地球内部の異方性とS波のスプリッティング

カーネギー研究所, DTM* 金 嶋 聡

Shear-wave Splitting Induced by Seismic Anisotropy in the Earth

Satoshi KANESHIMA

Carnegie Institution of Washington, Department of Terrestrial Magnetism, 5241,
Broad Branch Road, N. W. Washington, D. C. 20015. U.S.A.

(Received November 4, 1989; Accepted December 5, 1990)

It is believed that seismic anisotropy represents dynamics of the Earth's interior, directly reflecting either instantaneous stress, cumulative strain, or deformation of in-situ rocks. A shear wave passing through an anisotropic elastic medium splits into two orthogonally polarized quasi-shear waves with different propagation speeds. This phenomenon is called shear wave splitting, and is useful to understand the Earth's anisotropic fabric, with potential advantages as high lateral resolving power and relatively low sensitivity to seismic wave velocity heterogeneities. During the past decade, a variety of anisotropy-induced shear wave splitting has been observed in many different fields of seismology, indicating that anisotropy is an ubiquitous feature in the Earth's crust and upper mantle. In this review I summarize recent observations of shear wave splitting, with special emphases on their geophysical implications. I also discuss several problems concerned with shear wave splitting analyses, which are expected to be solved in the near future.

Key words: Seismic anisotropy, Shear wave splitting, Upper mantle, Upper crust.

§ 1. はじめに—地球科学, 地震学, 地震波異方性

固体地球科学の中で地震学が果たしてきた役割を簡単にまとめると以下になるよう。地震学者は, 地震波の伝播距離と時間との関係, 波形, スペクトル等を調べて地球内部の弾性波速度を推定した。彼らが提出した地球の地震波速度モデルは高温高压での弾性波実験の結果と対照されて, 人間の手の届かない地球深部にどんな物質がいかなる状態で存在するかを推定可能にした。さらに地震の発生機構の解明を通じて, 地球内部にどんな力が働いているか, あるいはプレート間にどんな相対的運動が起こっているかを明らかにし, プレートテクトニクスの確立に大きく貢献した。

地震学のデータを扱う際には, 観測点や震源の配置及び地震記象の質など主にデータ上の制約から地球を等方弾性体と近似する場合が多かった。地球内部の岩石組成の複雑さを捨象してP波とS波の伝播速度及び密度というパラメタで表現し, 地球深部構造に関して他の分野

ではとても考えられない高い空間的解像度を達成した。例えば近年, 実体波や表面波や自由振動などありとあらゆる種類の弾性波を用いて行われている地震波速度構造の研究は, 地球内部の三次元的な速度分布をも明らかにしつつあり, その結果は我々に間接的にはあるが地球内部の温度分布と運動を知る手がかりを与えた。しかし, 岩石を構成する鉱物結晶の多くは大きな弾性的異方性を持つ事が知られており, 地球を等方的として扱う事がどこまで妥当かは必ずしも明かでない。大きな領域をならしてみれば様々な鉱物が様々な方向の結晶配列を持つと考えたと等方的物質の仮定はそれほどのはずれではないかも知れない。しかし, 地殻には場所により1,000 kmに及ぶ広い領域でほぼ一様な応力が働いてるし, プレートの運動は地球内部の大規模な運動(マントル対流)の存在を示唆している。室内で行われる様々な実験から, 地球内部に存在すると思われる岩石が変形や応力を受けると弾性率は大きな異方性を示す事が分かっているので, このようなダイナミックな地球内部では岩石が広い領域で一様な異方性を帯びる可能性は高い。地震波異方性は, 地球内部の岩石の変形や応力といったダイナ

* 現在 〒113 東京都文京区弥生 2-11-16
東京大学理学部地球物理学教室

ミックな性質を推定する手がかりを与えてくれる。そればかりでなく、弾性定数のより詳細な知識は地球内部の岩石の鉱物組成や化学組成をより詳しく知る事にもつながる。

近年の観測記録の質的向上により、地球内部の異方性構造の研究が可能となった。地球内部の異方性を示すと思われる現象は以下に述べるごとく多様である。つまり、地震波（P波、表面波など）伝播速度の方位依存性 [SHIMAMURA *et al.* (1983), TANIMOTO and ANDERSON (1984) 等]。ラブ波とレイリー波の分散から推定される速度構造の食い違い [DZIEWONSKI and ANDERSON (1981)]。S波のスプリットング。自由振動モードの分裂 [MOCHIZUKI (1986)] 等である。これらの中で「S波のスプリットング (shear wave double refraction, shear wave birefringence, shear wave splitting)」は、地球内部の異方性を研究する上でいくつかの大きな利点を備えている。まず実体波に関わる現象であり、長周期の表面波の研究に比べて高い空間的解像度を持つ。また、速度不均質構造に影響されにくい直接な異方性の証拠となり得る。この現象の存在は、理論的にもまた実験的にも古くから知られていたが、1980年代を通じて様々なフィールドで観測され地球内部の異方性構造を明らかにする重要な鍵となった。

本稿ではまず第2節でS波のスプリットングの概略を述べ、つづく三節で地震学の諸分野での観測例、特に地殻深部と上部マントルに関する諸研究を紹介し、それらの地球科学的意義について考察を加える。最後に第6節でこの課題に関して今後解決が望まれる問題点を概観する。

§ 2. S波のスプリットング

弾性率の異方性は、その弾性体を構成する鉱物の結晶が特定の方向に選択的に配列（選択配向）したり、弾性体内に存在する割れ目（クラック）が一定の方向に配列する事によって生ずる [例えば竹下・唐戸 (1989)]。また、たとえ媒質自体は等方的でも差応力の働きにより弾性波伝播に見かけの異方性が生じる。しかしこの差応力の異方性に対する効果は、鉱物やクラックに比べて小さいと予想されている [DAHLEN (1972)]。

地震波異方性に関連する現象は多様で、数多くの理論的研究が行われているが、ここではS波（実体波）のスプリットングについて簡単に説明するにとどめる [詳しくは、MUSGRAVE (1970), CRAMPIN (1981) 等を参照されたい]。この現象は岩石顕微鏡と類似した原理に基づく。岩石顕微鏡は岩石を構成する諸鉱物を伝わる光が、鉱物の屈折率の光学的異方性によって複屈折を起こす性

Fig. 1. Schematic figure of shear wave splitting. A shear wave travelling through an anisotropic medium splits into two orthogonally polarized (quasi-)shear waves with different propagation speeds [from CHRISTENSEN (1984)].

質を利用している [例えば、坪井 (1959)]。S波のスプリットングはこれと類似した弾性的な現象と考えてよからう。

一般的な異方性均質弾性媒質内の運動方程式（波動方程式）は、

$$\rho \partial^2 u_i / \partial t^2 = c_{ijkl} u_{k,lj}$$

u は変位、 c_{ijkl} は弾性定数 ($i, j, k, l = 1 \sim 3$)、 ρ は密度を表す。ここで平面波、 $u_i = u_0 p_i \exp[-i\omega(t - \mathbf{s} \cdot \mathbf{x})]$ の入射を考える。 ω , $\mathbf{s}$, $\mathbf{x}$, $\mathbf{p}$ は、角周波数、slowness ベクトル、位置ベクトル、及び、振動ベクトルを表す。slowness ベクトルは $\mathbf{s} = \mathbf{n}/v$ と表され、 $\mathbf{n}$ は速度ベクトルの方向、 v は速度の大きさを示す。この場合波動方程式は、

$$(c_{ijkl} s_j s_l - \rho \delta_{ik}) p_k = 0$$

となり、これが有意な解を持つためには、

$$\det(\rho v^2 \delta_{ik} - c_{ijkl} n_j n_l) = 0$$

このように問題は固有値方程式に帰着し、伝播方向 $\mathbf{n}$ に対して三つの固有値が存在して、各々が三つの異なる波の $\rho v^2(1, 2, 3)$ を、また固有関数はそれらの波の振動ベクトルを表す。 $\mathbf{n}$ 方向の速度 v を $v(\mathbf{n})$ とする。 $v(\mathbf{n})$ は速度曲面 (velocity surface) と呼ばれる閉曲面をなす。等方媒質中では三つの速度曲面は全て同心球面となり、位相速度が方位に依存しないことを意味する。さらに波線 ($\mathbf{n}$) に直交する振動ベクトル ($\mathbf{p}$) を持つ二つの波は残りの一つよりも小さい速度を持ちそれらの速度曲面は完全に重なる（通常これらをまとめてS波と呼び、S波は縮退しているという。S波は純粋な剪断波である）[AKI and RICHARDS (1980)]。残りの波は波線に平行な振動ベクトルを持ちP波と呼ばれる。ところが一般の異方性媒質に対しては三つの波の速度曲面はもはや球面ではなく

Fig. 2. (a: Left), Top: Variation of the quasi-P (qP) and the two quasi-S (qS_1 , qS_2) body-wave phase velocities for propagation in the three ((001), (100), and (010)) orthogonal planes of symmetry of crystalline olivine. In each plane, qS_1 and qS_2 correspond either to qSH or to qSV , where qSH and qSV represent the shear waves polarized nearly parallel and perpendicular to the propagation plane, respectively.

Bottom: Velocity surface (left) and particle motion trajectories (right) of the two split shear waves for the Olivine model from KASAHARA *et al.* (1968a). (b: Right), Variation of phase velocities for the Crack model, as a function of angle between the wave propagation direction and the crack normal. The density of cracks is fixed as 0.1, with five different aspect ratios (0.1, 0.05, 0.03, 0.01, 0.001) from KANESHIMA (1988). The quasi-shear wave polarized in the crack plane and is indicated by qS_1 , while the quasi-shear wave polarized at a right angle with qS_1 is denoted by qS_2 .

(位相速度が伝播方向に依存する), またいずれの二つも互いに重ならない(縮退が解ける). 異方性が強くない限りこれらの内の二つは近似的に S 波的振る舞いをするが(quasi-shear wave), 振動方向は完全には波線と直交せず純粋な剪断波でなくなる. これらを $qS(1, 2)$ と表記する事にしよう. 当然各波の振動ベクトルが互いに直交する性質は保存される. ここで重要な点を繰り返すと, S 波は互いに直交する振動ベクトルと異なる速度を持った二つの S 波に分離して伝播する (Fig. 1). この現象を S 波のスプリットング (shear wave splitting) と呼ぶ [CRAMPIN (1978)].

地球内部の媒質に異方性を生じさせる原因としては, かんらん石 (olivine) と微小割れ目 (クラック) の選択配

向を想定する場合が多いので, ここではこの二つの場合について概観しよう. かんらん石の結晶格子が同じ方向に並んでいると媒質は斜方晶系 (orthorhombic system) の異方性を持ち, a 軸の近傍を除く方向では a 軸と平行に振動する S 波 (qS_1) の方が a 軸と直交方向に振動する S 波 (qS_2) より大きな速度を持つ (Fig. 2a [笠原・他 (1968a)]). クラックが平行に並んでいる場合, 媒質はクラック面の法線のまわりに軸対称 (axi-symmetry, hexagonal system) となる [CRAMPIN (1978), HUDSON (1981)]. そしてクラック面内に振動ベクトルを持つ qS_1 波の方が, それに直交する qS_2 波よりも大きな速度で伝わる (Fig. 2b) が, これは以下のように理解できる. クラック群の存在により qS_1 と qS_2 各々の持つ剪断応力

に対する剛性が互いに異なる。その剛性の差がこれらの S 波間の伝播速度の差となって現れ、スプリットिंगが起こる。上記のようなクラックやかんらん石による異方性媒質中では、S 波スプリットिंगの結果異方性軸に対し広範囲の射出方向で震源の S 波振動ベクトルによらず同一方向に振動する S 波が初動として観測される。つまり S 波初動が偏光 (向) しているように見える [CRAMPIN and M'CGONIGLE (1981)]。それゆえこの現象を「偏光異方性」(shear wave polarization anisotropy) と呼ぶこともある。

§ 3. 観測例と地球科学的意義

岩石の異方性による S 波スプリットिंगは、さまざまな空間的スケールで検出される。高々数 cm 程度の大きさの鉱物資料や [笠原・他 (1968b) 等] 岩石資料 [NUR and SIMMONS (1969), 高橋・他 (1984) 等] に対する弾性波速度実験で、振動方向により異なる S 波 (MHz オーダーの周波数) の速度が観測されている。また鉱山内の坑道の掘削に誘起された数 m 規模の極微小地震 (山はね) の波形にも、S 波 (約 2 KHz) のスプリットINGが認められる [YOUNG *et al.* (1989)]。さらに井戸 (borehole) の中に 3 成分地震計を設置し地表面の人工震源 (通常数 10 Hz の波を発生する) から出た波を記録する VSP (vertical seismic profiling) 実験を通じて、S 波見かけ速度が振動方向に依存する事が分かり、地殻浅部 (約 2 km 以浅) に数 100 m 規模の地震波異方性による S 波スプリットINGが検出された。[例えば、LEARY *et al.* (1987), LI *et al.* (1988)]。

以上の、比較的小規模の異方性に関する研究には深入りせず、次節からはさらに大規模な地殻深部と上部マントルの異方性の研究についてより詳しく紹介する事にしよう。

§ 4. 地殻深部の異方性

4.1 地殻深部異方性による S 波スプリットINGの観測

大陸 (島弧を含む) 地殻の研究では、S 波スプリットINGとそれに伴う S 波初動の偏光の観測が最も有力な異方性の検出法である。地殻には時に数 10% にも達する著しい速度不均質が存在するから、異方性による P 波や短周期表面波速度の方位依存性を検出すること容易ではない。S 波スプリットINGの解析では、入射方向の関数として S 波初動の振動方向および、互いに直交な方向に振動する二つの S 波間の到達時間差を測定する。異方性が著しく強くない限り分離した二つの S 波は震源からほとんど同じ経路を伝わって観測点へ達す

る。したがって地殻の不均質は、P 波や短周期表面波に対する程には、これらの測定量とくに初動の振動ベクトルに影響しない。

地殻深部の異方性による S 波スプリットINGの研究は今のところ自然地震の解析に限られる。GUPUTA (1973) はネヴァダ地方の地震波形の解析から、地殻の異方性による S 波スプリットINGを報告している。しかし彼の波形解釈には若干の誤りがあって確かな証拠とは言えない [CRAMPIN *et al.* (1981)]。YEGORKINA *et al.* (1977) はアルメニア地方の地殻の異方性による S 波スプリットINGを観測しているが、データの質は必ずしも良いとは言いがたい。1980 年代に入り英国地質調査所の Crampin のグループが、独自の方法で S 波スプリットINGを検証した [CRAMPIN *et al.* (1980)]。彼らはアナトリア断層で行った地震観測から得られた多数の微小地震波形データを用い、水平面内の S 波振動による particle motion を詳細に検討して、入射方向や入射角によらず S 波初動が偏光している事を見つけ、スプリットINGの結果であると推論した。先述のように S 波初動の振動ベクトルは散乱など不均質構造に左右されにくいということもあり、彼らの手法は地殻の異方性を見つけるのに有効であった。以後同種の手法を用いた研究が数多く行われた [例えば、BOOTH *et al.* (1985), KANESHIMA *et al.* (1987, 1988), PEACOCK *et al.* (1988)]。このような地殻深部の研究では通常、地表面での S から P への変換とそれに伴う S 波波形 (SV 成分) の位相の変化を避けるために観測点直下付近の地殻内地震が解析に選ばれる。観測システム特にダイナミックレンジの問題から微小地震が選ばれる事が多く、解析に用いられるのは通常 5~10 Hz 程度の S 波波形である。日本列島は地震活動が活発で、さらに世界でも有数の微小地震観測網が整備されている事もあり、地殻内部の微小地震を用いた研究には適していると言えよう [KANESHIMA (1990)]。一方海洋地殻でも、STEPHEN (1985) が大洋底に掘削された井戸 (borehole) 中の三成分地震計の記録した水中爆破の波形を解析し、海洋地殻の上層部 (深さ 2~3 km) の異方性によると思われる S 波スプリットINGを検出している。

4.2 地殻深部の異方性

世界各地で行われた地殻内部の自然地震を用いた S 波スプリットINGの研究から、以下に述べるような幾つかの事実が明らかになった [CRAMPIN (1987), LEARY *et al.* (1990) 等]。

(1) S 波スプリットINGを起こした異方性は、震源領域 (通常深さ 5~15 km, 最上部マントルの地震も使われる時は 5~50 km) と地表面の間の地殻内にある。

Fig. 3. (a: Left), Faster split shear wave polarization directions (bars) at the corresponding locations in the map of Japan from KANESHIMA (1990). Solid and dashed bars indicate reliable and less reliable data, respectively. The trajectories of the maximum horizontal compression are given by thin solid lines. (b: Right), Schematic drawing of shear wave splitting in a stress-induced-cracked medium from KANESHIMA (1990). Principal stress is taken to be positive for compression.

多くの場合、近接する複数の観測点ではほぼ様な観測結果を示し異方性は水平方向に少なくとも数 km は一様と考えられる [KANESHIMA (1990)].

(2) 地殻応力と異方性の軸の間には明かな相関が見られる。すなわち、多くの観測点でより高速度で伝わる S 波の振動ベクトル (S 波初動) が、他の手法で推定された水平圧縮応力軸とほぼ同じ方向を持つ (Fig. 3a)。地殻内部では、一般に非静水圧的な応力 (差応力) が働き、最大主応力軸 (以下、主応力は圧縮の場合を正にとる) に平行かつ最小主応力軸に垂直な無数の微小割れ目 (クラック) が存在すると考えられる。前節で述べた様に岩石内のクラック群は全体としての岩石の弾性的性質に異方性をもたらし、クラック面に平行に振動する S 波に対しては媒質の剛性率を下げないから、この波が初動となって観測される (qS_1 ; Fig. 2b, Fig. 3b)。上述の地殻応力と S 波異方性の相関は、地殻には水平面内に最大主応力軸を持つ応力場が存在し地殻異方性がこの応力場のもとで発生したクラックに起因するものである事を示している [CRAMPIN (1987), KANESHIMA (1990)]。岩石破壊試験では、差応力の主軸や大きさの変化に伴いクラックの密度及び個々のクラック走行や厚さが変わることによって、弾性率の異方性も変化する事が分かっているが、実

際の地殻ではどうだろうか。以前から地震による破壊の前にクラック密度が増加し、周囲から水の流入を招いて地震波速度が変化する可能性 (ダイラタンシー) が唱えられてきたが [NUR (1972), SCHOLZ *et al.* (1973)], S 波のスプリットングを利用して地殻の応力状態の変化に伴う異方性の時間変化を検出できれば、地震発生の予知に役立つかも知れない [GUPUTA (1973), CRAMPIN (1978, 1987)]。実際に地震の前後で異方性の時間変化を検出したとの報告もあるが [PEACOCK *et al.* (1988) 等], 散乱など不均質の波形への影響を十分に評価できていないためにまだ確かな証拠とは言い難い。

(3) 分離した二つの S 波間の到達時間差はほとんどの地域で 0.2 秒を越えない。この値は上部地殻全域に異方性が均一に分布しているとすれば 5% 程度 の速度異方性 ($(V_{qS_1} - V_{qS_2}) / V_{qS_1} \times 100$) に対応し、これをクラックによる異方性と考えるとクラック密度 ($\epsilon = N * a^3$, N : 個数密度, a : クラック半径 [O'CONNEL and BUDIANSKY (1974)]) と呼ばれる量は 0.05 程度になる。このクラック密度自体の物理的意味は必ずしも明瞭ではないが、さらに個々のクラックの aspect ratio ($\nu = b/a$: b はクラックの厚さ) が分かれば、より具体的な岩石の性質である空隙率 (porosity: $\phi = (4/3)\pi\nu\epsilon$) が推定できる。ク

クラックの aspect ratio (ν) は分離した S 波間の時間差の入射方向依存性を左右し (Fig. 2b) 原理的には推定可能だが、その他の要素、例えばクラックの傾き等の影響との分離が難しく、今のところ信頼できる見積りはなされていない。

地殻深部の高い封圧 (>約 100 MPa) 下で上記の様なクラックが潰れずに存在し続けるためにはそれらは流体で満たされていなければならないが、地殻内にはかなり普遍的に水や CO_2 等の流体が存在すると考えられている [FYFE *et al.* (1978)] から、クラックが地殻内に遍在すると考えて不自然ではない。また深さ方向に異方性が一様とは限らない。大陸地殻の堆積と沈降の際に地表から地下深部まで水が持ちこまれる状況を想定すると、封圧の増加に応じてクラックの密度が深さ方向に減少しそれと共に異方性が小さくなる事も考えられる。それに対し島弧地殻では、スラブの脱水反応によって上部マントルから水が供給される事を考えれば、反対に地下深部ほど異方性が大きい可能性もある。さらに水とクラックと地震の発生は密接に関連している筈だから、地殻の地震活動の高い場所ほど強い異方性を持っている事も考えられる [KANESHIMA (1988)]。地殻内部では、クラックの存在は媒質の透水係数 (permeability) を劇的に増加させ、流体 (水、マグマなど) の移動を決定的に左右する。上述のように S 波スプリットिंगは、地殻内部のクラックの密度や形状を知る手がかりを与えるから、鉱床の発達や地殻の形成など地質学の問題や石油探査や地熱開発などの産業的問題にも関わる。

S 波スプリットिंगの解析から、上部地殻 (浅部の堆積層等を除く) と下部地殻では異方性の様子が違う事が示唆されている。鉛直方向に伝わる S 波が下部地殻ではスプリットिंगを起こさないと考えられる場合が多く、このような下部地殻は等方的か、あるいは鉛直方向の周りに軸対象な異方性 (トランスバースアイソトロピー (transverse isotropy)) を持つと考えられる。水平方向の速度は方位に依存しないと言う意味で、方位異方性 (azimuthal anisotropy) を示さないと言い替える事もできよう [KANESHIMA *et al.* (1988), KANESHIMA (1990)]。最近の反射法による地殻深部探査の結果、様々な地域で下部地殻は上部地殻に比べはるかに高密度の水平反射面を持つ事が分かってきた [MEISSNER (1986)]。このような反射波探査の結果を基に下部地殻では水平な薄層が重なっている可能性も指摘されているが [SANDMEIER AND WENZEL (1986)]、水平の薄層やクラックは全体としての媒質にトランスバースアイソトロピー型の異方性をもたらすから、前述の S 波スプリットिंगの解析結果はこの下部地殻像と矛盾しない。脆性破壊 (地

震) が起こる上部地殻にはクラックにより差応力を反映した方位異方性が存在するのに対し、ほとんど地震を起こさない下部地殻が同様な方位異方性を持たないのは、下部地殻が過渡的で水平方向の差応力を支えない事を示しているのではなからうか。

§ 5. 上部マントルに関する研究

5.1 S 波スプリットिंगの観測

上部マントル異方性起源の S 波スプリットिंगに関する研究は、今まで主として次の三種の剪断波フェイズを用いて行われている。近地深発地震の直達 S 波、遠地地震の ScS 波、及び、SKS 波である。後述する様に、地表面や核マントル境界での反射などが剪断波の波形にあまり影響しない地震-観測点の組み合わせが選ばれるため、必ずしも同一地域にこれらすべての波が利用できるとは限らない。

(1) 沈み込み帯の上部マントル深発地震の S 波

ANDO *et al.* (1980, 1983) は中部地方下の深発地震 (深さ約 300 km) の短周期 (約 2 秒) S 波波形を解析し、初めて上部マントル異方性によるスプリットिंगを見いだした。同種の研究が、トンガ・フィジー諸島 [BOWMAN and ANDO (1987)] 及び、南米、イタリア、ハワイ [SAVAGE *et al.* (1989)] について行われている。しかし短周期波形には不均質の影響が大きく、さらに沈み込み帯の上部マントルでは S 波の減衰が顕著で短周期地震計に旨く記録されないなどの事もあって、良い観測例は多くない。また深発地震の S 波波形が明瞭なスプリットिंगを示さない観測点が多く、現段階ではこの現象は必ずしも沈み込み帯の上部マントルに普遍的なものとは思われない。

(2) 深発地震の ScS 波

FUKAO (1984) は、日本各地で観測された千島諸島下の深発地震の ScS 波形 (卓越周期約 5 秒) を調べて明瞭なスプリットिंगを見い出した。一方、安藤 (1989) は小笠原諸島下の深発地震の ScS 波に同様の現象を検出したが、日本全国で記録された ScS 波初動の方向 (東西) は FUKAO (1984) の場合 (ほぼ南北) とは 90° 近く異なっていた。ScS のスプリットिंगを起こした異方性領域が伝播経路上の何処に存在するか今のところ明らかとは言えないが、安藤 (1989) と FUKAO (1984) の結果から異方性領域は日本列島の観測点下の上部マントルではなく深発地震の震源近傍にあると考えるのが妥当と思われる。

ANDO (1984) は環太平洋地域の多くの観測点で短周期 WWSSN の ScS 波形 (卓越周期 3~5 秒) にスプリットिंगが認められる事を示した (Fig. 4a)。より長

Fig. 4. (a: Top), Faster split shear wave polarization directions (solid bars) shown at the locations of the WSSN stations from the ScS study [after ANDO (1984)]. The dashed bars with a small station code show the linear particle motions possibly representing no splitting of shear waves. The length of the solid bars shows the time difference between the two split shear waves. (b: Bottom), Faster split shear wave polarization directions (bars) from SKS studies [after SILVER and CHAN (1991)]. The time difference between the split waves is indicated by the size of circle.

周期（卓越周期約 20 秒）の ScS 波に対して、同様の解析が ANSEL and NATAF (1989) により GEOSCOPE の波形記録を用いて行われている。

(3) 遠地震の SKS 波

震源から角距離にして $85^{\circ} \sim 130^{\circ}$ の観測点では、SKS 波が S 波より早く到達し、しかも孤立したフェイズとし

て明瞭に観測される。KIND *et al.* (1985) は、南部ドイツの GRF アレイの広帯域デジタルの SKS（周期約 10 秒）波形記録を解析して、観測点下の上部マントル異方性起源のスプリットングを検出した。同種の研究が GDSN [SILVER and CHAN (1988, 1991)], GEOSCOPE [VINNIK *et al.* (1989a), ANSEL and NATAF (1989)], NARS

[VINNIK *et al.* (1989a)] 等のデータを用いて行われている。中でも、SILVER and CHAN (1988, 1991) は北米、アフリカ、ユーラシア大陸の観測点で SKS 波（周期約 10 秒）のスプリットングを検出し、大陸下のマントルには異方性がかかなり普遍的に存在すると主張した (Fig. 4b)。また ANSEL and NATAF (1989) の結果は大陸の縁辺、特に環太平洋地域でも同様な SKS 波（周期約 20 秒）のスプリットングが見られる事を示している。SKS 波は震源下のマントル核境界 (CMB) で S から P に変換し、さらに観測点下の CMB で P から変換した SV 波であるから、その解析には以下のような利点がある。まず異方性の領域を観測点と CMB の間のマントル（あるいは地殻）に特定できる。次に、スプリットングを起こす前の振動ベクトルは動径方向 (radial) からそれほど大きくはずれないと考えて良いから、震源での S 波の振動ベクトルを考慮しなくても良い。一方 ScS 波は CMB での反射の際に S から P の変換波を生じそれに伴い S 波自身の (SV 成分の) 位相が変化して波形が複雑になり得る。ScS 波の解析ではこの影響を小さくするため角距離にして約 40° よりも近い観測点を用いられているから、より遠距離の地震を用いる SKS 波の解析はこれと相補的な重要性を持っているとも言える。

5.2 上部マントルの異方性

上部マントル異方性起源の S 波スプリットングの研究から得られた重要な結果として次の二点があげられよう。

第一に、海洋プレートの境界付近に位置する観測点（南米、北米の太平洋岸）及び、大陸の中でも比較的高速度で移動しているオーストラリアでは、速い S 波の振動ベクトルは現在のプレート運動と関連している [ANDO (1984)] (Fig. 4a)。上部マントルを構成する岩石の最も主要な鉱物であるかんらん石 (olivine) は歪や流れによって結晶格子に選択配向を生じ、岩石全体の弾性率に大きな異方性をもたらす。400 km 以浅の上部マントルではこのかんらん石の選択配向が主に地震波異方性に寄与するだろう考えられている [例えば NICOLAS and CHRISTENSEN (1987)]。かんらん石多結晶の変形実験やマントル起源のかんらん岩（ペリドタイト）の弾性波速度の測定結果によれば、マントル最上部の温度圧力の下での剪断流動によって、かんらん石の a 軸が流動方向（伸びの方向）に、b 面が滑りの面に揃う [例えば、唐戸 (1986)、竹下・唐戸 (1989)、NICOLAS and POIRIER (1976)]。速い S 波の振動ベクトルの方向が、プレート運動あるいはそれを基に推定されたマントル対流 [HAGER and O'CONNELL (1979)] と良く一致する事から (Fig. 4a) [ANDO (1984)]、マントルの対流に伴ってかん

らん石の a 軸が滑りの方向に揃い、a 軸に平行な振動ベクトルを持つ S 波がその中を早く伝わる (Fig. 2a) と解釈できる。これに対して、アフリカ、ユーラシア、北米などの先カンブリア紀の安定大陸では、速い S 波の振動ベクトルは、現在のプレート運動よりも、むしろ 20 億年以上前に起こった最後の造山活動における圧縮方向と直交する [SILVER and CHAN (1991)] (Fig. 4b)。かんらん石が圧縮を受けた場合には最大伸びの方向に a 軸が選択配向する事を考えると [例えば NICOLAS and POIRIER (1976)]、この観測事実もやはりかんらん石の選択配向で説明できそうである。大陸下のリソスフェアが過去に受けた変形を失わずに保存していると考えて、これらのリソスフェア内における温度分布あるいは差応力の上限を見積もる事も可能だろう。

第二に、分離した S 波間の時間差がどの観測点でもせいぜい 2 秒程度で、3 秒に達するような例は未だ観測されていない。また 1,000 km 程度離れた観測点間で異方性の軸の方向や時間差が大きく変わる事から、下部マントルや CMB 付近ではなく上部マントルの異方性が S 波スプリットングを大きく左右していると考えられる [SILVER and CHAN (1988)]。仮に地表から 200 km 以浅の領域に異方性が一様に分布している場合を想定すると 2 秒の時間差は約 4% の速度異方性に相当する。この値はオフィオライトなどの測定結果 [CHRISTENSEN (1984)] と調和的である。さらに、かんらん石の結晶の S 波異方性（最大約 15%）及び上部マントルの岩石中に占めるかんらん石の比率（約 60%）、かんらん石結晶全部が完全に同じ方向にそろうとは限らない事、などを考え併せても不自然な値ではない。SILVER and CHAN (1991) はさらに北米の観測点において S 波スプリットングの時間差と 400 km 以浅の上部マントルの S 波速度異常 [GRAND (1987)] との負の相関を見いだした。つまり、S 波の走時が速い観測点ほどスプリットングによる二つの S 波の時間差は大きい。S 波の走時異常は大陸下のリソスフェアの厚さを反映していると考えられるので、この相関は異方性が大陸リソスフェア内の現象である事を示している様である。

上部マントルの地震波異方性の原因として他に、部分溶融したメルトが一定の方向に並ぶ事も考えられる [ANDO *et al.* (1983)]。その様なメルトは、媒質内の割れ目（クラック）として取り扱うことができ、媒質に働く差応力によって支配されていると考えられるものの、差応力に対する応答は脆性クラックの場合ほど明らかにはされていない。メルトによる異方性は島弧、特に火山フロント下の上部マントルで重要な役割を果たす可能性がある。S 波スプリットングを利用した地震波異方性の

研究はメルトの形状などを推定するのに役立つと思われる。

5.3 他の地震学的研究との関連

上部マントル内部の大規模異方性に関しては、長周期表面波（周期 30~400 秒）や自由振動の解析からもその実態が明らかにされつつある [中西 (1988)]。本稿の最初に触れたように、表面波に関わる異方性現象には、ラブ波とレイリー波から求められた速度構造の食い違い（表面波の polarization anisotropy と呼ぶ）[DZIEWONSKI and ANDERSON (1981), REGAN and ANDERSON (1984)] と、位相速度（特にレイリー波の）の方位依存性 (azimuthal anisotropy) [TANIMOTO and ANDERSON (1984), MONTAGNER and TANIMOTO (1990)] がある。前者の polarization anisotropy は、多くの方位を平均すれば上部マントルはトランスヴァース・アイソトロピー型の異方性を持つことを意味するのだが、遠地地震を用いる限り観測点下の上部マントルでは波線はほぼ鉛直だから S 波スプリットングはこのタイプの異方性に対して敏感ではない。従って後者の位相速度方位異方性のみが S 波スプリットングと関連すると考えて良い。

S 波スプリットング解析で伝播経路の速度構造に左右されない観測量は先着 S 波の振動ベクトルと分離した二つの S 波間の時間差だが、振動ベクトルは表面波位相速度の方位異方性と比較的容易に対照できる。レイリー波は水平に伝わる実体波 S 波の SV 成分に対応した剪断応力を持つ。かんらん石による異方性で a 軸が水平の場合を考えれば、レイリー波 (Fig. 2a: (010) あるいは (001) 面内を伝わる qSV 波に対応する) は a 軸方向に最大の速度を持つ [CRAMPIN and TAYLOR (1971)]。従って S 波初動の振動ベクトルは位相速度最大の方向と一致する。ANDO (1984) は、環太平洋地域で、ScS 波初動の振動ベクトルが上部マントルレイリー波（周期約 200 秒）の最大速度の方向 [TANIMOTO and ANDERSON (1984)] と調和的であることを指摘したが (Fig. 4a)、この結果はかんらん石異方性モデルが妥当である事を示している。

それに対し時間差を異方性の大きさに換算し表面波解析の結果と対照するためには、まず異方性領域を特定せねばならない。今のところ、S 波スプリットングのみから独立に異方性領域を推定する事は困難で、何らかの仮定を設けざるを得ない。領域を仮定すると、SKS あるいは ScS 波線の入射方向によって様々な弾性定数の組み合わせを推定できる。表面波の異方性から知る事のできる弾性定数の線形結合は実質上固定されているから [例えば、MONTAGNER and NATAF (1986)], S 波スプリットングは異方性のより詳細な推定に役立つ可能性

を秘めている。いずれにしても、マントル異方性の領域や大きさや軸の方向を知るには表面波と S 波のデータを総合する事が望ましいのであるが、先述した ANDO (1984) の研究の他は今のところ表面波と S 波のスプリットングの研究結果の本格的な比較検討はなされていない。これは、表面波方位異方性の研究の多くが太平洋やインド洋など海洋に対して行われているのに対し海洋プレート上の観測点での S 波スプリットングの信頼できる研究がまだない事による。一方、北米など大陸では SKS のスプリットングが明瞭に見られるが、全地球の表面波方位異方性モデル [TANIMOTO and ANDERSON (1984), MONTAGNER and TANIMOTO (1990)] の同地域に対する解の安定性は余り良くない。表面波は水平方向の広い範囲の平均的な構造を反映するから、水平方向の解像度は短周期 S 波のスプリットングよりも劣る事は明かである。一方深さ方向には、次節で述べる様に S 波スプリットングの解像力は低く、広い周波数帯の位相速度を扱う事のできる表面波解析の方がむしろ高い解像度を実現している様である。

S 波スプリットングと Pn 波の方位異方性の比較も、海洋プレート上での S 波スプリットング観測例が少ないためまだ充分にはなされていない。ただし大陸では若干の比較例がある。南部ヨーロッパで GRF のデータを使った SKS のスプリットング解析の結果 [VINNIK *et al.* (1989b)], Pn 波の最大速度の方向 [BAMFORD (1977)] と SKS 波初動の振動方向に 60° 以上の食い違いが見られた。かんらん石の結晶格子配向による Pn 波速度の方位異方性を考えると、最大速度の方向は a 軸と一致するはずである (Fig. 2a: (001) あるいは (010) 面内での qP 波)。従って SKS 波のスプリットングと Pn 波速度の方位依存性は異なる領域の異方性を反映している可能性がある。つまり、Pn 波はマントル最上部の（恐らくはモホ面直下付近の）薄い領域の異方性を、一方長周期の SKS 波はそれとは異なったより深部の異方性を反映し最上部の薄い異方性の存在をほとんど感じていないと考えられる。同様な Pn 波の方位異方性と SKS 異方性の食い違いは北米の Basin and Range でも見られる [SILVER and CHAN (1991)]。

§ 6. 今後の課題

地震波異方性研究の最大の目的は、上部マントルや地殻など地球内部の弾性定数の推定を通じて、そこに存在する物質を同定しさらに変形や応力の状態を知る事にある。その際により多くの弾性定数が分かっていたればそれだけ地球内の物質モデルや変形モデルなどの任意性を小さくできる事は言うまでもない。S 波スプリットング

は有力な地震学的異方性研究の手段であるものの、その現状はかんらん石やクラックによる成層構造的な異方性モデルを仮定した場合にa軸やクラックの走向のみが推定できると言うところで、異方性の三次元的な分布の状態やa軸やクラックの傾きについては任意性が大きい。a軸やクラックの走向だけを議論する限りこれらのモデルは他の地球科学的データに照らして妥当なものであるが、異方性の存在領域やかんらん石のa軸やクラックの傾きをも含めた推定が可能となった時点で改めてその妥当性を再検討する必要があると思われる。上部マントルに関しては、MONTAGNER and NATAF (1988) 等が表面波位相速度のデータから異方性軸の走向だけでなく傾きまで推定しようと試みているが、S波スプリッティングからも同様の試みがなされる事が期待される。しかしそのためには以下に述べるようにまだ解決しなくてはならない難問が数多く残されている。

S波スプリッティングは短い波長の実体波（実質上周期20秒以下）の現象であり、局所的構造に大きく左右され単純な解釈が難しい場合が多い。マントル異方性に関するこれまでの観測結果は、地球内部の大規模なダイナミクスと異方性の相関を示唆する一方、観測点間のばらつきも大きい。残念ながら観測結果がどの程度局所的な現象かを判定するほど密な観測点網のデータは少ない[比較的密度の高い観測データを用いた例としてはVINNIK *et al.* (1989a), SAVAGE *et al.* (1990) がある]。マントル異方性研究では多くの場合遠地地震の解析に頼らざるを得ないから観測点下のマントルではS波はほぼ鉛直方向に伝わる。S波スプリッティングは波線に沿った異方性の積分値を反映するから、深さ方向の解像度は非常に弱い事になる。さらに地震と観測点の分布によって、入射方位も各観測点で著しく限られる。異方性を詳細に推定する上でこれらの障害を除くためには、多様な剪断波フェイズ（S波、SS波、PcS波など）を用いて可能な限り広い入射方向のデータを蓄積する必要がある。例えば遠地地震のS波はSKS波に比べて、広い領域のマントルの異方性や不均質を反映するからより多くの情報を持っている筈である。しかしその反面、震源過程の影響を考慮しなくてはならないなど取扱いが複雑なるためかまだ良い結果は得られていない。また水平方向の解像力の高さを生かして異方性領域の位置と広がりにより詳しく決定する事も今後の重要な課題となる。同目的に対しては、広い周波数帯のS波波形を用いてスプリッティングの周波数依存性を調べる事も有効と思われる。しかし分離したS波間の時間差が3秒に達する観測例が無い事実は20秒以上の長周期S波の利用が有効でない事を示す。さらに地動の雑音（特に、通常5~10秒

にピークを持つmicroseisms）の存在、伝播距離が長い事による高周波成分の減衰、大地震ほど一般的に震源過程も複雑でS波波形の取扱いも難しくなる事などから、広帯域におけるS波スプリッティングの解析は容易ではない。

地殻深部異方性に関しても、上部マントルの場合と同様S波スプリッティングには深さ方向の低解像力がつきまとう。ただし地殻の場合、地域によっては深さや入射角の大きく異なる地震を用いる事でこの難点のある程度克服する事ができる[KANESHIMA *et al.* (1988)]。S波初動の偏光を利用した異方性の検出は、地殻の不均質に比較的鈍感である点で有効であった。しかし、観測点近傍の地表面の不規則性や媒質の不均質はP波コードを励起してS波初動の同定を困難にし、当然のごとくS波波形にも大きな影響をもたらす。これら地殻の不均質及び地表面の影響を評価するためには高密度の群列（アレイ）微小地震観測を行う必要がある。また、S波スプリッティングの確認のためには波形解析に用いた微小地震の発震機構（断層面解）についての詳細な情報が不可欠となり、これまた高密度かつ広範囲の観測点網を必要とする。異方性の観点から見た上部地殻と下部地殻の違いは今後解明されるべき重要な問題であるが、地表の影響を小さくするための入射角の制限によって下部地殻を水平に近い角度で伝わるS波を利用できない事がこの問題の解決に対して障害となっている。この制限を除く方法の一つは、深井戸（deep well）の中で観測された3成分波形を解析することであろう。また現在観測データの解釈に適用されている長波近似（S波波長が個々のクラックのサイズよりも十分に長い[HUDSON (1981)]）には、クラックのサイズを特定できないという限界があり、コードQの解析結果など他の地球物理学的データとの照合を困難にしてきた。地殻異方性研究の場合、広帯域広ダイナミックレンジの観測を行えば、マントルの研究と比べて比較的容易に、広い周波数帯の波形が解析可能になるだろう。このような観測と平行して、波長とクラックが同程度の場合における理論の発展が望まれる。

本稿では、地球内部の異方性領域として上部マントルと上部地殻を集中的に取り扱った。それは同領域に対しては異方性に関するデータが他の地球内部領域に比べ圧倒的に豊富であるからで、他領域の異方性が地球科学的に重要でないとかその存在が明らかに否定されているという意味ではない。たとえば現在マントル最下部（D''層）や内核にも地震波異方性が存在するのではないかと考えられている。S波スプリッティングはこれらの領域を調べる上でどんな役割を果たし得るだろうか。D''層は核とマントルの相互作用の場であり、非常に大きな温

度勾配を持つ領域である。以前から、下部マントルの中では特別に地震波速度不均質の大きい領域として注目されてきたが、外核からの熱の流入などにより大規模な変形が生じそれに伴って異方性を帯びている可能性も高い。これまでも、D" 層にトランスヴァース アイソトロピーが存在し SH 波速度が SV 波速度よりも大きい可能性が示唆されている [DOORNBOS *et al.* (1986)]。とすれば同層内を伝わる S 波にスプリットングが起こり、それが観測にかかるかも知れない。一方、内核の異方性は、そこでの鉄の結晶格子の種類や対流・変形の様子についての貴重な情報を与える。内核の異方性については P 波走時の方位依存性や自由振動の研究からその存在が提唱されているが [MORELLI *et al.* (1986), WOODHOUSE *et al.* (1986)]、内核を伝わる S 波 (PKJKP 波) のスプリットングが検証されるとより直接的で決定的な証拠になる。しかしながら現在ではまだ PKJKP 波自体の検出が確認されていない段階である。その検出には高密度の観測点アレイの利用が必須だが、内核での S 波短波長成分の減衰が大きいために短周期地震計 (固有周期 1 秒程度) のアレイによる検出は困難と予想される [DOORNBOS (1974)]。将来広帯域地震計の高密度アレイ観測が実現されればより減衰の小さい長波長の S 波が検出されるかも知れない。

文 献

- AKI, K. and P. G. RICHARDS, 1980, Quantitative seismology: theory and methods, Freeman, New York, pp. 932.
- ANDO, M., Y. ISHIKAWA and H. WADA, 1980, S-wave anisotropy in the upper mantle under a volcanic area in Japan, *Nature*, **286**, 43-46.
- 安藤雅孝, 1989, スラブ内の異方性, *海洋*, **21**, 90-96.
- ANDO, M., Y. ISHIKAWA and F. YAMAZAKI, 1983, Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5850-5864.
- ANDO, M., 1984, ScS polarization anisotropy around the Pacific ocean, *J. Phys. Earth*, **32**, 179-196.
- ANSEL, V. and H.-C. NATAF, 1989, Anisotropy beneath 9 stations of the GEOSCOPE broadband network as deduced from shear-wave splitting, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 409-412.
- BAMFORD, D., 1977, Pn-velocity anisotropy in a continental upper mantle, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **49**, 29-48.
- BOOTH, D. C., S. CRAMPIN, R. EVANS and G. ROBERT, 1985, Shear-wave polarizations near the north Anatolian Fault: I, evidence for anisotropy-induced shear-wave splitting, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **83**, 61-73.
- BOWMAN, J. R. and M. ANDO, 1987, Shear-wave splitting in the uppermantle wedge above the Tonga subduction zone, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **88**, 25-41.
- CHRISTENSEN, N. I., 1984, The magnitude, symmetry and origin of uppermantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonics, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **76**, 89-111.
- CRAMPIN, S., 1981, A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-medium, *Wave Motion*, **3**, 343-391.
- CRAMPIN, S., 1987, Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy, *Nature*, **328**, 491-496.
- CRAMPIN, S., 1978, Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **53**, 467-496.
- CRAMPIN, S. and D. B. TAYLOR, 1971, The propagation of surface waves in anisotropic media, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **25**, 71-87.
- CRAMPIN, S. and R. MCGONIGLE, 1981, The variation of delays in stress-induced polarization anomalies, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **64**, 1115-1131.
- CRAMPIN, S., R. EVANS, M. UCER, J. DOYLE and J. P. DAVIS, 1981, Comments on papers about shear-wave splitting in dilatancy-induced anisotropy by I. N. GUPUTA and by A. RYALL and W. U. SAVAGE, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 375-377.
- CRAMPIN, S., R. EVANS, M. DOYLE, P. DAVIES, G. V. YEGORKINA and A. MILLER, 1980, Observations of dilatancy-induced polarization anomalies and earthquake prediction, *Nature*, **286**, 874-877.
- DAHLEN, F. A., 1972, Elastic velocity anisotropy in the presence of an anisotropic initial stress, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1183-1193.
- DOORNBOS, D. J., 1974, The anelasticity of the inner core, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **38**, 397-415.
- DOORNBOS, D. J., S. SPILIOUROULOS and F. D. STACEY, 1986, Seismological properties of D" and the structure of a thermal boundary layer, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **41**, 225-239.
- DZIEWONSKI, A. M. and D. L. ANDERSON, 1981, Preliminary reference earth model, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **25**, 297-356.
- FUKAO, Y., 1984, Evidence from core-reflected shear waves for anisotropy in the Earth's mantle, *Nature*, **309**, 695-698.
- FYFE, W. S., N. J. PRICE and A. B. THOMPSON, 1978, *Fluids in the Earth's crust*, Elsevier, New York, 383 pp.
- GRAND, S. P., 1987, Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American plate, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14065-14090.
- GUPUTA, I. N., 1973, Premonitory variations in S-wave velocity anisotropy before earthquakes in Nevada, *Science*, **182**, 1129-1132.

- HAGER, B. and O'CONNELL, 1979, Kinematic models of large-scale flow in the Earth's mantle, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1031-1048.
- HUDSON, J. A., 1981, Overall properties of a cracked solid, *Math. Proc. Camb. Phil. Soc.*, **88**, 371-384.
- KANESHIMA, S., M. ANDO and S. CRAMPIN, 1987, Shear-wave splitting above small earthquakes in the Kinki district of Japan, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **45**, 45-58.
- KANESHIMA, S., M. ANDO and S. KIMURA, 1988, Evidence from shear-wave splitting for the restriction of seismic anisotropy to the upper crust, *Nature*, **335**, 627-629.
- KANESHIMA, S., 1988, Crustal anisotropy: evidence from shear-wave splitting studies in Japan, PhD. Thesis, Kyoto Univ., Kyoto, 45 pp.
- KANESHIMA, S., 1990, Origin of crustal anisotropy: shear-wave splitting studies in Japan, *J. Geophys.*, **95**, 11121-11133.
- 唐戸俊一郎, 1986, 地震波速度異方性のメカニズム, 唐戸俊一郎・鳥海光弘編「固体と地球のレオロジー」, 東海大学出版会, 東京, 312-333.
- 笠原順三・鈴木 功・熊沢峰夫・飯田波事, 1968a, 異方性媒質中の平面波速度と球面波速度およびエネルギー伝播, *地震* **2**, **21**, 282-292.
- 笠原順三・鈴木 功・熊沢峰夫・飯田波事, 1968b, Dunite の S 波異方性, *地震* **2**, **21**, 229-236.
- KIND, R., G. L. KOSAREV, L. I. MAKEYEVA and L. P. VINNIK, 1985, Observations of laterally inhomogeneous anisotropy in the continental lithosphere, *Nature*, **318**, 358-361.
- LEARY, P. C., Y.-G. LI and K. AKI, 1987, Observation and modelling of fault-zone fracture seismic anisotropy—I. P, SV and SH travel times, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **91**, 461-484.
- LEARY, P. C., S. CRAMPIN and T. V. MCEVILLY, 1990, Seismic fracture anisotropy in the Earth's crust: an overview, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11105-11114.
- LI, Y.-G., P. C. LEARY and T. L. HENVEY, 1988, Stress orientation inferred from shear-wave splitting in basement rock at Cajon Pass, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 997-1000.
- MEISSNER, R., 1986, The continental crust: a geophysical approach, Academic Press, Florida, 426 pp.
- MOCHIZUKI, E., 1986, The free oscillations of an anisotropic and heterogeneous Earth, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **86**, 167-176.
- MONTAGNER, J.-P. and H.-C. NATAF, 1986, A simple method for inverting the azimuthal anisotropy of surface waves, *J. Geophys. Res.*, **91**, 511-520.
- MONTAGNER, J.-P. and H.-C. NATAF, 1988, Vectorial tomography—I. Theory, *Geophys. J.*, **94**, 295-307.
- MONTAGNER, J.-P. and T. TANIMOTO, 1990, Global anisotropy in the upper mantle inferred from the regionalization of phase velocities, *J. Geophys. Res.*, **95**, 4797-4819.
- MORELLI, A., A. M. DZIEWONSKI and J. H. WOODHOUSE, 1986, Anisotropy of the inner core inferred from PKIKP travel times, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1545-1548.
- MUSGRAVE, M. J. P., 1970, Crystal acoustics, Holden-day, San Francisco, 288 pp.
- 中西一郎, 1988, 地球内部構造に関する最近の地震学的研究, *地震* **2**, **41**, 133-144.
- NICOLAS, A. and N. I. CHRISTENSEN, 1987, Formation of anisotropy in upper mantle peridotites—A review, in "Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System", *Geodynamic Ser.*, **16**, ed. by K. Fuchs and C. Froidevaux, AGU, Washington D. C., 111-123.
- NICOLAS, A. and J. P. POIRIER, 1976, "Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks", John Wiley & Sons, New York, 444 pp.
- NUR, A., 1972, Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1217-1222.
- NUR, A. and G. SIMONS, 1969, Stress-induced velocity anisotropy in rock: an experimental study, *J. Geophys. Res.*, **74**, 6667-6674.
- O'CONNELL, R. J. and B. BUDIANSKY, 1974, Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, **79**, 5412-5426.
- PEACOCK, S., S. CRAMPIN, D. C. BOOTH and J. B. FLETCHER, 1988, Shear-wave splitting in the Anza seismic gap southern California: temporal variations as possible precursors, *J. Geophys. Res.*, **93**, 3339-3356.
- REGAN, J. and D. L. ANDERSON, 1984, Anisotropic models of the upper mantle, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **35**, 227-263.
- SANDMEIER, K.-J. and F. WENZEL, 1986, Synthetic seismograms for a complex crustal model, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 22-25.
- SAVAGE, M. K., X. P. SHIH, R. P. PEYER and R. C. ASTER, 1989, Shear-wave anisotropy of active tectonic regions via automated S-wave polarization analysis, *Tectonophysics*, **165**, 279-292.
- SAVAGE, M. K., P. G. SILVER and R. P. MEYER, 1990, Observations of teleseismic shear-wave splitting in the Basin and Range from portable and permanent stations, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 21-24.
- SCHOLZ, C. H., L. R. SYKES and Y. P. AGGARWAL, 1973, Earthquake prediction: a physical basis, *Science*, **181**, 803-810.
- SILVER, P. G. and W. W. CHAN, 1988, Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy, *Nature*, **335**, 34-39.
- SILVER, P. G. and W. W. CHAN, 1991, Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.* (in press).
- SHIMAMURA, H., T. ASADA, K. SUEHIRO, T. YAMADA and H. INATANI, 1983, Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **35**, 227-263.

- riors, **31**, 348-362.
- STEPHEN, R. A., 1985, Seismic anisotropy in the upper oceanic crust, *J. Geophys. Res.*, **90**, 11383-11396.
- 高橋 学・木下重教・西澤 修・小出 仁・千葉 洋, 1984, 真三軸圧縮下でのウェスターリー花崗岩の弾性波速度異方性について, *地震* **2**, **37**, 67-79.
- TANIMOTO, T. and D. L. ANDERSON, 1984, Mapping convection in the mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **84**, 287-290.
- 竹下 徹・唐戸俊一郎, 1989, 岩石の塑性流動によって形成された地球内部の異方性, *地震* **2**, **42**, 255-269.
- 坪井誠太郎, 1959, 偏光顕微鏡, 岩波書店.
- VINNIK, L. P., V. FARFA and B. ROMANOWICZ, 1989a, Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations, 1989, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1542-1558.
- VINNIK, L. P., R. KIND, G. L. KOSAREV and L. I. MAK-EYEVA, 1989b, Azimuthal anisotropy in the lithosphere from observations of long-period S-waves, *Geophys. J. Int.*, **99**, 549-559.
- WOODHOUSE, J. H. and D. GIARDINI and X.-D. LI, 1986, Evidence for inner core anisotropy from free oscillations, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1549-1552.
- YOUNG, R. P., S. TALEBI, D. A. HUTCHINS and T. I. URBABCIC, 1989, Analysis of mining-induced microseismic events at Strathocona Mine, Sudbury, Canada, *PAGEOPH*, **129**, 455-474.
- YEGORKINA, G. V., V. A. RAKITOV, I. V. GARETOVSKAYA and L. M. YEGOROVA, 1977, Anisotropy of velocities of seismic waves and the stress state of the Earth's crust in the territory of Armenia, *Izvestiya*, **13**, 554-562.