). Le paramètre le plus couramment utilisé pour caractériser l'atténuation est le facteur de qualité (Q). Ce facteur est le plus souvent défini en termes du rapport de l'énergie maximale emmagasinée (E) sur l'énergie dissipée (ΔE) au cours d'un cycle de chargement harmonique du milieu :

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{\Delta E}{E} \quad (6)$$

D'autres paramètres sont utilisés pour définir l'atténuation : α , le coefficient d'atténuation ; δ , le décrément logarithmique et Q^{-1} le coefficient de dissipation. Ces coefficients sont liés au facteur de qualité Q par la relation suivante (JOHNSTON et al., 1979) :

$$Q = \frac{\pi f}{\alpha V} = \frac{\pi}{\delta} \quad (7)$$

où V est la vitesse de propagation et f la fréquence considérée.

Les mesures in situ d'atténuation sont difficiles et peu nombreuses. La difficulté majeure de ce genre de mesure est la nécessité de leur application à un massif rocheux relativement homogène sur plusieurs centaines de mètres. De plus, étant donné que différentes causes, notamment les effets instrumentaux, peuvent provoquer une déformation du signal, une grande précaution s'impose au cours de la réalisation de ces mesures et lors de l'interprétation des résultats.

McDONAL et al. (1958) ont formulé explicitement les conditions qui devraient être vérifiées lors de mesures in situ d'atténuation. Ils ont obtenu les résultats suivants lors des mesures effectuées dans un massif de schiste (Pierre Shale) au Colorado (États-Unis) : $\alpha_p = 0,12f$ ($Q_p \approx 32$) et $\alpha_s = 1,0f$ ($Q_s \approx 7$), où p et s correspondent aux ondes P et S. Depuis, d'autres auteurs ont publié des résultats intéressants, notamment COLLINS et LEE (1956), DEBREMECKER et al. (1966), TULLOS et REID (1969), HAMILTON (1972) et YAMAMIZU et al. (1983).

5.1. Résultats obtenus

Les mesures ont été réalisées sur les signaux engendrés par les tirs de dynamite, effectués dans différents forages du site. Les critères du choix des signaux ont porté essentiellement sur leur forme : les signaux comportant des arrivées multiples ou des effets secondaires durant la période étudiée ont été écartés. Deux méthodes ont été utilisées : « la méthode du rapport spectral » basée sur l'étude de spectre des signaux et « la méthode du temps de montée du signal » qui consiste à étudier la variation de ce paramètre avec la distance parcourue.

5.1.1. Méthode du rapport spectral

Cette méthode consiste à étudier les spectres des signaux enregistrés à différentes distances d'un émetteur. Elle a été utilisée aussi bien au laboratoire (TOKSÖZ et al., 1979 ; JOHNSTON et TOKSÖZ, 1980a et 1980b ; SPENCER, 1981) qu'in situ (McDONAL et al., 1958 ; YAMAMIZU et al., 1983).

L'amplitude spectrale d'une onde se propageant dans un milieu homogène à une distance x de la source peut être présentée par la relation suivante :

$$A(x, f) = A_0 \cdot G(x) \cdot e^{-\alpha x} \cdot e^{i(\omega t - kx)} \quad (8)$$

où $G(x)$ représente l'atténuation géométrique liée à la progression du front d'onde, α est le coefficient d'atténuation et k est le nombre d'onde. Pour deux récepteurs situés à des distances X_1 et X_2 de la source, on peut écrire :

$$\ln \left| \frac{A(X_2, f)}{A(X_1, f)} \right| = \ln \left[\frac{G(X_2)}{G(X_1)} \right] - \frac{\pi(X_2 - X_1)}{QV} \cdot f \quad (9)$$

Si l'on représente la partie droite de cette équation en fonction de la fréquence, on obtient une droite dont la pente dépend linéairement du facteur de dissipation du milieu (Q^{-1}).

Pour les besoins de ces mesures, les signaux enregistrés sur les trois composantes de chaque sismomètre ont été recombinaés pour reconstituer le mouvement dans la direction du rai ou perpendiculairement à celle-ci, suivant qu'il s'agit d'ondes P ou S. Ceci a nécessité préalablement, la détermination de l'orientation des composantes horizontales de chaque sismomètre. Cette orientation a été obtenue à partir de l'étude de la polarisation des ondes P des signaux engendrés par des tirs de dynamite (TALEBI, 1986).

Les déterminations effectuées peuvent être classées en deux catégories : les trajets alignés pour lesquels le tir et les deux sismomètres sont placés pratiquement sur

une ligne droite et les trajets non alignés pour lesquels tel n'est pas le cas. Seuls, trois tirs effectués dans les forages 9, 10 et 11 en dehors du champ central, offrent des trajets alignés, principalement à cause de la distribution radiale des stations (fig. 1b). Dans le cas des trajets non alignés, on compare, pour des tirs effectués à différentes profondeurs dans les forages profonds du champ central, les signaux enregistrés par des stations lointaines à ceux enregistrés par les stations III-5 et III-4 situées dans le champ central.

Le tableau IIIa présente les résultats des mesures d'atténuation pour des ondes P et pour des trajets alignés. Les tableaux IIIb et IIIc présentent quant à eux les résultats de ces déterminations pour des ondes P et S et pour des trajets non alignés. Dans ce dernier cas les amplitudes des signaux ont été corrigées pour tenir compte du diagramme de radiation de la source (fig. 4). La durée des signaux étudiés a été limitée respectivement à 5 ms et 10 ms à partir du début d'arrivée des ondes P et S, dans le but d'éviter les effets perturbateurs liés aux arrivées secondaires. Les signaux ont été apodisés par une fonction cosinus et les spectres ont été lissés avant de calculer le rapport spectral. La pente de la meilleure droite a été déterminée par une méthode des moindres carrés.

Les spectres ont été multipliés par les distances source-récepteur pour corriger l'effet d'atténuation géométrique. La figure 8 montre un exemple des résultats obtenus. Ces spectres ont été calculés à partir de signaux

ressentis par les sismomètres 2 et 1 situés à 200 m et 333 m du forage 11 où le tir a eu lieu (fig. 1b) : il s'agit d'un trajet aligné. La plupart des spectres calculés montrent, comme ceux de la figure 8a, une concentration d'énergie autour de 100-300 Hz et ont des formes significatives jusqu'à 300-700 Hz. Ceci est confirmé par le rapport des spectres (fig. 8b) qui n'est pas significatif à des fréquences dépassant ces limites. Par conséquent et pour des raisons de cohérence, les mesures d'atténuation ont été effectuées sur une bande 100-300 Hz où le rapport spectral est significatif pour l'ensemble des mesures.

Les déterminations (tableau III) donnent des valeurs de Q_p variant essentiellement de 10 à 40 ($1\,000/Q_p \approx 25$ à 100). Les déterminations obtenues à partir des ondes S sont limitées aux tirs effectués à 320 m et 480 m de profondeur dans le forage III-8, les seuls à avoir engendré des ondes S suffisamment fortes sur un grand nombre de stations. Les valeurs de Q_s données par le tableau IIIc se situent entre 20 et 35 essentiellement ($1\,000/Q_s \approx 30$ à 50).

5.1.2. Méthode du temps de montée du signal

Dans la méthode proposée par GLADWIN et STACEY (1974), on considère le premier quart de cycle de l'arrivée d'une onde : le temps de montée (τ) est défini comme le rapport de l'amplitude maximum sur la pente maximum de la tangente de la partie montante

Tableau III. — Résultats des mesures d'atténuation obtenues à partir du rapport spectral des signaux ; pour les ondes P a) pour les trajets alignés et b) pour des trajets non alignés ; pour les ondes S c) pour des trajets non alignés. Dis1 et Dis2 représentent respectivement les distances qui séparent le point de tir de la 1^{re} et la 2^e station.

Tableau III. — Results of attenuation measurements by the spectral ratio method; for P waves a) for aligned trajectories b) for non-aligned trajectories; for S waves c) for non-aligned trajectories. Dis1 and Dis2 represent respectively the distances between the shot point and the first station (Dis1) and the shot point and the second station (Dis2).

	Puits du tir	profondeur du tir	1 ^{re} station	2 ^e station	Dis1 (m)	Dis2 (m)	$1\,000/Q$	Q
a)	10	16	III-5	9	303	546	43 ± 2	23 ± 3
	10	16	5	9	192	546	27 ± 5	37 ± 7
	9	20	1	3	187	406	49 ± 5	20 ± 2
	11	20	2	1	200	333	46 ± 2	22 ± 1
	11	20	3	1	110	333	89 ± 4	11 ± 1
	11	20	3	6	110	542	50 ± 3	20 ± 1
	11	20	3	III-5	110	433	49 ± 4	20 ± 2
b)	III-2	20	III-5	10	64	340	73 ± 14	14 ± 3
	III-2	75	III-5	5	62	216	81 ± 3	12 ± 1
	III-2	75	III-5	6	62	200	90 ± 7	11 ± 1
	III-2	75	III-5	10	62	345	66 ± 6	15 ± 1
	III-2	175	III-5	10	138	374	74 ± 4	14 ± 1
	III-8	480	III-4	4	231	506	25 ± 4	39 ± 7
c)	III-8	320	III-4	5	79	368	29 ± 5	34 ± 6
	III-8	320	III-4	7	79	341	57 ± 8	18 ± 3
	III-8	320	III-4	8	79	338	47 ± 8	21 ± 4
	III-8		III-4	4	231	506	54 ± 6	19 ± 2
	III-8	480	III-4	5	231	497	39 ± 7	26 ± 5

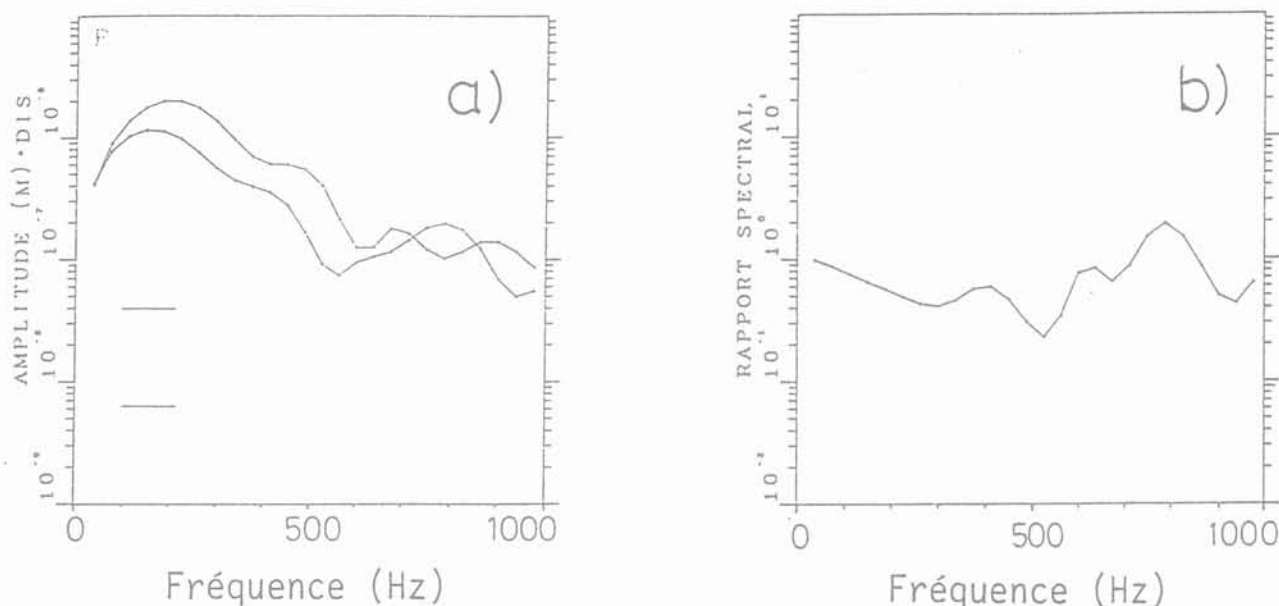


Fig. 8. — Mesure de l'atténuation des ondes P par le rapport spectral entre les signaux des sismomètres 2 et 1 à 200 m et 330 m du puits 11 où le tir a eu lieu ; a) Spectres des signaux corrigés pour la distance source-récepteur, b) Rapport des spectres. Le rapport spectral dans la fenêtre 100-300 Hz donne $1000/Q_p = 46 \pm 2$ ($Q_p = 22 \pm 1$).

Fig. 8. — P wave attenuation measurement from spectral ratio of signals at stations 2 and 1 for distances of 200 m and 330 m from borehole 11 where the shot took place: a) spectra corrected for the source-receiver distances, b) results from the spectral ratio for the window 100-300 Hz: $1,000/Q_p = 46 \pm 2$ ($Q_p = 22 \pm 1$).

du signal. Ce paramètre est lié au facteur de qualité du milieu (Q) par la relation suivante :

$$\tau = \tau_0 + C \frac{t}{Q} \quad (10)$$

où (τ_0) est le temps de montée à la source, (C) est une constante dont la valeur est de $0,53 \pm 0,04$ pour des signaux en déplacement et (t) est le temps de parcours du signal dans le milieu.

Cette méthode a trouvé une justification théorique grâce au modèle proposé par KJARTANSSON (1979). En effet, ce modèle aboutit à une expression identique à celle proposée par GLADWIN et STACEY (1974) concernant le temps de montée d'un signal. Selon ce modèle, le coefficient (C) dans l'équation (10) est une fonction du facteur (Q) qui tend vers des valeurs asymptotiques de 0,485 et 0,298 lorsqu'il s'agit des signaux en déplacement ou en vitesse. Toutefois, cette dépendance est pratiquement nulle pour des valeurs de Q supérieures à 20 et très faible autour de cette valeur.

Dans sa formulation initiale, cette méthode a été proposée pour des milieux relativement homogènes et pour un certain nombre de récepteurs alignés avec l'émetteur. L'utilisation de cette méthode dans le cas présent nécessite beaucoup de précautions ; d'une part à cause de la disposition radiale des stations par rapport au champ central (fig. 1b) et d'autre part à cause de la présence des zones altérées dans le massif. En effet, le temps de montée est très sensible à l'existence

de ces zones, les résultats de McKENZIE et al. (1982) en sont une illustration.

L'emploi de cette méthode à partir d'un même tir donne des résultats assez dispersés. Cependant, il est possible d'obtenir des estimations plausibles à partir d'un grand nombre de données. La figure 9a montre le temps de montée pour les signaux des ondes P en fonction de leur temps de parcours pour un ensemble de 54 signaux étudiés. Pour chaque lecture, le temps de montée a été déterminé sur les trois composantes du signal, si possible, et la valeur moyenne des trois déterminations a été reportée. Les points sont classés en fonction de la profondeur du tir : de la surface jusqu'à 50 m, de 75 m à 200 m et de 320 m à 480 m de profondeur. Sur la figure 9a, les points sont assez dispersés, notamment pour les tirs superficiels, ce qui démontre la difficulté de ce genre de mesure. Cependant, il semble logique de supposer après McKENZIE et al. (1982) que la limite inférieure de ces points est constituée par des mesures non affectées par des zones altérées du massif et qu'elle est donc représentative du massif sain. Ainsi, en utilisant une méthode par moindres carrés, on obtient la droite présentée sur la figure 9a pour les douze points délimités par les traits. En supposant $C = 0,485$ pour des signaux en déplacement (KJARTANSSON, 1979) et en utilisant l'équation (10) on obtient $\tau_0 \approx 0,30$ ms et un facteur de qualité des ondes P égal à 51 ± 4 .

La figure 9b montre le temps de montée des signaux des ondes S en fonction de leur temps de parcours. Le nombre de points est faible mais la limite inférieure des

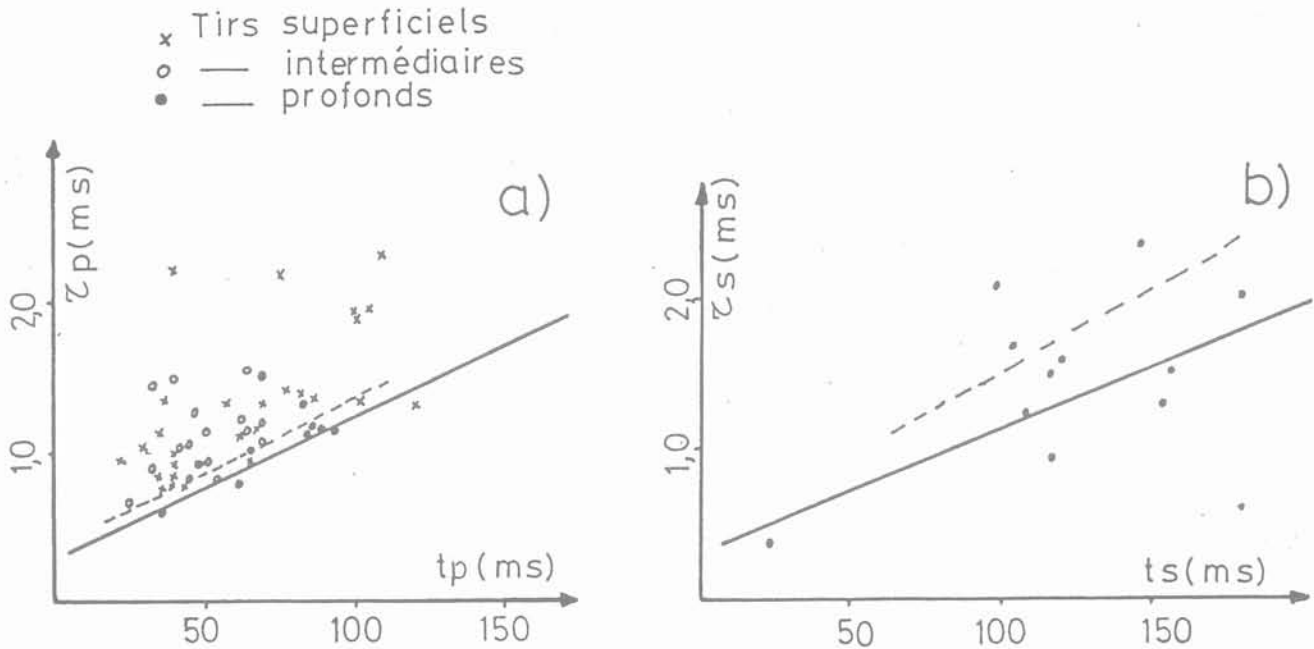


Fig. 9. — mesure de l'atténuation à partir du temps de montée des signaux en déplacement ; a) pour les ondes P, b) pour les ondes S. τ et t signifient respectivement le temps de montée et de parcours des signaux en millisecondes.

Fig. 9. — Attenuation measurement by the rise time method, a) for P waves, b) for S waves. (τ) and (t) are respectively the rise time and the travel time of signals in milliseconds.

points concerne les mêmes trajets que les points qui ont constitué cette limite dans la figure 9a. Ainsi, pour la droite déterminée sur cette figure et en utilisant l'équation (10), on obtient $\tau_0 \approx 0,32$ ms et un facteur de qualité des ondes S de 59 ± 13 . A la connaissance de l'auteur, la méthode du temps de montée n'a pas encore été utilisée dans le cas des ondes S, même si son emploi a été conseillé par certains auteurs, notamment par STEWART (1984).

5.2. Comparaison des deux méthodes

La comparaison des résultats obtenus par les deux méthodes permet de dégager un certain nombre de conclusions concernant les méthodes employées et les résultats obtenus. Il est possible d'obtenir des estimations de l'atténuation des signaux par la méthode du rapport spectral et par la méthode du temps de montée à partir d'un grand nombre de données. Les résultats obtenus par les deux méthodes comportent une importante dispersion qui témoigne de la difficulté de ces mesures du fait, en particulier, de la présence des zones altérées dans le massif. Les valeurs du facteur Q obtenues par la première méthode sont inférieures à celles obtenues par la deuxième méthode. Ceci semble être dû au fait que les résultats de la première méthode sont des valeurs moyennées sur des trajets source-récepteurs, tandis que ceux de la deuxième méthode concernent le massif sain et doivent être considérés comme la limite supérieure du facteur Q dans le massif.

Du point de vue de l'application pratique des deux méthodes, la méthode du temps de montée paraît plus souple que la méthode du rapport spectral. On ne s'intéresse qu'à la première impulsion des signaux et aucune correction de l'effet de la source, ou reconstitution du mouvement n'est nécessaire, contrairement à la première méthode.

6. CONCLUSION

La vitesse et l'atténuation des ondes P et S ont été mesurées dans différentes directions pour des tirs de dynamite à différentes profondeurs. Les valeurs de vitesse obtenues varient de 4,88 km/s à 5,87 km/s pour les ondes P et de 3,13 km/s à 3,27 km/s pour les ondes S, les premières étant perturbées par des effets locaux sur certaines stations. Un coefficient de Poisson de $0,27 \pm 0,005$ a été obtenu.

La projection équiréale des vitesses des ondes P fait ressortir une anisotropie de vitesse avec trois plans de symétrie et donc un système de symétrie orthorhombique. Dans le plan horizontal, les directions des vitesses les plus élevées sont corrélées assez bien avec la direction de la contrainte principale maximum (σ_H) et surtout avec la direction des fractures naturelles du massif. De même, les vitesses les plus faibles se concentrent dans des directions perpendiculaires à celles-ci. Cependant la vitesse maximale est presque verticale, ce qui paraît être cohérent avec la fracturation naturelle, mais moins

cohérent avec le champ de contrainte dans cet intervalle de profondeur. Les vitesses minimale, intermédiaire et maximale retenues pour cette analyse sont de 5,25 km/s, 5,55 km/s et 5,75 km/s, le degré d'anisotropie étant de 9 % globalement et de 5 % dans le plan horizontal. L'anisotropie de vitesse semble être due à un effet conjugué du champ de contrainte et du champ de fracturation naturelle, l'effet de ce dernier étant néanmoins prépondérant.

L'atténuation des ondes P et S a été mesurée par deux méthodes. La méthode du rapport spectral donne $Q_p \approx 10$ à 40 ($1\,000/Q_p \approx 25$ à 100) et $Q_s \approx 20$ à 35 ($1\,000/Q_s \approx 30$ à 50). La mesure par la méthode du temps de montée du signal donne, quant à elle, les valeurs suivantes : $Q_p \approx 51 \pm 4$ ($1\,000/Q_p \approx 20 \pm 2$) et $Q_s \approx 59 \pm 13$ ($1\,000/Q_s \approx 17 \pm 4$). Les résultats de cette dernière méthode correspondent à la roche saine et peuvent être considérés comme des limites inférieures de l'atténuation des ondes P et S dans le massif.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué dans le cadre du programme « Géothermie Profonde Généralisée » cofinancé par l'Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie, l'Institut National des Sciences de l'Univers et le PIRSEM. Je tiens à remercier B. BERT et L. MARTEL pour leur participation aux essais in situ et F.H. CORNET pour des discussions utiles.

BIBLIOGRAPHIE

- AUDRIC J., 1980 ; *Étude in situ des propriétés acoustiques du granite du Mayet-de-Montagne*, Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris VI.
- BIRCH F., 1960 ; *The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars*, 1, J. Geophys. Res., 65, 1083-1102.
- BLAIR D.P., SIGGINS A.F. and WALD M.B., 1984 ; *Stress sensitivity of seismic pulse velocity and rise time in a rock-like material*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 21, 219-221.
- COLLINS F. and LEE C.C., 1956 ; *Seismic wave attenuation characteristics*, Geophysics, 21, 16-40.
- CORNET F.H., 1986 ; *Results from le Mayet-de-Montagne project*, EEC/US workshop on Hot Dry Rock, Brussels, 28-30 May, Belgium.
- CORNET F.H., BIDEAUX P., BINON M., BLUM P.A., COUTURIE J.P., JOLIVET J., MOSNIER J., MARTEL L., SALEH B., TALEBI S., 1985 ; *Étude in situ de la percolation forcée d'eau en milieu fissuré*, Institut de Physique du Globe, Résultats du programme Mayet-de-Montagne pour la période 1.10.1983 au 1.7.1985, Vol. 1.
- CORNET F.H. and VALETTE B., 1984 ; *In situ stress determination from hydraulic injection test data*, J. Geophys. Res., 89, 11527-11537.
- CRAMPIN S., MCGONIGLE R.M. and BAMFORD D., 1980 ; *Estimating crack parameters from observations of P-wave velocity anisotropy*, Geophysics, 45, 345-360.
- DEBREMAECKER J.CI., GODSON R.H. and WATKINS J.S., 1966 ; *Attenuation measurements in the field*, Geophysics, 31, 562-569.
- DIDIER J., 1964 ; *Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français*, Ann. Fac. Sc., Univ. Clermont, n° 23, 298 p.
- DROGUE C., GRILLOT J.C. et RAZACK M., 1979 ; *Site du Mayet-de-Montagne : Etude de la fracturation*, rapport interne, Institut National d'Astronomie et de géophysique, Paris.
- FEHLER M. and PEARSON C., 1984 ; *Cross-hole seismic surveys : Applications for studying subsurface fracture systems at a hot dry rock geothermal site*, Geophysics, 49, 37-45.
- GLADWIN M.T., 1982 ; *Ultrasonic stress monitoring in underground mining*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 19, 221-228.
- GLADWIN M.T. and STACEY F.D., 1974 ; *Anelastic degradation of acoustic pulses in rock*, Phys. Earth Planet. Int., 8, 332-336.
- HAMILTON E.L., 1972 ; *Compressional-wave attenuation in marine sediments*, Geophysics, 37, 620-646.
- HEELAN P.A., 1953 ; *Radiation from a cylindrical source of finite length*, Geophysics, 18, 685-696.
- HUDSON J.A., 1981 ; *Wave speeds and attenuation of elastic waves in a material containing cracks*, Geophys. J.R. astr. Soc., 64, 133-50.
- JOHNSTON D.H. and TOKSÖZ M.N., 1980a ; *Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure*, J. Geophys. Res., 85, 925-936.
- JOHNSTON D.H. and TOKSÖZ M.N., 1980b ; *Thermal cracking and amplitude dependent attenuation*, J. Geophys. Res., 85, 937-942.
- JOHNSTON D.H. TOKSÖZ M.N. and TIMUR A., 1979 ; *Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks : II. Mechanisms*, Geophysics, 44, 691-711.
- KING M.S. and PAULSSON B.N.P., 1981 ; *Acoustic velocities in heated block of granite subjected to uniaxial stress*, Geophys. Res. Lett., 8, 699-702.
- KJARTANSSONE, 1979 ; *Constant Q-wave propagation and attenuation*, J. Geophys. Res., 84, 4737-4748.
- LEE M.W. and BALCH A.H., 1982 ; *Theoretical seismic wave radiation from a fluid-filled borehole*, Geophysics, 47, 1308-1314.
- LEE M.W., BALCH A.H. and PARROTT K.R., 1984 ; *Radiation from downhole airgun source*, Geophysics, 49, 27-36.
- MARTEL L., JULIEN Ph. et CORNET F.H., 1984 ; *Sismomètre trois composantes pour l'étude de l'activité sismo-acoustique liée aux essais d'injection et de circulation d'eau au Mayet-de-Montagne*, rapport interne, Institut de Physique du Globe de Paris.

McDONAL F.J., ANGONA F.A., MILLS R.L., SENG BUSH R.L., VAN NOSTRAND R.G. and WHITE J.E., 1958; *attenuation of shear and compressional waves in Pierre Shale*, *Geophysics*, 23, 421-439.

McKENZIE C.R., STACEY G.P. and GLADWIN M.T., 1982; *Ultrasonic characteristics of a rock mass*, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.*, 19, 25-30.

MOSNIER J., 1985; *Détection électrique des fractures dans les Forages*, compte rendu du colloque « Bilan et Perspectives de la Recherche Française en Géothermie », B.R.G.M., Orléans-La Source, 12-13 juin 1985, pp. 89-92.

PARK S. and SIMMONS G., 1982; *Crack-induced velocity anisotropy in the White mountain, New Hampshire*, *J. Geophys. Res.*, 87, 2977-2983.

PAULSSON B.N.P. and KING M.S., 1980; *Between-hole acoustic surveying and monitoring of a granite rock mass*, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 17, 371-376.

SPENCER J.W., 1981; *Stress relaxation at low frequencies in fluid saturated rocks : Attenuation and modulus dispersion*, *J. Geophys. Res.*, 86, 1803-1812.

STACEY G.P. and GLADWIN M.T., 1981; *Rock mass characterization by velocity and Q measurement with ultrasonics*, *Geodynamics series*; vol. 4, American Geophysical Union, Washington D.C.

STEWART R.C., 1984; *Q and the rise and fall of a seismic pulse*, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 76, 793-805.

STIERMAN D.J. and KOVACK R.L., 1979; *An in situ velocity study; The stone Canyon Well*, *J. Geophys. Res.*, 672-678.

TALEBI Sh., 1986; *Source et propagation des émissions sismo-acoustiques engendrées par des injections de fluide dans un massif rocheux*, thèse de l'Université Paris VI, 178 pp.

TALEBI Sh. et CORNET F.H., 1985; *Étude de l'activité sismo-acoustique liée à une injection de fluide dans un massif granitique*, *Rev. Française de Géotech.*, n° 33, pp. 37-47.

TALEBI Sh. and CORNET F.H., 1987; *Étude des mécanismes à l'origine de l'activité microsismique liée à des injections d'eau dans un massif granitique*, *Rev. Française de Géotech.* n° 39, pp. 5-16.

THILL R.E., WILLARD R.J. and BUR T.R., 1969; *Correlation of longitudinal velocity variation with rock fabric*, *J. Geophys. Res.*, 74, 4897-4909.

THOMAS A., PINEAU A. et BLIN-LACROIX J.C., 1985; *Modèles stochastiques tridimensionnels et simulations planes ou linéaires de population de fractures en milieu rocheux; Applications-perspectives pour la géothermie*, compte rendu du colloque « Bilan et Perspectives de la Recherche Française en Géothermie », B.R.G.M., Orléans-La Source, 12-13 juin 1985, pp. 104-107.

TOKZÖZ M.N., JOHNSTON D.H. and TIMUR A., 1979; *Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks : I. Laboratory measurements*, *Geophysics*, 44, 681-690.

TULLOS F.N. and REID A.C., 1969; *Seismic attenuation of Gulf Coast sediments*, *Geophysics*, 34, 516-528.

WALSH J.B., 1965; *The effect of cracks on the compressibility of rock*, *J. Geophys. Res.*, 70, 381-389.

WHITE J.E. and SENG BUSH R.L., 1983; *Shear waves from explosive sources*, *Geophysics*, 28, 1101-1019.

WINKLER K.W., 1985; *Dispersion analysis of velocity and attenuation in Berea Sandstone*, *J. Geophys. Res.*, 90, 6793-6800.

WONG J., HURLEY P. and WEST G.F., 1963; *Crosshole seismology and seismic imaging in crystalline rocks*, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 686-689.

YAMAMIZU F., GOTO N., OHTA Y. and TAKAHASHI H., 1983; *Attenuation of shear waves in deep soil deposits as revealed by down-hole measurements in the 2 300 meter-borehole of the Shimokasa observatory, Japan*, *J. Phys. earth*, 31, 139-157.

