

2003年宮城県北部地震震源域の3次元地質構造に基づいた 伏在断層モデルの構築

Construction of a fault model based on 3-dimensional structure of fault-related folds in the source area of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj = 6.4) in NE Japan

木村治夫¹・岡村行信¹

Haruo Kimura¹ and Yukinobu Okamura¹

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center, h-kimura@aist.go.jp)

Abstract: We constructed a 3-dimensional fault model based on 3-dimensional structure of fault-related folds near the surface of the earth in the source area of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj = 6.4). An objective of this study is an establishment of a method to reveal 3-dimensional structure of a source fault. For this objective, we compared the constructed fault model with the hypocenter distribution of aftershocks of the 2003 Northern Miyagi earthquake. We assumed that the activity of only the Sue fault among faults in this region formed the structure of fault-related fold in the source area, and then used geological structural modeling software '3DMove' by 3-dimensional balancing techniques for construction of the fault model. It is necessary firstly to define geometries of initial and folded structure of one horizon, and fault geometry at leading tip connecting the margins of the initial and folded horizons. In this modeling of the horizons, we adopted structural and stratigraphical data of the middle to late Miocene Mitsuya Formation, the Pliocene Kameoka Formation, the Tatsunokuchi Formation, the Omotezawa Formation, and the Tawaraniwa Formation. We assumed the following three main things for obtaining the 3-dimensional fault model: a nearly flat geometry of the initial horizon, 13 km in depth of the bottom limit of the fault, and inclined antithetic shear plane with a dip of 85 degrees for hanging wall above a single reverse fault. The geometry of the fault model was found to almost correspond to that of the hypocenter distribution of aftershocks of the earthquake. This result shows that 3-dimensional structure of a source fault is possibly revealed by modeling the fault-related folds.

キーワード: 2003年宮城県北部地震, 断層関連褶曲, 震源断層, 活断層, 逆断層

Keywords: 2003 Northern Miyagi Earthquake, fault-related fold, source fault, active fault, reverse fault

1. はじめに

逆断層の上盤には褶曲構造を伴っている例が多く、これらの褶曲構造に地下の形状や変位量を反映した断層関連褶曲の理論 (例えば, Suppe, 1983; Shaw and Suppe, 1994) を適用すれば、褶曲構造の形態から地下の断層面の形状を推定することが可能である。日本の活断層においても、このような手法を用いて、2次元褶曲構造に基づいた断層モデルの構築が行われている (例えば, Okamura *et al.*, 2007) が、より精度の高い断層モデルを構築するためには3次元での褶曲構造から断層面の形状を求める手法を確立することが望まれる。そこで、本研究では2003年宮城県北部地震の震源域で3次元地質構造から褶曲構造を構築し、それに断層関連褶曲の理論を適用して断層面の3次元形状を求め、地震後に観測された余震分布と比較することにより、この手法の信頼性について検討した。

本研究に必要な条件は、3次元的地質構造を構築し、それに基づいて地下の断層形態を推定し、実際の震源断層と比較して断層面の妥当性を検証するために十分な地質・地球物理情報が揃っていることである。その点、2003年宮城県北部地震の震源域 (第1図) では詳細な地質図が作成されており (例えば, 石井・他, 1982; 滝沢・他, 1984; 沢・他, 1992), また、数例の反射法地震探査 (例えば, 山口・他, 2004; Kato *et al.*, 2004; 横倉・他, 2005) も行われ、地下の断層面の形状を推定するのに必要な情報が数多く整備されている。また、2003年宮城県北部地震では詳細な余震観測 (第2図) によって震源断層の形態が明らかにされている (例えば, Okada *et al.*, 2003; Okada *et al.*, 2007)。これらのことから、本研究では2003年宮城県北部地震を対象地域とした。

2. 調査地域の地形・地質

2003年宮城県北部地震の震源域の震央分布及び地質図を第1図に示す。震源域のほぼ中央には、南北に細長い旭山丘陵が位置する。旭山丘陵は南西方向に河谷を挟んで松島湾周辺の丘陵地帯へと連続してゆく。また、震源域の東部には南北に延びる規模の小さい須江丘陵が形成されている。これらの丘陵の周りには石巻平野をはじめとする平野・低地・段丘が分布している。

本地域に広く分布する中新統は主に先新第三系を不整合に覆う下・中部中新統松島湾層群と、松島湾層群を著しい傾斜不整合で覆う中・上部中新統志田層群に大別される。松島湾層群は主に松島湾周辺地域に露出し、下部では火山噴出物及びそれに由来する碎屑物からなる陸成層が見られるが上方細粒化し、中部では多量の酸性凝灰岩を挟み、上部では海成の砂シルト互層が見られる(石井・他, 1982)。

志田層群は全層準を通じてほとんど砂質の海成堆積物により構成される。志田層群は下部及び、下部を一部地域でやや傾斜する不整合で覆う上部に分けられるが、志田層群上部は震源域での分布は確認されていない。震源域の旭山丘陵に広く露出する三ツ谷層は志田層群下部に属し、主に凝灰質に乏しい細～粗粒砂岩からなる(石井・他, 1982)。

また、本地域に分布する鮮新統は中新統を不整合に覆い、下位より亀岡層・竜の口層・表沢層・俵庭層の4層に区分され、主に旭山丘陵東部と須江丘陵に露出する。これらの鮮新統は2回の海進・海退を示し、竜の口層と表沢層の間には不整合が認められる(石井・他, 1982)。

さらに、本地域内の平野部では、河成段丘は主に更新統によって構成され、浜堤・低地では完新統がみられる。

本地域での新第三系の地質構造については、松島湾層群と志田層群の間の不整合を境に顕著な違いを示し、松島湾層群は大局的には東～北東傾斜で北北西～南南東方向の褶曲構造に規制されているのに対して、志田層群は大局的には北西傾斜で南北方向の軸を持つ大塩背斜・旭山撓曲・広淵向斜をはじめとする褶曲構造群に規制されている(石井・他, 1982)。ただし、本地域南西部の長町一利府線の北側や北東延長部ではこれと同方向の構造も見られる。また、鮮新統の地質構造は志田層群の構造とほぼ調和的であり、本地域の志田層群以上の褶曲構造の形成時期は鮮新統堆積以降(石井・他, 1982)、あるいは鮮新統堆積中から引き続いて一部は現在にまで及んでいる(松野, 1967)。

つまり、震源域北部～中部に露出する中新統志田層群三ツ谷層および鮮新統亀岡層・竜の口層・表沢層・俵庭層などは現在まで継続している主に東西圧縮による変形を受けていると考えることができる。しか

し、震源域南部に露出する志田層群より下位の松島湾層群は、複数の異なる造構運動によって複雑な変形を受けていると考えられる。

本地域でみとめられる主な活構造としては、旭山丘陵東斜面に沿う南北走向の旭山撓曲(活断層研究会, 1991)、須江丘陵東端付近に沿って伏在する須江断層(佐藤・他, 2004; Kato *et al.*, 2004)がある。さらに、本地域南西部の松島湾付近を北東端として調査範囲外の南西方向へと延びる北東～南西走向の長町一利府線(活断層研究会, 1991)も付近には存在する。すべて逆断層及びそれに伴う撓曲であり、顕著な横ずれ変形は報告されていない。震源域北部～中部では、旭山撓曲や須江断層の周辺に分布する中新統志田層群三ツ谷層及び鮮新統の地質構造や、丘陵と低地の地形境界などの方向はともに調和的で、すべてほぼ南北方向を示す。それに対して、震源域南部では活構造は地表では確認されておらず伏在している可能性が高い。また、下・中部中新統松島湾層群の地質構造と活構造の関係については明確にはされていない。震源域のさらに南方の石巻湾では、中新世の日本海拡大時に活動したと考えられる南北から北北西～南南東走向の正断層群の存在が明らかにされており(中村, 1990)、これらの正断層群の中には反転テクトニクスにより新第三紀末期以降に逆断層として再活動しているものもある(中村, 1992)。

本地域で行われた数例の反射法地震探査としてKato *et al.* (2004)、山口・他 (2004)、横倉・他 (2005)などの結果が挙げられる。いずれも断層面そのものの明瞭なイメージにこそ至っていないが、新第三系の構造は比較的明瞭にイメージすることに成功している。とくに、著しい傾斜不整合をなす中新統松島湾層群と志田層群の境界はKato *et al.* (2004)や横倉・他 (2005)による報告では特徴的な層準として報告されている。それに比して、志田層群及びそれより新しい地層の構造についてはこれらの反射法地震探査断面では、より特徴的な傾斜不整合面や劇的な造構運動の変化を示す反射面の形状などは認識できず、新第三紀末期以降から現在に続く造構運動を中新統志田層群及び鮮新統の地質構造と関連づけて考えるという上述の石井・他 (1982)や松野 (1967)の考え方に矛盾しない。また、Kato *et al.* (2004)や横倉・他 (2005)は本地域における反転テクトニクスの存在も示唆している。

3. 2003年宮城県北部地震

2003年宮城県北部地震は7月26日7時13分に宮城県北部の旭山丘陵・旭山撓曲及びその周辺を震源域として発生したM6.4の地震であり、最大震度は宮城県鳴瀬町・南郷町・矢本町で震度6強が観測された。また、この地震の前震で最大のものとしては

約7時間前の同日0時13分にはM5.6の前震が発生し、本震の約9時間半後の同日16時56分にはM5.5の最大余震が発生した(第1図a)。これらの地震ではいずれも震度6弱が観測された。

Okada *et al.* (2003) によって得られた2003年宮城県北部地震の余震分布を第2図に示す。震源域の北部～中部では余震分布領域はほぼ南北方向に、震源域南部では北東～南西方向に伸びる。地質的な違いとしては上述のように北部～中部には中・上部中新統志田層群三ツ谷層及び鮮新統が露出するのに対して、南部には下・中部中新統松島湾層群が露出する。北部～中部は東西断面A-A'について、南部は北西～南東断面B-B'について、鉛直面上に付近の余震分布を投影したものが第2図c及びdである。両者を比較すると、ともに西あるいは北西へ傾斜する断層面の存在を示す線状分布が認められるが、A-A'断面にくらべてB-B'断面の方が分布のばらつきが大きいように見える。

4. 3次元バランス法

4.1 手法概要

断層関連褶曲の理論(例えば, Suppe, 1983; Shaw and Suppe, 1994)により褶曲構造から活断層の地下の断層面の形状を推定する手法については、2004年新潟県中越地震震源域で2次元バランス断面法によって行った例が、岡村・石山(2005)により詳細に説明されている。また、Okamura *et al.* (2007)では2次元バランス断面法により推定された断層面と余震分布との比較検討がなされている。本研究はこれらの手法を3次元的に応用し、ある層準の堆積時及び褶曲後の3次元形態と、断層先端の位置・形態から、地下の断層面の3次元形状を推定することを試みた。このうち褶曲の形態はできるだけ詳しい地質調査や地下構造探査のデータを使って作成する必要がある。市販のバランス法解析ソフトは様々な地質情報・地球物理情報から3次元地質構造モデルを構築するための支援機能を持っているので、それを用いることによって、作業を効率的に進めることができる。ここではMidland Valley社の3DMove(2009年現在のバージョンでは、2次元バランス法ソフト2DMove等と統合化され、「Move」と名称変更されている)を用いた例を紹介する。

第3図に3DMoveの画面を示す。震源域は5万分の1地質図幅、「松島」(石井・他, 1982)、「石巻」(滝沢・他, 1984)にほぼ含まれる。これらの地質図幅中に示されている地層の走向傾斜のデータについて、測定地点の位置座標、標高値及び層序区分の属性等とともに数値化されたものを、3DMoveに読み込んだ(第3図中の主に丘陵部分に分布する小さな傾斜した円盤として表現されている)。また、国土地理院の50mメッシュの標高データも、データ形式等を変

換したうえで3DMoveに読み込み、地形面を作成した(第3図中央部の旭山丘陵を示す起伏など)。さらに、作成した地形面上には、地質図幅の画像を位置・サイズを合わせて貼り込み、地質断面図の画像も対応する位置に取り込むことにより、深度方向の構造も3DMove画面から参照できるようにした。これらの各種地質情報にくわえて、既存反射法地震探査断面の画像(Kato *et al.*, 2004)も位置・サイズを指定して3DMove内に読み込んだ(第3図右下のカラー反射地震探査断面、深度方向5倍強調)。また、産業技術総合研究所で実施した反射法地震探査(山口・他, 2004, 横倉・他, 2005など)については断面画像を取り込む(第3図左下の白黒反射地震探査断面、深度方向5倍強調)ことにくわえ、探査データ処理結果を直接デジタルのSEG-Y形式ファイルで取り込んで検討した。今回は大きな違いはなかったが、探査スペック・処理パラメーターによっては直接SEG-Y形式で読み込んだ方が非常に高品位で多くの情報を得られることがあるので、こういった反射法地震探査データをSEG-Y形式で扱えるというのも3DMoveの有利な機能である。さらに、もし利用可能であれば、ボーリング等の地下構造データも取り入れることが可能である。

また3DMoveでは、作成した3次元地質構造モデルについて、任意の方位・傾斜で断面を切り出すことができる。切り出した地質断面を用いて、Midland Valley社の2次元バランス法解析ソフト2DMoveを使用して2次元での地下の断層形状を推定することができる。このことにより、3次元バランス法の前に予察的に、あるいは3次元バランス法に並行して、切り出した断面での2次元バランス法による断層面形状の推定も行うことで、3次元地質構造モデルの妥当性を検討することも可能である。3次元では取り扱うデータ量・計算処理の時間ともに、2次元に比べて非常に大きいものとなるので、2次元バランス法と組み合わせる各種検討を加えながら、3次元バランス法解析を進めていくのが効率がよい。なお、バランス法では短縮軸の方向(上盤の運動方向)は研究対象地域のテクトニックセッティングを考慮して決定するが、3次元バランス法では3次元地質構造作成後でもその方向を指定・修正することができるのに対して、2次元バランス法では地質断面の方向がそのまま短縮軸の方向となるので、あらかじめ短縮軸の方向を求めてからそれに平行な方向で断面を作成するのが原則である。

4.2 3次元地質構造(褶曲構造の形態)モデルの作成

地質図幅の走向・傾斜データ及び地質図として表現されている地質構造を読み取り、3次元地質構造モデル(ある層準の褶曲形態)を作成する。その際には、既存の反射法地震探査結果やボーリングデー

タなどの地下構造データも取り入れる。このようにして変形基準面の3次元構造を作成するのであるが、対象とする地層・層準が分布していない地点では、その上位層あるいは下位層の走向・傾斜と年代・層厚・標高値（あるいは深度）などを考慮し、その地点での層準の位置・形状などを推定した。ただし、上位層あるいは下位層の場合はもちろん、対象とする地層・層準のデータであったとしても、ここで取り扱う構造運動と異なる作用を含む地層の変形の可能性が考えられる地点等のデータは使用しない。例としては、複数の断層系による異なる構造運動により複雑な変形を受けていると考えられる震源域南部の下・中部中新統松島湾層群などの地層（石井・他、1982）や大規模な地すべりの可能性が考えられる場所などである。本研究では年代・分布範囲・変形量などを考慮して、鮮新統竜の口層基底面を変形基準面として採用し、3次元地質構造モデルを作成した。

第4図に変形基準面の褶曲形態を示す。視線の方向は南東上空から北西方向に向かって旭山丘陵を俯瞰したもので、第3図とほぼ同じ方向である。光線の方向は西→東であり、高さは5倍に強調している。中央の南北走向のふくらみとして表現される背斜、及び、右端の南北走向のふくらみとして表現される背斜の存在がわかる。位置的には、中央の背斜が旭山丘陵に対応する背斜（大塩背斜）、右端の背斜が須江丘陵に対応する背斜に相当し、両背斜に挟まれたへこみの部分が同じく南北走向の広淵向斜にあたる。また、中央の背斜の東翼は急傾斜になっており、これが旭山撓曲にあたる。なお、この3次元褶曲構造の範囲については、北縁境界及び南縁境界は構造モデル作成用の地表地質データ・地下構造データの分布限界であり、東縁境界は求める逆断層の地表位置、西縁境界は断層褶曲帯の西端と考えられる位置である。

4.3 断層面の3次元形状の推定

バランス法による断層面の3次元形状の推定にあたっては、複数の褶曲構造が分布する場合には、どの範囲の褶曲が1つの断層によって形成されたグループであるかを求める必要がある。前節で求めた3次元褶曲構造の幅は約15 km程度であり、Okamura *et al.* (2007) の2004年新潟県中越地震震源域での2次元バランス法の例でも、これと同程度の幅の褶曲帯が1つの断層によって形成されたという仮定を用いることによって地下の断層面の形状をうまく推定できることが報告されている。したがって本研究でも、上述の3次元褶曲構造が西傾斜の1枚の断層面に伴う断層関連褶曲であるという前提のもとで行った。さらに仮定する要素として変形前の地層の形態と断層変位量があげられる。本研究で採用している変形基準面の変形前の形態は正確にはわからないが、堆積直後の初成構造としてほぼ平坦な水平面を仮定

した。もし、古水深に関する詳細なデータなどがあればそれを基にさらに正確な断面を復元出来るが、実際には容易でない。本研究では、ほぼ水平な面を仮定したが、その面が褶曲した地層より浅くなってしまって面が交わる場合は計算处理的に不具合が生じてしまうため、変形前の地層面を深くすることで不具合を解消した。現状ではこの方法でも得られる結果については大きな問題は生じていないが、今後、処理ソフトの改良や変形前の地層面の新たな仮定・推定手法の確立が課題となる。

断層変位量の推定はバランス法の基本原理から、断層変位量と断層下端深度から決められる短縮変形によって圧縮される体積が、変形前の基準面（堆積時の面）と変形後の基準面（褶曲形態）で囲まれる範囲の体積に一致するという関係、つまり、「総圧縮体積量＝総隆起体積量」という関係を用いる。断層下端の深さは余震の深度から13 kmと仮定した。

また、3DMoveでの処理で断層形態を求めるには、上盤の変形様式を決める必要がある。ここでは上盤を平行な剪断面に沿って少しずつ変形させる inclined shear（例えば、Gibbs, 1983; White *et al.*, 1986）を適用した。今回のように基盤を含んだ逆断層の変形については、Yamada and McClay (2003) はこの inclined shear によってうまく説明できると報告している。そこで、上盤の変形様式を inclined shear と仮定して断層面の形状を推定する。この inclined shear での上盤の剪断面の角度については、Okamura *et al.* (2007) の2004年新潟県中越地震震源域の例では85°にすることによって適切に説明されている。また、3次元バランス法に先立って、第2図a中のA-A'断面の位置で行った2次元バランス法解析でも、剪断面の傾斜を東傾斜85°として求めた断層面の形状は余震分布と非常によく一致した。よって、3次元バランス法解析でも剪断面の角度を東傾斜85°とした。こうして、前述のように決定した本地域の3次元褶曲構造、その変形前の形状、断層変位量の関係を、西傾斜の1つの逆断層の活動によって説明することができる地下の3次元断層形状を推定した。

実際の3DMoveでの3次元地質構造モデル作成作業画面を第5図aに示す。視線の方向は南東上空から北西方向に向かって旭山丘陵を俯瞰したもので、第3図及び第4図とほぼ同じ方向である。また、光線の方向も第4図と同じく西→東に設定している。ただし、高さ・深度方向の強調は無く、水平：高さ＝1：1である。まず、第5図a中の茶色の面は3次元褶曲形態、つまり、変形後の基準面の形状であり、第4図と同じものである。図中の灰色の半透明の平面は変形の方法を示すものであり、灰色面内の矢印の方向の逆方向が上盤の運動方向を表し（3次元バランス法解析ソフトの仕様上、正断層による変形を考えて伸長方向が矢印で示されており、本研究のような逆断層の場合では矢印の逆方向が短縮方向とな

る), 灰色面内の紫色の線は inclined shear による剪断方向を表している. 本地域では東西圧縮による変形が進行し, その結果, 本地域の褶曲形態が形成されたと考えられるので, 上盤は相対的に N90E 方向へ移動するものとしている. 次に, 図中の青色の面は変形前の基準面の形状である. 上述の通り, ほぼ水平な面を仮定したが, 褶曲形態モデルの東部の広淵向斜にあたるへこみの部分でこの面と干渉するため, その部分で変形前の地層面を少し深くして干渉を解消した. 図中の黄色の面は断層下盤側の変形基準面である. 黄色の面より上部にある赤色の傾斜面は断層先端部分を示す. これらの要素をそろえた3次元地質構造モデルを作成し, 計算処理をすることによって, 図中の地下部分に位置する赤色の曲面で示されるような断層面の3次元形状を求めることができる.

5. 結果

前述した方法を用いて3次元バランス断面法により推定した断層面を第5図 b, c, d, e に示す. ここで得られた断層面は走向方向に非常に短い, これは本研究で利用した地質情報の有効な範囲に限られるためである. 実際には, 本研究で得られた第5図の赤色の断層面が, その形状を変化させながら, 北及び南へさらに伸びていると考えられる. 断層面は, 断層下端から上方に向かうにつれて急傾斜になった後, 中央付近で緩傾斜になり, 再び傾斜を増して断層先端に向かう. 西側断層深部の急傾斜帯と中央の緩傾斜帯の境界となる傾斜変換線の平面図上への投影は, 西へ凸の形状を示している. これは, 第6図 a で示された断層面の範囲において, 旭山丘陵中軸部付近でみられる地質分布が西へ凸な弧を描く形状になっていることと対応していると考えられる.

次に, 3次元バランス法で推定された断層面と地表地質及び Kato *et al.* (2004) の反射法地震探査断面との位置関係を第6図に示す. 反射法地震探査断面の位置では, 本研究で得られた断層面の形状は, 反射法地震探査断面から推定されている須江断層のものと矛盾していない. さらに, 中央の旭山丘陵や東端付近の須江丘陵の地下で断層面が急傾斜しているということがわかる.

6. 余震分布との比較

3次元バランス法により推定された断層面の形状について, 第7図の B-B', C-C', D-D' 断面で Okada *et al.* (2007) の余震分布及び地震波速度構造と比較したものを第8図に示す. まず, 図中の十字で表された余震分布と, 黒太線で示される断層面の形状とを比較する. なお図中の地表面に記された黒色の四角は Kato *et al.* (2004) が報告している須江断層の推定地表位置を示している. B-B', C-C', D-D' 断面と

もに中央より西側の深度約 7 km より深い領域では, バランス法から得た断層面と余震分布は共に約 40~50 度程度の西への急傾斜を示し, それらの位置・形状は概ね一致する. 断層面東部の深度約 4 km 以浅の領域では, バランス法で得た断層面は上端付近までほぼ一様に西への急傾斜を示しているが, この深度領域では余震分布がほとんど得られていないので直接比較することはできない. 断層面西部の深度約 7 km 以深の急傾斜部と断層面東部の深度約 4 km 以浅の急傾斜部をつなぐ中央付近の比較的緩傾斜な断層形状に一致する余震分布は明瞭に認められないが, この緩傾斜部周辺では余震分布のばらつきが他の部分に比較してやや大きくなっているように見える. このことは, 傾斜の変換を示す断層形状に関連する可能性があると考えられる. ただし, C-C' 断面の深度約 4~5 km に限っては比較的明瞭な余震分布の線状配列が見られ, その傾斜はバランス法で推定される断層面と調和的であるが, 深度が約 500 m 程度浅い場所に平行して位置している.

以上の B-B', C-C', D-D' 断面でバランス法から推定される断層面と余震分布との比較で, 両者が概ね一致する断層面西部の急傾斜部と断層面東部の急傾斜部はそれぞれ旭山丘陵と須江丘陵の直下に位置し, これらの丘陵を形成させる背斜構造に対応するものと考えられる. その一方で, 旭山丘陵と須江丘陵の間の低地に位置する広淵向斜には, バランス法で得られた断層面の緩傾斜部が対応していると考えられるが, この部分では余震分布との間に深度・水平位置に多少の違いが見られる. その原因として, 緩傾斜に対応する広淵向斜やその延長の向斜構造が存在する場所では, 中新統志田層群三ツ谷層及び鮮新統亀岡層・竜の口層・表沢層・俵庭層の各層は地下に埋没しており, 十分な精度で褶曲した地層面や変形前の地層面の形状が求められていないことが考えられる. 褶曲した地層面の深度は反射法地震探査断面及び他の地域の地質構造から推定しているが, 今回使用した反射法地震探査データは深度数 km の地下構造のイメージングを目的としたものであり, 本研究で必要とする 100 m 以浅の地質構造の推定に最適な仕様で得られたデータではない. よって, この向斜構造付近での褶曲形成後の地層面の深度には誤差が生じており, 向斜構造に対応する断層面の緩傾斜領域の深度・位置にも誤差が生じてしまった可能性がある.

次に, Okada *et al.* (2007) で報告された地震波速度構造との比較を行う (第8図). 本地域の基盤である地震波速度の比較的速い先新第三系の上面深度は須江断層の東側で浅く, 西側で深くなっており, 西側浅部には地震波速度の比較的遅い新第三系が広く分布する (例えば, Kato *et al.*, 2004; 横倉・他, 2005). また, 地震波速度の遅い領域と速い領域の境界域に注目してみると, 西傾斜にはなっているもの

の完全な直線状ではなく、P波速度構造では中央部深度4~6 km程度で下方へ突出しており(第8図a)、S波速度構造では同じく中央部深度3~5 km程度で下方へ突出している(第8図b)。こうした境界域の構造はバランス法で求めた断層面の中央部で緩傾斜になるという形状に対応している。したがって、地表付近・地下浅部の3次元地質構造からバランス法によって得た断層面の形状は、地下深部の地震波速度構造とも調和している。

以上から、本研究で地表付近の3次元地質構造から推定された地下の断層面形状は、地震波速度構造とも調和的で地下深部の構造をよくあらわしており、余震分布との比較では一部の領域を除いては概ね一致していると言える。よって、2003年宮城県北部地震の震源断層が新第三紀末期以降繰り返し活動してきたことによって現在の地表付近の褶曲構造が形成されたものであると判断できる。逆に言うと、本地域で新第三紀末期以降に形成された褶曲構造を1つの断層に伴う断層関連褶曲であると仮定し、地下の震源断層の形状を推定することは可能であることを示している。くわえて、今回は乏しかった地下地質構造に関する情報をボーリングデータや浅層反射法地震探査で補い、変形基準面の3次元構造の精度を高めることによって、より詳細で正確な地下の断層面の3次元形状を推定することができると考えられる。ただし、今回は1枚の断層面のみと仮定したが、それぞれ旭山丘陵と須江丘陵に対応する2つの逆断層が存在する可能性も考えなければならない。2つの逆断層を考える際、それらの関係は共に上部地殻下端まで達する独立した2つの逆断層である場合と、表層では2つの逆断層でも上部地殻内で1つの断層に収斂する分岐断層の関係の場合がある。これらの場合についてもバランス法で解析を進めていく必要がある。しかし、とくに今回の3次元的手法では複数の断層面の形状を同時に推定することは現段階では難しい。現状では、断層の傾斜やおよその位置の推定には1枚の断層面と仮定して考える方法で十分と言える。

7. 結論と今後の課題

2003年宮城県北部地震の震源域である旭山丘陵から須江丘陵にかけての地域に発達する鮮新統の褶曲が断層関連褶曲であると仮定し、丘陵下に伏在する断層面の3次元形状を3次元バランス法によって推定した。その結果得られた断層を、2003年宮城県北部地震の余震分布と比較したところ、旭山丘陵や須江丘陵下で背斜構造に対応する急傾斜の領域ではほぼ一致することが明らかになった。その一方で、旭山丘陵と須江丘陵の間の広淵向斜に対応すると思われる緩傾斜を示す領域では両者の深度・水平位置に多少の違いが見られた。その原因としては、地下地

質構造の推定の際に生じた誤差に起因する可能性がある。

本研究で推定された地下の断層面形状は、余震分布から推定される震源断層と一部の領域を除いてはほぼ一致した。したがって、2004年中越地震震源域の例にならって、本地域での地表付近の褶曲構造は1つの断層に伴って形成された断層関連褶曲であると仮定すると、大局的にはほぼ2003年宮城県北部地震の震源断層が繰り返し活動することによって成長してきたと判断できる。つまり本事例では、新第三紀末期以降に形成された褶曲構造から地下の震源断層の形状を推定することは概ね可能であることがわかった。

本研究では2003年宮城県北部地震の震源域での伏在断層モデルを3次的に構築することを目的としながらも、今回の3次元バランス法解析適用範囲に含まれなかった地域もある。そういった地域には、下・中部中新統松島湾層群などの古くて複雑な変形を受けた地層しか分布しておらず解析できなかった場所もあるが、本研究での解析対象となった中・上部中新統志田層群三ツ谷層や鮮新統が分布していながらも地下に埋没しており必要な地質情報を得られなかった場所もある。このような場所でも反射法地震探査やボーリングデータなどにより、変形基準となる3次元褶曲構造作成のための地下地質構造に関する新たなデータが得られれば、本手法を適用できる可能性が生じる。さらには、本地域内でも地下地質構造に関するより詳細な情報を取得し、変形基準面の3次元構造の精度を高めることによって、より詳細で正確な地下の断層面の3次元形状を推定することができる。今回は解析範囲を震源域の一部に限定したので、断層面の3次的形状の全体像を明らかにするに至ったわけではない。しかし、解析に適した地質が分布しその地質情報が整備されている場所では、3次元バランス法解析を用いて地下の断層面の3次元形状をうまく推定できることは明らかにした。震源域全域において2003年宮城県北部地震に対応する震源断層モデルの3次的全体像を地質学的手法によって明らかにし、地球物理学的手法から得られた震源断層モデルとの比較・検討を進めてゆくことは今後の課題となる。

一方で、地質構造から断層モデルを構築するためには、断層下端深度や地層の堆積時の形状などを仮定する必要がある。さらに、特定の1つの断層が形状を変えずに活動してきたという仮定が含まれていることに注意が必要である。また、複数の褶曲構造が分布する場合には、どの範囲の褶曲が1つの断層によって形成されたグループであるかを求める必要がある。そのため、分岐断層の存在など、複数の断層の活動に伴った断層関連褶曲として褶曲構造が形成されたという仮定での3次元バランス法での解析が今後の課題となる。このように、この手法を適用

するための条件や仮定を考慮すると、褶曲構造が単純な場合には有効であるが、複雑な場合には近似的に1つの断層モデルを念頭に置いたうえでこの手法を用いるべきであるということを、認識しておくのが重要である。

そうした点に留意した上では、本手法を他地域の断層褶曲帯にも適用し、伏在する将来の震源断層を推定出来る可能性は大きいと考えられる。このような地下の断層面の3次元形状の推定は、3次元バランス法解析ソフトを用いることによって効率よくできる。そのためには、数値化した地質図データや、反射法地震探査データ・ボーリングデータなどの地下構造情報など、3次元バランス法の基礎となる地質情報を用意することが非常に重要である。これらの基盤的地質情報を各地域で整備していくとともに、各地域で本方法を適用して断層面の3次元形状を求めつつ、本方法の高精度化を進めてゆくことが活断層評価や地震災害予測につながるものと考えられる。

謝辞 地質調査情報センターの牧本 博氏には石巻地域及び松島地域のデジタル地質データを提供していただいた。地質情報研究部門の横倉隆伸氏・山口和雄氏には反射法地震探査データを提供していただいた。以上の方々にここに記して御礼申し上げます。

文 献

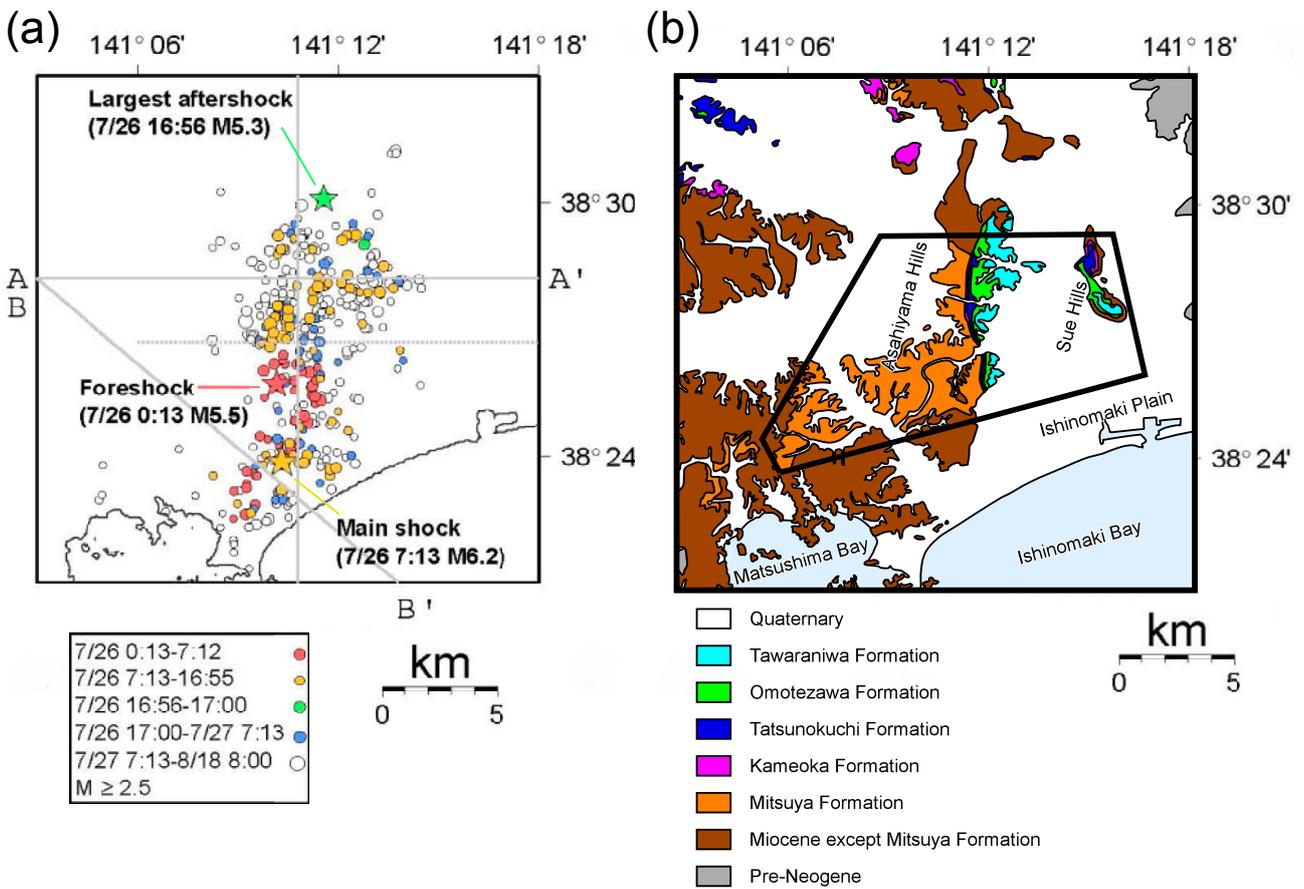
- Dula, F. W. (1991) Geometric models of listric normal faults and rollover folds, AAPG Bull., 75, 1609-1625.
- Gibbs, A. D. (1983) Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics, Jour. Struct. Geol. 5, 153-160.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也 (1982) 松島地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 121pp.
- Jamison, W. R. (1993) Stress controls on fault thrust style. In McClay, K. R. ed. Thrust Tectonics, Chapman & Hall, London, 155-164.
- Kato, N., Sato, H., Imaizumi, T., Ikeda, Y., Okada, S., Kagohara, K., Kawanaka, T. and Kasahara, K. (2004) Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj 6.4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift, Earth Planets Space, 56, 1369-1374.
- 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, 付図.
- 松野久也 (1967) 若柳地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 24pp.
- 中村光一 (1990) 地質図及び地質断面図, 金華山沖海底地質図 1:200,000, 海洋地質図 33, 地質調査所, 5sheets.
- 中村光一 (1992) 反転テクトニクス (inversion tectonics) とその地質構造, 構造地質, 38, 3-45.
- Okada, T., Umino, N. and Hasegawa, A. (2003) Rupture process of the July 2003 northern Miyagi earthquake sequence, NE Japan, estimated from double-difference hypocenter locations, Earth Planets Space, 55, 741-750.
- Okada, T., Hasegawa, A., Suganomata, J., Umino, N., Zhang, H. and Thurber, C. H. (2007) Imaging the heterogeneous source area of the 2003 M6.4 northern Miyagi earthquake, NE Japan, by double-difference tomography, Tectonophysics, 430, 67-81.
- 岡村行信 (2000) 音波探査プロファイルに基づいた海底活断層の認定 — fault related fold, growth 及び growth triangle の適用 —, 地質調査所月報, 51, 59-77.
- 岡村行信・石山達也 (2005) 2004年新潟県中越地震震源域での地質構造を用いた伏在断層モデルの作成, 活断層・古地震研究報告, No. 5, 17-28.
- Okamura, Y., Ishiyama, T. and Yanagisawa, Y. (2007) Fault-related folds above the source fault of the 2004 mid-Niigata Prefecture earthquake, in a fold-and-thrust belt caused by basin inversion along the eastern margin of the Japan Sea, J. Geophys. Res., 112, B03S08.
- 佐藤比呂志・加藤直子・今泉俊文・池田安隆・楮原京子・荻野スミ子・川中 卓・笠原敬司 (2004) 2003年宮城県北部地震震源域北部での反射法・屈折法地震探査, 2003年宮城県北部地震シンポジウム 地震から6ヶ月—震源域の地盤調査・地震災害調査で何が解明されたか—論文集, 1-8, 自然災害研究協議会・東北大学災害制御研究センター.
- Shaw J. H. & Suppe J. (1994) Active faulting and growth folding in the eastern Santa Barbara Channel, California. Geol. Soc. Ame. Bull., 106, 607-26.
- Suppe, J. (1983) Geometry and kinematics of fault-bend folding, American Journal of Science, 283, 68-721.
- 滝沢文教・神戸信和・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人 (1984) 石巻島地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 103pp.
- 滝沢文教・柳沢幸夫・久保和也・鎌田耕太郎・駒澤正夫・石原丈実・広島俊男・中塚 正 (1992) 20万分の1地質図幅「石巻 (第2版)」, 地質調査所.
- White, N. J., Jackson, J. A. and McKenzie (1986), The relationship between the geometry of normal fault and that of the sedimentary layers in their hanging walls. Jour. Struct Geol., 8, 897-909.

Yamada, Y. and McClay, K. (2003) Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. *Jour. Struct Geol.*, 25, 1551-1560.

山口和雄・横倉隆伸・加野直巳 (2004) 2003年宮城県北部の地震震源域における反射法地震探査—旭山撓曲の南方延長域の地下構造—, 物理探査学会第111回学術講演会論文集, 57-58.

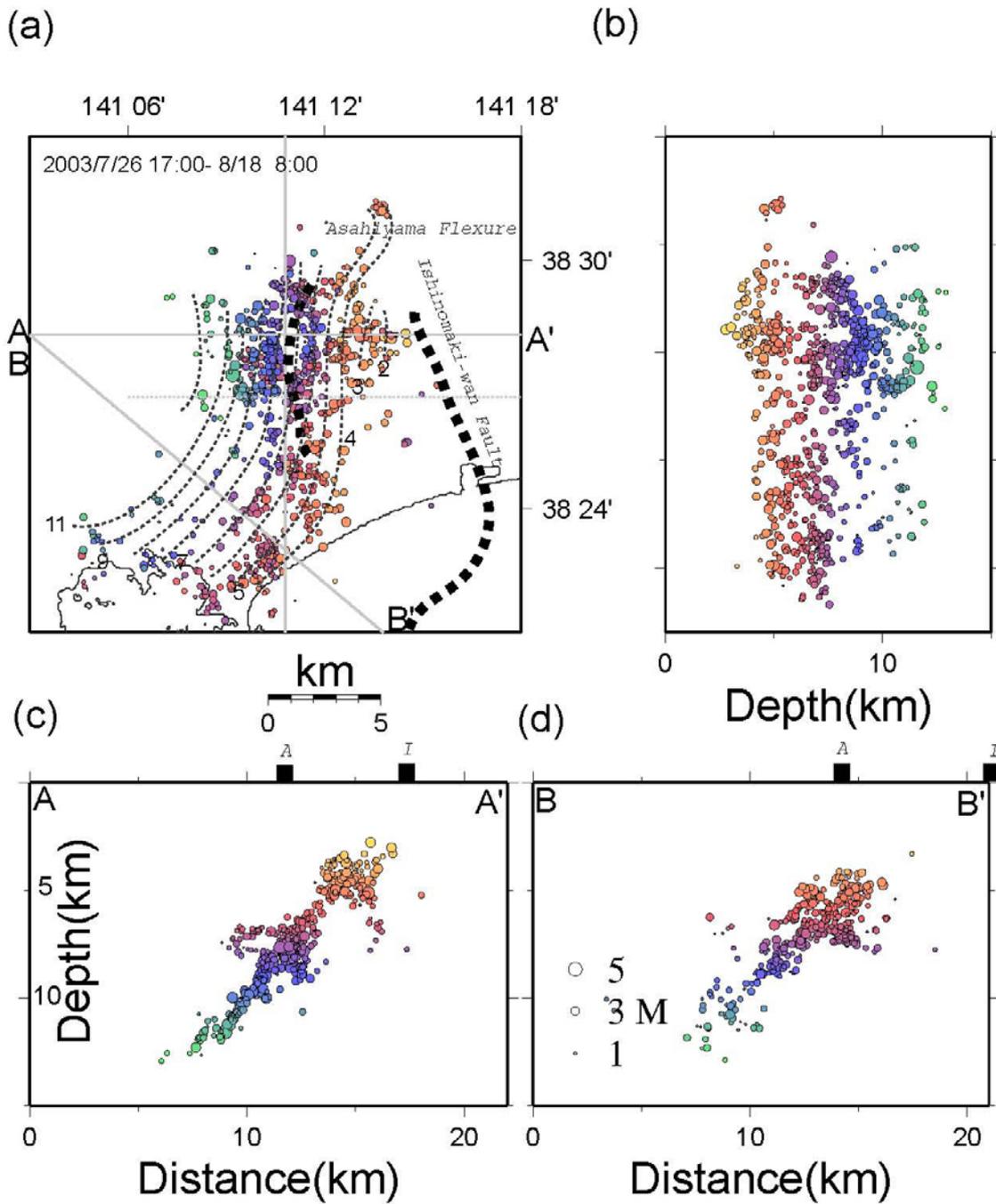
横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・田中明子・大滝寿樹・伊藤 忍・駒澤正夫・稲崎富士・横田俊之 (2005) 地下地質調査, 平成16年度原子力安全基盤調査研究 原子力安全基盤調査自然科学分野総合的評価, 産業技術総合研究所, 103-153.

(受付: 2009年9月17日, 受理: 2009年9月29日)



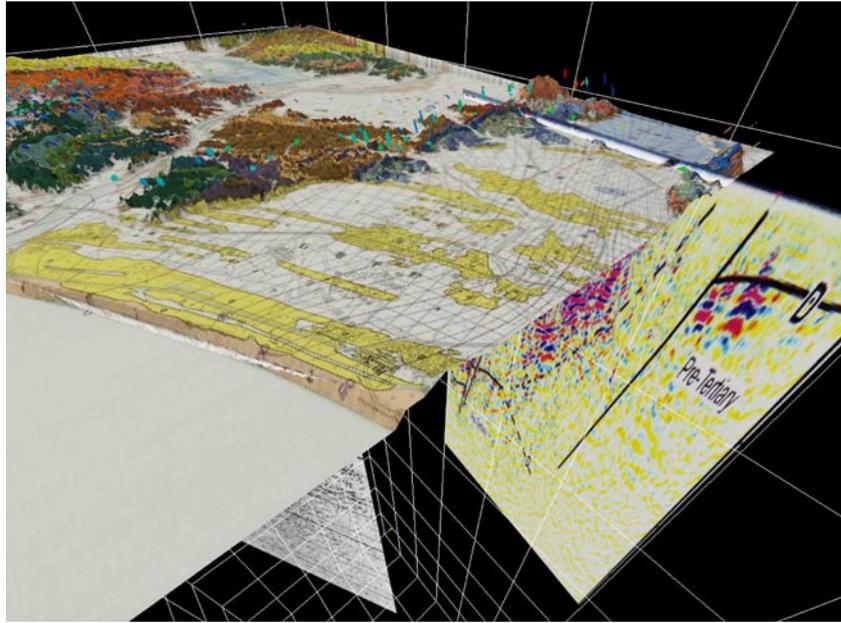
第1図. (a) 2003年宮城県北部地震の前震・本震・余震の震央分布 (Okada *et al.*, 2003 に加筆). (b) 震源域及びその周辺地域の表層地質図 (滝沢・他, 1992 に加筆). 黒枠は第4図の変形基準面の範囲をあらわす.

Fig. 1. (a) Epicenter distribution of foreshocks, main shock, and aftershocks of the 2003 Northern Miyagi Earthquake (modified after Okada *et al.*, 2003). (b) Geological map in and around the source area modified after Takizawa *et al.* (1992). A black pentagonal frame in the center of the map shows the location of the horizon illustrated in Fig. 4.



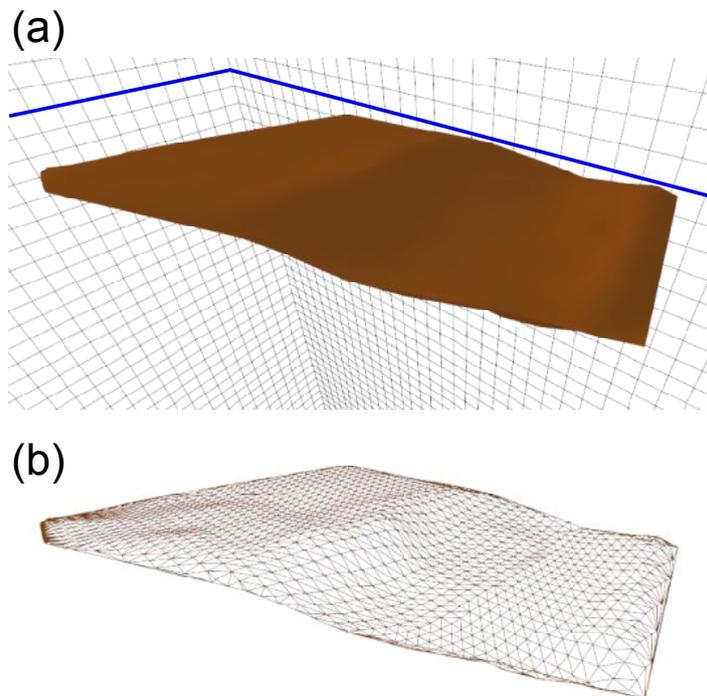
第2図. 2003年宮城県北部地震の余震分布 (Okada *et al.*, 2003). 2004年7月26日17:00~8月18日8:00. 図中の円の大きさは余震のマグニチュード, 色は深度をあらわす. (a) 平面図. 破線は余震分布の1 km 間隔の等深度線. (b) 南北断面図. (c) 東西断面図. 図中の黒四角 A 及び I はそれぞれ旭山撓曲と石巻湾断層延長部の推定地表位置. (d) 北西-南東断面図.

Fig 2. Hypocenter distribution of aftershocks of the 2003 Northern Miyagi Earthquake from Okada *et al.* (2003). Events for the period from 17:00, July 26 (JST) to 8:00, August 18 (JST) are shown. Colors of symbols show depths of the hypocenters. Sizes of symbols are proportional to their magnitudes. (a) Epicenter distribution. Thin broken lines show the counters of focal depths of the aftershocks at an interval of 1 km. (b) N-S vertical cross section. (c) E-W vertical cross section. Boxes labeled by 'A' and 'I' on the top show the locations of the Asahi-yama flexure and the Ishinomaki-wan fault, respectively. (d) NW-SE vertical cross section.



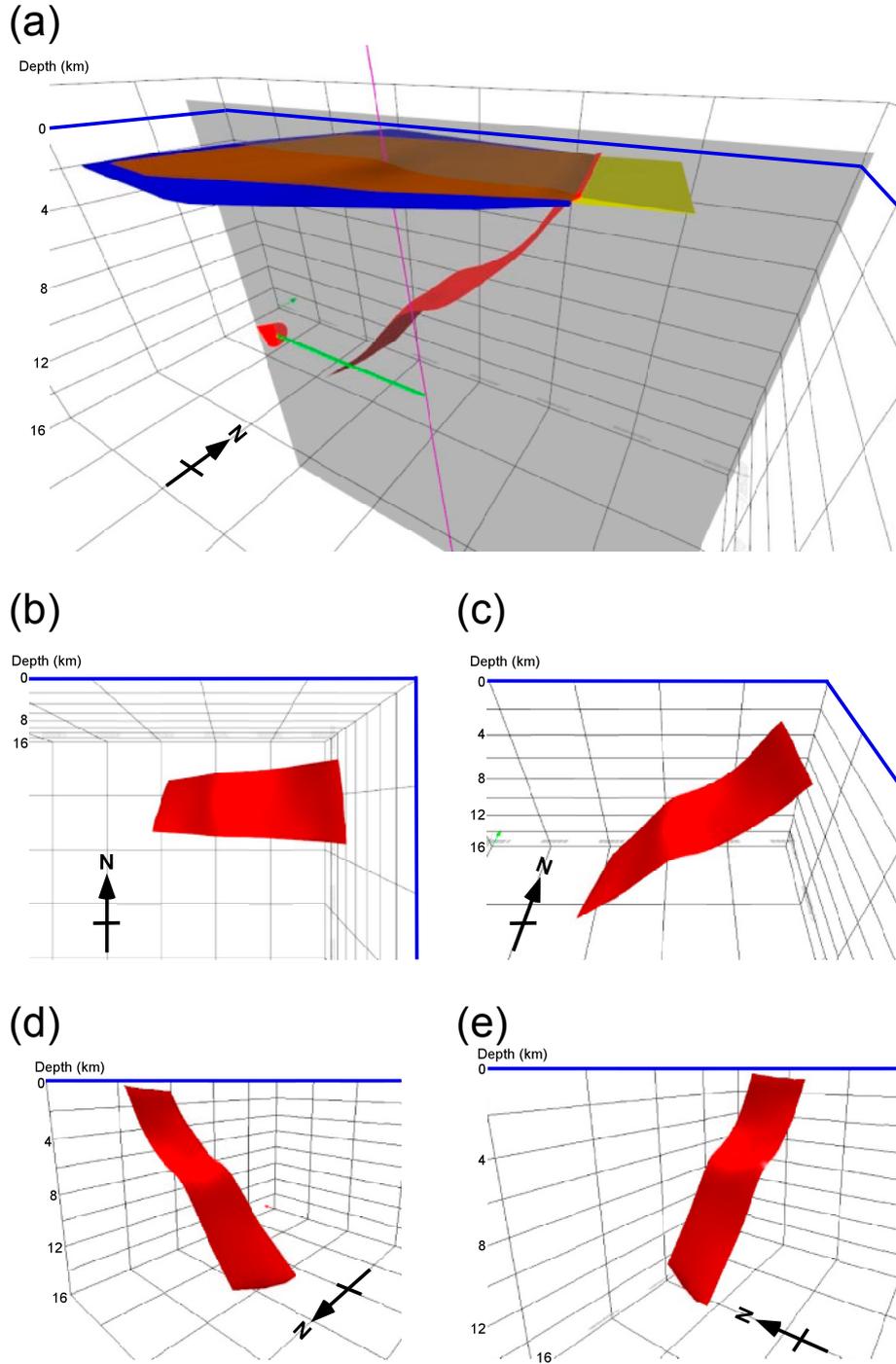
第3図. 3次元バランス法解析ソフト3DMoveの画面. 2003年宮城県北部地震震源域で3次元の褶曲構造を構築するために, 既存の地質図・地層の走向傾斜・地形・反射法地震探査断面等のデータを3次元的に配置している. 高さ・深度方向に5倍強調してある.

Fig. 3. Main graphics window of '3DMove' which is a geological structural modeling software by 3-dimensional balancing techniques. In the source area of the 2003 Northern Miyagi Earthquake, geological maps, dip-and-strikes of beds, topographic surface, and seismic reflection profiles are 3-dimensionally displayed. The vertical exaggeration is 5 times.



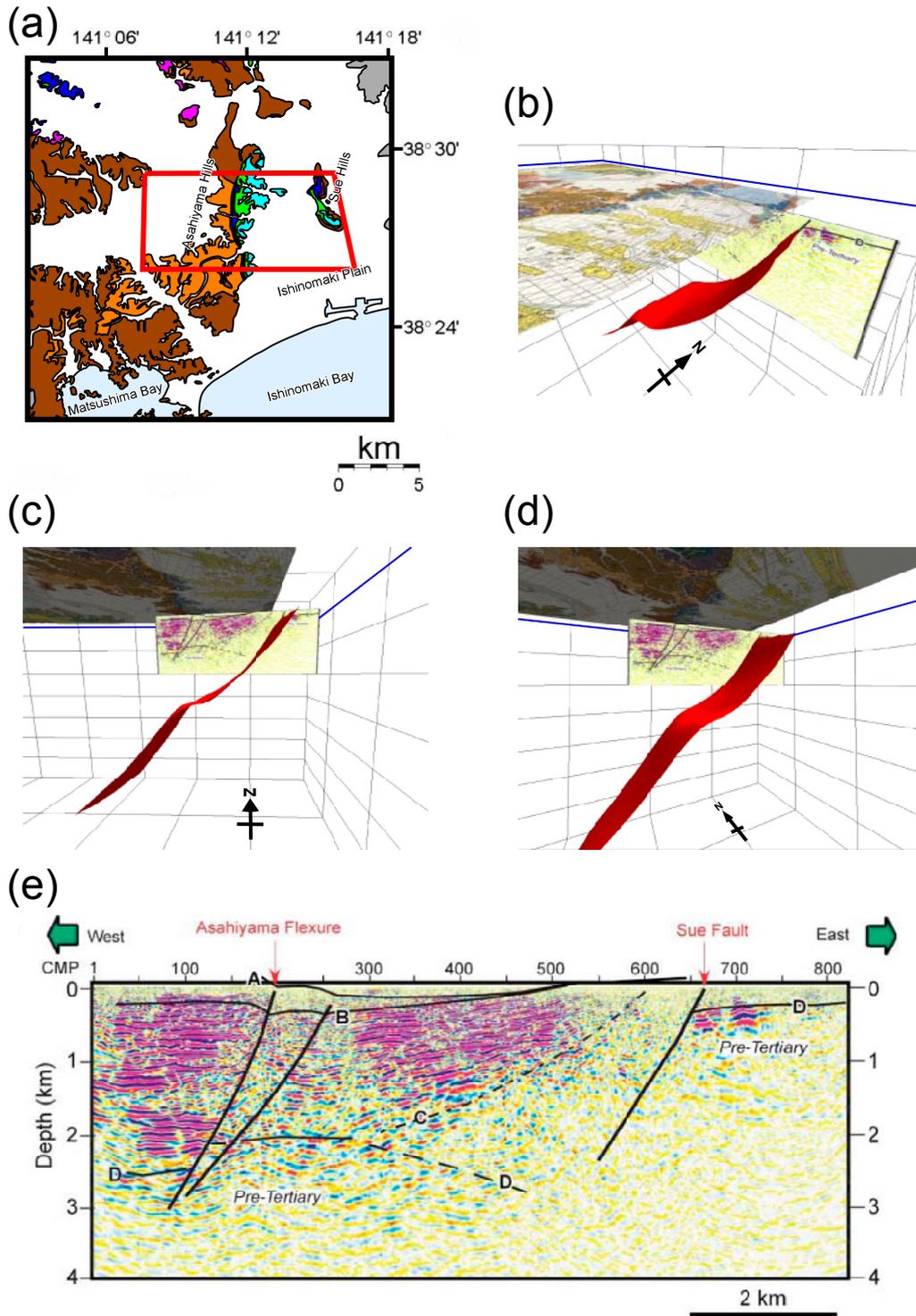
第4図. 作成した竜の口層基底面の3次元褶曲形態. 高さ・深度方向に5倍強調してある. (a) 面表示. グリッド線間隔は水平1 km, 垂直200 m. 青線は標高0 mを示す. (b) ワイヤフレーム表示.

Fig. 4. Topography of the basal horizon of the Tatsunokuchi Formation modeled in this study. The vertical exaggeration is 5 times. (a) The horizon displayed as a face. Intervals of grid lines are 1 km in horizontal distance and 200 m in vertical distance. A blue line shows sea level. (b) The horizon displayed as wireframe.



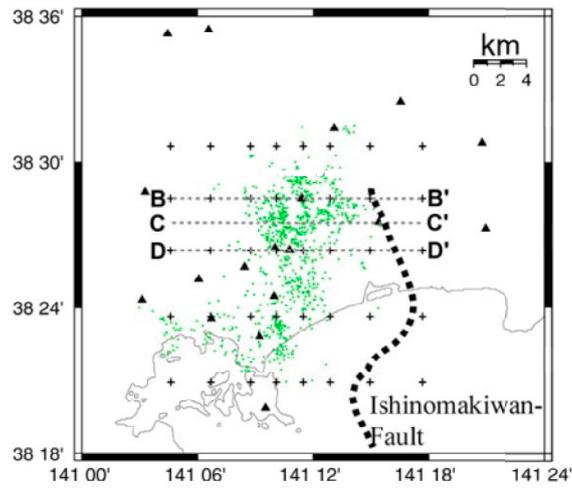
第5図. (a) 3次元バランス法解析のための各要素をまとめて表示したもの。光線の方向は西→東。茶色の面：変形後の3次元褶曲構造，青色の面：変形前の基準面，黄色の面：下盤側の変形しない基準面，地表付近の赤色の面：断層面の上端。以上を指定し，3DMoveで計算処理を行うことによって地下の赤色の面が断層面として得られる。グリッド線間隔は水平5 km，垂直2 km。(b) (c) (d) (e) 断層面の3次元形状。光線の方向はすべて東→西。グリッド線間隔は水平5 km，垂直2 km。

Fig. 5. (a) Elements necessary for geological structural modeling by 3-dimensional balancing techniques. The light beam direction is from the west to the east. A brown face shows the post-deformation horizon of fault-related folds in the hanging wall, while a blue face shows the pre-deformation horizon in the hanging wall. A yellow face illustrates the horizon in the foot wall which is not deformed. The red faces show fault plane. Intervals of grid lines are 5 km in horizontal distance and 2 km in vertical distance. (b) (c) (d) (e) 3-dimensional structure of the fault plane shown from various directions. All of the light beam directions are from the east to the west. Intervals of grid lines are 5 km in horizontal distance and 2 km in vertical distance.



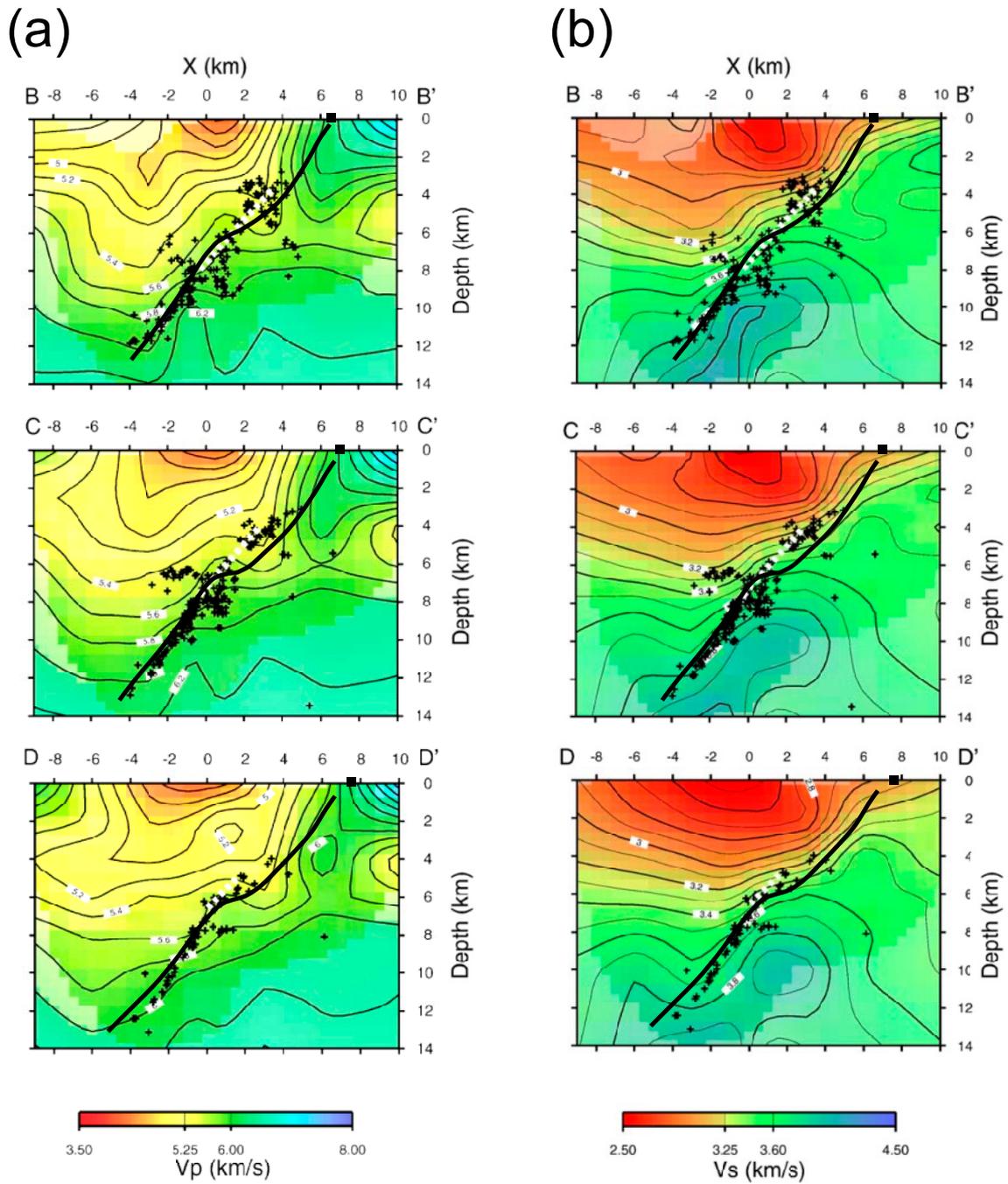
第 6 図. (a) 断層面と地表地質との位置関係。断層面直上から真下方向を望む。赤線枠が本研究で対象とした断層面のおおよその範囲。(b) (c) (d) 断層面と地表地質及び Kato *et al.* (2004) の反射断面との位置関係。b は上空から c 及び d は地下からの視線である。グリッド線間隔は水平 5 km、垂直 2 km。(e) 旭山丘陵と須江丘陵を横切る反射法地震探査断面 (Kato *et al.*, 2004)。

Fig. 6. (a) The location of the calculated fault plane calculated in the geological map. We calculated only this area because of the limited range of obtained geological and geophysical data. (b) (c) (d) Comparison of the calculated fault plane and the seismic reflection profile by Kato *et al.* (2004) in the 3-dimensional display. The panel b is an aerial view, while the panels c and d are views from subsurface. Intervals of grid lines are 5 km in horizontal distance and 2 km in vertical distance. (e) Seismic reflection profile across both of the Asahiya Hills and the Sue Hills (Kato *et al.*, 2004).



第7図. 断層面の形状と余震分布の比較断面の位置(Okada *et al.*, 2007 に加筆). 断面 B-B', C-C', D-D' は第8図に示す.

Fig. 7. Distribution of aftershocks and the location of vertical cross sections (modified after Okada *et al.*, 2007). Broken lines B-B', C-C', and D-D' denote the location of vertical cross sections in Fig. 8. Green dots show the distribution of epicenters of aftershocks.



第 8 図. 断層面の形状と余震分布・地震波速度構造との比較 (Okada *et al.*, 2007 に加筆). 黒太線が断層面をあらわす. 地表面の黒四角は須江断層の推定地表位置 (Kato *et al.*, 2007) を示す. (a) 余震分布及び P 波速度構造との比較. (b) 余震分布及び S 波速度構造との比較.

Fig. 8. The fault plane geometry revealed in this study, distributions of aftershocks, and seismic velocity structures (modified after Okada *et al.*, 2007). Black bold lines denote the fault plane. Boxes on the top indicate the inferred location of the Sue fault (Kato *et al.*, 2004). (a) Vertical cross sections of the P-wave velocity structure along lines B-B', C-C', and D-D'. (b) Vertical cross sections of the S-wave velocity structure along lines B-B', C-C', D-D'.