

表層堆積層の地殻応力への影響

—飛騨から富山・能登にかけての断層タイプの変化への応用

渡辺 了^{1)*}

¹⁾ 富山大学大学院理工学研究部

The Influence of a Surface Sedimentary Layer on the Crustal Stress

—An Application to Regional Variation of Fault Type from Hida to Toyama and Noto

Tohru Watanabe^{1)*}

¹⁾ Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama

Abstract

The influence of a surface sedimentary layer on crustal stress was formulated, assuming the isostasy of the crust. A sedimentary layer weakens vertical stress because it has a lower density than crystalline rocks in the crust. If the vertical stress is sufficiently reduced by the low-density material, it can change the directions of principal stress axes and lead to regional variations of fault type. The strike-slip fault dominates the Hida area, Central Japan, while the thrust fault is dominant in the Toyama and Noto area, which is north of the Hida area. Thick sedimentary layers are well developed in the Toyama and Noto area. The influence of these sedimentary layers was evaluated using the P-wave velocity structure model constructed by Iidaka *et al.* (2003). Density is estimated to be 2,000–2,200 kg/m³ based on the P-wave velocity and the depth of MOHO. The porosity of the surface layer is estimated to be ~30%, with pores filled with water. The estimated low density can reduce the vertical stress sufficiently to make it the minimum principal stress. This might explain the change of fault type from Hida to Toyama and Noto.

Key words: sedimentary layer, crustal stress, fault type, Central Japan

1. はじめに

日本列島は、太平洋プレートと陸側プレート（ユーラシアおよび北米プレート）の衝突に伴う東西圧縮の卓越した応力場にある。塚原・小林（1991）は、関東地方から中国地方にかけての水平最大主応力軸方向をまとめている。フィリピン海プレートの影響が強い伊豆半島周辺を除けば、水平最大圧縮応力軸はほぼ東西方向を向いているといつてよい。正断層の卓越する地域はないので、水平最大圧縮応力軸は最大圧縮応力軸にほかならない。

最大主応力軸がほぼ東西方向と一定しているのに対して、最小主応力軸の方向は地域によって大きく変化する。

これは卓越する断層タイプの地域差に現れている [岡田・安藤（1979）]。最小主応力軸は、逆断層が卓越する場では鉛直方向であり、横ずれ断層が卓越する場では水平面内にある。

中部日本では、南の前弧側では逆断層が卓越する（Fig. 1）。1945年三河地震の震源断層と考えられている深溝断層はその一例である。北上して飛騨地域に入ると、ここは横ずれ断層の卓越する場となる。富山一岐阜県境に位置する跡津川断層帯は、その代表的な例である。瀬野（1996）は、この前弧から飛騨地域にかけての断層タイプの変化を、Artyushkov（1973）の考えに基づき、地殻の

* e-mail: twatnabe@sci.u-toyama.ac.jp (〒930-8555 富山市五福 3190)

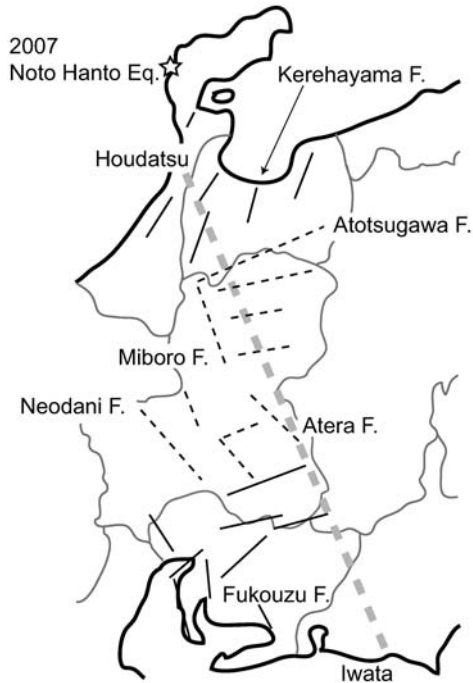


Fig. 1. Major active faults in Central Japan [Active Fault Research Group (1991)]. A thrust fault and a strike-slip fault are shown by a solid line and a broken line, respectively. The thrust type is dominant in southern and northern parts, while the strike-slip type in the middle part (Hida area). The profile line analyzed by Iidaka *et al.* (2003) is indicated by a grey thick broken line. The epicenter of 2007 Noto Hanto earthquake [Hiramatsu *et al.* (2007)] is also shown by a star.

厚さの変化に伴う応力場の変化で説明した。一般に、地殻の厚さが増加することにより、鉛直方向の応力が増大する。この増大によって、鉛直応力が最小主応力から中間主応力に変われば、断層タイプは逆断層から横ずれ断層へと変化する。ヒマラヤ山脈やアンデス山脈などの地域では、地殻の比較的薄い低地では逆断層が卓越し、地殻の厚い高地では正断層が生じている。これは地殻の厚さの増加に伴って、鉛直応力が最小主応力から最大主応力へと変化するを示している [瀬野 (2001)]。

跡津川断層帯を越えて北上し、富山から能登半島にかけての地域に目を向けると、そこは再び逆断層が卓越する場となる。富山県は歴史時代こそ被害地震が発生していないが、平野と丘陵との境は、呉羽山断層帯など北東-南西方向の走向をもつ逆断層によって縁取られていることが多い。また、2007年3月の能登半島地震 (M 6.9) の震源メカニズムもまた、北東-南西方向の走向をもつ逆断層であった。Iidaka *et al.* (2003) の中部地方の地殻構造 (Fig. 2) をみると、富山から能登にかけての地域は、

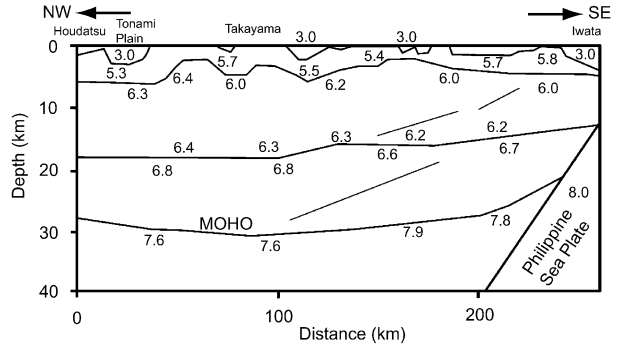


Fig. 2. P-wave velocity structure model of central Japan [Iidaka *et al.* (2003)]. This section is along Houdatsu (Ishikawa pref.) to Iwata (Shizuoka pref.). Several seismic reflectors in the crust are also shown. Numbers are P-wave velocity in km/s. A remarkable low-velocity layer is seen beneath Tonami Plain.

南に位置する飛騨地域に比べればモホ面が浅くなっているものの、前弧側ほどではない。しかし、浅部には堆積層と考えられる厚い低速度層 ($V_p \sim 3$ km/s) が存在しており、緻密な岩石からなる地殻は薄くなっている。これは、日本海拡大に伴う地殻の薄化、沈降 [山路・竹下 (1989)] によって形成された構造であろう。堆積層は平均的な地殻物質よりも低密度と考えられるので、鉛直応力を小さくする方向に働く。この影響が十分大きければ、富山から能登にかけての逆断層タイプが説明可能である。

小論では、富山から能登にかけてみられるような表層低密度層の地殻応力に対する影響を定量的に評価する。セクション2では、準備として、瀬野 (1996) に倣って密度の様な地殻を考え、その厚さ変化に伴う応力場の変化を考える。セクション3では、表層に低密度層をおき、その地殻応力に対する影響を考える。セクション4では、具体的に低速度層の密度を評価し、飛騨地域からその北側にかけての断層タイプの変化を定量的に議論する。

2. 地殻の厚さ変化に伴う応力状態の変化

地殻の密度は同様であると仮定する。また、マントルは十分に流動的であり、地殻はマントルに対してアイソスタシーにあると仮定する。日本列島のような島弧では、地温勾配が大きいため、深さ 10 km を超えると岩石は急激に流動しやすくなると考えられている [例えば、嶋本 (1989)]。中部日本における陸側プレート内地震は、マグマ活動に関係していると考えられているものを除き、深さ約 15 km 以浅に限られる [田中 (2003)]。この観測事実は、中・下部地殻以深が流動的であり、テクトニック

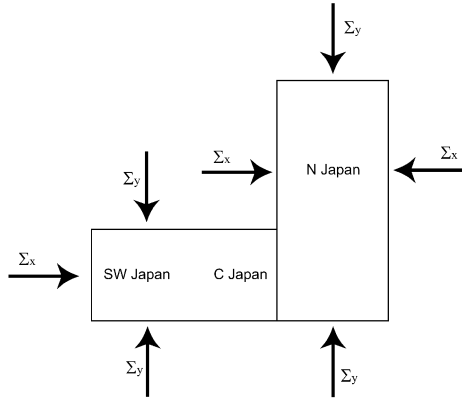


Fig. 3. Simplified geometry of northern-central-southwest Japan [Seno (1996)]. The E-W direction is taken as the x -axis, and the N-S direction the y -axis. The northern Japan is assumed to be elongated along the y -axis, and the southwest Japan along the x -axis.

な力のほとんどが上部地殻で支えられていることを示唆する。また、波長 λ の地形に対してマントルがアイソスタシーに達するのに要する時間 τ は、

$$\tau = \frac{4\pi\eta}{\rho_m g \lambda}$$

で与えられる [例えば, Turcotte and Schubert (1982)]. ここで, η , $\rho_m g$ はマントルの粘性率および密度, 重力加速度である。マントルの粘性率として, Suito and Hirahara (1999) が陸羽地震の余効変動から求めた 10^{19} Pa·s を用い, 密度を $3,300$ kg/m³ [Turcotte and Schubert (1982)] とすると, 波長 50 km の地形に対して約 3000 年という時間を得る。これは 10 万~ 100 万年という応力場の変化の時間スケール [例えば, 竹内 (1996)] に比べて十分に短い。地殻がマントルに対してアイソスタシーにあるという仮定は妥当なものと考える。

差応力を地殻の厚さ方向に積分した量として, 次のような差力を定義する。

$$\Sigma_x = F_x - F_z = \int_0^a (\sigma_{xx} - \sigma_{zz}) dz \quad (1a)$$

$$\Sigma_y = F_y - F_z = \int_0^a (\sigma_{yy} - \sigma_{zz}) dz \quad (1b)$$

ここで, F_i は i 方向に働いている力であり, x , y 軸は, それぞれ水平面内の最大主応力軸, 最小主応力軸に対応する。鉛直方向を z 軸方向としている。差力を地殻の厚さで割ったものが平均的な差応力であり, これが生じる断層のタイプを支配する。すなわち,

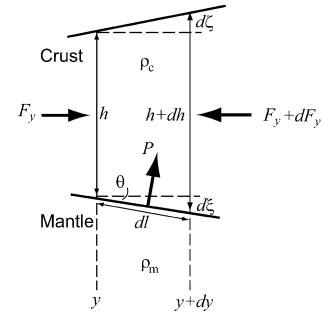


Fig. 4. A schematic showing the forces acting on a part of the crust ($y \sim y+dy$). The crustal thickness is assumed to change along the y -axis, and the density to be uniform in the crust.

$$\Sigma_x > 0, \Sigma_y > 0: \text{逆断層}$$

$$\Sigma_x > 0, \Sigma_y < 0: \text{横ずれ断層}$$

$$\Sigma_x < 0, \Sigma_y < 0: \text{正断層}$$

である。

瀬野 (1996) に倣って中部日本を Fig. 3 のように単純化し, x 軸を東西方向, y 軸を南北方向とする。東西方向の力 F_x は主として太平洋プレートの押しに起因するものであり, 常に $\Sigma_x > 0$ を満たす [瀬野 (1996)]. 南北方向に地殻の厚さが変化しているとき, 幅 dy の地殻にはたらく力の y 軸方向の釣り合いから (Fig. 4),

$$dF_y = P dl \sin \theta = P d\xi \quad (2)$$

が成り立つ。ここで, P はマントルから地殻底部に働く圧力である。一方, 鉛直方向の力のつりあいから,

$$P dl \cos \theta = P dy = \rho_c g h dy \quad (3)$$

が成り立つ。ここで, ρ_c は地殻の密度である。式 (2), (3) より,

$$dF_y = \rho_c g h d\xi \quad (4)$$

を得る。ところで, Fig. 4 のように

$$dh = d\xi + d\xi$$

の関係があり, 地殻がマントルに対してアイソスタシーにあるので,

$$d\xi = \frac{\rho_c}{\rho_m} dh \quad (5)$$

の関係が成り立つ。式 (4), (5) より,

$$dF_y = \frac{\rho_c^2}{\rho_m} gh dh \quad (6)$$

を得る.

一方, 地殻内の鉛直方向の応力 σ_{zz} は

$$\sigma_{zz} = \rho_c g z$$

で与えられるので,

$$F_z = \int_0^h \sigma_{zz} dz = \frac{1}{2} \rho_c g h^2$$

を得る. これを h について微分することにより, 厚さの変化に伴う F_z の変化

$$dF_z = \rho_c g h dh \quad (7)$$

を得る.

式(6), (7)より, 厚さの変化に伴う差力の変化

$$\begin{aligned} d\Sigma_y &= dF_y - dF_z = \frac{\rho_c^2}{\rho_m} gh dh - \rho_c gh dh \\ &= \frac{\rho_c}{\rho_m} (\rho_c - \rho_m) gh dh \end{aligned}$$

が得られる. これを積分することによって, 地殻の厚さ変化に伴う差力の変化を次のように表すことができる.

$$\Sigma_y(h) - \Sigma_y(h_0) = \frac{1}{2} \frac{\rho_c}{\rho_m} (\rho_c - \rho_m) g (h^2 - h_0^2) \quad (8)$$

ただし, h_0 は基準となる地点での地殻の厚さである. 南から北にかけて Fig. 5 (a) のように地殻の厚さが

$$h(y) = h_0 + \Delta h \sin\left(\frac{\pi}{300} y\right), \quad h_0 = 25 \text{ km}, \quad \Delta h = 5 \text{ km}$$

にしたがって変化すると仮定する. 式(8)より, 差力は Fig. 5 (b) のように変化することがわかる. ただし, $\rho_c = 2800 \text{ kg/m}^3$, $\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$ とした [Turcotte and Schubert (1982)]. 地殻の最も厚い部分 ($y = 150 \text{ km}$) での差力 Σ_y は $-5.7 \times 10^{11} \text{ N/m}$ である. したがって, 南端での差力 $\Sigma_y(h_0)$ が $5.7 \times 10^{11} \text{ (N/m)}$ 未満すなわち, 差応力 $\sigma_{yy} - \sigma_{zz}$ が 23 MPa 未満であるならば, 地殻の薄い部分では逆断層タイプ, 地殻の厚い部分では横ずれ断層タイプの応力状態となる. 瀬野 (2001) は, さらに東北日本が逆断層の場合であることから, この南端の差応力に 18 MPa 以上という制約を与えた. また, この大きな差応力の原因として, 伊豆一小笠原弧と南千島弧の衝突を指摘している.

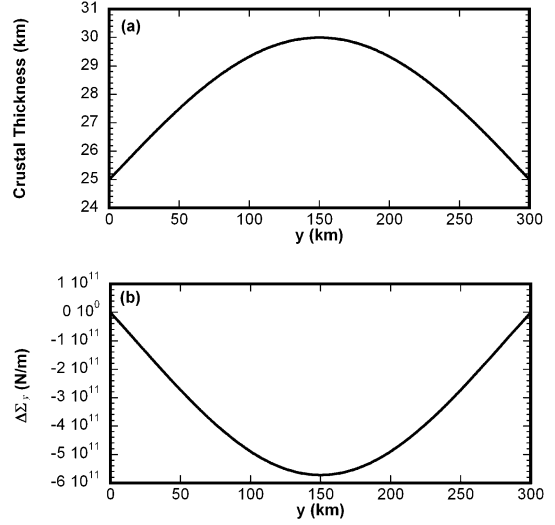


Fig. 5. (a) The crustal thickness is assumed to change sinusoidally as a function of the horizontal distance along the y -axis.

(b) The change in the differential force between N-S and vertical directions. The N-S direction is taken as the y -axis, while the vertical direction the z -axis. If the differential force at the forearc ($y=0$) is less than $6 \times 10^{11} \text{ N/m}$, the differential force becomes negative at thick parts, where thrust-type faults are expected.

3. 地殻の密度構造の変化に伴う応力状態の変化

表層低密度層の応力場に対する影響を評価するため, 地殻を密度の異なる2つの層からなるものと仮定する. 飛騨から富山にかけての地殻構造を Fig. 6 のように単純化して考える. 表層低密度層は北に向かって厚くなっている. 地殻がマントルに対してアイソスタシーにある場合,

$$\rho_c H = \rho_s \zeta + \rho_c (H - \zeta - \xi) + \rho_m \xi \quad (9)$$

が成り立ち, 地殻底部の深さ変化 ξ は次式のように表層低密度層の厚さ ζ に関係づけられる.

$$\xi = \frac{\rho_c - \rho_s}{\rho_m - \rho_c} \zeta \quad (10)$$

南北方向の力のつりあい (Fig. 6) を考えると,

$$dF_y = -Pd \sin \theta = -Pd \xi \quad (11)$$

であり, 鉛直方向の力のつりあいから

$$P = \rho_c g h - \frac{\rho_c - \rho_s}{\rho_m - \rho_c} \rho_m g \zeta \quad (12)$$

を得る. 式(11), (12)より,

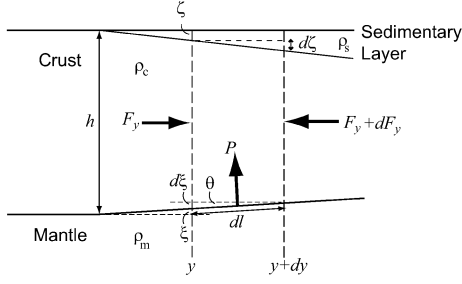


Fig. 6. A schematic showing the forces acting on a part of the crust ($y \sim y+dy$). The depth of MOHO changes corresponding to the change in the thickness of the surface low density layer.

$$dF_y = -\left(\rho_c g H - \frac{\rho_c - \rho_s}{\rho_m - \rho_c} \rho_m g \xi\right) \left(\frac{\rho_c - \rho_s}{\rho_m - \rho_c}\right) d\xi \quad (13)$$

を得る。一方、鉛直方向の応力を積分することにより鉛直方向の力を表す次式を得る。

$$\begin{aligned} F_z &= \int_0^{H-\xi} \sigma_{zz} dz \\ &= -\frac{1}{2}(\rho_c - \rho_s)g\xi^2 + \frac{1}{2}\rho_c g \left(H - \frac{\rho_c - \rho_s}{\rho_m - \rho_c} \xi\right)^2 \\ &\quad - (\rho_c - \rho_s)g\xi \left(H - \frac{\rho_c - \rho_s}{\rho_m - \rho_c} \xi\right) \end{aligned}$$

これを ξ について微分することにより、低密度層の厚さ変化に伴う鉛直方向の力の変化 dF_z の表式が得られる。これと式(13)を合わせることによって、南北方向の差力の変化が次のように得られる。

$$\begin{aligned} d\Sigma_y &= dF_y - dF_z \\ &= (\rho_c - \rho_s)gHd\xi - \frac{(\rho_c - \rho_s)(\rho_m - \rho_s)}{\rho_m - \rho_c} g\xi d\xi \quad (14) \end{aligned}$$

これを ξ について積分して、低密度層の厚さ変化に伴う差力の変化を次のように求めることができる。

$$\Sigma_y(\xi) - \Sigma_y(0) = (\rho_c - \rho_s)g \left(H - \frac{1}{2} \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_c} \xi\right) \xi \quad (15)$$

Iidaka *et al.* (2003) の地殻構造を基に $H=30$ km とし、低密度層の厚さ変化は次式のように仮定した。

$$\xi(y) = d \left[1 - \exp\left(-\frac{y}{l}\right) \right], \quad d=3 \text{ km}, \quad l=10 \text{ km}$$

この式が表す低密度層の厚さを Fig7 (a) に、式(15)から求めた差力の変化を Fig. 7 (b) に示す。地殻、マンツルの密度を、それぞれ 2,800, 3,300 kg/m³ とし、低密度層の密度を 2,200, 2,300, 2,400, 2,500, 2,600, 2,700 kg/m³

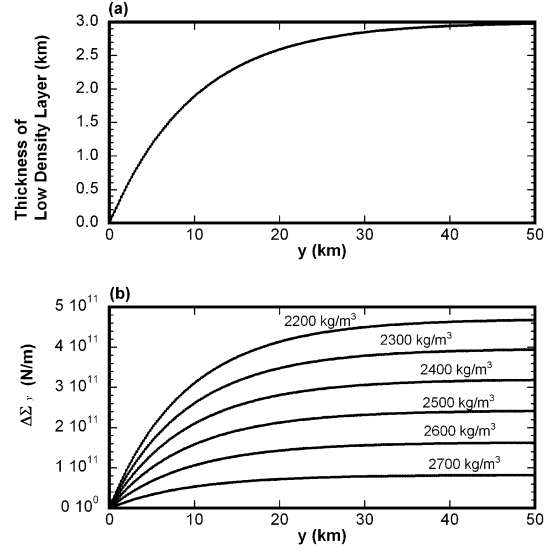


Fig. 7. (a) The thickness of the surface low density layer is assumed to change exponentially as a function of the horizontal distance along the y -axis. (b) The change in the differential force between N-S and vertical directions. The larger differential force is expected for the lower density in the surface layer

と与えた。低密度層の存在は一樣な密度の地殻が薄くなるのと同じ効果を持ち、厚さ 3 km の低密度層の存在により差力は $(0.8-4.6) \times 10^{11}$ N/m 増加する。差力の増加は、より低密度の場合ほど大きい。セクション 2 で述べたように前弧では差応力が 18–23 MPa、すなわち差力が $(4.5-5.7) \times 10^{11}$ N/m であると考えられるので、飛騨地域での差力 Σ_y は、 $-1.2 \times 10^{11} < \Sigma_y < 0$ の範囲にある。したがって、低速度層の密度が 2,600 kg/m³ 以下であれば、飛騨地域で負の値をとる差力は富山側で正に転じうる。次のセクションで具体的に低速度層の密度を推定する。

4. 低速度層の密度の推定

低速度層は、その表層地質 [坂本 (1963)] から堆積層と考えられるので、時間平均法 [Wyllie *et al.* (1956)] を用いて、その密度を推定する。時間平均法を適用すると、空隙率 ϕ の岩石の縦波速度 V は次式で与えられる。

$$\frac{1}{V} = \frac{1-\phi}{V_m} + \frac{\phi}{V_f} \quad (16)$$

ここで、 V_m および V_f は、それぞれ、固体マトリックスおよび空隙を満たす流体の縦波速度である。これは、直列につながった固体と空隙を波が伝播するという非常に単純なモデルであるが、堆積岩に対してはよい近似として使えることが知られている [例えば、Guéguen and Pal-

ciauskas (1994)]. 式 (16) を用いて地震波速度から空隙率が得られれば, 次のように密度を計算できる.

$$\rho = (1 - \phi)\rho_s + \phi\rho_f \quad (17)$$

ここで, ρ_s および ρ_f は, それぞれ, 固体マトリックスお

よび空隙を満たす流体の密度である.

堆積物の供給源としては飛騨山脈あるいは飛騨高原を考えればよいので, 固体マトリックスとして石英および斜長石, カリ長石を考える. それぞれの鉱物粒子からなる等方的多結晶体の縦波速度を Table 1 に示す. 斜長石はアルバイトおよびアノーサイトの固溶体であるので, その端成分について考える. 空隙が水で満たされている場合, 空隙が水で満たされている場合の 2 通りについて, 縦波速度および密度を, それぞれ空隙率の関数として Fig. 8 に示す. 空隙が水で満たされている場合, $V_p = 3 \text{ km/s}$ 程度の低速度を説明するためには, 33% 程度の高い空隙率が必要である. 一方, 空隙が空気で満たされている場合は, 5% 程度の空隙率で観測されている低速度を説明できる. 低速度を説明するために必要な空隙率は, あまり鉱物の種類に依存しない. ここで推定された空隙率から密度を求めると, Fig. 8 (b) より空隙が水で満たされている場合は $2,000\text{--}2,200 \text{ kg/m}^3$ であり, 空隙が空気で満たされている場合は $2,400\text{--}2,600 \text{ kg/m}^3$ である. ここで, Iidaka *et al.* (2003) の構造をもとに低速度層の密度を絞り込もう. 地殻がマントルに対してアイソタシーにあるとき, 表層低密度層の厚さとモホ面の深さ変化は式 (10) で関係づけられる. Iidaka *et al.* (2003) の構造をみると, 能登半島南部の邑知低地の下でモホ面が飛騨地域に比べて 2 km 程度浅くなっている. その表層は, 富山-石川県境の宝達丘陵で低速度が途切れているが, 平均的には 2 km 程度の低速度層が広がっている. したがって, 式 (10) に基づいて考えると, 空隙で満たされた空隙は考えにくい. 期待されるモホ面の変化が観測よりも小さくなってしまっているのである. したがって, 表層低速度層には, 水で満たされた 33% 程度の空隙があると考えべきだろう. これは続成作用を受けていない未固結の堆積物としては妥当である. 低速度層の密度は $2,000\text{--}2,200 \text{ kg/m}^3$ と考えられ, このような低密度層の存在によって生じる差力は, 飛騨地域の北側を逆断層タイプの応力場に転じるのに十分である (Fig. 7 (b)).

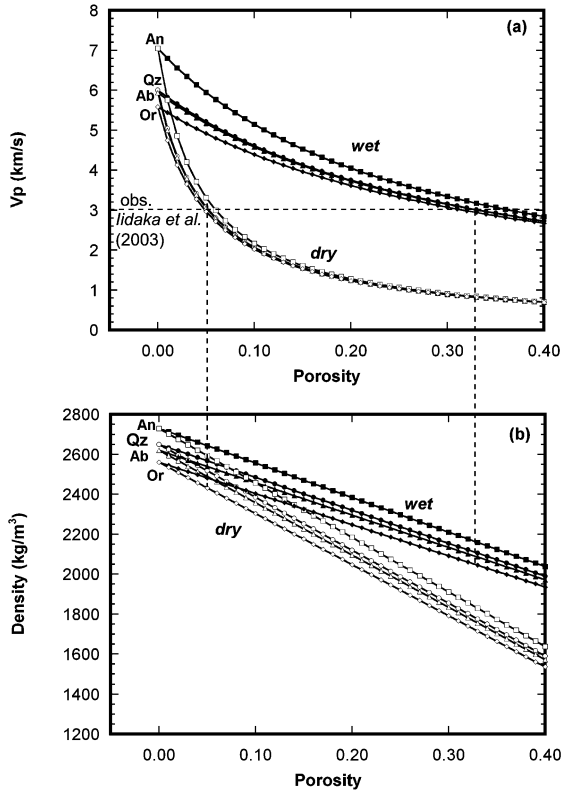


Fig. 8. The P-wave velocity (a) and density (b) of fluid-saturated porous media as a function of the porosity. The solid matrix is assumed to be a polycrystalline aggregate of quartz (Qz), albite (Ab), anorthite (An), and Orthoclase (Or). Pores are filled with water (wet) or air (dry). The P-wave velocity estimated for the surface layer is $\sim 3 \text{ km/s}$ [Iidaka *et al.* (2003)]. The porosity is estimated to be $\sim 5\%$ for dry pores, while it is $\sim 30\%$ for wet pores. Using estimated porosity, the bulk density is estimated to be $2,400\text{--}2,600 \text{ kg/m}^3$ for dry pores, while $2,000\text{--}2,200 \text{ kg/m}^3$ for wet pores.

Table 1. Velocity and density of major rock forming minerals

Mineral	V_p (km/s)	Density (kg/m^3)
Quartz (SiO_2)	6.06	2650
Plagioclase		
Albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)	5.94	2620
Anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)	7.05	2730
Orthoclase (KAlSi_3O_8)	5.59	2560

After Guéguen and Palciauskas (1994)

5. 結 論

表層低密度層の存在により、鉛直方向の応力が最小主応力軸方向となり、卓越する断層タイプが変化する場合がある。地震波速度構造 [Iidaka *et al.* (2003)] に見られる富山から能登にかけての表層堆積層の密度は、2,000–2,200 kg/m³と推定される。これは飛騨地域で横ずれ断層が卓越し、北側の富山から能登で逆断層が卓越することを説明する。堆積層の空隙率は33%程度と推定され、空隙は水を含んでいると考えられる。

謝 辞

小論をまとめる機会を与えてくださった佃 為成氏、日頃から活断層やテクトニクスについて議論していただいている竹内 章氏に感謝いたします。瀬野徹三氏には査読者として原稿を読んでいただき、大変重要なご指摘をいただきました。記して感謝いたします。

文 献

Artyushkov, E.V., 1973, Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities, *J. Geophys. Res.*, **78**, 7675–7708.

Guéguen, Y. and V. Palciauskas, 1994, Introduction to the physics of rocks, Princeton Univ. Press, 294pp.

平松良浩・片川秀基・田中敬介, 2007, 能登半島の微小地震活動と2007年能登半島地震: 能登半島の地質構造形成との関連, *地震研究所彙報*, **82**, 237–254.

Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki, Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region,

2003, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL016517.

活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層: 分布図と資料, 東京大学出版会, 437pp.

岡田篤正・安藤雅孝, 1979, 日本の活断層と地震, *科学*, **49**, 158–169.

坂本 亨, 1963, 5万分の1地質図幅「富山」及び同解説書, 地質調査所, 51pp.

瀬野徹三, 1996, 東北—中部—西南日本の広域応力場—1995年兵庫県南部地震に対するテクトニックな意味—, *地震*, **2**, 48, 539–546.

瀬野徹三, 2001, 続プレートテクトニクスの基礎, 朝倉書店, 162pp.

嶋本利彦, 1989, 岩石のレオロジーとプレートテクトニクス—剛体プレートから変形するプレートへ—, *科学*, **59**, 170–181.

Suito, H., and K. Hirahara, 1999, Simulation of postseismic deformations caused by the 1896 Riku-u Earthquake, Northeast Japan: Re-evaluation of the viscosity in the upper mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1561–1564.

竹内 章, 1996, 応力場の変化と火山活動—中部山岳形成史—, *月刊地球*, **18**, 92–95.

田中明子, 2003, 中部地方の地殻内の温度構造—地殻内地震発生層の下限と熱構造—, *月刊地球*, **25**, 967–972.

塚原弘昭・小林洋二, 1991, 中・西部日本の地殻応力, *地震*, **2**, 44, 221–231.

Turcotte, D.L. and G. Schubert, 1982, *Geodynamics: Application of continuum physics to geological problems*, John Wiley and Son, 450pp.

Wyllie, M.R.J., A.R. Gregory and L.W. Gardner, 1956, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media, *Geophysics*, **21**, 41–70.

山路 敦・竹下 徹, 1989, 島弧リフティングにみるリソスフェアのレオロジー, *科学*, **59**, 802–811.

(Received December 26, 2007)

(Accepted August 5, 2008)