ソリダス温度における弾性波速度の見積りと 低速度層の温度構造

岡山大学地球内部研究センター* 佐藤 博 樹

Seismic Velocity at Mantle Solidus Temperature: Implications for the Thermal Structure of the Low Velocity Zone

Hiroki SATO

Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Misasa, Tottori 682-01, Japan

(Received July 11, 1994; Accepted September 29, 1994)

Laboratory data of seismic velocities in upper mantle peridotite are used to estimate the thermal structure of the low velocity zone. Here we calculate seismic velocities at mantle solidus temperature to 10 GPa by using elasticity data of mantle minerals and employing a third-order finite strain theory. We compare the calculated velocities and laboratory velocity data with seismic observations, and estimate temperatures and partial melt fractions in the low velocity zone. The comparison, for example, yields up to 4 and 2 vol. % partial melt in 0-23 Ma and 23-53 Ma asthenosphere, respectively, beneath the Pacific Ocean. The velocity structure of the reference earth model such as PREM or 1066A indicates that the low velocity zone in average is hot (compared with the high-velocity lithosphere) but subsolidus, and partial melt exists only in regions of anomalously low velocity. Beneath the Rio Grande rift, the Salton Trough, and the Kenya rift, for example, low velocity anomalies ($V_p = 7.3-7.4$ km/s) indicate the presence of 2, 3, and 3 vol. % partial melt, and 1500°C at 100 km depth, 1410°C at 75 km depth, and 1310°C at 50 km depth, respectively. Temperatures determined here from seismic velocity data are generally consistent with those from surface heat flow. This implies that the velocity drop in the low velocity zone is mostly due to the increase in temperature.

Key words: Low velocity zone, Thermal structure, Degree of partial melt, Velocity at mantle solidus, Surface heat flow.

§1. はじめに

上部マントルアセノスフェアの低速度は、高温あるいは部分熔融の存在を示唆してきた [例えば, MURASE and KUSHIRO (1979), SATO *et al.* (1989), SCHMELING (1985), SHANKLAND *et al.* (1981)]. 我々は、アセノスフェアの速度を、高压高温実験により上部マントル岩石について決められた速度のデータと比較し、低速度層の温度と部分溶融量を見積ってきた [SATO and RYAN (1994), SATO *et al.* (1989)]. 詳細は SATO *et al.* (1989) にゆずるが、その結果、大洋底下では海嶺近傍の顕著な低速度領域 (例えば S 波速度について $V_s < 4.2$ km/s) に部分溶融は存在するが、あまり顕著でない低速度 (例えば $V_s > 4.3$ km/s) をもつ年代の古いアセノスフェアに、

部分溶融は存在しないことが示された。これらの研究では、実験室のデータと上部マントルの速度を比較するさいに次の式が用いられた。

$$V/V_m = 1.054 V/V_L \quad (1)$$

ここで V はアセノスフェアの速度、 V_m は上部マントル岩石がソリダス温度でもつ速度、 V_L はリソスフェアの速度である。この式は、 V_m から V_L までの速度の増加が 5.4% である ($V_L/V_m = 1.054$) というを示している。実験室のデータに基づいている。ある地域のリソスフェアの速度 V_L は一定であるので、式 (1) は V_m が深さに依存せず一定であることを仮定している。後で述べるように、比較的浅部の上部マントル (≤ 100 km) でこの仮定は正しいが、深部では V_m に及ぼす圧力効果を考慮しなければならない。本研究では V_m の圧力依存性を見積り、その結果も考慮して低速度層の温度と部分溶融量を

* 〒682-01 鳥取県東伯郡三朝町山田 827

求める。

§2. ソリダス温度における弾性波速度の圧力変化

上部マントルの代表的な岩石として、そのソリダス温度が圧力の関数として決定されている KLB-1 [TAKAHASHI (1986)] (Fig. 1) を採用する。この岩石の鉱物組成は、カンラン石 58 wt. %, 斜方輝石 25 wt. %, 単斜輝石 15 wt. %, スピネル 2 wt. % である。常圧常温の物性データから高压高温における弾性波速度を計算するため、Fig. 1 に示されているように、まず温度の効果を考え一気圧高温の弾性定数を求め、次に圧力の効果を考え高压高温における弾性定数を計算した。

温度の効果については、DUFFY and ANDERSON (1989) の方法に従い、温度 T における密度 $\rho(T)$ 、弾性率 $M(T)$ およびその圧力微分係数 $M'(T)$ は、モル体積 $V(T)$ と常温 $T_0=25^\circ\text{C}$ での値を用いて、

Fig. 1. Procedure of velocity calculation at mantle solidus temperature. The solidus of mantle peridotite KLB-1 is from TAKAHASHI (1986). First, densities, elastic constants and their pressure derivatives at a given temperature and zero pressure are calculated from elasticity data at one atmosphere and 25°C , employing Grüneisen theory for thermal expansion of a solid. The zero-pressure physical properties calculated at $1100\text{--}1700^\circ\text{C}$ are then extrapolated adiabatically to high pressures by using the third-order finite strain theory. The calculation is conducted until the adiabat intersects the solidus curve. This yields estimates of elastic constants, and therefore velocities, at the solidus temperature.

$$\rho(T) = \rho(T_0)[V(T)/V(T_0)]^{-1}$$

$$M(T) = M(T_0)[V(T)/V(T_0)]^{-\{M\}_p} \quad (2)$$

$$M'(T) = M'(T_0)[V(T)/V(T_0)]$$

と表される。ここで、 $\{M\}_p = (\partial \ln M / \partial \ln \rho)_p = -(\partial M / \partial T)_p / \alpha M$ であり、 α は熱膨張係数である。 $V(T)$ は Grüneisen theory から SUZUKI (1975) によって導かれた式

$$V(T) = V(T_0)[1 + 2k - (1 - 4kE/Q)^{1/2}] / 2ka \quad (3)$$

により計算される。ここで k は非調和パラメータ、 E は内部エネルギー、 Q は 0 K における熱容量と熱膨張率の比、 a は補正項である。これらのパラメータに、SUZUKI (1975) および DUFFY and ANDERSON (1989) によってまとめられている値を使用し、式 (3) から $V(T)$ を温度の関数として計算する。その結果を式 (2) にあてはめ、高温での密度、弾性率およびその圧力微分係数を求める。

このようにして得られた一気圧高温の弾性定数から、3次の有限歪理論を用いて高压高温での弾性波速度を計算する。圧力 P における P 波速度 V_p および S 波速度 V_s は [例えば、DAVIES (1974), DUFFY and ANDERSON (1989)]

$$\rho V_p^2 = (1 - 2\varepsilon)^{5/2} L [1 + (5 - 3KL'/L)\varepsilon]$$

$$\rho V_s^2 = (1 - 2\varepsilon)^{5/2} G [1 + (5 - 3KG'/G)\varepsilon] \quad (4)$$

$$P = -3\varepsilon(1 - 2\varepsilon)^{5/2} K [1 + (6 - 3K'/2)\varepsilon]$$

と表される。ここで $\varepsilon = [1 - (\rho/\rho_0)^{2/3}]/2$ は歪、 $L = K + 4G/3$ 、 K は断熱体積弾性率、 G は剛性率である。それぞれの記号の右肩のダッシュは圧力微分を意味する。また圧力 P での温度 T は、Grüneisen parameter γ を用いて次式によって計算される。

$$T(P) = T_a + \int_0^P (\gamma T / K) dP \quad (5)$$

ここで T_a は計算の最初に与える初期温度である。Grüneisen parameter は、ほぼ密度の逆数に比例する ($\gamma/\gamma_0 = (\rho/\rho_0)^{-q}$, $q \approx 1$) ことが経験的に知られている [JEANLOZ and KNITTLE (1986)]。しかしながら、大気圧から 10 GPa までの圧力変化に対して、密度変化は 3% 以下であり、 γ の圧力依存性を考慮しても、式 (5) から見積られる温度の誤差は 0.5% 以下である。従って、今回の計算では圧力によらず $\gamma = 1.1$ [ISAAK (1992)] とした。

式 (4) と (5) を用いて、 V_p 、 V_s 、 T を圧力の関数として計算し、最終的に温度 T がソリダス温度 T_m と一致するまで計算を繰り返す (Fig. 1 参照)。これらの計算を各鉱物 (カンラン石、斜方輝石、単斜輝石) について行い、ソリダス温度における弾性波速度を求め、それらの算術平均および調和平均をとり、さらにその2つの値の平均値 (VRH 平均) をとって最終的に上部マントル岩石 KLB-1 の弾性波速度を計算する。ここで計算結果にはほとんど影響しない (1% 以下の誤差) 少量のスピネルは

無視した。 $T=T_m$ のときの KLB-1 の P 波速度を V_{pm} , S 波速度を V_{sm} として、今回の計算結果を Fig. 2 に示す。この図から解るように、 V_{sm} は圧力によってあまり大きな変化を示さないが、 V_{pm} の圧力依存性は高压側でやや大きい。 V_{sm} の圧力変化が小さいのは、ソリダス温度の上昇による S 波速度（すなわち剛性率）の減少が、圧力による S 波速度の増加をちょうど打ち消すためである。今回の計算結果は、MURASE and KUSHIRO (1979) と MURASE and FUKUYAMA (1980) によって、0.5 および 1 GPa で決定された上部マントル岩石の V_{pm} , V_{sm} の値と 1% の誤差の範囲内で一致する。

§ 3. 上部マントル低速度層の温度と部分熔融量

Fig. 2 の計算結果をアセノスフェアの速度構造と比べ、温度および部分熔融量を求める。もぐり込むスラブからの脱水が考えられる沈み込み帯を除けば、上部マントルの速度変化はほぼ温度変化によって引き起こされていると考えられる [例えば、NAKANISHI and ANDERSON (1984), YAN *et al.* (1989)]. NAKANISHI and ANDERSON (1984) は上部マントルの低速度地域が高ヒートフロー地域と良く対応することを示しており、また YAN *et al.* (1989) は上部マントルの S 波速度不均質から見積られる温度変化が POLLACK and CHAPMAN (1977) のヒート

フロー値から見積られるものと良く一致することを示している。本研究においても速度変化が温度変化によるものとして、温度および部分熔融量を求める。後で議論するように、このようにして速度構造から求めた温度は、地殻熱流量値から求められる温度とほぼ一致する。

Fig. 2. P-wave (V_{pm}) and S-wave velocity (V_{sm}) at the solidus temperature calculated as a function of pressure.

Fig. 3. Comparison of shear-wave velocity structure with V_{sm} ; Shield: Canadian shield by GRAND and HELMBERGER (1984); 1066A: velocity model by GILBERT and DZIEWONSKI (1975); PREM: preliminary reference earth model by DZIEWONSKI and ANDERSON (1981); Pacific Ocean: velocity structure of 0-23, 23-53 and 53-100 Ma Pacific upper mantle by MONTAGNER and JOBERT (1983). Abnormally low velocities in the 0-23 and 23-53 Ma Pacific upper mantle indicate the presence of hypersolidus temperature and partial melt. The low velocity zone of the reference earth model such as PREM or 1066A has higher velocities than V_{sm} . Partial melt, therefore, is not generally present in the normal low velocity layer, but may exist in regions of anomalously low velocity.

3.1 V_{sm} と S 波速度構造との比較

まずはじめに、今回計算した V_{sm} と上部マントルの S 波速度構造の比較を Fig. 3 に示す。MONTAGNER and JOBERT (1983) の速度構造には、太平洋下の海嶺近傍のアセノスフェア (23–53 Ma まで) に顕著な低速度領域 ($V_s < V_{sm}$) が示されている。すなわち、この領域でソリダス温度より高温であり部分熔融の存在が期待できる。53–100 Ma の地域では V_{sm} より全般的に高速度であり、120 km 前後でやや低速度となるものの、速度構造決定の誤差および V_{sm} の見積り誤差を考えるとほぼ V_{sm} に等しく、部分熔融はあっても僅かであり、サブソリダスの領域が広がっていると考えられる。一方、マントルの代表的な速度構造である PREM [DZIEWONSKI and ANDERSON (1981)] や 1066A [GILBERT and DZIEWONSKI (1975)] のアセノスフェアの速度は V_{sm} より高く (Fig. 3)、このことから平均的な上部マントル低速度層はサブソリダスであり、部分熔融ではなく温度がソリダス温度に近く、低速度となっていることがうかがえる。すなわち部分熔融は例えば海嶺近傍の顕著な低速度領域に存在し、あまり顕著でない (平均的な) 低速度領域には存在しないと考えられる。カナダ楕状地の上部マントルにも低速度層の存在が認められるが (Fig. 3)、その速度はかなり高く、全く部分熔融の存在は認められない。これらの結果は SATO *et al.* (1989) で議論された内容とも調和的である。

3.2 温度と部分熔融量の見積り

次に V_{pm} , V_{sm} の値と、実験室の速度のデータから上部マントル低速度層の温度と部分熔融量を見積る。上部マントル物質であるドライなペリドタイトについて、その弾性波速度と部分熔融量が、高压高温 (1 GPa, 1300°C まで) のもとで決定された [MURASE and FUKUYAMA (1980), MURASE and KUSHIRO (1979)]。それらの結果が Fig. 4 にまとめられている。実験室における測定手法ならびに用いられた試料などについては、MURASE and KUSHIRO (1979) や SATO *et al.* (1989) に詳しく述べられているので、ここでは省略する。Fig. 4 に示された測定結果が示す重要な点を手短かに述べると、速度ならびに部分熔融量の圧力変化が、ソリダス温度 (T_m) の圧力変化によって説明されることである [SATO *et al.* (1989)]。すなわち、P 波、S 波速度ともに、それぞれのソリダス温度における速度 (V_m) で規格化し、温度 T (ここでは Kelvin 単位) を T_m で規格化すると、異なる圧力で測定された速度が、 $V/V_m - T/T_m$ のダイアグラム上では、誤差の範囲内 ($\pm 1-2\%$) で一つの曲線で表される (Fig. 4 a)。つまり $V_p/V_{pm} = V_s/V_{sm} = V/V_m$ であり、P 波あるいは S 波速度構造から V/V_m が求められ、 T_m は上部マン

Fig. 4. Laboratory data of dry mantle peridotite [after SATO *et al.* (1989), original velocity data are from MURASE and KUSHIRO (1979) and MURASE and FUKUYAMA (1980)]. (a) Velocity V normalized by the velocity V_m at the solidus temperature as a function of the homologous temperature. T and T_m are given in Kelvin. Solid (open) squares and open (solid) stars are obtained at 0.5 GPa and 1.0 GPa, respectively, for compressional (shear) waves. (b) Normalized velocity versus volume fraction of partial melt. The solid curve, which is used to estimate melt fraction, is from laboratory data of a dry peridotite. The dashed line is from STOCKER and GORDON (1975) for a 60° dihedral angle of partial melting in alloys.

トルの深さで決定されている (Fig. 1) [TAKAHASHI (1986)] ので、Fig. 4a の関係を用いて速度 V から温度 T を見積ることができる。また Fig. 4b は、 V/V_m の値から部分熔融量の見積りを与える。例えば、MONTAGNER and JOBERT (1983) による太平洋下の顕著な低速度 V_s と V_{sm} の比をとり、Fig. 4 のデータと比べ、温度と部分熔融量を見積った結果を Fig. 5 に示す。0–23 Ma の地域で約 4 vol. % まで、23–53 Ma で約 2 vol. % までの部

分溶融量が求められ、温度は 50 km の深さで 1300°C、150 km で 1670°C である。後で述べるように、今回速度から求めた温度は、地殻熱流量値から求められる温度

Fig. 5. (a) Temperature beneath the Pacific Ocean estimated from seismic and laboratory velocity data (solid line). Conductive geotherms (short dash) are from average heat flow of 135 and 77 mW/m² at 0-23 and 23-53 Ma regions, respectively [after CHAPMAN and POLLACK (1977)]. The mantle adiabat (~0.5°C/km) is shown by the long dash. The temperatures from seismic data are consistent with the conductive geotherms from heat flow, and show gradual changes from conductive to adiabatic regime with depth. (b) Partial melt fraction beneath the Pacific Ocean estimated from seismic and laboratory velocity data (thick line). Owing to the uncertainty of the velocity data, the melt fraction below 1 vol. % is not accurately determined (thin line).

とも調和的である。53-100 Ma の地域では先ほど述べたように、ほぼサブソリダスの領域が広がっていると考えられる。 $V/V_m > 1$ のとき速度は温度とともに緩やかに変化するため (Fig. 4a)、 T/T_m の見積り誤差が大きくなり、サブソリダスの温度を Fig. 4a から正確に見積ることはできない。ここで求められた温度や部分溶融量の誤差に関する詳細については、SATO *et al.* (1989) を参照して頂きたい。

さらに、リフト帯など現在テクトニックにアクティブな地域の上部マントルにも、顕著な低速度領域が見つかり、部分溶融の存在が認められる。東太平洋海嶺の北縁に位置する合衆国カリフォルニア州南部の Salton Trough 下のアセノスフェアで、7.4 km/s までの低い P 波速度が得られており [HUMPHREYS and CLAYTON (1990)], 3 vol. % までの部分溶融と 75 km の深さで 1410°C の温度が求められる (Table 1)。ホットスポットといわれる合衆国 Yellowstone の低速度 ($V_p = 7.45$ km/s [IYER (1979)]) にたいして 2 vol. % の部分溶融が、またアフリカ東部の Kenya Rift の低速度 ($V_p = 7.3$ km/s [SAVAGE and LONG (1985)]) にたいして 3 vol. % の部分溶融が見積られる。サンアンドレアス断層の形成に伴いスラブの沈み込みがとだえ、アセノスフェアの上昇が起きていると考えられるカリフォルニア州北部の低速度 ($V_s = 4.1$ km/s [LEVANDER and KOVACH (1990)]) には、3 vol. % 部分溶融と 40 km の深さで 1280°C の高温が得られる。求められた温度分布を Table 1 にまとめる。

§ 4. 地殻熱流量値から見積られる温度との比較

ここでは速度から求められた温度を、地殻熱流量値から求められる温度と比較検討する。アセノスフェア上部において、熱伝導から熱対流による温度勾配に徐々に変化するため [例えば、OLSON and CORCOS (1980), SATO and RYAN (1994)], リソスフェアおよびアセノスフェア

Table 1. Temperature and partial melt fraction of the low velocity zone determined in this study from seismic and laboratory velocity data.

Region	Depth km	Velocity km/s	Temperature, °C	Melt fraction, vol. %	Reference for seismic velocity
Salton Trough	45	7.4 (V_p)	1300	3	HUMPHREYS and CLAYTON (1990)
	75		1410		
	105		1520		
Rio Grande Rift	100	7.4	1500	2	PARKER <i>et al.</i> (1984)
Yellowstone	85	7.45	1440	2	IYER (1979)
Kenya Rift	50	7.3	1310	3	SAVAGE and LONG (1985)
	100		1510		
Coast Ranges of North California	40	4.1 (V_s)	1280	3	LEVANDER and KOVACH (1990)
	60		1360		

ア上部について、地殻熱流量値から conductive geotherm が計算される。太平洋プレートの地殻熱流量値は、例えば PARSONS and SCLATER (1977) によって報告されており、0-23 Ma (平均 12 Ma) および 23-53 Ma (平均 38 Ma) 地域について、それぞれ 135 mW/m^2 および 77 mW/m^2 である。Fig. 5 には、これらのヒートフロー値から CHAPMAN and POLLACK (1977) の方法に従って計算される温度分布も示した。図から明らかなように、速度から求めた温度はヒートフロー値から計算されるものと調和的である。また興味深いことに、150 km 以深で速度から求めた温度の傾き ($\sim 0.5^\circ\text{C/km}$) は、マンツルの断熱温度勾配にほぼ等しい。すなわち、求められた温度分布は、アセノスフェア上部で熱伝導が支配的な温度分布から、対流による熱移動が支配的な温度分布に、深さと共に徐々に変化することを示している。50 Ma より古い太平洋プレートについて、地殻熱流量値は 70 mW/m^2 より低く [PARSONS and SCLATER (1977)], 対応する上部マンツル温度は常にソリダス以下であり、約 130 km の深さでソリダス温度の 95% ($T/T_m \approx 0.95$) まで近づく [CHAPMAN and POLLACK (1977)]. この結果も 53-100 Ma の地域における V_p と V_{sm} の比較 (Fig. 3) からすでに議論した結果を支持する。

さらにリフト帯、ホットスポットなど顕著な低速度領域が上部マンツルに観測される地域でヒートフロー値も高く、高温と部分溶融の存在が高熱流量からも期待される。カリフォルニア州南部の Salton Trough の顕著な低速度領域は、Imperial Valley の下に位置し、そこで地殻熱流量値は 100 mW/m^2 以上と高く、平均 140 mW/m^2 程度である [LACHENBRUCH *et al.* (1985)]. このヒートフローは 45 km の深さで約 1300°C の高温を与え [CHAPMAN and POLLACK (1977)], この温度は速度構造から求めたもの (Table 1) と良く一致する。また Rio Grande rift 帯においても、 105 mW/m^2 以上の高ヒートフローが報告されており [例えば, SASS *et al.* (1981)], 速度から求められた高温および部分溶融の存在と調和的である。このように上部マンツルの顕著な低速度領域に対応して、異常に高いヒートフロー値が報告されており、速度構造から見積られる高温と部分溶融の存在が高熱流量からも裏づけられる。

§5. ま と め

上部マンツル岩石のソリダス温度における P 波速度 V_{pm} , および S 波速度 V_{sm} を 10 GPa の圧力まで計算した (Fig. 2). V_{sm} の圧力変化は小さく、ソリダス温度の上昇による S 波速度の減少が、圧力による S 波速度の増加をちょうど打ち消していることが認められた。 V_{pm} は圧

力と共に増加し、この圧力効果も加味して、上部マンツル低速度層の温度と部分溶融量を見積った。今回得られた結果は、以下のようにまとめられる。

(1) 特にテクトニックにアクティブな地域 (太平洋中央海嶺, ホットスポット, リフト帯など) の上部マンツル低速度層 (顕著な低速度領域: $V_p < V_{pm}$, $V_s < V_{sm}$) には、数%程度の部分溶融が存在する (Table 1, Fig. 5).

(2) 平均的な上部マンツル低速度層 (あまり顕著でない低速度領域: $V_p > V_{pm}$, $V_s > V_{sm}$) の温度はサブソリダスであり、部分溶融は認められない。例えば、古い海洋プレート下 (太平洋下では約 35-40 Ma 以上) や大陸下のアセノスフェアに部分溶融は存在しない。

(3) 顕著な低速度領域が上部マンツルに観測される地域でヒートフロー値も高く、速度構造から求めた高温は高熱流量値から見積られるものと良く一致する。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、渡辺 了氏には計算のお手伝いをして頂くと共に有益な助言を頂きました。また伊東和彦氏および伊藤英司氏からは適切なコメントを頂き、鈴木 功氏には貴重な論文の別刷りを頂きました。編集を担当された本多 了氏には何かとお世話になりました。皆様に感謝申し上げます。この研究費用の一部は文部省科学研究費補助金 (課題番号 05231221, 06222218) によってまかなわれた。

文 献

- CHAPMAN, D. S. and H. N. POLLACK, 1977, Regional geotherms and lithospheric thickness, *Geology*, **5**, 265-268.
- DAVIES, G. F., 1974, Effective elastic moduli under hydrostatic stress-I. quasi-harmonic theory, *J. Phys. Chem. Solids*, **35**, 1513-1520.
- DUFFY, T. S. and D. L. ANDERSON, 1989, Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1895-1912.
- DZIEWONSKI, A. M. and D. L. ANDERSON, 1981, Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **25**, 297-356.
- GILBERT, F. and A. M. DZIEWONSKI, 1975, An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, **278**, 187-269.
- GRAND, S. P. and D. V. HELMBERGER, 1984, Upper mantle shear structure of North America, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **76**, 399-438.
- HUMPHREYS, E. D. and R. W. CLAYTON, 1990, Tomographic image of the southern California mantle, *J. Geophys. Res.*, **95**, 19725-19746.

- ISAAK, D. G., 1992, High-temperature elasticity of iron-bearing olivines, *J. Geophys. Res.*, **97**, 1871–1885.
- IYER, H. M., 1979, Deep structure under Yellowstone National Park, U. S. A.: a continental “hot spot”, *Tectonophysics*, **56**, 165–197.
- JEANLOZ, R. and E. KNITTLE, 1986, Reduction of mantle and core properties to a standard state by adiabatic decompression, in “Chemistry and Physics of the Terrestrial Planets”, ed. by S. K. SAXENA, Springer-Verlag, New York, 275–309.
- LACHENBRUCH, A. H., J. H. SASS and S. P. GALANIS, Jr., 1985, Heat flow in southernmost California and the origin of the Salton Trough, *J. Geophys. Res.*, **90**, 6709–6736.
- LEVANDER, A. R. and R. L. KOVACH, 1990, Shear velocity structure of the northern California lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **95**, 19773–19784.
- MONTAGNER, J. P. and N. JOBERT, 1983, Variation with age of the deep structure of the Pacific Ocean inferred from very long-period Rayleigh wave dispersion, *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 273–276.
- MURASE, T. and H. FUKUYAMA, 1980, Shear wave velocity in partially molten peridotite at high pressures, *Carnegie Inst. Wash. YB*, **79**, 307–310.
- MURASE, T. and I. KUSHIRO, 1979, Compressional wave velocity in partially molten peridotite at high pressures, *Carnegie Inst. Wash. YB*, **78**, 559–562.
- NAKANISHI, I. and D. L. ANDERSON, 1984, Measurements of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneity and anisotropy—II. analysis by the single-station method, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **78**, 573–617.
- OLSON, P. and G. M. CORCOS, 1980, A boundary layer model for mantle convection with surface plates, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **62**, 195–219.
- PARKER, E. C., P. M. DAVIS, J. R. EVANS, H. M. IYER and K. H. OLSEN, 1984, Upwarp of anomalous asthenosphere beneath the Rio Grande rift, *Nature*, **312**, 354–356.
- PARSONS, B. and J. G. SCLATER, 1977, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *J. Geophys. Res.*, **82**, 803–827.
- POLLACK, H. N. and D. S. CHAPMAN, 1977, On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness, *Tectonophysics*, **38**, 279–296.
- SASS, J. H., D. D. BLACKWELL, D. S. CHAPMAN, J. K. COSTAIN, E. R. DECKER, L. A. LAWVER and C. A. SWANBERG, 1981, Heat flow from the crust of the United States, in “Physical Properties of Rocks and Minerals”, ed. by Y. S. TOULOUKIAN, W. R. JUDD and R. F. ROY, McGraw-Hill, New York, 503–548.
- SATO, H. and M. P. RYAN, 1994, The generalized upper mantle thermal structure of the western United States and its relationship to seismic attenuation, heat flow, partial melt and magma ascent and emplacement, in “Magmatic Systems”, ed. by M. P. RYAN, Academic Press, San Diego, 259–290.
- SATO, H., I. S. SACKS and T. MURASE, 1989, The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low velocity zone: comparison with heat flow and electrical conductivity studies, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5689–5704.
- SAVAGE, J. E. G. and R. E. LONG, 1985, Lithospheric structure beneath the Kenya dome, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **82**, 461–477.
- SCHMELING, H., 1985, Partial melt below Iceland: a combined interpretation of seismic and conductivity data, *J. Geophys. Res.*, **90**, 10105–10116.
- SHANKLAND, T. J., R. J. O’CONNELL and H. S. WAFF, 1981, Geophysical constraints on partial melt in the upper mantle, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **19**, 394–406.
- STOCKER, R. L. and R. B. GORDON, 1975, Velocity and internal friction in partial melts, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4828–4836.
- SUZUKI, I., 1975, Thermal expansion of periclase and olivine, and their anharmonic properties, *J. Phys. Earth*, **23**, 145–159.
- TAKAHASHI, E., 1986, Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: implications on the origin of peridotitic upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9367–9382.
- YAN, B., E. K. GRAHAM and K. P. FURLONG, 1989, Lateral variations in upper mantle thermal structure inferred from three-dimensional seismic inversion models, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 449–452.