

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	72 (1992)
Heft:	1
Artikel:	Relation entre paramètres pétrographiques et paramètres physiques de roches de la croûte continentale intermédiaire à profonde de la zone d'Ivrée = Relation between petrographic and physical parameters of rocks of the intermediate to deep continental cr...
Autor:	Barblan, Fabio
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-54896

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 11.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Relation entre paramètres pétrographiques et paramètres physiques de roches de la croûte continentale intermédiaire à profonde de la zone d'Ivrée

Relation between petrographic and physical parameters of rocks of the intermediate to deep continental crust in the Ivrea zone

de *Fabio Barblan*¹

Abstract

Seismic laboratory velocities (compression and shearing) have been measured on 55 samples of the Ivrea zone, an outcrop of the intermediate to deep continental crust, situated at the north-west limit of the southern Alps..

This study has revealed a number of correlations between the petrographic parameters, characterizing the studied samples (metamorphic facies, lithology, chemical composition) and the physical parameters (seismic velocity, density) which were experimentally determined or deduced from these parameters by computation (seismic anisotropy, Poisson's ratio, Young's modulus). These correlations allow to furnish indices about seismic behaviour of the earth crust and can therefore be used for interpretation of seismic profiles.

A systematic rock sampling on complete outcrop series has allowed to produce a velocity profile model of the continental crust.

Keywords: Petrography, geophysics, continental crust, Ivrea Zone, Italy.

Résumé

Des vitesses sismiques (compression et cisaillement) de laboratoire ont été mesurées sur 55 échantillons de la zone d'Ivrée, un affleurement de la croûte continentale intermédiaire à profonde situé en bordure nord-ouest des Alpes méridionales.

Cette étude a permis de mettre en évidence un certain nombre de corrélations entre les paramètres pétrographiques caractérisant les échantillons étudiés (faciès métamorphique, lithologie, composition chimique) et les paramètres physiques déterminés expérimentalement (vitesses sismiques, densité) ou déduits de ces derniers par calcul (anisotropie sismique, coefficient de Poisson, module de Young). Ces corrélations permettent de donner des indications sur le comportement sismique des roches de la croûte terrestre et peuvent donc être utilisées dans l'interprétation des profils sismiques. D'autre part, un échantillonnage systématique sur des sections complètes de l'affleurement a permis une modélisation de la croûte continentale et l'établissement d'un profil de vitesse.

Introduction

L'interprétation des résultats de sismique réflexion, requiert des connaissances sur le comportement sismique des roches profondes.

Or l'importance de la lithologie, du métamorphisme (CHRISTENSEN, 1971; CHRISTENSEN et FOUNTAIN, 1975; CHRISTENSEN et SALISBURY, 1979; CHRISTENSEN, 1978; HALL et SIMMONS, 1979; HUGHES et CROSS, 1951; HUGHES et MAURETTES,

¹ Travail effectué au Laboratoire de Pétrophysique de l'Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH-1205 Genève.

1957a, b; KERN et SCHENK, 1985; MANGHNANI et RAMANANANTOANDRO, 1974), de l'anisotropie (CHRISTENSEN, 1966, 1971; CRAMOIN, 1981) et des propriétés élastiques (CHRISTENSEN, 1966; MAINPRICE, 1990) d'une roche sur son comportement sismique est établie depuis fort longtemps.

Ce travail, par l'étude systématique de 55 d'échantillons repartis sur une section complète d'un affleurement de la croûte continentale intermédiaire à profonde, la zone d'Ivrée (située en Italie en bordure nord-ouest des Alpes méridionales), met en évidence une série de corrélations existant entre les paramètres pétrographiques caractérisant les roches profondes et les paramètres physiques qu'il est possible de déterminer en laboratoire, ou de déduire des mesures faites. Ces relations donnent des indications importantes et utiles pour l'interprétation des profils sismiques.

Dans cet article nous allons analyser successivement les différentes relations dégagées et en déduire quelques caractéristiques de la réflectivité de la croûte continentale. Pour terminer, une modélisation de la croûte profonde est proposée et un profil des vitesses de compression correspondant à ce modèle est établi. Cette démarche vient compléter les modèles déjà proposés par HALE et THOMPSON (1982), FOUNTAIN (1976) et BURKE et FOUNTAIN (1990).

Echantillons

L'échantillonnage a été effectué selon trois sections transversales de la zone d'Ivrée, le Val d'Ossola, le Val Sésia et le Val Strona. La figure 1 donne un aperçu simplifié de la géologie de cette région ainsi que la localisation géographique des échantillons.

Les caractéristiques pétrographiques essentielles de cette zone peuvent se résumer ainsi:

a) un degré de métamorphisme croissant du sud-est au nord-ouest, allant du faciès amphibolite moyen au faciès granulite. On constate que parallèlement à l'évolution du métamorphisme, la taille des minéraux augmente et l'on observe la transition d'une foliation schisteuse-gneissique à une texture massive,

b) des séries fréquemment rubannées comprenant principalement des paragneiss et des roches mafiques et localement des roches ultramafiques et des roches carbonatées,

c) des zones localisées de déformation mylonitiques sous diverses conditions métamorphiques et de transformations rétrogrades tardives sous faciès schiste-vert.

Les échantillons couvrent l'ensemble de la diversité pétrographique caractérisant cette zone et définie sous a, b et c.

Les caractéristiques pétrographiques des 55 échantillons mesurés sont résumées dans la table 1.

Mesure de laboratoire

La vitesse sismique de compression est mesurée à température ambiante sous une pression de confinement allant jusqu'à 400 MPa. Les mesures sont effectuées de 20 en 20 MPa en utilisant la technique des impulsions soniques (BIRCH, 1960, 1961). Par contre la vitesse de cisaillement est déterminée essentiellement à 400 MPa. On effectue les mesures chaque fois sur trois échantillons anhydres (ils sont étuvés pendant 24 heures à 90 degrés Celsius), de forme cylindrique (diamètre 2.54 [cm], hauteur ~ 5 [cm]), prélevés dans trois directions mutuellement perpendiculaires sur un même bloc de roche de forme approximativement cubique (côté ~ 10 [cm]). Ces trois directions étant déterminées, en principe, en fonction d'une structuration visible dans la roche; une direction perpendiculaire à la foliation, une autre dans la foliation parallèle à la linéation et la troisième dans la foliation et perpendiculaire à la linéation. La correction due à la compression de l'échantillon n'a pas été effectuée, en effet elle peut être considérée comme négligeable, ainsi que la correction en température par rapport à une profondeur correspondante à une pression de 400 MPa. Les vitesses mentionnées dans ce texte sont en principe des vitesses moyennes (moyenne arithmétique), obtenues à partir des vitesses dans les trois directions.

Les densités des roches ont été déterminées à l'aide d'un pycnomètre à gaz (hélium), sur les mêmes échantillons utilisés pour la détermination des vitesses, avant de mesurer celles-ci. La valeur utilisée dans les calculs et les graphiques est la moyenne arithmétique de la moyenne de trois mesures par échantillon sur les trois échantillons (mutuellement perpendiculaires).

INFORMATIONS DÉDUITES DES MESURES DE LABORATOIRE

a) Anisotropie sismique

Les vitesses obtenues sur les trois échantillons permettent de calculer une anisotropie globale définie comme suit:

$$\text{anisotropie en \%} = A_s = [(v_{\max} - v_{\min})/v_{\text{moy}}] 100$$

Cette anisotropie globale nous renseigne sur l'existence de variations de la vitesse de l'onde élastique selon des directions différentes de propagation dans la roche.

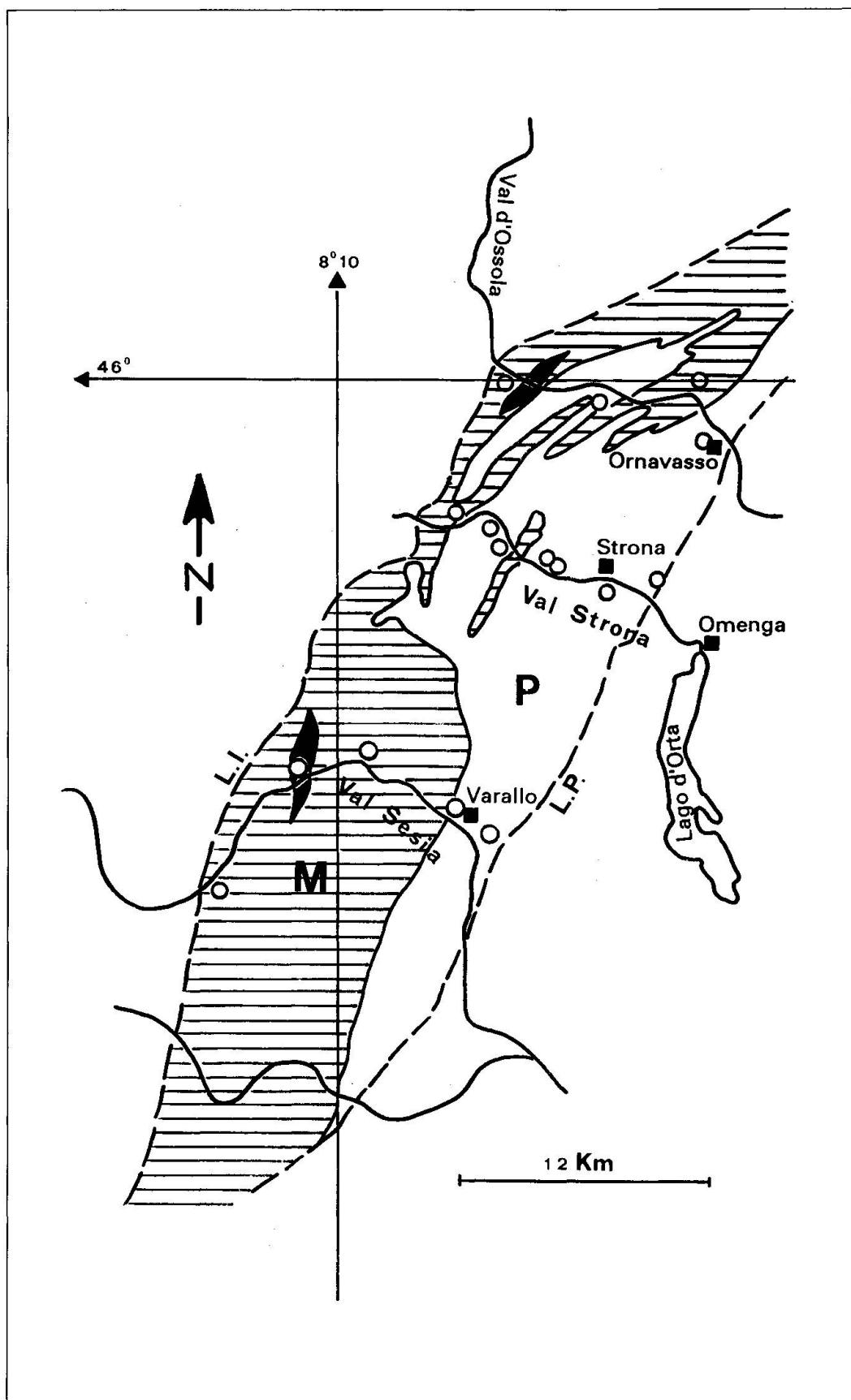


Fig. 1 Carte simplifiée de la zone d'Ivrée (selon A. ZINGG, 1983), avec les lieux d'échantillonnage. P paragneiss, M roches mafiques, L.I. ligne Insubrienne, L.P. ligne de Pogallo, en noir les zones de péridotites.

Tab. 1 Caractéristiques pétrographiques des échantillons mesurés. Les termes utilisés pour la classification sont les suivants:

- a) Faciès amphibolite/granulite se réfère au métamorphisme régional qui produit des roches ayant une texture plus ou moins cristalloblastique.
- b) Mylonitisé (à plus de 10%): cisaillement à haute température sans changement significatif de la composition minérale originale.
- c) Mylonitisé et rétromorphosé (à plus de 10%): cisaillement à «basse température» sous condition faciès schiste vert produisant des changements dans la texture et la minéralogie.

PARAGNEISS

IV27A	paragneiss faciès amphibolite (kinzigit), mylonitisé et rétromorphosé
IV28	paragneiss faciès amphibolite (kinzigit), complètement mylonitisé et rétromorphosé
IV32	paragneiss faciès granulite (stronalite), mylonitisé
IV33	paragneiss faciès granulite (stronalite), mylonitisé
IV34	paragneiss faciès amphibolite moyen (kinzigit)
IV35	gneiss à biotite-plagioclase faciès amphibolite moyen
IV39	paragneiss faciès amphibolite supérieur (kinzigit)
IV43	paragneiss faciès granulite (stronalite)
IV44	paragneiss faciès granulite (stronalite)
IV46	paragneiss faciès granulite (stronalite), mylonitisé
IV48	paragneiss faciès amphibolite moyen (kinzigit)
IV52	paragneiss faciès granulite (stronalite)
IV53	paragneiss faciès amphibolite supérieur (kinzigit)
IV54	paragneiss faciès amphibolite supérieur (kinzigit)

ROCHES MAFIQUES

IV1	gabbro (Loro), rétromorphosé
IV2	gabbro (Loro), rétromorphosé
IV3	mafiique faciès granulite
IV5	mafiique faciès granulite
IV7	mafiique faciès granulite
IV8	mafiique faciès granulite, rétromorphosé
IV9	mafiique faciès granulite
IV10A	mafiique faciès amphibolite supérieur (amphibolite)
IV10B	mafiique faciès amphibolite supérieur (amphibolite)
IV29	mafiique faciès amphibolite moyen (amphibolite), mylonitisé et fortement rétromorphosé
IV36	mafiique faciès amphibolite moyen (amphibolite)
IV37	mafiique faciès amphibolite supérieur (amphibolite)
IV40	mafiique faciès amphibolite supérieur (amphibolite)
IV41	mafiique à quartz faciès amphibolite supérieur (amphibolite), mylonitisé
IV55	mafiique faciès amphibolite supérieur (amphibolite), mylonitisé
IV42	mafiique faciès amphibolite supérieur, fortement tectonisé et rétromorphosé (pseudotachylite)
IV49	mafiique faciès amphibolite supérieur/faciès granulite
IV50	mafiique faciès amphibolite supérieur/faciès granulite, mylonitisé
IV51	mafiique faciès amphibolite supérieur/faciès granulite, mylonitisé
IV6*	roche à plagioclase-grenat-orthopyroxene faciès granulite
IV25*	roche à quartz-plagioclase-pyroxene faciès granulite
IV45*	roche à plagioclase-grenat-orthopyroxène faciès granulite
IV16A#	biotite-diorite
IV16B#	biotite-diorite
IV19#	mafiique, complètement mylonitisé et rétromorphosé
IV20#	mafiique, tectonisé et complètement rétromorphosé (pseudotachylite)
IV21#	gabbro, fracturé et rétromorphosé
IV22#	gabbro
IV23#	gabbro

ROCHES ULTRAMAFIQUES

IV4	hornblendite	IV18	péridotite (Balmuccia)
IV30	kelyphite-péridotite	IV24	pyroxénite (Balmuccia)
IV31	péridotite	IV26	péridotite (Baldissero)
IV17	péridotite (Balmuccia)		

AUTRES ROCHES

- IV11 granite (intrusion permienne, zone Strona-Ceneri)
- IV12 aplite
- IV13 aplite, légèrement folié
- IV14 marbre, impure
- IV15 marbre, impure
- IV38 roche calcosilicatée

Les échantillons pour lesquels l'anisotropie peut être mise en correspondance avec une structuration bien évidente de la roche représentent le 60%, pour les autres une anisotropie plus au moins forte existe, mais ne peut être reliée à une structuration visible de la roche.

b) Les coefficients élastiques

La détermination simultanée de la vitesse de compression et de cisaillement (à 400 MPa, il s'agit donc de coefficients calibrés pour une profondeur approximative de 12 km), permet de calculer le coefficient de Poisson selon l'expression suivante:

$$v = (1/2)(v_p^2 - 2 v_s^2)/(v_p^2 - v_s^2)$$

et le module de Young par la relation:

$$E = [\mu(2\mu + 3\lambda)]/(\lambda + \mu)$$

Où μ et λ ont été obtenus à partir des vitesses et de la densité mesurées. Il faut remarquer que ces deux expressions sont valables pour un corps parfaitement isotrope. Or ceci n'est pas nécessairement le cas pour les roches étudiées, mais cela nous permet quand-même d'avoir une idée du comportement élastique des roches profondes.

La figure 2 résume les résultats expérimentaux et calculés, en donnant les domaines de variations des mesures.

et l'autre et entre faciès métamorphiques à l'intérieur d'une même lithologie, pour qu'une transition d'une lithologie à l'autre ou d'un faciès métamorphique à l'autre produise une réflexion marquée. La table ci-dessous (Tab. 2), donne des exemples de transition et indique les coefficients de réflexion en incidence normale caractérisant le passage de l'onde de compression d'une lithologie à l'autre ou d'un faciès à l'autre.

Par contre on constate, par rapport aux échantillons mesurés (en nombre restreint, les réserves

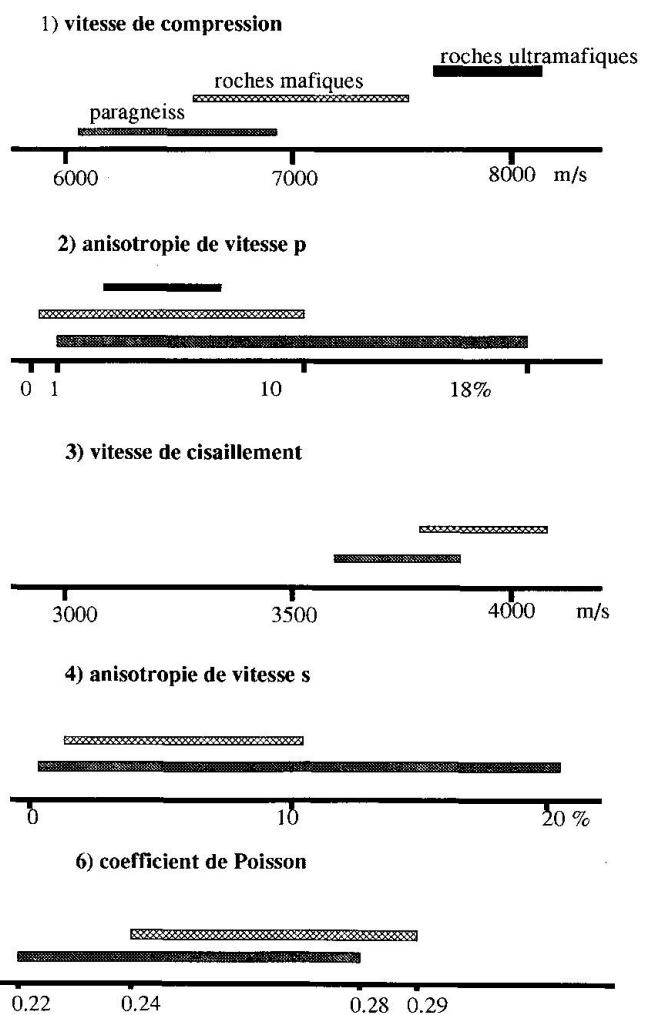


Fig. 2 Domaines de dispersions des paramètres physiques mesurés expérimentalement ou calculés.

Mise en évidence et discussion des différentes relations entre paramètres pétrographiques et physiques

LITHOLOGIE, FACIÈS MÉTAMORPHIQUE, DÉFORMATIONS ET VITESSES SISMIQUES

Les échantillons proviennent de lithologies et de faciès métamorphiques différents et cette variété permet de mettre en évidence l'influence de l'un et de l'autre sur les vitesses sismiques.

En utilisant les graphiques densité de matrice – vitesse de compression (Fig. 3) (les observations sont valables aussi pour les vitesses de cisaillement), nous constatons qu'un écart suffisant en impedance acoustique existe entre une lithologie

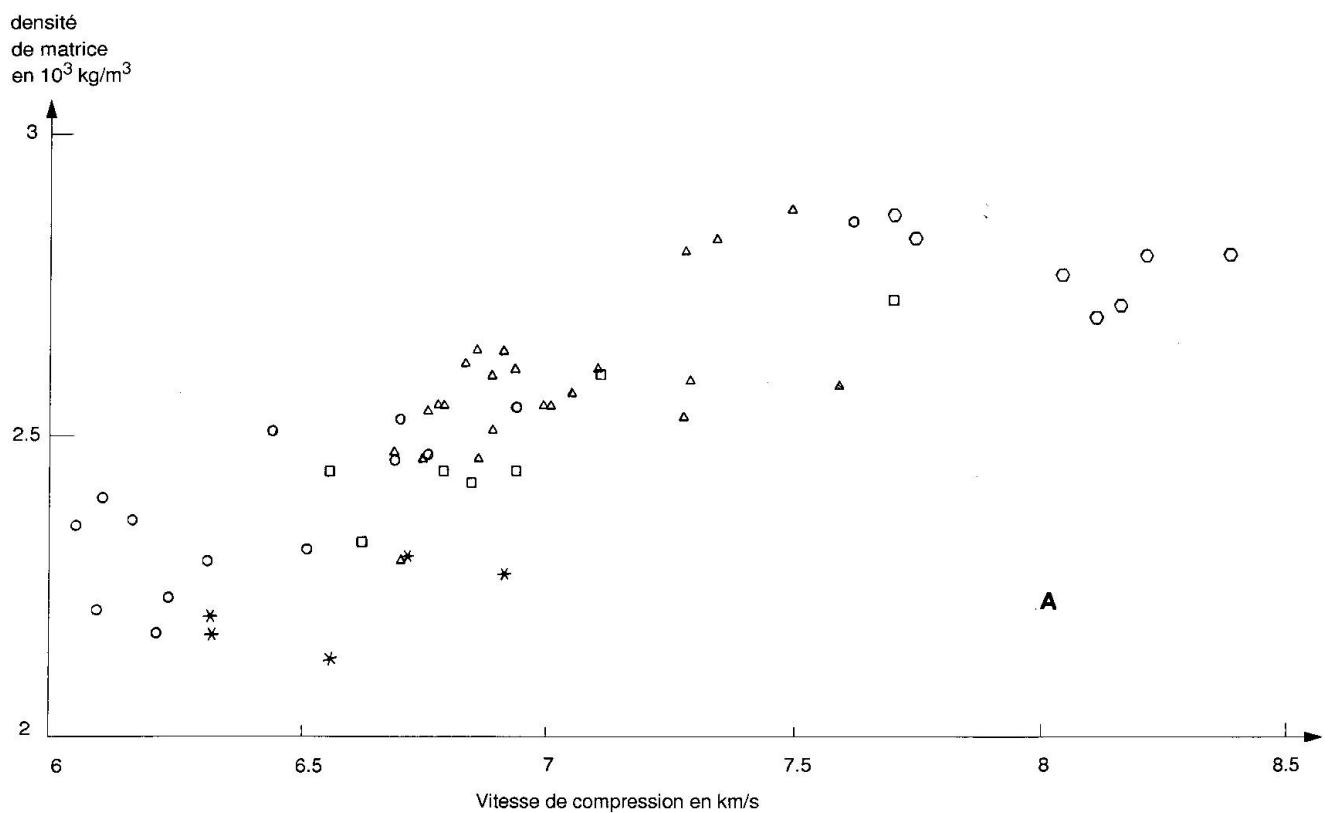
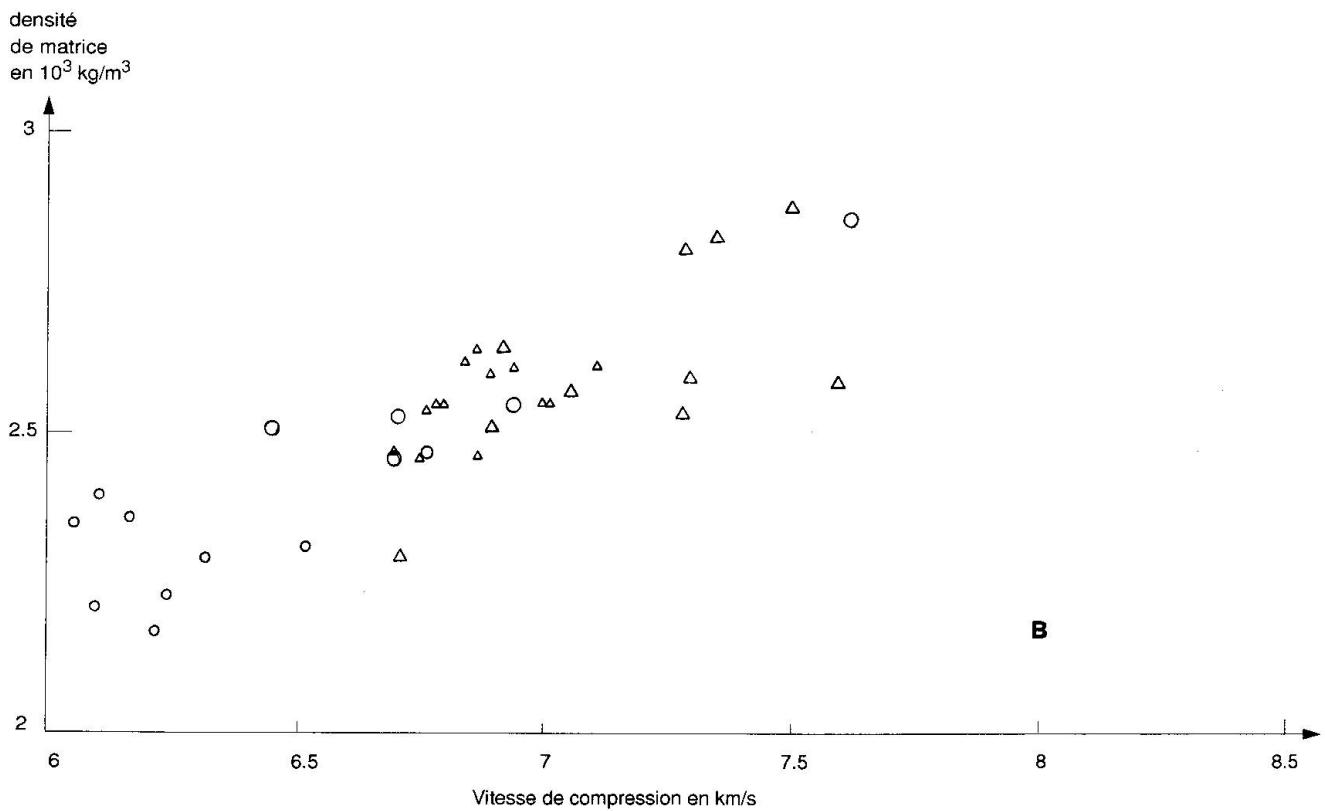
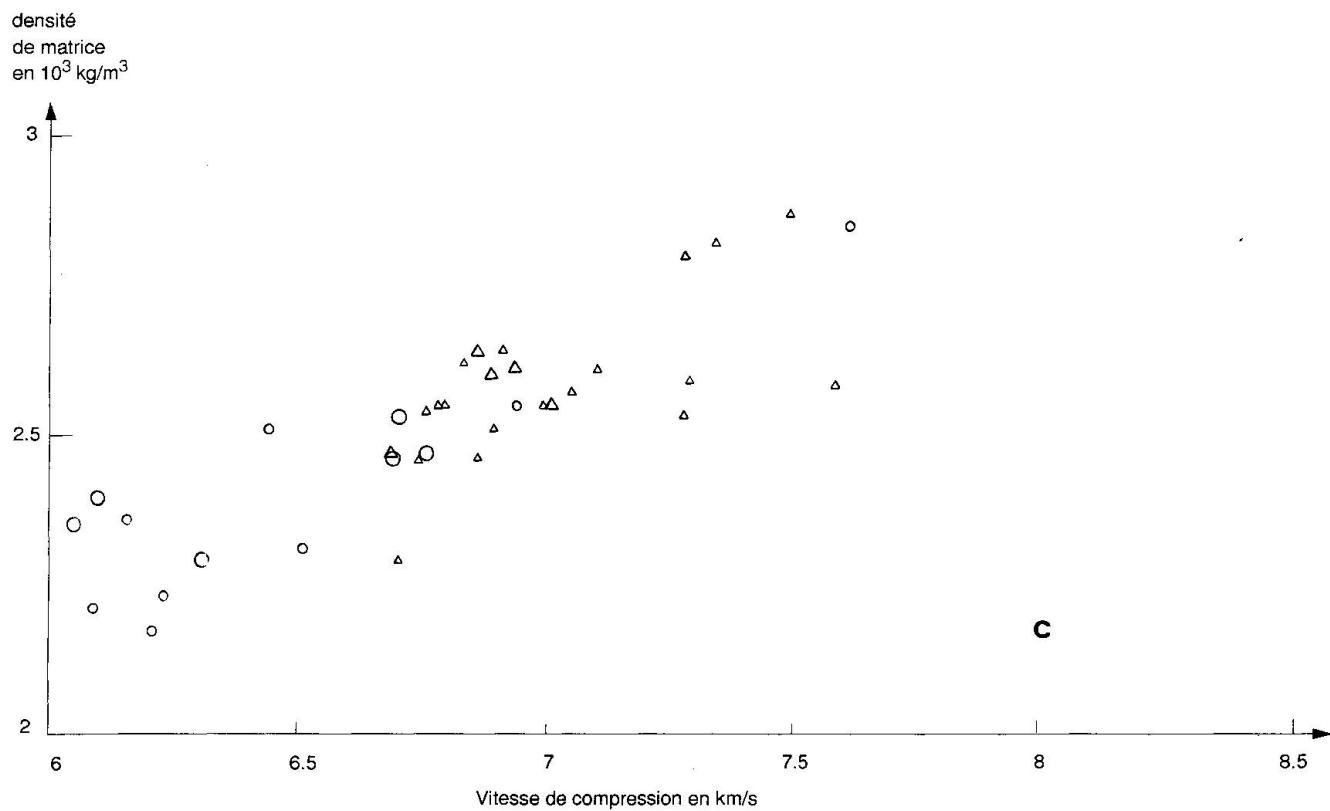


Fig. 3 a) Position des différentes lithologies dans le diagramme densité de matrice–vitesse de compression.
Paragneiss O / Roches mafiques Δ / Roches ultramafiques □ / Roches de la formation mafique ◻ / Roches diverses *



b) Positions des roches du faciès amphibolite et du faciès granulite dans le diagramme densité de matrice–vitesse de compression.
Paragneiss du faciès amphibolite o / Paragneiss du faciès granulite O / Roches mafiques du faciès amphibolite Δ / Roches mafiques du faciès granulite △



Tab. 2 Impédance acoustique moyenne des différentes lithologies et coefficient de réflexion en incidence normale pour les passages d'une lithologie à l'autre.

Ech.	Litho.	Faciès	Impéd.	Coeff.réf.
IV28	Paragn.	Amphib.	17.21	5.8%
IV43	Paragn.	Granulite	19.35	
IV55	Mafique	Amphib.	21.55	12.2%
IV26	Ultramaf.		27.54	

d'usage sont donc à appliquer), que les déformations mylonitiques ou les transformations rétrogrades (Tab. 3) ne produisent à l'intérieur d'une même lithologie pas suffisamment de contraste en impédance acoustique pour produire par rapport aux matériaux du même type mais non déformés des coefficients de réflexion importants.

ANISOTROPIE, VITESSES ET PARAMÈTRES PÉTROGRAPHIQUES

En général, l'anisotropie sismique globale définie à la page 70 résulte de l'action conjointe de différents facteurs à savoir:

- 1) porosité – fracturation,
- 2) composition inhomogène de la roche (roche rubanée),
- 3) orientation des minéraux selon leur forme,
- 4) orientation des minéraux selon leur axes cristallographiques.

Notons que la foliation est souvent engendrée par l'effet conjoint de 2 et 3.

Anisotropie et porosité-fracturation

La variation de la vitesse en fonction de la pression, donne une courbe à croissance rapide entre 0 et 200 MPa environ; à partir de cette pression la croissance est presque linéaire et faible.

On attribue à la fermeture des pores et des microfractures l'accroissement de la vitesse entre 0 et 200 MPa. Pour estimer la porosité et la microfracturation il est possible de procéder de la façon suivante:

on admet que la vitesse observée à 0 MPa est celle d'un système à deux composantes: d'un côté un certain volume de roche compacte, avec une vitesse de l'onde élastique correspondant à celle mesurée à 200 MPa; et de l'autre côté un certain volume d'air correspondant à la porosité et la microfracturation.

L'application d'un modèle simple à deux com-

Tab. 3 Impédance acoustique moyenne des paragneiss et roches mafiques déformées et non déformées et coefficient de réflexion en incidence normale, pour ce type de transitions.

Ech.	Litho.	Déform.	Impéd.	Coeff.réf.
IV32	Paragn.	Mylonit.	20.27	2.3%
IV43	Paragn.		19.35	
IV8	Mafique	Rétrom.	23.99	1.4%
IV5	Mafique		23.35	

posantes à cette situation permet de déterminer le volume correspondant à la porosité et à la microfracturation. En réalité les calculs ont été effectués pour une pression initiale de 20 MPa, l'erreur commise sur la détermination de la vitesse à 0 MPa étant trop grande. Les taux de porosité-fracturation obtenus (moyenne sur les trois spécimens) sont compris entre 0.06% et 1.9%. Nous constatons une porosité-fracturation de départ très faible, il est donc raisonnable d'admettre qu'au-delà de 200 MPa cette porosité-fracturation a totalement disparu et ne contribue pas à l'anisotropie. Surtout si on admet que cette fracturation observée peut avoir les origines suivantes:

- une fracturation due à la tectonique sous régime cassant durant la mise en place de la section à un niveau superficiel,
- fracturation due à la décompression durant l'érosion subrécente,
- fracturation due à la prise d'échantillon, donc ne concernant en principe pas la roche originale en place à une certaine profondeur.

Anisotropie et structuration de la roche

Nous constatons pour les roches mesurées une absence totale de corrélation entre anisotropie et le degré de foliation. De même par rapport à des observations strictement qualitatives sur les roches mesurées, il semble n'exister aucune relation entre anisotropie d'un côté et l'inhomogénéité des échantillons de l'autre côté.

En utilisant l'analyse modale approximative (Tab. 4) effectuée sur une à deux lames minces, nous pouvons dire que:

a) pour les paragneiss du faciès amphibolite les pourcentages de Sillimanite d'une part et de Qtz + Kf + Plg d'autre part ont une corrélation possible avec l'anisotropie de vitesse, on met en évidence une augmentation de l'anisotropie avec un pourcentage croissant de Sillimanite et une diminution de l'anisotropie avec un pourcentage

Tab. 4 Analyse modale approximative réalisé sur une lame mince.

Code	Qtz	Kf	Plg	Ga	Sill	Bi	Mu	Opq	Opx	Cpx	Hbl	Ol	Spi
IV27A	15			1				1					
IV28	5		15										
IV34	40	—35—			6	17	2	<1					
IV35	2		78			15		3					
IV39	40	—40—		10	2	7							
IV48	45		30	4	4	16	<2	<1					
IV53	55	—40—		2	<1	2		<1					
IV54	—75—			3	2	20		<1					
IV32	—57—			30	10	3							
IV33	32	—30—		20	15	3							
IV43	25	—40—		25		8		2					
IV44	5	45	1	27	20	<1		2					
IV46		50		15	15	20							
IV52	33	—25—		20	20	<1		2					
IV29											15		
IV36	1		50			2		2			45		
IV10A	3		47					3			47		
IV10B			45					2		15	35		
IV37			40							20	40		
IV40	2		40					3		5	40		
IV41	10		24							<1	65		
IV55	3		34					2		1	60		
IV49			40					1			59		
IV50			30					1		29	40		
IV51			38					2		8	50		
IV3			40							20	38		
IV5			40	2				1	—33—		20		
IV7			14	7				3		40	35		
IV8			38	15				2	—5—		40		
IV9			35						—30—		35		
IV6	5		75	18				7					
IV25	5		80					1	—14—				
IV45	1		55	35				2	7				
IV1			45								55		
IV2			40								60		
IV16A			45		10			1	—6—		30		
IV16B			50		15			2	—5—		28		
IV21			34					1	—10—		40		
IV22			45					1	—53—		1		
IV23			30	15				1	—49—		1		
IV4			6					2	—12—		80		
IV30								1			60		2
IV31								1			60		2
IV17								1			50		2
IV18								3			60		
IV26								1			60		2
IV12	24		60			15	<1	1			65	15	
IV38			5										

croissant de Qtz + Kf + Plg, on obtient les deux droites de régression suivantes:

$$A_s = 0.76 + 2.19\% \text{ Sillimanite} \quad \text{dév. std. 1.25}$$

$$A_s = 36.7 - 0.37 (\% \text{ Qtz+Kf+Plg}) \quad \text{dév. std. 3.54}$$

b) Pour les paragneiss du faciès granulite les pourcentages soit de Biotite, de Sillimanite et de

Qtz + Kf + Plg, semblent corréler avec l'anisotropie selon les équations de régression que voici:

$$A_s = 13.6 - 1.43 (\% \text{ Biotite}) \quad \text{dév. std. 3.31}$$

$$A_s = 304 + 0.53 (\% \text{ Sillimanite}) \quad \text{dév. std. 3.82}$$

$$A_s = 54.9 - 0.78 (\% \text{ Qtz+Kf+Plg}) \quad \text{dév. std. 1.78}$$

c) Pour les roches mafiques du faciès am-

phibolite le pourcentage de Plg seulement est en relation avec l'anisotropie:

$$A_s = 2.95 + 0.14 (\% \text{ Plg}) \quad \text{dév. std. 1.62}$$

d) pour les roches mafiques du faciès granulite la composition minéralogique ne semble pas influencer l'anisotropie. Remarquons toutefois que pour ces roches l'anisotropie ne dépasse pas 5%, selon LB V1 b p. 38 (Physical properties of rocks), de tels types de roches sont à considérer comme quasi-isotropes.

La valeur de l'anisotropie sismique A_s utilisée est celle correspondante à une pression de 400 MPa. L'analyse modale par contre donne la constitution de la roche à une pression nulle. On peut se poser la question si l'augmentation de pression et de température avec la profondeur introduit pour les roches «in situ» une variation appréciable de la composition. L'évolution de l'anisotropie en fonction de la pression (voir paragraphe suivant anisotropie et pression) permet d'affirmer que ces expressions représentent une bonne approximation de ce qui se passe dans les couches intermédiaires et profondes de la croûte terrestre.

Anisotropie et pression

On constate d'une façon générale que l'anisotropie de l'onde de compression diminue avec l'augmentation de la pression de confinement (valable pour 87% des échantillons), toutefois dans 13% des échantillons on observe le comportement contraire, celui-ci touche indifféremment des roches mafiques, des paragneiss, des gabbros et des péridotites.

Le taux de variation de l'anisotropie entre 20 MPa et 400 MPa, référé à la pression de 400 MPa prend en moyenne des valeurs relativement élevées avec une très grande dispersion. Pour les paragneiss une nette différence se manifeste entre les roches du faciès amphibolite et celles du faciès granulite. Si on laisse de côté les deux valeurs extrêmes (IV43 et IV53), on constate un taux de variation moyen de 101.3% pour les Kinzigites et de 38.1% pour les Stronalites; ceci est certainement à mettre en relation avec le taux moyen de porosité-fracturation, qui est de 1.18% pour le faciès amphibolite et de 0.6% pour le faciès granulite (ce qui donne en moyenne une variation de l'anisotropie entre 20 et 400 MPa trois fois plus élevée pour les roches du faciès amphibolite). Donc à basse pression l'anisotropie semble être très sensible à la porosité-fracturation. Pour les roches mafiques on met en évidence un comportement similaire au paragneiss: remarquons toutefois que trois roches mafiques du faciès gra-

nulite possèdent des taux de variation extrêmement élevé (IV9 384%, IV45 561%, IV6 702%).

Le diagramme linéation-foliation de vitesses. HEDLEY et WAGNER (1977) ont défini, en s'inspirant de la géologie structurale une linéation et une foliation magnétique, nous reprenons cette façon de voir et définissons une linéation et une foliation de vitesse sismique par:

$$l_v = v_{\max}/v_{\text{int}} \quad f_v = v_{\text{int}}/v_{\min}$$

Une roche possède une anisotropie de linéation si l_v est plus grand que f_v , ce qui signifie que la vitesse intermédiaire et la vitesse minimale sont semblables, ceci donne un ellipsoïde des vitesses allongé. Si f_v est plus grand que l_v , la roche possède une anisotropie de foliation, ce qui signifie que vitesse maximale et intermédiaire sont semblables et l'ellipsoïde des vitesses prend une forme «sphéroïdale».

Dans le cas où $l_v \gg f_v$, on peut dire que la roche possède une foliation et une linéation marquées, par contre dans le cas où $l_v \ll f_v$ la roche possède une foliation mais pas de linéation.

On constate que la répartition des échantillons sur le diagramme linéation-foliation de vitesse se fait en fonction de la valeur de leur anisotropie (plus l'anisotropie est grande plus la linéation ou la foliation sismiques sont grandes).

Les résultats obtenus nous permettent d'affirmer que:

1) Les paragneiss ont indifféremment une anisotropie de foliation ou de linéation et dans les deux cas les valeurs sont distribuées uniformément sur l'ensemble des valeurs observées.

Les roches mafiques montrent une tendance à une anisotropie de foliation avec des valeurs faibles à moyennes.

Les roches ultramafiques ont de préférence une anisotropie de linéation avec des valeurs faibles.

2) L'anisotropie de linéation ou de foliation touche en égale mesure les paragneiss du faciès amphibolite et du faciès granulite.

Les roches mafiques par contre montrent un comportement très différencié, les roches du faciès granulite sont toutes regroupées dans la région des anisotropies faibles (roches quasi isotropes), avec une légère tendance à une anisotropie de linéation. Les roches du faciès amphibolite possèdent par contre une nette anisotropie de foliation avec des valeurs de faible à moyennes.

3) Les quelques roches mesurées ayant subi des déformations mylonitiques, montrent une anisotropie de foliation et des valeurs dispersées entre faible à fortes.

Les roches qui ont été soumises à des transformations rétrogrades tardives sous faciès schiste-

vert ont un comportement analogue aux mylonites formées sous haute température.

Ces constatations sont en accord avec la relation qui existe entre l_v , f_v et A_s et qui découle de leur définition réciproque soit:

$$A_s = (l_v f_v - 1)(100 v_{\min}/v_{\text{moy}})$$

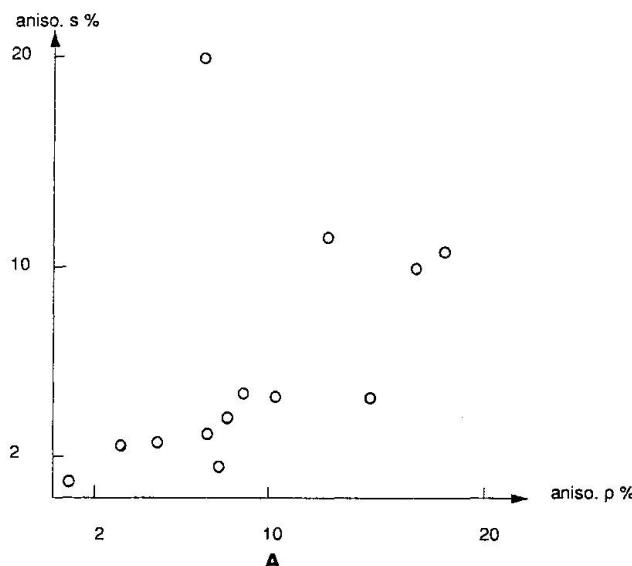
Relations entre anisotropie de compression et de cisaillement

Nos résultats semblent montrer (Fig. 4) une dépendance linéaire entre l'anisotropie de compression et l'anisotropie de cisaillement, pour les paragneiss, par contre elle pourrait être de type quadratique pour les roches mafiques.

$$A_{s,\text{paragneiss}}^s = 0.64 A_{s,\text{paragneiss}}^c - 0.82 \quad \text{dév. std. 2.2}$$

$$A_{s,\text{mafique}}^s = 0.18 (A_{s,\text{mafique}}^c)^2 - 1.2 A_{s,\text{mafique}}^c + 4.13 \quad \text{dév. std. 2.18}$$

Il existe entre vitesse de compression et vitesse de cisaillement une relation linéaire simple dans le cas d'un corps parfaitement élastique et isotrope, elle s'exprime par $v_c = v_s 3^{1/2}$. Il est facile de montrer que dans le cas où le coefficient de proportionnalité est différent pour les trois vitesses v_{\min} , v_{\max} et v_{int} il apparaît un terme quadratique dans la relation entre les deux anisotropies. Nos mesures indiquent donc que, indépendamment du faciès métamorphique, ces coefficients sont les mêmes dans les trois directions pour les paragneiss mais diffèrent pour les roches mafiques. Autrement dit les paragneiss ont un comportement isotrope du point de vue du cisaillement, ce qui n'est pas le cas pour les roches mafiques.



PROPRIÉTÉS ÉLASTIQUES, VITESSES ET PARAMÈTRES PÉTROGRAPHIQUES

Le coefficient de Poisson a été calculé avec les valeurs des vitesses à 400 MPa, mais avec des densités non extrapolées à cette valeur de pression (voire plus loin dans le texte la justification d'une telle décision), les valeurs obtenues sont comprises entre 0.22 et 0.28 pour les paragneiss et entre 0.24 et 0.29 pour les roches mafiques.

La relation entre coefficient de Poisson et vitesse de cisaillement montre une relative nette séparation des deux lithologies et des faciès métamorphiques (amphibolite, granulite) à l'intérieur d'une même lithologie. Le coefficient de Poisson augmente avec une vitesse de cisaillement croissante:

$$v_s = 2.25 + 6.43 v \quad \text{dév. std. 0.13}$$

Le module de Young moyen augmente en passant d'un faciès métamorphique à l'autre et d'une lithologie à l'autre. On observe aussi une excellente corrélation avec la vitesse de compression selon:

$$E = 3.76 v_p - 14.09 \quad \text{dév. std. 0.47}$$

Les paragneiss du faciès granulite semblent se comporter du point de vue élastique, comme les roches mafiques du faciès amphibolite.

La mesure simultanée de la vitesse de compression et de la vitesse de cisaillement en sismique réfraction permet de calculer le coefficient de Poisson de roches situées à une certaine profondeur. Le coefficient ainsi obtenu correspond à une mesure «in situ» indirecte, il tient donc implicitement compte des conditions locales de

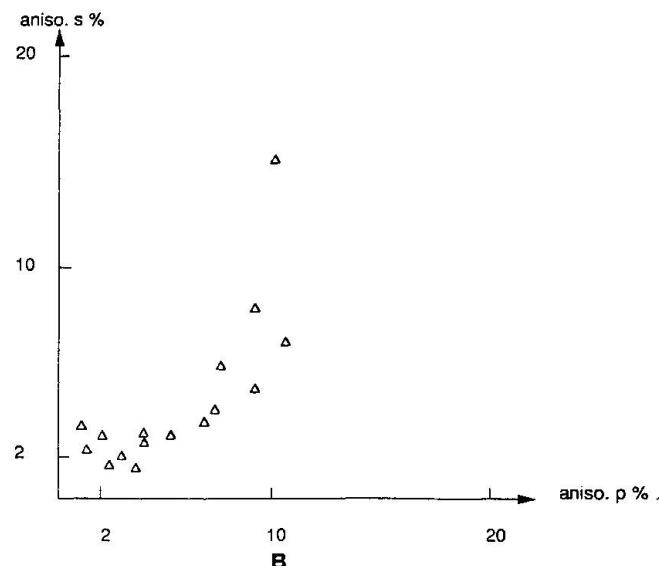


Fig. 4 Relation entre l'anisotropie de cisaillement et l'anisotropie de compression.; a) pour les paragneiss, b) pour les roches mafiques.

pression, température et densité des roches. HOLBROOK (1987) donne pour la croûte profonde une fourchette de 0.24 à 0.30, en correspondance avec les valeurs obtenues ici pour les roches mafiques. Ce qui permet raisonnablement d'affirmer que pour les roches de la croûte continentale intermédiaire à profonde l'utilisation d'une densité pycnométrique déterminée à pression nulle est une approximation acceptable pour les valeurs «in situ».

La relation vitesse de compression – vitesse de cisaillement est très bonne:

$$v_s = 0.38 v_p + 1.27 \quad \text{dév. std. 0.05}$$

Pour un corps parfaitement élastique et isotrope la pente est de 0.58 (l'inverse de racine de 3), ceci nous montre donc que les roches mesurées s'écartent sensiblement en moyenne d'un comportement isotrope, qui est entre autres caractérisé par un coefficient de Poisson de 0.25.

Réflectivité de la croûte continentale intermédiaire à profonde

Nous pouvons raisonnablement affirmer que la réflectivité de la croûte terrestre peut être interprétée:

a) comme une succession de changements lithologiques et de faciès métamorphiques qui est certainement selon nos mesures le facteur le plus important.

b) par l'anisotropie sismique des roches d'un même faciès métamorphique ou d'une même lithologie, si géologiquement parlant on arrive à justifier, à l'intérieur d'une même unité de roche des couches successives orientées selon les vitesses maximale ou minimale.

Nous avons mis en évidence précédemment que pour ce type de roches la porosité-fracturation et la structuration de la roche ne contribuent pas à l'anisotropie et que cette dernière semble essentiellement portée par l'anisotropie cristallographique (SIEGESMUND, 1989; CHRISTENSEN, 1971; MAINPRICE, 1990) des minéraux constituant la roche. De tels changements d'orientation sont observés à l'échelle décimétrique, il n'est donc pas absurde de penser que dans des couches successives d'une même lithologie, il existe des orientations préférentielles différentes des cristaux à une échelle plus large de telle façon que l'anisotropie peut intervenir comme facteur de réflectivité.

c) par les roches déformées. Nos mesures indiquent que les variations de vitesse et de densité des mylonites ou des roches ayant subi des transformations rétrogrades tardives (faciès schiste-

Tab. 5 Anisotropie sismique, densité de matrice, vitesses sismiques de compression maximales et minimales et coefficient de réflexion en incidence normale pour les roches déformées.

Ech.	Défor.	A_s	p	v_{\max}	v_{\min}	R
IV28A	M+R	8.9	2.94	6.4	5.8	4.9
IV28	M+R	18	2.85	6.6	5.5	9.1
IV32	M	8.1	3.03	6.9	6.4	3.8
IV33	M	7.8	2.96	6.9	6.4	3.8
IV46	M	14.6	2.97	7.4	6.4	7.2
IV1	R	2.1	3.01	7.0	6.8	1.4
IV2	R	10.4	3.09	7.7	6.9	5.5
IV8	R	3.8	3.3	7.4	7.1	2.1
IV29	M+R	7.4	2.96	7.1	6.6	3.6
IV55	M	9.3	3.11	7.2	6.5	5.1
IV50	M+R	5.4	3.10	7.1	6.7	2.9
IV51	M	1.1	3.05	7.0	7.1	0.0

vert), ne sont pas suffisantes pour créer par rapport aux roches non déformées (après le métamorphisme régional) des contrastes d'impédance acoustique pouvant donner lieu à des réflexions. Par contre du côté anisotropie nous constatons que (Tab. 5):

1) les taux d'anisotropie sont en moyenne relativement élevés,

2) les coefficients de réflexion sont importants.

L'anisotropie des roches déformées peut expliquer leur haute réflectivité, dans la mesure comme précédemment on arrive à justifier des couches successives orientées selon les vitesses extrêmes.

Esquisse d'un profil sismique à travers la zone d'Ivrée

En s'appuyant sur les données géologiques de deux sections de la zone d'Ivrée (Val d'Ossola-Val Strona, axe de rotation N35E, calibration de profondeur 830 MPa faciès granulite, SCHMID et al., 1988 et Val Sesia, axe de rotation N25E, calibration de profondeur 800 MPa gabbro, RIVALENTI et al., 1981), et en supposant que l'affleurement horizontal correspond à une série à profondeur croissante, une rotation de 90° nous donne la possibilité de modéliser la croûte continentale.

Cette modélisation est synthétisée dans la table ci dessous (Tab. 6). Il faut toutefois remarquer que la zone d'Ivrée est arquée et que les zones de transitions lithologiques ou métamorphiques sont obliques et que par conséquence toute projection introduit une distorsion. Malgré ces réserves il nous paraît intéressant de proposer cette modélisation, pour montrer comment les mesures de laboratoire peuvent être utilisées pour l'interprétation des profils sismiques.

Tab. 6 Modélisation d'une section transversale (redressée) de la zone d'Ivrée avec indication des coefficients de réflexion en incidence normale, correspondant aux différentes transitions lithologiques.

Type de Roche	Profondeur Km	Pression MPa	Ech.	Vp Km/s	As %	R %
Paragneiss	17.5	577.5	IV39	6.59	10.9	8.0
Mafique	17.8	587.4	IV55	6.99	9.3	13.0
Paragneiss	18.1	597.3	IV34	6.25	12.7	5.9
Marbre	19.8	653.4	IV14	6.72		2.7
Paragneiss	20.0	660.0	IV48	6.39	7.0	3.7
Marbre	20.2	666.6	IV15	6.94		1.6
Paragneiss	20.3	669.9	IV39	6.62	10.9	0.5
Marbre	20.5	676.5	IV14	6.72		0.4
Paragneiss	20.6	679.8	IV39	6.63	10.9	1.6
Marbre	20.8	686.4	IV15	6.94		1.6
Paragneiss	21.0	693.0	IV39	6.63		9.2
Mafique	21.4	706.2	IV37	7.20	7.0	9.1
Paragneiss	21.6	712.8	IV39	6.63	10.9	3.9
Mafique	21.9	722.7	IV36	6.81	10.2	9.4
Paragneiss	22.5	742.5	IV53	6.15	0.8	13.4
Mafique	23.1	762.3	IV55	7.02	9.3	9.9
Paragneiss	23.3	768.9	IV54	6.26	4.9	4.2
Diorites	24.4	800.0	IV16	6.63	6.3	7.7
Gabbros	26.1	861.3	IV2		10.4	
			IV21	7.36	4.4	9.5
			IV22		0.4	
			IV23		1.5	
Mafique	30.1	993.3	IV20	6.67	1.1	3.7
Mafique	30.3	1019.7	IV19	6.94	2.9	13.9
Péridotites	31.8	1049.4	IV17		3.4	
			IV18	8.18	7.6	

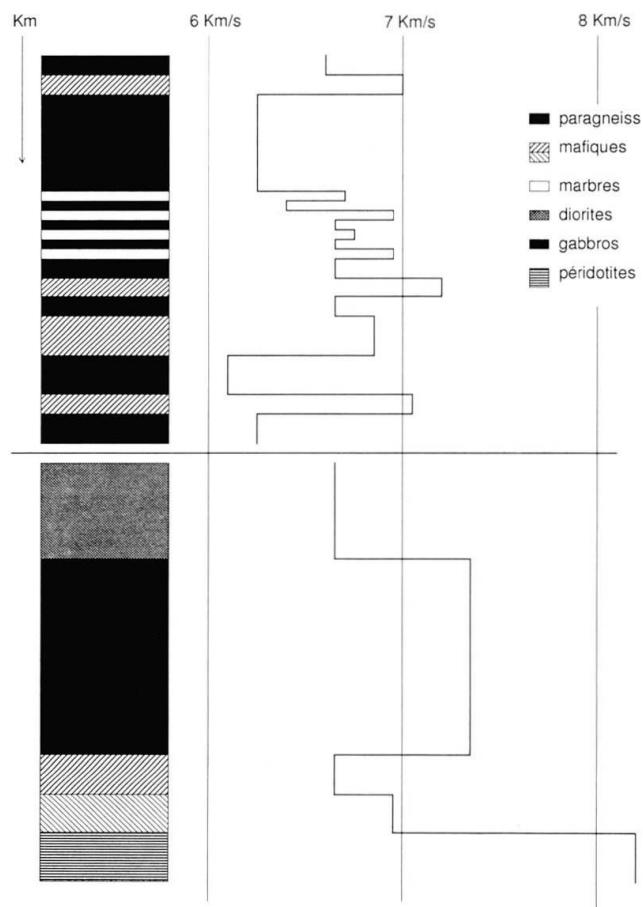


Fig. 5 Profil des vitesses sismiques de compression à travers une modélisation de la croûte continentale intermédiaire à profonde de la zone d'Ivrée.

La succession des lithologies constituant ce modèle de croûte terrestre profonde, donne lieu à un profil des vitesses de compression (Fig. 3) qui fait ressortir l'existence de transitions ayant une grande impédance acoustique donc produisant un coefficient de réflexion en incidence normale élevé. En particulier la transition roches mafiques péridotites pourrait être significative de la discontinuité de Moho.

Conclusions

Ce travail nous permet de dégager les conclusions suivantes:

Propriétés physiques des roches profondes:

La mise en évidence d'une grande diversité de comportement au niveau de l'anisotropie sismique et ceci à l'intérieur d'un même faciès métamorphique d'une même lithologie. Les caractères essentiels de cette anisotropie sont les suivants:

a) une anisotropie décroissante lorsqu'on passe des paragneiss aux roches mafiques et aux roches ultramafiques,

b) une anisotropie due essentiellement à la constitution minéralogique de la roche,

c) une relation entre anisotropie de compression et de cisaillement qui est linéaire pour les paragneiss et quadratique pour les roches mafiques.

Aide à l'interprétation des profils sismiques

Les causes de la réflectivité de la croûte terrestre profonde, mises en évidence dans ce travail sont:

- a) un changement de lithologie,
- b) un changement de faciès métamorphique,
- c) un changement d'orientation des minéraux d'une couche à l'autre, à l'intérieur d'une même lithologie.

Modélisation

L'étude systématique des échantillons correspondant à une section complète d'un affleurement de la croûte, permettent en utilisant d'autres informations géologiques, d'établir un profil des vitesses à travers cette section et de modéliser ainsi le comportement sismique de cette dernière. Cette modélisation est en accord avec les observations faites sur les profils sismiques et indiquant une haute réflectivité de la croûte profonde.

Il faut toutefois remarquer que l'ensemble des causes pouvant engendrer une réflectivité de la croûte n'ont pas été analysées et qu'en particulier les fluides inclus dans les roches et sa macrofracturation sur des grandes épaisseurs, peuvent être des sources non négligeables d'une réflectivité importante.

Remerciements

Mes remerciements vont au Prof J.J. Wagner qui a permis et encouragé la réalisation de ce travail dans le cadre du Laboratoire de Pétrophysique de l'Université de Genève, qu'il dirige. Je remercie également le Doc. A. Zingg (Université Bâle) pour l'analyse des lames minces et l'établissement de l'analyse modale ainsi que pour la relecture attentive de ce travail et les observations pertinentes formulées à ce sujet, ainsi que pour les communications personnelles sur les sections géologiques de la zone d'Ivrée.

Références

- BIRCH, F. (1960, 1961): The Velocity of Compressional Waves in Rocks to 10 Kilobars, Part I. JGR 65, 1083–1102; Part II. JGR 66, 2199–2224.
- BURKE, M.M. et FOUNTAIN, D. (1990): Seismic properties of rocks from an exposure of extended continental crust – new laboratory measurements from the Ivrea Zone. Tectonophysics 182, 119–149.
- CHRISTENSEN, N.I. (1966): Elasticity of ultrabasic rocks. Journal of Geophysical Research 71, 5921–5931.
- CHRISTENSEN, N.I. (1971): Fabric, seismic anisotropy, and tectonic history of the Twin Sisters Dunite, Washington. Geological Society of American Bulletin 82, 1681–1694.
- CHRISTENSEN, N.I. (1978): Ophiolites, Seismic Velocities and Oceanic Crustal Structure. Tectonophysics 47, 131–157.
- CHRISTENSEN, N.I. et CROSSON, R.S. (1968): Seismic anisotropy in the upper mantle. Tectonophysics 6, 93–107.
- CHRISTENSEN, N.I. et FOUNTAIN, D. (1975): Constitution of the Lower Continental Crust Based on Experimental Studies of Seismic Velocities in Granulite. Geological Society of America Bulletin 86, 227–236.
- CHRISTENSEN, N.I. et SALISBURY, M.H. (1979): Seismic anisotropy in the Oceanic Upper mantle: evidence from the Bay of Islands ophiolite complex. Journal of Geophysical Research 84 b8, 4601–4610.
- CHROSTON, P.N. et MAX, M.D. (1988): Seismic anisotropy in mylonites: an example from the Mannin Thrust zone, southwest Connemara, Ireland. Tectonophysics 148, 29–39.
- CRAMPIN, H. (1981): A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media. Wave Motion 3, 343–391.
- FOUNTAIN, D. (1976): The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones, Northern Italy: A Cross-section of the Continental Crust – New Evidence from Seismic Velocities of Rock Samples. Tectonophysics 33, 145–165.
- HALE, L.D. et THOMPSON, G.A. (1982): The seismic reflection character of the continental Mohorovicic discontinuity. JGR 87, 4625–4635.
- HALL, J. et SIMMONS, G. (1979): Seismic Velocities of Lewisian Metamorphic Rocks at Pressure to 8 Kbar: Relationship to Crustal Layering in North Britain. Geophys. J. R. astr. Soc. 58, 337–347.
- HEDLEY, J. et WAGNER, J.J. (1977): Application de l'anisotropie de susceptibilité magnétique à l'étude structurale du platon de Kozak (Bergama, Turquie). C.R. SPHN Genève NS Vol. 11, 31–38.
- HUGHES, D.S. et CROSS, J.H. (1951): Elastic Wave Velocities in Rocks at High Pressure and Temperature. A Journal of General and Applied Geophysics XVI, 577–593.
- HUGHES, D.S. et MAURETTE, C. (1957a): Détermination des vitesses d'ondes élastiques dans divers roches en fonction de la pression et de la température. Revue de l'Institut Français du Pétrole XII, 277–284.
- HUGHES, D.S. et MAURETTE, C. (1957b): Variation of Elastic Wave Velocities in Basic Igneous Rocks with Pressure and Temperature. Geophysics XXII, 23–31.
- KERN, H. et SCHENK, V. (1985): Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in southern Calabria (Italy). Physics of Earth and Planetary Interiors 40, 147–160.
- MAINPRICE, D., CASEY, M. et SCHMID, S.T. (1990): The seismic properties of Alpine calcite and quartz mylonites, determined from the orientation distribution function. Mém. Soc. géol. France N.S., 156, 85–95.
- MANGHNANI, M.H. et RAMANANANTOANDRO, R. (1974): Compressional and Shear Wave Velocities in Granulite Facies rocks and eclogites to 10 Kbars. JGR 79, 5427–5446.
- RIVALENTI, G. (1981): Existence of different Peridotite types and of a Layered Igneous Complex in the Ivrea Zone of the Western Alps. J. Petrol. 22, 127–153.
- SCHMID, R. (1988): Metamorphic evolution and origin of the Ivrea Zone. Italy-US Workshop, Abstract, Verbania.
- SIEGESMUND, S., TAKESHITA, T. et KERN, H. (1989): Anisotropy of v_p and v_s in an amphibolite of deeper crust and its relationship to the mineralogical, microstructural and textural characteristics of the rock. Tectono-physics 157, 25–38.

Manuscrit reçu le 19 juin 1991; manuscrit révisé accepté le 10 octobre 1991.