弾性波速度測定に基づく跡津川断層周辺浅部 地殻物質の推定

富山大学大学院理工学教育部* 鏡 味 芳 宏

富山大学理学部地球科学教室** 渡 辺 了

Inference of Shallow Crustal Materials in the Atotsugawa Fault Area Based on Measurements of Elastic Wave Velocities

Yoshihiro KAGAMI

Graduate School of Science and Engineering, University of
Toyama, Gofuku 3190, Toyama 930-8555, Japan

Tohru WATANABE

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of
Toyama, Gofuku 3190, Toyama 930-8555, Japan

(Received February 18, 2008; Accepted October 19, 2008)

Shallow crustal materials in the Atotsugawa fault area were inferred based on measured elastic wave velocities of various rocks sampled in this area. The Atotsugawa fault is situated in the Niigata–Kobe Tectonic Zone, where large crustal deformation has been observed by a dense GPS network. Active microseismicity has been observed along the fault. The subsurface structure of this area has been geophysically investigated in search of structural factors in observed tectonic activities. Elastic wave velocities of crustal materials are required to infer constituent materials and physical conditions from geophysical data. Based on previous geological studies, Hida granitic rocks, Hida metamorphic rocks, a Tedor-group sandstone and a Nohi rhyolite were sampled as typical rocks in this area. Measurements of elastic wave velocity were conducted at room temperature under confining pressures up to 180 MPa. Tedor-group sandstone and Nohi rhyolite show low compressional wave velocity of 5.6–5.7 km/s at 180 MPa. Compressional wave velocity is 6.2–6.3 km/s in Hida granitic rocks, while 6.0–6.1 km/s in metagranites. The higher velocity of Hida granitic rocks is attributed to the abundance of hornblende. Gneisses show a wide range of the compressional wave velocity of 6.0–6.7 km/s, reflecting the variation in mineralogy. Samples rich in hornblende or calcite tend to show higher compressional wave velocity. On the other hand, a sample rich in biotite shows lower velocity. The sandstone has a low velocity ratio V_p/V_s around 1.6, while other rocks have V_p/V_s of 1.7–1.8. Considering the previously investigated temperature dependence of the compressional wave velocity, we infer the subsurface lithology around the Atotsugawa fault from the seismic velocity structure. The high velocity body beneath the Atotsugawa fault is mostly composed of gneisses. Hida granites and/or metagranites could be minor components. At 30 km south from the fault, the Nohi rhyolite and Hida granitic rocks are expected to coexist at the depth of 3 km. The high velocity body at 6 km is mostly composed of Hida granitic rocks. Considering the continuity of the high velocity body, gneisses could coexist with granitic rocks.

Key words: Atotsugawa fault, elastic wave velocity, velocity structure, crust, lithology

§1. はじめに

跡津川断層は、富山-岐阜県境に位置する長さ約70 kmの活断層であり、併走する牛首断層、茂住-祐延断層と併せて跡津川断層系と呼ばれている〔活断層研究会(1991)〕。断層トレンチ調査から、跡津川断層における大地震の平均発生間隔は約2500年と推定されている〔Takeuchi *et al.* (2003)〕。最新の大地震は1858年の安政飛越地震(M 7.0)であり、現在も断層に沿った活発な微小地震活動が観測されている〔例えば、伊藤・和田(2003)〕。その活動度は断層の西部と東部で高く、中央部では低い。最も活動度が高いのは、西部の東端および東部の西端である。地震の下限は東部と西部で浅く(約5 km)、中央部では深い(約15 km)。断層中央部の浅部(<7 km)には微小地震活動の空白域が見られる。

跡津川断層は、日本列島の水平圧縮歪が集中する新潟-神戸歪集中帯[Sagiya *et al.* (2000)]内の活断層である。新潟-神戸歪集中帯内では、近年、1995年兵庫県南部地震(M 6.8)や2004年新潟県中越地震(M 7.3)、2007年新潟県中越沖地震(M 6.8)が発生しており、広域的な地殻の変形と内陸地震との関係が重要な問題として浮かび上がってきている。

跡津川断層系周辺は、地殻の変形および内陸地震の研究にとって絶好のテスト・フィールドであり、テクトニクスの構造的要因を探ることを目的として、地殻構造が盛んに調べられてきた。Mikumo *et al.* (1995)は、飛騨山脈と両白山地に挟まれた飛騨地域において、深さ10 km程度までの3次元地震波速度構造を求めた。彼らは、跡津川断層系直下で北に向かって深くなる高速度域($V_p=6.0-6.2$ km/s)を見いだした。この高速度域は、松原・根岸(2003)の求めた中部地方の地殻・最上部マントルの3次元地震波速度構造にも認められる。

2000年以降、跡津川断層系周辺では大規模な地球物理学的探査が繰り返し行われてきた。Iidaka *et al.* (2003)は、2001年に行われた能登半島から遠州灘にかけての人工地震探査から、中部日本の地殻・最上部マントルの2次元地震波速度構造を求め、跡津川断層系直下の高速度域が南側でも深くなっていることを示した。Goto *et al.* (2005)は、電磁気学的探査から跡津川断層系周辺の比抵抗構造を求め、断層系直下の高速度域が高比抵抗($\rho>2\times10^3$ Ω m)であることを示した。上野・他(2005)は、2000年および2001年の人工地震探査から、跡津川断層系付近の深さ約11 kmおよび20 kmに地震波反射面を見いだした。深さ約11 kmの反射面は、Goto *et al.* (2005)の求めた高比抵抗体の下面とほぼ一致している。彼らは、深さ約11 kmの反射面付近に速度境界があるような速度構造を求めた。推定された速度境

界の深さは地震の下限とほぼ一致している。

Kato *et al.* (2006)は、人工地震探査(2001年、2004年)および自然地震観測に基づいて跡津川断層西部における南北の2次元地震波速度構造を求め、断層直下の高速度域($V_p=6.0-6.3$ km/s)が富山(北側)、高山(南側)に向かって深くなっていることを再確認するとともに、より詳細な速度分布を求めた。さらに、Kato *et al.* (2007)は人工地震探査(2005年)および自然地震観測に基づいて、跡津川断層にほぼ平行な東西断面の2次元速度構造を求めた。彼らは微小地震活動の活発な領域が高速度域の周辺に当たることを見だし、この高速度域がアスペリティではないかと指摘している。

地震波速度あるいは比抵抗という観点では、かなり詳細な地殻構造が得られている。しかし、実際に推定された構造が、どのような地殻物質、どのような状態を反映したものなのか、実体に十分には迫っていないのが現状である。Mikumo *et al.* (1995)やKato *et al.* (2006)は、表層地質から跡津川断層直下の高速度域が變成岩あるいは片麻岩ではないかと推測しているが、その地域の岩石の弾性波速度は詳しくは調べられていない。安永・他(2000)が飛騨變成岩類の弾性波速度異方性と鉱物定向配列の関係を調べたのみである。

地殻のダイナミクスを支配するレオロジーは、構成物質(水の有無も含めて)と温度に強く依存する。地球物理学的観測を活用してテクトニクスについての理解を得るためには、観測データから構成物質や温度の情報を導き出し、それを数値モデルに反映させるべきであろう。これを実現するためには、この地域の表層岩石の物性データを明らかにし、観測データから構成物質や温度を推定しなければならない。

このような問題意識のもと、われわれは、過去の地質学的研究を踏まえて跡津川断層周辺の代表的な岩石を採取し、封圧下(最高180 MPa)においてP波およびS波速度を測定した。この小論では、その結果を報告するとともに、地震波速度構造との比較から、この地域の浅部地殻物質の推定を行う。

§2 跡津川断層周辺の地質と試料

飛騨地域は、その地質構造から北部の飛騨帯、南部の飛騨外縁帯および美濃帯に二分される(Fig. 1)。飛騨帯は中朝(北中国)プレートの一部として、飛騨外縁帯および美濃帯は揚子(南中国)プレートの付加体として独立に発達し、約2億5000万年前の両プレートの衝突により接合した〔相馬・棚座(1993)〕。飛騨帯は、かつての大陸の断片と考えられている〔例えば、磯崎(2000)〕。

跡津川断層は飛騨帯のほぼ中央部に位置しており

(Fig. 1), 断層周辺には飛騨花崗岩類, 飛騨変成岩類, 手取層群堆積岩が分布している。断層の南側には, 美濃帯に属する白亜紀後期～古第三期(約9000～5000万年前)の濃飛流紋岩が広く分布している。手取層群と濃飛

流紋岩の分布は表層付近に限られる[原山・他(1991)]。

飛騨花崗岩類は, 約2億5000万年前に飛騨変成帯に貫入した花崗岩である。岩質は広域的に一樣であり, 中粒-粗粒のトーナル岩-花崗閃緑岩から構成される[加納・渡辺(1995)]。

飛騨変成岩類は, 約2億5000万年前の中朝プレートと揚子プレートの衝突による変成作用を被っており, 岩相から(1)飛騨変花崗岩, (2)変塩基性岩, (3)塩基性砂泥質片麻岩, (4)石灰質片麻岩に区分される[柗座(2000)]。(1)の飛騨変花崗岩は, 岩質からさらに, (a)片麻状トーナル岩-閃緑岩, (b)中粒トーナル岩-閃緑岩, (c)細粒花崗岩と眼球片麻岩, (d)中粒花崗閃緑岩, (e)粗粒花崗岩の5タイプに分類される[加納・渡辺(1995)]。広く分布して主要部分を構成しているのは(e)粗粒花崗岩である。(2)の変塩基性岩は, はんれい岩が複数回の変成作用を受けたものと考えられており, 飛騨変成岩類の中ではまれな存在である[柗座(2000)]。

(3)の塩基性砂泥質片麻岩は, 火成岩起源の塩基性片麻岩と堆積岩起源の砂泥質片麻岩とを一括したものである。2種の片麻岩が露頭で著しく互層しているために, このような扱いとなっている[柗座(2000)]。(4)の石灰質片麻岩は, 輝石片麻岩と堆積岩起源の結晶質石灰岩を

Fig. 1. A simplified geological map around the Atotsugawa fault (broken line). This is based on the geological Map “Takayama” [Yamada *et al.* (1989)].

Table 1. Petrography, density and locality of rock samples.

Rock	Sample	Modal Analysis										Foliation	Density (kg/m³)	Locality
		Qz	Kf	Pl	Hb	Bt	Ca	opq	gm	oth				
Hida granitic rocks														
Granodiorite	TKA-b	25.0	14.9	44.5	6.9	6.4	0.0	1.8	—	0.6	none	(2.71±0.02)×10³	(1)	
Tonalite	KND-a	15.0	6.9	49.7	13.2	12.7	0.0	1.7	—	0.9	none	(2.74±0.02)×10³	(2)	
Hida metamorphic rocks														
Metagranitic rocks														
Fine-grained granite	SGR-a	30.3	53.4	11.6	0.0	4.2	0.0	0.5	—	0.1	none	(2.70±0.02)×10³	(2)	
Augen gneiss	TKA-c	27.1	61.6	2.1	0.0	8.0	0.0	1.0	—	0.3	weak	(2.69±0.02)×10³	(3)	
Coarse-grained granite	SGR-c	30.7	54.6	11.8	0.0	2.1	0.0	0.7	—	0.1	none	(2.67±0.02)×10³	(2)	
Basic gneisses and psammitic/pelitic gneisses														
Fine-grained hornblende gneiss	ATG-b	29.4	20.8	32.1	17.0	0.6	0.0	0.1	—	0.1	strong	(2.71±0.02)×10³	(4)	
Coarse-grained hornblende gneiss	ATG-a	20.5	18.8	31.9	25.3	2.0	0.0	1.1	—	0.6	weak	(2.82±0.02)×10³	(4)	
Biotite gneiss	JOG-a	11.3	8.0	32.0	0.0	47.0	0.0	1.0	—	0.7	strong	(2.78±0.02)×10³	(5)	
Calcareous gneisses														
limestone	ATG-e	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	94.9	0.0	—	5.1	weak	(2.57±0.02)×10³	(4)	
Tedor-group sedimentary rocks														
Sandstone	ATG-f	64.1	18.0	7.1	0.4	1.1	0.0	9.2	—	0.3	none	(2.57±0.02)×10³	(4)	
Nohi rhyolites														
Rhyolite	MYA-b	15.2	15.5	7.7	6.5	0.5	0.0	0.0	54.3	0.2	none	(2.60±0.02)×10³	(6)	

Qz: quartz, Kf: K-feldspar, Pl: plagioclase, Hb: hornblende, Bt: biotite, Ca: calcite, opq: opaque minerals, Gm: groundmass, oth: others

(1) Miza, Kamitakara-machi, Takayama, Gifu Pref., (2) Nakayama, Kamitakara-machi, Takayama, Gifu Pref., (3) Higashi-machi, Kamioka-machi, Hida, Gifu Pref., (4) Atotsugawa, Kamioka-machi, Hida, Gifu Pref., (6) Sugisaki, Furukawa-machi, Hida, Gifu Pref.

含んでいる [梶座 (2000)].

手取層群は、中期ジュラ紀～前期白亜紀 (約 1 億 8000 万年～1 億年前) の碎屑岩類を主体とする地層である [大藤 (2000)].

測定に用いたのは、飛騨花崗岩類 2 試料 (トータル岩、花崗閃緑岩)、飛騨変花崗岩 3 試料 (細粒花崗岩、眼球片麻岩、粗粒花崗岩)、塩基性砂泥質片麻岩 3 試料 (細粒角閃石片麻岩、粗粒角閃石片麻岩、黒雲母片麻岩)、石灰質片麻岩 1 試料、手取層群堆積岩 1 試料 (砂岩)、濃飛流紋岩 1 試料の計 11 試料である。岩石名、採取地、鉱物組成 (体積分率) などを Table 1 に示す。鉱物組成は、ポイント・カウンティングにより求めた (1 試料につき 2000 ポイント)。前述した岩石種をすべて採取できたわけではないが、代表的な岩石はほぼ網羅している。

§ 3. 弾性波速度測定

採取した岩石から辺長約 3 cm の直方体を切り出し、1～3 個の測定試料をつくった。岩石試料に面構造や線構造が見られる場合には、直方体の面が面構造や線構造に平行または垂直になるようにし、線構造に平行な方向を x 軸、面構造に垂直な方向を z 軸と決めた。面構造や線構造が明瞭でない場合は、とくに方向を定めずに直方体を切り出し、P 波速度が最も速い方向を x 軸、最も遅い方向を z 軸とした。P 波は直交する 3 方向の速度を、S 波は 1 つの進行方向につき、互いに直交する方向に振動する 2 つの波の速度を、それぞれ求めた。

弾性波速度測定にはパルス透過法を採用した。ファンクション・ジェネレータ (Hewlett Packard, 33120A) により PZT 圧電素子 (富士セラミックス, 中心周波数 2 MHz) に電圧パルスを印加して弾性波を発生する (Fig. 2)。試料を透過した弾性波を他方の圧電素子で受信して電圧信号に変換し、デジタル・オシロスコープ (Agilent, 54621A) によりデジタル化する。試料の辺長と弾性波の走時から速度が求められる。S/N 比を大きくするため、128 回繰り返し測定した電圧信号を平均している。電圧信号の分解能は 12 bit である。また、サンプリング間隔は P 波、S 波について、それぞれ、5 ns、および 10 ns である。

岩石試料に含まれる微小クラックの影響を取り除くために、最大 180 MPa (深さ: 約 6～7 km に相当) の封圧を加えた。圧媒体はシリコン・オイル (信越化学工業, KF-96-100cs) である。なお、圧電素子を貼った岩石試料はシリコン・ゴム (信越化学工業, KE45T) でシールした。すべての測定は室温で行った。圧力容器 (理研精機, PV-2M-S6C) から取り出しているリードの数が 6 本のため、1 回の加圧で測定できる弾性波速度の数は 3

Fig. 2. An example of waveform data. The compressional wave traveled along the x -direction in KND-a (tonalite) under the confining pressure of 180 MPa. An electrical pulse was applied to a transmitter. A receiver detected electromagnetic wave radiated from the pulse before the arrival of elastic wave.

である。そのため、1 つの測定試料につき 3 回の加圧を行った。1 回目の加圧で P 波速度、2, 3 回目には S 波速度を測定した。

弾性波速度 (v) の誤差は、走時 (t) および経路長 (l) の誤差に起因するので、次式に従って評価した。

$$\left| \frac{\delta v}{v} \right| \leq \left| \frac{\delta t}{t} \right| + \left| \frac{\delta l}{l} \right|$$

ここで、速度、走時、経路長の誤差をそれぞれ δv , δt , δl で表している。P 波走時の誤差は、初動の読みの不確かさに起因し 20～30 ns 程度である。S 波の場合には、経路の途中で変換されたと考えられる P 波が先行し S 波初動を読みにくいものにする。そのため、S 波走時の誤差は 100～150 ns 程度であった。

経路長の誤差は、測定誤差および圧縮による辺長変化に起因する。常圧における経路長の測定誤差は 0.05 mm である。試料が等方的弾性を示すと仮定して、圧縮による辺長変化を見積もる。弾性波速度および密度から、圧縮率は 10^{-11} Pa^{-1} 程度と推定される。この場合、封圧 180 MPa における辺長の変化は 0.04 mm である。したがって、経路長の誤差は、0.06 mm 以下と推定される。以上のような走時、経路長の誤差から速度の誤差を推定した。

§ 4. 結 果

4.1 弾性波速度の封圧依存性

P 波および S 波速度は封圧と共に増加した。花崗閃緑岩 TKA-b1 (花崗岩類) および細粒花崗岩 SGR-a1 (変

Fig. 3. Typical velocity changes with the confining pressure. The compressional wave velocities in TKA-b1 (a), SGR-a1 (b), and JOG-a (c); the shear wave velocities in TKA-b1 (d), SGR-a1 (e), and JOG-a (f).

花崗岩), 黒雲母片麻岩 JOG-a (塩基性砂泥質片麻岩) の P 波および S 波速度を封圧の関数として Fig. 3 に示す. P 波速度の増加は封圧 80 MPa 以下で大きく, 常圧から封圧 180 MPa までの速度増加の 70% 以上は, どの試料においても封圧 80 MPa 以下で生じている. S 波速度の変化もほぼ同様の傾向を示したが, 増加の割合は P 波速度と比べて小さかった.

数百 MPa 以下での封圧増加に伴う速度の増加は, 試料内の空隙の閉鎖によるものと考えられる [例えば, Birch (1960)]. 1 回目の加圧の後, 常圧での P 波速度は加圧前に比べて最大 5% 程度増加していた. これは減圧後も閉鎖したままの空隙があることを示唆している. 1 回目の加圧は, 常圧の S 波速度も増加させているだろうが, 高封圧での S 波速度に対しての影響はないと考える.

花崗閃緑岩 TKA-b1 では, 常圧での値に対して P 波で約 30%, S 波で約 17% という大きな速度増加を示した. 一方, 細粒花崗岩 SGR-a の P 波速度増加は全試料中で最小であり, 常圧での値に対して 5% 程度の増加しか示さなかった. 黒雲母片麻岩 JOG-a は, 前述の 2 試料に対して中間的な速度増加を示した. この試料には顕著な層構造があり, この層構造を反映した有意な速度異方性がみられた. 異方性については §4.2 で述べる.

試料内の空隙を 3 軸の長さがそれぞれ a, a, c ($a > c$) で

あるような楕円体とみなしたとき, これが閉鎖する封圧 P_c は,

$$P_c = \frac{\pi E \alpha}{4(1-\nu^2)}$$

で与えられる [Walsh (1965)]. ここで, E, ν は固体マトリックスのヤング率およびポアソン比, α は

$$\alpha = \frac{c}{a}$$

で定義されるアスペクト比である. ヤング率と剛性率 G との関係

$$E = 2(1+\nu)G$$

を用いると, 封圧 P_c は,

$$P_c = \frac{\pi G \alpha}{2(1-\nu)}$$

と書き換えることができる. 封圧 180 MPa での P 波速度および S 波速度, 常圧での密度から推定すると, 剛性率は 30 GPa, ポアソン比は 0.26 程度である. 封圧 80 MPa および 180 MPa で閉鎖する空隙のアスペクト比は, それぞれ 1×10^{-3} , 3×10^{-3} と推定される. したがって, 封圧増加に伴う速度変化の大部分は, アスペクト比が 10^{-3} 以下であるような開口幅の狭いクラックの閉鎖によってもたらされたと考えられる. 試料間の速度変化の違いは, クラックのアスペクト比の分布の違いを反映

Table 2. Compressional wave velocities and azimuthal anisotropy under the confining pressure of 180 MPa.

Sample	Number	$V_p(x)$ (km/s)	$V_p(y)$ (km/s)	$V_p(z)$ (km/s)	V_p^{mean} (km/s)	k_p
Hida granitic rocks						
TKA-b	1	6.28 ± 0.04	6.25 ± 0.03	6.22 ± 0.04	6.25	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$
	2	6.22 ± 0.04	6.20 ± 0.05	6.18 ± 0.04	6.20	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$
	3	6.18 ± 0.03	6.15 ± 0.04	6.12 ± 0.05	6.15	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$
KND-a		6.36 ± 0.04	6.24 ± 0.03	6.20 ± 0.04	6.27	$(3 \pm 1) \times 10^{-2}$
Hida metamorphic rocks						
SGR-a	1	6.04 ± 0.05	6.01 ± 0.02	5.94 ± 0.03	6.00	$(2 \pm 1) \times 10^{-2}$
	2	6.07 ± 0.03	6.07 ± 0.04	6.07 ± 0.03	6.07	$(0 \pm 1) \times 10^{-2}$
TKA-c	1	6.06 ± 0.02	6.05 ± 0.01	5.86 ± 0.02	5.99	$(3.3 \pm 0.5) \times 10^{-2}$
	2	6.14 ± 0.04	6.00 ± 0.03	5.89 ± 0.04	6.01	$(4.2 \pm 0.9) \times 10^{-2}$
SGR-c		6.12 ± 0.03	6.06 ± 0.09	6.04 ± 0.03	6.07	$(1.3 \pm 0.7) \times 10^{-2}$
ATG-b	1	6.39 ± 0.03	6.28 ± 0.03	6.18 ± 0.03	6.28	$(3.3 \pm 0.7) \times 10^{-2}$
	2	6.18 ± 0.04	6.10 ± 0.04	6.02 ± 0.05	6.10	$(3 \pm 1) \times 10^{-2}$
	3	6.39 ± 0.03	6.30 ± 0.03	6.18 ± 0.04	6.29	$(3 \pm 1) \times 10^{-2}$
ATG-a	1	6.63 ± 0.07	6.55 ± 0.04	6.54 ± 0.03	6.57	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$
	2	6.54 ± 0.05	6.46 ± 0.04	6.44 ± 0.04	6.48	$(2 \pm 1) \times 10^{-2}$
JOG-a		6.49 ± 0.04	6.43 ± 0.04	5.94 ± 0.05	6.29	$(9 \pm 1) \times 10^{-2}$
ATG-e		6.78 ± 0.06	6.72 ± 0.06	6.65 ± 0.05	6.72	$(2 \pm 1) \times 10^{-2}$
Tedori-group sedimentary rocks						
ATG-f	1	5.65 ± 0.04	5.63 ± 0.02	5.61 ± 0.03	5.63	$(7 \pm 9) \times 10^{-3}$
	2	5.63 ± 0.04	5.60 ± 0.02	5.57 ± 0.03	5.60	$(1.1 \pm 0.1) \times 10^{-3}$
	3	5.72 ± 0.03	5.68 ± 0.04	5.67 ± 0.04	5.69	$(9 \pm 9) \times 10^{-3}$
Nohi rhyolites						
MYA-b	1	5.73 ± 0.03	5.70 ± 0.08	5.68 ± 0.01	5.70	$(9 \pm 6) \times 10^{-3}$
	2	5.78 ± 0.04	5.63 ± 0.03	5.63 ± 0.04	5.68	$(3 \pm 1) \times 10^{-2}$
	3	5.77 ± 0.04	5.72 ± 0.04	5.64 ± 0.05	5.71	$(2 \pm 1) \times 10^{-2}$

$V_p(i)$ is the velocity of a compressional wave propagating in the direction of i -axis.

V_p^{mean} is the arithmetic mean of three compressional wave velocities.

k_p is defined by Eq. (1).

しているであろう。S波速度は、P波速度ほどクラックの存在に敏感でないことが理論的に示されており [例えば, O'Connell and Budiansky (1974)], 測定結果は理論による予測と一致する。

封圧 180 MPa で得られた P 波速度と S 波速度を、それぞれ Table 2 および Table 3 に示す。封圧 150 MPa 以上での速度変化は十分小さいため、封圧 180 MPa での速度に対するクラックの影響は小さいと考える。同じ岩石から切り出した測定試料間の速度の違いは、算術平均で比較すると、P 波、S 波ともに 3% 以下であった。

4.2 弾性波速度の異方性

4.2.1 P 波速度の方位異方性

P 波速度の方位異方性の大きさを、異方性係数

$$k_p = \frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{\text{mean}}} \quad (1)$$

によって特徴づける [Birch (1961)]。ここで、 $V_{\max}$ および $V_{\min}$ は、直交する 3 方向における P 波速度の最大値

および最小値、 V_{mean} は 3 方向の速度の算術平均である。封圧増加に伴う方位異方性係数の変化を Fig. 4(a) に示す。ここに示しているのは、Fig. 3 で速度変化を示した 3 試料についての結果であるが、封圧増加に伴う方位異方性の変化は、これらに代表される 3 タイプに分類できる。

タイプ 1: 封圧増加に伴って異方性係数が減少するが、封圧 180 MPa においても 5% 以上の異方性係数を示す (黒雲母片麻岩 JOG-a)。

タイプ 2: 常圧では 5% 程度の大きな異方性係数をとるが、封圧増加に伴って減少し、封圧 180 MPa においては 3% 以下の小さな値をとる (花崗閃緑岩 TKA-b1)。

タイプ 3: 常圧でも封圧 180 MPa でも 3% 以下の小さな異方性係数を示す (細粒花崗岩 SGR-a1)。

封圧 180 MPa での方位異方性係数を Table 2 に示す。測定したほとんどの試料は、タイプ 2 または 3 に属し、封圧 180 MPa での異方性係数は小さい。封圧増加

Table 3. Shear wave velocities and polarization anisotropies under the confining pressure of 180 MPa.

Sample	Number	$V_s(\text{xy})$ (km/s)	$V_s(\text{zx})$ (km/s)	A_x	$V_s(\text{zy})$ (km/s)	$V_s(\text{xy})$ (km/s)	A_y	$V_s(\text{xz})$ (km/s)	$V_s(\text{yz})$ (km/s)	A_z	V_s^{mean} (km/s)
Hida granitic rocks											
TKA-b	1	3.57 ± 0.04	3.56 ± 0.05	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.56 ± 0.04	3.57 ± 0.04	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.56 ± 0.05	3.52 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.56
	2	3.65 ± 0.04	3.64 ± 0.05	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.64 ± 0.05	3.65 ± 0.04	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.64 ± 0.05	3.62 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.64
	3	3.64 ± 0.04	3.62 ± 0.04	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.62 ± 0.04	3.63 ± 0.04	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.62 ± 0.04	3.59 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.62
KND-a		3.44 ± 0.05	3.56 ± 0.04	$(3 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.53 ± 0.04	3.48 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.54 ± 0.04	3.52 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.51
Hida metamorphic rocks											
SGR-a	1	3.46 ± 0.03	3.47 ± 0.04	$(0 \pm 1) \times 10^{-1}$	3.48 ± 0.04	3.50 ± 0.04	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.47 ± 0.02	3.44 ± 0.04	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$	3.47
	2	3.49 ± 0.03	3.48 ± 0.04	$(0 \pm 1) \times 10^{-1}$	3.48 ± 0.04	3.47 ± 0.04	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.47 ± 0.05	3.47 ± 0.05	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.48
TKA-c	1	3.46 ± 0.04	3.42 ± 0.02	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$	3.52 ± 0.05	3.52 ± 0.02	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.44 ± 0.05	3.46 ± 0.06	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.47
	2	3.50 ± 0.05	3.47 ± 0.04	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$	3.35 ± 0.03	3.30 ± 0.05	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.54 ± 0.05	3.50 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.44
SGR-c	1	3.45 ± 0.05	3.43 ± 0.08	$(1 \pm 3) \times 10^{-2}$	3.45 ± 0.05	3.42 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.45 ± 0.06	3.47 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.45
	2	3.76 ± 0.05	3.73 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.68 ± 0.05	3.77 ± 0.05	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.77 ± 0.05	3.71 ± 0.05	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.74
ATG-b	1	3.66 ± 0.05	3.63 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.59 ± 0.05	3.54 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.67 ± 0.05	3.62 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.62
	2	3.76 ± 0.05	3.73 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.68 ± 0.05	3.77 ± 0.05	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.77 ± 0.05	3.71 ± 0.05	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.74
ATG-a	1	3.68 ± 0.03	3.61 ± 0.05	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.66 ± 0.03	3.71 ± 0.02	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$	3.69 ± 0.03	3.61 ± 0.02	$(2 \pm 1) \times 10^{-2}$	3.66
	2	3.68 ± 0.03	3.61 ± 0.05	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.66 ± 0.03	3.71 ± 0.02	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$	3.69 ± 0.03	3.61 ± 0.02	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.66
JOG-a	1	3.79 ± 0.05	3.38 ± 0.04	$(1.1 \pm 0.2) \times 10^{-1}$	3.30 ± 0.03	3.80 ± 0.04	$(1.4 \pm 0.1) \times 10^{-1}$	3.35 ± 0.05	3.33 ± 0.06	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.49
	2	3.78 ± 0.07	3.64 ± 0.07	$(4 \pm 3) \times 10^{-2}$	3.65 ± 0.07	3.72 ± 0.07	$(2 \pm 3) \times 10^{-2}$	3.66 ± 0.06	3.67 ± 0.06	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.69
Tedori-group sedimentary rocks											
ATG-f	1	3.45 ± 0.04	3.41 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.39 ± 0.04	3.47 ± 0.01	$(2 \pm 1) \times 10^{-2}$	3.45 ± 0.02	3.47 ± 0.02	$(1 \pm 1) \times 10^{-2}$	3.44
	2	3.45 ± 0.04	3.41 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.39 ± 0.04	3.47 ± 0.01	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.45 ± 0.02	3.47 ± 0.02	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.45
	3	3.45 ± 0.04	3.41 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.39 ± 0.04	3.47 ± 0.01	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.45 ± 0.02	3.47 ± 0.02	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.45
Nohi rhyolites											
MYA-b	1	3.25 ± 0.03	3.29 ± 0.04	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.24 ± 0.06	3.20 ± 0.05	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.30 ± 0.03	3.31 ± 0.04	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.27
	2	3.25 ± 0.03	3.29 ± 0.04	$(4 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.24 ± 0.06	3.20 ± 0.05	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.30 ± 0.03	3.31 ± 0.04	$(2 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.24
	3	3.25 ± 0.03	3.29 ± 0.04	$(1 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.24 ± 0.06	3.20 ± 0.05	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.30 ± 0.03	3.31 ± 0.04	$(0 \pm 2) \times 10^{-2}$	3.25

$V_s(ij)$ is the velocity of a shear wave propagating in the direction of j -axis and oscillating in the i -axis.

A_h is defined by Eq. (2).

V_s^{mean} is the arithmetic mean of six shear velocities.

Fig. 4. Velocity anisotropy coefficient as a function of the confining pressure. (a) The azimuthal anisotropy coefficient of the compressional wave velocity in TKA-b1, SRG-a1 and JOG-a. (b) The polarization anisotropy of the shear wave velocity in TKA-b1 and JOG-a. The strong velocity anisotropy was observed in JOG-a (Biotite gneiss) even under the confining pressure of 180 MPa. No significant velocity anisotropy in other rock samples under high confining pressures.

に伴う異方性係数の減少から、低封圧下で見られる異方性はクラックの配向によるものであると考えられる。タイプ2および3の変化を示す試料は、クラックが閉鎖した状態ではほぼ等方的である。

タイプ1にみられる封圧180 MPaでの顕著な異方性の原因としては、試料内部の不均質による見かけの異方性、あるいは異方的鉱物の選択配向、弾性的性質の異なる物質の層構造、が考えられる。タイプ1の変化を示すのは黒雲母片麻岩 JOG-a であり、石英、長石類の多い部分と黒雲母の多い部分とが互層する層構造が発達している。また、黒雲母の板状結晶は、層に対してほぼ平行であるものが多い。黒雲母のP波速度は、伝播方向がへき開に平行な場合は7.8 km/s、垂直な場合は4.2 km/sと大きな方位異方性を示す[Christensen (1982)]。したがって、方位異方性の原因としては、結晶粒子の選択配向および層構造の両方が考えられる。異方性の原因につ

いての定量的な検討は今後の課題である。P波速度の遅い方向は層構造に垂直である。常圧における大きな異方性係数は、この層にほぼ平行なクラックが多いことを示唆している。

4.2.2 S波速度の偏向異方性

S波速度の偏向異方性の大きさを異方性係数

$$A_h = \frac{|V_s^{ih} - V_s^{jh}|}{\frac{1}{2} (V_s^{ih} + V_s^{jh})} \quad (2)$$

によって特徴づける。ここで、 h はS波の伝播方向を表し、 i および j は振動方向を表す。 V_s^{ih} は*i*軸方向に振動しながら*h*軸方向に伝播するS波速度である。分子は互いに直交する振動方向をもつ2つのS波の速度差、分母は2つの速度の算術平均である。方位異方性がタイプ(1)の変化を示す黒雲母片麻岩 JOG-a1、およびタイプ(2)の変化を示す花崗閃緑岩 TKA-b1 について、偏向異方性係数を封圧の関数として Fig. 4(b) に示す。また、各試料の封圧180 MPaにおける偏向異方性係数を Table 3 に示している。

封圧180 MPaにおいて5%以上の異方性係数を示したのは、黒雲母片麻岩 JOG-a だけである。層構造に平行に伝播するS波では、層構造に平行に振動する波が、層構造に垂直に振動する波に比べて10%以上大きな伝播速度をもつ。一方、面構造に垂直に伝播するS波では偏向異方性は有意ではない。常圧における大きな偏向異方性係数は、層構造にほぼ平行なクラックが多いことを示唆している。

§5. 弾性波速度と鉱物組成の関係

黒雲母片麻岩 JOG-a 以外の岩石試料は、封圧180 MPaにおけるP波速度の方位異方性係数 k_p が3%以下であり、ほぼ等方的である。したがって、岩石種ごとのP波速度、S波速度の算術平均を等方的速度とみなすことにする。例えば、花崗閃緑岩 TKA-b については、3個の試料で測定した9個のP波速度データと18個のS波速度データの算術平均を、それぞれ等方的なP波速度、S波速度とみなす。このように推定した等方的速度を、測定試料と同じ鉱物組成をもつ等方的モデル岩石の弾性波速度と比較し、何が岩石の速度を特徴づけているかを考える。

鉱物種*i*の密度および体積分率を ρ_i, x_i で表すと、モデル岩石の密度 ρ は、

$$\rho = \sum_{i=1} x_i \rho_i$$

で与えられる。鉱物種*i*のみからなる等方的媒質の体積弾性率 K_i および剛性率 μ_i は、鉱物粒子の弾性定数から

Table 4. Density and elastic moduli used in velocity calculation.

Mineral	Density (kg/m ³)	K (GPa)	G (GPa)
Quartz	2.65×10^3	37.9	44.3
K-feldspar			
Or ₁₀₀	2.57×10^3	48.2	26.5
Or ₇₀ Ab ₃₀	2.59×10^3	50.1	29.2
Plagioclase			
Ab ₁₀₀	2.63×10^3	55.0	29.5
An ₁₀₀	2.76×10^3	84.0	40.0
Hornblende	3.12×10^3	87.0	43.0
Biotite	3.05×10^3	51.0	27.5
Calcite	2.71×10^3	73.0	32.0

Or: orthoclase (KAlSi₃O₈), Ab: albite (NaAlSi₃O₈), An: anorthite (CaAl₂Si₂O₈). Values of bulk (K) and shear (G) moduli are arithmetic means of the Voigt and Reuss averages of moduli given in Schön (1996).

推定できる [例えば, Watt *et al.* (1976)]. モデル岩石の体積弾性率 K および剛性率 μ は, 次式のような Voigt-Reuss-Hill 平均として推定した.

$$K = \frac{K_V + K_R}{2}, \quad \mu = \frac{\mu_V + \mu_R}{2}$$

ただし,

$$K_V = \sum_{i=1}^n x_i K_i, \quad \mu_V = \sum_{i=1}^n x_i \mu_i$$

$$K_R = \left[\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{K_i} \right]^{-1}, \quad \mu_R = \left[\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{\mu_i} \right]^{-1}$$

である. 構成鉱物の体積弾性率および剛性率としては, Schön (1996) により与えられている Voigt 平均および Reuss 平均の単純平均 (Voigt-Reuss-Hill 平均) を用いた. モデル岩石の P 波速度および S 波速度は,

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

により求められる. 計算に用いた鉱物の密度および弾性率を Table 4 に示す. また, 各鉱物の体積分率は, 不透明鉱物およびその他の鉱物を除いて再計算したものを用いた. カリ長石については Or₁₀₀ から Or₇₀Ab₃₀ の組成範囲, 斜長石については Ab₁₀₀ から An₁₀₀ の組成範囲を考え, とりうる速度の範囲を求めた. カリ長石では Or₇₀Ab₃₀, 斜長石では An₁₀₀ のときに, P 波, S 波速度ともに最大となる.

封圧 180 MPa における P 波, S 波速度の算術平均, およびそれらの比 V_P/V_S を岩石種ごとに Fig. 5 に示す.

Fig. 5. (a) The arithmetic mean of compressional wave velocities under the confining pressure of 180 MPa (solid circles). The standard deviation is shown as an error. If the velocity anisotropy is sufficiently weak, the arithmetic mean gives a good estimation of the mean velocity over all directions. Velocities calculated for a virtual isotropic polycrystalline aggregate with the same mineralogy are also shown as a gray thick bar. The velocity variation comes from the compositional variation in K-feldspar and plagioclase. The calculation method is described in § 5. (b) The arithmetic mean of shear wave velocities under the confining pressure of 180 MPa (solid circles). (c) The velocity ratio V_P/V_S (solid circles) calculated from the mean velocities shown in (a) and (b).

測定値の標準偏差をエラーバーで示している。黒雲母片麻岩 JOG-a については強い異方性を反映してエラーバーが大きい。この試料のデータと等方的モデル岩石との比較は参考程度にとどめる。モデル岩石について求められた P 波速度、S 波速度の範囲も Fig. 5 に併せて示している。濃飛流紋岩 MYA-b については、体積の約 50% が石基であり、鉱物組成の推定が困難であったため速度の推定は行わなかった。

P 波、S 波速度とも、測定された速度は、おおむね、鉱物組成から推定した範囲内に入っている。試料は等方的と考えて妥当であり、弾性波速度は鉱物組成によってほぼ決まっていると考えてよいだろう。推定値と測定値との差が大きかったのは、眼球片麻岩 TKA-c および石灰岩 ATG-e、手取層群砂岩 ATG-f である。

眼球片麻岩 TKA-c は、S 波速度は測定値と推定値の一致がよいが、P 波速度は測定値が推定値よりも 0.1 km/s 程度大きかった。カリ長石を少なく、斜長石を多くすれば、測定値と推定値を一致させることができる。鉱物組成は岩石のある断面だけで測定しているので、バルクの組成との違いは起こりうる。測定値と推定値との不一致は、このモード測定のバイアスに起因するのかもしれない。石灰岩 ATG-e では、S 波速度の測定値が推定値よりも 0.3 km/s 以上大きかった。これは計算において方解石 CaCO_3 だけを考慮したためかもしれない。ドロマイト $(\text{Ca, Mg})\text{CO}_3$ が少量含まれているとすると、その S 波速度は 4.00 km/s [Schön (1996)] であるので、推定値は大きくなりうる。手取層群砂岩 ATG-f は、P 波、S 波とも鉱物組成から推定される値よりもだいぶ小さな測定値が得られている。これは鉱物粒界を埋めている細粒物質のためかもしれない (Fig. 6)。ただし、この粒界物質の特定はできなかった。

片麻岩は鉱物組成の幅を反映してばらつきが大きい。花崗岩類、変花崗岩の 2 グループは P 波、S 波速度とも、おおそ特徴的な値をとる。花崗岩類や角閃石片麻岩が変花崗岩類に比べて速度が大きいのは、構成鉱物として角閃石が存在するためと考えられる。

速度比 V_p/V_s は、しばしば岩石種を特徴づける指標として考えられる量である [例えば、Christensen (1996)]。今回測定した試料では、手取層群砂岩 ATG-f が 1.64 ± 0.02 という低い値を示したほかは、すべて 1.67 から 1.82 の値を示した。したがって、速度比 V_p/V_s からの岩石種の推定は難しいと考えられる。もし観測によって 1.8 よりもずっと大きな速度比 V_p/V_s が得られたならば、それは岩石空隙中に水やメルトなどの液相が存在することを強く示唆する [例えば、渡辺 (1994)]。

Fig. 6. A photomicrograph (crossed-polars) of the sample ATG-f1. The width is 1.2 mm. The gap between grains is filled with fine materials, which may be the cause of the lower velocity than expected from the mineral composition.

§ 6. 地殻浅部物質の推定

Kato *et al.* (2006) は、跡津川断層西部における P 波速度の南北プロファイル（深さ：最大 10 km）を求めている。地震波速度構造を求める際には、速度の等方性が仮定されている。ここでは、岩石の等方的 P 波速度を地下の P 波速度と比較して浅部地殻物質を推定する。比較は、深さ 3 km（封圧約 100 MPa）と深さ 6 km（封圧約 180 MPa）において行う。

地下の速度と比較するため、P 波速度に対する温度の影響を評価する。地表温度を 25°C、地殻熱流量を $80 \times 10^{-3} \text{ W/m}^2$ [山野・他 (1997)]、熱伝導率および地殻内の発熱量を $2.7 \text{ W/m} \cdot \text{K}$ 、 $2.3 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$ [Ito, 1990] と考える。熱伝導方程式の定常解より、深さ 3 km および 6 km での温度はそれぞれ約 100°C および約 200°C と推定される。温度の速度に対する影響を評価するためには、構成鉱物の P 波速度あるいは弾性定数の温度依存性が必要である。しかし、地殻の構成鉱物については物性の温度依存性があまり調べられていない。そのため、圧力 100 MPa および 200 MPa において P 波速度の温度依存性が調べられている岩石のデータ [Christensen (1982)] から、おおそ傾向をつかむことにした。室温 (25°C) における P 波速度で規格化した速度を温度の関数として Fig. 7 に示す。岩石により違いはあるものの、圧力 100 MPa においては、温度 100°C で最大 2% の速度低下が見られる。一方、圧力 200 MPa においては、温度 200°C で最大 4% の速度低下が見られる。これらの傾向をそのまま等方的 P 波速度に当てはめた結果を Fig. 8 に示す。深さ 3 km では、室温での値に対して最大 2% 低下しうると考えた。一方、深さ 6 km では最大 4% 低下しうると考えた。

Fig. 7. The temperature dependence of the compressional wave velocity in various crustal rocks at 100 MPa (a) and 200 MPa (b). The velocity is normalized by the velocity at the room temperature (25°C). Velocity values are from Christensen (1982).

断層直下の岩石種を推定する。深さ 3 km および 6 km における P 波速度は 6.2 km/s および 6.3 km/s である。このような比較的高い速度を示しうる岩石は片麻岩である。Kato *et al.* (2006) が地質図と速度構造を対応させて推定したのも片麻岩類であった。測定した片麻岩はそれぞれ少しずつ観測値とは異なる速度をもつ。おそらく、地表での産状と同様に、組成の異なる片麻岩が互層して存在していると考えられる。これは花崗岩類や変花崗岩の存在を完全に除外するものではない。これらの岩石が共存することは地質構造から十分考えられる。しかし、推定されている速度を説明するためには、高速の片麻岩が主要な岩石でなければならない。

断層直下の比抵抗は、深さ 3 km および 6 km 共に $10^3 \sim 10^4 \Omega\text{m}$ である [Goto *et al.* (2005)]. 乾燥状態の片麻岩が温度 $100 \sim 200^\circ\text{C}$ において $10^3 \sim 10^4 \Omega\text{m}$ の比抵抗を示すという報告もあるので [Fuji-ta *et al.* (2007)], 連結した流体の存在を必ずしも考える必要はない。流体が存在する場合は、より高速な岩石を考えなければならないが、その候補としては高速の片麻岩のみが考えられる。

次に、断層の南側 30 km において岩石種を推定する。

Fig. 8. Compressional wave velocities expected at the depth of 3 km (a) and 6 km (b). The temperature is estimated to be 100°C at 3 km and 200°C at 6 km. Based on the velocity decrease (Fig. 7), the velocity decrease is less than 2% at 3 km and 4% at 6 km. The top of a bar expresses the velocity at the room temperature, the bottom the lowest velocity expected at 100°C (a) and 200°C (b).

深さ 3 km および 6 km における P 波速度は 5.7 km/s および 6.0 km/s である。この地点では比抵抗は求められていないので、乾燥岩石を仮定して考える。深さ 3 km で考えると、砂岩や流紋岩では遅く、花崗岩類や変花崗岩では速い。深さ 6 km で考えると、花崗岩類が最も考えやすい。地表はほとんどが濃飛流紋岩で覆われているが、ところどころ花崗岩類が顔をだしている。したがって、深さ 3 km でも濃飛流紋岩と花崗岩類が共存していると考えられる。深さ 6 km は花崗岩類が存在していると考えられる。しかし、高速の領域が断層直下から連続していることを考えると、片麻岩が共存する可能性も除外できないだろう。

§ 7. 結 論

跡津川断層周辺の代表的な岩石について室温封圧下 (最大 180 MPa) で弾性波速度を測定した。微小クラッ

クの影響がほとんどない封圧 180 MPa での P 波速度は、おおそ次のような値を示した。

飛騨花崗岩類 6.2~6.3 km/s

飛騨変成岩類

変花崗岩 6.0~6.1 km/s

片麻岩類 6.0~6.7 km/s

手取層群砂岩 5.6 km/s

濃飛流紋岩 5.7 km/s

変花崗岩が花崗岩類に比べて低速なのは、角閃石を欠くためと考えられる。

跡津川断層西側の南北 P 波速度構造 [Kato *et al.* (2006)] と比較すると、跡津川断層直下においては、地表地質と同様に組成の異なる片麻岩が互層して存在している可能性が高い。ただし、花崗岩類、変花崗岩が共存する可能性は除外できない。

断層の南側 30 km の深さ 3 km では、濃飛流紋岩と花崗岩類が共存していると考えられる。深さ 6 km では花崗岩類が存在する可能性が高いが、片麻岩が共存する可能性も除外できない。

謝 辞

竹内 章、氏家 治、清水正明、大藤 茂、棚座圭太郎の各氏には、多くのご教示、ご協力を受けました。また、西澤 修、加藤愛太郎の両氏には、査読者として非常に丁寧に原稿を読んで頂き、建設的なコメントを頂きました。ここに記して感謝いたします。

文 献

- Birch, F., 1960, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102.
- Birch, F., 1961, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2, *J. Geophys. Res.*, **66**, 2199-2224.
- Christensen, N. I., 1982, Seismic velocities, in "Handbook of Physical Properties of Rocks, Vol. 2," ed. by R. S. Carmichael, CRC Press, 1-228.
- Christensen, N. I., 1996, Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3139-3156.
- Fuji-ta, K., T. Katsura, T. Matsuzaki, M. Ichiki, and T. Kobayashi, 2007, Electrical conductivity measurement of gneiss under mid- to lower crustal P-T conditions, *Tectonophysics*, **434**, 93-101.
- Goto, T., H. Wada, N. Ohshiman, and N. Sumitomo, 2005, Resistivity structure of a seismic gap along the Atotsugawa fault, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**, 55-72.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・滝沢文教, 1991, 槍ヶ岳地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 190.
- Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamakazaki, K. Koike, and G. Aoki, 2003, Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002 GL016517.
- 磯崎行雄, 2000, 日本列島の起源, 進化, そして未来, 科学, 70, 133-145.
- Ito, K., 1990, Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, *J. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- 伊藤 潔・和田博夫, 2003, 跡津川断層の地震活動と断層クリープ, 月刊地球, **25**, 143-148.
- 加納 隆・渡辺敬夫, 1995, 飛騨帯南部神岡鉾山東方の中生代前期花崗岩類の地質と構造, 地質学雑誌, **101**, 499-514.
- Kato, A., E. Kurashimo, N. Hirata, T. Iwasaki, and T. Iidaka, 2006, Imaging crustal structure around the western segment of the Atotsugawa fault system, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi: 10.1029/2006 GL025841.
- Kato, A., T. Iidaka, E. Kurashimo, S. Nakagawa, N. Hirata, and T. Iwasaki, 2007, Delineation of probable asperities on the Atotsugawa fault, central Japan, using a dense temporary seismic network, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi: 10.1029/2007 GL029604.
- 活断層研究会編, 1991, 新編「日本の活断層」分布図と資料, 東京大学出版会, 437 pp.
- 棚座圭太郎, 2000, 飛騨地域の変成岩類と花崗岩類. 小林武彦編: 大地をさぐる一富山と飛騨山地一. ダイチ, 113-148.
- 松原 誠・根岸弘明, 2003, 中部地方の地殻・最上部マントルトモグラフィと飛騨山脈下の詳細トモグラフィ, 月刊地球, **25**, 938-944.
- Mikumo, T., K. Hirahara, F. Takeuchi, H. Wada, T. Tsukuda, I. Fujii, and K. Nishigami, 1995, Three-dimensional velocity structure of the upper crust in the Hida region, central Honshu, Japan, and its relation to local seismicity, quaternary active volcanoes and faults, *J. Phys. Earth*, **43**, 59-78.
- O'Connell, R. J. and B. Budiansky, 1974, Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, **79**, 5412-5426.
- 大藤 茂, 2000, 中・古生代の非変成層と濃飛流紋岩類. 小林武彦編: 大地をさぐる一富山と飛騨山地一, ダイチ, 89-112.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- Schön, J. H., 1996, Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics, Elsevier, 583 pp.
- 相馬恒雄・棚座圭太郎, 1993, 飛騨ナップの形成と中生層のテクトニクス: 飛騨地域の構造発達史, 地質学論

- 集, **42**, 1-20.
- Takeuchi, A., H. Ougirad, and A. Takabe, 2003, Recurrence interval of big earthquakes along Atotsugawa fault system, central Japan: Results of seismo-geological survey, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002 GL014957.
- 上野友岳・伊藤 潔・吉井弘治・松村一男・和田博夫, 2005, 跡津川断層周辺における地殻構造と地震活動, *地震* **2**, **58**, 143-152.
- Walsh, J. B., 1965, The effect of cracks on the compressibility of rock, *J. Geophys. Res.*, **70**, 381-389.
- 渡辺 了, 1994, 火山深部におけるメルトの存在—地震波速度からの推定—, *地質学論集*, **43**, 20-31.
- Watt, J. P., G. F. Davies, and R. J. O'Connell, 1976, The elastic properties of composite materials, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 541-563.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一・広島俊男・駒沢正夫, 1989, 20 万分の 1 地質図, 高山, 金沢, 地質調査所.
- 山野 誠, 木下正高, 山形尚司, 1997, 日本列島海域の地殻熱流量分布, *地質ニュース*, **517**, 12-19.
- 安永健太郎, 金川久一, 西澤 修, 2000, 飛騨変成岩類における P 波速度異方性と鉱物定向配列の関係, *地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集*, Ga-P006.