

花崗岩試料の P 波速度方位異方性と S 波偏向異方性

川方裕則(立命館大)・八木美帆(元立命館大)土井一生(京大)・吉光奈奈(東大)

はじめに

地球内部は等方的な媒質として取り扱われることが多いが、実際には異方性を帯びている。弾性異方性を詳細に調べることで、地球内部の岩石の組成や応力状態を知ることができる。弾性異方性は岩石に応力が加わることにより生じるマイクロ・クラックの配向や鉱物結晶の選択配向がその原因となる(柳谷ほか, 1987; 竹下・唐戸, 1989)。地震波速度異方性には、地震波速度の方位異方性と S 波の偏向異方性がある。方位異方性とは、弾性波の伝播方向により伝播速度が異なる性質を指す。つまり、異方性の要因となるもの(fabric: 岩の目)により伝播速度の高い方向が異なる。fabric をクラックであると仮定すると、クラックは岩石中の亀裂であり、クラックに直交して透過する波は遅く伝わる。一方、fabric を有色鉱物であると仮定する場合には、有色鉱物は硬度が高く、長軸に直交して透過する波は速く伝わるため、有色鉱物の長軸に直交に伝播する波が相対的に速く、平行に伝播する波が遅くなる。一方、偏向異方性は S 波のみに見られる現象であり、互いに直交する振動ベクトルが異なる速度を持った 2 つの S 波に分離して伝播する現象(S 波スプリッティング)を指す(Crampin, 1978)。S 波偏向異方性の場合も、fabric がクラックであれば、クラックの面内に振動する S 波が早く到達し、有色鉱物であった場合 a 軸(最短軸)に平行に振動する S 波が早く到達する(金嶋, 1991)。

方位異方性を利用する場合、異なった経路を通った 2 つの波を比較しなければならず、不均質性、表層の影響、解析できる地震波の経路があるか、など問題は多い(笠原ほか, 1968)ため、地球内部の異方性は S 波偏向異方性を用いて研究されることが多い。たとえば Kaneshima (1990)は、日本における地殻変動の特性と偏向した S 波の先行する方向との関係から上部地殻の異方性を示唆し、Barklage *et al.* (2009)は、南極大陸付近における上部マントルの SKS 波や SKKS 波の偏向異方性解析をおこなっている。Tadokoro *et al.* (1999)は、兵庫県南部地震の余震域における S 波偏向異方性解析をおこない、上部地殻における異方性の空間的变化を発見した。

一方、岩石試料を用いる場合、高橋ほか(1983)は、P 波、SH 波、SV 波について試料の圧縮に伴う速度変化を調べたが、S 波の偏向異方性を見る際に、送振子と受振子の特性を過度に単純化せざるを得ず、また異方性の主軸の方向も仮定せざるを得なかった。これは、弾性波を圧電トランスデューサで計測していたため、波をベクトル波として扱うことができなかつたためであり、この研究以外に S 波偏向異方性については調べられてこなかつた。一方、方位異方性については、圧電トランスデューサでも推定することが可能なため、柳谷ほか(1987)などで推定されている。

しかし、方位異方性と S 波偏向異方性の両方については十分なデータがあるわけではない。そこで本研究では、圧電トランスデューサに加えてレーザー・ドップラ振動計を併用し、地殻を構成する主要な岩石である花崗岩として大島花崗岩を用い、正 32 角柱に整形された試料内を軸に直交するように透過する弾性波を計測し、常温常圧下ではあるが、弾性波の P 波速度の方位異方性と S 波偏向異方性の両方を推定した。

試料と計測の概要

計測には大島花崗岩を使用した。花崗岩は地殻を構成する主要な岩石であり、大島花崗岩は愛媛県大島で採られる日本の代表的な花崗岩の一つである。試料の形状は正 32 角柱、直径 100 mm、高さ 200 mm である(写真 1)。大島花崗岩は主に石英、アルカリ長石、斜長石、黒雲母と粘土鉱物から構成されており、平均的な粒径はおおよそ 1.5 mm である(Takemura *et al.*, 2003)。常温常圧下において、花崗岩試料を透過する弾性波の計測をお

こなつた。

試料の高さ方向の中心部分(高さ 100 mm の位置)において、軸と直交するように弾性波を透過させた。正 32 角柱の側面には、図 1 に示すように番号を付け、波線は便宜的に「送振面番号-受振面番号」で表す。送振面に対して近い面で受振すると、波線の距離が短い上、波の効率的な射出方向に対して伝播方向の角度が大きくなり正確に計測できなくなる。そこで、P 波速度の方位異方性は正 32 角柱の各側面から向かい合う 17 個の側面(11.25° 間隔)で弾性波を計測し、全観測パスは 544 本とした(図 1)。一方、S 波偏向異方性については、観測パスは各側面からの直径パスと、その隣接する側面(11.25° 間隔)の合わせて 3 本とし、全観測パスは 96 本であった。

P 波速度の方位異方性

P 波速度計測には、送振・受振の両側で直接接点型探触子(Olympus-NDT: V103-RM, 直径 13 mm, 中心周波数 1.0 MHz)を用いた。サンプリング周波数は 20 MHz, データ長は 1 ミリ秒とした。

計測により得られた波形データを用いて P 波初動の読み取りをおこない、得られた走時と波の伝播距離から速度を求めた。試料の 25-9 方向に伝播する波を方位角 0° として、反時計回りに正とし(以降、この方位を波線方向を考える際の基準とし、0° 方向に x 軸, 90° 方向に y 軸をとる)、波線方向を角度で表し、P 波速度の方位分布を推定した。

図 2 に P 波速度の方位分布を示す。ただし、方位異方性を強調するために、速度の絶対値から 4.4 km/s を減じた値を動径方向に与えている。推定された P 波の伝播速度の平均値は約 4983 m/s と推定され、他の研究での大島花崗岩の P 波の伝播速度 4700~5400 m/s(柳谷ほか, 1987)と調和的な値を得た。また、およそ 180° 周期の分布が得られた。

花崗岩内の異方性を斜方晶系の単結晶であるとみなすと、任意の断面内での P 波速度の方位分布は、理論的には楕円ではないが、経験の範囲では楕円で十分よく近似できることがわかっている(柳谷ほか, 1987)。そこで、本研究においても P 波速度の方位分布を楕円で近似した。その結果、最大速度は-10.4° の方向で 5088 m/s, 最小速度は 79.6° の方向で 4879 m/s と推定された。つまり-10.4° の方向に、クラックであれば長軸, 有色鉱物であれば a 軸をもつ。また、P 波速度を楕円で近似した際の誤差は±36 m/s であり、異方性度合は約 4.2 %と推定された。

S 波偏向異方性

S 波偏向異方性を推定するために、送振側には垂直横波探触子(Olympus-NDT: V153-RM, 直径 13 mm, 中心周波数 1.0 MHz)を用いて、横波を試料に透過させた。ファンクション・ジェネレータを用いて、6 V の矩形波を 1



写真 1. 計測に使用した大島花崗岩試料。

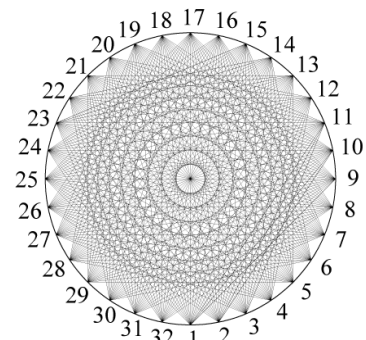


図 1. 岩石試料を真上から見たときの観測パスの分布。

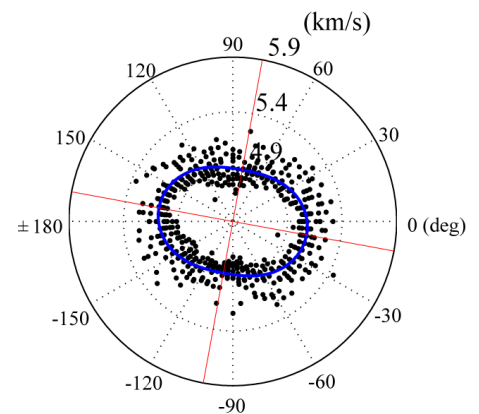


図 2. P 波速度の方位分布。動径方向に速度の絶対値から 4.4 km/s 減じた値, 偏角に波線方向をとり、極座標で表す。

秒間に40回出力し、電力増幅器(エヌエフ回路設計ブロック(株)製:HSA4101)で20倍に電圧を増幅して送振した。

受振側に圧電探触子を使用する場合、やや広い指向性を持つスカラー値としての記録しか得られず、P波とS波を分離することや、振動方向を限定して計測することはできない。そこで、受振側にはレーザー・ドップラ振動計(小野測器(株)製:LV-1610)を設置し(西澤ほか, 1996)、サンプリング周波数は60 MHz、データ長は0.33 ミリ秒で計測した。S波偏向異方性を調べるためには三次元的(少なくとも波線に垂直な平面内で二次元的)に弾性波を計測する必要があるため、試料断面に対して俯角40°・方位角0°, 仰角15°・方位角-50°, 仰角15°・方位角+50°の3方向から計測をおこなった。

3成分ともに、明瞭にS波の到達が確認できたため、およそのS波走時をもとにして、S波初動到達の少し前から 8.33×10^{-6} 秒間のデータを切り出して解析に使用した。P波には高周波のコーダは見られないものの、S波初動部付近においてオフセットが見られたため、3成分各々に対して、使用するデータの範囲の線形成分を取り除いた。その後、波の伝播方向をX軸正方向、試料上方向をZ軸正方向となる右手系に従って、X, Y, Zの直交座標系における3成分に変換した。その後、500 kHzのローパスフィルターをかけた(図5)。このときS波は伝播方向に直交する面内で振動するので、S波は主にY-Z平面内で振動する。Y-Z平面内で座標軸を5°ずつ回転させ、それぞれの回転角において、2成分の相関をとり、最大の相関係数をとる(図6)回転角とそのときの時間ずれを求めた。

最大相関0.7以上の波形2成分の中で、2成分のS波の形状が似ているかを目視で確認し、回転角と時間ずれの決定が妥当だと確認された観測パスにおけるデータのみを使用した。図7に波線方向に対する最大相関が得られた時間差と回転角を示す。

S波のZ軸に近い成分がY軸に近い成分より先行することが分かった。また、回転角は全波線方向において30°程度までと、比較的小さい値であった。これら2つの結果から、fabricはZ軸にほぼ平行な軸をもつと考えられる。

図7において、波線方向-40°から-10°付近と140°から170°付近(方向Aとする)で時間ずれが大きくなっている。そのときの回転角は20°から30°付近に集中している。このことは、方向Aにおけるfabricのアスペクト比が最大になり、Z軸(角柱の軸方向)から20°から30°程度傾いていると考えられる。また、x-y断面を考えたときには、方向Aにクラックであれば長軸、有色鉱物であればa軸をもつと考えられる。この原因となるfabricをFabric1とする。また、波線方向-130°から-100°付近と50°から80°付近(方向Bとする)にも時間差が少し大きくなる部分がある。そのときの回転角は10°から30°付近に集中している。これを上記のFabric1とは別のものとして

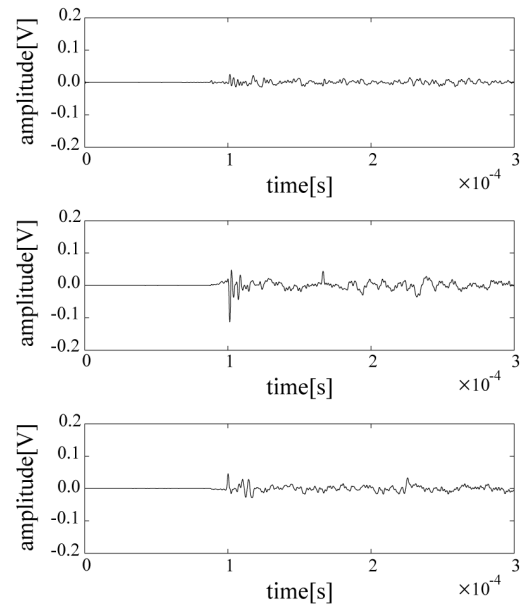


図5. 500 kHzのローパスフィルターをかけた直交3成分変換後の波形例。上から、X成分, Y成分, Z成分を示す。

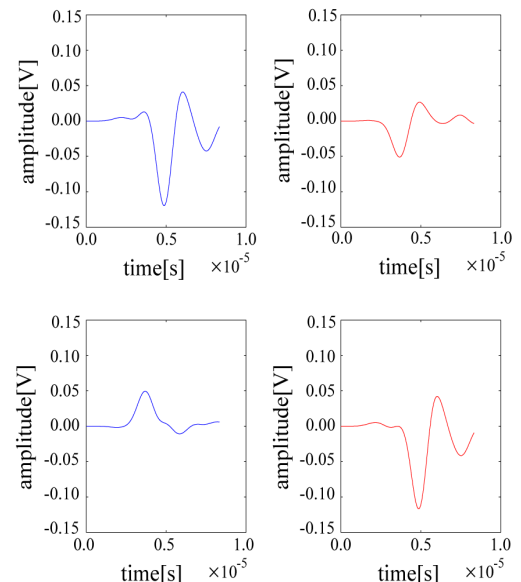


図6. (左上)回転前のY成分, (左下)回転前のZ成分, (右)回転後の2成分。

Fabric2 とする. Fabric2 は, 方向 B においてアスペクト比が最大となり, 角柱の軸方向から 10° から 30° 程度傾いていると考えられる. x - y 断面を考えたときには, 方向 B にクラックであれば長軸, 有色鉱物であれば a 軸をもつと考えられる. 時間ずれの大きさから, Fabric1 のほうが Fabric2 よりも異方性が強いと考えられる.

大島花崗岩中の弾性異方性

S 波偏向異方性の推定から, Fabric1 として考えられたものが, x - y 断面から見たときに方向 A に平行に存在するということは, P 波速度の方位異方性の計測結果と調和的である. また, P 波速度の方位異方性の推定結果から, 速い方向は -10° 方向と決められたが, 波線方向 -130° から -110° 付近と 50° から 70° 付近(方向 B' とする)にも少し速度が高い部分が確認できる(図 2). fabric が 2 種類あると考えた場合, P 波速度の方位異方性と S 波偏向異方性の結果からそれぞれの fabric はお互いに強く影響しない. したがって, P 波速度の方位異方性の方向 B' の速度の少し速い部分と S 波偏向異方性の解析から推定された Fabric2 は対応する可能性がある. 岩石の異方性を生じる物理的メカニズムは複数存在し(竹下・唐戸, 1989), それぞれの fabric は別々の要因が作用している可能性が高い.

岩石には, 最も割れやすい面(Rift plane), 2 番目に割れやすい面(Grain plane), またこの 2 つの面に直交している面(Hardway plane)があり, 採石の際にはこれらの面を利用して採られることが多い(林ほか, 2003). 一般に, 花崗岩では Rift plane に直交する方向が最小の P 波速度の方向になる(柳谷ほか, 1987)と言われており, 実際には直交する 3 方向からの試料を考える必要がある. 本研究では, 1 つの岩石試料のみを用いて計測をおこなったが, 異方性を確認することができた. 直交する 3 方向の試料の弾性波速度を調べることで, より精度よく詳細に異方性を推定することができると考えられる.

謝辞

本研究では, 故柳谷俊博士らが整形した花崗岩試料を使用させていただきました.

参考文献

- Barklage, M., D. A. Wiens, A. Nyblade, and S. Anandkrishnan, 2009, *Geophys. J. Int.*, **178**, 729-741.
- Crampin, S., 1978, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **53**, 467-496.
- Kaneshima, S., 1990, *J. Geophys. Res.*, **95**, **B7**, 11121-11133.
- 金嶋聰, 1991, *地震*, **2**, **44**, 71-83.
- 笠原順三・鈴木功・熊沢峰夫・飯田没事, 1968, *地震*, **2**, **21**, 229-236.
- 林為人・中村敏明・高橋学, 2003, *応用地質*, **44**, **3**, 175-187.
- 西澤修・雷興林・佐藤隆司, 1996, *地質調査所月報*, **47**, **4**, 209-222.
- Tadokoro, K., M. Ando, and Y. Umeda, 1999, *J. Geophys. Res.*, **104**, **B1**, 981-991.
- 高橋学・木下重教・西澤修・小出仁・千葉洋, 1984, *地震*, **2**, **37**, 67-79.
- Takemura, T., A. Golshani, M. Oda, and K. Suzuki, 2003, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **40**, 443-454.
- 竹下徹・唐戸俊一郎, 1989, *地震*, **2**, **42**, 255-269.
- 柳谷俊・西山哲・寺田孚, 1987, *土木学会論文集*, **382**, **III-7**, 63-72.

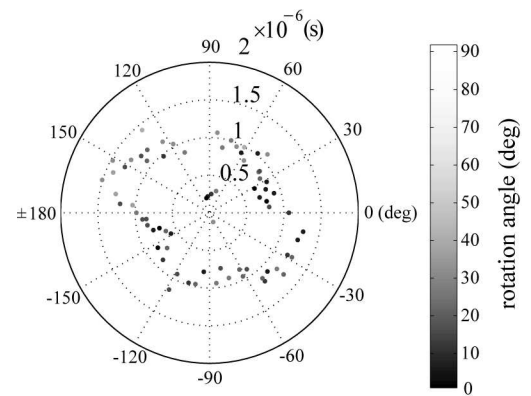


図 7. S 波偏向異方性の推定結果. 動径方向に相関が最大になるときの時間差の絶対値, 偏角に波線方向をとり, 極座標で示す. 相関が最大になるときの回転角を色の濃淡で表す.