

反射法地震探査による房総半島南西部内房沿岸の浅部地下構造

古屋 裕^{1)*}・伊藤谷生¹⁾・佐藤比呂志²⁾・平田 直²⁾・駒田希充¹⁾・津村紀子¹⁾・浅尾一巳³⁾・
荒井良祐⁴⁾・半場康弘⁴⁾

¹⁾ 千葉大学大学院理学研究科

²⁾ 東京大学地震研究所

³⁾ 千葉県消防地震防災課

⁴⁾ (株)川崎地質

Shallow Subseafloor Structure in the Inshore Area off the Southwestern Part of the Boso Peninsula Imaged by Marine Seismic Reflection Profiling

Hiroshi Furuya^{1)*}, Tanio Ito¹⁾, Hiroshi Sato²⁾, Naoshi Hirata²⁾, Nozomi Komada¹⁾, Noriko Tsumura¹⁾, Kazumi Asao³⁾, Ryoyu Arai⁴⁾ and Yasuhiro Hanba⁴⁾

¹⁾ Graduate School of Science, Chiba University

²⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

³⁾ Fire, Earthquake and Disaster Prevention Division, Chiba Prefecture

⁴⁾ Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd

Abstract

The southern part of the Boso Peninsula and its surroundings constitute one of the best regions for researching crustal movements causing disastrous earthquakes in the Tokyo metropolitan area, because records of crustal movements associated with these earthquakes are well preserved in Pleistocene trench slope sediments overlying Mio-Pliocene accretionary complexes. To reconstruct the last one million years of vertical crustal movements we performed a multi-channel seismic reflection survey called Boso 2008 in the inshore area off the southwestern part of the Boso Peninsula in September 2008. A 20-km-long seismic line was deployed from off Kanaya to Tateyama Bay in the N-S direction, and a 7-km-long seismic line was deployed in Tateyama bay in the E-W direction. Seismic data sets were obtained using an air-gun of 460 cu. inch and a 300-m-long streamer cable with 24 channel hydrophones. Source and receiver spacings were 12.5 m. The seismic data were processed by the common mid-point method and the seismic profile obtained clearly demonstrates the detailed geologic structure of the trench slope sediments of the Toyofusa Group. The two units, which correspond to the lower (1.0-0.7 Ma) and upper (0.7-0.3 Ma) Toyofusa Group, are identified on the seismic profile.

Key words: marine seismic reflection survey, Boso Peninsula, inshore area, trench slope sediments

1. はじめに

房総半島南部は、首都圏を襲う巨大地震のメカニズムを解明する上で重要な地域である。そのため、測地学的ならびに変動地形学的手法にもとづいて房総半島の地殻

変動が詳細に研究され続けてきた(成瀬, 1968; Matsuda *et al.*, 1978)。しかし、それらの手法においては、100万年スケールに及ぶ地殻変動を解明することは難しい。このような長期におよぶ地殻変動の歴史を解明するには、

* e-mail: hiroshi_f@graduate.chiba-u.jp (〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町 1-33)

堆積物に残された記録を解析するという地質学的手法が有効である。房総半島南部において、100 万年オーダーの変動を記録している可能性がある新期の堆積物としては海溝陸側斜面堆積物が注目される。房総半島南部にはこの海溝陸側斜面堆積物としては、半島南端付近より北方に向かって約 100～350 万年前の千倉層群（小竹，1995），約 30～100 万年前の豊房層群（小竹，1995），そして保田層群を不整合に覆う三浦層群相当層（斉藤，1992）が報告されている。しかしながら，これらの堆積層のうち，特に豊房層群は，その中の地殻変動記録を解明するに十分な陸上露出があるとはいいがたい。また，人工的ノイズレベルの高さからみて陸上における反射法地震探査も有効な手段とするには困難が予想される。一方，海域においてこれらの堆積層の構造が反射法地震探査によって広範囲かつ詳細に解明されるならば，房総半島南部の地殻変動研究に新たなデータを提供することになることが期待される。

そこで，堆積物が保存されにくい外洋ではなく東京湾という内湾側をえらび，海溝陸側斜面堆積物を主たるターゲットとした反射法地震探査 Boso 2008 を 2008 年 9 月に内房沖で実行した。測線としては，金谷沖から館山湾まで南北方向に Line 1，洲崎沖から館山湾まで東西方向に Line 2 を設定した（Fig. 1）。その結果，地殻変動解析に資する極めて良好な反射断面が取得されたので本論において報告する。ただし，この断面を用いて地質学的な議論を展開することは，断面と地質学的層序を対比させるデータが不足しているので本研究では行わない。

なお，この反射法地震探査は，文部科学省『首都圏直下地震防災・減災プロジェクト（首都圏直下プロジェクト）』の三つのサブプロジェクトのうち，「①首都圏周辺でのプレート構造調査，震源断層モデル等の構築等，制御震源を用いた地殻構造調査」の一環として，房総半島南西部沿岸域において行われたものである。

2. 対象地域

2.1 地質概略

南北方向の測線（Line 1）に沿う陸上には北部から南に向かって三浦層群，佐久間層群，嶺岡層群，保田層群，三浦層群が分布しており（斉藤，1992），これらは概ね南方に向かって地質年代が若くなる（Fig. 1）。Line 1 南端部，Line 2 付近には三浦層群を不整合に覆って千倉層群，豊房層群が分布する（日本地質学会編，2008）。また，

保田層群は，ほぼ東西方向の岩井-曾呂川断層^(注)という北傾斜の逆断層によって南北に区分され（三縄ほか，2002；Miyachi *et al.*，2006），上盤側の保田層群，佐久間層群，そして嶺岡層群は嶺岡帯を構成する。嶺岡帯の地層を傾斜不整合で覆う三浦層群は前弧海盆の堆積物である（日本地質学会編，2008）。嶺岡帯の南に位置する保田層群，さらに石堂断層以南の三浦層群は付加体である。岩井-曾呂川断層西南部の下盤には，保田層群を不整合に覆って海溝陸側斜面堆積物としての三浦層群が存在する（斉藤，1992）。

館山東方ならびに南方から房総半島西部までには，三浦層群を不整合に覆って海溝陸側斜面堆積物としての千倉層群が分布する。さらに海溝陸側斜面堆積物の豊房層群が千倉層群を不整合に覆う。本論では，豊房層群構成層中の最大層厚約 300 m の東長田層より下位を豊房層群下部（100 万年前～70 万年前），東長田層ならびにその上位を豊房層群上部（70 万年前～30 万年前）と呼ぶ。Fig. 2 に豊房層群及び千倉層群の地質年代を示す（小竹，1995）。

Line 2 東方に分布する千倉層群及び豊房層群は，大局的には WSW 方向に約 3° と緩くブランチする向斜構造をなしている（小竹，1995）。向斜の北翼では豊房層群は北傾斜の逆断層である沓見断層（小竹，1995）によって三浦層群と接する。

2.2 地層の P 波速度

房総半島中軸を縦断し白浜沖に至る反射法地震探査「房総 2002」（佐藤ほか，2003）を再解析した山本（2008 MS），及び鴨川観測井（林ほか，2004）より得られた，各層群の P 波速度を以下に示す。三浦層群と保田層群については下記の通り P 波速度でほとんど違いがないため速度上で区別することは困難である。海溝陸側斜面堆積物の千倉層群および豊房層群は，速度差があり，どちらも保田層群及び三浦層群に比べ遅い。

- ・保田層群…2700 m/s～3500 m/s
- ・三浦層群（付加体）…2500 m/s～3500 m/s
- ・千倉層群…2000 m/s～2500 m/s
- ・豊房層群…下部: およそ 2000 m/s
上部: およそ 1800 m/s

3. 探査概要とデータ処理

本研究では，Fig. 1 に示した房総半島南西部の沿岸域における Boso 2008 の 2 測線についてデータ処理を行っ

^(注) 三縄ほか（2002）および Miyachi *et al.*（2006）は南房総で行われた反射法地震探査の結果から，嶺岡帯の南限を曾呂川断層（斉藤，1992）であるとした。しかし，曾呂川断層は西方において大塚（1949）が報告した岩井断層に接続する。ここでは大塚（1949）のプライオリティを尊重し，岩井-曾呂川断層とする。

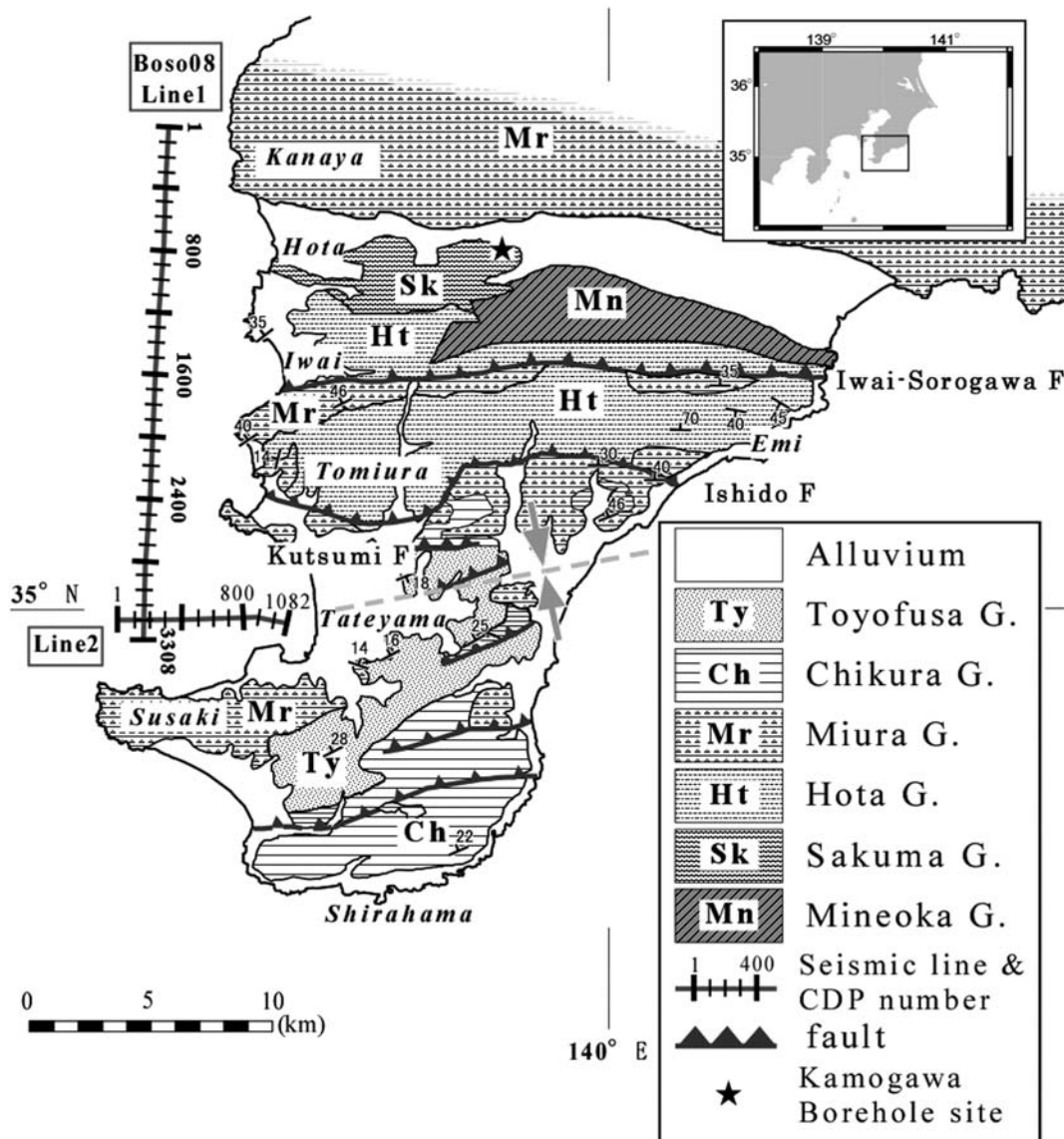


Fig. 1. Simplified geological map of the southern part of the Boso Peninsula showing the location of seismic lines of the Boso 2008 seismic survey. Geological map is based on Kotake (1988), Saito (1992) and Kotake *et al.* (1995)

た.

3.1 Boso 2008 探査概要

Boso 2008 では、千葉県富津市金谷の西方沖合約 3 km から千葉県館山市洲崎の北方沖合約 3 km に至る南北方向約 20 km の Line 1 と、東西方向の館山湾に向かう約 7 km の Line 2 の 2 測線が設定された。

震源にはエアガン (460cbi) を用い、測線 Line 1, Line 2 ともに発震間隔を 12.5 m に設定した。受振にはチャンネル間隔が 12.5 m のミニストリーマーカーケーブルを使用し、測定はストリーマーカーケーブルの曳航深度をストリーマーカーケーブルに取り付けたバードでコントロールしながら行った。なお、Line 1・Line 2 ともにサンプリング間

隔 1 ミリ秒、記録長 3 秒で計測した。

この反射法地震探査の取得パラメータを Table 1 に示す。

3.2 データ処理

反射法のデータ処理は (株)地球科学総合研究所の反射法データ処理ソフトウェア Super X-C[®] を用い、共通反射点重合法 (CDP 重合法) によって行った。データ処理では Line 1 と Line 2 に対し同じパラメータを適用した。このデータ処理の流れを Fig. 3 に示す。

以下に本探査の概要ならびに反射法データ処理の内容を述べる。

(1) 共通反射点編集 (CDP Sort)

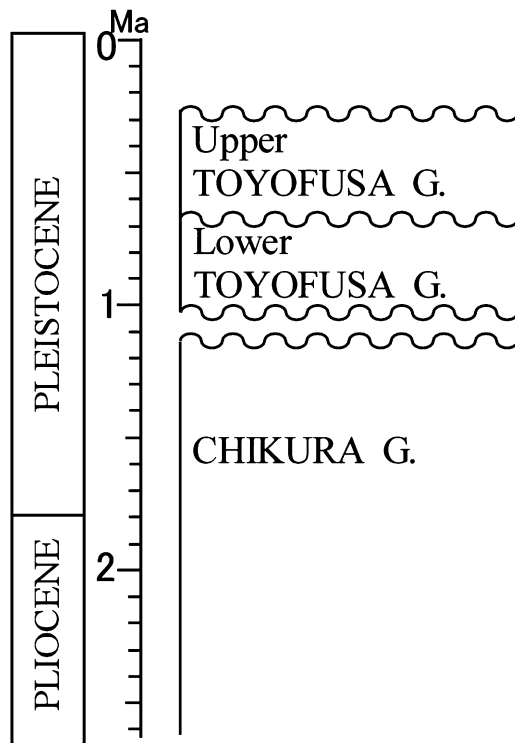


Fig. 2. Ages of the trench slope sediments after Kotake *et al.* (1995)

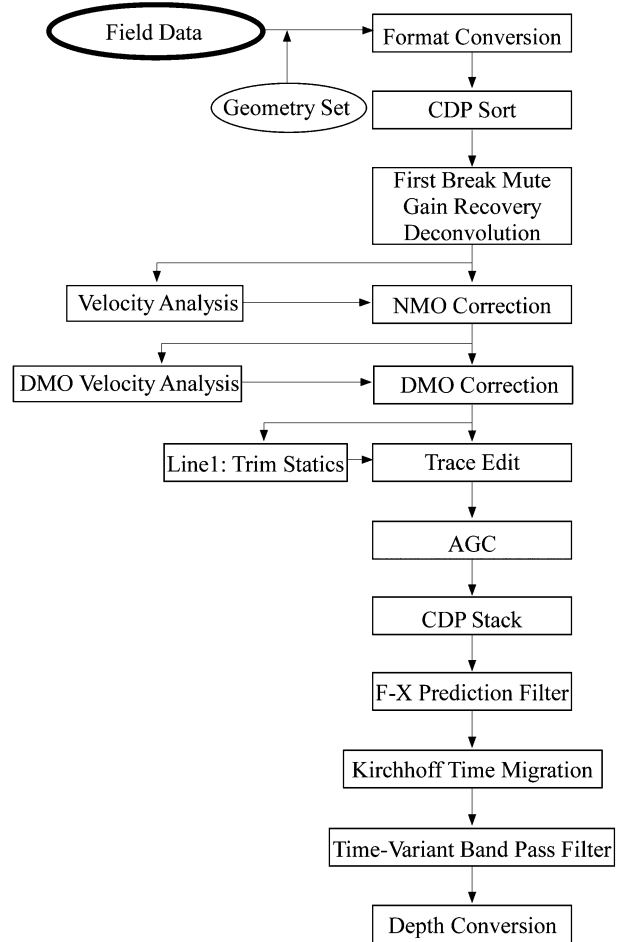


Fig. 3. Flow chart of data-processing.

Table 1. Data acquisition parameters for the Boso 2008 seismic survey.

Length of seismic line	Line1:21km Line2:7km
Source parameters	
Source type	Air-gun
Volume of air-gun	460cbi
Pressure of air-gun	2000psi
Shot point interval	12.5m
Number of shot points	Line1:1642 Line2:530
Receiver parameters	
receiver type	Hydrophone streamer
receiver point interval	12.5m
Number of channels	24
Recorder parameters	
Recording system	GEODE
Sampling rate	1msec
Recording length	3sec

フィールドデータに位置情報をセットし、観測船に最も近い受振器のデータによるシングルスタック断面を作成した。その断面から測線に沿った海底面の深度を読み取り、海底面の深度データとショットデータをもとに共

通反射点データを作成し、CDP 間隔を 6.25 m にして共通反射点編集を行った。

(2) 初動ミュート (First Break Mute)

シングルスタック断面から読み取った海底面の往復走時を用いて、初動以前をミュートした。

(3) 振幅回復 (Gain Recovery)

走時 t に対し、幾何減衰項として t^n を適用し、振幅回復を行った。パラメータテストの結果、 n は 1.8 を採用した。

(4) デコンボリューション (Deconvolution)

以下のパラメータを用いて、デコンボリューションを行った。

- ・ゲート長: 1200 msec
- ・オペレータ長: 160 msec
- ・予測距離: 1 msec
- ・sliding 速度: 1500 m/sec

(5) NMO 補正 (NMO Correction, Velocity Analysis)

CDP 重合法では、震源と受振器のオフセットがある

記録をゼロオフセット記録に変換するために NMO 補正を行う。その際重合速度が必要になるため、速度解析を行った。速度解析は(株)地球科学総合研究所の対話型速度解析システム ivas を用い、定速度重合法で行った。

解析の手順としては、まず海底面の多重反射を避けつつ大まかな速度構造を決定し、重合時間断面と全体の速度構造図を作成した。次に、作成した重合時間断面と速度構造図より速度解析時に選ぶべき反射波と除くべき多重反射波と思われるものを選定した。そして、選定した多重反射に注意しつつ再度速度解析を行った。正確な速度構造を求めるためこの手順を繰り返した。最終的に速度解析は Line 1 で 66 ヶ所、Line 2 で 21 ヶ所に及んだ。

(6) DMO 速度解析ならびに DMO 処理 (DMO Correction, DMO Velocity Analysis)

NMO 補正後のデータにより重合時間断面を作成したところ傾斜している反射波が多くみられた。記録上の反射波の傾斜を真の傾斜に補正するために NMO 補正後に DMO を適用し、これに基づき再度速度解析を行った上で以下のパラメータを決定した。

- ・最小 RMS 速度 1500 m/sec
- ・最大傾斜 45°

(7) 微小時間差補正 (Trim Statics)

重合効果の改善を目的に、ストリーマケーブルの曲がりや、海底面の急激な変化によって生じる共通反射点データ内のトレース間の微小な時間差を補正する Trim Statics を、Line 1 のデータに対し適用した。以下に適用したパラメータを示す。

- ・最大補正量: 10 msec
- ・オペレータ長: 160 msec
- ・cut-off 周波数: 3/8-40/60

(8) CDP 重合 (CDP Stack)

NMO 補正後 DMO をかけた速度解析により求めた速度構造を基に CDP 重合を行った。

(9) 空間予測フィルタ (F-X Prediction Filter)

以下のパラメータを用いて、空間予測フィルタを適用した。

- ・空間方向オペレータ長: 3 トレース
- ・空間方向ゲート長: 35 トレース
- ・ウィンドウ長: 250 msec
- ・オーバーラップ長: 125 msec

(10) キルヒホッフマイグレーション (Kirchhoff Time Migration)

本データ処理においては、急傾斜を復元し、水平方向の速度変化も組み込める特徴を持つキルヒホッフマイグレーションを空間予測フィルタ適用後に施した。パラ

メータを以下に示す。

- ・オペレータの片側 aperture 長: 600 m
- ・適用される最大地層傾斜角: 45°
- ・RMS 速度関数テーブルに対するスケールファクター: 85%

(11) 時間可変型帯域通過フィルタならびに深度変換 (Time-Variant Band Pass Filter)

キルヒホッフマイグレーション後に時間可変型帯域通過フィルタを適用し、速度解析によって求めた RMS 速度を用いて最大深度 3000 m まで深度変換した。以下に適用した時間可変型帯域通過フィルタのパラメータを示す。

- ・オペレータ長: 240 msec
- ・オーバーラップ長: 100 msec
- ・phase の種類: minimum phase filter
- ・cut-off 周波数: 0~500 msec: 35/45-120/140 Hz
500~1000 msec: 30/40-120/140 Hz
1000~2000 msec: 20/30-100/120 Hz

4. 処理結果

データ処理によって求められた Line 1 及び Line 2 の区間速度の速度構造を Fig. 4 に示す。その速度構造を用いて作成した Line 1 の時間断面を Fig. 5 (1)、深度断面を Fig. 5 (2) に、そして Line 2 の時間断面を Fig. 6 (1)、深度断面を Fig. 6 (2) に示す。

Line 1 及び Line 2 の時間断面 (Fig. 5 (1)、Fig. 6 (1)) において、海底地形の変化が激しい場所を除き、往復走時 1.0~1.5 秒付近まで極めて良好なデータが得られた。そこで最初の作業として Line 1 の深度断面 (Fig. 5 (2)) 上で顕著で連続性のよい反射面を選定し、a-a' から h-h' までのラベルをつけた (Fig. 7 (1))。f-f' については Line 1 と交差する Line 2 の深度断面 (Fig. 6 (2)) 上にも認められるので、Fig. 7 (2) に記入し、さらにその上位の顕著な反射面を g-g' とした。これらの中で連続性が必ずしも良好でない部分は点線に変えてある。さらにこれらの反射面の中で上位の反射面群と斜交関係が認められる a-a', c-c', d-d', e-e', f-f' は、後の解釈議論に資するために特に赤線とした。

つぎに反射面の形状や連続性等に注目して反射断面を精査すると、Line 1 はいくつかの領域に分かれていることがわかる。

領域Ⅰ = CDP 1~900 付近: コヒーレントな反射面が緩く波曲しながら全体として北に数度傾斜している。

領域Ⅱ = CDP 900 付近~1500 付近: 連続した反射面に乏しい。

領域Ⅲ = CDP 1500 付近~2200 付近: コヒーレントな反

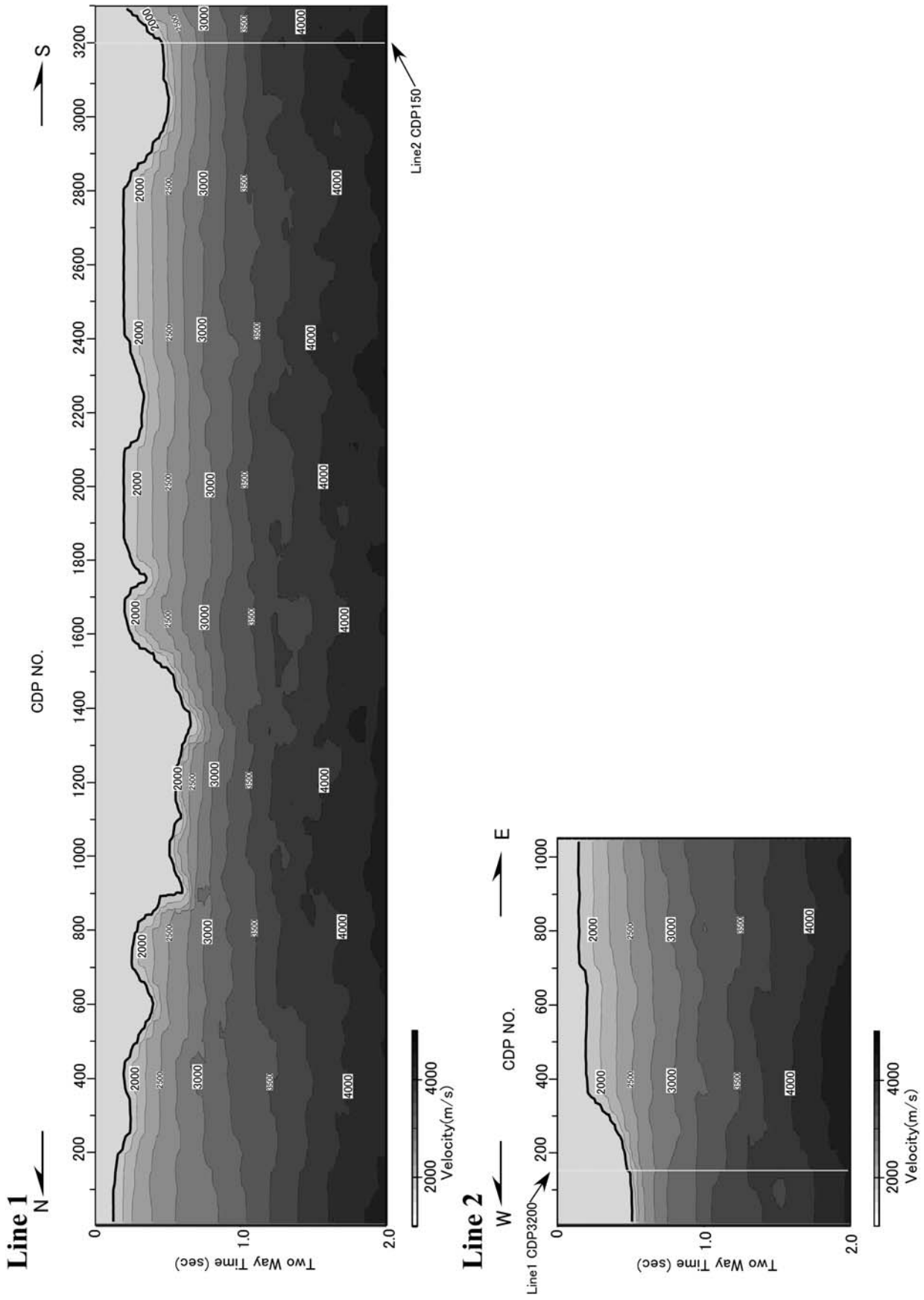


Fig. 4. P-wave interval velocity structure.

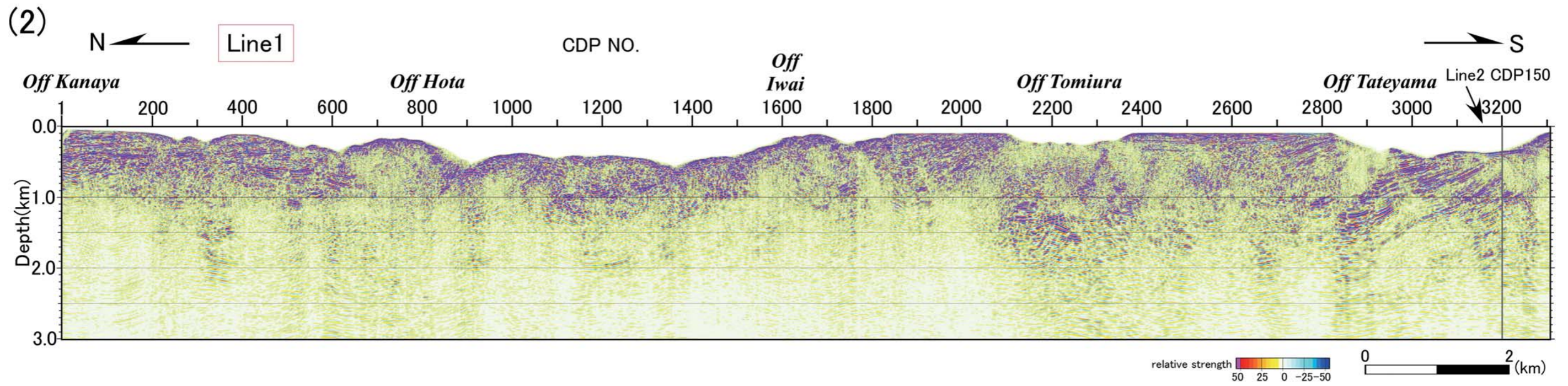
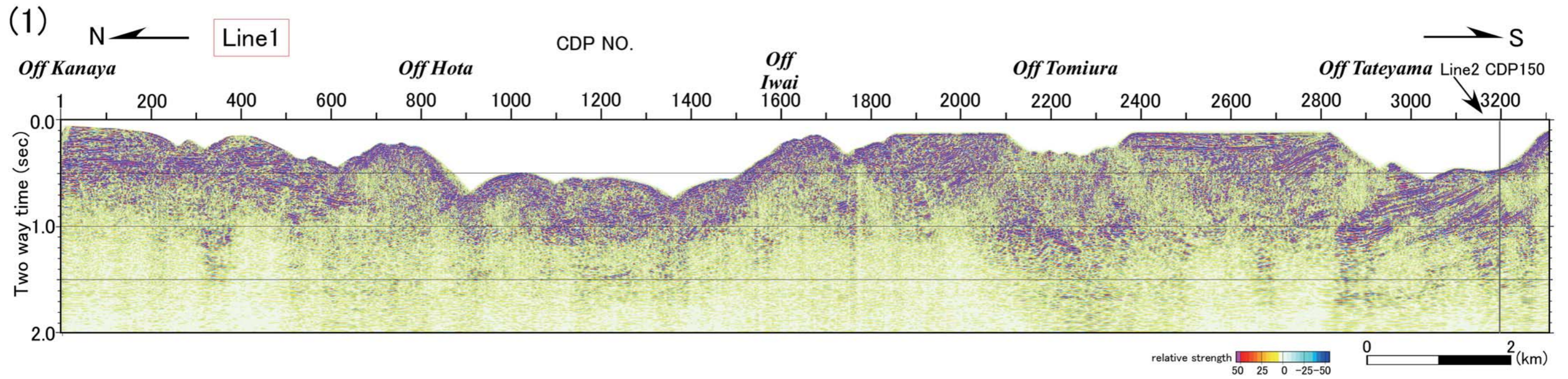


Fig. 5. Seismic sections along Line 1.
(1) Migrated time section.
(2) Depth converted section. $V : H = 1 : 1$.

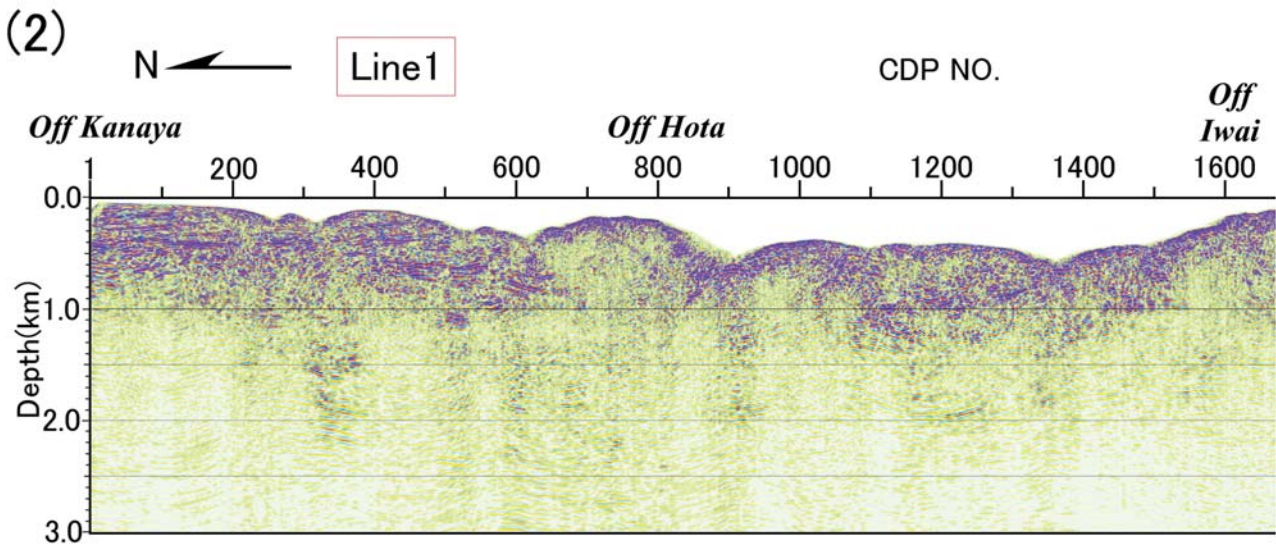
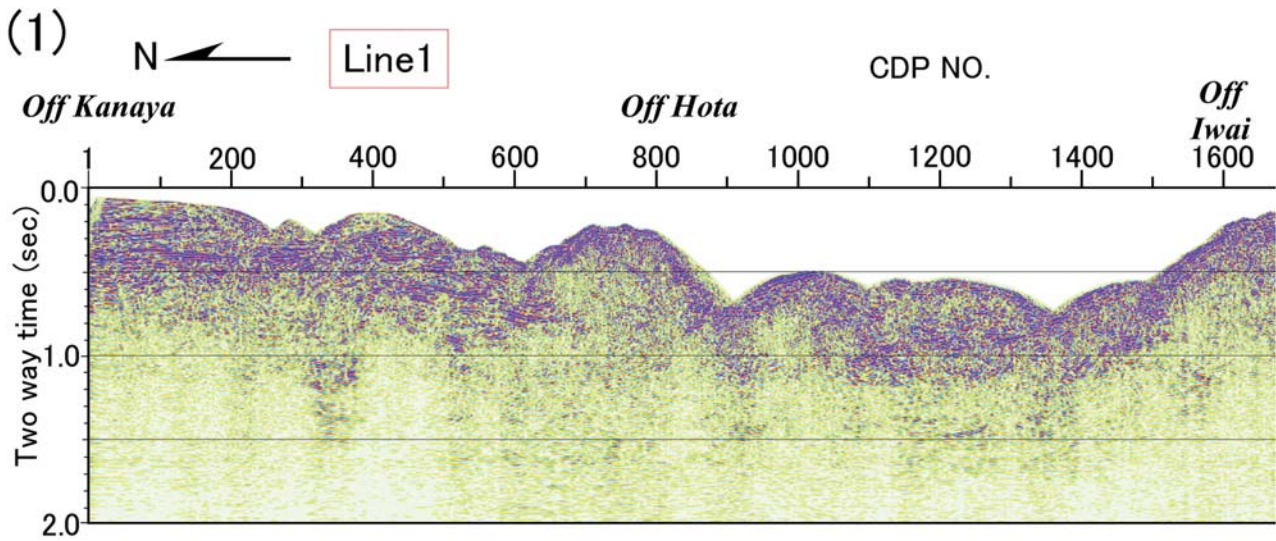


Fig. 5. (Continued)

射面が卓越する。北半分は大局的には緩く南に傾斜する。南半分は下部で約 30 度北傾斜であるが上位ほど緩く、浅部では北傾斜数度となる。

領域Ⅳ = CDP2200 付近～2900 付近: 北半分は水平に近いが南半分は約 20 度北傾斜である。

領域Ⅴ = CDP2900 付近～南端: 500 m 以深に極めてコヒーレントな北傾斜 25° の反射面が卓越する。500 m 以浅は水平な反射面が卓越する。両者の境界が f-f' である。

これらの領域の境界付近を詳しく検討し、A-A'～D-D' を暫定的な領域境界とした。ⅠとⅡの境界付近の拡大図が Fig. 7 (3) の [1] に示されている。ここでは CDP900 直下の海底より北側では反射面は 30° 程度北傾斜であるが、南側ではほとんど水平である。両者の境界を A-A' とする。ⅡとⅢの境界付近の拡大図が Fig. 7 (3) の [2] であるが、反射断面上では明瞭な境界は把握できない。CDP1400、深度 1000 m 以深に卓越する北傾斜の反射面

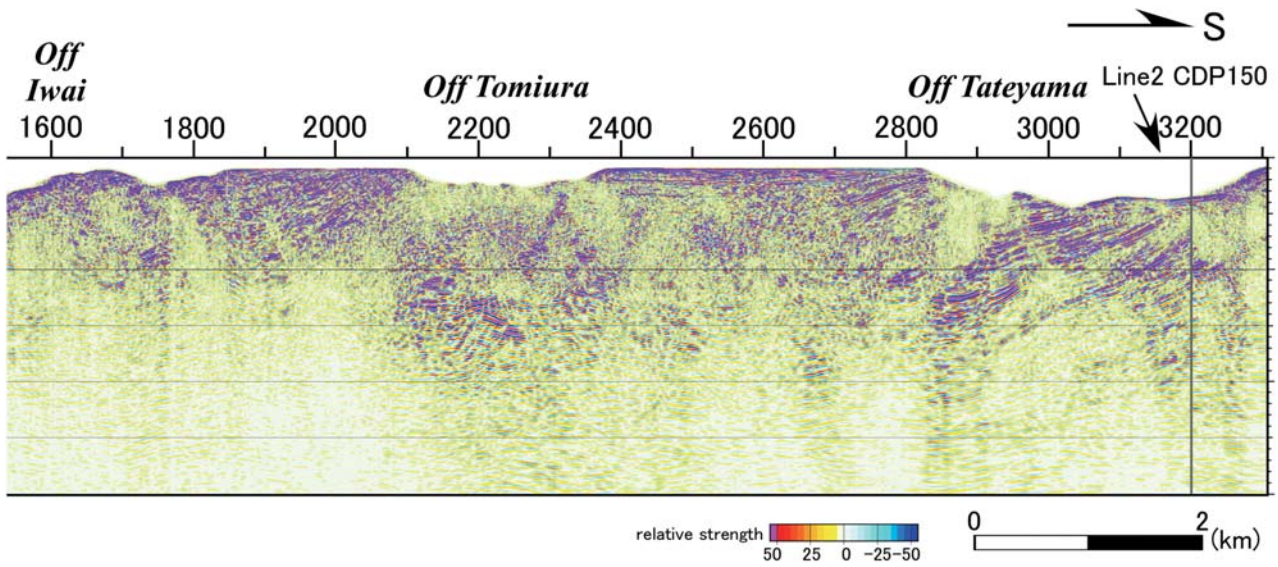
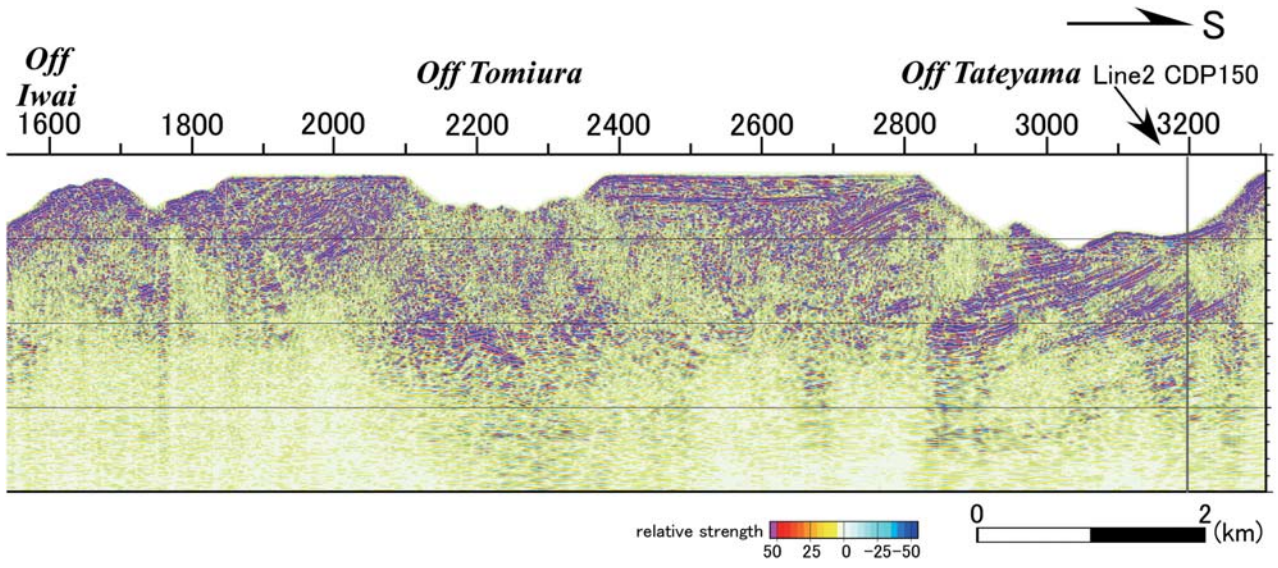


Fig. 5. (Continued)

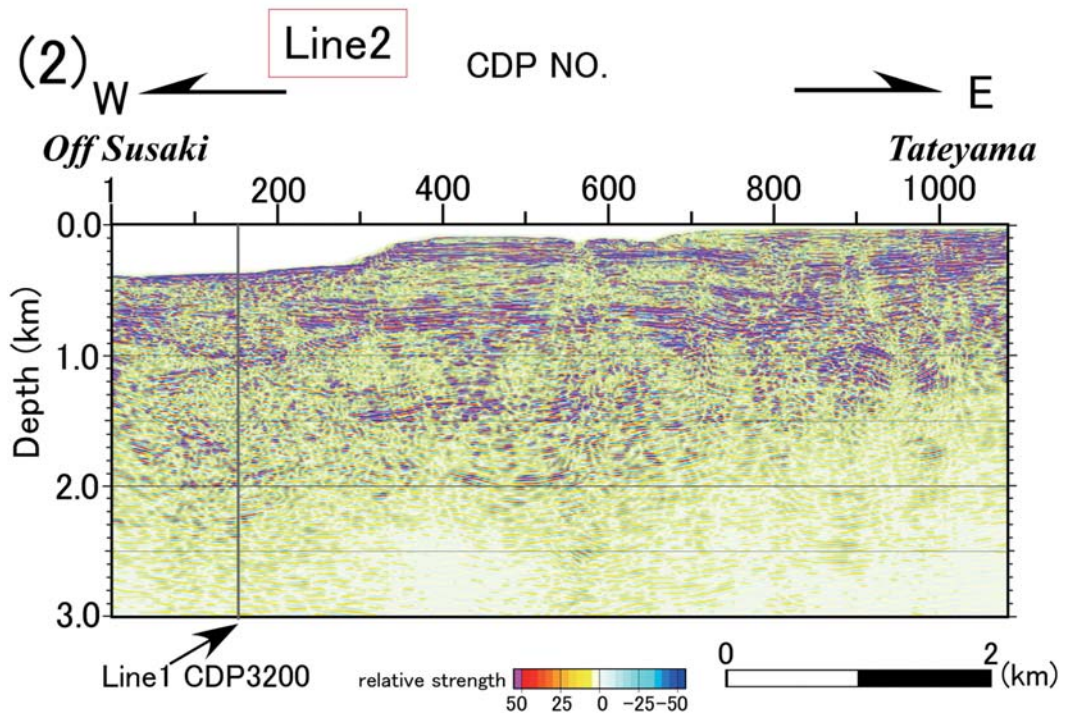
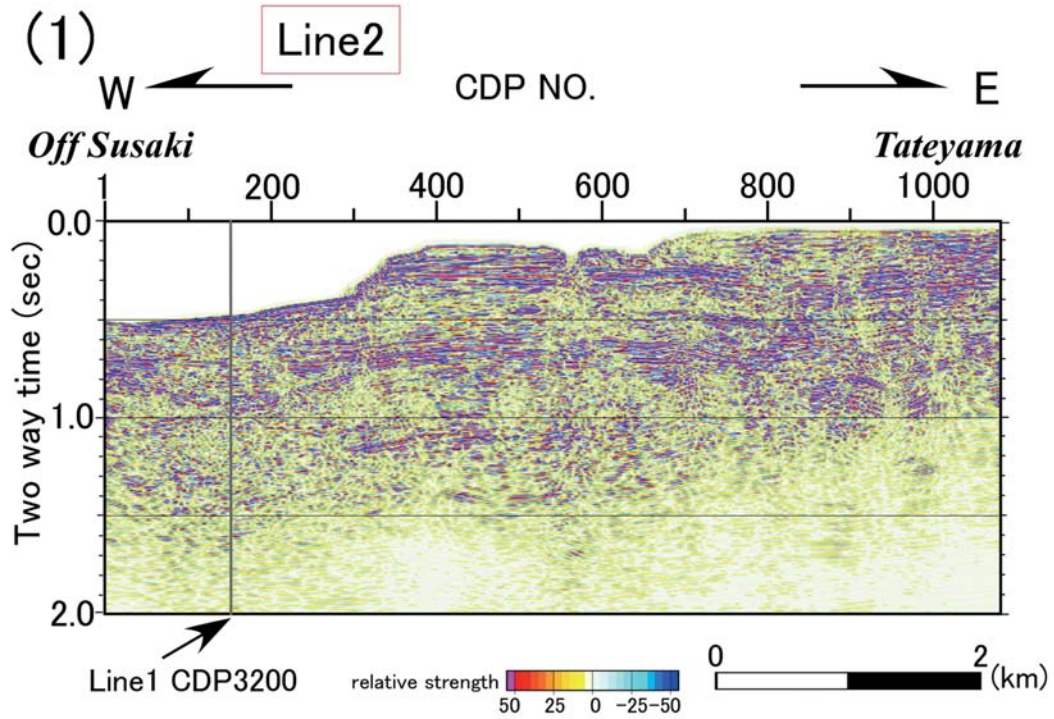


Fig. 6. Seismic sections along Line 2.
 (1) Migrated time section.
 (2) Depth converted section. V : H = 1 : 1.

群の上面を暫定的に境界 B-B' としておく。ⅢとⅣの境界付近の拡大図を Fig. 7 (3) の [3] に示す。ここでは CDP 2100 の深度 600 m 付近に反射面の斜交関係が見られる。ここを暫定的に境界 C-C' とする。また、領域Ⅳと領域Ⅴの境界付近は CDP 2900 付近になる。ここでは、CDP 2850 付近の深度 1000 m~1250 m にわずかながら反射面の斜交関係が見られる。ここを暫定的に境界 D-D' とした。

5. 解 釈

解釈作業においては、Fig. 7 (1) (2) に黒色でトレースした顕著な反射面と、赤色でトレースしたそれら斜交関係に加えて区間速度も重要である。そこで、主要部分の区間速度を Fig. 8 に示した。Line 1 及び Line 2 付近に掘削あるいは検層データがないため、まず対応する沿岸域の地表に分布する地質及び大きな構造境界を参考にする。

・ Line 1 北部及び嶺岡帯北限 (領域Ⅰ=CDP 1~900)

CDP1~200 にかけて反射面の斜交関係 a-a' が見られる。これは、三浦層群堆積層中の斜交関係であり断層ではない。CDP500~800 では全体として緩やかな褶曲を繰り返しつつ、CDP800~900 では北傾斜の反射面群が顕著である (Fig. 7 (3) [1])。反射面の斜交 A-A' の海底到達地点 A' は、地表における三浦層群と佐久間層群の境界の西方延長とほぼ一致する。既に三浦層群と佐久間層群は不整合であることが報告されており (齊藤, 1992)、反射面の斜交関係もそれを支持する。よって A-A' を嶺岡帯北限の傾斜不整合とし、A-A' 以北を三浦層群と判断した。

・ 嶺岡帯及び岩井-曾呂川断層 (領域Ⅱ=CDP900 付近~1500 付近)

房総半島を横断する大きな構造境界である岩井-曾呂川断層を陸域から測線下の海底まで延長すると、暫定的に設定した B-B' の海底面延長点 B' (CDP1500 下の海底) に到達する (Fig. 7)。ここでは海底地形面が CDP 1500 以北の北傾斜数度から以南の 20 度に急変するが、陸上においても岩井-曾呂川断層を挟んで上盤側の緩傾斜域から下盤の急傾斜域に地形が急変することが報告されている (Miyachi *et al.*, 2006)、これらの事実と B-B' が北傾斜 40°であることを考慮すれば、B-B' は岩井-曾呂川断層と判断される。B-B' の上位と下位に速度差がほとんどないが (Fig. 8 [2])、房総半島中軸部において嶺岡帯南部から岩井-曾呂川断層を横断して行われた測線長約 4 km の反射法地震探査 (三縄, 2002MS) によると、岩井-曾呂川断層の上盤側と下盤側の保田層群においても同様の結果が得られており、上述の判断を支持する。

以上により、A-A' から B-B' までを嶺岡帯と解釈した。なお、反射面が乏しかったため、嶺岡帯構成層の区分は行わなかった。

・ 岩井沖から富浦沖にかけての斜面堆積物と下位の付加体保田層群 (領域Ⅲ=CDP1500 付近~2200 付近)

岩井沖から富浦沖に対応する陸域では斜面堆積物としての三浦層群相当層が付加体である保田層群の上を広く覆っている (Fig. 1)。この三浦層群相当層の分布範囲を考慮すれば、c-c' より上位が三浦層群相当層の可能性が高い。実際、この地域の区間速度を表している Fig. 8 (1) [3] によれば、c-c' の上位と下位では約 200 m/s の区間速度差が存在するので、この c-c' より上位を三浦層群相当層と解釈した。c-c' の下位は深度 500 m 以深で 2700 m/s を越えており保田層群と判断される。このことは、c-c' が付加体と斜面堆積層の不整合であることを意味するが、CDP1900~2100 ではそのことは必ずしも明瞭ではなく、むしろ上下の反射面が平行のようにみえる。付加体の保田層群の構造は、例えば東海岸の江見でよく観察されるように低角衝上断層とそれに伴う褶曲で地層が繰り返されていること (大塚, 1937; 中嶋他, 1981) と関連している可能性がある。すなわち、低角な褶曲衝上断層構造の上に斜面堆積層が堆積したとすると、衝上断層構造による反射面と斜面堆積層によるそれがほとんど平行になるのではなかろうか。

ところで、これまでの地質調査では斜面堆積物としての三浦層群相当層を覆う千倉、豊房層群は報告されていない。しかし、反射面 b-b' をはさんで区間速度は 400 m/s の差があり、b-b' より上位では豊房層群下部の速度 (2 の (2) 参照) に相当する 2000 m/s 程度まで低下する。従って、b-b' より上位は豊房層群下部の可能性がある。

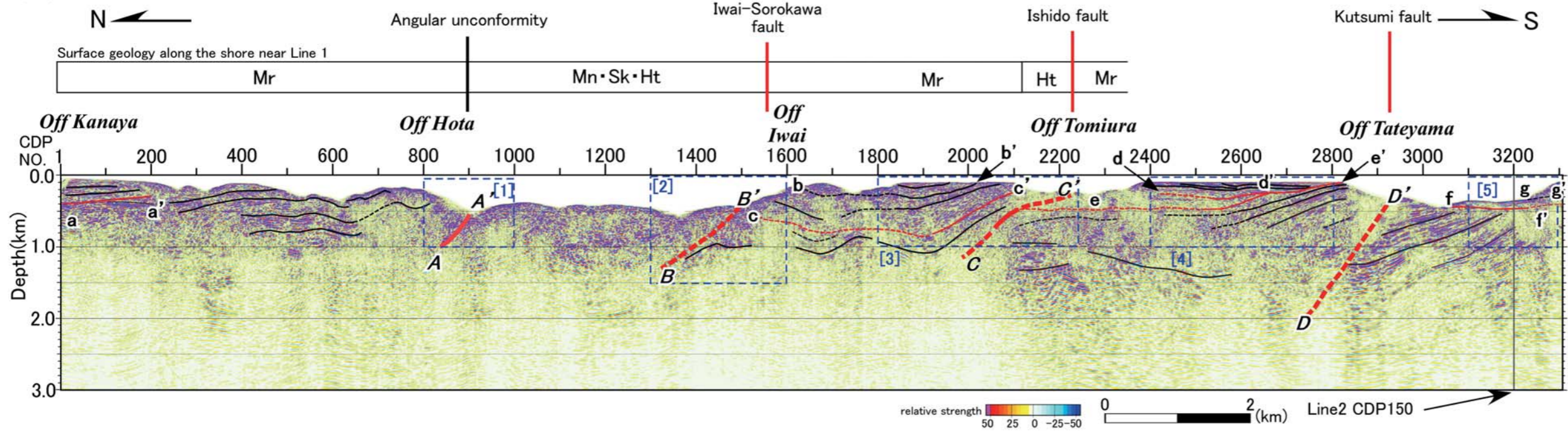
・ 石堂断層 (領域ⅢとⅣの境界=CDP2200 付近)

陸上地表地質から北傾斜の石堂断層を延長すると、測線の CDP2200 下の海底に到達する。この付近は C-C' の延長にあたるので、C-C' が保田層群と三浦層群という 2 つの付加体を接触させる石堂断層に相当すると判断した。

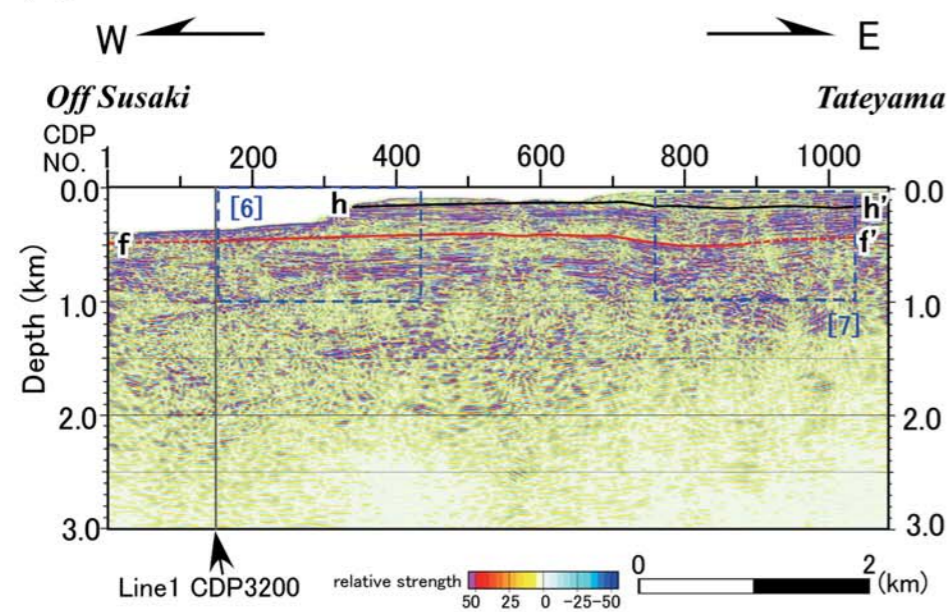
・ 館山沖に分布する新期斜面堆積物 (領域Ⅳ&Ⅴ=CDP2200 付近~南端)

e-e' より下位の反射面群は CDP2500 以南で顕著な北傾斜を有しており、これらが付加体の三浦層群であることは確実である。d-d' 以浅の地層はその区間速度がおおよそ 2000 m/s であることから、豊房層群下部と判断される。豊房層群上部の速度情報がないので、推定の範囲を越えることはできないが d-d' 以浅の区間速度 1800 m/s 弱の地層は、豊房層群下部に比べ遅いため豊房層群上部と考えられる。一方、千倉層群の速度は陸域での地震探

(1) Line 1



(2) Line 2



(3)

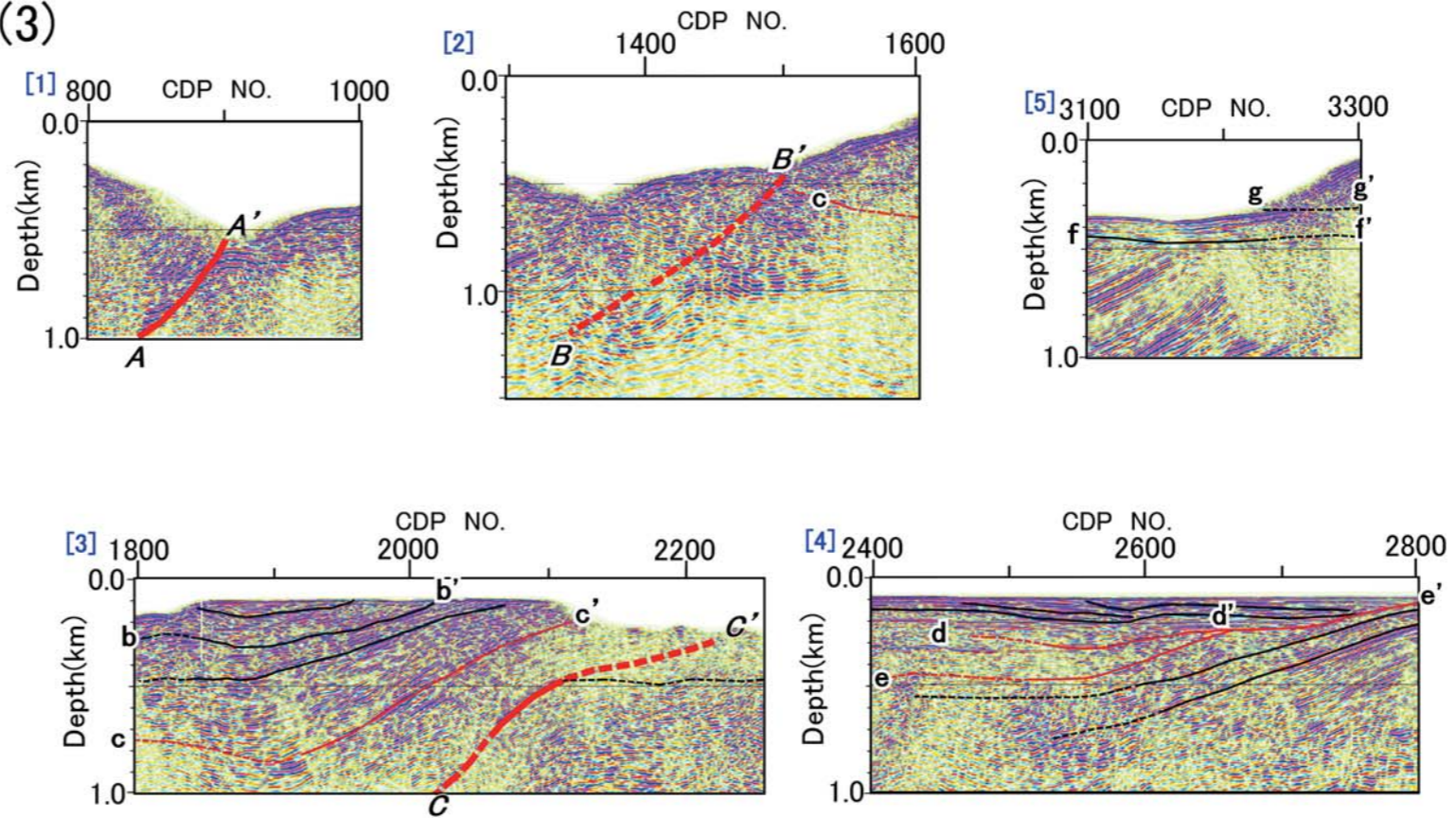
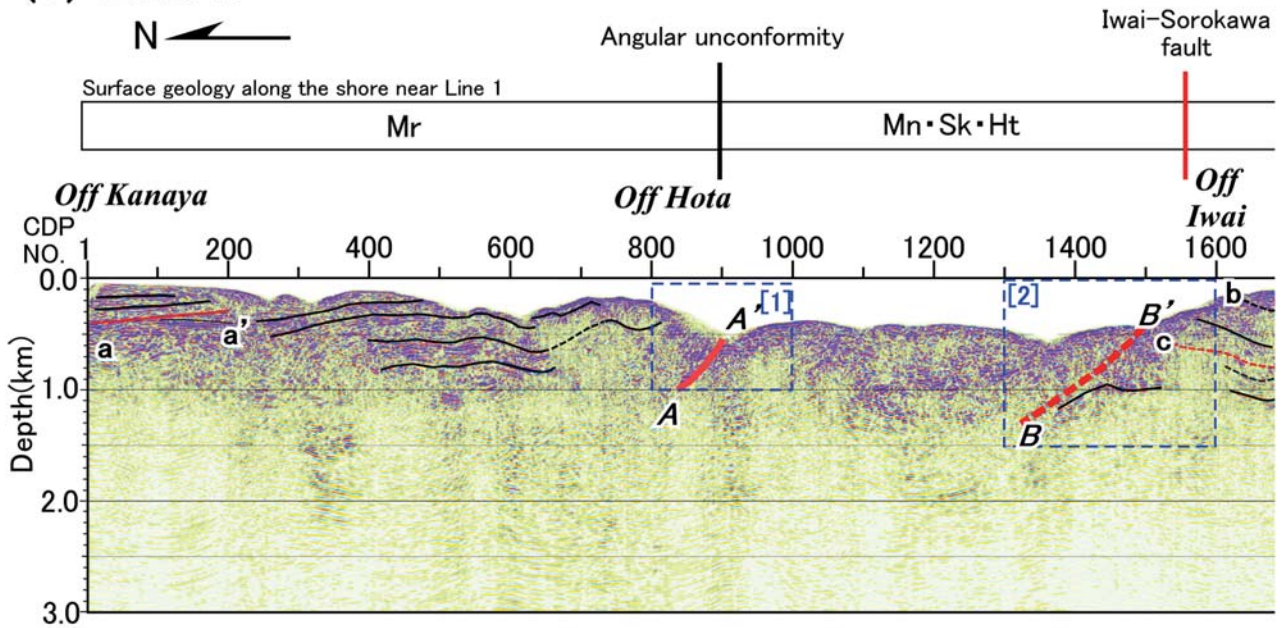


Fig. 7. Predominant reflectors and boundaries between reflective domains. For details refer to the text. Line 1. a-a'~h-h' : Predominant reflectors (Thin red lines indicates reflectors oblique to their overlying reflectors. Broken lines are for obscure parts.) A-A' to D-D' : Boundaries between characteristic reflective domains (Broken lines are for obscure parts.) V : H=1 : 1. [1]~[5] : See (3) and Fig. 8 (1).

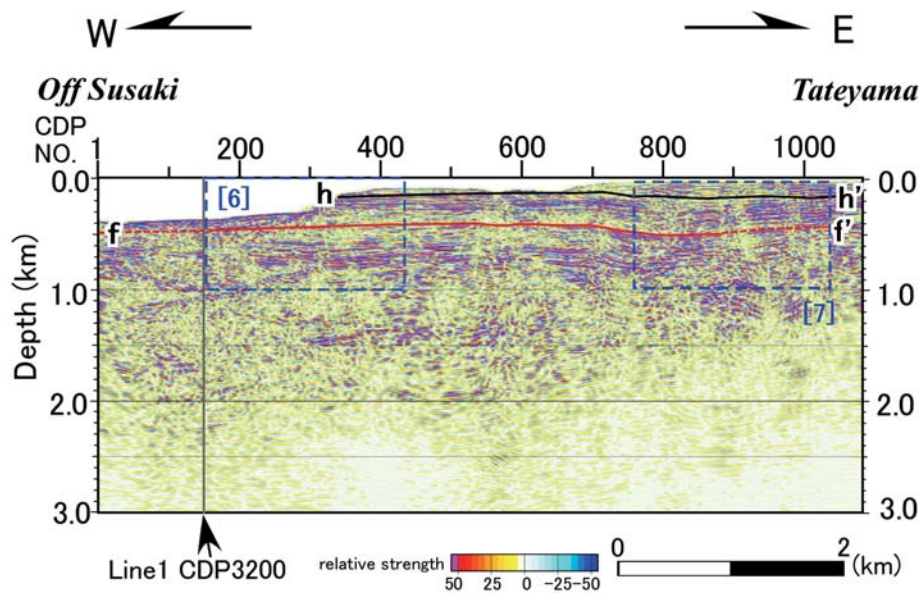
(2) Line 2 g-g' and h-h' : Predominant reflectors (Broken lines are for obscure parts.)

(3) Detailed profiles of [1] to [5] in (1).

(1) Line 1



(2) Line 2



(3)

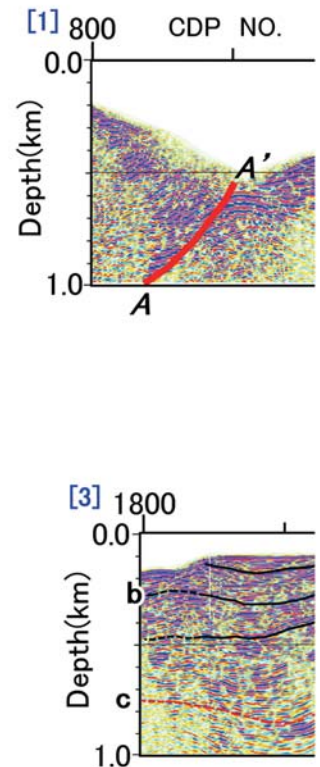


Fig. 7. (Continued)

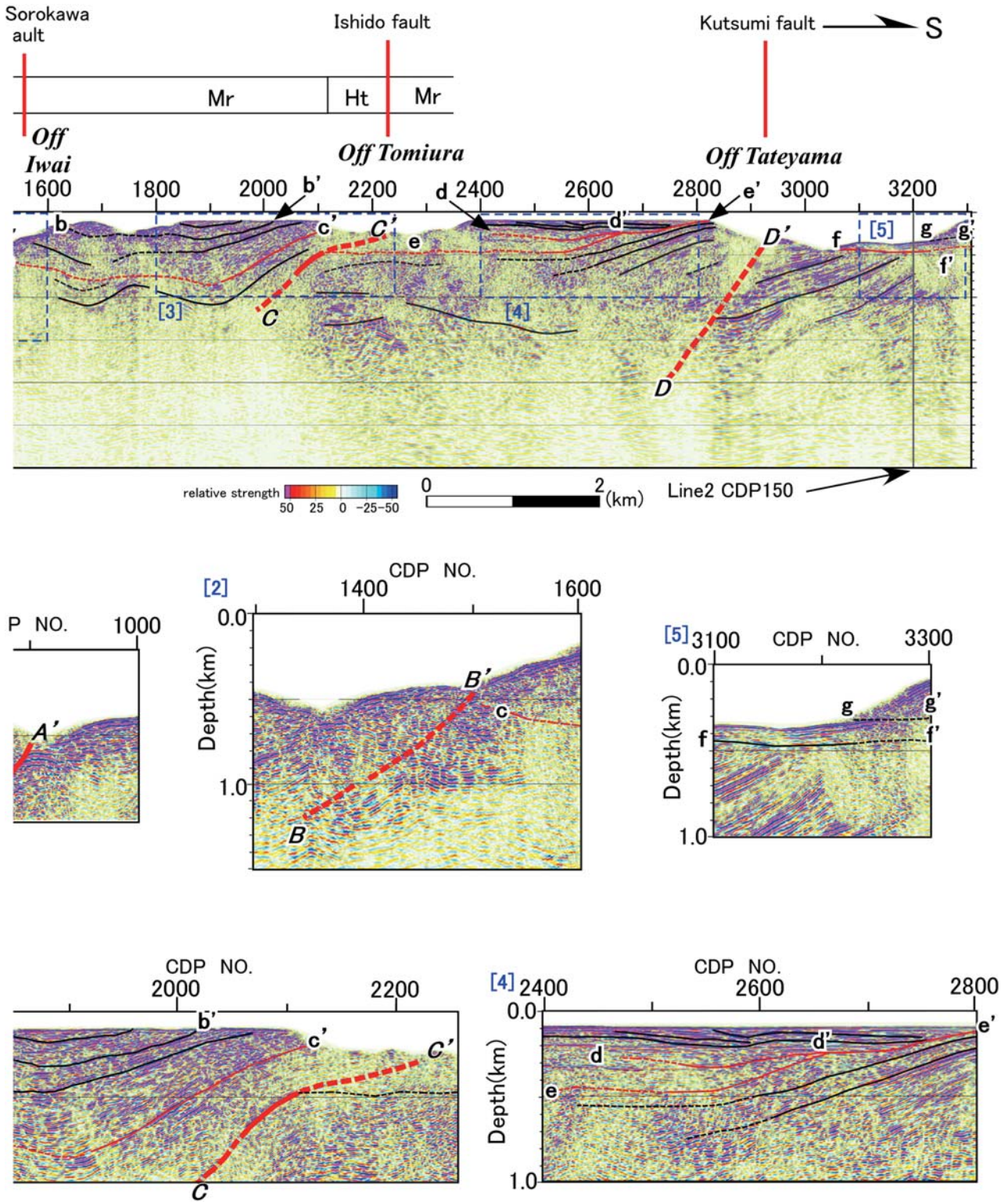


Fig. 7. (Continued)

(1) Line 1

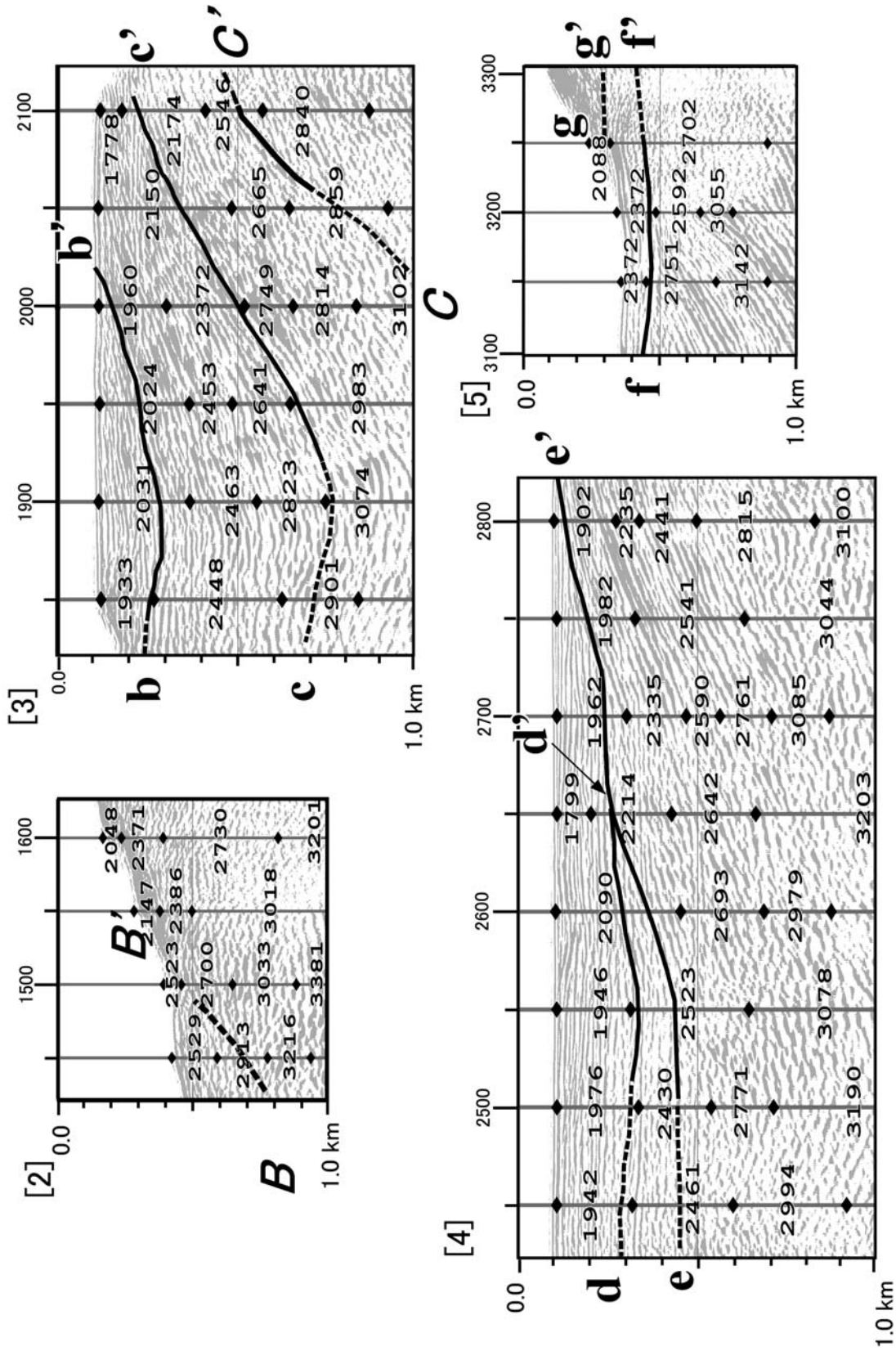


Fig. 8. Detailed interval P-wave velocities for geological interpretation.

(1) Line 1 [1]~[5] correspond to those in (1) of Fig. 7.

(2) Line 2 [6]~[7] correspond to those in (2) of Fig. 7.

(2) Line 2

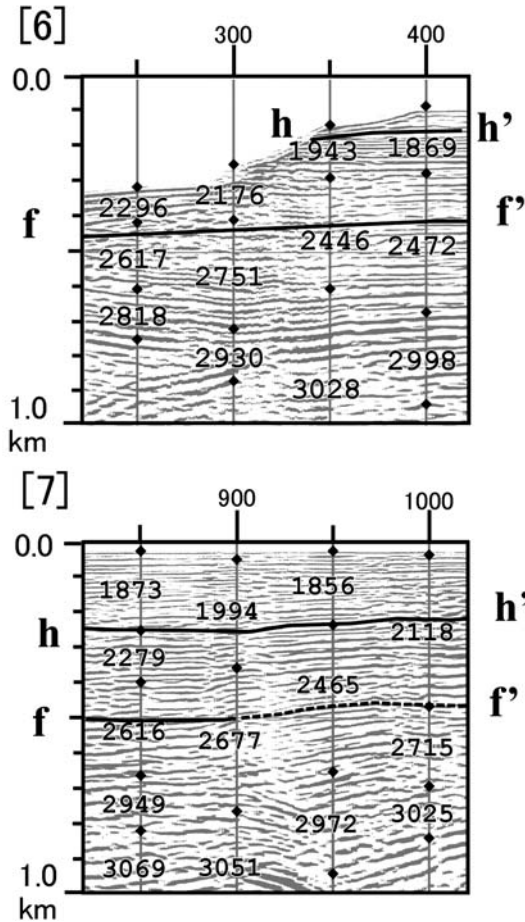


Fig. 8. (Continued)

査の結果から 2000~2500 m/s という結果が得られている (2 の (2)). e-e' と d-d' の間の地層は Fig. 8 (1) [4] にあるように区間速度 2400 m/s 強を示しており、千倉層群と考えられる。

館山湾南部の CDP3200 では北に傾斜する顕著な反射面群を不整合 f-f' で切ってそれより上位に水平層が存在する。房総半島南端部では付加体の三浦層群を千倉層群が不整合に覆う (小竹, 1995; 日本地質学会編, 2008) ことからみて、f-f' より上位の地層が千倉層群であることは確実である。f-f' の上位層は Fig. 8 (1) [5] にあるように区間速度 2300 m/s 強を示しており、f-f' の上位層を千倉層群とする判断を支持する。g-g' より上位は区間速度 2000 m/s であることからみて豊房層群下部であろう。

Line 2 の f-f' より下位は付加体の三浦層群であるが、測線が走向方向なので反射面は水平に見える。f-f' から h-h' の間は区間速度が 2100 m/s から 2500 m/s 弱であるということからみて千倉層群、h-h' より上位は豊房層群

下部と考えられる。

付加体の三浦層群に注目すると、館山沖北部 e-e' 下ではその傾斜は 20 数度、南部 f-f' 下では 20 度弱と傾斜の上で数度以上のギャップがある。D-D' はそのギャップの位置を連ねた位置にあたり、その海底への延長は杳見断層の西方延長とほぼ合致する。従って、D-D' は杳見断層に相当すると判断される。(Fig. 1).

6. まとめと今後の展望

解釈の結果を踏まえて Line 1 および Line 2 の地質断面図を作成したものが Fig. 9 である。青太線より上が海溝斜面堆積層であるが、同層が予想以上に広く分布していることがまず注目される。さらに陸上よりも遙かにノイズが少なく、しかも測線が直線的であることから重合効果がよく発揮されるため、陸上に比べより鮮明な反射断面が得られている。このため海溝斜面堆積層の分布域とその深度、ならびに詳細な内部構造が鮮明に把握される。従って、同層内に記録されている地殻変動のデータを読み取ることが可能である。しかしながら、現段階では海底下の地層に対する掘削や検層データがないため、本研究では反射断面での反射面を陸上での層序に繋ぐ作業は、各層の地震波速度を活用以外にはなかった。このため、Fig. 9 で三浦層群相当層、千倉層群、豊房層群としたのはあくまで暫定的な解釈に過ぎないことを指摘しておく。

今後、浅海域での掘削や検層作業と結合するならば、100 万年スケールの地殻変動解析に資する新たな質のデータを陸域から海域まで広く面的に入手できる展望が切り拓かれた。ここに本研究の最も重要な成果がある。

謝 辞

本研究は、文部科学省『首都圏直下地震防災・減災プロジェクト (首都圏直下プロジェクト)』の一環として実施した。反射法地震探査は千葉県漁業組合連合会ならびに探査測線沿岸の各漁業組合のご理解とご支援によってはじめて可能となったものであることを特に記して感謝の意を表す。地層の年代について、千葉大学理学部亀尾浩司准教授からご教示いただいた。陸域に分布する地層の速度情報に関して国際石油開発帝石株式会社の山本修治氏から提供を受けた。査読者である東北大学大学院理学研究科の石山達也博士からは、本稿を改善するにあたり有益なご意見をいただいた。以上の方々に、心よりお礼申し上げます。

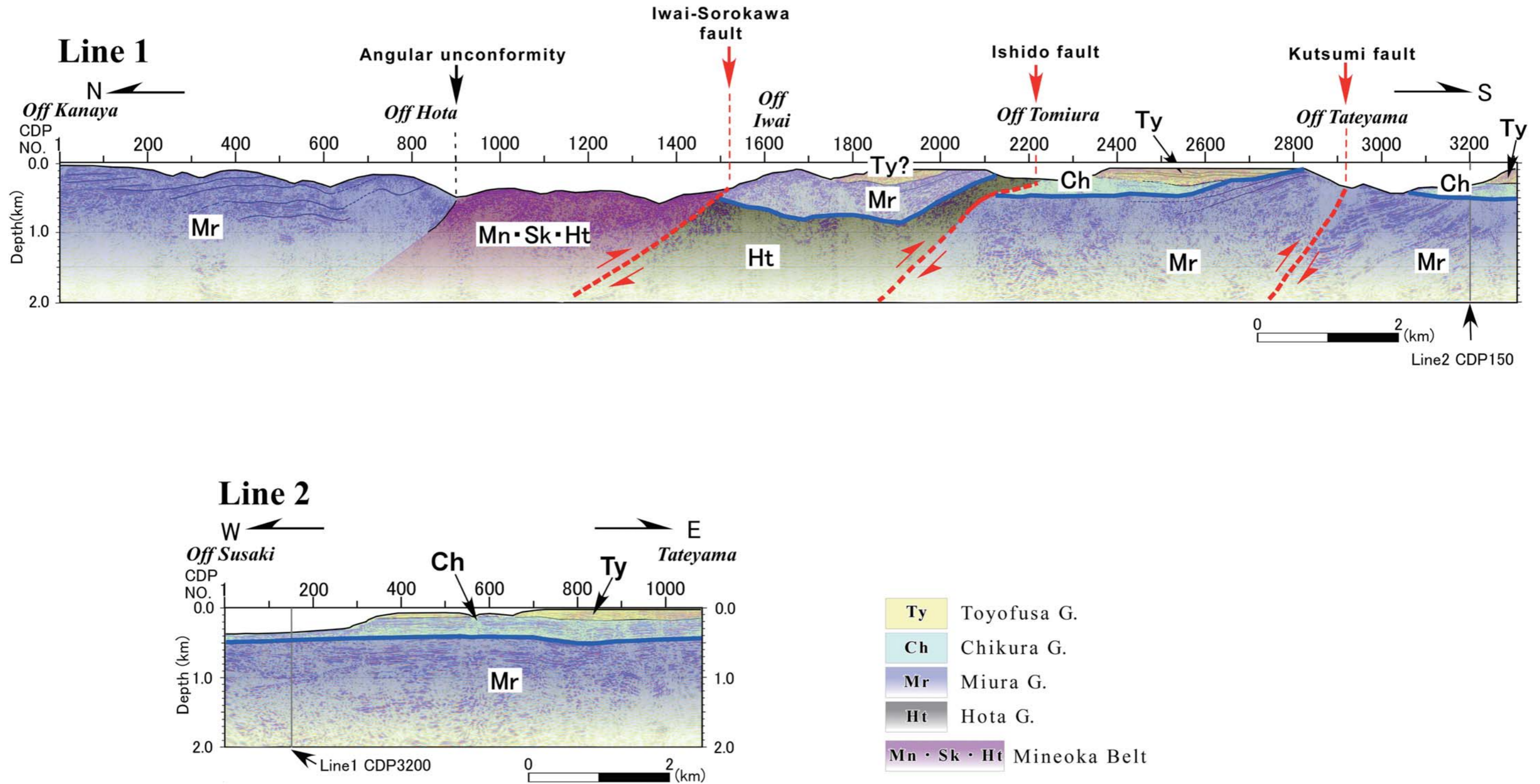


Fig. 9. Geologic interpretation of the Boso 2008 seismic lines. Blue heavy lines indicate the base of trench slope sediments.

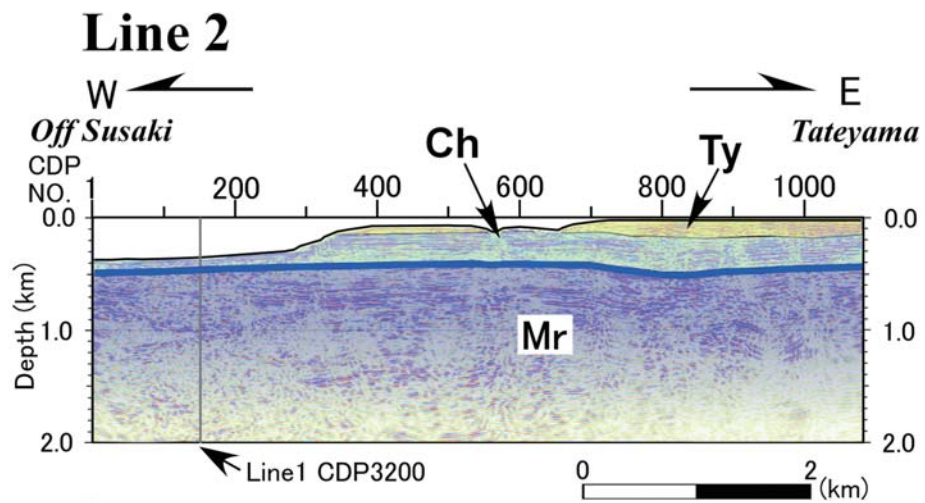
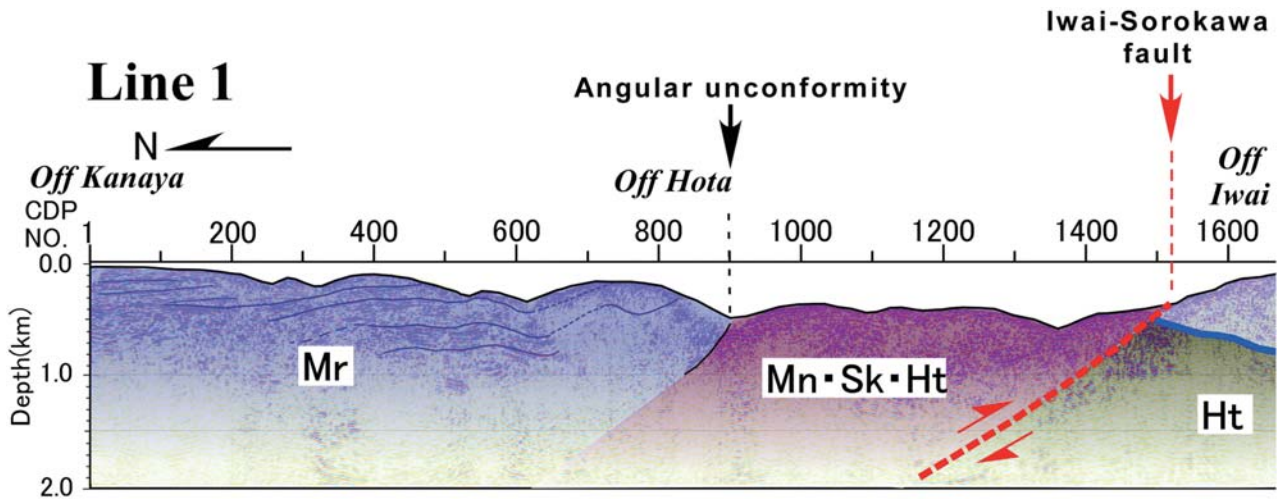
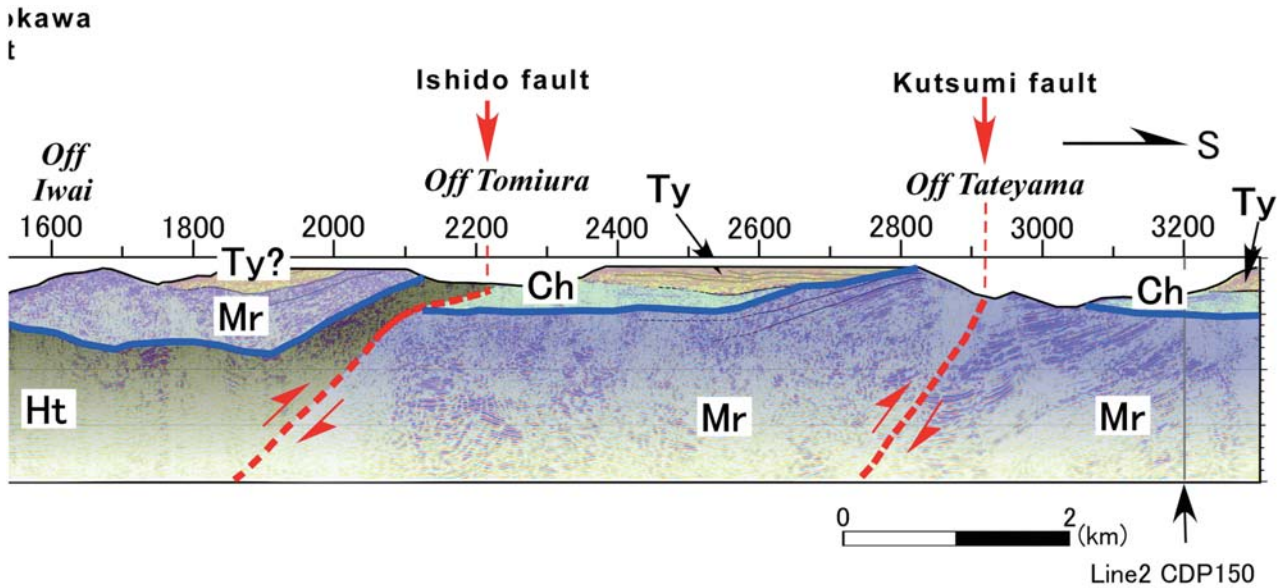


Fig. 9. (Continued)



Ty	Toyofusa G.
Ch	Chikura G.
Mr	Miura G.
Ht	Hota G.
Mn · Sk · Ht	Mineoka Belt

Fig. 9. (Continued)

文 献

林 広樹・高橋雅紀・柳沢幸夫・山水史生・渡辺真人・堀内誠示・長谷川四郎・笠原敬司, 2004, 千葉県南部鴨川中深層観測井の坑井地質と地質年代, 防災科学研究報告, **65**, 97-118.

小竹信宏, 1988, 房総半島南端地域の海成上部新世界, 地質学雑誌, **94** (3), 187-206.

小竹信宏・小山真人・亀尾浩司, 1995, 房総半島南端地域に分布する千倉・豊房層群(鮮新-更新統)の古地磁気および微化石層序, 地質学雑誌, **101** (7), 515-531.

Matsuda, T., Y. Ota, M. Ando and N. Yonekura, 1978, Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **23**, 1610-

1618.

三縄岳大・伊藤谷生・宮内崇裕・河村智徳・浅尾一巳・須田茂幸・太田陽一・井川猛, 2002, 反射法地震探査による房総半島嶺岡産地南部の地質構造の解明, 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, **284**.

三縄岳大, 2002MS, 反射法地震探査による嶺岡帯および房総半島南部付加体構造の解明, 千葉大学大学院自然科学研究科修士論文.

Miyauchi, T., T. Minawa, T. Ito, H. Kato, T. Kawamura, T. Ikawa, and K. Asao, 2006, Structurally controlled geomorphology on the southern Boso Peninsula, Central Japan: Investigation using seismic reflection profiling, *Quatern. Res.*, **45**, 263-74.

中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981, 鴨川地域の地質, 地域地質究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所,

- 107 p.
- 成瀬 洋, 1968, 関東地方における第四紀地殻変動, 地質学論集, **2**, 29-32.
- 大塚彌之助, 1937, 房総半島における一小デッケン構造, 地理学評論, **13**, 201-207.
- 大塚彌之助, 1949, オブシクエント断層線崖の一例, 大塚地理学会論文集, 79-84.
- 齊藤実篤, 1992, 房総半島南部の新生界の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **92**, 1-37.
- 佐藤比呂志・平田 直・伊藤谷生・岩崎貴哉・瀬瀬一起・笠原敬司・伊藤 潔, 2003, 大深度弾性波探査 2. 房総半島縦断地殻構造探査 (房総 2002), 大都市大震災軽減化特別プロジェクト1 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 14 年度)成果報告書, 7-87.
- 日本地質学会(編), 2008, 日本地方地質誌「関東地方」, 朝倉書店, 570 p.
- 山本修治, 2008MS, 反射法地震探査によって明らかとなった房総半島南部ならび周辺地域の浅部地殻構造と最近約 100 万年の地殻変動, 千葉大学大学院自然科学研究科修士論文.
(Received February 15, 2010)
(Accepted March 26, 2010)