

東北日本弧における地殻の変形と 内陸地震の発生様式

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター*

長谷川 昭・中島 淳一・海野 徳仁・三浦 哲・諏訪 謡子

Crustal Deformation and Shallow Seismic Activity beneath the Northeastern Japan Arc

Akira HASEGAWA, Junichi NAKAJIMA, Norihito UMINO,
Satoshi MIURA and Yoko SUWA

Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science,
Tohoku University, Aramaki, Aobaku, Sendai, Miyagi 980-8578, Japan

(Received September 26, 2003; Accepted December 18, 2003)

Seismic tomography studies in northeastern (NE) Japan have revealed the existence of inclined seismic low-velocity zones at depths shallower than ~150 km in the mantle wedge sub-parallel to the subducted slab, which probably correspond to the upwelling flow portion of the subduction-induced convection. The inclined low-velocity zone attains the Moho right beneath the volcanic front or the Ou Backbone Range, suggesting that the volcanic front is formed by this hot upwelling flow. Aqueous fluids supplied from the subducted slab are transported upward through this upwelling flow, and thus reach to shallow levels along the Backbone Range. They are expelled from solidified magma and further migrate upward. Existence of aqueous fluids perhaps weakens the strength of the crustal rocks surrounding them. It is expected that this causes contractive deformation locally concentrated along the Backbone Range under the compressional stress field in this volcanic arc. A strain rate distribution map estimated from GPS data shows notable concentration of east-west contraction along the Backbone Range, consistent with the above expectation. Based on these observations, we propose a simple model to explain the deformation pattern of the arc crust and the characteristic shallow seismic activity beneath NE Japan.

Key words: crustal deformation, shallow seismicity, NE Japan arc, aqueous fluids, arc magmatism.

§1. はじめに

東北日本太平洋下のプレート境界地震については、その発生に至る応力集中機構の理解がここ数年で格段に進展した。すなわち、プレート境界面上には、安定すべり域に囲まれて固着域（アスペリティ）がパッチ状に分布しており、周囲の安定すべり域における非地震性すべりによりアスペリティに応力が集中し、やがて応力が強度の限界に達すると地震として急激にすべる。プレート境界地震については、このようなアスペリティモデル [Lay and Kanamori (1981)] が実際の地震発生の中で成

り立っているらしいことが次第に明らかになってきた [永井・他 (2001), 山中・菊地 (2001), Matsuzawa *et al.* (2002), 長谷川 (2002), Okada *et al.* (2003)]。

一方で、内陸地殻内の浅発地震については、その発生に至る応力集中機構の理解は遅れている。内陸に多数ある活断層の中で、どのようにして特定の断層にだけ応力が集中し地震としてすべるのだろうか？あるいは、ひとたび地震としてすべると、その断層の延長上の隣接域に応力が集中するはずであるが、内陸地震は一般に単発であり、隣接域で引き続き大きな地震が起こることは余り知られていない。それは、どうしてなのか？現時点におけるわれわれの理解のレベルでは、これらの疑問に

* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

明確に答えることはできない。弾性的な上部地殻がプレートの相対運動に起因する応力を支え、やがて応力がその中の弱面である断層面の強度を超えると地震としてすべるといような、単純なモデルでは説明できないことはもちろんである [飯尾 (1996, 1998)]。

東北日本弧における最近のサイスミックトモグラフィの研究は、沈み込んだスラブ内の脱水反応により供給された水が、マントルウェッジを経て地殻上部にまで達する過程を理解する上で、新たな情報を提供しつつある。すなわち、沈み込んだスラブから供給された水は、マントルウェッジでは、地震波低速度域としてイメージングされる、スラブにほぼ平行なマントル上昇流にあらわれていると推定される。このスラブにほぼ平行に傾斜したシート状の上昇流は、脊梁山地（あるいは火山フロント付近）でモホ面に達する。したがって、モホ面直下の火山フロントに沿って広域に、部分溶融域が分布することになる。部分溶融域中のメルトは地表付近に達すると冷却され一部固化する。その結果、メルトに含まれていた水がはき出される。それはさらに浅部に上昇することが期待される。サイスミックトモグラフィは、上部地殻における水の上昇経路と推定される低速度域をも写し出している。いずれにしても、もともと沈み込んだスラブからはき出された水は、脊梁山地に沿うように集中してかつ連続的に供給されることになる。

GPS データに基づく地表変形の研究により、脊梁山地に沿って南北に伸びる歪集中帯の存在が明らかになった。すなわち、脊梁山地に沿ってプレート相対運動の方向に短縮変形が局所的に卓越する。この歪集中帯は、上記のマントルウェッジ内の上昇流がモホ面に達する位置にあり、スラブ起源の水が集中的に供給されることにより地殻物質が軟化し、局所的な短縮変形が生じるものと推定される。すなわち、上部地殻内でも局所的に塑性変形が起こっていると推測される。内陸浅発地震は、この塑性的な変形が空間的に非一様であるため、全体として変形を一様化するべく補足的に起こっているようにみえる。もちろん、今後より詳細な検討が必要であるが、われわれは内陸地震の発生に至る応力集中機構について、このようなモデルを提案する。

§2. マントルウェッジ内の上昇流

東北日本は、サイスミックトモグラフィの研究で最も空間分解能の高い3次元地震波速度構造が得られているプレート沈み込み帯の一つである。Nakajima *et al.* (2001a, b) は、最近の高密度化された地震観測網によるデータを用いて、Zhao *et al.* (1992) の結果を更新する詳細な3次元速度構造を求めた。Fig. 1 に島弧に直交する

鉛直断面に沿うP波速度 (V_p) およびS波速度 (V_s) の分布を示す。挿入図に示すA~Fに沿ったいずれの鉛直断面においても、陸域下に沈み込む太平洋プレートが顕著な高 V_p ・高 V_s 域としてイメージングされている。その直上のマントルウェッジ内には、深さ100~150 km程度からモホ面まで伸びる、スラブにほぼ平行な傾斜した低 V_p ・低 V_s 域が明瞭に写し出されている。この地震波低速度域は、活火山を通るA, B, D, Fの断面ばかりでなく、活火山の分布しないCとEの断面でもはっきりと認められる。すなわち、マントルウェッジ内には、スラブとほぼ平行に傾斜したシート状の低速度域が分布している。Fig. 1の東北日本の場合ほど明瞭ではないが、スラブにほぼ平行に傾斜した同様な低速度域は、他のいくつかの沈み込み帯のマントルウェッジ内にも見出されている [Abers (1994), Zhao *et al.* (1995, 1997), Gorbатов *et al.* (1999)]。

傾斜したシート状の低速度域は、スラブの沈み込みに伴う2次対流 [McKenzie (1969)] の上昇流部分に対応していると推測される [Hasegawa *et al.* (1991), Zhao *et al.* (1992)]。深いほど温度が高いため、この上昇流の内側は周囲に比べて高温で低粘性のはずである。一方、東北日本のような古いプレートの沈み込み帯では、沈み込んだスラブから脱水反応により供給された水は、いったん直上のマントルウェッジに蛇紋石・緑泥石を含む層を形成し、それが脱水分解する深さ150~200 kmまで引きずり込まれると推定される [Iwamori (1998)]。そして、その深さで脱水分解した水は、そこから上方に運ばれる。やがて、それは約100~150 kmの深さで上記の上昇流部分に出会うはずである。上昇流部分への水の供給は、ソリダス温度を下げる働きをする。地震波減衰構造と室内実験データとの比較から推定された低速度域内の温度は、かんらん岩のウェットソリダスより高い [Nakajima and Hasegawa (2003a)]。さらに、Nakajima and Hasegawa (2003c) は、P波速度とS波速度の低下率の比から、低速度域内にはアスペクト比0.01~0.1、体積率で0.1~数%のメルトインクルージョンが含まれると推定した。

サイスミックトモグラフィにより見出された、およそ150 km以浅のスラブにほぼ平行な傾斜した低速度域の存在は、プレート沈み込みに伴う2次対流の数値シミュレーションによっても確かめられた。Eberle *et al.* (2002) は、温度に依存する粘性係数を用いて、プレート沈み込みに伴うコーナーフローの数値シミュレーションを行い、上昇流部分に対応する数%程度速度の遅い低速度域を見出した。この低速度域はスラブにほぼ平行で、かつスラブ上面から約50 km程度離れ、およそ125 km

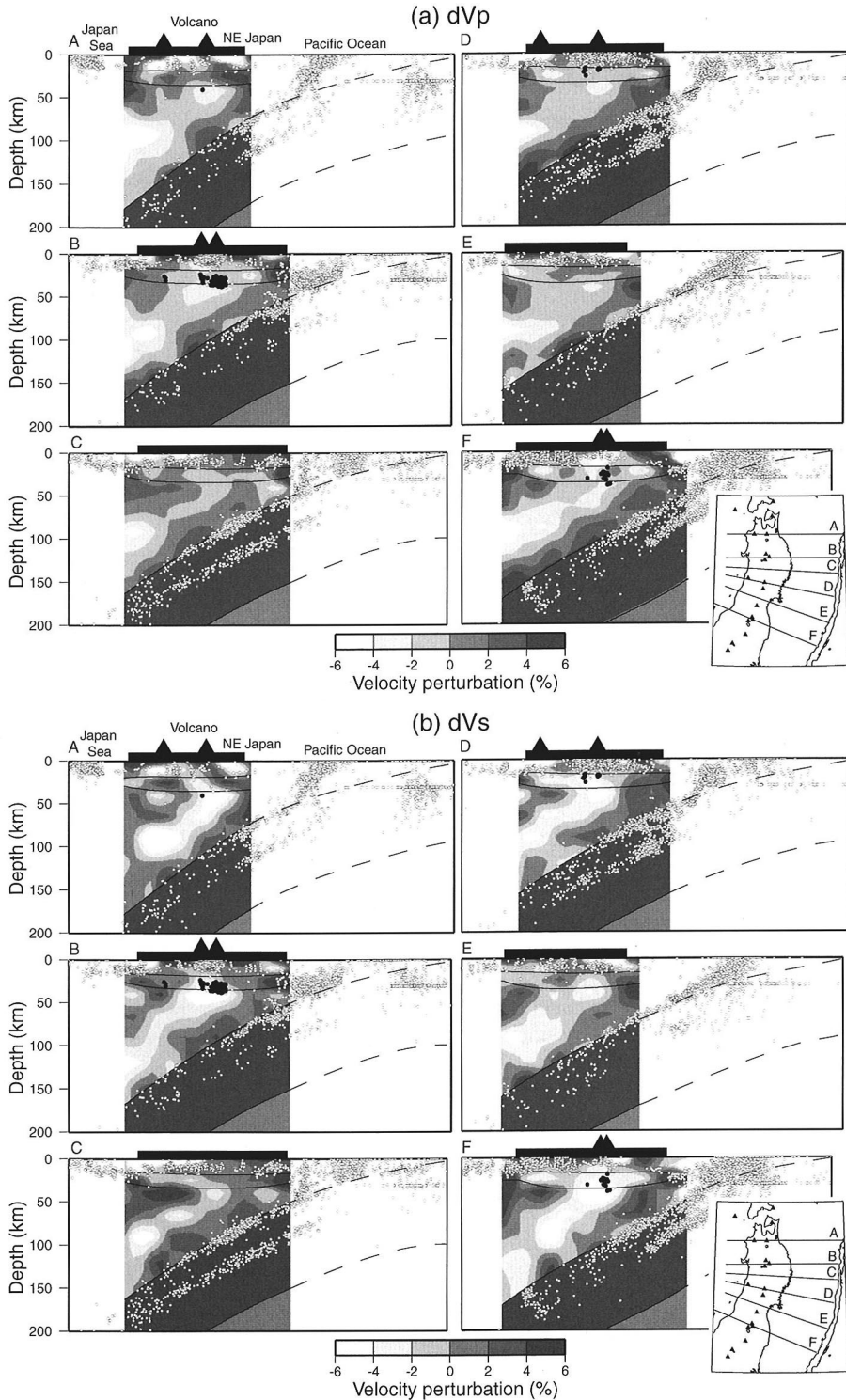


Fig. 1. Vertical cross-sections of (a) P-wave and (b) S-wave velocity perturbations along lines in the inserted map of NE Japan [Nakajima *et al.*, 2001a]. Black and white represent high and low velocities, respectively, according to the scale at the bottom. Triangles and bars on the top represent active volcanoes and the land area, respectively. Open and solid circles show earthquakes and deep, low-frequency microearthquakes, respectively.

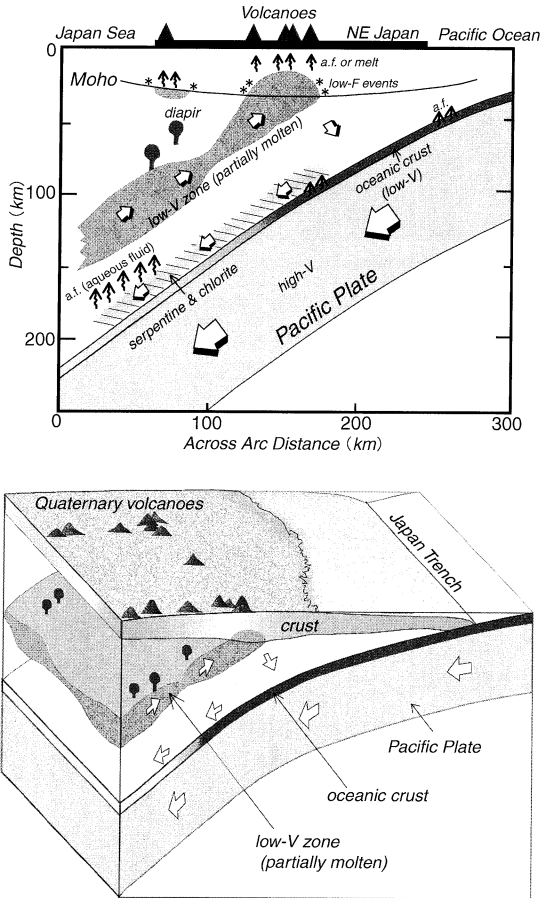


Fig. 2. (a) Schematic diagram of vertical cross section of the crust and upper mantle of NE Japan showing inferred transportation paths of aqueous fluids. (b) Schematic illustration of 3D structure of the crust and upper mantle of NE Japan showing the upwelling flow with varying thickness in the mantle wedge.

以浅に分布しており、東北日本で見出された低速度域 (Fig. 1) をみごとに再現している。

東北日本沈み込み帯における、推定された水の運搬経路を Fig. 2(a) に模式的に示す。深部からの熱いマンタル物質の上昇と水の添加が上昇流内に体積率で0.1~数%程度のメルトを生成させる。すなわち、メルトの生成は、減圧融解と加水融解の両方の効果によると考えられる。傾斜した低速度域は深さ約150 kmより浅部でのみ明瞭に見られる [Zhao and Hasegawa (1993)] ことから、加水融解がメルト生成に重要な働きをしていることが推測される。このようにして、もともとスラブから供給された水は、このメルト中に取り込まれる。このメ

ルトを含んだ上昇流は最終的に火山フロント直下でモホ面にぶつかる。したがって、火山フロントに沿ってモホ面直下に大量のメルトが滞留することになる。サイスミックモグラフィは、火山フロントに沿ってモホ面直下に連続的に分布するこの部分溶融域を、低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 比域として明瞭に写し出した (Fig. 3(b), Fig. 5)。このような考え方に立てば、火山フロントはマンタルウェッジ内のシート状の上昇流がモホ面に達する場所に形成されることになる。

サイスミックモグラフィの研究は、マグマ生成の島弧走向方向の変化についても重要な情報を提供しつつある。最近、Tamura *et al.* (2002) は東北日本における第四紀火山の分布を調べ、それが島弧に直交する方向に細長く分布し、平均50 kmの幅をもつ10個のクラスターに分類されるとした。この島弧に直交する第四紀火山の集中域は、地形の高まりや重力のブーゲー異常の低い領域に一致する。Tamura *et al.* (2002) は、このような観測事実がマンタルウェッジ内の深さ約150 kmから50 kmの範囲に分布する傾斜した幅50 km程度の指状の高温域 (上昇流部分) の地表への表れであるとした。マンタルウェッジ内の指状の高温域 (hot finger) からその直上の地殻に繰り返しマグマが供給されることにより、基盤を隆起させ、また第四紀火山を形成させる。さらには、供給されたマグマがモホ面付近に蓄積し、結果として局所的に低いブーゲー異常をもたらすとした。

Tamura *et al.* (2002) のモデルを確かめるため、マンタルウェッジ内の低速度域をより高い空間分解能でイメージングすることを試みた [中島・長谷川 (2003), Hasegawa and Nakajima (2004)]. すなわち、マンタルウェッジ以外は Nakajima *et al.* (2001a) で得られた速度構造に固定し、マンタルウェッジ内の速度分布を同じデータセットを用いて推定する。この際、マンタルウェッジ内に配置するグリッドの間隔を半分の長さに設定する。空間分解能は水平方向と深さ方向ともに、10 km以下と推定される。得られたS波速度の分布を Fig. 3(b) に示す。図は、傾斜した低速度域に沿ってとったS波速度偏差を示す。具体的には、マンタルウェッジ内でS波速度が最も小さくなる面に沿ってとった値であり、言わば低速度域の中心を結ぶ曲面に沿うS波速度偏差の分布ということになる。Tamura *et al.* (2002) の予測通り、低速度域内の速度低下の度合いに島弧走向方向の変化が明瞭に認められる。

地形図 (Fig. 3(a)) と比較すると、マンタルウェッジ内の深さ150~30 kmに分布する低速度域内の、特に速度低下の度合いの局所的に大きい領域と、脊梁山地から背弧側に連なる地形の高まりがみごとに一致していることが

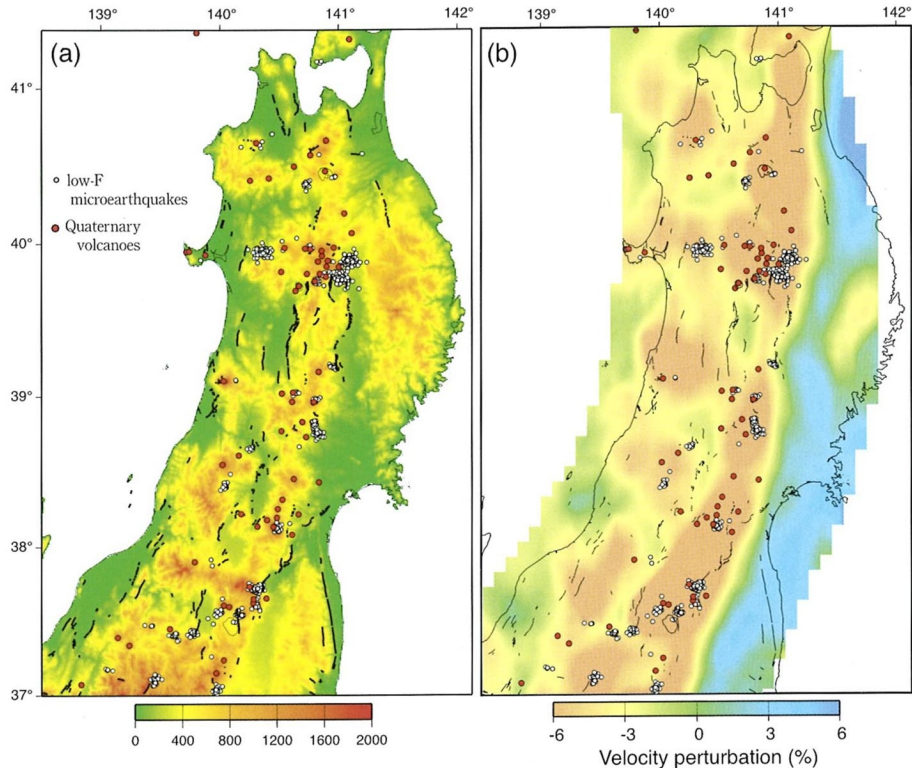


Fig. 3. (a) Topography map of NE Japan. (b) S-wave velocity perturbations along the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of NE Japan. Altitude and S-wave velocity perturbations are shown by the color scales attached at the bottom, respectively. Red circles show Quaternary volcanoes. White circles are deep low-frequency microearthquakes located by JMA (Japan Meteorological Agency) and Okada and Hasegawa [2000]. Thin lines show active faults.

わかる。第四紀火山（赤丸）はそのような領域に分布している。また、地殻流体の急激な移動に起因すると推定されている [Hasegawa *et al.* (1991), Hasegawa and Yamamoto (1994)], 深さ 25~40 km の範囲に発生する低周波微小地震（白丸）も、マントルウェッジ内の低速度の割合の大きい領域の直上で発生していることがわかる。

Fig. 3 に見られるように、1) マントルウェッジ内の深さ 150~30 km の範囲に分布する低速度域の地域変化、2) 深さ 25~40 km の範囲に発生する低周波微小地震の分布、3) 地表における第四紀火山の分布、4) 脊梁山地から背弧側に連なる地形の高まりの分布、の間には明瞭な空間的対応関係がある。この観測事実に基づいて推定した、東北日本の地殻・上部マントル構造とマントル上昇流を、模式的に Fig. 2(b) に示す。Fig. 2(a) の 2 次元断面を 3 次元に拡張した模式図である。マントルウェッジ内の上昇流は、Tamura *et al.* (2002) が指摘したような指状というよりは、むしろ厚さが場所により局所的に変化

する単一のシート状を呈する。火山フロントは、この上昇流が最終的にモホ面にぶつかる位置に形成される。モホ面近くの浅部に達すると上昇流の速度は遅くなる。そして、その中に含まれていたメルトは、いったんは火山フロントに沿って広域にモホ面直下に滞留する。それが火山フロントに沿って広域にみられる低速度域であろう。火山地域では、分化が進んでさらに地殻中部にまでマグマが上昇している様子も、サイズミックトモグラフィで捉えられている (Fig. 8, Fig. 9)。

シート状の上昇流の中で、厚さが局所的に厚くメルト量が多い領域では、メルトは一部分離してモホ面に達する以前に上昇流から離脱する場合がある。(なお、 V_p および V_s の低下率を用いた Nakajima and Hasegawa (2003c) の推定によると、上昇流中のこれらの領域でのメルトの体積率は 0.5%~5% 程度である。) 離脱したメルトは、そこからまっすぐ上方に向かって、ブルーム状に上昇する。やがてモホ面に達するとその直下でいったん滞留する。そのうちの一部はさらに上昇して地殻中に

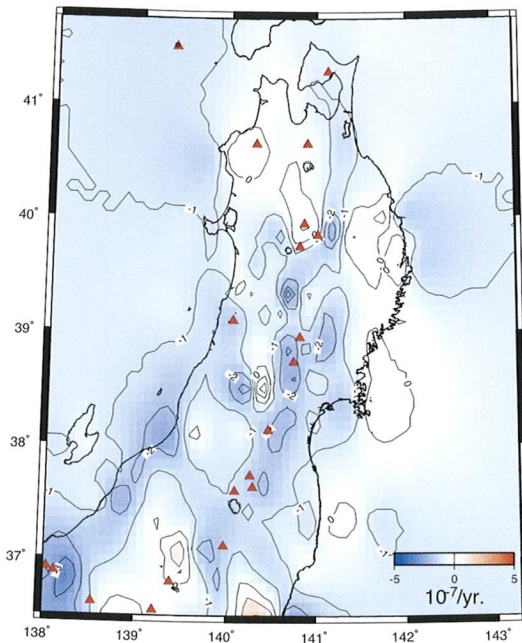


Fig. 4. Distribution of horizontal east-west strain rate estimated from GPS observations for the period from 1997 to 2001 [Sato *et al.* (2003)]. Contour interval is 100 ppb/yr. Red triangles show active volcanoes.

貫入し、火山を形成し基盤を隆起させる。このようにして、火山フロントから背弧側に向かって伸びる第四紀火山の集中域あるいは地形の高まりがつくられた（また現在もつくられつつある）と推定される。すなわち、地表において、第四紀火山の集中域および火山の存在しない領域とが島弧走向方向に交互に形成される原因は、深さ150~30 kmの範囲に分布する、マントルウェッジ内の上昇流中の部分熔融度の島弧走向方向の変化にあると考えられる。

§3. 脊梁山地に沿う歪集中帯

国土地理院の全国GPS連続観測網(GEONET)による地表変形場の観測データは、プレート境界におけるプレート間カップリングの時空間変化の状況を把握することを可能にするなど、これまで得られなかった重要な情報を提供しつつある。

Suwa *et al.* (2003), Sato *et al.* (2003) は、1997~2001年の期間における国土地理院および東北大学の観測網のデータを合わせて解析し、東北地方の地表変形の様子を明らかにした。GPSデータの解析には、米国航空宇宙局(NASA)のジェット推進研究所(JPL)が開発され

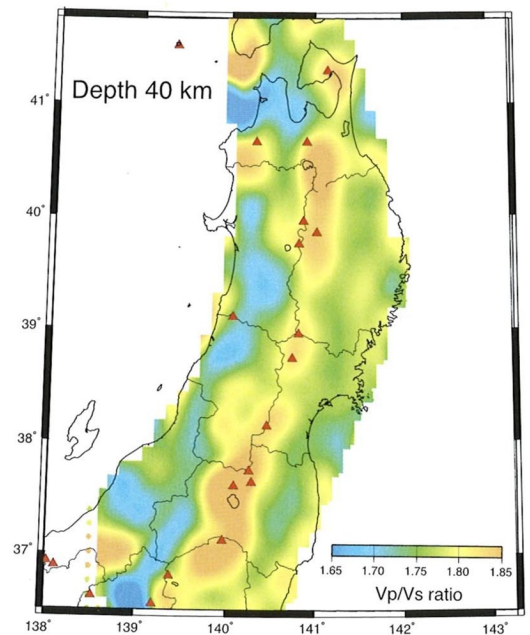


Fig. 5. V_p/V_s ratio at a depth of 40 km [Nakajima *et al.* (2001a)]. Red triangles show active volcanoes.

たGIPSY-OASIS II (GPS Inferred Positioning System; Orbit Analysis and Simulation Software II) が用いられた。この解析ソフトは、二重位相差をとらずに衛星や受信機の時計ドリフトなどのパラメータを確率変数として推定する。このことが他の解析ソフトと異なる大きな特徴で、この特徴を利用しJPLにより予め高精度に推定されたGPS衛星の精密軌道暦と時計誤差、地球回転の各パラメータを用いることによって、基線を組まずに単独の観測点の観測データのみでその座標値を推定することができる。この単独精密測位法(Precise Point Positioning; PPP) [Zumberge *et al.* (1997)]を用いてデータ解析が行われた。

1997年1月~2001年12月の期間の観測データにより推定された歪速度の東西成分をFig. 4に示す。ここでは歪速度が空間的に連続となるように拘束条件が加えられている [Miura *et al.* (2002), 佐藤・他 (2002)]. (なお、ここで東西成分を示すのは、プレート衝突に伴う変形が卓越する方向だからである。ちなみに南北成分の値は東西成分に比べてずっと小さい。) Fig. 4をみると、脊梁山地(あるいは火山フロント)に沿って短縮歪が集中する帯状の領域の存在がみとれる。すなわち、プレートの相対運動の方向に短縮歪が卓越する歪集中帯が、脊梁山地に沿って東北地方のほぼ全域にわたって細長く分布している。

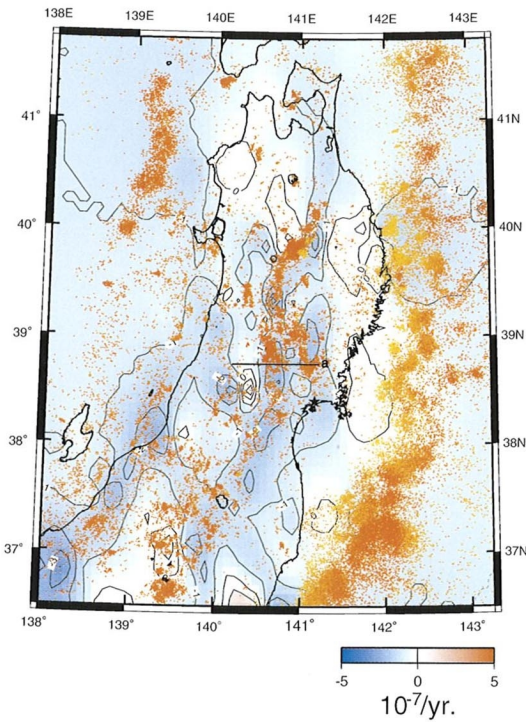


Fig. 6. Horizontal east-west strain rate and shallow earthquakes [Sato *et al.* (2003)]. Horizontal east-west strain rate is the same as Fig. 4. Shallow earthquakes are those located by the seismic network of Tohoku University for the same period as that for the GPS observations.

§ 4. 島弧地殻の変形と内陸地震—地殻流体の関わり

2節でみたように、マントルウェッジ内の傾斜したシート状の上昇流は、火山フロントあるいは脊梁山地でモホ面に達する。Fig. 5に、モホ面直下の深さ40 kmにおける V_p/V_s 比の分布を示す。低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 比域としてイメージされる上昇流部分は、モホ面直下で火山フロントに沿ってほぼ連続的に分布することがわかる。上昇流中に含まれていたメルトは、いずれ地殻に底づけられるか、あるいは地殻中に入化する。そして、地殻内で冷却され一部固化すると、そこから水がはき出され、それはさらに上方に移動する。このようにして、スラブ起源の水が脊梁山地に沿って地殻浅部にまで連続的に供給されることになる。モホ面近傍の深さの低周波微小地震 [Hasegawa *et al.* (1991), Hasegawa and Yamamoto (1994)] や地殻中深部の S 波反射面 [堀・他 (1999)] が脊梁山地に沿って集中して分布することも、水の存在を支持する。水の存在は地殻物質を軟化させ、圧縮応力場のもとで局所的に短縮変形を生じさせること

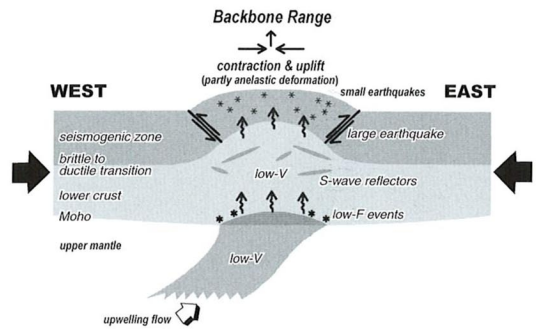


Fig. 7. Schematic illustration of across-arc vertical cross-section of the crust and uppermost mantle, showing the deformation pattern of the crust and the characteristic shallow seismic activity beneath NE Japan.

が期待される。それが Fig. 4 にみられる脊梁山地に沿う歪集中帯に現れていると推測される。この歪集中帯では、Fig. 6 に示すように現在の浅発微小地震活動も活発である。

これらの観測事実に基づいて推定した、東北日本における島弧地殻の変形様式を模式的に Fig. 7 に示す。メルトの冷却固化に伴って、メルトから離脱した水は、地殻下部で何らかの原因により急激に移動する場合があります、それが深部低周波微小地震 [Hasegawa *et al.* (1991), Hasegawa and Yamamoto (1994)] と推測される。水は地殻中部でシル状に層を形成し滞留する。それが脊梁山地に沿って広域に検出される S 波反射面であろう [堀・他 (1999)]。脊梁山地では上部マントルからの高温物質の貫入により温度が局所的に高くなり、地震発生層の下限(脆性-延性境界)は局所的に浅くなる [Hasegawa and Yamamoto (1994), Hasegawa *et al.* (2000)]。観測される地殻熱流量も、これに対応して脊梁山地で局所的に高い値をもつ [Furukawa (1993), Tanaka and Ishikawa (2002)]。水はさらに上昇して上部地殻にまで達し、下部地殻ばかりでなく上部地殻の塑性変形の原因ともなる。すなわち、地震発生層が局所的に薄く、下部地殻にはメルトや水が分布する脊梁山地では、その外側の領域に比べて、地殻全体が軟化して強度が局所的に小さくなると期待される。そのため、プレート相対運動の方向に圧縮されている島弧地殻は、脊梁山地の外側の領域では弾性変形をするが、脊梁山地に沿っては上部地殻でも部分的に非弾性変形が生じ、それにより局所的に短縮し隆起することが期待される。Fig. 4 にみられる歪集中帯はそのようにして形成されると推定される。(なお、岩手山周辺では局所的に伸びがみられる

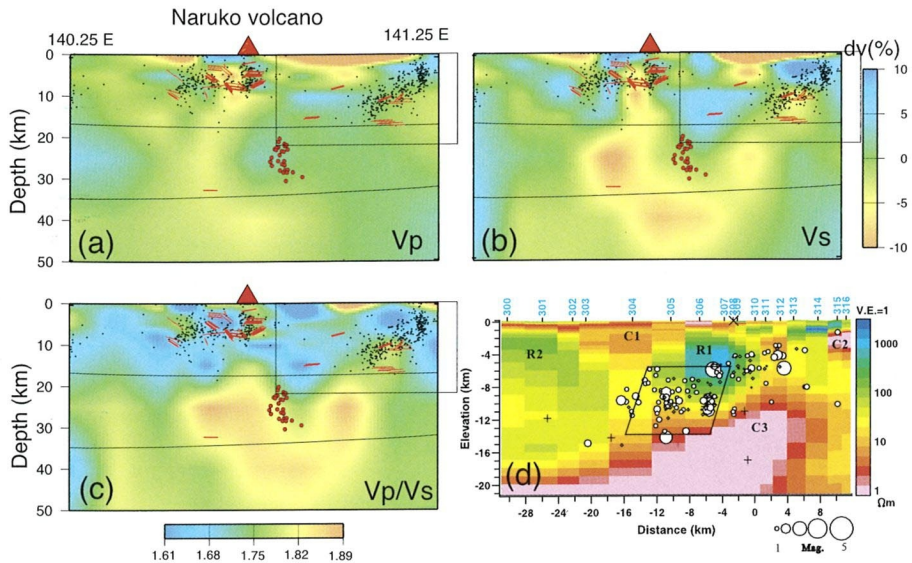


Fig. 8. EW vertical cross-sections of (a) P-wave, (b) S-wave velocity perturbations, (c) V_p/V_s [Nakajima and Hasegawa (2003b)], and (d) electrical resistivity [Mitsuhashi *et al.* (2001)] along line a shown in Fig. 6. Velocity perturbations, V_p/V_s and electrical resistivity are shown by the color scales attached, respectively. Rectangles in (a), (b) and (c) show the range of the cross-section (d) both in horizontal and vertical directions. Red circles and dots show low-frequency microearthquakes and shallow earthquakes, respectively. Red lines show S-wave reflectors (bright spots) [Hori *et al.* (1999)]. Red triangles on the top denote active volcanoes. Open circles in (d) show shallow earthquakes.

が、これは1998年以来活発化した岩手山の火山活動の影響が除去し切れず、それが一部残っていることによると推定される。) GPSデータの解析に基づく地表変形の研究は、このモデルから予測される脊梁山地に沿う隆起帯の存在をも検出しつつある[Sato *et al.* (2003)]. 脊梁山地に沿う局所的な短縮変形は、下部地殻では震源断層の深部延長でのすべりや体積的な塑性変形としてまかなわれるのであろう。一方、直上の上部地殻では、非弾性変形が生じるのは部分的であり、その結果、上部地殻に応力が集中し、やがて上部地殻全体を断ち切る内陸地震の発生により変形を空間的に一様化するであろう[飯尾・他(2000), Iio *et al.* (2002)]. 脊梁山地に沿う上部地殻まで含めた非弾的な短縮変形は、Fig. 6にみられるように多数の浅発微小地震を発生させながら進行しているようである。

Fig. 6をみると、マントルウェッジ内の上昇流がモホ面に達する脊梁山地のほか、短縮歪が卓越する領域がもう1カ所前弧側にも存在することがわかる。宮城県北部から岩手県南部にかけての領域であり、ここでは浅発微小地震も集中している。この領域は1900年宮城県北部地震(M 7.0)、1962年宮城県北部地震(M 6.5)の震源域を含む。この領域を横切る測線に沿った V_p , V_s , V_p/V_s

の東西鉛直断面をFig. 8に示す。Fig. 8に示す地域では密に配置された臨時観測点のデータがあり、より空間分解能の高いイメージングが可能となった[Nakajima and Hasegawa (2003b)]. Fig. 5に示すようなモホ面直下のイメージング結果だけではわからなかった前弧側に存在する歪集中域の原因が、Fig. 8をみると理解できそうである。すなわち、脊梁山地のモホ面直下に形成された部分熔融域から、鳴子火山直下に伸びる低速度域の他に、分岐して東側(前弧側)に伸びるもう一つの低速度域があることがわかる。Nakajima and Hasegawa (2003b)は、 V_p および V_s の低下率を用いて、この低速度域内には最上部マントルで約1%程度、下部地殻で約数%のメルトが、また上部地殻では約0.3~5%程度の水が含まれていると推定した。1962年宮城県北部地震の震源域で行われたMT探査は、この地震波低速度域とほぼ同じ位置に分布する明瞭な低抵抗域を検出している[Mitsuhashi *et al.* (2001)]. その直上に西側に傾斜した微小地震の面状分布がみられるが、これらは1962年宮城県北部地震の余震である[河野・他(1993)]. この観測事実は、スラブ起源の水が脊梁山地のみでなく、前弧側の宮城県北部地震の震源域にも供給されていることを推測させる。それが、脊梁山地と同様に、この地域にも

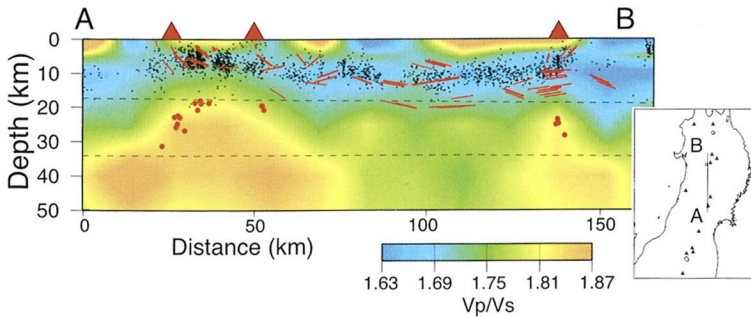


Fig. 9. NS vertical cross section of V_p/V_s structure in NE Japan along a line in the inserted map [Nakajima *et al.* (2001b)]. Red and blue colors represent high and low V_p/V_s , respectively, according to the scale at the bottom. Other symbols are the same as in Fig. 8.

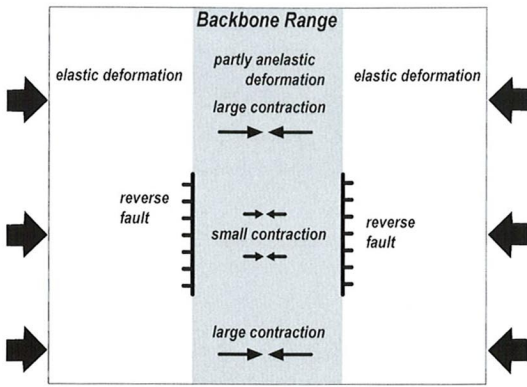


Fig. 10. Schematic illustration of the deformation pattern of the upper crust and the characteristic reverse-fault type seismic activity in NE Japan.

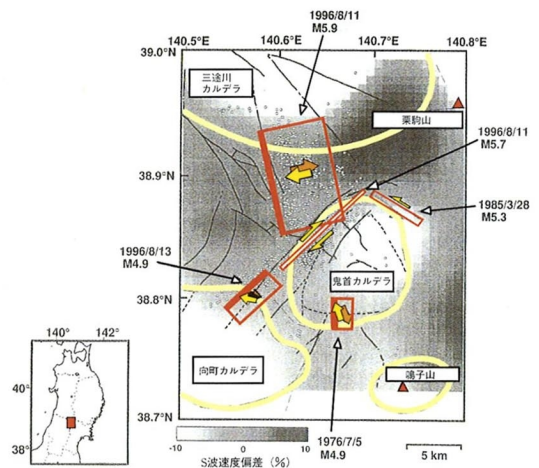


Fig. 11. S-wave velocity perturbations at 4.5 km depth [Onodera *et al.* (1998)] and fault planes of earthquakes [Umino *et al.* (1998)] in Onikobe area shown in the inserted map. Velocity perturbations are shown by the black and white scale at the bottom. Fault planes of earthquakes with magnitudes larger than ~ 5 are shown by rectangles. Small circles show aftershocks of $M5.9$ Onikobe earthquake sequence in 1996. Caldera rims are shown by bold lines [Yoshida (2001)]. Solid triangles show active volcanoes.

局所的な短縮変形を生じさせる原因と考えられよう。なお、火山フロントより前弧側では、スラブからの水がスラブの沈み込みに伴って深部に引きずり込まれず、そのまま上方にもれ出てくる可能性もある [Iwamori (1998)]. ただし、上記の低速度域は、明らかに背弧側から火山フロント直下に達する傾斜した上昇流部分とつながっており、それが水の供給源であることを示唆する。

局所的に短縮変形を起こしている場所では微小地震が集中する (Fig. 6) だけでなく、地震発生層全体を断ち切るような大きな地震が発生する。短縮変形は、上部地殻の一部をも含めた地殻全体が局所的に軟化して、主として非弾性変形として生じると考えた。以下に示す観測事実は、このような非弾性変形が空間的に一様に進行していないため、全体として短縮変形を一様化するべく大きな地震が起こっていることを推測させる。

Fig. 9 は脊梁山地に沿ってとった V_p/V_s 比の鉛直断面である。北と南にある二つの火山地域の直下に、部分熔融域と推定される高 V_p/V_s 比域が分布し、それらは

地殻中部にまで達していることがわかる。すなわち、この二つの地域では、マントルウェッジから供給されるメルトの量、したがって水の量が、その間の領域よりも多いと考えられる。したがって、この二つの地域では、その間の領域よりも、地殻の軟化の割合も大きく局所的な短縮変形が早く進行することが期待される。そうであれば、その間の領域に応力が集中し、短縮変形の遅れを取り戻すべく、Fig. 10 に模式的に示すように、塑性変形領

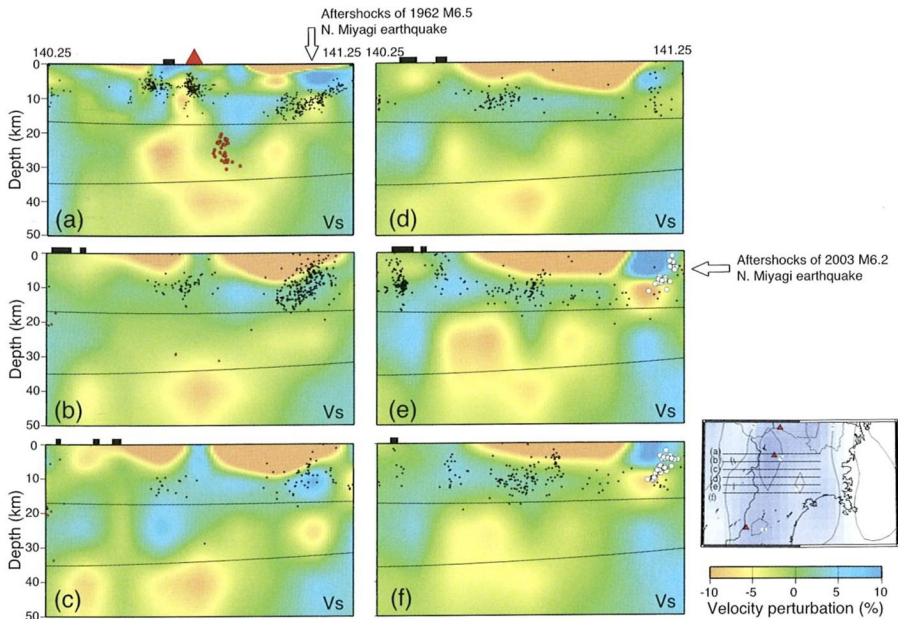


Fig. 12. EW vertical cross-sections of S-wave velocity perturbations along lines (a)–(f) in the inserted map [Nakajima *et al.* (2001b)]. Open circles are aftershocks of 2003 M 6.4 Northern Miyagi earthquake. Bars on the top show locations of active faults. Other symbols are the same as in Fig. 8.

域の端で逆断層型の地震が発生するであろう。実際、1896年の陸羽地震 (M 7.2) など、大きな地震の震源断層あるいは活断層 [活断層研究会 (1991)] は、上記の二つの火山地域ではなく、その間の領域の西縁と東縁に分布する。

火山地域の内部でも、そのスケールを小さくして同様の現象が進行しているように見える。Fig. 11 は、上の火山地域の一つである宮城県北部鬼首地域の深さ 4.5 km における S 波速度の分布である [小野寺・他 (1998)]。この地域では地震発生層の下限 (脆性-塑性境界) が 7 km 程度と浅い。推定された速度分布から、カルデラ構造に対応して、カルデラ内で低速度、カルデラ外で高速度となっていることがわかる。ここでも同様に、カルデラ内では、カルデラ外の領域よりも、供給される水の量が多く非弾性的な短縮変形が大きいと期待される。1996年にはこの地域で M 5.9 を最大とする顕著な地震活動があった。地震発生層が 7 km 程度と局所的にきわめて薄いこの地域では、 M 5.9 の地震は地震発生層全体を断ち切るような地震であった [Umino and Hasegawa (2002)]. Fig. 11 を見ると、この地域で発生する規模の大きな地震 (ただし、 M 5 クラス) はカルデラ内では発生せず、それらの周囲で発生していることがわかる。特に、 M 5.9 の地震は三途川カルデラと鬼首カルデラの二つのカルデラの間の領域で発生している。つまり、非弾性的

な短縮変形の進行が遅れているカルデラとカルデラの間の領域で、それを埋め合わせるように M 5.9 の地震が起きたことを推測させる。Fig. 10 に模式的に示した現象が、より小さな空間スケールでも生じているようにみえる。

§ 5. 2003 年 7 月 26 日宮城県北部地震

2003 年 7 月 26 日 7 時 13 分に宮城県北部の矢本町と鳴瀬町の境界付近で M 6.4 の浅発地震が発生した。本震の震央の位置を Fig. 6 に星印で示す。この地震の震源域も、1962 年宮城県北部地震と同様に脊梁山地から離れた前弧側に位置している。つまり、Fig. 5 でみられるように、マンテルウェッジ内の上昇流がモホ面に達する場所から離れている。しかし、サイズミックトモグラフィによる地殻内のイメージング結果 (Fig. 12) によると、1962 年宮城県北部地震の震源域の場合と同様に、脊梁山地直下の最上部マンテルに広がる部分溶融域から、この地震の震源域に向けて地殻浅部まで低速度域が分岐して伸びている様子がみてとれる (Fig. 12(e), (f)). それは 1962 年宮城県北部地震の震源域直下 (Fig. 12(a), (b)) から南北に連続して続いているようにみえる (Fig. 12(c)–(f)). これほど明瞭ではないが、Fig. 6 に示す東西歪速度の分布でも、1962 年宮城県北部地震の震源域でみえる短縮歪の領域が、今回の地震の震源域に向かって

南側にも伸びているように見える。今回の地震の発生にも、スラブ起源の深部から供給された水が密接に関わっていることを示唆する。

§ 6. おわりに

プレート相対運動の方向の短縮速度が大きい領域が、地震の集中域であり、かつ地震波低速度域に対応することは、過去 100 年の地殻水平歪速度との比較に基づく研究でもすでに確認されている [Hasegawa *et al.* (2000)]. Hasegawa *et al.* (2000) は、この観測事実に基づいて、深部から上昇してきた水の存在が地殻の強度を弱め、その結果、地殻短縮速度が局所的に大きくなること、それによりその近傍で地殻内地震を発生させると推測した。

本稿では、この考え方をさらに進めて、その後を得られたサイスミックトモグラフィによる高解像度の 3 次元速度構造と GPS データによる詳細な地表変形分布に基づき、東北日本における島弧地殻の変形と内陸地震の発生過程を理解するための簡単なモデルを提案した。この考え方の可否については今後の検証に待たざるを得ないが、いずれにしても、地殻の変形と内陸地震の発生には水が重要な役割を果たしているのではないかと思われる。

謝 辞

査読者の岩森 光氏、飯尾能久氏と編集委員の松澤暢氏から頂いたコメントは、本稿を改善する上で大変役立ちました。記して感謝いたします。

文 献

- Abers, G. A., 1994, Three-dimensional inversion of regional P and S arrival times in the East Aleutians and source of subduction zone gravity highs, *J. Geophys. Res.*, **99**, 4395-4412.
- Eberle, M. A., O. Grasset and C. Sotin, 2002, A numerical study of the interaction between the mantle wedge, subducting slab, and overriding plate, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **134**, 191-202.
- Gorbatov, A., J. Domingues, G. Suarez, V. Kostoglodov, D. Zhao and E. Gordeev, 1999, Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula, *Geophys. J. Int.*, **137**, 269-279.
- Furukawa, Y., 1993, Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under arcs, *J. Geophys. Res.*, **98**, 20005-20013.
- 長谷川 昭, 2002, 的中した地震発生予測—プレート境界の活動の様子が見えてきた, *科学*, **72**, 581-583.
- Hasegawa, A. and A. Yamamoto, 1994, Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **233**, 233-252.
- Hasegawa, A. and J. Nakajima, 2004, Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism, *AGU Geophys. Monograph*, submitted.
- Hasegawa, A., D. Zhao, S. Hori, A. Yamamoto and S. Horiuchi, 1991, Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, *Nature*, **352**, 683-689.
- Hasegawa, A., A. Yamamoto, N. Umino, S. Miura, S. Horiuchi, D. Zhao and H. Sato, 2000, Seismic activity and deformation process of the crust within the overriding plate in the northeastern Japan subduction zone, *Tectonophysics*, **319**, 225-239.
- 堀 修一郎・海野徳仁・長谷川 昭, 1999, 東北地方南部における自然地震の S 波反射面の分布, *月刊地球*, 号外 **27**, 155-160.
- 飯尾能久, 1996, 兵庫県南部地震の発生過程—断層の固着とディタッチメントのすべり—, *地震*, **2**, 49, 103-112.
- 飯尾能久, 1998, ohmin—地震発生に関する役割—, *地震*, 2, 別冊 **50**, 273-281.
- 飯尾能久・小林洋二・鷺谷 威・塩崎一郎, 2000, 下部地殻の水が島弧の地殻の変形を規定する, *月刊地球*, **247**, 37-44.
- Iio, Y., T. Sagiya, Y. Kobayashi and I. Shiozaki, 2002, Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 245-253.
- Iwamori, H., 1998, Transportation of H₂O and melting in subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65-80.
- 活断層研究会 (編), 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, pp. 437.
- 河野俊夫・仁田交市・松本 聡・堀内茂木・岡田知己・開原貴美・長谷川 昭・堀 修一郎・海野徳仁・鈴木将之, 1993, 1962 年宮城県北部地震 (*M* 6.5) 震源域における微小地震活動, *地震*, **2**, 46, 85-94.
- Lay, T. and H. Kanamori, 1981, Earthquake prediction, an international review. Maurice Ewing Ser., 4 (eds. D. W. Simpson and P. G. Richards), A.G.U., 579-592.
- Matsuzawa, T., T. Igarashi and A. Hasegawa, 2002, Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **29** (11), doi: 10.1029/2001GL014632.
- McKenzie, D. P., 1969, Speculations on the consequences and causes of plate motions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **18**, 1-32.
- Mitsuhata, Y., Y. Ogawa, M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura and T. Uchida, 2001, Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4371-4374.
- Miura, S., T. Sato, K. Tachibana, Y. Satake and A. Hasegawa, 2002, Strain Accumulation in and around Ou Backbone Range, Northeastern Japan as Observed by a Dense GPS Network, *Earth Planets*

- Space, **54**, 1071-1076.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子, 2001, 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, 地震 **2**, **54**, 267-280.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, 2003a, Estimation of thermal structure in the mantle wedge of north-eastern Japan from seismic attenuation data, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(14), 1760, doi: 10.1029/2003GL017185.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, 2003b, Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: Implications for fluid distribution, *J. Vol. Geotherm. Res.*, **127**, 1-18.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, 2003c, Fluid distribution in the mantle wedge of NE Japan inferred from seismic velocity and attenuation structures, IUGG 2003 Scientific Program and Abstracts, p. B143, JSS06b/10P/D-020.
- 中島淳一・長谷川 昭, 2003, マントルウェッジの地震波低速度域—東北日本弧における島弧走向方向の変化と第四紀火山分布との関係—, 日本地震学会 2003年 秋季大会予稿集.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2001a, Three-dimensional structure of V_p , V_s , and V_p/V_s beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *J. Geophys. Res.*, **106**, 843-857.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2001b, Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan, *Tectonophysics*, **341**, 1-17.
- Okada, T., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, 2003, Comparison of source areas of $M4.8+/-0.1$ earthquakes off Kamaishi, NE Japan—Are asperities persistent feature?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **213**, 361-374.
- 岡田知己・長谷川 昭, 2000, 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解, 火山, **45**, 47-63.
- 小野寺 充・堀内茂木・長谷川 昭, 1998, V_p/V_s インバージョンによる1996年鬼首地震震源域周辺の地震波速度構造, 地震 **2**, **51**, 265-279.
- 佐藤俊也・三浦 哲・立花憲司・佐竹義美・長谷川 昭, 2002, 稠密 GPS 観測網により観測された東北奥羽脊梁山地の地殻変動, 地震 **2**, **55**, 181-191.
- Sato, T., S. Miura, Y. Suwa, A. Hasegawa and K. Tachibana, 2003, Crustal deformation of the NE Japan arc as derived by continuous GPS observations, IUGG 2003 Scientific Program and Abstracts, p. B11, JSG01/08P/D-006.
- Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato and K. Tachibana, 2003, Inter-plate coupling beneath the NE Japan arc Inferred from 3 dimensional crustal deformation, IUGG 2003 Scientific Program and Abstracts, p. B10, JSG01/08P/D-002.
- Tamura, Y., Y. Tatsumi, D. Zhao, Y. Kido and H. Shukuno, 2002, Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 105-116.
- Tanaka, A. and Y. Ishikawa, 2002, Temperature distribution and focal depth in the crust of the north-eastern Japan, *Earth Planets Space*, **54**, 1109-1113.
- Umino, N. and A. Hasegawa, 2002, Inhomogeneous structure of the crust and its Relationship to earthquake occurrence, *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary* (Eds. Y. Fujinawa and A. Yoshida), Terrapub, Tokyo, 225-235.
- 海野徳仁・松澤 暢・堀修一郎・中村綾子・山本 明・長谷川 昭・吉田武義, 1998, 1996年8月11日宮城県鬼首付近に発生した地震について, 地震 **2**, **51**, 253-264.
- 山中佳子・菊地正幸, 2001, 日本付近のアスベリティマップ, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sy 005.
- Yoshida, T., 2001, The evolution of arc magmatism in the NE Honshu arc, Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, **36**, 131-149.
- Zhao, D. and A. Hasegawa, 1993, P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4333-4353.
- Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi, 1992, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928.
- Zhao, D., D. Christensen and H. Pulpan, 1995, Tomographic imaging of the Alaska subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **100**, 6487-6504.
- Zhao, D., Y. Xu, D. A. Wiens, L. Dorman, J. Hildebrand and S. Webb, 1997, Depth extent of the Lau Back-arc spreading center and its relation to subduction processes, *Science*, **278**, 254-257.
- Zumberge, J. F., M. B. Hefin, D. C. Jefferson, M. M. Watkins and F. H. Webb, 1997, Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophys. Res.*, **102**, 5005-5017.