東海地域下の三次元地震波減衰構造

——微小地震スペクトルを用いた推定——

千葉大学大学院理学研究科*	高岡宏之・津村紀子・高橋福助・野崎謙治
東京大学地震研究所**	加藤愛太郎・飯高隆・岩崎貴哉・酒井慎一
	平田直
静岡大学理学部***	生田領野・國友孝洋
気象研究所****	吉田康宏 [†]
北海道大学大学院理学研究院附属	
地震火山研究観測センター*****	勝俣啓
名古屋大学大学院環境学研究科*****	山岡耕春・渡辺俊樹・山崎文人
東濃地震科学研究所*****	大久保慎人・鈴木貞臣

Three-dimensional Attenuation Structure beneath the Tokai Region, Central Japan Derived Using Local Earthquake Spectra

Hiroyuki TAKAOKA, Noriko TSUMURA, Fukusuke TAKAHASHI, and Kenji NOZAKI
Graduate School of Science, Chiba University, 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263-8522, Japan

Aitaro KATO, Takashi IIDAKA, Takaya IWASAKI, Shin'ichi SAKAI, and Naoshi HIRATA
Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Ryoya IKUTA and Takahiro KUNITOMO
Department of Geoscience, Shizuoka University, 836 Otani, Suruga-ku, Sizuoka 422-8529, Japan

Yasuhiro YOSHIDA[†]
Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan

Kei KATSUMATA
Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science,
Hokkaido University, Kita-ku N10 W8, Sapporo 060-0810, Japan

Koshun YAMAOKA, Toshiki WATANABE, and Fumihito YAMAZAKI
Graduate School of Environmental Science, Nagoya University,
D2-1 (510) Furo-cho, Chigusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan

* 〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町 1-33
** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
*** 〒422-8259 静岡県静岡市駿河区大谷 836
**** 〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1
***** 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目

***** 〒464-8601 愛知県名古屋市千種区不老町D2-1 (510)
***** 〒509-6132 岐阜県瑞浪市明世町山野内 1-63
[†] 現所属: 〒100-8959 東京都千代田区霞が関 3-2-2
文部科学省

Makoto OKUBO and Sadaomi SUZUKI

Tono Research Institute of Earthquake Science, Association for the Development of Earthquake Prediction, 1-63 Yamanouchi, Akiyo-machi, Mizunami, Gifu 509-6132, Japan

(Received March 13, 2012; Accepted September 10, 2012)

Long term slow slip (LTSS) and non-volcanic low frequency earthquakes (LFEs) were reported in the central part of the Tokai district, central Japan. Such LTSS and LFE events are considered to take place at a transition zone of frictional property from stick-slip to stable sliding on the top of subducting Philippine Sea plate. To clarify the spatial variation of physical properties in this region, we estimated a three dimensional seismic attenuation structure using a joint inversion method. In the shallow depths from the surface to 5 km, we found a lower Q zone located along the Median Tectonic Line which divides the southwestern Japan into two parts: an old geologic belt and a new accretionary belt. In the lower crust of the land plate at the depths of 17 to 25 km, a very high Q zone (about 2000) exists just above the region where large slip rates were observed during the LTSS between 2001 and 2005. Since very few earthquakes occur in this high Q zone, that portion might consist of harder rocks than surroundings. On the contrary, the region just beneath the large slip zone has lower Q values than those of surrounding area. Comparing our results with a seismic velocity structure derived from travel time tomography, we found the high Q zone approximately coincides with a zone of relatively high velocities and the lower Q zone corresponds to a zone of relatively low velocities and high V_P/V_S values. A low Q zone with low velocities and high V_P/V_S can be interpreted as the zone which involves high-pressure fluid. Probably the high Q zone above the large slip zone works as a cap rock and prevents the fluid from moving toward the shallow part, and then the fluid pressure becomes high and it affects the occurrence of slow slip in this region.

Key words: Attenuation structure, Q , Tokai region, Slow slip

§1. はじめに

世界の様々な沈み込み帯のプレート境界で発生が報告されているスロー地震 [Obara (2002), Rogers and Dragert (2003), Schwartz and Rokosky (2007), McCaffrey *et al.* (2008)] は固着と脆性破壊を交互に引き起こす領域と安定すべり領域の中間で発生している [Ide *et al.* (2007)]. このスロー地震の発生にはプレート境界近傍の高圧流体が関与している可能性が指摘されており [Kodaira *et al.* (2004), Audet *et al.* (2009), Song *et al.* (2009)], 地震波速度トモグラフィでそのような流体の存在領域を特定することが試みられている [例えば Kato *et al.* (2010)].

本論文の研究領域である東海地域 (Fig. 1) は西南日本を外帯・内帯に分ける中央構造線や東北日本と西南日本を分ける糸魚川-静岡構造線が存在するテクトニクスの興味深い地域であり、スロー地震の発生が報告されている地域の一つである。この地域には南からフィリピン海プレートが沈み込み、そのプレート境界では約 150 年間隔で $M8$ クラスの巨大地震が発生している [石橋 (1976)]. この地域で起こった地震や地殻変動データの解析から、プレート境界上には上盤側プレートと強く固着している領域 [松村 (1996)] や地震を起こさずにゆっくり滑ることで $M_w 7.1$ に相当する地震モーメントを開放した領域 (Long term slow slip: LTSS) があることがわかってきた [Ozawa *et al.* (2002), 水藤・小沢 (2009)].

さらに LTSS 領域の下端付近では非火山性の低周波地震 (non-volcanic low frequency earthquakes: LFEs) も発生している [Hirose and Obara (2006)].

同じプレートが沈み込んでも、場所によってプレート間のすべり様式が変化するの、前述のような流体の存在等によるプレート境界近傍の状態の違いが影響している可能性が高い。その検出には地震波速度がよく調べられてきたが、この情報に加え、他の地球物理学的データからの検証をすることで、プレート境界近傍の物性についてより客観的な理解ができるようになることが期待される。

Q 値は地球内部の温度、クラック密度、流体の存在に敏感なパラメータである。これまでも東北日本、マリアナ、ニュージーランド島の沈み込み帯で 3 次元 Q 構造が推定され、地殻やマントル最上部のメルトに起因すると思われる高減衰域が見出されている [Tsumura *et al.* (2000), Shito and Shibutani (2003), Eberhart-Phillips *et al.* (2005), Pozgay *et al.* (2009)]. Eberhart-Phillips *et al.* (2005) はニュージーランド北島の南部において、 Q 値、 V_P 、 V_P/V_S の空間分布を推定した。そしてスラブ内に存在する低 Q 値、高 V_P/V_S 領域を流体と関連した沈み込み堆積物領域であると解釈し、その領域はプレートカップリングの弱い領域であることを明らかにした。

そこで、本研究では東海地域における 3 次元地震波減衰構造を推定し、他の物理学的なデータと比較してフィ

Fig. 1. A map of the study area. Thin solid lines indicate major faults in the Tokai region; MTL: Median Tectonic Line; ISTL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line; STL: Sasayama Tectonic Line; ATL: Akaishi Tectonic Line. Broken lines show the isodepth contour of the top boundary of Philippine Sea (PHS) plate in 10 km interval [Hirose *et al.* (2007)]. The area surrounded by the thick line indicates a locked zone on the surface of the PHS plate [Matsumura (1996)]. Dotted lines show slip rate contour of the long-term slow slip from 2000 to 2005 in 1 cm/y interval [Suito and Ozawa (2009)]. Locations of vertical cross sections are shown by lines AA', BB', CC', DD', and EE'. Black circles indicate the locations of 0 km of each vertical section.

リピン海プレート近傍の流体の存在に関する考察を行った。

§2. 解析手法

本研究では Tsumura *et al.* (2000) の同時インバージョン法を用いて、複数の観測点で観測された複数の地震の観測波形スペクトルから、震源パラメータ、観測点近傍の地盤増幅特性および伝搬経路の減衰の影響を分離した。方法の詳細は Tsumura *et al.* (2000) を参考にして頂き、ここでは概要のみを説明する。

理論的な速度振幅スペクトルは震源スペクトル、震源と観測点を結ぶ波線に沿った減衰、観測点近傍の地盤増幅特性および放射パターンの積で与えられる。このため、理論振幅スペクトルの対数は上記項目の対数の線形結合で表される。本研究では観測された振幅スペクトルの対数と理論スペクトルの対数の差を求め、その差の二乗和が最小となるように各項を規定する未知数を決定した。

まず波線に沿った減衰項については、解析領域をブロックに分け、それぞれが周波数に依存しない Q^{-1} 値 (未知数) を持つとして 3 次元減衰構造を表す。

震源スペクトルは地震モーメント M_0 とコーナー周波数 f_c^{-3} によって規定される。このうち M_0 と観測点近傍の増幅特性は推定の際にトレードオフが起こりやすいため、それを抑える目的で震源スペクトルは一定の応力降下量を持つ ω^2 モデル [Boatwright (1978)] に従うという仮定を適用し、未知数を減らした。応力降下量一定の条件によって M_0 と f_c^{-3} の間には比例関係が成り立つため、インバージョンで計算される震源スペクトルの未知数は各地震のコーナー周波数のみとなる。

安定した解が得られるようにインバージョンの過程を 2 段階に分けて未知数を求めた。まず観測スペクトルに対し各地震のコーナー周波数と Q 構造を同時推定する。次に求められたコーナー周波数と Q 構造を使って、観測点近傍の地盤増幅特性を含まない理論スペクトルを計算し、それと観測スペクトルの残差を観測点毎に平均することにより、観測点近傍の地盤増幅特性を決定する。この 2 つの過程を交互に行い、推定されたコーナー周波数と 1 回前のイタレーションで求められたコーナー周波数の差が、スペクトルデータの周波数間隔程度に小さくなったところで計算は収束したとみなした。

§3. 使用データ

3.1 観測点と震源分布

本研究地域では、LTSS 領域付近の地震学的構造がどのように変化するかを明らかにする目的で、2008 年に東京大学地震研究所、千葉大学、気象研究所、静岡大学、名古屋大学、北海道大学および東濃地震科学研究所により、80 点の観測点を線状に配置した臨時地震観測が実施された。各点には固有周波数 1 Hz もしくは 2 Hz の 3 成分地震計が設置され、100 Hz サンプリングで地動が連続収録された。本研究では、気象庁一元化震源カタログを元にこのデータから切り出した地震波形を防災科学技術研究所高感度地震観測網 (Hi-net) [Obara *et al.* (2004), Okada *et al.* (2005), 汐見・他 (2009)] の定常観測点で得られた波形データと統合し、インバージョン解析に用いた。解析に用いた地震は観測点と震源を結ぶ波線分布が均一となるように選んだ。本研究で使用了 113 点の観測点 (白三角印) および 140 個の地震の震源 (黒丸印) を Fig. 2 に示す。

3.2 波形スペクトル

観測波形スペクトルは、PC 上で読み取った、3688 個の P 波初動から 1.28 秒間の波形を切り出し FFT によって作成した。波形スペクトルの周波数帯は 0.78125 Hz ~

18.75 Hz までを 24 等分, 18.75 Hz~31.25 Hz までを 8 等分したものである. 本研究で利用したスペクトルの例を Fig. 3 に示す. 実線は信号スペクトル, 破線は P 波初動の直前 1.28 秒間のノイズスペクトルである. インバージョンで与える各地震のコーナー周波数の初期値はインバージョン結果に大きく影響する. そこで同じ地震に対する各観測点の波形スペクトルのピーク (例えば Fig. 3 の矢印) の位置を比較し, 妥当であると思われるコーナー周波数を決定した.

インバージョンの走時計算には Kato *et al.* (2010) が求めた地震波速度構造を使用した.

3.3 Q ブロック境界

本研究ではブロック内を通る波線の分布が均一となるよう東経 137°~138.5°までを 7 つ, 北緯 34.5°~35.7°までを 6 つ, 深さ方向は地表~5 km, 5~10 km, 10~17 km, 17~25 km, 25~35 km, 35~45 km の 6 層に分割し (Fig. 2 中の実線), それぞれのブロックの Q 値を推定した. 波線が十分に通る解析領域中央部のブロックサイズは東西 0.2°, 南北 0.15°である. また, そのブロック境界の位置を東, 北, 北東方向へ半ブロック分ずらしたブロックモデル (Fig. 2 中の点線) でもインバージョンを行った. 各モデルで推定された Q 値はブロックの重心の位置での値と見なして統合し, 結果の図を作成した.

§4. 結 果

4.1 チェッカーボードテスト

まず, 今回のインバージョンに用いた波線分布で, どの領域の Q 値が正確に求められるかを明らかにするため, 実際に使用する震源と観測点の組み合わせに対してチェッカーボードテストを行った. テスト用の波形スペクトルは実データのマグニチュードから推定される震源パラメータを与えた震源スペクトルと, 高 Q (500), 低 Q (250) を交互に与えた Q ブロックモデルを通った時の減衰の影響を掛けて計算した. このスペクトルデータに対し実際と同じインバージョンを行い, 与えた高低の Q 値がどの程度再現できるかを調べた. 結果を Fig. 4 に示す. 本研究では推定された Q 値と実際に与えた Q 値との差 (以後, 誤差と表記する) が 50% 以下, かつ, ブロック内を通る波線の数 が 6 本以上のブロックを信頼できるブロックとして議論の対象とする.

Fig. 4 の上段 2 つはそれぞれ, 第 1, 3, 5 層と第 2, 4, 6 層のブロックに与えた Q 値分布を示す. 深さ 0~5 km ではほとんどのブロックで誤差は 15% 以下となった. 特に東経 138.3°以西, 北緯 34.8°以北のブロックでは誤差が 3% 以下となり, 初期値として与えた Q 値分布が

Fig. 2. (a) Seismic stations (triangle) and epicenters (circle) used in this study. Block boundaries of a Q model are shown by solid lines. Broken lines indicate block boundaries of another Q model, in which block boundaries are half-size shifted to the north, the east, and the northwest from original one. (b) Hypocenters of the earthquakes projected on the north-south vertical cross section. (c) Hypocenters of the earthquakes projected on the east-west vertical cross section.

よく再現された. 深さ 5~10 km では, 一番北側と南側のブロックおよび東端のブロックを除き, ほとんどの領域で誤差 15% 以内で Q 値が推定された. 深さ 10~17 km では一番端のブロックを除き 20% 以下の誤差で Q 値が推定された. 深さ 17~25 km では南西部で Q 値が

Fig. 3. Example of P-wave spectra (solid lines) of earthquakes observed at stations ABNH (top) and TK07 (bottom) together with the noise spectra (broken lines) of the two stations. Arrows indicate initial corner frequencies for the inversion.

十分再現されなかったが、東経 $137.4^{\circ} \sim 138.4^{\circ}$ 、北緯 $34.7^{\circ} \sim 35.5^{\circ}$ の領域はおおむね 20% 以下の誤差で Q 値が推定された。深さ $25 \sim 35$ km でも南西側のブロックに対して推定された Q 値は、モデルで与えた Q 値と 30~50% 以上異なったが、東経 $137.4^{\circ} \sim 138.4^{\circ}$ 、北緯 $34.7^{\circ} \sim 35.5^{\circ}$ の領域はおおむね 20% 以下の誤差で Q 値が推定された。深さ $35 \sim 45$ km では、南東および南側のブロック内はほとんど波線が通っていない。東経 $137.3^{\circ} \sim 137.7^{\circ}$ 、北緯 $35.1^{\circ} \sim 35.45^{\circ}$ 付近のブロックは誤差 25% 以下で与えた Q 値が再現されたが、それ以外のブロックは誤差が 50% 以上となった。

4.2 f_c および地盤増幅特性

本研究では Q 構造と一緒に解析に用いた地震の震源パラメーターであるコーナー周波数 f_c と各観測点近傍の地盤増幅特性が推定される。まず、 f_c は約 $5 \sim 48$ Hz の値を取り、マグニチュードが大きくなると f_c は小さくなる傾向を示した。 f_c の推定値はインバージョンに使う応力降下量の値によっても変わる。実際にはすべての地震について同じ応力降下量を適用するのは現実的ではな

Fig. 4. (Top two panels) The checkerboard pattern of Q given for the numerical test (left; for the first, third, fifth layers; right; for the second, fourth, sixth layers). (a)-(f) A result of checkerboard resolution test. Shaded areas indicate blocks in which less than six rays pass.

い。例えば田島・田島 (2006) は中越地震震源域で発生した $M3.5 \sim 4.0$ の中規模な地震のスペクトルを解析し、それらの応力降下量に大きな差があることを指摘している。ただ、今回用いたような $M0.0 \sim 3.3$ の地震の正確な応力降下量を求めることは困難であるため、沈み込み帯近傍で発生した地震の応力降下量として一般的に推定されているような $0.1 \sim 10$ MPa のうち、0.1, 0.5, 1, 3 MPa を与えてインバージョンを行った。観測スペクトルと計算スペクトルの最終的な残差二乗和は 0.1, 0.5, 1, 3 MPa ではほとんど等しくなったが、応力降下量として

0.1, 0.5 MPa を用いた場合で初期値として与えたコーナー周波数と最終的に推定されたコーナー周波数の差が小さかった。植竹・工藤 (2005) によると、岩盤上に設置された観測点の地盤増幅特性は概ね 1 倍を示す。本研究で使用している臨時観測点の一部及び Hi-net 観測点は岩盤上もしくはそれに類する地盤上に設置されているため、推定された地盤増幅特性がほぼ 1 になった 0.5 MPa の場合の結果が一番もっともらしいと判断し、本研究の結果として示した。

ただしこの計算結果でも美濃帯および濃飛流紋岩の分布する地域に設置された観測点では、高周波側の増幅振幅が 2~5 倍になるなど、設置場所近傍の表層の影響を大きく受けていると思われる値が得られた。推定された震源パラメータ、観測点近傍の地盤増幅特性、発震機構解および後述する Q 構造の影響を掛け合わせて計算されたスペクトルと観測スペクトルを比較したものを Fig. 5 に示す。両スペクトルはスペクトル全体の振幅やコーナー周波数の位置がほぼ一致していることがわかる。

4.3 Q 構造

実データを用いて推定された Q 構造を Fig. 6 に示す。図上で影がついている部分はチェッカーボードテストで与えた Q 値と推定された Q 値の差が 50% 以上だったブロック及びその内部を通る波線の本数が 5 本以下のブロックを示す。 Q 値が 2000 以上と推定されたブロックでは、減衰の影響が少なくなり振幅の減少の幅が十分に小さくなるため、 Q 値が 2000 以上と推定されたブロックは値を 2000 として作図した。深さ 0~5 km の Q 値は約 100~600 となり、糸魚川-静岡構造線、笹山構造線を境に東側で相対的に低 Q (約 100)、西側で相対的に高 Q (約 300~400) を示す。また、中央構造線に沿ってその東西両側より低い Q 値を示す領域が帯状に分布する。深さ 5~10 km, 10~17 km, 17~25 km の Q 値はそれぞれ約 100~300, 約 200~600, 約 400~600 となり、深いほうに向かって Q 値が増加する傾向が見られた。ただし深さ 17~25 km の東経 137.4°~137.7°, 北緯 34.7°~35.1° 付近には Q 値が 1000 以上である領域が存在している。深さ 25~35 km では Q 値が 1000 を超える領域が広く分布しているが、北端部や御前崎より南側などに Q 値が約 400~600 となる領域が存在する。なお、東経 137.3°以西の地域では第 2 層から第 4 層までのブロックの Q 値が深さ方向に高低の値を交互に取る傾向が見られた。チェッカーボードテストの結果では、この領域での Q 値のパターンは再現されていたものの、推定された Q 値と与えた Q 値の差は 30% くらいで中央部付近に比べるとやや大きい。この地域は解析領域の端にあたるため、波線の通り方が鉛直方向に偏る傾向がある。各観

Fig. 5. Comparison between observed P-wave spectra (solid lines) and theoretical spectra (broken lines) calculated using the results of this inversion for stations ABNH (top) and TK07 (bottom).

測点近傍の地盤増幅特性などの影響が加わって、推定された Q 値は上下のブロックで若干のトレードオフを起こしている可能性が考えられるため、今回の議論の対象から外す。このほかいくつかのブロックに対し負の Q^{-1} 値が求められた。しかしその Q^{-1} 値はほぼ 0 であり、これらのブロックは実際にはほとんど増幅も減衰もしない (= 高 Q) 領域とみなせる。そこでこれらのブロックは他の高 Q のブロックと同様に作図の際には、非常に高 Q (2000) の領域として扱った。

次に Fig. 1 の AA', BB', CC', DD', EE' における鉛直断面図を Fig. 7 示す。図中の MTL および ISTL は中央構造線と糸魚川-静岡構造線、細実線と点線はフィリピン海プレート上面 [松村 (1996), Kato *et al.* (2010), Kodaira *et al.* (2004), 弘瀬・他 (2007)] を表す。また、各断面図の上端部のオレンジの線と太黒線はそれぞれ、松村 (1996) によって推定されたプレート上面固着領域と水藤・小沢 (2009) によって推定されたスロースリップの際のすべりが 4 cm 以上だった領域の範囲を示す。各断面図において、フィリピン海プレート上面を境に上盤側が相対的に低 Q 、下盤側が高 Q という傾向が見ら

Fig. 6. Estimated Q distributions. Red and blue show low and high Q values, respectively. Black lines in the top two figures indicate major faults drawn in Fig. 1. Masked areas show poor resolution in the checkerboard resolution test.

れる。しかし、BB' 断面図や CC' 断面図において、フィリピン海プレート内が相対的に Q 値が低く、その直上のプレート上盤側で Q 値が高くなる領域が存在する。この領域はスロースリップの大きかった領域とおおよそ一致していることがわかった。

DD' 断面図においても、スロースリップが大きかった領域 ($-50 < X < -30$ km) のプレート上盤に高 Q 領域が存在していることが明瞭にみられる。EE' 断面図ではスロースリップ領域下のプレート境界付近で上手く解が得られないブロックが存在するため、プレート境界面の上下での Q 値について言及することは難しい。それより東側の比較的波線の通りが良い領域ではプレート上盤側が低 Q 、下側が高 Q となっており、他の断面の傾向と一致する。

Fig. 7. Vertical cross sections of the estimated Q made at AA', BB', CC', DD', EE' drawn in Fig. 1. The dotted line indicates the upper surface of the Philippine sea plate estimated by Matsumura (1996) (AA'). The thin black lines indicate the upper surface of the Philippine sea plate estimated by Kato *et al.* (2010) (BB'), Kodaira *et al.* (2004) (CC'), and Hirose *et al.* (2007) (DD', EE'). Dots indicate hypocenters of the earthquakes used in this inversion. Black-masked areas show poor resolution in the checkerboard resolution test. Orange bars on each panel indicate a locked zone on the top of the Philippine sea plate [Matsumura (1996)]. Black bars and broken lines indicate the slow slip zone showing a large slip rate (≥ 4 cm/y) and a small slip rate (< 4 cm/y), respectively.

§5. 議 論

5.1 Q 値再現テスト

本研究では深さ 17~25 km, 東経 137.4°~137.7°, 北緯 34.7°~35.1° 付近において極めて高 Q 値の領域が存在し, その直下のフィリピン海プレート内が低 Q 値となる特徴が見られた. これらの領域についての議論に入る前に, このような Q 値が分布していたとき, 本研究のインバージョンでそれが再現されるか, 数値実験を行った. 深さ 0~5 km の糸魚川-静岡構造線付近の非常に低い Q 値が推定された領域, 深さ 0~5 km の中央構造線沿いの領域, 及び深さ 5~35 km, 東経 137.3°~138.0°, 北緯 34.8°~35.35° の領域に対して実際にインバージョンで計算された Q 値を参考に 100, 200, 400, 1000 に簡略化した値を与えた Q 構造モデルを作成した (Fig. 8 (a)). テスト用の波形スペクトルはその Q 構造モデルを通った時の減衰の影響とチェッカーボードテストのときと同様の震源スペクトルを掛けて計算した. また, 実データを使ったインバージョンの結果から計算される理論スペクトルと観測スペクトルの残差分布から観測スペクトルはおよそ 10% 程度のノイズを含むと考え, それをテスト用波形スペクトルに加えてインバージョンを行った. 結果を Fig. 8 (b) に示す. 再現テストではチェッカーボードテストと同様に, 推定された Q 値と実際に与えた Q 値との差が 50% 以下, かつ, ブロック内を通る波線の数が 6 本以上のブロックを信頼できるブロックとして議論の対象とする. Fig. 8 (b) の白線で囲まれた領域は再現テストにおいて与えた Q 値を再現できた領域を示す. 深さ 0~17 km においては, 概ね与えた Q 値と計算された Q 値の差が 30% 以内であり, 議論を行う領域では与えた Q 値が再現できていた. 今回着目する深さ 17~25 km の Fig. 8 (b) の白い点線で囲まれた領域では高 Q 値を与えた領域において Q 値が高く計算され, 低 Q 値を与えた領域において, 与えた Q 値と計算された Q 値の差が 30% 以内であった. 白い点線内の東経 137.3°~137.5°, 北緯 34.8°~34.95° の領域は与えた Q 値が再現できなかったが, 同領域はチェッカーボードテストでも再現されなかったため, 本論文ではこの領域については議論を行わない. 深さ 25~35 km, 東経 137.5°~137.7°, 北緯 35.175°~35.35° の領域では 1000 の Q 値を与えたブロックに対し, 約 2000 という値が推定された. Q 値のインバージョンでは Q 値が高い領域では, 減衰の割合が小さくなるため, 正確な値の推定が難しい傾向がある. そのため, この値自体に対する議論を行うことは難しいが, 他の領域よりも Q 値が高い領域である可能性がある. それ以外の低 Q 値を与えた領域では, 与えた Q 値と計算された Q 値の差が 30% 以内

Fig. 8. (a) A given Q models for the numerical test (for the depths of 0-5 km, 5-10 km, 10-17 km, 17-25 km, and 25-35 km). (b) A result of the numerical test. Areas surrounded by white lines have well estimation in the numerical test. The areas surrounded by white dotted lines indicate the target area of this numerical test.

Fig. 9. Comparisons between slip rates of long-term slow slip from 2000 to 2005 [Suito and Ozawa (2009)] and estimated Q values at depths of 17–25 km and 25–35 km.

であった。

5.2 Q 構造の特徴

深部の議論に入る前に浅部における Q 値分布に地質構造との空間的対応関係が見られたので触れておく。Fig. 6 の深さ 0–5 km の結果では、笹山構造線 (Fig. 6 の STL) を境に西部で相対的に高 Q (約 400)、東部で低 Q (約 100) であった。笹山構造線は四万十帯白亜系 (西側) と四万十帯古第三系 (東側) の境界である [磯見 (1968)]。すなわち笹山構造線以西には、笹山構造線以東に比べて相対的に時代の古い岩石が連続的に分布している。笹山構造線を境とする Q 値の違いは西側の時代の古い硬い岩石と東側の新しく相対的にやわらかい岩石の差を反映しているものと思われる。

また、この深度では中央構造線に沿った領域の Q 値がその両側の Q 値より低くなる傾向が見られた。高木 (1983) によれば、研究地域の中央構造線付近で、マイクロナイト化が起こっている領域が中央構造線から断層走行

Fig. 10. Comparison between the estimated Q structure in this study ((a) same as BB' cross section of Fig. 7, (b) with hypocenters of earthquakes (black dots) which occurred in the period from 2004 to 2011) and seismic velocity structure estimated by Kato *et al.* (2010) ((c) P-wave velocity perturbation and (d) V_p/V_s). Red dots indicate earthquake locations determined by the Japan Meteorological Agency (JMA). Star symbols indicate low frequency earthquake (LFE) locations determined by Kato *et al.* (2010). Black and orange bars on each panels indicate the slow slip zone showing a large slip rate (≥ 4 cm) and the locked zone on the Philippine Sea plate estimated by Matsumura (1996), respectively.

と直交方向に最大 1.5 km、脆性破壊が及んでいる領域が約 700 m 離れた領域に存在しており、断層からキロメートルのオーダーで断層運動の影響が及んでいることが示唆される。内陸地震を引き起こした活断層である跡津川断層では Niwa *et al.* (2011) が跡津川断層から数百 m 離れた領域まで破砕が及んでいることを報告している。この地域では断層に沿った領域で周囲よりも低 Q 値の領域が約 5 km 幅で存在する [Nishigami *et al.* (2007)]。本研究で見られた中央構造線沿いの低 Q 値の領域は、断

Fig. 11. Schematic interpretation of Q structure along line B-B'. Red dots indicate earthquake locations determined by the Japan Meteorological Agency (JMA). Star symbols indicate low frequency earthquake (LFE) locations determined by Kato *et al.* (2010). Black and orange bars on the panel indicate the slow slip zone showing a large slip rate (≥ 4 cm) and the locked zone on the Philippine Sea plate estimated by Matsumura (1996).

(a) before subduction

(b) first stage

(c) present(?)

(d)

Fig. 12. Our result (bottom) and structural interpretation in vertical cross section of sandbox experiment in which what happens at accretionary prism in the case of seamount subduction is examined [partially modified from Dominguez *et al.* (2000)] (top three panels).

層近傍の破碎の影響を受け、低 Q 値になった領域の値を中央構造線を含むブロック全体で平均化したため、周囲のブロックより値が低くなった部分である可能性がある。

深さ 17~25 km の結果では顕著な高 Q (およそ 2000) 領域が解析領域南西部に存在した。その位置とスロースリップの起こった位置の比較を行ったのが Fig. 9 (a) である。図から高 Q 領域はスロースリップのすべりが大きかった場所の直上に位置することがわかる。深さ 25~35 km の結果では上の層の高 Q とほぼ同じ領域の南半分で Q 値が約 600 となり周囲より低下する傾向が見られた。この 2 層はスロースリップが起こった領域の上下に当たるため、このような Q 値の変化はスロースリップ領域付近の岩石の状態の変化に対応していると考えられる。そこで他の地球物理学的データとも比較し、この領域の状態について考察する。

本研究で得られた結果と Kato *et al.* (2010) が推定した地震波速度構造を比較した図が Fig. 10 である。三次元速度構造を用いて Kato *et al.* (2010) で決定された地震の震源と気象庁一元化震源の位置を比較したところ、深部低周波地震を除き、両者の位置のずれは概ね 0.7 km 以内、最大でも 3 km 程度であった。このずれは Q ブロック (5~10 km) と比べ小さいため、本研究では一元化震源を図に重ねて議論を行う。ただし深部低周波地震の震源位置は三次元速度構造と一元化震源を決定する速度構造を用いた場合で 6 km ほどずれるため Kato *et al.* (2010) で決定された深部低周波地震の震源 (星印) を重ねてプロットした。図からスラブ内において、 Q 値が相対的に低くなっている領域 ($-35 < X < -5$ km) において、P 波の速度が相対的に低くなっていることがわかる。

また、その上盤側には Fig. 9 で示した高 Q 領域が存在し、その領域の地震波速度が高いように見える。図から明かなようにこの高 Q 、高速度の領域内では地震が起こっていない。一方その直下の Q 値が相対的に低い領域は長期的なスロースリップイベントのすべりが大きな場所とはほぼ一致している。非常に低速度、非地震領域、低 Q という特徴はプレート境界より下側の海洋地殻部分に流体が存在している可能性を示唆する。Kodaira *et al.* (2004) や Kato *et al.* (2010) はこの領域の V_p/V_s の値から、ここに存在するのは高压の流体であると推定した。さらに Kodaira *et al.* (2004) は、このような高压流体の成因は、この部分にある海山が沈み込み時に大きな変形を受け生じた亀裂に取り込んだ流体を温度・圧力条件によって放出したことだと解釈した。しかし、岩石よりも密度の低い流体と岩石が存在した場合、流体はその密度差で上方に移動し、その移動の速さによっては高压流体となりえない可能性がある。上述の通り本研究地域ではスロースリップを起こした領域のプレートの上盤側に高速度、高 V_p/V_s 、高 Q 領域が存在している。本研究で求められる Q 値は内部減衰と散乱の両方の影響を含むが、定性的に高 Q 領域は低温な硬い領域に対応すると考えられる。すなわちこの高 Q 領域がキャップロックとして流体の流れを塞いだことにより、高压流体を生じたのではない (Fig. 11)。実際、カスカディア沈み込み帯やニュージーランド北島でも沈み込むプレート上面付近と上盤側地殻の最下部が接するあたりで流体が封じ込められたと解釈される地震波速度分布が報告されている [Audet *et al.* (2009), Reyners and Eberhart-Phillips (2009)]。

では、このようなキャップロックとして働く領域はなぜ生成されたかについて考察する。東海地域のスロースリップ領域は沈み込んだ海嶺と空間的に強い相関があることが指摘されている [Kodaira *et al.* (2004)]。ここでは海嶺の沈み込みがキャップロックとして働く領域の生成に影響したという作業仮説を提案したい。沈み込むプレート上に海嶺のような地形の高まりがある場合、その沈み込みに伴って上盤側プレートは平板なプレートの沈み込み時と異なる変形をする。Dominguez *et al.* (2000) は砂箱を用いた実験から、海山を載せたプレートが沈み込むとき、上盤側のプレートがどのように変形するかを明らかにした。その結果、海山が沈み込む前は島弧本体の締まった地殻と付加体が整然と接触していた領域 (Fig. 12 (a)) が、海山が沈み込むことによってバックスラストを作りながら隆起する (Fig. 12 (b))。特に海山が付加体と島弧本体の境界付近に達したときには、島弧側が海山の前面に隆起するような変形が起こる (Fig. 12

(c))。沈み込む海山がある場合には海山がない場合と比べて、同じ深度に、より深部の重くて硬い岩石が存在する領域が形成される。ここでキャップロックと考えられる高 Q 領域が見つかった地域に立ち返って考えると、この領域の直上には中央構造線が存在する。中央構造線は付加体と島弧地殻本体の境界をなしているの、海山の沈み込み例でいうと、ちょうど海山前面に沿ってより深部の地殻物質が隆起させられる場所 (Fig. 12 (c) の楕円で示した部分) に相当する。すなわち東海地域では海山が沈みこんでより硬く重い島弧地殻に達した結果、その下部地殻によって海山上部を蓋する形になったのではないかと考える。

Obara (2011) がまとめたように、長期的スロースリップ現象は、非火山性微動に比べると発生する領域が限られ、フィリピン海プレートの沈み込み帯では豊後水道、東海地域、房総半島東部となっている。このような地域の偏りは、沈み込むプレート形状と上盤側プレートの変形でその領域に流体が封じ込められるような条件が成立したことによって生じたのではない。

この作業仮説を検証するには、まずスロースリップの発生地域で東海地域と同様のキャップロックとして働く領域が存在するかを調べる必要があるだろう。その際には、物質の状態変化に従って大きく値が変化する Q 値を調べることが有効であると思われる。

§6. ま と め

本研究では、微小地震の波形スペクトルから同時インバージョン法を用いて東海地域下の地震波減衰構造を推定した。その結果、研究領域南西側で、沈み込んだフィリピン海プレートの海洋地殻部分が相対的に低 Q 、その直上の上盤プレート内が高 Q となる領域が見出された。この領域に挟まれたプレート境界においては 2000 年から 2005 年に長期スロースリップが発生したことが報告されている。また既存研究で求められた地震波速度構造と比較すると、高 Q 、低 Q 領域はそれぞれ、地震波速度の高い領域と地震波速度が低く V_p/V_s が高い領域とほぼ一致することがわかった。地震波速度と減衰から判断すると、低 Q の海洋地殻には高压流体が存在すると考えられるが、この高压流体は海洋地殻とともに地下深部に運ばれて放出された流体が、その直上にある硬い領域 (高 Q 領域) によって移動することができないため生じた可能性があり、このような流体圧の変化が生じたことでプレート境界のすべり様式が異なっているのではないかと推定される。

謝 辞

千葉大学金川久一教授、大橋聖和博士には本研究の議論の際に貴重な御意見を頂きました。2名の匿名査読者には本稿改訂にあたり有意義な意見を頂きました。本稿の解析に防災科学技術研究所 Hi-net の地震波形データ、及び気象庁の一元化震源カタログを使用しました。図の作成には、GMT [Wessel and Smith (1998)] を使用しました。以上の皆様に深く感謝申し上げます。

文 献

- Audet, P., M.G. Bostock, N.I. Christensen, and S.M. Peacock, 2009, Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing, *Nature*, **457**, 76–78, doi:10.1038/nature07650.
- Boatwright, J., 1978, Detailed spectral analysis of two small New York state earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1754–1782.
- Dominguez, S., J. Malavieille, and S.E. Lallemand, 2000, Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: Insight from sandbox experiments, *Tectonics*, **19**, No. 1, 182–196.
- Eberhart-Phillips, D., M. Reyners, M. Chadwick, and J.-M. Chiu, 2005, Crustal heterogeneity and subduction processes: 3-D V_p , V_p/V_s and Q in the southern North Island, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, **162**, 270–288, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02530.x.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭, 2007, Double-Difference Tomography 法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, *地震*, **2**, **60**, 1–20.
- Hirose, H. and K. Obara, 2006, Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17311, doi:10.1029/2006GL026579.
- Ide, S., G.C. Beroza, D.R. Shelly, and T. Uchide, 2007, A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, **447**, 76–79, doi:10.1038/nature05780.
- 石橋克彦, 1976, 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾大地震について, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 30–34.
- 磯見 博, 1968, 200 万分の1日本地質構造図, 地質調査所.
- Kato, A., T. Iidaka, R. Ikuta, Y. Yoshida, K. Katsumata, T. Iwasaki, S. Sakai, C. Thurber, N. Tsumura, H. Yamaoka, T. Watanabe, T. Kunitomo, F. Yamazaki, M. Okubo, S. Suzuki, and N. Hirata, 2010, Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L14310, doi:10.1029/2010GL043723.
- Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, J.-O. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda, 2004, High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough, *Science*, **304**, 1295–1298, doi:10.1126/science.1096535.
- 松村正三, 1996, 微小地震分布から推定した東海地震の想定震源域と応力場の変化, *月刊 地球/号外*, **14**, 81–92.
- McCaffrey, R., L.M. Wallace, and J. Beavan, 2008, Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone, *Nat. Geosci.*, **1**, 316–320, doi:10.1038/ngel178.
- Nishigami, K., I. Fujisawa, K. Tadokoro, T. Mizuno, and Y. Mamada, 2007, Temporary seismic observation at the Atotsugawa fault, central Japan: Study on fault-zone trapped waves and attenuation of S waves, *Geodynamics of Atotsugawa Fault System*, edited by M. Ando, 85–92.
- Niwa, M., H. Kurosawa, and T. Ihsimaru, 2011, Spatial distribution and characteristics of fracture zones near a long-lived active fault: A field-based study for understanding changes in underground environment caused by long-term fault activities, *Engineering Geology*, **119**, 31–50.
- Obara, K., 2002, Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, *Science*, **296**, 1679–1681, doi:10.1126/science.1070378.
- Obara, K., 2011, Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan, *J. Geodyn.*, **52**, 229–248, doi:10.1016/j.jog.2011.04.0002.
- Obara, K., K. Kasahara, S. Hori, and Y. Okada, 2005, A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Reaserach Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Review of Scientific Instruments*, **76**, 021301-doi:10.1063/1.1854197.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto, 2004, Recent progress of seismic observation networks in Japan—Hi-net, F-net, KiK-net—, *Earth, Planets and Space*, **56**, xv–xviii.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009–1012, doi:10.1126/science.1076780.
- Pozgay, S.H., D.A. Wiens, J.A. Conder, H. Shiobara, and H. Sugioka, 2009, Seismic attenuation tomography of the Mariana subduction system: Implications for thermal structure, volatile distribution, and slow spreading dynamics, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **10**, Q04X05, doi:10.1029/2008GC002313.
- Reyners, M. and D. Eberhart-Phillips, 2009, Small earthquakes provide insight into plate coupling and fluid distribution in the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **282**, 299–305, doi:10.1126/jepsl.2009.03.034.
- Rogers, G. and H. Dragert, 2003, Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip, *Science*, **300**, 1942–1943, doi: 10.1126/science.1084783.
- Schwartz, S. and J.M. Rokosky, 2007, Slow slip events

- and seismic tremor at circum-pacific subduction zones, *Rev. Geophys.*, **45**, RF7G3004, doi:10.1029/2006RG000208.
- 汐見勝彦・小原一成・針生義勝・松村 稔, 2009, 防災科研 Hi-net の構築とその成果, 地震 2, **61** 特集号, S1-S7.
- Shito A., and T. Shibutani, 2003, Anelastic structure of the upper mantle beneath the northern Philippine Sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **140** (4), 319-329, doi:10.1016/j.pepi.2003.09.011.
- Song, T.-R. A., D.V. Helmberger, M.R. Brudzinski, R.W. Clayton, P. Davis, X. Perez-Campos, and S.K. Singh, 2009, Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico, *Science*, **324**, 502-506.
- 水藤 尚・小沢慎三郎, 2009, 東海地方の非定常地殻変動, 地震 2, **61**, 113-135.
- 田島礼子・田島文子, 2006, 2004 年新潟県中越地震 (MW6.6): スペクトル比法を用いた余震系列の解析, 地震 2, **58**, 445-455.
- 高木秀夫, 1983, 中央鋼構造線沿いの圧砕岩類に認められるカタクラスティックな重複変形—長野県上伊那地方の例—, 早稲田大学教育学部学術研究 (生物・地学編), **32**, 47-60.
- Tsumura, N., S. Matsumoto, S. Horiuchi, and A. Hasegawa, 2000, Three-dimensional attenuation structure beneath the northern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, *Tectonophysics*, **319**, 241-260.
- 植竹富一・工藤一嘉, 2005, スペクトルインバージョン法を用いた神奈川県西部地域の地盤増幅特性と Q_s 値の評価, 地震 2, **58**, 15-28.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1998, New, improved version of generic mapping tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.