



**HAL**  
open science

# Ultrasonic, Sonic and Seismic Waves Velocity in Shale from Tournemire Tunnel. Impact of Anisotropy and Natural Fractures

B. Zinszner, P. Meynier, Justo Cabrera, P. Volant

► **To cite this version:**

B. Zinszner, P. Meynier, Justo Cabrera, P. Volant. Ultrasonic, Sonic and Seismic Waves Velocity in Shale from Tournemire Tunnel. Impact of Anisotropy and Natural Fractures. Oil & Gas Science and Technology - Revue d'IFP Energies nouvelles, 2002, 57 (4), pp.341-353. 10.2516/ogst:2002022 . hal-02043951

**HAL Id: hal-02043951**

**<https://ifp.hal.science/hal-02043951>**

Submitted on 21 Feb 2019

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# Vitesse des ondes ultrasonores, soniques et sismiques dans les argilites du tunnel de Tournemire. Effet de l'anisotropie et de la fracturation naturelle

B. Zinszner<sup>1</sup>, P. Meynier<sup>1</sup>, J. Cabrera<sup>2</sup> et P. Volant<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut français du pétrole, 1 et 4, avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex - France

<sup>2</sup> Institut de protection et de sûreté nucléaire, BP 6, 92265 Fontenay-aux-Roses - France

e-mail : [bernard.zinszner@ifp.fr](mailto:bernard.zinszner@ifp.fr) - [patrick.meynier@ifp.fr](mailto:patrick.meynier@ifp.fr) - [justo.cabrera@ipsn.fr](mailto:justo.cabrera@ipsn.fr) - [philippe.volant@ipsn.fr](mailto:philippe.volant@ipsn.fr)

**Résumé** — Utilisant les possibilités offertes par la station expérimentale du site *IPSN (Institut de protection et de sûreté nucléaire)* du tunnel de Tournemire (sud de l'Aveyron, France), nous avons étudié la vitesse de propagation des ondes élastiques dans des argilites compactes, à trois échelles d'investigation : ultrasons, diagraphie et tomographie sismique.

Ces argilites sont fortement anisotropes (isotropie transverse) et les mesures concernent deux zones structurellement différentes : une zone fracturée (d'origine tectonique) limitée par une faille subverticale, et une zone d'argilites « saines ». Ce contexte structural favorable permet d'observer l'effet des fractures sur les vitesses des ondes dans ces argilites compactes.

Parmi les points ainsi mis en évidence et importants pour des applications pratiques, nous pouvons noter :

- la forte anisotropie de vitesse *P* ultrasonore observée sur échantillons centimétriques est quantitativement identique à celle mesurée par tomographie sismique à l'échelle décimétrique ;
- la fracturation naturelle (tectonique) affecte notablement la vitesse *P* qui est plus faible en zones fracturées (la vitesse *S* n'a pu être mesurée qu'aux fréquences ultrasonores).

**Abstract** — *Ultrasonic, Sonic and Seismic Waves Velocity in Shale from Tournemire Tunnel. Impact of Anisotropy and Natural Fractures* — Elastic wave velocities in dense shale were measured at three scales of investigation: ultrasonic (laboratory), sonic (log) and seismic (tomography), using IPSN research facilities in the Tournemire tunnel (Aveyron, France).

*Tournemire shale exhibits a high transverse isotropy and the sonic/seismic measurements were performed in both a naturally fractured area (tectonic, near a subvertical fault) and a nonfractured area. This allows an investigation of the impact of fractures on wave velocity.*

*Among the conclusions of practical importance for applied geophysics, one can point out:*

- *the high P wave velocity anisotropy measured on centimetric samples is quantitatively the same that measured at decametric scale using seismic tomography;*
- *the tectonic fractures have a noticeable impact on P wave velocity. The P velocity is lower in the fractured area. Unfortunately, the S-wave velocity could be measured at ultrasonic frequency only.*

## INTRODUCTION

La station expérimentale du site *IPSN (Institut de protection et de sûreté nucléaire)* de Tournemire (sud de l'Aveyron, France), localisée dans un ancien tunnel ferroviaire de la ligne désaffectée Tournemire-Le Vigan, offre des possibilités exceptionnelles d'accès et d'analyse des argilites et des marnes indurées du Jurassique (*fig. 1*). C'est pour cette raison que l'*IPSN*, dans le cadre de ses recherches pour appuyer l'expertise sur le stockage profond en milieu argileux, mène, depuis 1988 dans ce site de Tournemire, divers programmes de recherche. Ces programmes s'appuient sur des études géologiques tectoniques et structurales, géophysiques, hydrogéologiques, hydrogéochimiques et géomécaniques. Dans ce cadre de recherche, la division Géophysique de l'*Institut français du pétrole (IFP)*, en collaboration avec l'*IPSN*, y a étudié la vitesse de propagation des ondes élastiques dans les argilites (Toarcien) à trois échelles d'investigation (ultrasons, diagraphie et tomographie sismique).

Dans les argilites indurées de la formation du Toarcien, des forages coplanaires rayonnants à partir de l'ancien tunnel ont permis de réaliser des mesures géophysiques dans diverses directions (*fig. 2*). Ces mesures concernent deux zones structurellement différentes : une zone fracturée (d'origine tectonique) limitée par une faille subverticale, et une zone d'argilites « saines ». Ce contexte structural favorable permet d'observer l'effet des fractures sur les vitesses des ondes dans ces argilites compactes. On peut ainsi mettre en évidence deux points aux conséquences pratiques et théoriques importantes :

- L'anisotropie de vitesse  $P$  ultrasonore observée sur échantillons centimétriques est quantitativement identique à celle mesurée par tomographie sismique à l'échelle décimétrique.
- La fracturation naturelle (tectonique) affecte notablement la vitesse  $P$  qui est plus faible en zones fracturées (la vitesse  $S$  n'a pu être mesurée qu'aux fréquences ultrasonores).

## 1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

### 1.1 Géologie générale

Le site de Tournemire correspond à une structure tabulaire monoclinale simple faiblement inclinée vers le Nord (*fig. 1*). Cette structure est formée de trois grandes couches : une couche inférieure calcaire et dolomitique d'environ 300 m d'épaisseur (Hettangien, Sinémurien et Carixien), la couche argileuse de 250 m d'épaisseur, constituée des formations du Toarcien et du Domérien, et une couche supérieure calcaire et dolomitique de plus de 300 m, qui constitue l'ossature morpho-structurale du Causse du Larzac. L'ensemble de cette structure monoclinale est affecté vers le nord du site par

une grande faille régionale, la faille de Cernon (*fig. 1*). Des failles secondaires, principalement à déplacement subhorizontal, et des zones de fracturation affectent ces formations jurassiques.

La zone concernée par notre étude, localisée dans la partie centrale du tunnel, correspond aux couches d'argilites du Toarcien supérieur présentant un faible pendage ( $5^\circ$ ). Trois des huit forages rayonnants, dans un plan perpendiculaire au tunnel, ont été utilisés pour l'étude (*fig. 2*) : un forage vertical descendant (ID 180) et deux forages inclinés de  $45^\circ$  descendants, dans la zone saine (ID 135) et dans la zone fracturée (ID 225). La longueur des forages obliques est de 40 m et nous ne nous sommes intéressés qu'à une profondeur équivalente sur le forage ID 180.

### 1.2 Fracturation

La fracturation naturelle présente dans la zone concernée par notre étude (zone de galeries) correspond à une faille principale et une zone fracturée associée dans la zone ouest (*fig. 3*). Il s'agit d'une faille décrochante (déplacement subhorizontal) d'extension hectométrique, visible dans la galerie ouest (*fig. 3*) et traversée par le forage ID 0 (*fig. 2*). Cette faille est d'orientation 160 N-170 E avec un fort pendage de  $75^\circ$  W à subvertical. La fracturation associée est proche de la direction de la faille principale et affecte une zone de plus de 20 m de large (*fig. 3*). La faille principale est caractérisée par une zone de matériel broyé et de brèche de faille (zone de faille) variable en largeur de 0,5 à 2 m environ, avec des formes lenticulaires typiques de failles décrochantes. La fracturation d'origine tectonique dans ce milieu argileux est caractérisée principalement par un remplissage de calcite. Cette fracturation et la faille principale sont associées à la tectonique en compression pyrénéenne (Cabrera *et al.*, 2001), essentiellement lors de l'épisode principal il y a 40-50 millions d'années, qui a fortement affecté la plaque européenne.

La fracturation artificielle correspond aux discontinuités créées par les travaux d'excavation (tunnel ou galeries). La perturbation mécanique induite par le creusement du tunnel, il y a plus d'un siècle, est de plusieurs mètres autour du tunnel dans les argilites du Toarcien supérieur. Cette zone perturbée, ayant fait l'objet d'autres travaux (Cabrera *et al.*, 1999), est exclue de notre étude.

### 1.3 Caractéristiques physico-chimiques des argilites

Les caractéristiques physico-chimiques du milieu argileux de Tournemire sont le sujet de nombreuses mesures (Boisson *et al.*, 1998, Cabrera *et al.*, 2001) (*fig. 4*). Il s'agit d'argilites et de marnes compactes, avec une anisotropie (texture) bien caractéristique associée à l'héritage sédimentaire (stratification, orientation des minéraux argileux). La minéralogie correspond à 40-50 % de fraction argileuse (illite/smectite, kaolinite, chlorite), 10-30 % de carbonates, 10-20 % de grains

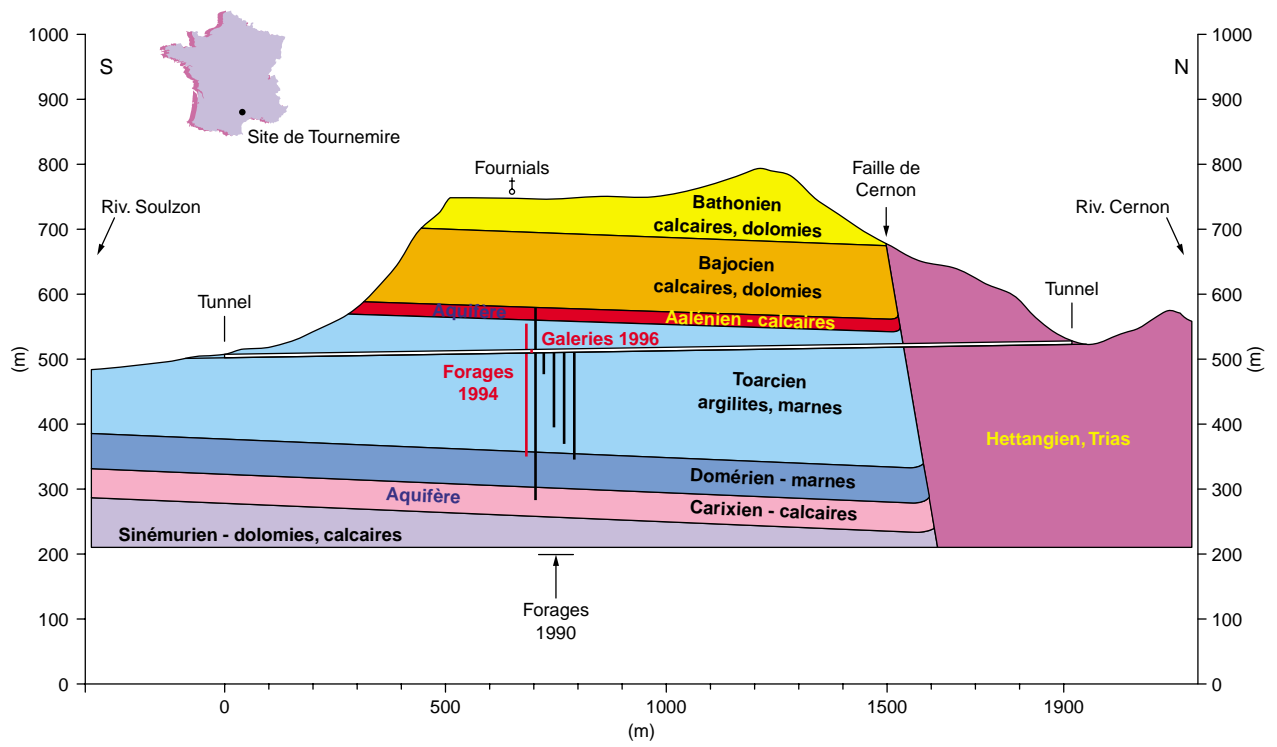


Figure 1

Coupe géologique générale de la station expérimentale de Tournemire avec la localisation des forages et des galeries.  
 Geological cross-section at the Tournemire's tunnel, with boreholes and galleries location.

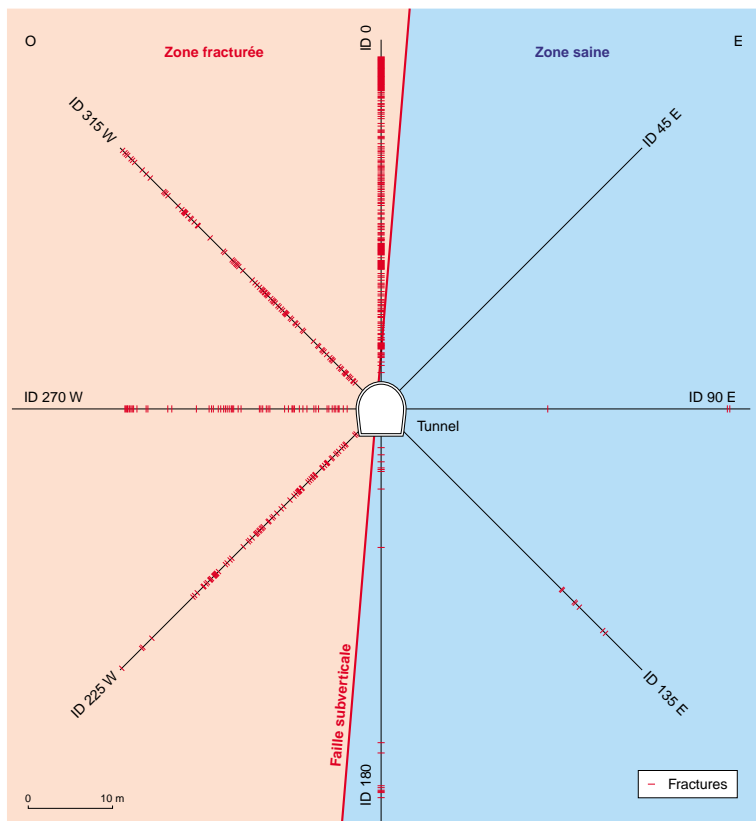


Figure 2

Coupe transversale au tunnel de Tournemire, au niveau des forages rayonnants avec la localisation de la zone d'étude dans une zone fracturée et une zone saine.

Cross-section perpendicular to the tunnel axis (in the radiating boreholes plane) showing the tectonic fractured area.

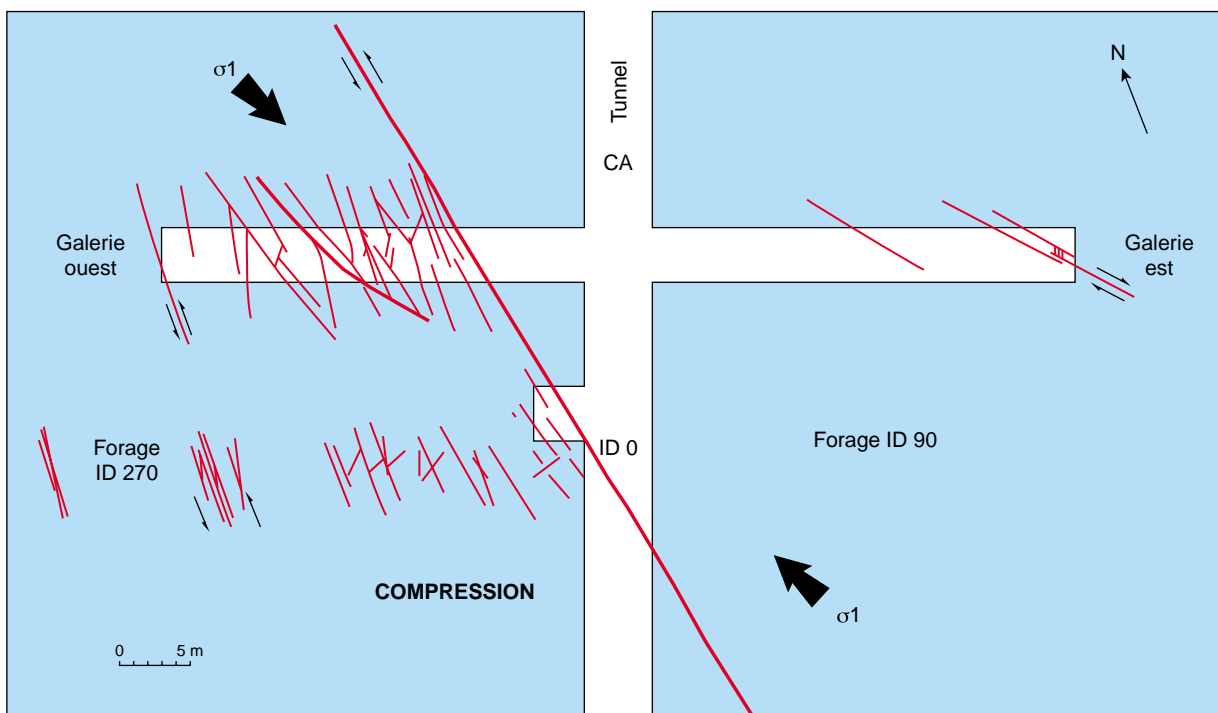


Figure 3

Schéma structural et tectonique simplifié du site de Tournemire au niveau des galeries et des forages rayonnants.  
 Simplified tectonic sketch in the galleries/radiating-borehole area.

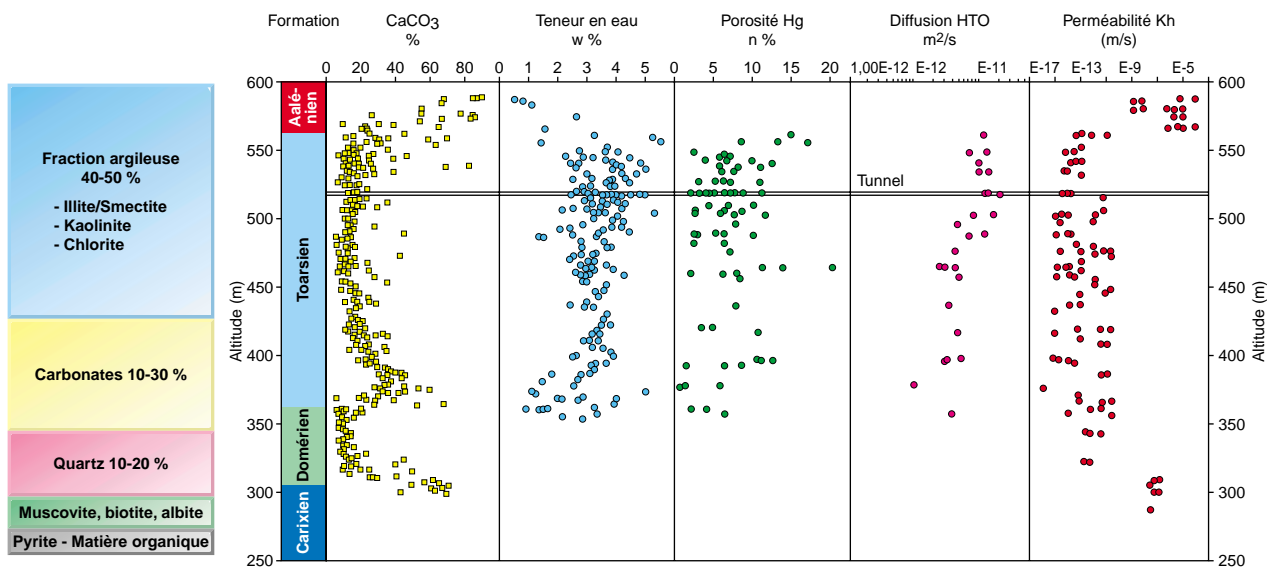


Figure 4

Principales caractéristiques du milieu argileux de Tournemire. Argilites et marnes des formations du Toarcien et du Domérien.  
 Logs of the main petrophysical properties of the Toarcian/Domerian formations.

de quartz, et en faible proportion (minéraux accessoires), la muscovite, la biotite, l'albite, la pyrite et la matière organique.

La matrice argileuse présente une faible teneur en eau (1-5 % massique), une porosité calculée (accessible au mercure) de 6-9 % et une taille de pore de l'ordre de 2,5 nm. La densité des grains est de 2700 à 2800 kg/m<sup>3</sup> et la surface spécifique entre 23 et 29 m<sup>2</sup>/g. La capacité d'échange cationique est de l'ordre de 10 meq/100 g, et l'eau de pore présente une faible salinité (1,5 g/l). Les mesures de perméabilité de la matrice argileuse (hors fractures), en laboratoire et *in situ*, donnent des valeurs comprises entre 10<sup>-12</sup> et 10<sup>-15</sup> m/s (nanoDarcy).

À l'échelle microscopique, ces argilites présentent une texture fortement anisotrope soulignée par les micas et les amas de cristaux à allongement horizontal, mais il est rare d'observer, dans la zone étudiée, des laminations franches (par opposition à la texture typiquement laminaire des schistes cartons situés beaucoup plus bas en série).

La texture paraît homogène à l'échelle centimétrique. Aux échelles décimétriques et métriques, l'observation des carottes ne permet pas, dans la zone d'investigation, la mise en évidence de bancs nets à l'exception d'un banc franchement carbonaté, de 1 m d'épaisseur environ, bien visible en diagraphie sonique.

En résumé, la masse argileuse investiguée, d'une épaisseur de 20 m environ, est homogène à l'exception notable de la présence de fractures. On y observe une nette texture anisotrope à l'échelle inframillimétrique.

## 2 MESURES ACOUSTIQUES

Les vitesses de propagation d'ondes élastiques ont été mesurées à trois échelles (et donc dans trois bandes de fréquences) différentes. En fait, seules les vitesses d'onde *P* ont pu être mesurées dans les trois bandes de fréquences, les vitesses d'ondes *S* n'ont été mesurées que dans la bande ultrasonore.

### 2.1 Mesure à l'échelle centimétrique (ultrasons)

#### 2.1.1 Généralités sur les mesures ultrasonores dans les argiles

Concernant les argilites, les mesures d'ondes ultrasonores se heurtent à plusieurs types de difficultés bien connues.

Sur un plan strictement pratique, on ne peut pas utiliser les méthodes conventionnelles de fabrication des éprouvettes, l'eau risquant d'endommager gravement la roche. L'usinage des éprouvettes à l'air permet de résoudre simplement le problème.

Se pose aussi la question du temps nécessaire au rééquilibrage des pressions de pore, en cas d'utilisation de cellule de confinement classique. Ce problème nous a conduits à

privilégier des expériences sous contrainte uniaxiale, le drainage d'une éventuelle surpression de pore pouvant ainsi se faire beaucoup plus rapidement par les faces latérales de l'échantillon.

Ceci ne résout pas totalement la question de la durée d'application de la contrainte. Nous avons réalisé plusieurs essais en maintenant la contrainte sur des durées pouvant atteindre 48 h. Les résultats sont assez variables d'un échantillon à l'autre, à l'intérieur d'un même faciès. Pour résumer, nous dirons que la variation de vitesse en 24 h, sous une contrainte de 10 MPa, peut être du même ordre de grandeur que la variation de vitesse sous l'effet d'une variation rapide de contrainte de 0 à 30 MPa. On voit donc l'importance de ce facteur et la complexité expérimentale qu'il pourrait induire s'il fallait le prendre rigoureusement en compte. Toutefois, pour des mesures surtout axées sur la définition de l'anisotropie (et donc relatives), nous pensons qu'en suivant le même protocole expérimental pour toutes les éprouvettes, avec variation rapide de la contrainte, nous obtiendrons des résultats satisfaisants. En revanche, s'il s'agit d'estimations de valeurs absolues de vitesse, on a là une réelle source d'incertitude.

Plus délicat encore est le problème de la représentativité même de l'éprouvette : le séchage, ne serait-ce que très partiel, peut irréversiblement modifier les caractéristiques de la roche. Mais surtout, si l'on utilise des échantillons de surface, on peut toujours craindre l'effet de l'altération et si l'on utilise des échantillons de carotte, celui de la brutale relaxation des contraintes *in situ*. Dans le cas du tunnel de Tournemire, les travaux de creusement de galeries latérales nous ont permis de prélever des échantillons dans les meilleures conditions possibles et nous avons, *a posteriori*, vérifié leur intégrité en étudiant l'évolution des vitesses verticales sous l'effet des variations de la contrainte uniaxiale parallèle à la direction de propagation.

#### 2.1.2 Mesures préliminaires

##### *Vérification de l'hypothèse d'isotropie transverse*

Les argilites se prêtent très mal à la fabrication de sphère et l'on ne peut donc pas utiliser la méthode générale de mesure de l'anisotropie acoustique basée sur l'acquisition d'un très grand nombre de mesures dans toutes les directions de l'espace. Pour vérifier l'hypothèse d'isotropie transverse, on peut utiliser une méthode plus simple, ne nécessitant que l'usage de cubes tronqués à 18 faces (*fig. 5a*), beaucoup plus faciles à tailler (exposé détaillé dans Arts, 1993, ou résumé dans Arts *et al.*, 1991). Sur ces éprouvettes, on mesure dans neuf directions les vitesses *P* et une simple interpolation entre ces données permet de tracer, sur diagramme de Wulff, une distribution spatiale des vitesses *P* (*fig. 5b*). Des mesures sur plusieurs cubes tronqués d'argilites du tunnel, toutes très semblables à l'exemple de la figure 5b, confirment la validité de l'hypothèse de transverse isotropie ultrasonore.

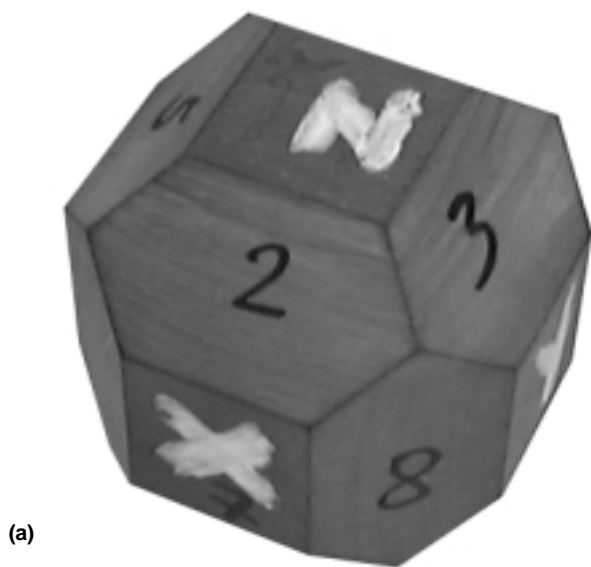


Figure 5a

Photographie du cube tronqué (18 faces). La distance entre les faces parallèles est de 6 cm environ (le cube est fait d'ardoise de Trélazé et non d'argilites de Tournemire).

Photograph of a truncated cube (18 faces). Distance between parallel faces: 6 cm (the exhibited cube is made of Trélazé slate and not of Tournemire shale).

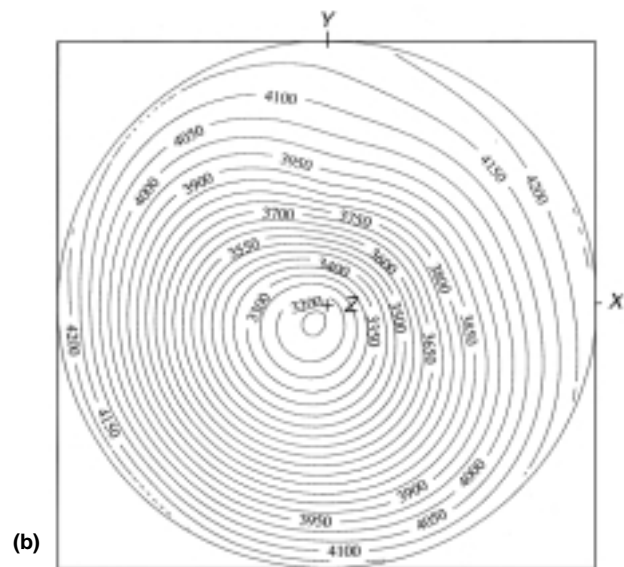


Figure 5b

Interpolation des résultats de mesure de vitesse  $qP$  obtenus sur cube tronqué. Stéréogramme de Wulff, vitesse  $qP$  en m/s. Échantillon A1, galerie ouest.

Interpolation of  $qP$  velocity measurements on a truncated cube. Wulff's stereogram, velocity in m/s. Sample A1, west gallery.

Notons que si la mesure de vitesse à contrainte nulle était fiable, il serait facile, à partir de la mesure des vitesses  $P$ ,  $S1$  et  $S2$  ainsi que de la direction de polarisation de ces deux ondes  $S$  principales, de disposer de vingt-sept données de vitesse permettant d'inverser de façon très redondante le tenseur élastique transverse isotrope à cinq constantes indépendantes. Mais la mesure de l'évolution des vitesses sous contrainte uniaxiale montre que cette méthode n'est pas toujours fiable dans le cas de nos argilites.

#### Mesures simples sous contrainte uniaxiale (fig. 6a à 6d)

Sur la figure 6, la convention adoptée pour caractériser les diverses conditions de mesure est du type *propagation/polarisation/contrainte*, c'est-à-dire que les indices correspondent, dans l'ordre précédent, aux axes parallèles à ces trois caractéristiques. Par exemple, la valeur de vitesse  $V_{xxz}$  correspond à la vitesse  $S$  de polarisation  $Z$  se propageant parallèlement à l'axe  $X$  dans le cas d'une application de contrainte uniaxiale parallèlement à l'axe  $Z$ , et  $V_{xxz}$  correspond à la vitesse  $P$  se propageant dans les mêmes conditions expérimentales (voir cartouche sur la figure 6).

Pour étudier l'effet de contrainte uniaxiale, l'expérience la plus simple consiste à mesurer, sur des cubes, les vitesses dans la direction d'application de la contrainte et de répéter la mesure pour les trois directions de l'échantillon. Le principal inconvénient que présente cette méthode est le risque de créer des microfissures dans l'échantillon et de fausser ainsi les résultats sur les axes mesurés par la suite. Aussi

avons-nous, dans ce cas, limité la contrainte maximum à 10 MPa. Pour étudier l'effet de contraintes supérieures, nous n'avons utilisé qu'un seul axe de l'échantillon. On peut relever les points suivants :

- Pour tous les échantillons, les variations de vitesses  $P$ , lors de l'application d'une contrainte dans le plan  $XY$  (plan de stratification), sont très faibles (voir par exemple  $V_{xxx}$  sur figure 6a) et cette variation de vitesse peut se rapprocher de l'incertitude de mesure. Concernant les ondes  $S$  (par exemple  $V_{xyx}$  sur figure 6a) la variation de vitesse est dans l'incertitude de mesure.
- En revanche, lorsque la contrainte est appliquée parallèlement à la direction  $Z$  (normale au plan de stratification) la réponse peut être contrastée :
  - dans de nombreux échantillons, la variation de vitesse  $P$ , quoique détectable, reste très faible (par exemple  $V_{zzz}$  sur figure 6b). La variation de vitesse  $S$  reste toujours très faible ;
  - certains échantillons peuvent montrer des variations de vitesse  $P$  parfois importantes ( $V_{zzz}$  de la figure 6d). Ce cas correspond à des échantillons microfissurés.

#### La relation vitesse verticale vs contrainte uniaxiale : indicateur d'endommagement ?

Des mesures sur des échantillons de surface du Toarcien de la région de Tournemire (carrières de briqueteries artisanales à Raujolles et Saint-Georges-de-Luzançon) confirment que

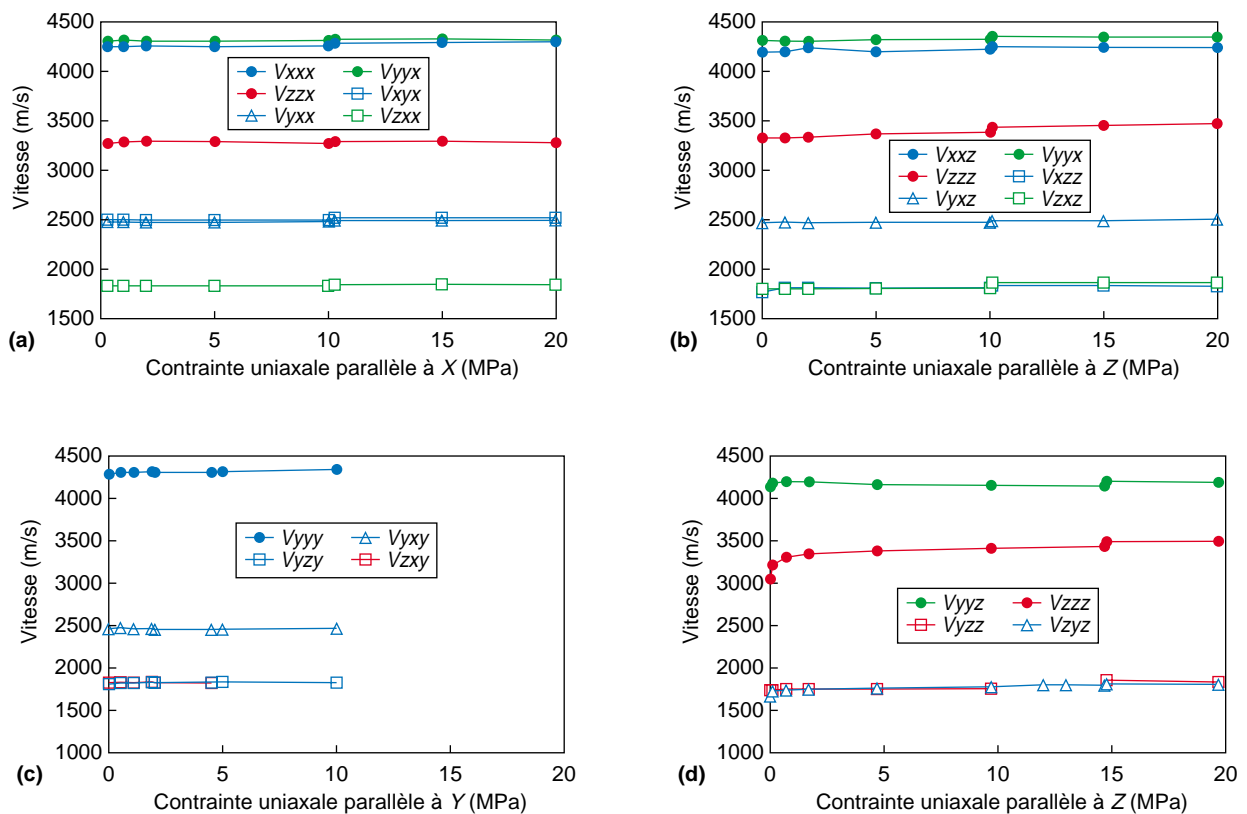


Figure 6

Résultats de mesure de vitesses ultrasonores  $P$  et  $S$  sous contrainte uniaxiale. Les deux points reportés pour une même contrainte (fig. 6b, 10 MPa) correspondent à deux mesures à plus de 12 h d'intervalle, avec maintien de la contrainte.

Examples of results of ultrasonic  $P$  and  $S$ -wave velocity under uniaxial stress.

l'endommagement de l'argilite, même léger, se manifeste par une sensibilité plus grande de la vitesse  $P$  verticale ( $V_{zzz}$ ) à la variation de contrainte uniaxiale. Il est possible que la forme de la courbe (forte variation à très faible contrainte ou variation progressive) soit un indicateur supplémentaire. Nous avons observé ce phénomène sur de nombreux types d'argile.

Cette observation nous permet de ne sélectionner, pour les mesures plus détaillées, que les échantillons non « endommagés ».

Il y aurait peut-être intérêt à utiliser ce critère de relation  $VP$  vertical vs contrainte pour des études plus systématiques de l'endommagement de l'argilite.

### 2.1.3 Mesures de routine sous contrainte uniaxiale

#### Principe de mesure

En routine, pour caractériser l'anisotropie dans le cas franchement transverse isotrope qui nous intéresse, il suffit de mesurer les vitesses dans trois directions définies par rapport à l'axe de  $TI$ . Dans la pratique, on fabrique trois éprouvettes parallélépipédiques adjacentes, d'axe respectif  $Z$  (normale

au plan de stratification, axe de  $TI$ ),  $X$  ou  $Y$  et bissecteur  $ZX$  ou  $ZY$ .

Pour obtenir des valeurs redondantes, on mesure, sur une même éprouvette, l'évolution des vitesses d'ondes se propageant suivant les trois axes, lors de l'application d'une contrainte uniaxiale parallèlement à un axe donné. Des exemples de résultats sont donnés sur les figures 6a à 6d.

Dans les argilites de Tournemire (comme dans beaucoup d'autres types d'argilite), la mesure sur éprouvette d'axe vertical ou horizontal ne pose pas de problème particulier. En revanche, les mesures sur éprouvettes d'axe incliné sont beaucoup plus délicates. En effet, la résistance en compression y est bien moindre et il est rare que l'éprouvette ne rompe pas à faible contrainte. Par ailleurs, les faisceaux ultrasonores, qui se propagent dans des milieux fortement anisotropes selon des directions éloignées des directions principales, sont perturbés par divers phénomènes et la mesure des ondes  $S$  peut devenir imprécise.

#### Présentation des résultats

Les mesures décrites ci-dessus sur trois (ou deux !) éprouvettes adjacentes fournissent un nombre important de valeurs



asymptotiques pour les diverses vitesses. Les écarts observés, pour les mesures du même type sur les trois éprouvettes, permettent de juger de l'homogénéité de l'échantillon. Si l'échantillon est homogène, on sélectionne les valeurs représentatives de  $VP$  vertical, horizontal et à  $45^\circ$  ainsi que les valeurs de vitesse  $SH$  (propagation et polarisation dans le plan horizontal) et  $SV$  (propagation et polarisation dans des plans différents).

Il est d'usage en géophysique pétrolière de caractériser l'isotropie transverse d'une roche à l'aide des 3 paramètres de Thomsen (1986) qui simplifient l'expression des formules. Nous rappelons leur définition :

$$\begin{aligned}\varepsilon &\approx (VP_{\text{horizontal}} - VP_{\text{vertical}})/VP_{\text{vertical}} \\ \gamma &\approx (V_{SH} - V_{SV})/V_{SV} \\ \delta &\approx (4VP_{(45^\circ)} - VP_{\text{horizontal}} - 3VP_{\text{vertical}})/VP_{\text{vertical}}\end{aligned}$$

mais aussi :

$$\delta \approx (V_{NMO} - VP_{\text{vertical}})/VP_{\text{vertical}}$$

où  $V_{NMO}$  désigne la vitesse de *Normal Move Out* (correspondant à une expérience conventionnelle de sismique réflexion sur une couche d'épaisseur constante du milieu anisotrope considéré). Signalons que la définition exacte de ces paramètres est en réalité basée sur des rapports de modules élastiques. C'est d'ailleurs suivant cette définition exacte que les paramètres présentés ci-après ont été calculés, mais la définition à partir des vitesses est plus parlante et reste exacte pour les anisotropies modérées. On voit que le calcul de  $\delta$  demande la connaissance de la vitesse se propageant suivant une direction oblique. Nous avons signalé les difficultés expérimentales liées à cette mesure, nous ne disposons donc pas de valeur fiable de  $\delta$ .

En faisant la moyenne sur un ensemble de sept séries de mesures, on obtient les valeurs présentées sur le tableau 1, qui nous semblent représentatives de la zone échantillonnée. On notera les écarts types très faibles sur les vitesses  $S$  et la vitesse  $P$  horizontale. En revanche, l'écart type est un peu plus important sur la vitesse  $P$  verticale. Ceci est à mettre en relation avec la plus grande sensibilité de  $VP$  vertical à la contrainte.

Notons toutefois que la majorité des éprouvettes utilisées provient d'une zone très limitée à l'intérieur du tunnel (entrée de la galerie latérale ouest, fig. 3) et que la représentativité de ces résultats par rapport aux mesures à plus grande échelle (diagraphie et tomographie) peut être discutée.

TABLEAU 1

Valeurs moyennes des vitesses ultrasonores dans la zone échantillonnée

*Ultrasonic velocity average values*

	$V_p$ vertical	$V_p$ horizontal	$V_{SH}$	$V_{SV}$	$\varepsilon$	$\gamma$
Moyenne	3380	4280	2490	1815	30 %	44 %
Écart type	70	40	18	15		

## 2.2 Mesure à l'échelle décimétrique (diagraphie sonique)

### 2.2.1 Méthode de mesure

Une diagraphie sonique a été enregistrée par *SEMM* dans les trois puits ID 135, ID 180 et ID 225. L'outil utilisé était un appareil de génie civil comportant un émetteur et deux récepteurs (par opposition aux outils pétroliers à deux émetteurs et quatre récepteurs au minimum — log sonique « compensé »).

Pour permettre une comparaison facile, les courbes de lenteur des puits obliques ont subi le traitement suivant (Jean-Luc Mari, communication personnelle) :

- Remise en profondeur « topographique » vraie (TVD) correspondant à la référence du puits vertical ID 180, en utilisant les données de trajectométrie de puits.
- Recalage « géologique » sur ID 180 en recherchant le décalage permettant de faire correspondre au mieux les dérivés basse fréquence des courbes de lenteur. Notons que ce décalage est faible (faible pendage général du Toarcien).

On peut ainsi comparer très facilement les lenteurs mesurées dans les différents puits (fig. 7a et 7b).

### 2.2.2 Comparaison ID 180 et ID 135 (fig. 7a)

On observe sur la figure 7a une remarquable corrélation entre les puits ID 180 et ID 135 ( $45^\circ$  vers l'Est), la courbe des lenteurs de ID 135 reprenant tous les détails de la courbe ID 180 avec une translation vers les lenteurs plus basses (vitesse plus élevée). Ceci correspond bien, qualitativement, à ce à quoi l'on peut s'attendre dans un milieu anisotrope. Nous verrons que, quantitativement, la différence de vitesse observée, bien qu'assez faible, est en bon accord avec les paramètres d'anisotropie déduits de la tomographie. En effet, les résultats tomographiques (cf. infra) indiquent une forte anellipticité de l'anisotropie de ces argilites justifiant la faible différence entre la vitesse  $P$  verticale et la vitesse  $P$  à  $45^\circ$ .

Dans le tableau 2 sont reportées les valeurs moyennes de vitesses  $P$  sonique pour deux tranches de profondeur, la tranche 5 m-17 m représentant la zone globalement étudiée en tomographie sismique, la tranche 10 m-20 m représentant la zone la plus homogène.

TABLEAU 2

Comparaisons des vitesses diagraphiques dans les trois puits étudiés

*Comparison of sonic velocity in three boreholes*

Puits	Vitesse $P$ (m/s)		$(V-V \text{ ID } 180)/V \text{ ID } 180$	
	5 m-17,7 m	10 m-20 m	5 m-17,7 m	10 m-20 m
ID 180	3108	3073	0	0
ID 135	3221	3185	3,6 %	3,6 %
ID 225	3064		-1,5 %	

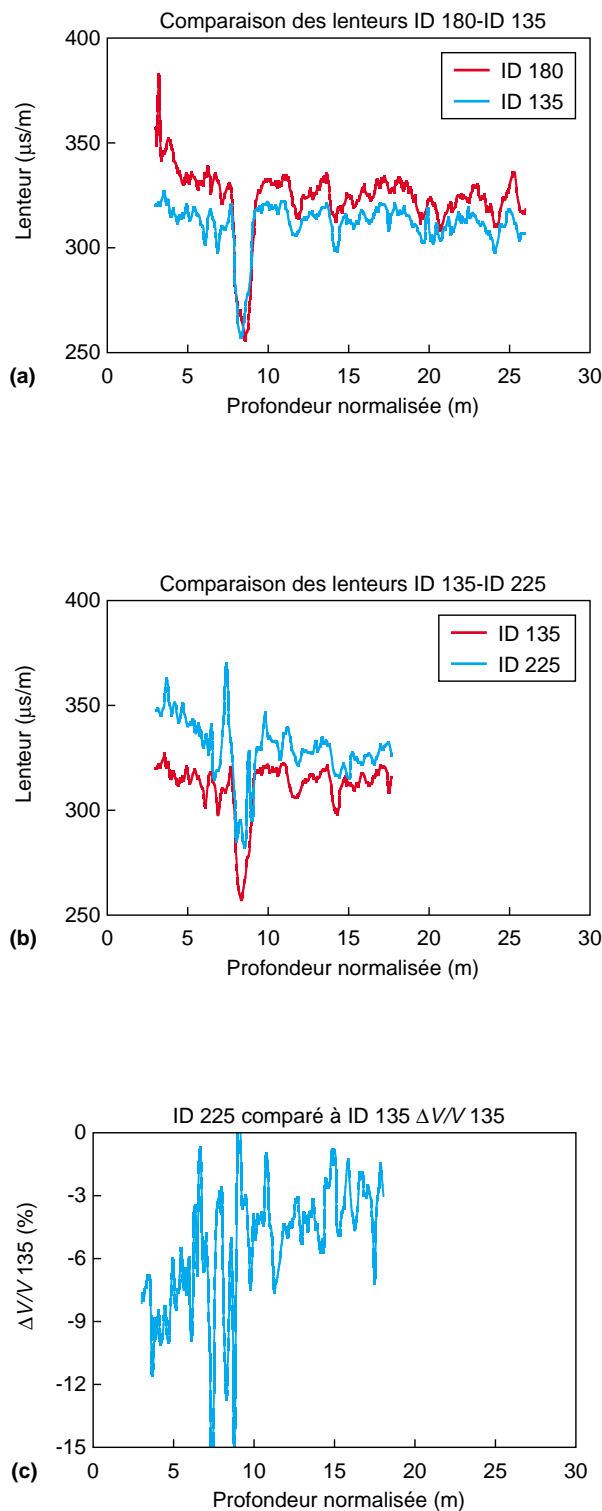


Figure 7

Comparaison des lenteurs  $P$  déduites des diagraphties soniques dans les puits ID 180, ID 135 et ID 225.

Comparison of sonic log slowness in boreholes ID 180, ID 135 and ID 225.

### 2.2.3 Comparaison ID 225 et ID 135 (fig. 7b)

Les deux puits de même inclinaison ( $45^\circ$  W pour ID 225 et  $45^\circ$  E pour ID 135) devraient présenter des courbes de lenteur très semblables. Il n'en est rien (fig. 7b). Si l'on retrouve bien la présence des mêmes bancs, indiquant que la faille passant entre ID 135 et ID 225 est à très faible rejet vertical, les lenteurs dans ID 225 sont nettement supérieures (la vitesse est même inférieure à celle mesurée dans ID 180, tableau 2). L'abondante fracturation naturelle observée sur les carottes de ID 225 est la cause de cette différence de vitesse. On retrouve même une corrélation entre l'écart des vitesses ID 135-ID 225 et l'intensité brute de fracturation relevée sur ID 225.

### 2.2.4 Conclusion sur les mesures soniques

En plus d'une estimation des vitesses  $P$  à l'échelle décimétrique, les mesures soniques nous apportent deux informations importantes :

- Le panneau non fracturé ID 180-ID 135 est homogène à l'échelle métrique : parfaite corrélation banc à banc jusque dans le détail et faible variation de vitesse ( $\pm 3\%$  pour les valeurs extrêmes), à l'exception du banc carbonaté, nettement plus rapide, de 1 m d'épaisseur autour de 8,6 m de profondeur normalisée.
- La fracturation naturelle du puits ID 225 se marque par une nette baisse des vitesses soniques.

## 2.3 Mesure à l'échelle métrique (tomographie sismique)

### 2.3.1 Acquisition des données

Une campagne d'acquisition tomographique a été réalisée par la CGG (Compagnie générale de géophysique) utilisant un dispositif de type « génie civil » constitué d'un émetteur Sparker 900 joules, de flûtes réceptrices de 24 hydrophones et un enregistreur 24 traces ABEM Terraloc. Le taux d'échantillonnage était de  $25 \mu\text{s}$ . Toutes les traces montrent une arrivée première directe  $P$  facile à pointer. La géométrie d'acquisition est décrite dans un trièdre direct tel que l'axe  $Z$  soit vertical et orienté positivement vers le bas, l'axe  $X$  perpendiculaire à l'axe du tunnel ( $Y$ ) et orienté positivement vers l'Est. Le centre du repère correspond à la tête du puits ID 180.

Trois panneaux d'acquisition ont été enregistrés au pas de 2 m (fig. 8) :

- Panneaux ID 135-ID 180 et ID 225-ID 180 avec tir dans les puits obliques et réception dans ID 180 (fig. 8a).
- Panneau ID 135-ID 225 avec tir et réception dans chacun des puits successivement, nous fournissant ainsi des « retours inverses » (fig. 8b).

Un exemple d'enregistrement brut est montré sur la figure 9.

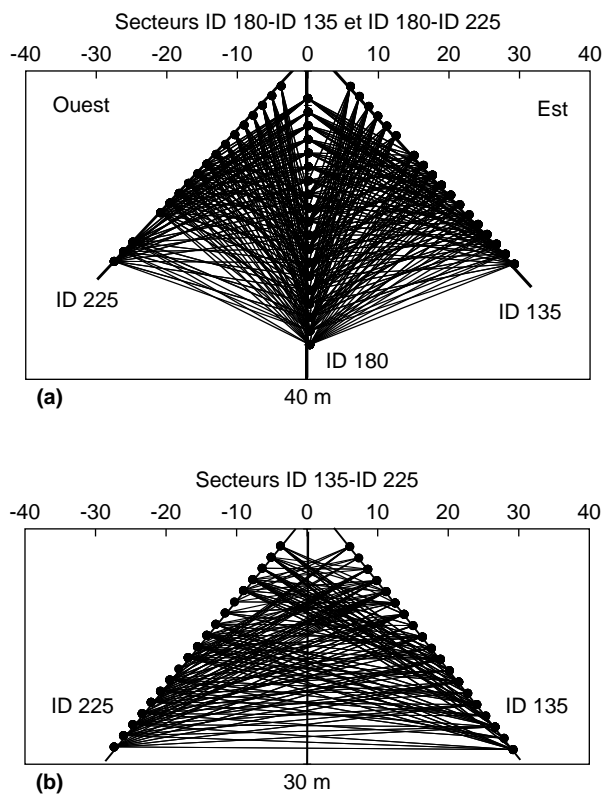


Figure 8

Schéma du dispositif tomographique.

Sketch of the tomographic process.

Un premier traitement rapide des panneaux ID 135-ID 180 et ID 225-ID 180, fait apparaître quelques points anormaux correspondant :

- à certains points de tir (tir 16 m sur ID 135, tir 32 et 34 m sur ID 225) ;
- aux trajets les plus courts (inférieurs à 15 m).

La suppression de ces deux ensembles de valeurs permet de faire disparaître l'ensemble des points anormaux (ainsi, d'ailleurs, qu'un nombre au moins égal de points normaux !). La redondance de l'information nous paraît suffisante pour que l'on puisse baser l'interprétation sur cet ensemble de points sélectionnés (fig. 8).

Pour les panneaux ID 135-ID 225 et ID 225-ID 135, on dispose de points tir/récepteurs symétriques, de sorte que les vitesses devraient ne pas varier lors de la permutation émetteur/récepteur. On a ainsi un moyen de contrôle de la qualité des pointés.

Les écarts de vitesses pour les 252 points sélectionnés sont inférieurs à 2 % (et inférieurs à 1 % pour plus des trois quarts d'entre eux).

Nous disposons ainsi pour l'analyse de 293 trajets pour le panneau ID 135-ID 180, 269 pour ID 225-ID 180 et 252 pour ID 135-ID 225.

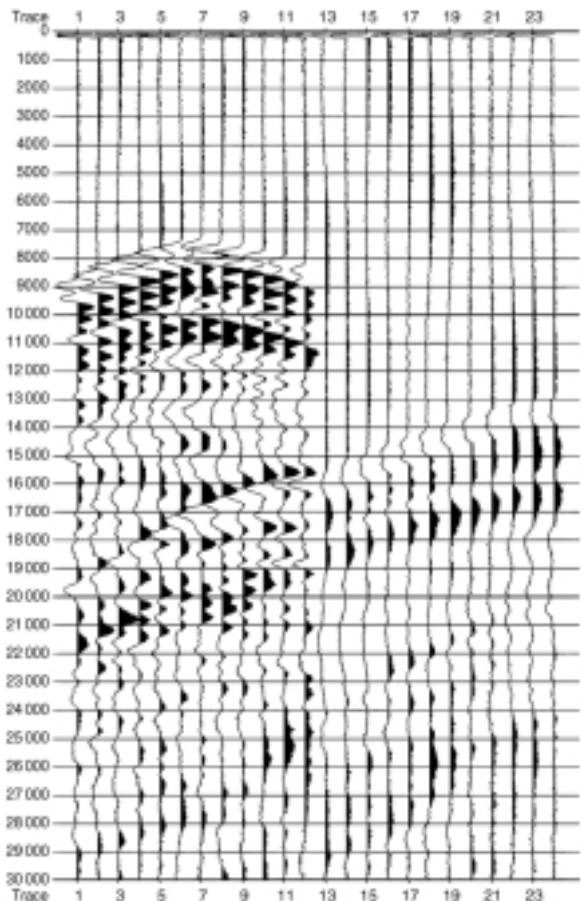
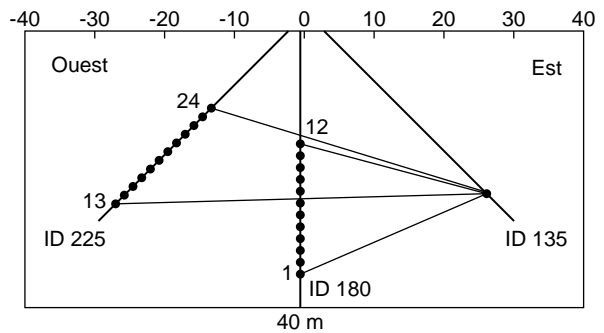


Figure 9

Exemple de signaux bruts enregistrés lors de l'expérience tomographique. Les temps sont en microsecondes. La source est placée dans ID 135, les 12 premières traces sont enregistrées dans ID 180, les 12 autres dans ID 225.

Example of recorded raw tomographic data. Time in microseconds. Source in ID 135. The first 12 traces are recorded in ID 180 and the other 12 in ID 225.

### 2.3.2 Traitement graphique bruts

Une première approche simple consiste à reporter les écarts de vitesse (exprimés en pour-cent par rapport à la vitesse minimum) en fonction de l'angle du rayon sismique. La

figure 10 (en coordonnées polaires) montre clairement deux points importants :

- La zone fracturée (ID 225-ID 180) et la zone saine (ID 135-ID 180) ont des caractéristiques acoustiques suffisamment différentes pour que cela apparaisse directement dans une représentation simple.
- Les deux zones (mais à un moindre degré pour la zone fracturée) présentent une forte anisotropie puisque dans la zone saine, on observe un écart de près de 30 % entre la vitesse  $P$  verticale et la vitesse  $P$  horizontale. Cet écart « n'est que » de 20 à 25 % dans la zone fracturée.

### 2.3.3 Inversion des paramètres d'anisotropie par l'équation de Thomsen

En prenant pour hypothèses que chacune des deux zones est homogène (vérifiée en diagraphie pour la zone saine) et transverse isotrope d'axe de symétrie subvertical (vérifiée en ultrasons), il est facile d'inverser les données de vitesse en calculant les meilleurs paramètres vérifiant l'équation de Thomsen (1986) :

$$V_p^2(\theta) = V_0^2(1 + 2\delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + 2\varepsilon \sin^4 \theta)$$

où  $\varepsilon$  et  $\delta$  sont les paramètres de Thomsen définis plus haut et  $V_0$ , la vitesse d'onde  $P$  verticale.

Les paramètres trouvés pour la zone saine sont :

$$V_0 = 3127 \text{ m/s}; \quad \delta = -15 \% \quad \text{et} \quad \varepsilon = 26 \%$$

Et pour la zone fracturée :

$$V_0 = 2949 \text{ m/s}; \quad \delta = -16 \% \quad \text{et} \quad \varepsilon = 20 \%$$

Pour la quasi-totalité des trajets, les vitesses calculées à partir de ces paramètres s'écartent de moins  $\pm 1 \%$  des valeurs expérimentales.

Autant l'hypothèse d'isotropie transverse paraît robuste dans la zone saine, autant on pourrait s'étonner qu'elle subsiste dans la zone fracturée. En fait, la superposition de fractures supposées statistiquement parallèles à l'accident majeur subvertical et grossièrement parallèles à l'axe du tunnel induit bien une symétrie orthotrope dans la formation. Cependant, l'équation reste formellement identique dans les plans de symétrie, et notre plan de tomographie en fait partie.

## 3 SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

Nous disposons ainsi de valeurs de vitesse et d'anisotropie aux trois échelles d'expérience. Ces données sont regroupées dans le tableau 3. Nous pouvons faire les quelques remarques suivantes.

### Valeurs absolues de vitesses $P$

On observe, sur le tableau 3, une excellente concordance entre la vitesse diagraphique  $P$  et la vitesse sismique (tomographie).

La vitesse  $P$  ultrasonore est supérieure d'environ 8 % à la vitesse sismique. La première explication serait, bien sûr, la dispersion viscoélastique liée aux trois ordres de grandeur séparant les fréquences.

En utilisant la formule du modèle  $Q$ -constant :

$$V/V_0 = V_0(\omega/\omega_0)^{(\text{Arctg}(1/Q))/\pi}$$

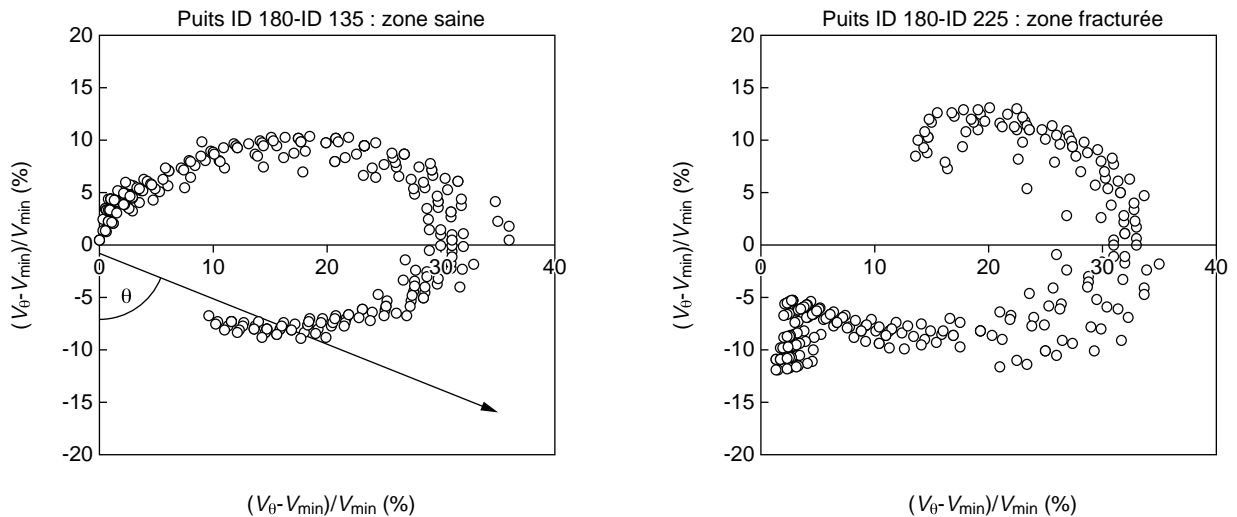


Figure 10

Anisotropie de vitesse  $P$  dans la zone « saine » et dans la zone fracturée, Coordonnées polaires,  $\theta$  est l'angle entre la verticale (axe  $Z$ ) et la direction de mesure.

*P-wave velocity anisotropy in the nonfractured and in the fractured area. Polar coordinates,  $\theta$  is the angle between the vertical ( $Z$  axis) and the measurement direction.*

TABLEAU 3

Récapitulation des vitesses et des coefficients d'anisotropie aux diverses échelles

*Recapitulation of velocities and anisotropy coefficients at various scales*

Échelle de mesure	Technique	Ordre de grandeur de la longueur d'onde	Zone saine				Zone fracturée			
			Onde P		Onde S		Onde P			
			Vitesse verticale	$\epsilon$	$\delta$	Vit. SH	$\gamma$	Vitesse verticale	$\epsilon$	$\delta$
Centimétrique	Ultrasons	$5 \cdot 10^5$ Hz	3380	30 %	---	1815	45 %	---	---	---
Décimétrique	Diagraphie sonique	$5 \cdot 10^3$ Hz	3100	---	---	---	---	---	---	---
Décamétrique	Tomographie	$5 \cdot 10^2$ Hz	3125	26 %	- 15 %	---	---	2950	20 %	- 16 %

où  $V$  est la vitesse correspondant à la fréquence,  $V_0$ , la vitesse à la fréquence de référence  $\omega_0$  et  $Q$ , le facteur de qualité, il est facile de tracer le graphe de la figure 11, pour lequel la valeur  $\omega/\omega_0 = 10^3$  correspond au cas tomographie-ultrason.

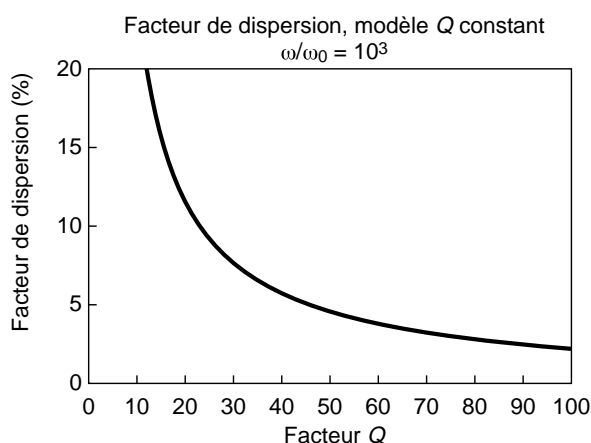


Figure 11

Facteur de dispersion des vitesses ultrasonores/diagraphiques pour le modèle viscoélastique à  $Q$  constant.

*Ultrasonic/sonic velocity dispersion for constant- $Q$  model.*

On voit sur ce graphique qu'il faudrait considérer un facteur de qualité inférieur à 30 pour rendre compte de l'écart de l'ordre de 8 % observé. Nous ne possédons pas de mesure fiable du facteur  $Q$ . Toutefois, des mesures par la méthode des rapports de spectres ultrasonores nous donnent, dans les directions principales de symétrie, des facteurs  $Q$  d'au moins 50 (on sait que la méthode des rapports de spectres ultrasonores est peu fiable dans le cas des  $Q$  élevés et donne le plus souvent des résultats par défaut). On ne peut donc pas justifier cet écart en totalité par un phénomène de dispersion

viscoélastique qui ne doit contribuer que pour 2 ou 3 % (correspondant à un facteur de qualité de l'ordre de 100).

La plus grande partie de l'écart doit être attribuée à un défaut de représentativité des éprouvettes destinées aux mesures ultrasonores mais, bien plus sans doute, aux incertitudes instrumentales affectant la mesure absolue des vitesses de propagation d'onde. Aussi, la comparaison des valeurs absolues de vitesse  $P$  nous apparaît plutôt satisfaisante.

#### Valeur d'anisotropie $P$

Nous disposons de mesures redondantes du paramètre  $\epsilon$  dans les bandes de fréquences ultrasonores et sismiques. La concordance des valeurs (26 % et 30 % ; *tableau 3*) est suffisante pour que l'on puisse considérer que l'anisotropie  $P$  est la même à l'échelle centimétrique et décamétrique. Cela confirme que la très forte anisotropie est liée à la structure microscopique de la roche (orientation des minéraux) et présente donc un caractère « matriciel » indépendant de l'échelle d'observation. Ce caractère est renforcé par le fait que, dans la zone étudiée, l'argilite ne présente pas de structure laminaire.

Les données diagraphiques ne nous fournissent pas de valeurs de vitesse horizontale et nous ne pouvons pas calculer directement  $\epsilon$ , mais en utilisant la valeur de  $\delta$  tirée de l'inversion tomographique, il est facile de calculer  $\epsilon$  par la formule de Thomsen en prenant les valeurs de vitesses verticales (puits ID 180) et à 45° (puits ID 135) (*tableau 2*). Que l'on prenne les valeurs moyennes (3108 m/s, 3225 m/s) sur la section de profondeur normalisée 5 m-18 m, ou celles de la zone la plus homogène, entre 10 et 20 m de profondeur normalisée (3073 m/s, 3185 m/s), on trouve  $\epsilon = 30$  %, ce qui est en bon accord avec les autres résultats.

#### Valeur de l'anisotropie $S$

Nous ne possédons de données d'onde  $S$  que dans la bande ultrasonore où l'on observe une anisotropie très marquée ( $\gamma = 45$  %). Les signaux  $S$  ultrasonores sont de très bonne

qualité, aussi ne peut-on mettre en doute les valeurs expérimentales. Il n'est pas rare d'observer dans des argilites des rapports anisotropie  $P$ -anisotropie  $S$  encore nettement plus élevés. Il serait donc très intéressant de pouvoir vérifier si ces mêmes valeurs d'anisotropie se retrouvent aux plus grandes échelles d'observation.

## CONCLUSION

Nous souhaiterions, en conclusion, mettre l'accent sur quelques observations déduites de cette étude et qui peuvent présenter un intérêt dans la caractérisation des roches argileuses, lesquelles sont considérées comme une barrière géologique potentielle pour un éventuel stockage profond de déchets radioactifs.

- Le point le plus notable est, sans doute, l'effet des fractures sur les vitesses d'onde  $P$ . Celui-ci est très marqué en diagraphie lorsque l'on compare les puits ID 135 et ID 225. Il est aussi très visible lors de l'interprétation simplifiée des résultats de tomographie. Cet effet des fractures peut paraître allant de soi, cependant, il faut tout de même signaler qu'il est loin d'être aussi net dans de nombreuses formations sédimentaires (réservoirs pétroliers par exemple). Il est probable que la netteté de l'effet des fractures sur les ondes  $P$  est en partie liée au caractère très homogène de la formation, aucun bruit de fond, induit par l'hétérogénéité de la roche, ne venant masquer le phénomène. Il est clair que dans des formations semblables à celle étudiée à Tournemire, les méthodes de tomographie sismique sont un moyen efficace de localiser les zones anormales potentiellement fracturées.
- Classiquement, on considère que l'effet des fractures se marque mieux en onde  $S$  qu'en onde  $P$ . Nous ne disposons pas de données autres qu'ultrasonores en onde  $S$ . Aucun problème matériel (sinon de coût !) n'empêche de réaliser en ondes  $S$  des enregistrements semblables à ceux présentés en onde  $P$ . Il nous semblerait particulièrement utile de réaliser une tomographie  $S$  dans des formations de ce type.
- Les argiles étudiées à Tournemire sont fortement anisotropes. Ce phénomène de forte anisotropie est très souvent observé dans les formations argileuses. À Tournemire, il est clair que cette anisotropie est liée à la structure microscopique de la roche. La stabilité des paramètres d'anisotropie entre l'échelle centimétrique et l'échelle décimétrique d'observation montre que la structure microscopique de la roche est l'unique cause qui intervient de façon notable dans la création de cette anisotropie.
- La présence d'une forte anisotropie est un réel facteur de complication pour l'interprétation des données sismiques. Mais cette étude montre que les mesures ultrasonores, simples et peu coûteuses, permettent d'estimer de façon quantitative les paramètres d'anisotropie à l'échelle

sismique. Cette connaissance *a priori* de la valeur de l'anisotropie constitue une aide notable à l'interprétation sismique. L'origine structurale microscopique de cette anisotropie permet raisonnablement de prédire une répartition assez homogène dans la formation.

- Dans les argilites étudiées (comme dans beaucoup de formations argileuses), la relation  $V_p$  fonction de la contrainte uniaxiale appliquée parallèlement à la propagation dépend nettement de la direction de propagation et de l'endommagement de la roche. Dans le cas de propagation horizontale, la vitesse  $P$  est le plus souvent très peu sensible à la contrainte. En revanche, en ce qui concerne la propagation verticale, la vitesse  $P$  est peu sensible à la contrainte pour les échantillons intacts, mais elle devient extrêmement sensible à la contrainte uniaxiale appliquée en cas d'endommagement (séchage partiel, relaxation, etc.). Nous disposons là, probablement, d'un moyen rapide et peu coûteux de contribuer à l'étude du délicat problème qu'est l'endommagement des argiles.

## REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier tout particulièrement nos collègues de l'*IFP*, Patrick Rasolofosaon, Michel Masson et Jean-Luc Mari qui ont pris une part très active à l'interprétation des résultats ou à l'acquisition des données. L'*IFP* a bénéficié du soutien financier du *FSH* pour la réalisation de ces travaux conduits en étroite collaboration avec l'*IPSN*.

## RÉFÉRENCES

- Arts, R.J. (1993) A Study of General Anisotropic Elasticity in Rocks by Wave Propagation. Theoretical and Experimental Aspects. *Thèse*, université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Éditions Technip, Paris.
- Arts, R.J., Rasolofosaon, P.N.J. et Zinszner, B.E. (1991) Complete Inversion of the Anisotropic Elastic Tensor in Rocks (Experiments vs. Theory). *Annual Meeting Expanded Abstracts, Society of Exploration Geophysicists*, **15**.
- Boisson, J.-Y., Cabrera, J. et De Windt, L. (1998) Étude des écoulements dans un massif argileux : laboratoire souterrain de Tournemire. Rapport à la Commission européenne, réf. *EUR 18338FR*.
- Cabrera, J., Volant, Ph., Baker, C., Pettit, W. et Young, R.P. (1999) Structural and Geophysical Investigations of the EDZ in Indurated Argillaceous Media: The Tunnel and the Galleries of the IPSN Tournemire Site, France. *Proc. of the 37th US Rock Mechanics Sympo., Vail, USA*, 957-964.
- Cabrera, J., Beaucaire, C., Bruno, G., De Windt, L., Genty, A., Ramambasoa, N., Rejeb, A., Savoye, S. et Volant, Ph. (2001) Projet Tournemire - Synthèse des programmes de recherche 1995-1999. *Rapport DPRE/SERGD 01-19*.
- Thomsen, L.A. (1986) Weak Elastic Anisotropy. *Geophysics*, **51**, 1954-1966.