

博士論文

変動地形・構造地質・反射法地震探査に基づく
奥羽脊梁山脈西麓のアクティブ・テクトニクス

Active tectonics of the western flank of the Ou Backbone Range, revealed by
tectonic geomorphology, structural geology, and seismic reflection data

楳原京子

平成19年

要 旨

活断層から発生する内陸地震の規模は、破壊領域の大きさとすべり量に比例すると考えられ、内陸地震の場合、破壊領域は断層長に依存する。すなわち、断層長は将来の地震規模を予測する上で重要なパラメータである。一方、断層の雁行配列や分岐構造は地震破壊伝播やすべり、地表地震断層の出現を規制することが数値シミュレーションの結果などから指摘されている。逆断層では *tear fault* や *lateral ramp* によってセグメントが結合している場合、近隣の断層セグメントへ破壊が伝播することが予測されている。したがって、雁行配列や分岐構造を含む複雑な幾何形状をなす断層帯において、将来地震が発生した場合に、断層帯のどの部分を選択して断層破壊し、地表面や地下構造にどのような変形を及ぼすのかを予測することは、地震危険度評価において非常に重要である。しかし、実例として地震時の地表変形と地下の断層構造との関係を詳細に議論した研究例は少ない。そこで本研究では、国内としては数少ない逆断層型の地表地震断層である千屋断層（横手盆地東縁断層帯）を対象に、逆断層に伴う地表変形と断層運動との関連、一回の地震時における断層変位量と地質学的時間スケールにおける累積的な断層変位との関係を明確にすることを第一の目的として、これらの結果を踏まえ、横手盆地東縁断層帯の地形・地質構造発達史を考察することを目的とした。

そのために、本研究では地形・地質調査と3本の反射法地震探査を実施し、横手盆地東縁断層帯および周辺地域における断層変位地形の分布と性状、ならびに主要な断層の地下地質構造を明らかにした。そしてバランス断面法によって活断層に伴う変形を定量的に評価した。

本地域の活断層はその性状より 1) 山麓沿いに分布する生保内境界断層・川口断層、2) 山麓線の断層より 2~3 km 盆地側に分布する生保内断層・白岩断層・千屋断層、3) 2) の断層上盤に形成される副次的な断層群に分類できよう。生保内境界断層は第四紀後期に活動的であった証拠はなく、川口断層についても、太田断層と一致する区間を除くと 2) の断層に比べ、第四紀後期の活動性は低い。一方、生保内境界断層・川口断層より盆地側に第四紀後期を通じて活動的な生保内断層・白岩断層・千屋断層が分布することは、生保内断層・白岩断層においても第四紀後期

に thrust-front migration が生じたことを示唆する。また、1896年陸羽地震の地表地震断層は、2)の断層に沿ってのみ出現し、その分布は本断層帯北部に限られた。また川口断層は褶曲を伴う断層で、このような地層変形は、山麓線に沿って連続して見受けられる。

横手盆地東縁断層帯の活動開始に伴う山地の隆起は、生保内境界断層と川口断層活動によってはじまったと考えられる。この活動に伴って形成された沈降域は鮮新統の堆積域と一致すると判断されることから、相対する隆起域は現在の和賀岳・真昼岳を中心とする高まりであったと推定される。その後、横手盆地東縁では thrust-front migration によって、川口断層から延びるデタッチメントの形成に伴い白岩断層と千屋断層へ主たる断層の活動域が移動した。この時のデタッチメントの深さはそれぞれ異なっていたが、デタッチメントが形成された層準は弥勒層もしくは吉沢川層であり、白岩断層・千屋断層では続く断層の前進も、これらの層理面に沿って生じている。弥勒層・吉沢川層は中期中新統～上部中新統の泥岩であり、下位層に比べ、相対的にすべりやすい地層である。このことから地層内の物性的な不均質性が断層の分岐・前進に大きく影響していると考えられる。

一方、バランス断面法の結果、各断層に沿ったすべり量は2～3 km と見積もられ、北部に向かって小さくなる傾向が捉えられた。すべり量と各断層の growth strata の年代から推定される 10^6 年スケールでのすべり速度は白岩断層で 1.64 mm/yr、太田断層で 1.78 mm/yr、千屋断層で 1.25 mm/yr となり、 10^4 年スケールから求められるすべり速度と比較すると、白岩断層や太田断層では 10^6 年スケールの変位量が明らかに大きいことが分かった。このことはこれらの断層が活動初期から比較的山地の隆起を主体とする断層運動を継続してきたことを予想させる。事実、真昼山地の山地高度北部へ高くなる。さらに、真昼山地の隆起過程で形成されたと考えられる平坦面（小起伏面）の縦断面形は、現在の山地高度分布と調和的であり、真昼山地の隆起パターンを反映している。すなわち、真昼山地の隆起や起伏など長期的な断層変位は、本断層帯の深部構造を、地表地震断層など短期的な断層変位は前縁断層の構造を反映するものであり、現在では、断層活動に偏りが生じている断層帯ではあるが、横手盆地東縁断層帯の活動の累積によって、真昼山地が形作られてきたことが明確となった。

目 次

要 旨	
目 次	i
図表目次	iii
第 1 章 はじめに	1
1.1 研究の背景	1
1.2 研究史	3
1.3 研究の目的	11
第 1 章 図表	13
第 2 章 研究方法	17
2.1 変動地形・地質構造の把握	17
2.2 反射法地震探査による地下構造の推定	20
2.3 バランス断面法による地層の変形・すべり量の推定	22
第 2 章 図表	27
第 3 章 地域概要	37
3.1 地形概説	37
3.2 地質概説	39
3.3 横手盆地東縁断層帯の概説と陸羽地震	41
第 3 章 図表	45
第 4 章 地表変形と地表地質からみた奥羽脊梁山脈西麓の活断層	49
4.1 段丘面区分と地質層序	49
4.1.1 段丘面の区分と対比	50
4.1.2 田沢層および千屋層の記載	53
4.2 生保内地域	54
4.3 白岩・太田地域	56
4.4 千屋地域	60
4.5 真昼山地に認められる小起伏面	66
第 4 章 図表	69

第 5 章 反射法地震探査からみた断層の地下構造 -----	89
5.1 データ取得と解析処理 -----	89
5.1.1 測線の設置とデータ取得 -----	89
5.1.2 反射法地震探査データの解析 -----	91
5.2 浅層反射法地震探査断面図と地質学的解釈 -----	93
5.2.1 白岩断層 -----	93
5.2.2 太田断層 -----	95
5.2.3 千屋断層 -----	99
5.3 大深度反射法地震探査による真昼山地下の断層構造 -----	102
第 5 章 図表 -----	104
第 6 章 奥羽脊梁山脈西麓の活構造形成に伴う地殻変動 -----	113
6.1 断層帯に沿った上下変位量・平均変位速度分布 -----	113
6.2 バランス断面法による地質構造復元から推定される地殻変動量 -----	117
6.2.1 白岩断層 -----	117
6.2.2 太田断層 -----	119
6.2.3 千屋断層 -----	120
6.3 横手盆地東縁断層帯の地形・地質構造発達史 -----	122
6.3.1 千屋丘陵の発達過程 -----	122
6.3.2 真昼山地の隆起過程 -----	125
6.3.3 thrust-front migration と断層の湾曲 -----	128
第 6 章 図表 -----	131
第 7 章 結論 -----	141
7.1 まとめ -----	141
7.2 今後の課題 -----	145
引用文献 -----	147
謝 辞 -----	163
Abstract -----	165

図表目次

第1章

- 図 1.1 日本列島周辺のプレート配置と調査地域位置図.
- 図 1.2 東北日本の地形概観と奥羽脊梁山脈横断面図.
- 図 1.3 東北日本弧の新生代における地殻構造発達史.

第2章

- 図 2.1 本研究のフローチャート.
- 図 2.2 反射法地震探査概念図と測線展開図.
- 図 2.3 水平2層構造の走時曲線と観測記録.
- 図 2.4 水平2層構造における反射波の走時計算
- 図 2.5 共通反射点重合法の概念図.
- 図 2.6 マイグレーションの適用事例.
- 図 2.7 共通反射点重合法の解析フロー.
- 図 2.8 断層折れ曲がり褶曲と断層伝播褶曲.
- 図 2.9 バランス断面図の作成方法.

第3章

- 図 3.1 横手盆地東縁断層帯および周辺地域の地形と活断層.
- 図 3.2 調査地域の段丘区分と既存研究との対比.
- 図 3.3 調査地域の地質図.
- 図 3.4 調査地域における地質層序対比表.

第4章

表 4.1. 調査地域のフィッシュントラック年代.

図 4.1 生保内盆地周辺の地形学図.

図 4.2 横手盆地東縁部の地形学図.

図 4.3 調査地域における露頭柱状図.

図 4.4 Loc.6 における中位 I 面の露頭柱状図と火山灰分析結果.

図 4.5 研究地域の地質層序と千屋層の区分.

図 4.6 田沢層のルート柱状図.

図 4.7 生保内盆地の活構造図.

図 4.8 手倉野の露頭スケッチと解釈.

図 4.9 生保内盆地の模式地質断面図.

図 4.10 生保内盆地の電磁探査 (CSAMT 法) の解析結果.

図 4.11 白岩・太田地域の活構造図.

図 4.12 小沼丘陵を横断する地質断面図.

図 4.13 小滝川沿いに露出した衝上断層露頭.

図 4.14 吉沢川層にみられるキンク褶曲.

図 4.15 千屋地域の活構造図.

図 4.16 花岡・大道川に露出した 1896 年陸羽地震の地震断層.

図 4.17 千屋地域の地質断面図.

図 4.18 弥勒層にみられる断層伝播褶曲と逆断層.

図 4.19 真昼山地における小起伏面の分布.

図 4.20 芥内川・真昼川沿いに発達する段丘面および小起伏面の投影縦断面図.

第5章

表 5.1 反射法地震探査データの取得パラメータ.

表 5.2 反射法地震探査データの処理パラメータ.

図 5.1 小滝 2005 測線 (A-A') における浅層反射法地震探査結果.

図 5.2 川口 2003 測線 (B-B') における浅層反射法地震探査結果.

図 5.3 運上野 2004 測線 (C-C') における浅層反射法地震探査結果.

図 5.4 佐藤・平田 (1998) による千屋 96 測線 (D-D') の反射法地震探査結果.

図 5.5 秋田県 (1998) による千屋断層を横断する大深度反射法地震探査.

第6章

表 6.1 断層面の傾斜とフィッシュトラック年代から推定した平均変位速度.

図 6.1 地表地震断層の平均変位速度分布と上下変位量分布.

図 6.2 千屋丘陵における地形断面図.

図 6.3 白岩断層を横断するバランス断面図.

図 6.4 太田断層を横断するバランス断面図.

図 6.5 千屋断層を横断するバランス断面図.

図 6.6 千屋丘陵の活構造分布とその変遷.

図 6.7 千屋丘陵～真昼山地に至る地形断面とバランス断面図.

図 6.8 横手盆地東縁断層帯に沿った地殻変動量分布.

図 6.9 逆断層の湾曲率.

第1章 はじめに

1.1 研究の背景

活断層から発生する内陸地震の規模は、破壊領域の大きさとすべり量に比例すると考えられている (Kanamori, 1977 ; Hanks and Kanamori, 1979). 内陸地震の場合、地震発生層の下限の深さは、上部地殻までと考えられているため、破壊領域の広さは、断層面の傾斜が一定ならば、断層長に依存する。したがって、断層長は活断層が引き起こす地震の規模を予測する上で重要なパラメータである。断層長を見積もる上では、2つの問題がある。ひとつは、長大な断層が端から端まで一挙に破壊するのか、あるいはいくつかのセグメントに分かれて、各々のセグメントが独立に地震を発生させるのかという問題である。もうひとつの問題は、地表では独立した断層に見えるものが複数同時に活動して、地震を発生するのかという問題である。前者はセグメンテーション問題、後者はグルーピング問題と呼ばれている (池田ほか, 1996)。

この課題に資する研究成果として、数値シミュレーションと過去に発生した大地震 (地表地震断層が生じたもの) の震源過程・断層形状との比較から、活断層の屈曲や分岐、雁行配列などの断層構造の幾何学的特徴が、破壊の開始、伝播、停止など地震破壊の動的過程に影響を与えることが指摘されている (King and Nabelek, 1985 ; Sibson, 1985 ; King, 1986)。また、1979年 Imperial Valley 地震、1992年 Landers 地震のように、既存の分岐断層に沿って地震が連鎖的に発生した例も少なくない (Sharp, 1982 ; Archuleta, 1984 ; Sowers et al., 1994 ; Sieh et al., 1993)。こうした研究の多くは、横ずれ断層型を研究対象としているが、最近では、縦ずれ断層型においても断層の雁行配列など幾何学的な特徴が、地震破壊伝播やすべり、地表地震断層の出現を規制することが指

摘されている (dePolo, 1991 ; Zhang et al., 1999). 逆断層ではセグメント同士が、セグメント境界において *tear fault* や *lateral ramp* によって結合している場合、近隣の断層セグメントへ破壊が伝播することが、複数の地震探査断面とボーリング資料に基づく3次元的地質構造解析や数値シミュレーションの結果から予測されている (Shaw et al., 2002 ; Magistrale and Day, 1999). 一方で、地表地震断層の生じた逆断層帯で、地震当時の様子がよく知られている断層帯は少なく、1999年の Chi-Chi 地震に関する事例研究 (例えば、Lee et al., 2002; Lee et al., 2003; Yue et al., 2005) を除いては、実例として地震時の地表変形と地下の断層構造との関係を詳細に議論した研究例は少ない。しかし、雁行配列や分岐構造を含む複雑な幾何形状をなす断層帯において、将来地震が発生した場合に、断層帯のどの部分を選択して断層破壊し、地表面や地下構造にどのような変形を及ぼすのかを予測することは、地震危険度評価において非常に重要である。特に内陸活断層の3分の2が逆断層型と言われる日本では、逆断層の断層形態と地震との関係を明確にすることが地震防災上の急務であろう。

日本列島はプレートの沈み込み帯に位置し (図 1.1), 東北日本弧は太平洋プレートの沈み込みに起因する島弧-海溝システムを構成している。そのため東北日本には、火山列や山脈、内陸盆地列にみられるような海溝軸に平行な地形配列や南北性の逆断層が多く認められる (図 1.2)。これらは太平洋プレートの沈み込みに伴う上盤 (島弧) 側プレート内部の東西圧縮によると考えられている (貝塚, 1972 ; 佐藤, 2005)。新第三系の層序・分布、地質構造に基づき、新生代後期の構造発達史の大略は解明されている (例えば、Sato and Amano., 1991 ; 佐藤, 1992 ; Sato, 1994 ; 佐藤, 2005 ; 図 1.3)。東北日本に発達する逆断層は、北上低地西縁断層帯や長町-利府断層 (Sato et al., 2002b) などに代表されるように、中新世の日本海形成時に活動した正断層が鮮新統後期に

なって逆断層として再活動したインバージョンテクトニクスに起因するものが多い。このような逆断層の構造は、中新世に形成された正断層の構造を背景としている。一方、横手盆地東縁断層帯（千屋断層）は、鮮新世以降、新たに形成された逆断層とされている（Sato et al., 1997 ; 佐藤・平田, 1998 ; Sato et al., 2002a）。

また、下盤側に新生代の堆積層が厚く存在するような逆断層では、しばしば山麓部の主断層から数 km 盆地よりに新しく断層が分岐することによって、下盤側の断層に活動が移動する現象（thrust front migration ; Ikeda, 1983）が知られている。Ikeda（1983）では山麓の主断層を境界断層、盆地側へ新しく生じた断層を前縁断層と呼んだ。このような逆断層の前進は、横手盆地東縁、甲府盆地、鈴鹿山脈東縁、San Fernando 低地北部の盆地縁でも認められている（池田・米倉, 1979 ; Ikeda, 1983 ; Yeats., 1997）。横手盆地東縁に位置する千屋断層は、1896年に地震（陸羽地震）を発生させており、地震時の変形も知られている。このことから、千屋断層および周辺地域において、地表形態と断層構造を関連させて、その形成過程を解明することは、圧縮応力場における逆断層の一般的な発生・進化を知る手がかりになる。そして、その成果は、地表付近における今後の逆断層の成長を予測し、さらには活断層から発生する地震の規模予測に資する知見を与えるであろう。

1.2 研究史

本研究に関連する既往研究として、ここでは大きく2つの研究について述べる。ひとつは、逆断層帯の形成や構造解釈などに関連する研究、もうひとつは、横手盆地東縁断層帯を含む研究対象地域の地形・地質学的研究である。前者の研究は世界の褶曲衝上断層帯で盛んに調査研究され

ている。1999年の台湾 Chi-Chi 地震では、逆断層帯の地震活動から地下構造、さらには地表変形と、その活構造を統括的に扱った研究が飛躍的に発展した。そして、逆断層帯の断層構造と地表・地下構造の変形様式との関係を理解することを目的とする研究が進められている。これらの研究から、段丘面などの地表変形が、地下に伏在する逆断層の上盤側に発達する褶曲構造の地震時ないしは $10^3 \sim 10^5$ 年の時間スケールにおける成長・変形を理解する上で重要であることが分かってきた (Molnar et al., 1994 ; Lave and Avouac, 2000 ; Dolan et al., 2003 ; Ishiyama et al., 2004, 2007 ; Hubert-Ferrari et al., 2007 ; Leon et al., 2007)。

後者の研究には、1896年の陸羽地震、1970年の秋田県南東部地震に関連したものが多く、研究分野は、古地震学的研究から地質学的研究、地球物理学的研究と幅広い。以下には、本地域の研究史を 1) 地形・地質に関する研究報告、2) 古地震に関連する研究報告、3) 地球物理学的手法による地下構造調査、に整理して記述する。

1) 地形・地質に関する研究報告

横手盆地が真昼山地西麓の断層運動を受けて形成された構造性盆地であることは、従来から多くの研究者によって論じられてきた (福井, 1928 ; 辻村, 1932 ; 藤原, 1954 ; 金子, 1972, Nakata, 1976)。福井 (1928)・辻村 (1932) は、真昼山地西麓の断層を真昼岳断層崖と称し、横手盆地南部では断層崖が開析されて不明瞭となるが、北は生保内から南は湯沢まで連続的に認められる断層であるとした。また、これに関連する地形的特徴として、六郷付近では断層が数条に並ぶこと、盆地中に島のように分布する丘陵が埋没地塊であり、その最たる地形は天狗山丘陵 (千屋丘陵) であることを挙げている。さらに、福井 (1928) は千屋丘陵における段丘面発達から、断層運動に伴う河道変遷を論じた。藤原 (1954) は、福井 (1928)・辻村 (1932) の真昼岳断層崖を弧状

断層線（川口断層）とその両翼前方の2本の断層線（小沼・千屋山麓崖）に区分し、これらの関係を断層階内の地形面および扇状地の形態的特徴から考察した。そして、川口断層の活動が中位面形成期頃までで、その後は小沼・千屋山麓崖（断層）のみ活動したと推察した。また、小沼・千屋山麓崖は川口川を軸に北では北西方向、南では北東方向と対称的な走向を持っており、その活動は盆地中央部が沈降し、山地の南北で著しく隆起する変位様式を有することを結論づけた。また、Nakata (1976) は、変動地形学的手法から一丈木面形成以降の千屋断層の平均上下変位速度を約 1mm/yr (20 m/ 23,200 年) と見積もり、平均活動間隔を 3000 年～4000 年とした。

一方、本地域では、広域テフラや段丘堆積物の絶対年代を用いた段丘編年が確立しているとは言い難く、地形分類も上述の研究で行われたほか、豊島 (1994)、中川 (1971)、内田 (2005MS) などが挙げられる程度である。したがって、本地域の段丘編年はアクティブ・テクトニクスを論じる上でも重要な課題として挙げられる。

一方、本地域の新第三系の層序に関する研究は、石油・天然ガス鉱床探査、金属鉱床探査、地熱探査を目的として調査研究を背景に発展した。これらの研究成果の多くは、精密調査報告書（金属鉱物探鉱促進事業団, 1971, 1972, 1973 ; 金属鉱業事業団, 1974, 1975）、広域調査報告書（通商産業省, 1967, 1969）および秋田県総合地質図幅（臼田ほか, 1976, 1977, 1980, 1985）、通商産業省資源エネルギー庁 (1986) に取りまとめられている。1980年代に東北日本弧のテクトニクスを解明すべく大々的に行われた総合研究では、東北日本弧の地質資料が網羅的に整理された。その研究成果は、北村信編 (1986) 「新生代東北本州弧地質資料集」に集成され、資料は東北日本を横断する30本のルート沿いに取りまとめられた。また、その集大成は1989年の地質学論集「新生代東北本州弧のジオテクトニクス」である。天野・佐藤 (1989) は、その中で、東北

日本弧の新生代地質構造発達史を5つのステージに区分して論じている。それによると、第1期（～15Ma）は東西引張応力場での日本海のリフティングに伴うホルスト・グラベン活動とグラベン中への礫岩の堆積、その後の安山岩火成活動の時期である。第2期（15a～12Ma）は日本海拡大に伴うリフトの形成とそれに伴う玄武岩の噴出（日本海側）、酸性火成活動（脊梁山脈地域）の時期であった。第3期（12～10Ma）はリフトの形成の終息と地殻の冷却に起因する出羽丘陵地域から日本海沿岸地域での沈降の時期であった。第4期（10～3Ma）は脊梁山脈地域の隆起・浅海化と後期に始まるカルデラの形成で特徴づけられる。第5期（3～0Ma）は東西性強圧縮応力場への変化と、それに伴う南北性の褶曲や断層が形成された時期としてまとめられた。また、臼田（1989）は、微化石層序と岩石の年代値を踏まえて、本地域を含む秋田県南部地域の新生代の層序対比を行い、秋田県南部地域の地質構造発達史を、8つのステージに分けて論じた。また、堆積速度の変遷から、III時階からIV時階（15～12.8Ma）には脊梁山脈から出羽丘陵地域に広域的な隆起がおり、IV時階からV時階（12.8～10Ma）には海進に伴うと考えられる広域的な堆積速度の減少がみられる。この時期、地質構造支配が北西方向から北北東方向に転換する。VII時階（4.4Ma）には脊梁山脈を除く東西の地域で再び堆積速度が急増し、脊梁山脈の本格的な隆起がはじまったとした。

このように本地域を含める東北日本弧のテクトニクスの大枠は理解されているように思う。しかし、奥羽脊梁山脈などのように早くから浅海化し、その後長期にわたって侵食域となる地域では、山地の隆起に関する多くの情報が侵食によって欠如している場合が多い。中嶋ほか（2000）は隆起域にありながら新しい時代までの地層が保存されやすい山間盆地の例として、奥羽脊梁山脈中軸部に位置する湯田盆地に注目し、地層の年代決定と詳細な堆積環境の復元から、中期中新

世以降の地質構造発達史を論じた。それによると、湯田盆地周辺は中期中新世前期の急速な沈降後、12-9 Ma に一時的な隆起によって和賀山地が陸化し、6.5-3 Ma には差別的な脊梁山脈の隆起が始まった。3Ma 以降には奥羽脊梁山脈両縁の逆断層の活動によって脊梁山脈全体が隆起し始めた。そして、和賀山地は真昼山地に先行して隆起し、両者は異なった隆起と侵食の過程に形成された山地であるとした。

2) 過去の地震活動に関連する研究報告

本地域で最近発生した M6 を越える比較的規模の大きい地震には、1896 年陸羽地震 (M 7.2 ; 宇津 ; 1979, 宇佐美 ; 1987), 1914 年仙北 (強首) 地震 (M 7.1 ; 宇佐美 ; 1987), 1970 年秋田県南東部地震 (M 6.2 ; 宇佐美 ; 1987) が挙げられる。横手盆地南西部で 1914 年に発生した M6.1 の地震は仙北地震の最大余震である (宇佐美 ; 1987)。これらの地震の震源分布は図 3.2 に示す。

このうち 1896 年陸羽地震は、秋田・岩手県境に近い真昼山地直下を震源とする地震で、強い揺れを感じるような顕著な前震活動を伴った。地震直後の地変や被害の様子は、山崎 (1896) によって報告され、真昼山地西麓に現れた地震断層を一括して「千屋断層」と命名した。また、活断層の概念が定着していなかった当時において、この断層こそが地震の発生源であるとの考えを論じた。また、山崎 (1896) は地表地震断層が認められないものの、川舟断層の南方延長線上に被害が集中していることを指摘し、「想像断層線」を推定した。その後、今村 (1913)、大塚 (1938) らによって 1896 年陸羽地震の地表地震断層の出現位置が一部改められた。さらに、松田ほか (1980) は聞き取り調査や古い文献、地形調査を元に、地表地震断層の出現位置を縮尺 5000 分の 1 地形図に詳細に示した。

1982 年以降には、本地域の中小森地区 (千屋断層研究グループ, 1986)、一丈木地区 (今泉ほ

か、1989b), 花岡地区 (今泉ほか, 1989c), 三貫堰地区 (秋田県, 1998), 蛭藻沼地区 (秋田県, 1998) のそれぞれの地点でトレンチ調査が行われ, 本断層帯の 1896 年陸羽地震時の変位やそれ以前における活動履歴・平均活動間隔などが明らかにされた。これらの研究によると, 横手盆地東縁断層帯北部における地震再来周期は約 3500 年, 一回の変位量は最大 3m, 発生しうる地震規模は M7.2 と推定された (地震調査研究推進本部, 2005)。また, 横手盆地東縁断層帯の断層活動は, 北部で活発であるが, 南部ではすでに活動を停止した断層もあるなど, 断層帯南部の活動性は低いことが示された。

1914 年仙北 (強首) 地震は雄物川が出羽丘陵へと流れはじめる大仙市大沢郷付近を震源とした地震で, 今村 (1915) によって 1896 年陸羽地震と同様に顕著な前震活動があったこと, 約 6 km に達する地裂線を含め, 地震時に噴砂現象や多くの地割れが生じたことなどが報告された。しかし, この地震と周辺活断層との関係は不明とされている。

一方, 1970 年に発生した秋田県南東部地震 (M 6.2) は真昼岳の南約 15km の地点を震源とする地震で, 秋田県東成瀬村を中心とする秋田・岩手県境南部一帯に損害を与えた。垣見・衣笠 (1971) は, 地震直後の被害調査から, この地震による被害がきわめて細長い地帯に集中して起こっていることに注目し, 被害地域の地質構造や 1896 年陸羽地震とその被害との比較を行った。そして, この地震で生じた帯状の被害は, この地域に卓越する割倉山断層など南北性の地質構造を反映した地震被害であることを指摘した。さらに, その被害分布は 1896 年陸羽地震の際に生じた線状の被害域 (山崎, 1896) とほぼ一致していること, 両地震とも前震活動を伴う地震であったことから, 1970 年秋田県南東部地震が 1896 年陸羽地震と共通の性格を持った地震であることを指摘した。

また、楠瀬・平澤（1977）は余震の震源位置を再決定し、地震後 50 時間以内は余震が北北西走向で東傾斜の断層近傍に集中するが、それ以降は、この断層面に加えて 2 つの断層面沿いで多くの余震が発生したことを明らかにした。2 つの断層面とは、ひとつは前述の東傾斜の断層に共役な西傾斜の断層で、もう一つは深度約 15 km 以深の東傾斜となす低角断層である。小松原・栗田（2001）は、自然地震観測と反射法地震探査の結果に基づき、推定される断層層上のすべりによって生じる地表変形と横手―北上間に設置された一等水準測量路線における実測結果との比較から、1970 年秋田県南東部地震前後の上下地殻変動を解析した。そして、この地震に伴い顕著な先行すべりが生じたことを明らかにした。

3) 地球物理学的手法による地下構造調査

本地域における大々的な地球物理学的手法による地下構造探査は、千屋断層を横断する浅層反射法地震探査からはじまった。この反射法地震探査では、千屋断層および千屋丘陵の地下構造が詳細に判明した（Sato et al., 1997；佐藤・平田，1998；佐藤ほか，2006）。そして、この結果に基づき、Ikeda（1983）の論じた山地と丘陵の境界をなす川口断層（境界断層）とその前縁に位置する千屋断層（前縁断層）との関係、およびその断層形成過程が議論された（Sato et al., 1997；佐藤・平田，1998；池田，1998）。それによると、約 1.6 Ma 以降、川口断層から後期中新統の泥岩層内にデタッチメントを形成して、盆地側へと前進してきた千屋断層が、地下約 800 m 付近から約 35° で立ち上がり、千屋丘陵西麓に沿って出現したこと、千屋断層の以前に活動していた断層が千屋丘陵内部に存在することが明らかとなった。また、反射断面と精密重力解析の結果から、横手盆地下に密度の高い岩体（貫入岩）が存在することが明らかとなり、千屋断層がデタッチメントから急激に立ち上がる要因として、この貫入岩によるデタッチメント層準の変形やその高ま

りによる阻害があったことを推論した。

その後、地殻不均質構造と島弧地殻の変形過程および内陸地震テクトニクスに関する理解を深めることを目的として、東北日本の奥羽脊梁山脈および周辺地域での大規模な合同観測実験が行われた（長谷川・平田，1999）。合同観測では、地震波トモグラフィー、反射法地震探査、屈折法地震探査、散乱波・重力・電磁気探査（Magnetotelluric 法；MT 法）などによる様々な空間スケールでの地殻構造探査、および GPS 観測や地震メカニズム解による歪み・応力場の解析などが実施された（趙ほか，1999；平田ほか，1999a, 1999b, ; 佐藤ほか，1999；浅野ほか，1999；岩崎ほか，1999；武田ほか，1999；長谷見ほか，1999；小川・三品，1999；小菅，1999；佐藤・池田，1999 など）。東北日本弧を東西に横断する構造探査では、真昼山地下約 12 km までの様子が捉えられた。そして後述するように、千屋断層は東傾斜の反射面として地下深部（深度約 7 km）へと連続し、さらに深部では地震発生層下部にデタッチメントが形成されていることを推定した（秋田県，1998；平田ほか，1999b；Sato et al., 2002b）。そして、千屋断層や川舟断層、北上低地西縁の上平断層の形状を含めた奥羽脊梁山脈を横断する地殻構造が明らかとなった（図 1.2 (b)）。また、地殻構造断面図と微小地震の分布から逆断層型のメカニズム解を持つ微小地震が活断層の深部延長に沿って発生していることが明らかとなった（図 1.2 (b); 平田ほか，1999b; Sato et al., 2002a）。特に千屋断層と川舟断層の連結部には集中した地震活動が認められた。

一方、地震波トモグラフィー解析（平田ほか，1999a）では地殻浅部において火山周辺のみならず、千屋断層周辺にも顕著な低速度域が分布することが明らかとなった。また、MT 法（小川・三品，1999）からも、低比抵抗領域が千屋断層深部延長に沿うように存在することが示された。このことから、反射法地震探査では反射面群としてイメージされる千屋断層の深部延長には、比

較的幅の狭い断層破碎帯が形成され、そこでは地震波速度が遅く、地殻内流体によって電気比抵抗が低くなっていると推定された（平田ほか, 1999a, 1999b）。

このように、横手盆地東縁断層帯とその周辺地域のテクトニクスは、多くの研究者に注目され、様々な手法による研究が行われてきたと言える。しかし、こうした研究成果を横断的に議論する研究は進んでおらず、変動地形や地表地震断層と地下の断層構造との関係も十分議論されたとは言い難い。また、横手盆地東縁断層帯は、後述するように千屋断層を含めた複数の活断層から構成され、断層帯に沿ってみられる変動地形も様々に変化している。すなわち、千屋断層に特化した研究だけでは、1896年陸羽地震を起こした逆断層帯（横手盆地東縁断層帯）のテクトニクスは理解されず、前述の研究成果を生かすためにも活断層から震源断層に至る領域での総合的な研究が望まれる。

1.3 研究の目的

本研究では、奥羽脊梁山脈西麓の代表的な逆断層帯であり、1896年陸羽地震の地表地震断層でもある横手盆地東縁断層帯のアクティブ・テクトニクスを定性的かつ定量的に理解し、1) 逆断層に伴う地表変形と断層運動との関連を明確にすること、2) 地質学的時間スケールにおける累積的な断層変位と一回の地震時における断層変位量との関係を考察すること、3) 上記2つの議論を踏まえ、横手盆地東縁断層帯の地形・地質構造発達史を明らかにすることを目的とする。

これらの事柄を明らかにするためには、地下の断層構造を明らかにするだけでなく、度重なる大地震と共に地形や地質がどのように変化・変形していくのかという両面から検討することが重要と考えられる。

また、地下の断層構造は、逆断層の場合の *thrust-front migration* のように、いくつかの段階を経て成長した結果である。*thrust-front migration* が認められる断層帯では、前縁断層に活動の主体が遷移すると、かつての主断層は不活発となる場合があることが知られている (Ikeda, 1983)。このことから一回の地震時における断層変位と累積的な断層変位との関係を明確にするためには、逆断層帯の構造発達と新旧の段丘面に認められる変形とを照合しながら検討すべきである。本研究では、上記の豊富な研究成果も取り込みながら、地表の起伏や地質構造から、どのような地震像がイメージされるのか、その解明に向けて反射法地震探査などの地球物理学的なデータと地質学的データ、変動地形学データを統合した研究を進める。

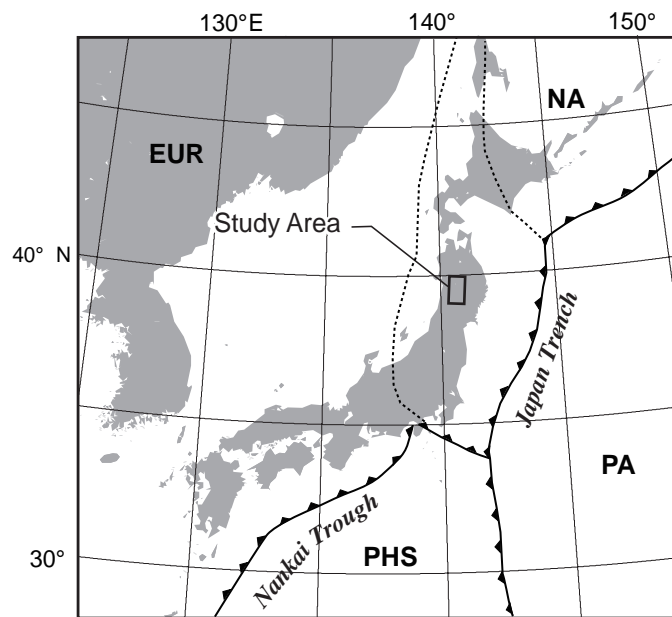


図1.1 日本列島周辺のプレート配置と調査地域位置図.

図中の略号は以下の通り. EUR:ユーラシアプレート, NA:北米プレート, PA:太平洋プレート, PHS:フィリピン海プレート.

Fig. 1.1 Tectonic setting of Japan with location of the study area.

Abbreviations are: EUR, Eurasia Plate; NA, North American Plate; PA, Pacific Plate; PHS, Philippine Sea Plate.

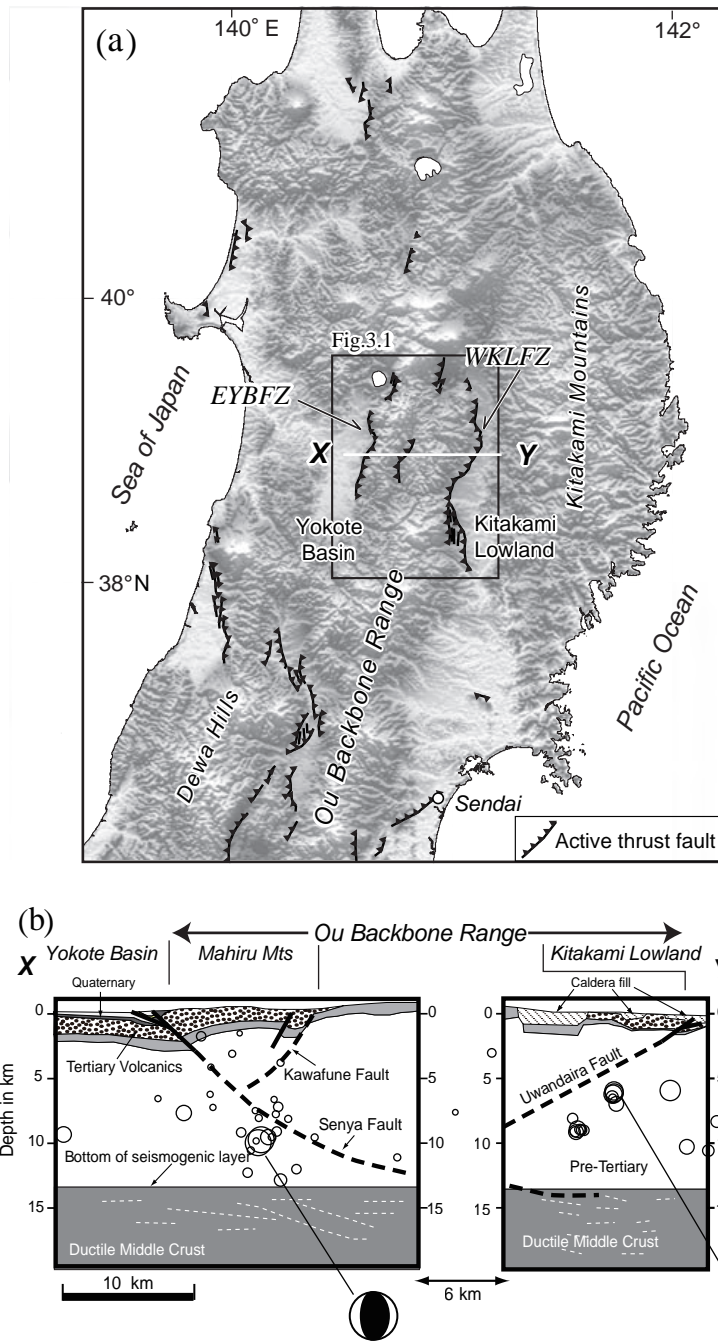


図1.2 (a)東北日本の地形概観と(b)奥羽脊梁山脈横断面図。
 陰影図は国土地理院発行の数値地図250mメッシュを用いて作成した。活断層の分布は活断層研究会(1991)による。図中のX-Yは(b)の位置を示す。WKLfZ:北上低地西縁断層帯, EYBFZ:横手盆地東縁断層帯。(b)は平田ほか(1999b)およびSato et al.(2002a)による。
 Fig. 1.2 (a) Topographic map of the Northern Honshu Island. Shaded relief map is constructed using a 250-m digital elevation model published by Geographical Survey Institute. Active fault traces are based on the Research Group for Active Faults of Japan (1991). Line X-Y shows a location of (b). Abbreviations are EYBFZ, Eastern margin of the Yokote basin fault zone; WKLfZ, Western margin of the Kitakami lowland fault zone. (b) Cross-section showing geologic interpretation of deep seismic reflection profile across the Ou Backbone Range after Hirata et al.(1999b) and Sato et al. (2002a).

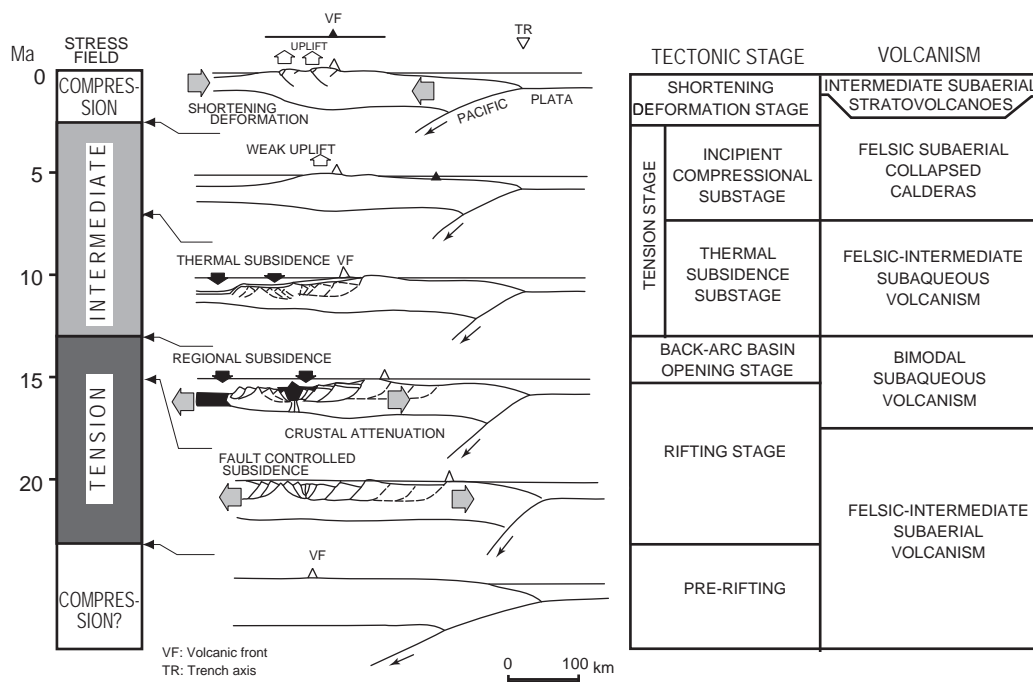


図1.3 東北日本弧の新生代における地殻構造発達史(Sato and Amano, 1991).
 Fig. 1.3 Neogene tectonic evolution of the Northern Honshu arc (after Sato and Amano, 1991).

第2章 研究方法

本研究の進め方は図 2.1 に示す。逆断層や褶曲に伴う変形を定量的かつ高精度に求めるために、本研究では、既往地質資料の収集と取りまとめを含めた地形・地質調査を実施し、これと並行して3本の反射法地震探査を実施した。そして、横手盆地東縁断層帯および周辺地域における断層変位地形の分布と性状、ならびに、主要な活構造の地下地質構造を明らかにした。さらに、地形・地質調査によって得られた断層崖や撓曲構造の分布、本地域の地質層序に基づき反射法地震探査データの解析より得られた反射断面を解釈し、以上の調査による成果とバランス断面法によって活断層に伴う変形を定量的に評価した。また、段丘構成層や地層の年代測定結果なども加えながら、横手盆地東縁断層帯の地形・地質構造発達史を考察した。以下には本研究において用いた研究手法について、具体的かつ詳細に述べる。

2.1 変動地形・地質構造の把握

活断層は“最近の地質時代に繰り返し活動し、将来の活動することが推定される断層”と定義され（活断層研究会，1980，1991），活断層による破壊域が地下深部から浅部まで及ぶと，地表変位を引き起こし，新たな起伏を形成する。このような地形（断層変位地形）を探し出し，その性状を把握することは，活断層の所在や変位様式，活動性を知ることにつながる。本研究で扱う逆断層のような縦ずれ断層の場合，上下変位による高度の不連続（崖）が形成される場合が多い。こうした崖は，地形発達史的観点から変動崖として認定される。さらに，逆断層では，断層先端に撓曲や傾動を伴うことが知られ，断層崖のみならず，段丘面や地表面に現れた断層変位を抽出することが重要である。また，第四紀後期に形成された新旧の段丘面が同様の変位センスで変形

し、古い段丘面ほど変位・変形が大きければ、定向性の断層運動が繰り返されていることを示す。

すなわち、そこに活断層の存在を見いだすことができる。

以上のことから、本研究では、横手盆地東縁断層帯の断層変位地形の分布と性状を明らかにするために、空中写真判読と野外調査による地形分類を行った。空中写真判読は、主に1960～1970年代撮影の国土地理院発行縮尺1/4万、1/2万および1/1万、米軍撮影1/1万の空中写真を用いて行い、本地域の地形分類と断層変位地形の抽出を行った。地形分類では、本地域に発達する河成段丘面を面の高度、開析度、連続性から高位・中位・低位の大きく3つに区分した。さらにこれまでの研究や段丘構成層の ^{14}C 年代測定およびOSL年代測定結果(内田, 2005MS)をふまえ、各段丘面を更に細分した(第4章)。判読結果は1/2.5万地形図上に表現し、地形分類図としてまとめた。この地形分類図には、断層変位地形のトレースを図示し、段丘面の傾動や褶曲構造なども併せて記入した。

野外調査では、空中写真判読結果に従って、段丘面構成層の確認とその形成時期を推定するための年代測定試料・火山灰分析試料を計36試料、7地点で採取した。結果が得られた試料については、第4章に詳述する。

真昼山地には中川ほか(1971)で外山段丘として区分されるような平坦面(小起伏面)がいくつか確認される。その形成時期等は知られていないが、小起伏面の由来としては、侵食面・堆積面に関わらずかつての平坦面が隆起し、侵食によって小起伏面へと変化した。あるいは、元々の平坦面ではなかった面が侵食・削剥等によって次第に小起伏面と変化した場合が考えられる(吉川ほか, 1973)。従来、山稜付近に発達するこのような小起伏面は、前者のように海面に近い高度で形成された準平原が隆起した名残りであると見なされてきた(吉川ほか, 1973)。そして、

その高度分布をよりどころに、山地の垂直変位量や変位様式が議論されてきた（第四紀地殻変動研究グループ, 1968 ; 大森, 1990）。本研究では、そのような小起伏面を山地の隆起を検討する指標として加えた。

一方、河成段丘を地殻変動の指標とした研究も行われており、貝塚（1969）は最終間氷期と後氷期の河床縦断形がそれぞれ相似形をとると仮定すれば、両者の高度差は両間氷期の間、すなわち過去約 10 万年間の上下地殻変動量を示すと考えた。この考えに基づき、気候環境の類似する時代に形成された異なる時代の段丘面の比高を指標として、隆起速度について議論した研究例もある（貝塚・森山, 1969 ; 貝塚, 1987 ; 吉永・宮寺, 1986 ; 高木, 1990 ; 吉山, 1990 ; 吉山・柳田, 1995 ; 田力・池田, 2005）。後述するように、千屋丘陵や小沼丘陵では、断層上盤における段丘面の傾動が顕著である。そこで、丘陵内部に発達する河成段丘についてのみ、貝塚（1969）の考えを採用し、断層運動によってもたらされる減傾斜・増傾斜量を地形断面図から求め、丘陵内部における断層隆起量を見積もった。なお、地形断面図の作成に当たっては、森林基本図および旧千畑町・旧六郷町発行の地形図（縮尺 1/5,000 および 1/10,000）を用いた。これらの結果は第6章に述べる。

本地域の地質は臼田ほか（1976, 1977, 1980, 1986a）によるところが大きい。その調査範囲や図幅によって地層区分が異なるため、地層名の対比が複雑となる。また、活断層と褶曲・断層との関係にも不明瞭な点があったことから、地表踏査やフィッシュトラック年代測定を実施し、既存資料の再検討をふまえて地質図および地質断面図を作成した。この地表地質に関するデータは、反射法地震探査データの解釈に用いた。

これらの結果は、活構造図（図 4.7, 図 4.11, 図 4.15）としてとりまとめ、第4章に詳述する。

2.2 反射法地震探査による地下構造の推定

本研究では、第2章1節で述べた手法によって把握した段丘面や地形、地表地質にみられる断層変位や褶曲変形が、地下のどのような断層構造を反映しているのを明らかにするため、小型バイブレーター型震源（ivi 社製 Minivib T-15000）を使用した高空間分解能浅層反射法地震探査を実施した。

反射法地震探査は、上方から入射した弾性波の一部が、密度と弾性波速度の積で表される音響インピーダンスが異なる地層の境界で反射する性質を利用し、地下構造をイメージングする手法である（図2.2）。実際のデータ取得では、地表ないしはその付近に設置した震源で弾性波を発生させ、地下の地層境界で発生した反射波を一定間隔に設置される多数の受振器によって観測し、デジタルデータとして記録している。この作業は、測線に沿って発震点・受振点を少しずつ移動させながら繰り返し行われる（図2.2 (b)）。

地下が単純な水平2層構造の場合について、地表震源で発震され、各受振点に到達するP波の経路を、図2.3 (a)に模式的に示す。また、図2.3 (b)には実際の観測記録を示す。記録波形には、震源から水平方向に受振器へと直接届く直接波の他、屈折波、反射波、表面波が含まれる。震源から反射点を通り受振点に到達する時間を T_e 、震源における垂直往復にかかる時間を T_0 、地層の弾性波伝播速度を V 、オフセット距離を x とすると、その関係は $V^2 T_e^2 = V^2 T_0^2 + x^2$ の双曲線の方程式で与えられる（図2.4）。したがって、オフセット距離による走時のずれを補正し、反射点直上で発震・受振した記録を求めることで、地下構造に対応する記録を得ることができる。また、水平な構造（反射面）がある場合、震源で発生した入射波は震源と受振点との中間に分布す

る反射点で反射する (図 2.5 (a)). したがって, 震源と受振点を同じ距離だけ移動させて記録をとると, 経路は異なるが, 同じ反射点 (共通反射点 ; common mid point) を持つ走時記録を複数得ることができる. 反射法地震探査データの解析では, まず, 得られた観測記録からこの共通反射点を共有するデータを編集する (共通反射点編集). この編集された記録でも反射波は双曲線として表現される. 双曲線の曲率は地表から反射面までの速度によって変化するので, このことを利用して速度を推定する. 適切な平均速度を推定すれば, 発震点からの距離に応じた走時の遅れを算出できるので, 波形記録の上で反射波を水平に戻すことができる (図 2.5 (b)). これをノーマルムーブアウト (Normal moveout; NMO) 補正という. NMO 補正後のトレースを重ね合わせれば, 反射波は強調され, ランダムなノイズが抑制される. これを共通反射点 (CMP) 重合と呼ぶ (図 2.5 (b)). こうして得られたトレースを測線全体にわたって並べたものが重合断面図である. 重合断面図は水平構造を仮定しており, 断層や褶曲に伴う地層の傾斜は正しく反映されていない. 重合後は, 実際の反射面の位置に復元するためにマイグレーション処理を行い, 地層の傾斜などに起因する見かけ上の反射面を移動させる (図 2.6). このことにより, 実際の地下構造に対応する重合断面が得られる. 図 2.6 には, 1996 年に実施された反射法地震探査データのマイグレーション処理前後の変化を示す. 最終的には, マイグレーション後の時間断面を, 平均区間速度を用いて深度変換し, 深度変換断面を作成する. このような手法は共通反射点重合法 (例えば Yilmaz, 1987 ; Sheriff and Geldart, 1995) と呼ばれ, 通常 of 反射法地震探査のデータ解析に用いられる (図 2.7).

横手盆地東縁断層帯を横切る既存の反射法地震探査データは, 浅層反射法地震探査が 1 測線, 大深度反射法地震探査測線が 1 測線ある. 大深度反射測線は, 実施主体が秋田県 (1998) と大学

(平田ほか, 1999b) に分かれて行われた。秋田県 (1998) 測線の東延長に、大学側の測線が設置され、両者をつなぎ合わせた総延長は東西約 20km におよぶ。本研究では、主として秋田県測線 (秋田県, 1998) を用いる。なお、これらの観測は 1997 年～1998 年に実施された、東北日本弧横断合同観測の一環である。浅層反射法地震探査では地下約 2 km, 大深度反射では地下約 12 km までの様子がイメージングされている。本研究では、1996 年に実施された浅層反射法地震探査と 1997 年に実施された大深度反射法地震探査に関しては、それぞれ佐藤・平田 (1998), 佐藤ほか (2006) および秋田県 (1999), 平田ほか (1999a), Sato et al. (2002a) の解析結果・地質解釈を踏襲した。さらに、断層帯の走向方向へ地下構造がどのように変化しているのかを明らかにするため、これらの反射法地震探査に加え、1996 年に実施された浅層反射法地震探査に併走するように、2003 年, 2004 年, 2005 年の 3 年間に 3 測線の浅層反射法地震探査を行った (楮原ほか, 2006a, 2006c, 2006d)。

得られた反射断面から断層構造や褶曲変形を解釈する際には、深層ボーリングの調査結果 (金属鉱物探鉱促進事業団, 1971, 1972, 1973 ; 金属鉱業事業団, 1974, 1975) や地表調査結果をふまえ、地表付近で観察される地質の分布や変形, 断層変位地形と整合のとれた解釈となるよう努めた。反射法地震探査データとは別に、本地域で行われた電磁気探査 (大手開発株式会社, 1995) の結果も補助的に利用した。なお、本研究で用いた反射法地震探査データの詳細は第 5 章に記述する。

2.3 バランス断面法による地層の変形・すべり量の推定

断層帯の地下構造と変動地形との関係を定量的に理解するために、断層運動に伴う変形・すべ

り量をバランス断面法により検討した。バランス断面法は、反射断面図や地質断面図に表現された、断層褶曲により変形した地層を、変形前の状態に戻すことによって断層面の形状やすべり量を推定する方法である。断層上盤の体積や地層の長さが、断層変位や褶曲の成長によって変化しないという前提のもとに、地下構造を解析する手法である (Dahlstrom, 1969 ; Elliott, 1983 ; Woodward et al., 1989)。断層上盤側の岩体には、断層面の折れ曲がりや断層面上での変位量の変化に応じた褶曲構造が形成され、断層関連褶曲 (fault-related fold) と呼ばれる。断層関連褶曲は様々なメカニズムのモデルが提案されているが、主なものとしては、断層折れ曲がり褶曲 (fault-bend fold ; Suppe, 1983), 断層伝播褶曲 (fault-propagation fold ; Chester and Chester, 1990; Mitra, 1990; Suppe and Medwedeff, 1990) およびデタッチメント褶曲 (detachment fold ; Mitra and Namson, 1989; Mitra, 2002) が挙げられる。本研究では、fault-bend fold および fault-propagation fold (図 2.8) を反射断面図や地質断面図に描かれた地質構造に逆断層および上盤側の褶曲構造に適用し、変形前後の地層についての上記の幾何学的制約を満たす断層形状とすべり量を推定した。fault-bend fold は上盤と下盤の間が断層で完全に破断している場合に形成される褶曲、fault-propagation fold は伏在断層の断層先端周辺に形成される褶曲である。

反射法地震探査断面や地質断面図に描かれた地質構造は複雑であることが多いため、バランス断面法の適用にあたっては、地質構造を許される範囲で簡略化し、これに伴い、断層変位量の小さなバックスラストを評価の対象外とした。多くの場合、これらの構造は主断層の上盤のみに形成されるため、主断層面のすべり量評価には大きく影響しないと判断した。

まず、反射断面図や地質断面図から断層の活動開始に伴って堆積した地層と堆積以前の地層を認定した。そしていくつかの層準をトレースし、バランス断面解析ソフト (2DMove ©Midland

Valley) を使用して、まず、pre-growth strata の変形を引き戻し、続いて growth strata の変形を推定した断層構造にそって断層変位量を引き戻した。この際、引き戻した後の地層が、“自然な形” (例えば、地層が堆積岩の場合、上面は極端な凹凸がないように) となるよう、断層面の形状をフォワードモデリングとあわせて試行錯誤的に調整し、fault-bend fold および fault-propagation fold に基づき、地層の褶曲構造を忠実に復元できるような断層形状を推定した (図 2.9)。引き戻されるすべり量から、各断層に伴った水平短縮量・隆起量を推定した。なお、本論文では、最終的に得られたフォワードモデリングの結果を用いて議論・考察する。

真昼山地の隆起を検討する場合には、空間の拡大に応じて、浅層反射法地震探査等で明らかとなる地下数 km よりも深い地質構造を推定する必要がある。横手盆地東縁断層帯の地下深部の構造は 1896 年陸羽地震や 1970 年秋田県南東部地震の余震分布、反射法地震探査の結果より議論されている (長谷川ほか, 1975 ; 楠瀬・平澤, 1977 ; Thatcher et al., 1980 ; Sato et al., 2002a)。長谷川ほか (1975) および楠瀬・平澤 (1977) は、1970 年秋田県南東部地震の余震本の震源決定から震源断層の形状は、地震発生層の基部に沿って形成されるデタッチメントとそこから約 45° の傾斜で立ち上がる東傾斜の逆断層であることを推定した。この地表延長は大森山断層付近にあたるが、この結果は、これより北部に位置する千屋丘陵を横断する大深度反射法地震探査 (Sato et al., 2002a) から推定された断層形状 (約 40° 東傾斜) とも整合的である。また、Thatcher et al. (1980) や小松原・栗田 (2001) による断層変位モデルからも震源断層として、上記の形状が妥当であることは支持されている。したがって、本研究ではこれらの研究成果を踏まえ、本断層帯の地下深部の断層面の傾斜を $40\sim 45^{\circ}$ とし、地質図に示される褶曲構造を頼りに断層面の折れ曲がりの位置・形状を加え、地下深部の断層構造として推定した。このようにして推定される断

層構造を元に、前述の過程で得られた短縮量を代入したフォワードモデリングを行い、山地の隆起量やそのパターンについて議論した。これらの結果は第6章に述べる。

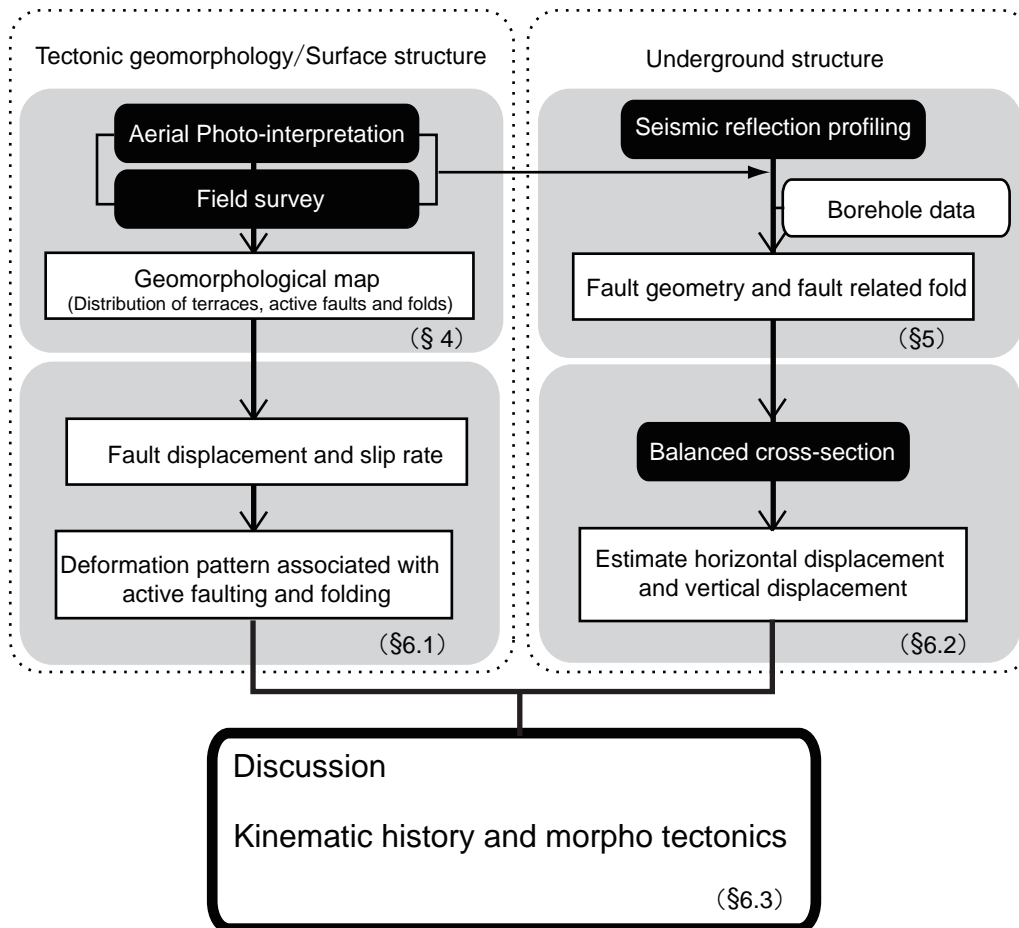


図2.1 本研究のフローチャート.
 Fig. 2.1 Flowchart of this study.

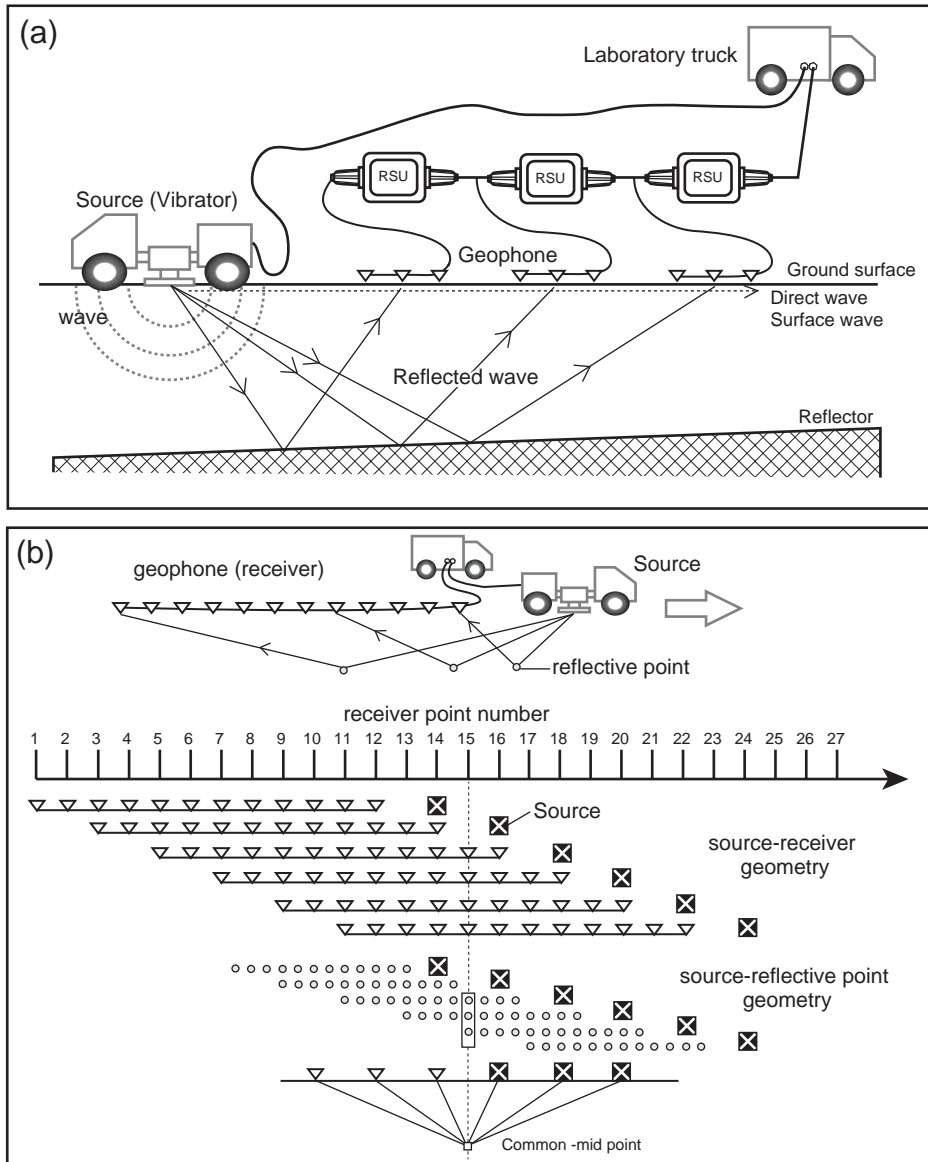


図2.2 (a) 反射法地震探査概念図と (b) 測線展開図.
 Fig. 2.2 (a) Schematic diagram for seismic reflection profiling and (b) surface shot-geophone spread.

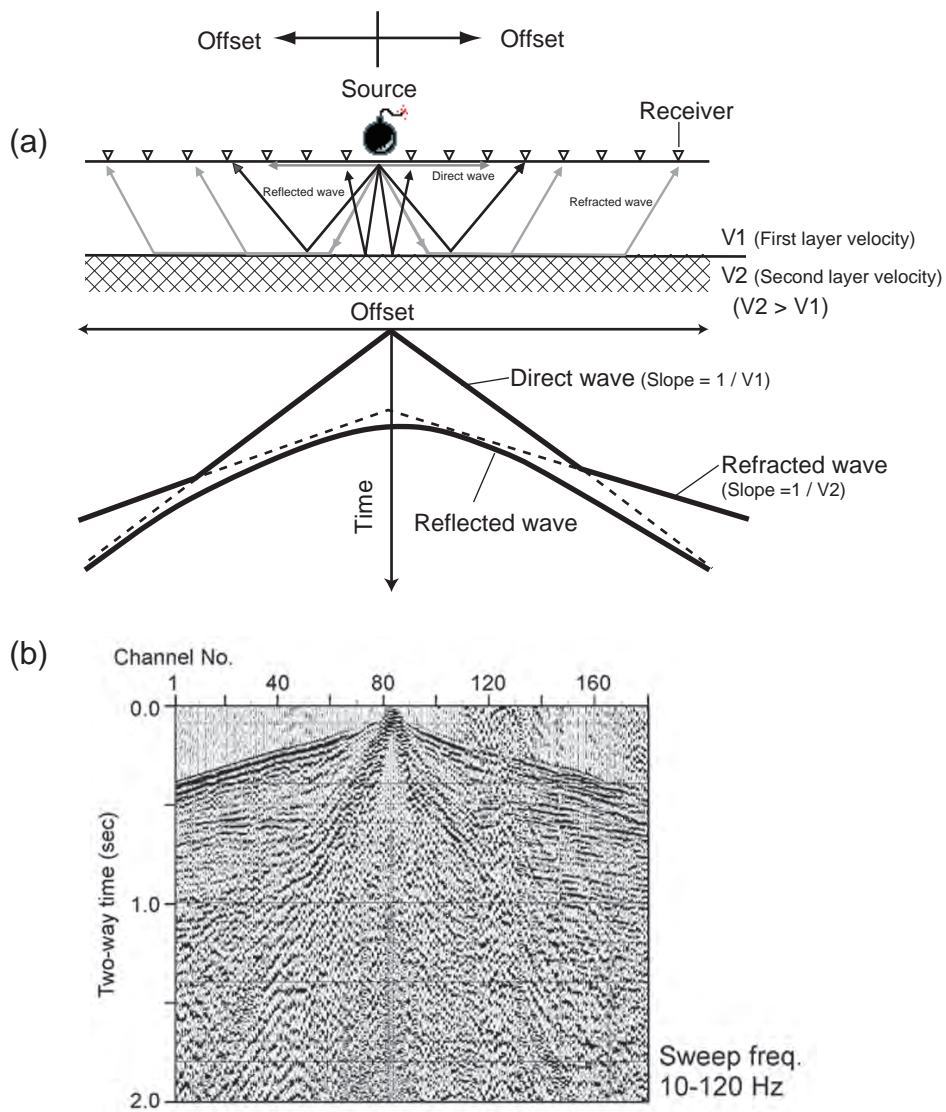


図2.3 (a)水平2層構造の走時曲線と(b)観測記録.

Fig. 2.3 (a)Travel time diagram for a two-layer case and (b) shot record.

The shot record at 10-120 Hz sweep frequency Unjono2004 seismic survey.

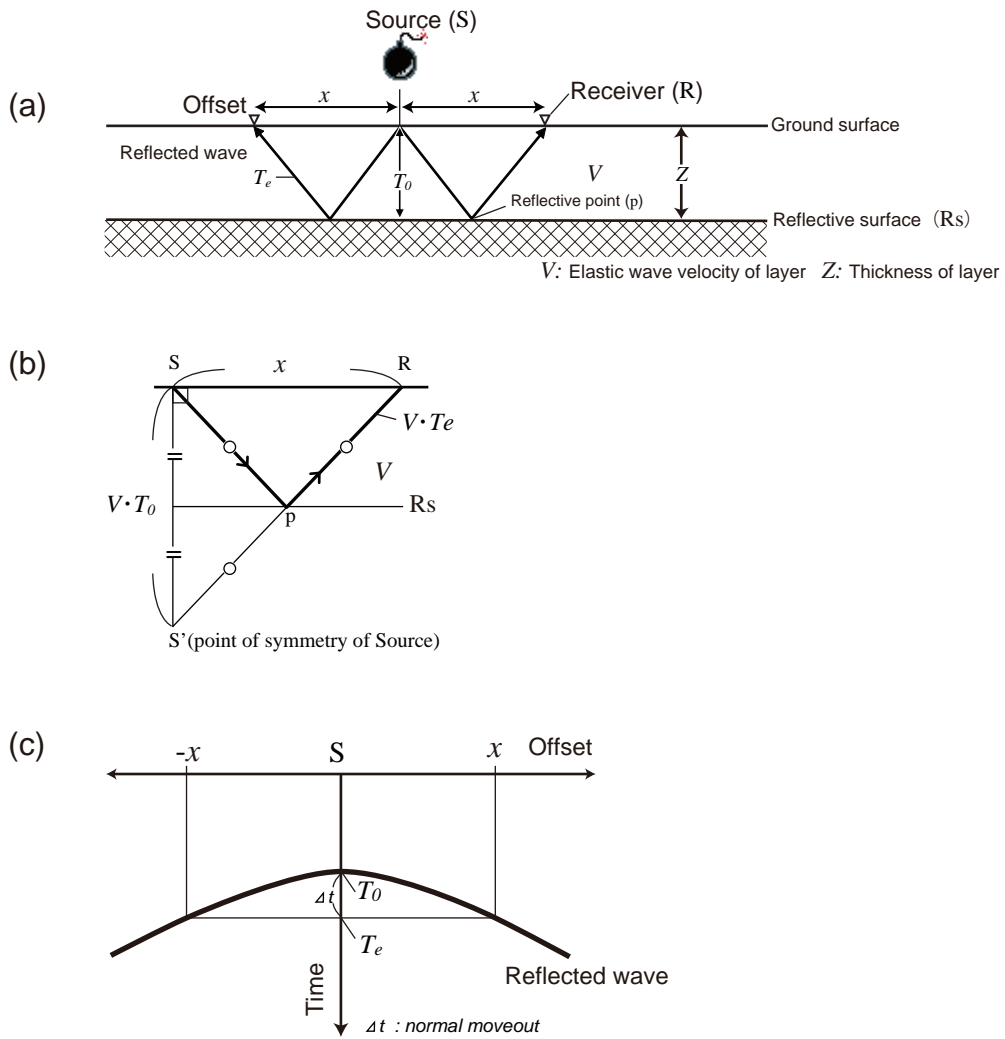


図2.4 水平2層構造における反射波の走時計算.

Fig. 2.4 (a) Section through a single horizontal layer showing the geometry of reflected raypaths. (b) Schematic image of the equation for the travel time. (c) Time-distance curve for reflected rays from a horizontal reflector.

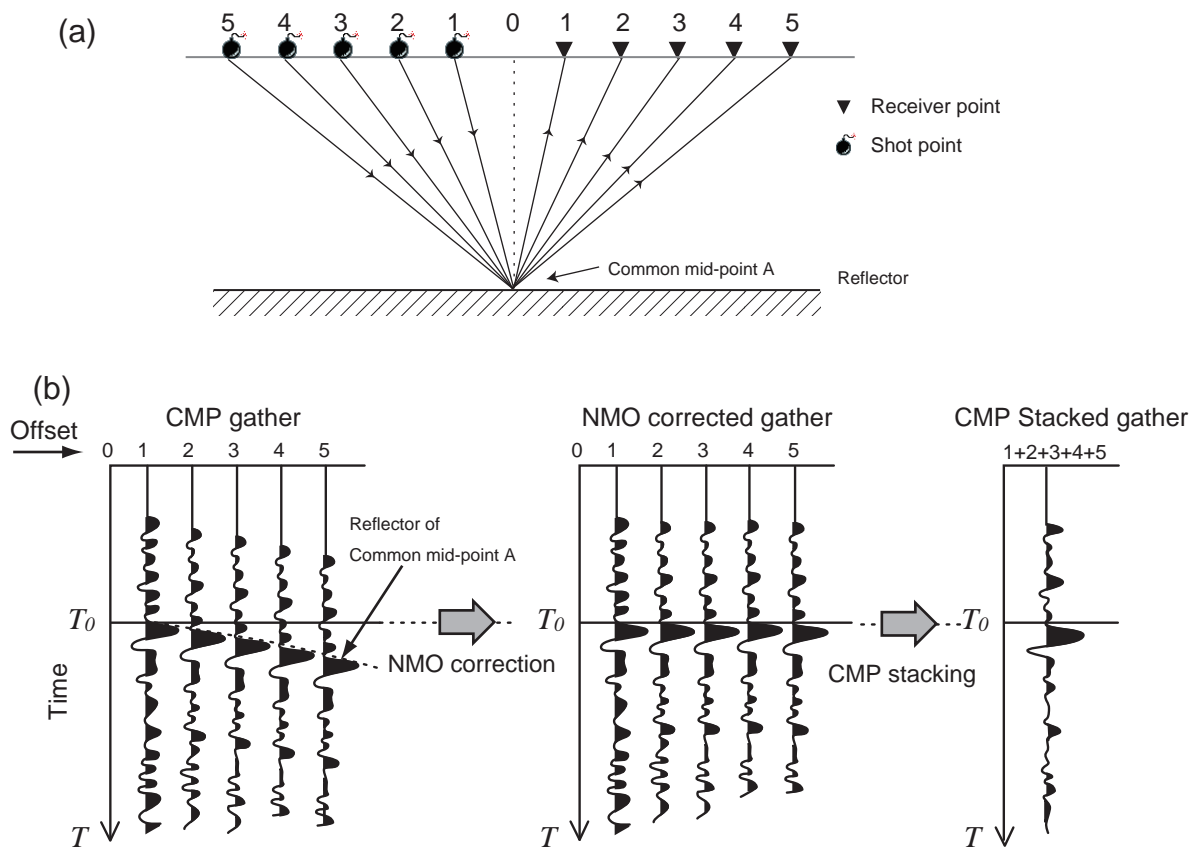


図 2.5 共通反射点重合法の概念図。

Fig. 2.5 Conceptual cartoon of Common mid-point stacking method.

Given the source-receiver layout and corresponding raypaths for a common mid point spread, shown in (a), the resulting seismic traces are illustrated in (b), uncorrected CMP gather (on the left), NMO corrected gather on the center, and the final CMP stacked gather (on the right).

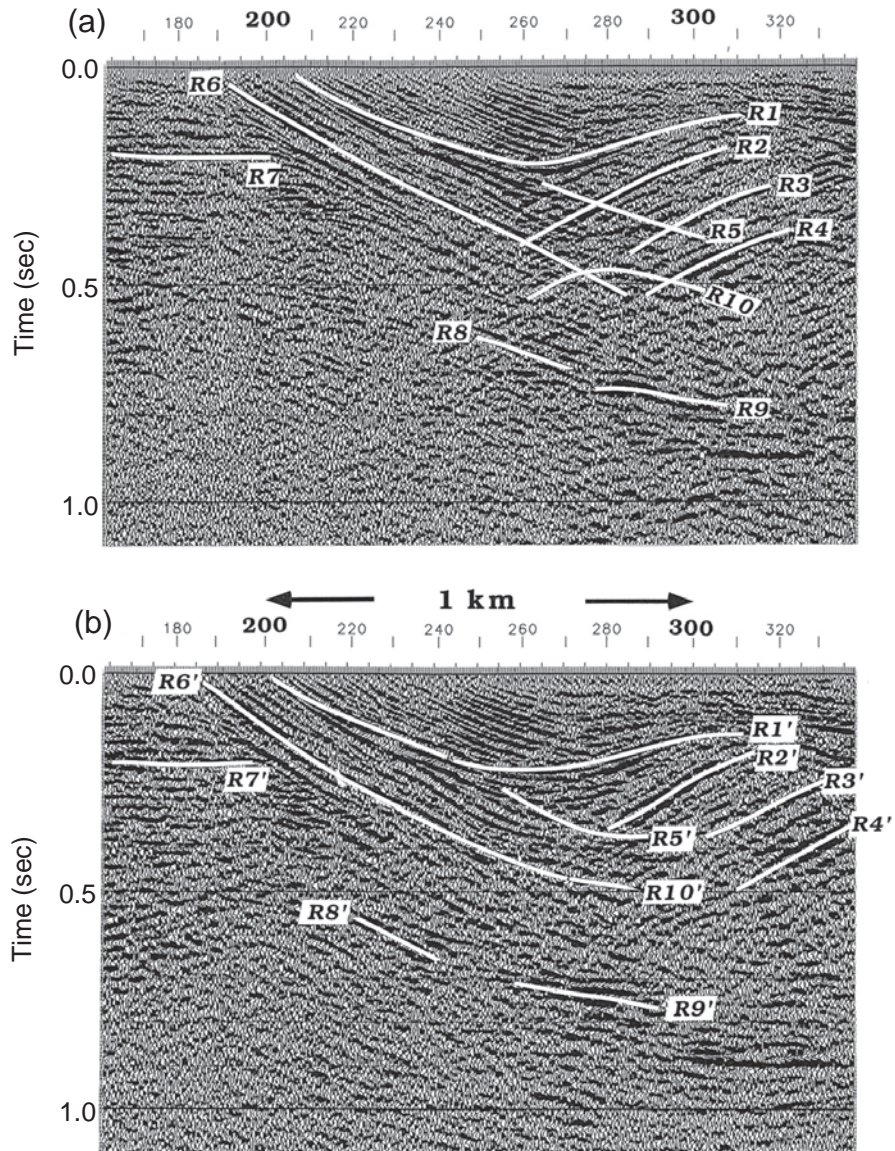


図 2.6 マイグレーションの適用事例 (伊藤ほか, 1998 より引用).
 (a) マイグレーション前, (b) マイグレーション後, (a) の反射面 R1 ~ R10 は
 マイグレーション処理によって, それぞれ (b) の R1' ~ R10' に移動する.
 Fig. 2.6 Seismic section example before (a) and after (b) migration (after Ito et al., 1998).
 The reflectors R1~R10 in (a) are migrated as R1' ~ R10' in (b), respectively.

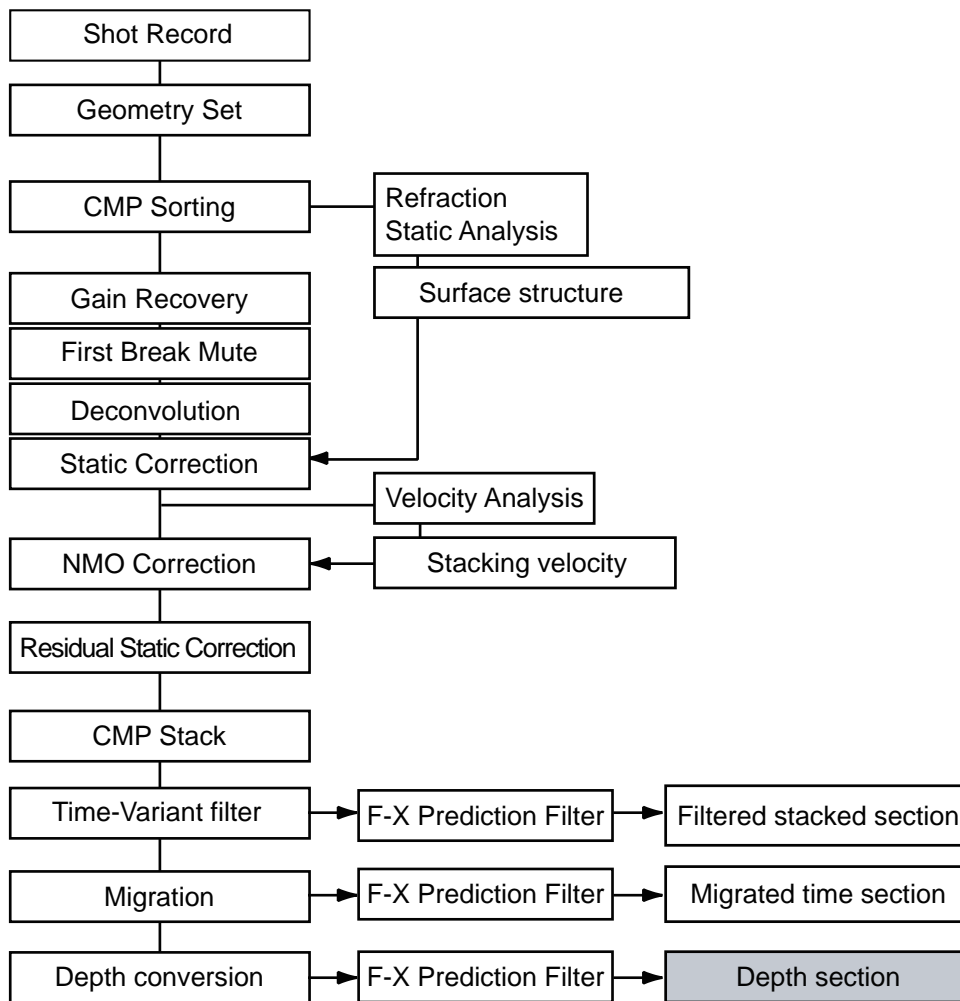


図2.7 共通反射点重合法の解析フロー.
 Fig. 2.7 Flowchart of data processing by common mid-point method.

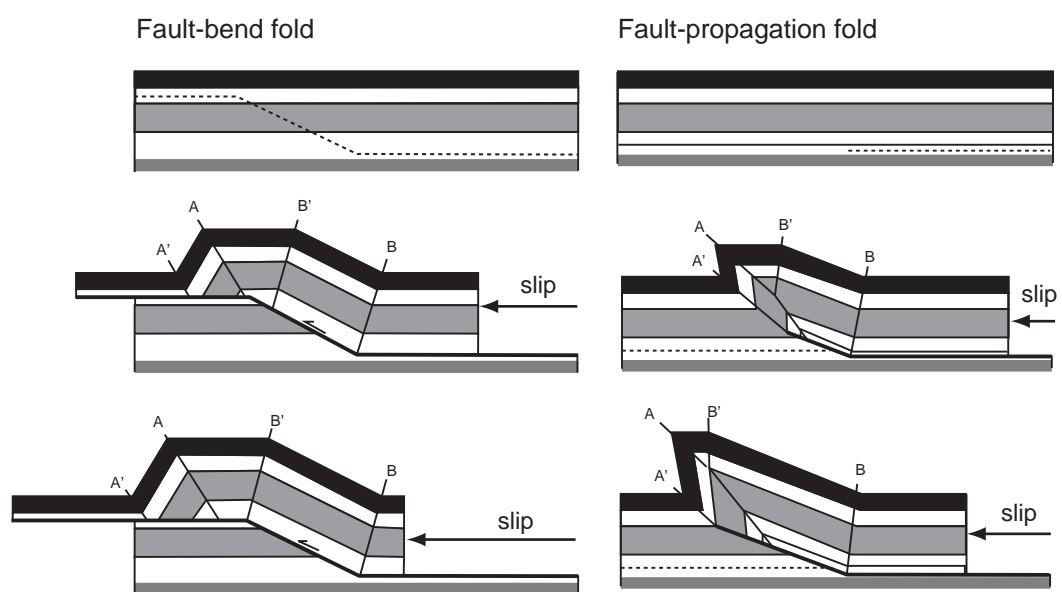


図2.8 断層折れ曲がり褶曲と断層伝播褶曲(Suppe, 1985).

Fig. 2.8 fault-bend fold and fault-propagation fold (Suppe, 1985). A A' and B B' are axial surface.

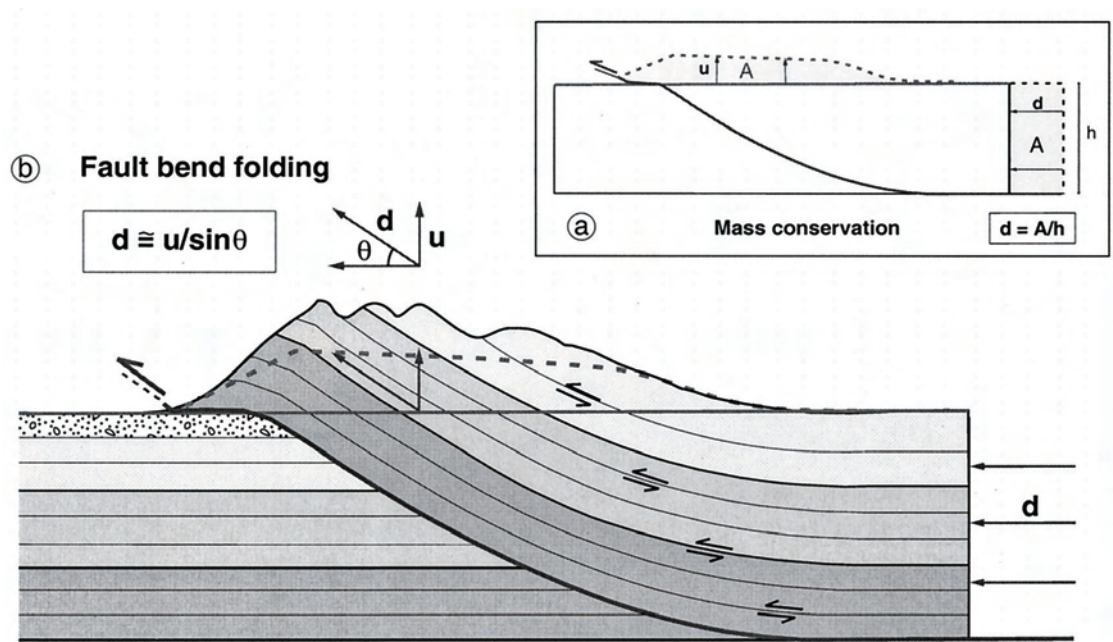


図 2.9 バランス断面図の作成方法 (Lave and Avonuc, 2000 より).

Fig.2.9 Methodology of balanced cross-section(after Lave and Avonuc, 2000).

第3章 地域概要

研究対象地域は奥羽脊梁山脈中部にあたる真昼山地および横手盆地とその周辺地域である。本章では、研究対象地域の地形・地質・活断層について、その概要を述べる。

3.1 地形概説

前述のように、研究対象地域の属する東北日本の地形は島弧と平行な帯状配列によって特徴づけられる（図 1.2 (a)）。すなわち、太平洋沿岸の海岸平野、北一阿武隈山地、北一阿武隈低地帯、奥羽脊梁山脈、内陸盆地列、出羽丘陵、日本海沿岸の海岸平野である。この地形配列は、波長 50 km 程度の複背斜・複向斜構造とも対応し、山地は背斜に低地は向斜に相当する（Sato, 1994）。このような地形・地質構造の形成要因は、太平洋プレートの東北日本弧下への沈み込みによる東西圧縮にある。その始まりは 3 Ma 頃とされ、この圧縮変形によって、北-北北東走向の逆断層や活褶曲も形成されたと考えられている（天野・佐藤, 1989 ; Sato, 1994）。

奥羽脊梁山脈は南北長さ約 800 km にのびる山脈で、このうち研究対象地域の位置する山脈中部では、山地両縁を東傾斜の横手盆地東縁断層帯と西傾斜の北上低地西縁断層帯に挟まれ、ポツプアップ状に隆起している（図 1.2 (b) ; 平田ほか, 1999a, 1999b ; Sato et al., 2002a）。しかし、山地の中軸部には、西縁を川舟断層によって限られる南北性の山間盆地（湯田盆地）が存在し、その東西には和賀山地と真昼山地が分布する（図 3.1）。

真昼山地は、南北約 100 km にのびる山地である。主稜線は、北北東方向に連なり、主稜部の標高は北部の和賀岳 (1440 m) を最高として南へ減じ、黒森山以南では急激に低下する（図 3.1）。

また、真昼山地は著しく開析された急峻な山地である一方で、山地斜面や頂部には広範に小起伏

面が発達している。真昼山地は西側において^{おぼない}生保内盆地・横手盆地と接し、両盆地間は白岩岳・小滝岳などの山地によって隔てられている（図 3.1）。

生保内盆地は、南北約 10 km、東西 5 km の小規模な山間盆地で、盆地の標高は概ね 200~350 m である。盆地には、玉川と生保内川が形成する河岸段丘・扇状地が広く発達するが、段丘、地形発達に関する研究は少ない。盆地北部には、数条の逆断層によって形成された細長い丘陵が分布し、南部に比べてやや起伏に富む。また、真昼山地北方に聳える秋田駒ヶ岳（1637 m）の岩屑なだれの堆積面が先達川・小先達川に沿って広がる。岩屑に含まれる木片の年代から、その堆積年代は約 2 万年前と推定されている（土井ほか，1997）。一方、盆地周辺の山地は鎧畑から玉川沿い一帯において、その標高は 800 m を超えることはなく、ややなだらかな地形を呈している（図 3.1）。

横手盆地は、南北約 60 km、東西 15 km の南北に細長い盆地である。真昼山地からは、斉内川、川口川、真昼川、善知鳥川（丸子川）、横手川などが横手盆地へと流下し、これらの河川は盆地内に新旧・大小の扇状地群を形成している。また、盆地東縁には、中期更新世以降に形成された段丘面が広く分布しており、これまで藤原（1954）、中川ほか（1971）、Nakata（1976）、豊島（1994）、により地形分類がなされている（図 3.2）。これらの段丘面は、面高度に基づいて大きく高位面、中位面、低位面に区分される。高位面と中位面は、白岩断層・千屋断層上盤側の千屋丘陵や小沼丘陵を中心に分布し、低位面は高位面・中位面を開析する河川沿いに認められる。内田ほか（2005）、内田（2005MS）は、高位面段丘礫層直上の風化火山灰層の OSL 年代値（ $160,000 \pm 8,600$ yr）から、高位面の離水時期を酸素同位体ステージ（MIS）6 以前と推定している。Nakata（1976）は、低位面を一丈木面（ $23, 200 \pm 1100-900$ y BP；岡田・中村，1972； $24,650 \pm 220$ y BP；秋田県，1999）

と大畑面に区分し、離水時期をいずれも最終氷期以降と推定している。一丈木面は豊島（1994）の畑屋面に、沖積低地は高梨面に相当する。一方、年代測定値や広域テフラ層序に基づく精度よい中位段丘面の離水年代は得られていない。

さらに、真昼山地前面には生保内盆地で標高 300 m 前後、横手盆地で標高 200 m 前後の丘陵が分布する。丘陵西縁には低断層崖などの逆断層変位地形が分布しており、これららの丘陵は前縁断層の活動によって形成されたと考えられる。千屋丘陵の形成には、逆断層の発達過程のひとつである thrust-front migration (Ikeda, 1983) が関わっており、本断層帯のアクティブ・テクトニクスを論じる上で、注目すべき地域である。

3.2 地質概説

研究対象地域の地質は、先第三紀花崗岩類、先第三紀堆積岩類などを基盤として、前期中新世の日本海拡大に始まる地殻変動・火成活動（図 1.3）に伴って堆積した新第三系とそれを覆う第四系からなる（図 3.3；大沢・須田，1980；大沢ほか1988，臼田ほか，1976，1977，1980，1985，1986a，1986b，1986c）。以下では、生保内地域は臼田ほか（1985，1986a），角館地域は臼田ほか（1980），六郷地域は臼田ほか（1976），横手地域は臼田ほか（1977）に従って記述する。新第三系下部中新統（門前階）は緑色凝灰岩で代表される変質輝石安山岩とその凝灰岩類からなる。本層相当層は生保内地域の玉川層・小沢層，角館地域の八滝沢層，六郷地域の湯田層，横手地域の湯の原層などである（図 3.4）。中部中新統下部（台島一西黒沢階）は、前述の緑色凝灰岩を主体とするものから次第に泥岩を挟み、泥岩・シルト岩へと移化する地層からなっている。また、この層準には、玄武岩が挟在する。本層相当層は、生保内地域の尻高層・真昼川層，角館地域の真

昼川層，六郷地域の真昼川層などである（図 3.4）。下部中新統と中部中新統下部を合わせた層厚は約 3000mに達し，調査地域に広く分布している。そして，これらの層に引き続く中部中新統（女川階）の基底には，浅海成砂岩が存在し，その上位には以降深海化したことを示す珪質頁岩が卓越する。中部中新統には生保内地域の生保内層，角館地域の内沢川層，六郷地域の吉沢川層，横手地域の山内層が含まれる（図 3.4）。全体に層厚は 100 m程度で下位層を整合に覆っている。上部中新統（船川階）は黒色泥岩に代表されるが，脊梁山地周辺では細粒砂岩・凝灰岩の互層に変化する（臼田，1986a）。一部では，酸性火山活動を示す石英安山岩質の凝灰岩類に変化する。上部中新統には生保内地域の宮田層・松葉層，角館地域の真木層・小屋森安山岩部層，六郷地域の弥勒層・荒川安山岩部層，横手地域の黒沢層・相野々層，滝ノ沢凝灰岩部層などが含まれる（図 3.4）。層厚は 300 m以下と推定され，下位層を整合に覆う。鮮新統（天徳寺階）は主として垂炭層を狭在するシルト岩や礫岩をからなり，扇状地ないし沿岸湿地堆積物に，一時的な海進に伴う浅海性ないし内湾性の堆積物を挟む。鮮新統には角館地域の栗沢層，六郷地域の千屋層，横手地域の花山層などが含まれる（図 3.4）。本層は連続した露出が限られるため，地域間の地層の対比に不明な点が多い。層厚は横手盆地内の既往のボーリング結果から約 300 mに達していると推測される（臼田ほか，1976）。また，これらの地層を不整合に覆う第四系は，生保内地域の田沢層および玉川溶結凝灰岩，横手地域の芳沢層などが含まれる。なお，本研究では，便宜上地層名は横手盆地では臼田ほか（1976）に，生保内盆地では，臼田ほか（1986a）にそれぞれ従った。東西圧縮による断層活動が活発化した時期の堆積物（3Ma 以降）とみられる千屋層・田沢層に関しては，重点的に地質調査を実施し，フィッシュトラック年代測定も併せて行った。その結果は第 4 章に記述する。

調査地域は和賀背斜軸の西翼にあたり、大局的な地質構造は緩やかな西傾斜を示す(臼田ほか, 1986a, 1986b ; 図 3.2). 局所的には、北部の生保内盆地では南北方向の向斜とその東翼の断層、横手盆地東縁北部では、北から連続する向斜とその西側の白岩岳を中心とした背斜が顕著である。山地・盆地境界では、断層破碎帯や直立した地層など、境界断層に伴う地層変形が多くみられる。

3.3 横手盆地東縁断層帯の概説と陸羽地震

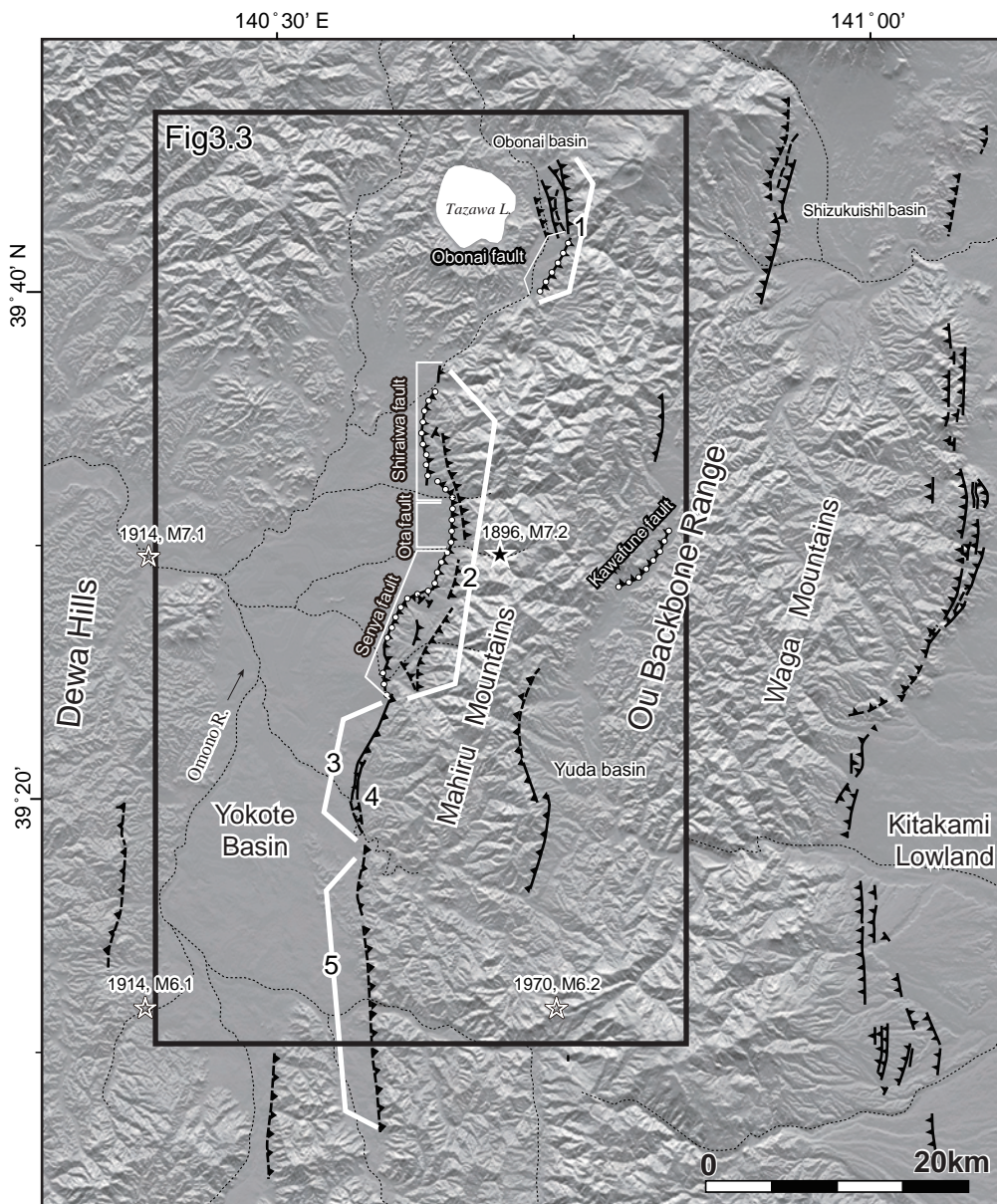
横手盆地東縁断層帯は、北端は田沢湖東部から南端は横手市付近までの約 60 km の断層帯である(図 3.1)。この断層帯は駒ヶ岳西麓断層群、白岩六郷断層群・金沢断層・杉沢断層・大森山断層に区分される(図 3.1 ; 活断層研究会, 1991)。このうち駒ヶ岳西麓断層群および白岩六郷断層群では 1896 年に発生した陸羽地震に伴って地表地震断層が出現している(活断層研究会, 1991 ; 松田ほか, 1980)。これらの活断層は、真昼山地西麓に沿って、山地と丘陵の境界、山地西縁の丘陵と横手盆地との境界をそれぞれ境するように、ほぼ南北走向に分布する東側隆起を示す逆断層である。生保内盆地では、北部において、数条の活断層が認められるが、南部では、生保内川以南において、一条の断層に収斂する(図 3.1)。横手盆地の北半部においては、真昼山地と丘陵の境界に沿う境界断層、および横手盆地と丘陵を境する前縁断層に大きく分けられる(図 3.1)。境界断層は、白岩から六郷にかけて認められ、断層トレースは弧状に山地側へ少し張り出している。この断層は、藤原(1954)の川口断層に一致するが、臼田ほか(1976)では、千屋断層の名称が使われている。本研究では、混乱を避けるため、川口断層と表記する。一方、前縁断層は、真昼山地前面に形成された丘陵と盆地との境界に位置し、数 km の間隔で湾曲を繰り返している。また、その多くが 1896 年の陸羽地震(M7.2)の地表地震断層に一致する。後述のよう

に、1896年の陸羽地震時には、この前縁断層と共に、生保内断層と川舟断層も活動したことが明らかとなっている（山崎，1896；松田ほか，1980）。また横手盆地南半部では、一条の活断層が真昼山地西縁に分布する（図3.1，金沢断層，大森山断層）。このうち金沢断層は、千屋丘陵の南端から横手市街に連続する逆断層で、南部ではバックスラスト（杉沢断層）を伴う。この活断層は、千屋断層から連続する断層でありながら、1896年陸羽地震時に地表地震断層が生じたという報告はない。大森山断層は第四紀後期の変動は認められず、すでに活動を停止した断層と考えられる（秋田県，1998，1999）。

大森山断層を除く上記の断層は、断層崖の形状（斜面形など）が、場所により異なるものの、段丘面（変位基準）の新旧に応じてその比高（崖高）に違いが見られ、古い段丘面ほど断層変位が大きく、新しい段丘面ほど小さな断層変位を示すことから、断層変位の累積は確かである。このことから、横手盆地東縁の逆断層は第四紀（少なくとも高位面形成以降）を通して本地域の地質構造や山地・盆地などの地形を形成するように繰り返し活動してきたと考えられる（藤原，1954；Nakata,1976；今泉，1999）。なお、本研究では、各断層の名称・区分（定義）を松田（1980）および秋田県（1999）、地震調査研究推進本部（2005）に従う。

横手盆地東縁断層帯の最新イベントである陸羽地震は、1896（明治29）年8月31日、秋田県と岩手県の県境に位置する、真昼山地付近直下を震源としたM7.2（宇津，1979）の地震であった。8月31日の本震に先立つ8日前の8月23日未明には生保内で弱震を感じたのを初め、仙岩峠で道路に亀裂が生じるほどの前震があった。今村（1913）によれば、前震は14回あり、特に本震のあった日は朝から数多くの地震が連続して発生していた。地表地震断層は真昼山地の山麓に沿って湾曲や雁行を伴いながら、生保内盆地では南北約5 km、横手盆地東縁では、南北約

20km にわたって出現した（図 3.1；山崎，1896；松田ほか，1980）この地表地震断層の形態と上下変位量の分布には，崖線の不連続部で区切られる範囲において，断層上下変位量が小さな山型をなす傾向があった（松田ほか，1980）．地表地震断層の不連続に基づいて松田ほか（1980）は，この地表地震断層を，北から生保内断層（長さ 5 km）白岩断層（長さ 5 km），太田断層（長さ 3.5 km），千屋断層（長さ 12 km）として区分した．白岩断層・千屋断層ではトレンチ調査や露頭観察によって示される古地震イベントは共通しており，過去にも陸羽地震と同様の規模・変位様式の地震が繰り返されていることが明らかとなった（千屋断層研究グループ，1986；今泉ほか，1989a, 1989b, 1989c；秋田県，1998, 1999）．なお，生保内断層ではトレンチ調査などの古地震学的調査は実施されていないが，1896 年陸羽地震の際に白岩断層・太田断層・千屋断層と共に活動したこと（山崎，1896；今村，1913，松田ほか，1980）から，横手盆地東縁の断層と共に活動していると推定されている（秋田県，1999）．



★ : Epicenter of the 1896 Rikuu Earthquake ☆ : Epicenters of recent earthquakes (M > 6)
 1: Faults group of the western flank of the Komagatake 2: Shiraiwa and Rokugo faults group
 3: Kanezawa Fault 4: Sugisawa Fault 5: Omoriyama Fault

図3.1 横手盆地東縁断層帯および周辺地域の地形と活断層。

陰影図は国土地理院発行の数値地図50mメッシュを用いて作成した。黒線は活断層の分布を示す(活断層研究会, 1991)。破線部は伏在, 点線部は推定部分である。断層隆起側にはケバを付した。白丸は1896年陸羽地震の地表地震断層の分布(松田ほか, 1980)を示す。最近のM6以上の地震の震央位置は宇津(1979)および宇佐美(1986)による。

Fig. 3.1 Topographic map showing locations of active fault scarp in the EYBFZ (The Research Group of Active Faults of Japan, 1991). Shaded relief map is constructed using 50-m digital elevation model published by Geographical Survey Institute. Solid and dashed lines indicate active fault scarps where precisely located and inferred, respectively. Barbs indicate hanging-wall side of active thrust faults. Open circles indicate locations of the coseismic surface ruptures associated with the A.D.1896 Rikuu earthquake (Matsuda et al., 1980). The epicenters of recent earthquakes (M > 6) after Utsu (1979) and Usami(1986).

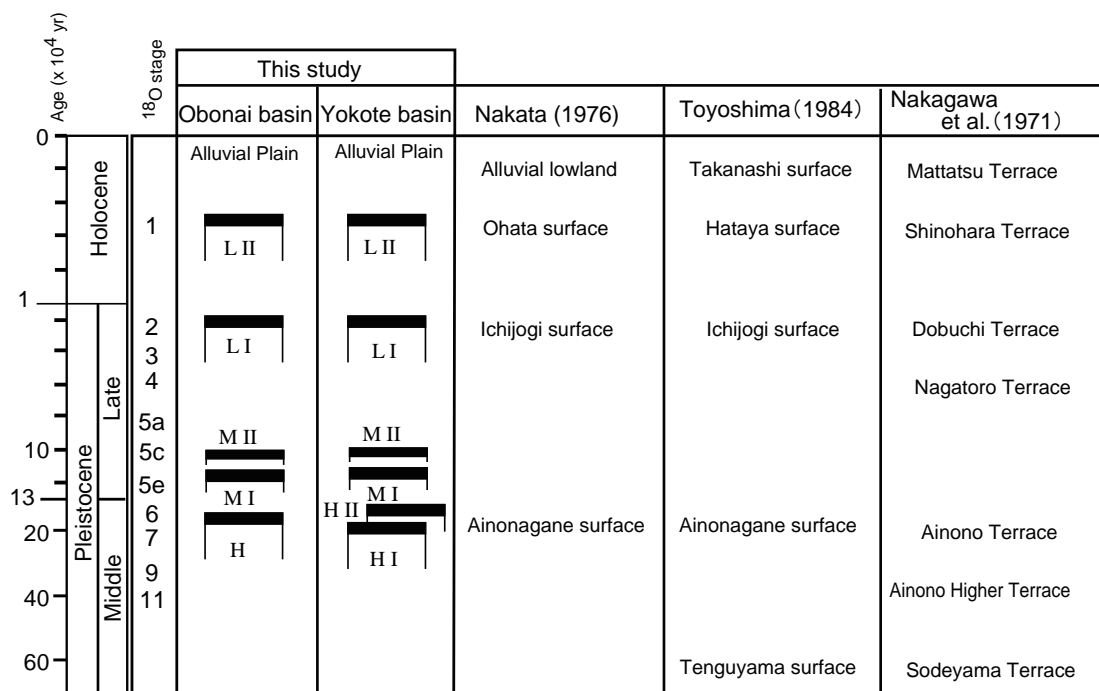


図3.2 調査地域の段丘面区分と既存研究との対比.

Fig.3.2 Correlation of the terrace classification in the study area.

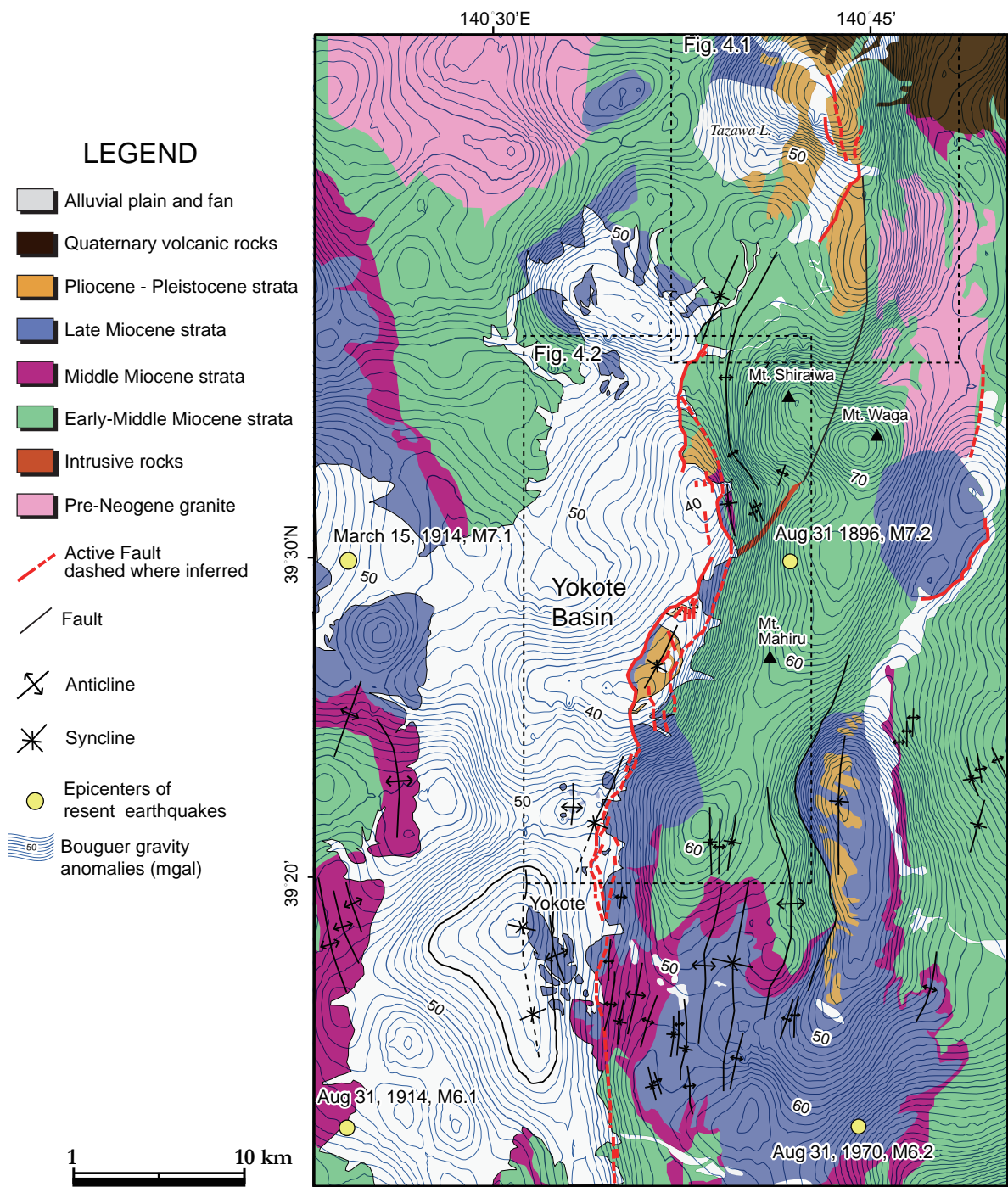


図3.3 調査地域の地質図。

地質図は大沢・須田（1980）、大沢ほか（1988）、臼田ほか（1976、1977、1980、1985、1986a）を簡略化。活断層は、活断層研究会（1991）・池田ほか（2002）・中田・今泉（2002）を編集した。ブーゲー重力異常は産業総合研究所地質調査総合センター（2004）による。

Fig. 3.3 Geologic map of the study area, simplified from Ozawa and Suda (1980), Ozawa et al. (1988) and Usuda et al. (1976, 1977, 1980, 1986a). Active fault traces are based on The Research Group of Active Faults of Japan (1991), Ikeda et al. (2002) and Nakata and Imaizumi (2002). Bouguer gravity anomalies after Geological Survey of Japan, AIST (2004).

		Stage Ikebe (1962)	Obonai Usuda et al.(1986a)	Kakunodate Usuda et al.(1980)	Rokugo Usuda et al.(1976)	Yokote Usuda et al.(1977)
	Quaternary		terrace Tazawa Fm.	terrace Tazawa Fm.	terrace Senya Fm.	terrace Yoshizawa Fm.
	Pliocene	Tentokuji	Miyata Fm. Matsuba Fm.	Kurisawagawa Fm.		Hanayama Fm.
Miocene	late	Funakawa		Koyamori Andesite Mem. Magi Fm.	Aeakawa Andesite Mem. Miroku Fm.	Takinosawa tuff Mem. Kurosawa Fm. Ainono Fm.
			On-nagawa	Obonai Fm.	Uchisawagawa Fm.	Yoshizawagawa Fm.
	early	Dajima ~ Nishikurosawa	Shiritaka Fm. Mahirugawa Fm.	Mahirugawa Fm.	Mahirugawa Fm.	Kotsunagisawa Fm. Mahirugawa Fm.
		Monzen	Ozawa Fm. Tamagawa Fm.	Shigurasawa Andesite Mem. Yatakizawa Fm.	Shigurasawa Andesite Mem. Yuda Fm.	Yunohara Fm.

図3.4 調査地域における地質層序対比表.

白田ほか (1976, 1977, 1980, 1986a) および池辺 (1962) による.

Fig. 3.4 Correlation of the stratigraphic classification in the study area (after Usuda et al. 1976, 1977, 1980, 1986a; Ikebe, 1962).

第4章 地表変形と地表地質からみた 奥羽脊梁山脈西麓の活断層

生保内盆地は、盆地北方に聳える秋田駒ヶ岳や荷葉岳など第四紀火山の影響を強く受け、横手盆地とは地質や地形面の分布・発達状況が異なる。また、第1章でも述べたとおり、横手盆地東縁において千屋丘陵周辺は、thrust-front migration の典型的な地域として挙げられるように、本地域のアクティブ・テクトニクスを明らかにする上で重要な地域である。本章ではこのような地形的特徴の違いを考慮し、研究対象地域を生保内地域、白岩・太田地域、千屋地域に区分した。

第1節には、活構造の記載に当たり、既存研究や地形・地質調査をもとに整理した各地域の地質層序および地形区分について詳述し、第2節以降、北から順に第2節では生保内地域、第3節では白岩・太田地域、第4節では千屋地域の各論について 1) 段丘面分布と変動地形、2) 地質構造に注目して記述する。さらに第5節では、真昼山地内の小起伏面の分布と形態について述べる。

4.1 段丘面区分と地質層序

段丘面などの地表変形は、地下に伏在する逆断層やその上盤側に発達する褶曲構造の成長・変形を理解する上で重要な指標となる（例えば、Lave and Avouac, 2000 ; Dolan et al., 2003 ; Ishiyama et al., 2004）。また、横手盆地東縁断層帯は 3Ma 以降の圧縮応力場で形成・成長してきた断層帯であることから、その断層活動に伴う地形形成環境の変化は段丘面や鮮新統～第四系の層相・発達状況に反映される。そこで本節では、断層変位の基準となる段丘面の細分とその形成年代、ならびに千屋層・田沢層の層序とその年代について記述する。調査地域の露頭の位置は図 4.1 およ

び図4.2に示す。

4.1.1 段丘面の区分と対比

生保内地域には、玉川が南北に縦貫し、河道に沿って幅500~700m谷底が形成されている(図4.1)。生保内盆地に発達する段丘面の多くは、秋田駒ヶ岳や真昼山地側から流下する河川によって形成される。第2章で述べたとおり、本地域の段丘面は大きく高位面・中位面・低位面に区分され、生保内盆地では、さらに中位面を中位Ⅰ面と中位Ⅱ面に、低位面を低位Ⅰ面および岩屑なだれ堆積面、低位Ⅱ面に細分した(図3.2)。

高位面は、丘陵背面を構成し、現河床との比高は50~70mで、面の開析は著しい。馬見長峯付近で確認される段丘構成層には礫径15~cmの亜角礫が含まれており、礫はいずれもかなり風化の進んだくさり礫である(Loc.OB6; 図4.1; 図4.3)。この礫層下部と新第三系との間には、未固結なシルトを挟む場合が多い。この特徴は、千屋丘陵の相長根(Loc.10; 図4.2; 図4.3)や金沢の残丘部上(Loc.16; 図4.2; 図4.3)に分布する段丘面周辺の状況と共通していることから、この段丘面を横手盆地の高位Ⅰ面(後述)に対比した。生保内川南岸では、標高300m程度の平坦面が認められる(図4.1)。これらの平坦面上には砂や礫などの堆積物は認められず、宮田層・田沢層からなる基盤岩類を切る侵食面とみられる。

中位Ⅰ面はやや低い(標高100m)丘陵頂部もしくは高位面周縁に発達するなだらかな段丘面である。この面は、わずかに浅い谷が刻まれる程度の開析を受け、現河床からの比高は約30mである。Loc.OB5(図4.1; 図4.3)で確認される段丘構成層には礫径5~45cmの亜円礫が含まれており、礫の風化の程度は低い。この礫層を砂が2m以上の厚さで覆う(図4.3)。

低位Ⅰ面は本地域において最も発達し、生保内川両岸や北部の桧木内川、先達川沿いに広く分布する。現河床からの比高は十数m程度である。桧木内川、先達川沿いの低位Ⅰ面は50‰前後傾斜を持つ扇状地性の段丘面であり、この面は、現河床からの比高および開析度から判断して、先達川・小先達川沿いに分布する秋田駒ヶ岳の岩屑なだれの堆積面に対比される。岩屑なだれの堆積面の年代が約2万年前であることから(土井ほか, 1997)、低位Ⅰ面の形成時期は最終氷期・酸素同位体ステージ(MIS)2と推定した。低位Ⅱ面は低位Ⅰ面より3m程低い段丘面で、低位Ⅰ面と同様、現河床沿いに分布する。低位Ⅱ面は現河床から5m程度の比高であり、完新世の段丘面と推定される。

横手盆地東縁では、高位面を高位Ⅰ面と高位Ⅱ面に、中位面を中位Ⅰ面と中位Ⅱ面に、低位面を低位Ⅰ面と低位Ⅱ面に細分した(図3.2, 図4.2)。

高位Ⅰ面は、小沼丘陵や千屋丘陵の丘陵背面を構成し、Nakata(1976)の相長根面の一部に相当する。現河床との比高は50~80mで、面の開析は著しい。小滝川付近(Loc.1; 図4.2; 図4.3)で確認される段丘構成層には礫径5~15cmの垂円礫が含まれており、礫はいずれも、かなり風化の進んだくさり礫である。この礫層を赤色風化したレスが2m以上の厚さで覆う(図4.3)。Loc.16(図4.2; 図4.3)ではOSL年代測定の結果、段丘礫層を覆う風化火山灰層の上位より、 $64,000 \pm 1,100$ yr, $84,000 \pm 1,600$ yr, 礫層直上では $160,000 \pm 8,600$ yrの年代値が得られている(内田, 2005MS; 図4.3)。このことから、高位面の離水時期をMIS 6以前と推定した。

中位Ⅰ面はやや低い(標高100m)丘陵頂部に発達する、なだらかな段丘面である。この面は、わずかに浅い谷が刻まれる程度の開析を受け、現河床からの比高は約30mである。中位Ⅰ面は運上野のLoc.6(図4.2, 図4.3)において、段丘礫層の直上を覆う風化火山灰層中から阿蘇-4(Aso-4;

85-90ka, 町田・新井, 2003 (以下に示す火山灰の噴出年代も町田・新井, 2003 より引用)) および洞爺 (Toya ; 112-115ka) 起源と考えられる火山ガラスがそれぞれ検出された (図 4.4). また, 内田 (2005MS) では, この段丘面に対比される地点において, 段丘礫層直上から $87,000 \pm 2,000$ yr の年代を得ている. 以上のことから, 中位 I 面の離水は, 最終間氷期に近い時期 (MIS5e) と推定される. 一方, 中位 II 面は中位 I 面を浅く開析する段丘面であり, 河川が合流する地域に発達する. 現河床との比高は約 20m, 中位 I 面との比高は約 5m である. 直接的な年代資料は得られていないが, レスの厚さや段丘面の残存状況から, 中位 I 面と形成時期に大きな間隙はないと判断した.

低位 I 面は現河床にほぼ沿って広く分布し, Nakata (1976) の一丈木面に相当する. 現河床からの比高は十数m程度で, 盆地内ではやや勾配の大きな扇状性の段丘面である. Nakata (1976) は岡田・中村 (1972) の最終氷期に形成された堆積段丘に対比した. この段丘堆積物中の ^{14}C 年代値は $23,200 \pm 1100-900$ y BP である (岡田・中村, 1972). 低位 II 面は主に山地・丘陵前縁から盆地側に張り出す扇状地で旧河道が多くみられる. 低位 II 面の現河床からの比高は数 m 程度で, 段丘礫層は腐植土層に覆われていることが多い. Loc.14 における礫層直上の腐植土層の ^{14}C 年代は $7,302 \pm 95$ y BP を示し, 内田 (2005MS) においても段丘堆積物直上のシルト層の OSL 年代測定から 7900 ± 760 yr の値を報告している. したがって, 低位 II 面は, ほぼ完新世の段丘面と考えられる. 低位 II 面は Nakata (1976) の大畑面, 豊島 (1994) の畑屋面に相当し, さらにこの面よりやや低い沖積低地は豊島 (1994) の高梨面にほぼ相当する.

一方, 真昼山地内には標高 400~800 m 付近に急崖から緩斜面または緩斜面から急崖となる地形が分布する. このうち緩斜面 (以下, 小起伏面と呼ぶ) の一部である横手川支流の松川上流域に

発達する平坦面を中川ほか（1971）は外山段丘として認定している。しかし、その形成時期や成因（地すべりの可能性が示唆されてはいるが）は不明なままである。これらの緩斜面には水平方向へ連続するものもあり、河岸段丘面と同様に、古い時代における河床付近の地形環境の名残りの可能性もあり、その後の隆起によって削り残された地形と考えられる。したがって、本研究では、このような側方への連続がよい緩斜面を小起伏面として抽出し、第4章5節にその分布について記述する。

4.1.2 田沢層および千屋層の記載

地質調査に基づく田沢層および千屋層の区分とフィッシュトラック年代測定を行った。図4.5には、生保内地域・横手地域の地質層序と示す。生保内地域の鮮新統～第四系は田沢層と呼ばれ、玉川溶結凝灰岩を含む2つのユニットからなる（臼田ほか、1986a）。また、生保内盆地を取り囲む山地の西半分と北側には、多くの第四紀火山とその溶岩が分布する。田沢層は玉川の河谷に沿って分布するほか、生保内境界断層（臼田ほか、1985では生保内断層とされるが、混乱を避けるため、生保内境界断層と表記する）に沿って分布し、下位の宮田層を不整合で覆う。八木沢の連続露頭（図4.1のLoc.OB10）で確認される田沢層上部は、層厚120m以上の湖成層からなる（図4.6）。田沢層下部（柱状図の0～30m付近まで）は、細礫からなり、徐々に細粒化し、上部20mはシルト岩と軽石凝灰岩の互層からなる水平層で、一部ではスランプ構造も認められる。また、Loc.OB04（図4.7）で宮田層を覆う田沢層下部の溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩のフィッシュトラック年代が $1.4 \pm 0.2\text{Ma}$ （表4.1）を示し、その上位に厚い湖成層が累重している。

一方、千屋丘陵周辺で確認される千屋層は、真昼山地前面の丘陵に分布し、下位の弥勒層を不

整合で覆う。本研究における千屋層の模式地は千屋丘陵一帯である。ここでは、一丈木や仏沢などで連続した露出があり、その観察結果から千屋層が下位より①凝灰岩・凝灰質シルト岩互層、②凝灰岩ならびに亜炭を含有する砂岩・泥岩～シルト岩・礫岩互層、③凝灰岩ならびに亜炭を含有する礫岩優勢シルト岩互層、④礫岩優勢シルト岩互層からなり、上位ほど礫岩の割合が増加することが明らかになった。この結果、④を上部層（以下、SY3と表記）、③を中部層（以下、SY2と表記）、①および②を下部層（以下、SY1と表記）として、千屋層を3分した（図4.5）。SY1に比べSY2では、礫の割合が急増することから、SY2の堆積開始以降に真昼山地の隆起が活発になったと推測される。また、SY3はSY2と傾斜不整合で接する。SY2の上部と下部に狭在する細粒凝灰岩のフィッシュントラック年代は、それぞれ $0.93 \pm 0.14\text{Ma}$ 、 $1.6 \pm 0.3\text{Ma}$ である（図4.5；表4.1）。またSY1中の凝灰岩のフィッシュントラック年代は、 $2.7 \pm 0.4\text{Ma}$ （表4.1）が得られた。千屋層は千屋丘陵を模式地として区分されたため、千屋丘陵の構造発達に大きく影響された層相変化が基準となる。しかし、本研究では、横手盆地全体の場合においても、岩相や年代測定結果をふまえて千屋層および相当層を3層に区分して扱う。以下では、本節の段丘面区分ならびに地質層序に基づき、各地域の活構造について記述する。

4.2 生保内地域

1) 段丘面の分布と変動地形

盆地北部・先達川と小先達川に挟まれた領域（高野付近）には、比高5~7m程度の東上がりの低断層崖が認められる。この南方には北北西方向に延びる南北約4km、東西幅約1kmのバルジ状の丘陵が存在する。この丘陵は前述の断層も含め、併走する逆断層によって隆起した2列の高

まりからなる。丘陵の頂部には、緩やかに東へ傾動する高位面が分布する。丘陵基部の西側に広がる低位 I 面には西方への撓曲が見られる。この断層変位地形は一部、玉川の侵食によって不明となるが、石神から生保内付近まで追跡できる。また、桧木内川沿いの低位 I 面はバルジ状の丘陵によって西端を限られている。丘陵西縁に沿って南北に続く断層は、東隆起を示し、柏山から生保内へと連続し、田沢湖町市街地付近で不明瞭となる。田沢湖町の市街地をのせる扇状地（低位 I 面）には、この他に 2 条の断層崖が認められる。ひとつは、生保内中学校の東側に認められる崖高 2~3m の西向き低断層崖で、先述の 2 列の丘陵の間を通過して、北方の高野付近に認められる低断層崖へ連続すると考えられる。もう一つは、大杉沢から南方へと続く西向き低断層崖である。この断層崖の崖高は約 2.5m で、山崎（1986）、今村（1913）の記述した地表地震断層の位置と一致する（松田ほか、1980）。

一方、生保内川左岸では、北北東方向にまっすぐ伸びる山麓線が特徴的であり、山地西縁には三角末端面が認められる。山地前面には、斜面堆積物からなる、なだらかな段丘面が分布する。この段丘面には明瞭な低断層崖などの断層変位地形は形成されていないが、段丘面の西端が僅かに西向きに撓む。手倉野の露頭（図 4.1 の Loc.OB8）では、段丘面を構成する砂礫層とその基盤をなす亜炭を挟むシルト岩が西へ向かって緩やかに撓曲し、露頭西端で急激に傾斜を増す様子が観察された（図 4.8）。さらに、この南に位置する田向では、陸羽地震時に生じたと思われる高さ 1~2m 程の段差と小扇状地の傾斜変化が認められる（松田ほか、1980）ことから、大杉沢で認められた断層トレースは生保内川を越え、直線的な山麓線に沿って手倉野を通り田向へと連続すると考えられる。また、生保内盆地と横手盆地とを境する峡谷部（抱返り峡谷）北側には、谷幅の広い風隙谷が認められ、勾配は南西へ傾斜している。

2)地質構造

生保内地域の模式的な地質断面図を図4.9に示す。生保内盆地北部では、丘陵を構成する地層がいずれも西へ緩く傾斜している。このことから、この断面図から、生保内盆地北部では、少なくとも3枚の低角逆断層が、盆地側へ形成されていると考えられる。生保内川以南では、丘陵が分布しないことから、北部の最も東よりの断層のみが活動している可能性がある。

また、CSAMTの解析結果(図4.10)からも、盆地北部の丘陵両縁が断層によって限られていることが示されている。生保内川河床(図4.1のLoc. OB7)には、破碎された玄武岩と花崗岩が露出しており、花崗岩は真昼川層下位の基盤岩で、破碎帯は生保内断層に伴って形成されたと考えられる。一方、盆地東縁の山地は、標高350~400 mであり、さらにこれよりも大きな地形境界が、盆地東縁から2~3 km 東方に見られる。この地形境界は、真昼川層と田沢層の境界をなす断層(生保内境界断層)の地表位置に一致し、鮮新統の分布を限る断層構造という点では、横手盆地で確認される境界断層(川口断層)に似た性格を持つ。この断層は、生保内盆地の以南に延び、範囲を超え、抱返り峡谷内へと連続している。

4.3 白岩・太田地域

1)段丘面の分布と変動地形

白岩地域は、横手盆地北端から大仙市大神成に至る地域を指す。この地域の北端には、八幡平に源流域をもつ玉川が峡谷部を経て白岩広久内から横手盆地へと流れ込んでおり、その両岸に広い河岸段丘を形成する(図4.11)。玉川右岸の低位Ⅱ面上には東上がりの撓曲崖が認められ、その北方延長は卒田に至る(これ以北では、明瞭な断層変位地形が認められない)。玉川左岸では、

玉川の谷底面に沿って分布する低位Ⅱ面上に比高約2mの低断層崖が認められる。この崖は小沼丘陵と横手盆地との地形境界に沿って栗沢まで追跡され、白岩集落のある扇状地（低位Ⅱ面）上では、断層は低断層崖や扇状地面（低位Ⅱ面）の急傾斜部として認定できる。これらは陸羽地震の際に生じた崖である（松田ほか，1980）。

小沼丘陵は標高200m前後で定高性を有する丘陵で、斉藤川（入角沢）、小滝川、栗沢川などが真昼山地から丘陵へと流下している。このうち斉藤川は、丘陵部分を避けるように大きく北へ屈曲しながら盆地へと流れている。この河道の曲折部南岸には、小滝川との間に平坦面が分布する。この面の段丘礫層上のレスの厚さや砂礫の風化度から、高位Ⅰ面とそれより僅かに低い高位Ⅱ面に対比されるが、この面には明瞭な変形・傾動は認められない。斉藤川の河谷は、小屋森を過ぎたあたりから谷幅が広がり、中位Ⅰ面が斉藤川に沿って分布する。この中位Ⅰ面には、西端に上下変位30mのやや撓みを伴う低断層崖が形成されている。さらに、この撓曲崖上の段丘面は東へ傾動し、西上がりの逆向き断層崖も認められる。また、栗沢から大神成にかけて盆地に接するなだらかな丘陵上にも中位Ⅱ面が発達する。

このように、小沼丘陵には、白岩断層の上盤側に形成された副次的なバックスラストと見られる西側隆起の逆向き断層崖は断続的には認められるものの、活断層上盤側で地形面の発達が良くないことから、断層上盤側での逆傾斜や背斜状の高まりなど変動地形の発達は小規模である。さらに、山地・丘陵の地形境界は必ずしも明瞭ではない。しかし、丘陵と山地の間には、系統的な高度の不連続が認められることから、この境界が川口断層であると推定される。また、小屋森安山岩や千屋層と断層関係ではなく不整合関係にある。このような特徴から、川口断層は断層先端が地表に達しない断層であり、丘陵と山地の地形境界は、伏在断層に伴う撓曲構造であると推定

される。

一方、小沼丘陵南の大神成では斉内川と内沢川の扇状地には、南北にのびる3条の低断層崖が認められる。これらはいずれも東側隆起を示し、陸羽地震時に生じた地震断層である。松田ほか、(1980)では、これら3条の断層が太田断層から白岩断層の間を繋ぐように雁行配列する様子から、断層の飛躍的前進と注目して記述されている。この崖線の最も東よりの断層は、太田断層へと連続する。

太田断層は、東側隆起の断層崖として、山麓線にそって認められ、山地と盆地を直接境している。金井伝では川口川の形成する扇状地(低位Ⅱ面)の扇頂部に残存する低位Ⅰ面の西縁にあり、陸羽地震時の崖線は、川口川を挟んで西に1 km 弱ステップする。川口川右岸の段丘面には累積的な変位が認められ、変位量は低位Ⅱ面で2 m、低位Ⅰ面で7 mである。斉内川左岸から川口川の間には、谷頭が真昼山地に到達する大規模な河川はない。しかし、東側に位置する大台(814.2 m)では、その西側斜面において大規模な地すべりが発生しており、土砂供給によって崖錐が形成されている。また、地すべりの影響で山地と盆地の境界は不鮮明であるが、沖積低地に注目すると低断層崖が南北に連続していることが分かる。宮内ほか(1997)は、金井伝の断層露頭の観察から、陸羽地震時に約2 mの上下変位があったと報告している。また、太田断層西方約1 km 付近には、沖積面上が僅かに撓んでおり、池田ほか(2002)では、この撓曲変形から伏在断層の存在を指摘している。

また、この地域の低位Ⅱ面は北部ほど急勾配な扇状地として、白岩断層・太田断層前面に発達する。斉内川・川口川は北の斉藤川や小滝川等に比べ流域は広いが、低位Ⅱ面は全体的に緩やかな勾配を有する。この様子は図4.2の等高線の間隔からも読みとれる。このことは北部ほど真昼

山地からの岩屑供給が多いことを表し、扇状地を形成する河川の流域規模とは無関係であることから、北部ほど山地の隆起が著しいことを示唆する。このことは、丘陵上に分布する最高位の段丘面が、小滝川付近より北では高位面であるのに対し、南では中位面となるなど南ほど卓越する地形面が新しくなることも整合的である。

2)地質構造

小沼丘陵は、高位面形成以降に白岩断層の活動によって形成された丘陵である。1896年の地表地震断層と地質との関係を直接観察することはできなかったが、臼田ほか(1980, 1986a)によると、丘陵西端には弥勒層が分布していることから、白岩断層は地表において弥勒層と沖積層を境していると推定される。図4.12には斉藤川、小滝川沿いの地質調査結果を小滝2005浅層反射法地震探査測線に投影して作成した地質断面図を示す。Loc. 2(図4.2)では、白岩断層の上盤側に直立する亜炭・シルト岩・凝灰岩が観察され、これらの地層を切る低角逆断層が露出する(図4.13)。この凝灰岩のフィッシュトラック年代は $1.6\text{ Ma} \pm 0.3$ (表4.1)であり、千屋層(SY2)に対比される。低角逆断層はSY2の内部を剪断するが、その断層先端は、1896年陸羽地震断層の地表地震断層へは連続しない。また、この露頭より約50 m下流には、小滝川の河床にほぼ直立する亜炭、シルト岩、角礫凝灰岩が露出する。これらの各層は、岩層の特徴からSY1と弥勒層の凝灰岩であると判断される。このユニットと上記のSY2との間は大きな構造の不連続があるため、断層面は確認できていないが、低角な逆断層が形成されていると推定される。さらに、この断層は陸羽地震の地表地震断層崖へと連続するものと考えられる。

これより東側には、弥勒層の凝灰岩や真昼川層相当の玄武岩・安山岩が露出し、いずれも西傾斜の構造を示す。また、丘陵の頂部を不整合で覆う千屋上部層(SY3)には、東に向く撓曲構造

が発達することから、西傾斜の構造が形成された後、(時間間隙をあけて)、SY3が堆積し、その後の変動によって撓曲が形成されたと解釈される。

一方、本地域南部の川口川北岸で、真昼川層を岩床状に貫く石英安山岩は、北北東方向に分布し、この貫入岩に沿って、大台の北東壁に大規模な地滑りが発生している。貫入岩の北方延長は北北東方向にのびる断層(斉内川断層; 臼田ほか, 1980)へと連続し生保内境界断層へと続く。真昼山地西縁には吉沢川層や弥勒層が分布し、太田断層近傍(図4.2のLoc.3)では、斉内川左岸に吉沢川層とみられる地層がキンク状に折れ曲がる構造が確認できる(図4.14)。この褶曲構造は断層上盤に形成された、非対称な背斜構造であり、こうした形態は断層伝播褶曲にみられる。

4.4 千屋地域

1) 段丘面の分布と変動地形

千屋地域の大部分は千屋丘陵にあたる。千屋丘陵は大局的には北北東-SSWに長軸をとる楕円状で、西に急傾斜、東に緩傾斜の非対称形をなす(図4.15)。一丈木から金沢東根にかけては、丘陵の幅は約3 kmと一定である。また、新第三系(弥勒層・千屋層)からなる標高200 m程の丘陵が西端に並び、丘陵高度は丘陵の中央部において最も高い。一丈木以北では、千屋断層の走向が北東へ変化することに対応して、丘陵の幅が徐々に狭くなる。金沢東根以南でも、千屋断層の走向が南北に変化することに対応して、丘陵の幅が1.5 km程度と狭くなっている。このような地形的な特徴から、千屋丘陵を北部(一丈木以北)、中部(一丈木付近から花岡を経て金沢東根付近まで)、南部(金沢東根以南)に分けた。

千屋丘陵北部は、運上野から一丈木に至る範囲である。浪花付近には高位Ⅱ面、中位Ⅰ面が分

布し、それらを取り巻くように真昼川や赤倉川に沿って低位Ⅰ面が発達している。千屋断層に沿っては、低位段丘面や中位段丘面上に東上がりの撓曲崖として認められ、北東―東北東走向をもつ。また、断層上盤側では、短波長の波状変形が認められる。浪花―運上野では、断層上盤の約1kmの範囲に3条ほどの逆向き断層崖が形成される。千屋断層上盤側の段丘面のうち、浪花の高位Ⅱ面は東へ明瞭に逆傾斜するが、真昼川北岸の中位Ⅰ面および低位Ⅰ面はいずれも西へ緩く傾斜する。

真昼川右岸では、川口川との間に北北東方向に延びる紡錘状の丘陵（清水川山）が存在する。この丘陵の西縁に沿って分布する低断層崖は、小増沢付近で、^{こましざわ}西方に大きく湾曲して運上野の撓曲崖に続く。このことから、松田ほか（1980）では、この南北方向の断層を千屋断層の延長部としたが、この断層は川口断層から派生して丘陵の縁に沿って出現し、小増沢付近から丘陵の基部に沿ってそのまま南東へ延びる。この断層は、北ほど変位量が大きいが、小増沢付近から南の真昼川付近までは、変位量も小さく、新期の断層変位地形も次第に不明瞭になる。また、川口断層の東側は、明瞭な地形境界を呈するが、川口断層沿いでは最近の活動を示すような変位地形は不明瞭である。

千屋丘陵中部は一丈木から金沢東根に至り、丘陵西縁部に沿って新第三系（弥勒層・千屋層）が分布している。ここには真昼山地から丘陵を横切って盆地へ流れ込む河川はなく、丘陵内部に端を発する大道川などの開析谷が発達するのみである。高位Ⅰ面や高位Ⅱ面は川口断層崖から西側の天狗山付近へ向かって広がるが、中位面や低位面は、高位面の東縁を取り巻くように、高位面の北側と南側に分かれてそれぞれ赤倉川と善知鳥川に沿ってのみ分布する。このような段丘面の分布から、高位面形成後に顕在化した千屋丘陵西部の隆起によって、山麓から西流していた河

川（善知鳥川など）はその流れを妨げられ、現在のように南流（または北流）するようになったと推察される。この地域の千屋丘陵西麓では、開析谷や沖積低地に崖高2~3 m程の明瞭な低断層崖が北北東走向に追跡される。この崖は陸羽地震の地表地震断層であり、詳細に見ると断層崖は開析谷において上流方向へ湾曲し、一部では2条ほどに分かれることが確かめられている（松田ほか, 1980; 今泉ほか, 1989a, 2006）。このうち花岡の大道川（猪ノ鼻沢）と菩提沢の合流点に近い大道川の河岸で、1896年陸羽地震時に形成されたと考えられる断層露頭を発見した（図4.16）。露頭では、断層面の傾斜は河床付近で約 30° を示すが、地表に向かって次第に緩くなり、最上部ではほぼ水平となって上盤の堆積物（Ⅲ層~Ⅵ層）が下盤側の地表（最上部層のⅤ層）に衝上している。断層に沿っては、砂礫層の回転・引きずりが明瞭である。Ⅲ層-Ⅱ層境界のずれを引き戻すと、地表の変位（崖）はほぼ消えるので、Ⅲ層堆積以降のずれ量はすべて同じである。この露頭で確認される断層変位は「Ⅲ層堆積以降に1回」と考えられる。その1回の断層変位が1896年陸羽地震の際に生じたことは、地籍図の判読より推定された断層トレースから判断してほぼ間違いあるまい。また、 ^{14}C の年代測定結果から、Ⅲ層以上の各層はすべて1896年陸羽地震のひとつ前の地震（約3500年前; 今泉ほか, 1989c）以降の堆積物であることが示されたことから、この露頭の断層変位は1896年の陸羽地震によるものであると確信した。

北部との境界付近に位置する一丈木では、真昼川南岸に広がる低位Ⅰ面に上下変位18mのやや撓みを伴う断層崖が形成されている。また、千屋断層上盤では、段丘面は東へ傾動している。川口断層は、多少、断続的ではあるが、狐森から相長根にかけて、低位Ⅰ面上に東隆起の変位が認められる。また、これより東側には川口断層上盤側に形成された副次的なバックスラストと見られる西隆起の逆向き断層崖も認められる。しかし、川口断層の上下変位量は、高位Ⅰ面で20m

未満であり、後述の段丘面の傾動量から算出された千屋断層の上下変位量（160 m）の1～2割程度であり、その平均変位速度は小さいと判断される。なお、陸羽地震時に川口断層に沿って、地表に変位が生じたかについては明らかでない。

千屋丘陵南部は金沢東根から六郷東根に至る。ここでは中位面・低位面が善知鳥川と平行に分布し、千屋丘陵中部と同様に東側ほど若い面となる。中位I面は、西端で見られるわずかな撓曲に加え、東への傾動が顕著である。この低位にある低位I面も東へ傾動している。このように、南部では、いずれの段丘面も東側への明瞭な逆傾斜が認められる。千屋断層は明瞭な低断層崖として認められ、その崖線は花岡から天狗山南西縁を縁取り、金沢東根で南北から北北西方向に走向が急激に変わる。一方、川口断層は、七滝川付近までは追跡することができるが、これ以南では不明となる。また、ここでは、丸子川兩岸の低位面を除いては、陸羽地震時の明瞭な地表地震断層は報告されていない。ただし、地表地震断層による地変は、丸子川の南約1 km付近の乗上地区まで知られている。

以上のことから、高位面形成期の後期更新世以降において、千屋丘陵では千屋断層・川口断層に伴う断層変位が丘陵中部で大きく、北部、南部では小さくなる傾向にある。また、千屋断層は千屋丘陵北部と南部では撓曲崖を形成するが、中部では、断層が地表まで出現して、明瞭な断層崖を形成するなど、変位地形の違いが認められる。

しかし、千屋断層上盤側に分布する段丘面は、断層変位によっていずれも東へ傾動しており、千屋断層に伴う地表変形の大きな特徴として挙げられる。また、谷底部への断層線が大きく湾曲する現象は、断層露頭の存在によって証明された。このような断層の湾曲は千屋丘陵西縁の他の地域でも確認されており、谷幅が広いほど軟弱層も厚く、湾入の規模が大きいようである。

千屋断層上盤では天狗山付近が最も高く、その標高は210mである。千屋断層の平均上下変位速度が0.6mm/yr（今泉，1992）であることから、横手盆地と千屋丘陵の分化は、おおよそ35万年前と推定される。また、千屋丘陵における低位I面の発達は、北部ほど良く、真昼川の谷口から扇状地状に張り出す分布から、北部は低位I面形成期には千屋丘陵として分化していなかったことを示唆される。このことから、千屋断層（断層崖）は千屋丘陵中部から徐々に北方へと顕在化したと推察される。このように千屋断層の活動に伴う丘陵の形成・分化に時間差があることは、千屋断層の上下変位量・平均変位速度にみられる差異が大きく影響していると考えられる。

2)地質構造

千屋丘陵は主として新第三系・千屋層から構成される。千屋丘陵北部と中部を横断する地質断面図を作成した（図4.17）。盆地側における千屋層の下限深度は、白田ほか（1976）および深層ボーリング資料（金属探鉱事業団，1974；WS-16，42AC-12）に基づいた。千屋丘陵北部の地質断面（図4.17（a））は、小増沢（図4.2のLoc.5）での調査結果を運上野2004測線に投影したものである。ここでは、清水川山の付近の丘陵の中央部を北北西-SSE方向に延びる向斜軸が通る。この丘陵を構成する弥勒層（以下、弥勒層下部層の泥岩をMm表記する）は東傾斜を示し、丘陵と盆地との境界には陸羽地震の時には明瞭な地表地震断層が現れ、松田ほか（1980）では千屋断層とされている。すなわち、小増沢付近は、この断層-向斜構造と千屋丘陵西縁から連続する千屋断層が接する位置にあり、千屋断層のトレースが太田断層に向かって湾曲するように見える（図4.15）。小増沢では東から西へMm，SY1，SY2の順に露出する。SY1，Mmは直立または上下が逆転するほど変形するが、SY2は上位（西方）ほど次第に傾斜が緩く（70～50°）なり、層厚を増すことからgrowth strataと見られる。以上の調査結果をまとめると、反射測線上における

表層地質構造は、前述の断層-向斜構造が、*growth strata* の東側に位置し、その西翼が断層近傍であるために、Mm, SY1 は、ほぼ直立しているものと解釈される。

一方、千屋丘陵中部の地質断面は、千屋 96 年測線に、一丈木溜池 (図 4.2 の Loc.7)、大道川 (図 4.2 の Loc.9)、仏沢 (図 4.2 の Loc.12) で認められる地質構造を投影したものである (図 4.17 (b))。中部では東から西に向かって、川口断層、褶曲帯 (向斜)、千屋断層が並走する。千屋丘陵西縁には、段丘堆積物の基盤をなす新第三系 (千屋層・弥勒層) が露出する。弥勒層, SY1 および SY2 の下部は、千屋断層と平行して東傾斜を呈する。これに対して、SY2 の上部は、東傾斜するものの、両層は上位ほど傾斜が緩くなり、東側に層厚を増す。このことから、SY2 上部は、千屋断層の活動に伴って、背後 (上盤) 側翼部に形成された *growth strata* と推定される。しかし、この *growth strata* は、前述の千屋丘陵北部に形成された SY2 の *growth strata* とは堆積の場および成長 (地層の傾斜) の向きが異なるので、この成長に関与した断層が異なることは明らかである。また、SY3 層も SY2 層の上部と同様に東傾斜が明瞭な *growth strata* ではあるが、SY2 層の上部とは傾斜不整合で接する。また、大道川と一丈木溜池では、同様の構造を示すことから、千屋丘陵西端部では、図 4.17 の (a) に示されるような地質構造が少なくとも、花岡から一丈木まで連続するとみられる。図 4.18 の露頭は空中写真判読の結果を踏まえると、川口断層上に位置する。ここでは大き「く」の字に折れ曲がった地層を高角な断層が剪断している様子が観察される。この地層の折れ曲がり、は、斉内川左岸の露頭 (図 4.2 の Loc.3) における硬質頁岩の変形とよく似ている。したがって、川口断層は少なくとも大神成から六郷までは折れ曲がる褶曲を伴う断層であると考えられる。

4.5 真昼山地に認められる小起伏面

真昼山地・斉内川・真昼川沿いに発達する高位小起伏面の分布を図 4.19 に、その縦断面図を図 4.20 に示す。真昼山地の高度は北から南へ低下する。また、山地高度の変化は、地質構造と調和的であり、背斜部は高く向斜部は低い（臼田ほか, 1976）。真昼山地においては、標高 1000 m~600 m 付近に小起伏面が認められる。これらの一部は地すべり地形であるものの、周囲に滑落崖を示す地形を伴わない極めて平坦な面は、地すべり性の地形ではないと考えられる。小起伏面の分布は、山地斜面のみならず、山頂付近でも認められる。特に、風鞍から山稜に沿ってみられる小起伏面は連続がよい。また、小起伏面は、側方への連続性から数段に分かれると考えられる。

斉内川沿いに分布する小起伏面のうち、最低位面は標高 300m 付近の面は、高度の連続から判断すると、川口断層より西側・横手盆地の中位面 I 面に高位 II 面・高位 I 面などにそれぞれ連続する（図 4.20）。また、小起伏面は高度差 200~300 m の幅に収まるように帯状に分布し、分水嶺付近では収斂する（図 4.20 (A-A')）。そして、小起伏面は甲山から西へ緩やかに高度を低下させたあと、分布が途切れる区間を経て茶臼山付近をピークにした山型の分布パターンを呈する。

一方、斉内川に投影される周囲の地形面では、特に 2 つのピークを持つ山地と上記侵食面の高度分布が類似する。このことは地形の起伏が侵食面の変形と調和するように変位が累積してきたことを示すものである。この付近の山地の高度は、2 つのピークをもち、すこし水平方向にずれはあるものの、小起伏面の分布傾向と類似するようにみえる。

真昼川沿いの小起伏面は、高度分布の連続性をもとにつないでみると、横手盆地側へ急傾斜する分布を呈する（図 4.20 (B-B')）。一方、分水嶺をより東側の松川流域でも、小起伏面が連続的

に認められるが、真昼川沿いで見られる小起伏面よりも分布の高度差は小さい。また分布高度は東へ一様に緩く傾斜している。このように真昼川～松川沿いでは、小起伏面の分布が、西に急傾斜、東に緩傾斜の非対称な形状であることが分かる。また、この傾向は、現在の山地高度の分布とも調和的である。したがって、小起伏面の成因や内部構造、年代等については不明ではあるが、この小起伏面の分布形状が、真昼山地の隆起パターンを反映している可能性が示唆される。このことに関して、第6章で、バランス断面法によって求められる隆起パターンとの比較を行う。

以上のように、本地域の活断層はその性状より 1) 山麓沿いに分布する生保内境界断層・川口断層, 2) 山麓線の断層より 2~3 km 盆地側に分布する生保内断層・白岩断層・千屋断層, 3) 2) の断層上盤に形成される副次的な断層群に分類できよう。なお、太田断層は位置関係からすると川口断層に一致しており上述 2) の断層に含むべきかは問題がある。前述のとおり、生保内境界断層は第四紀後期に活動的であった証拠はなく、川口断層についても、太田断層と一致する区間を除くと 2) の断層に比べ、第四紀後期の活動性は低い。一方、生保内境界断層・川口断層より盆地側に第四紀後期を通じて活動的な生保内断層・白岩断層・千屋断層が分布することは、Ikeda (1983) などで指摘のあった千屋断層だけではなく、生保内断層・白岩断層においても第四紀後期に *thrust-front migration* が生じたことを示唆する。また、1896 年陸羽地震の地表地震断層は、2) の断層に沿ってのみ出現した。その分布は白岩広久内から丸子川付近まで認められたが、乗上以南では低断層崖として現れることはなかった(松田ほか, 1980)。また川口断層は断層伝播褶曲に形態の類似する褶曲を伴う断層で、このような地層変形は、山麓線に沿って連続して見受けられる。

以上のように、奥羽脊梁山脈西麓の活断層は断層先端では場所によって断層の出現位置やその

構造に違いはあるものの、断層上盤側の山地の隆起に深く関与するもので、山地の起伏の形成に密接に関係していることを示唆している。

表4.1. 調査地域のフィッショントラック年代.
Table 4.1. Fission track ages in the study area.

Locality	Samples	Mineral	Method	No. of crystals	Spontaneous p_s (cm^{-2})	N_s	Induced p_i (cm^{-2})	N_i	Dosimeter p_d (cm^{-2})	N_d	$P(x^2)$ (%)	r	U-content (ppm)	Age (Ma) $\pm 1\sigma$
Loc.OB05	OB-03 (TA)	Zircon	ED2	30	7.42×10^4	78	1.36×10^6	1433	7.266	3488	13	0.136	180	1.4 ± 0.2
Loc.2	FT-01 (SY2)	Zircon	ED2	30	9.02×10^4	45	1.40×10^6	698	7.264	3487	85	0.758	180	1.6 ± 0.3
Loc.7	FT-02 (SY2)	Zircon	ED2	30	4.39×10^4	49	1.18×10^6	1318	7.231	3471	33	0.708	150	0.93 ± 0.14
Loc.7	FT-03 (SY1)	Zircon	ED2	26	1.17×10^5	57	1.10×10^6	538	7.262	3486	7	0.438	140	2.7 ± 0.4
Loc.13	FT-04 (MH)	Zircon	ED2	28	6.79×10^5	163	1.58×10^6	379	7.261	3485	95	0.891	210	10.8 ± 1.0
Loc.14	FT-05 (Mt)	Zircon	ED2	13	6.25×10^4	4	7.81×10^5	50	7.229	3470	59	0.105	100	2.0 ± 1.0

年代測定は(株)京都フィッショントラックによる。試料採取位置は図4.1および図4.2に示す。
The results of the fission track dating from the Kyoto Fission track Co., Ltd. See Fig.4.1 and Fig.4.2 for locations.

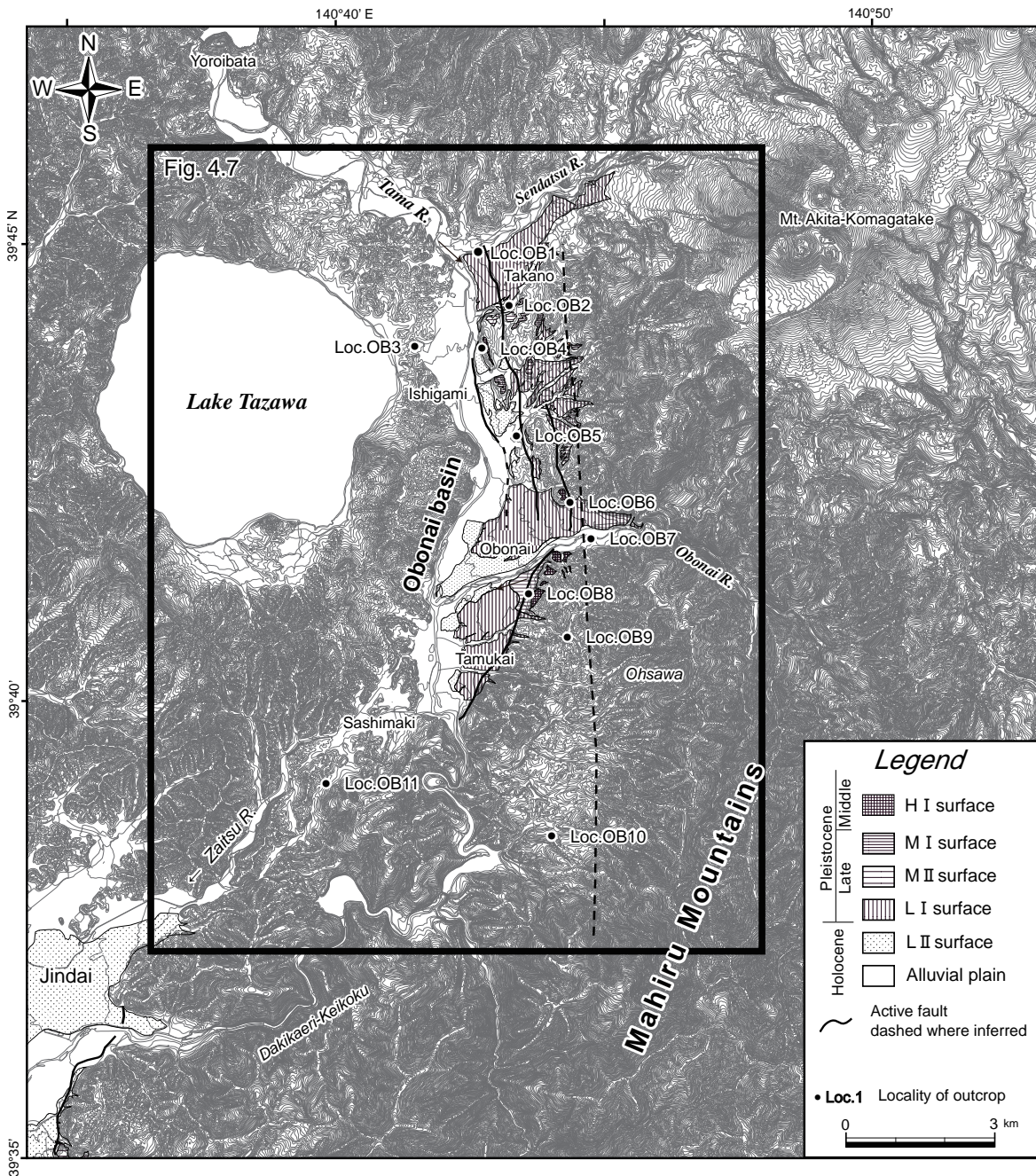


図4.1 生保内盆地周辺の地形学図.

基図は国土地理院発行1/2.5万地形図「角館」「抱返り溪谷」「羽後朝日岳」「田沢湖」「国見温泉」「田沢」「秋田駒ヶ岳」による。等高線間隔は10m.

Fig.4.1 The map showing distribution of terraces and active faults in and around the Obonai basin. Contour interval is 10m.

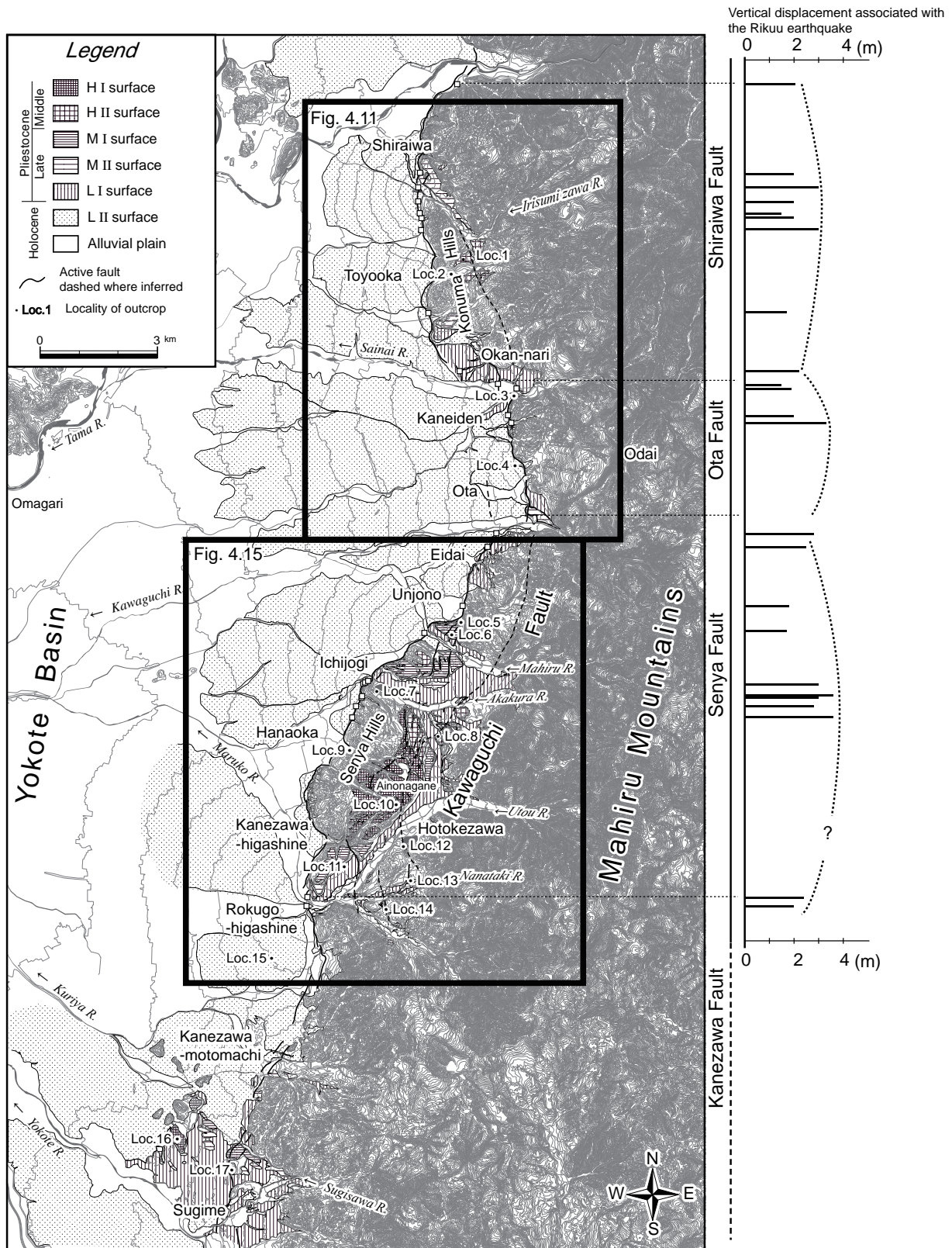


図4.2 横手盆地東縁部の地形学図。

基図は国土地理院発行1/2.5万地形図「角館」「抱返り溪谷」「羽後長野」「大神成」「六郷」「真昼岳」「金沢本町」「左草」による。等高線間隔は10m。図中の□は松田ほか（1980）の地形計測地点であり、陸羽地震時の垂直変位量分布は右に示す。

Fig.4.2 The map showing distribution of terraces and active faults along the eastern fringe of the Yokote basin. Contour interval is 10m. Distribution of amount of vertical slip associated with the Rikuu earthquake in 1896 is shown in right side (after Matsuda et al., 1980), and their measurement localities are shown as open squares in left side.

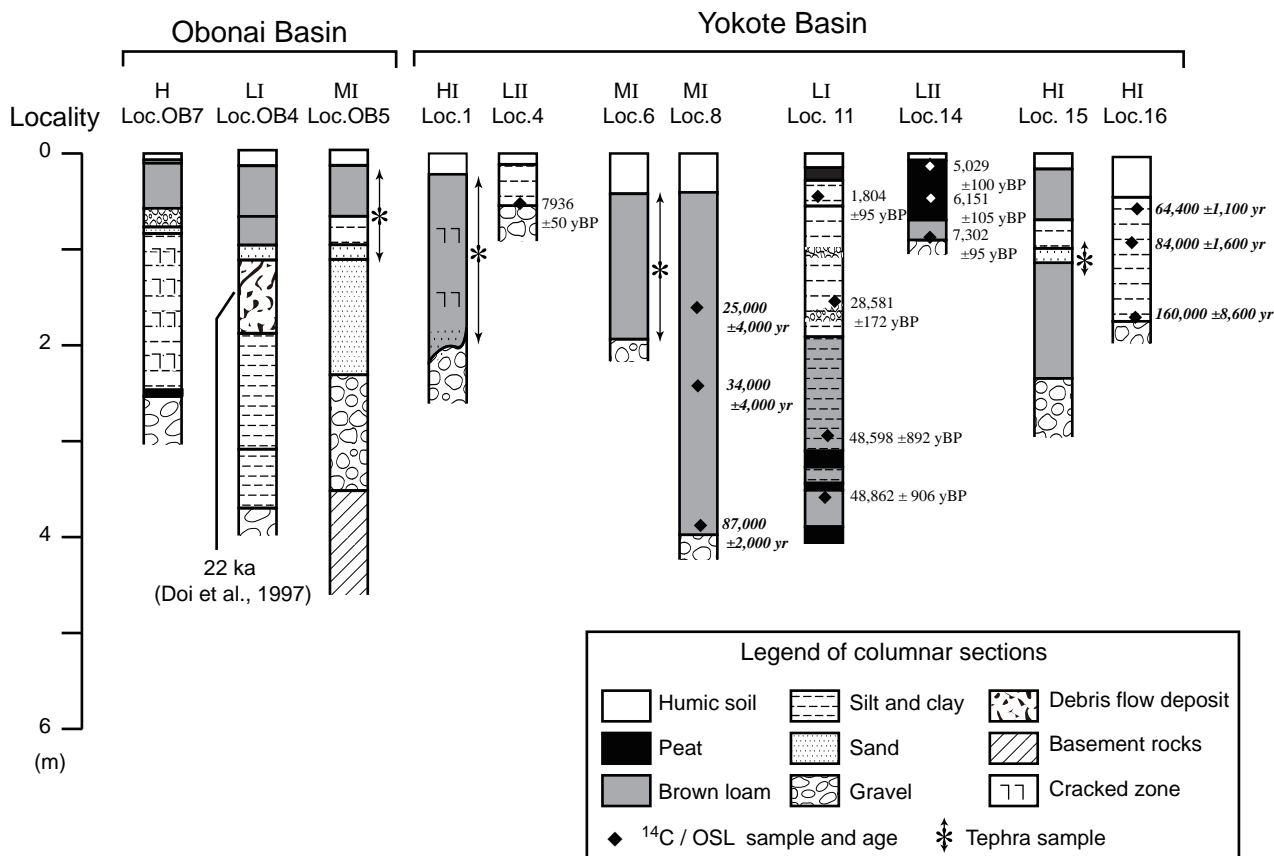


図4.3 調査地域における露頭柱状図.

斜体文字の年代値は内田 (2005MS) による. 露頭の位置は, 図4.1および図4.2に示す.

Fig.4.3 Columnar sections in the study area.

Ages in italic character are after Uchida (2005MS). Locations of outcrops are shown in Fig. 4.1 and Fig. 4.2.

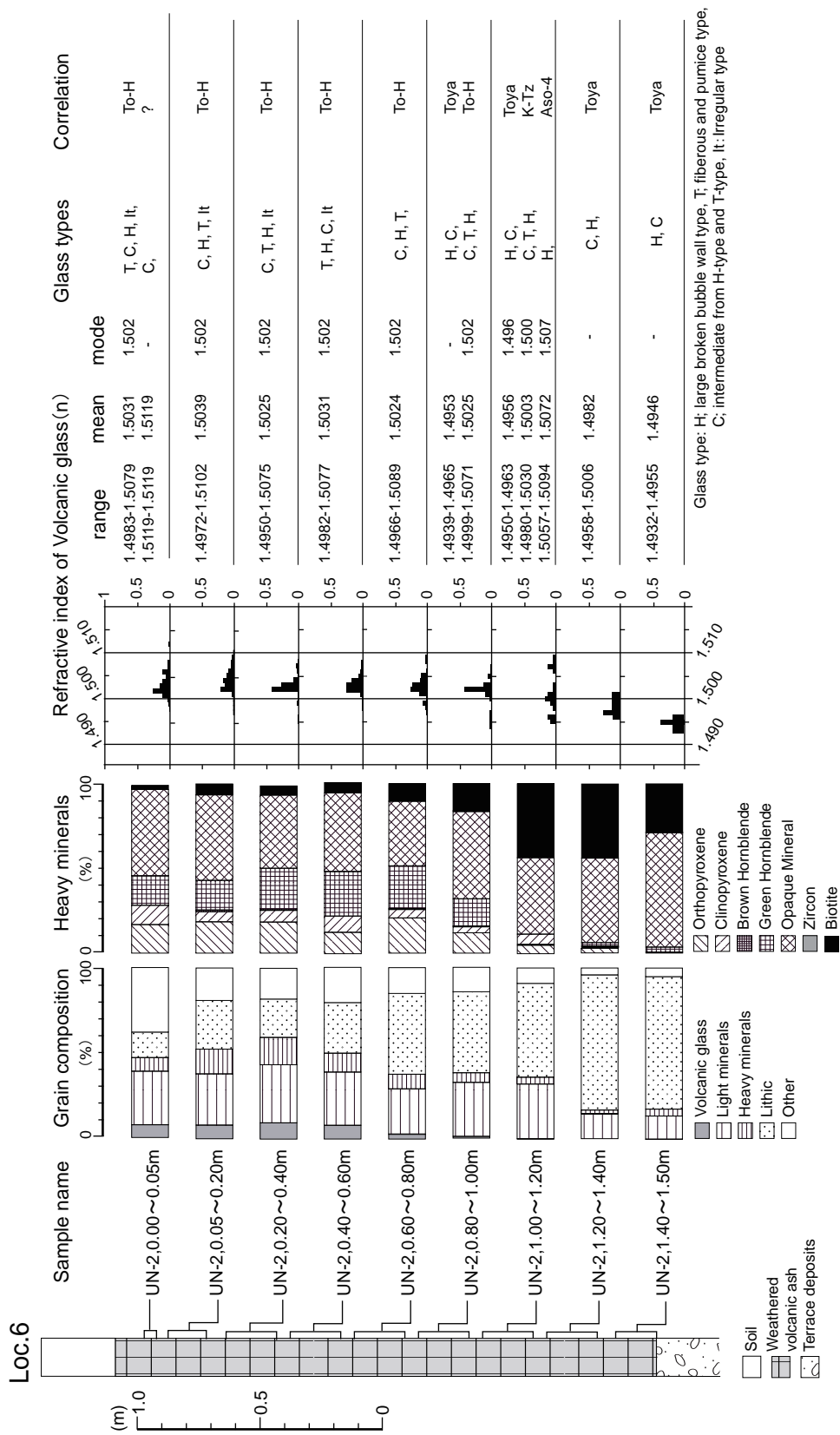


図4.4 Loc.6における中位I面の露頭柱状図と火山灰分析結果、
露頭の位置は図4.2を参照。火山灰分析結果は(株)京都フイッショントラックによる。
Fig.4.4 Columnar section of the M I terrace and overlying deposits at Loc.6 and results of the volcanic ash analysis. The results of the
volcanic ash analysis are from the Kyoto Fission-track Co., Ltd. See Fig.4.2 for locations of outcrops.

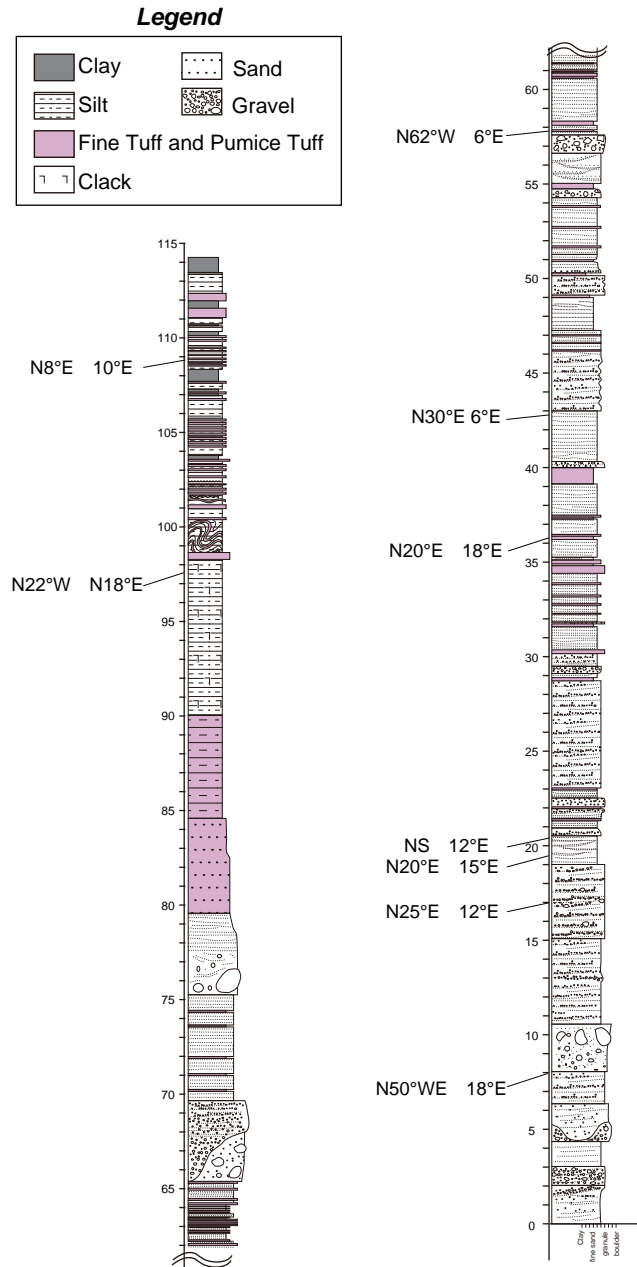


図 4.6 田沢層のルート柱状図. ルートの場所は図 4.1 の Loc.OB10.
 Fig.4.6 Columnar section of the Tazawa Formation at Loc.OB10 in Fig.4.1.

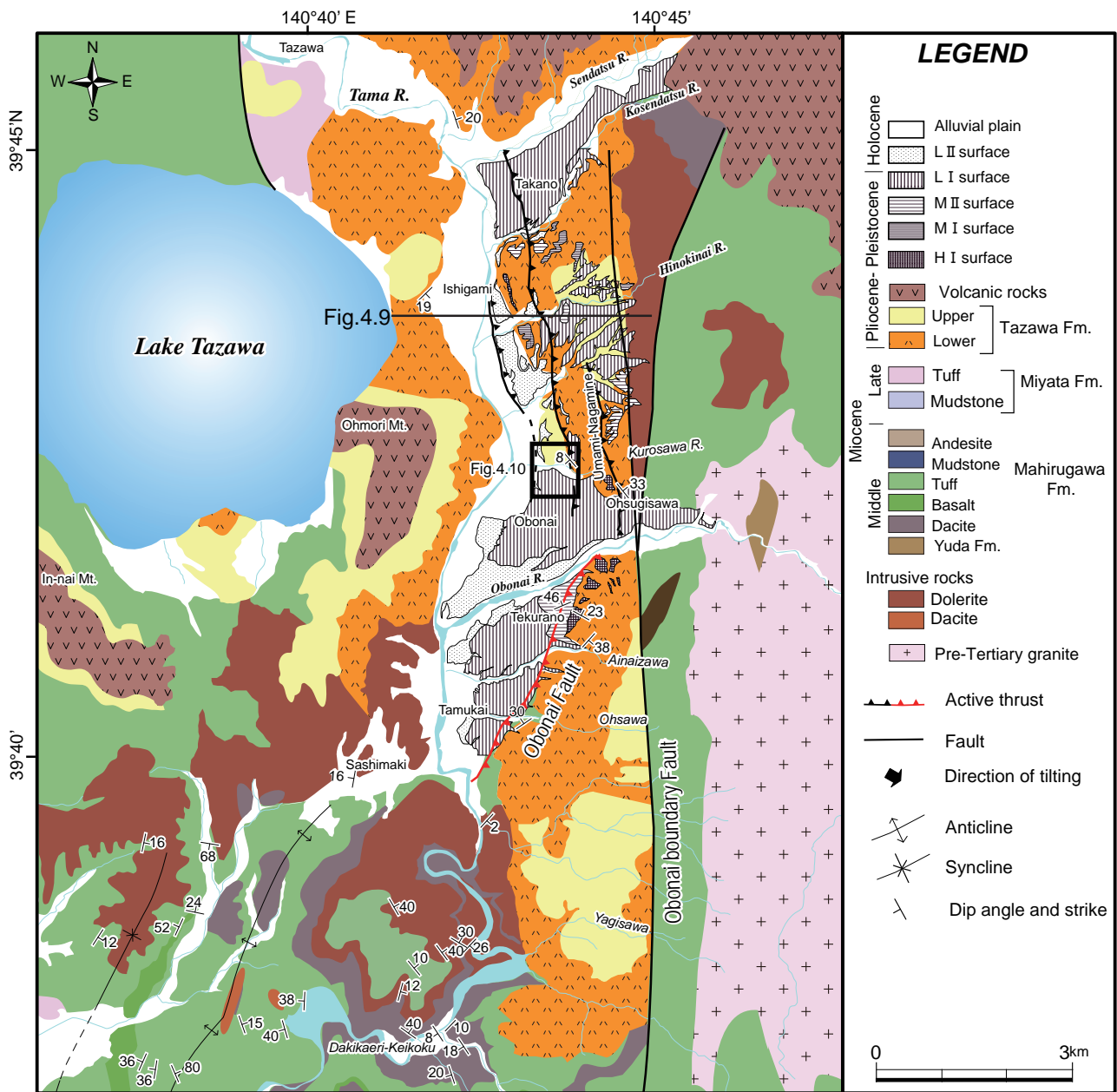


図4.7 生保内盆地の活構造図。
Fig.4.7 Tectonic map of the Obonai basin.

Geologic map modified from Ozawa and Suda (1980), Ozawa et al. (1988) and Usuda et al. (1980, 1985, 1986a). Solid and dashed lines indicate active fault scarps where precisely located and inferred, respectively. Barbs indicate hanging-wall side of active thrust faults. Red lines indicate locations of the coseismic surface ruptures during the 1896 Rikuu earthquake (Matsuda et al., 1980).

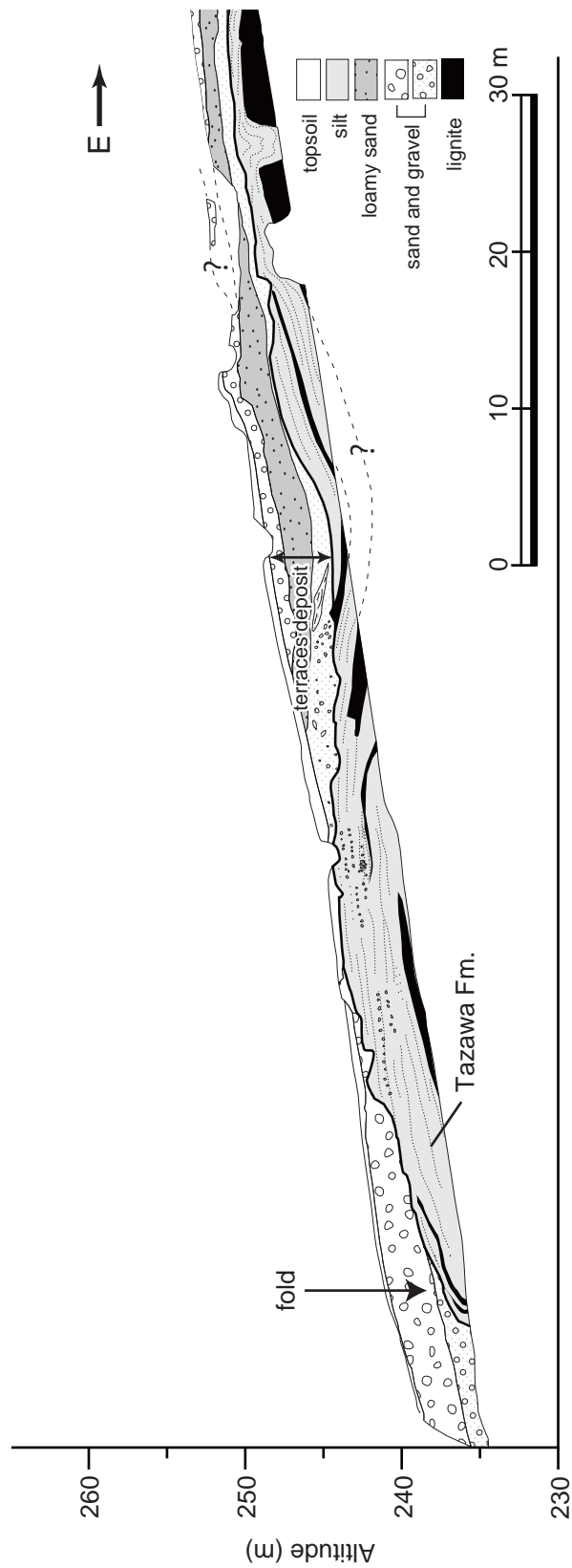


図4.8 手倉野の露頭スケッチと解釈。
太線は田沢層と段丘堆積物との不整合を示す。露頭の位置は図4.1のLoc.OB8。
Fig. 4.8 Outcrop at Tekurano in Obonai basin.

Solid line indicate the unconformity between the Tazawa formation and terraces deposit. Location of outcrop is shown at Loc. OB8 in Fig.4.1.

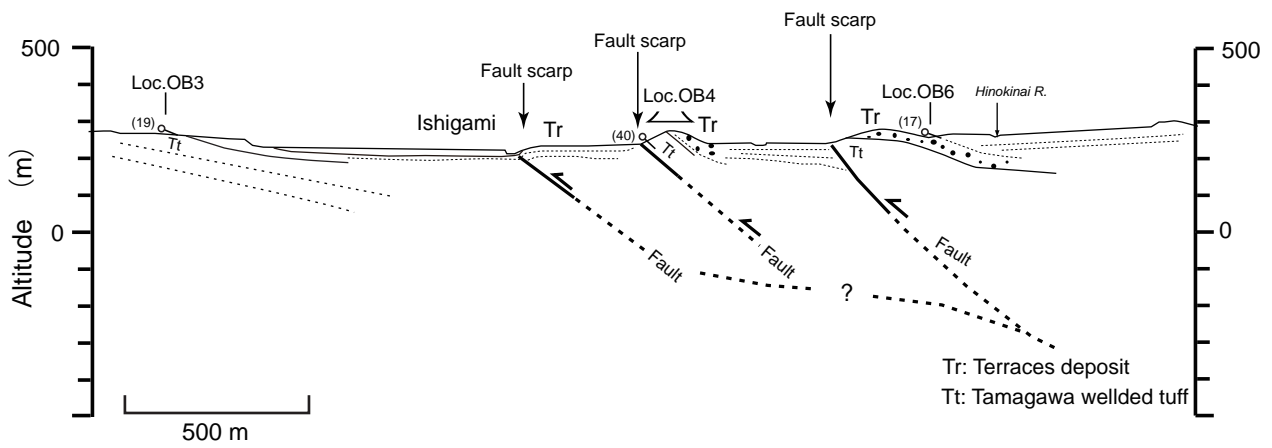


図4.9 生保内盆地の模式地質断面図.

測線の位置は、図4.7に示す。

Fig.4.9 Schematic geologic cross-section in Obonai basin.

See fig. 4.7 for location.

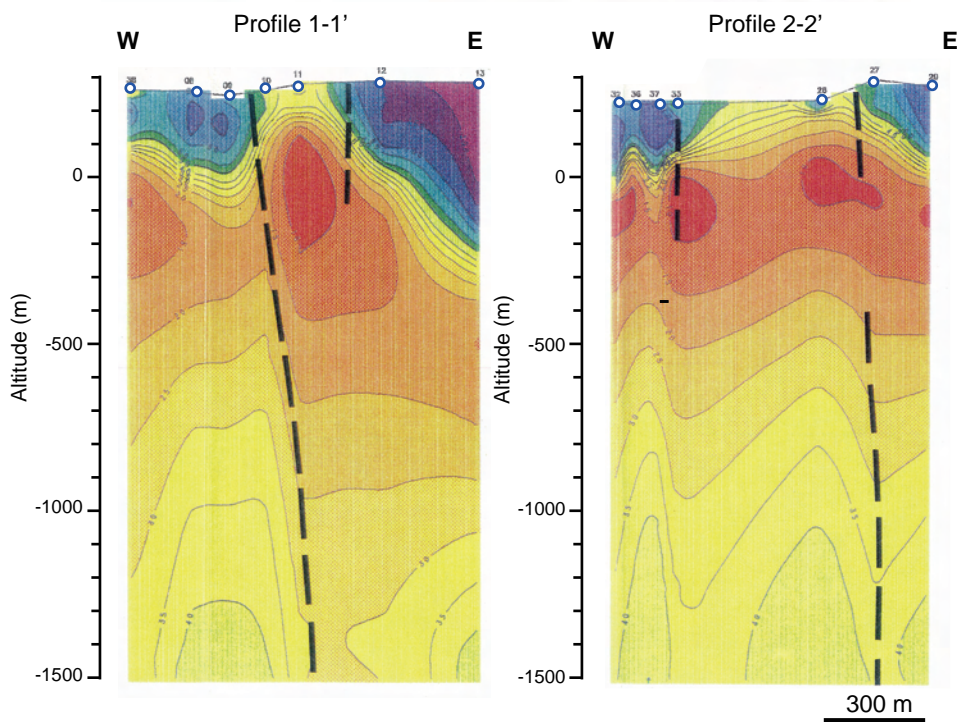
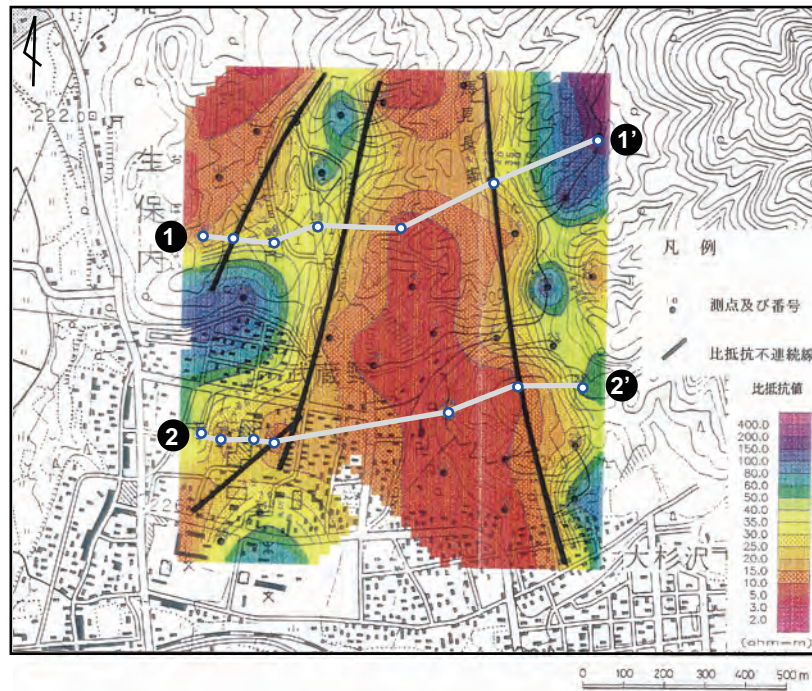


図4.10 生保内盆地の電磁法探査（CSAMT法）の解析結果。
 比抵抗平面図（上）は海拔0mにおける比抵抗分布を示す。断面図（下）はそれぞれ、調査範囲の北部と中部を横断する（大手開発株式会社，1995）。調査範囲は図4.7に示す。
 Fig.4.10 Result of CSAMT of the Obonai Basin. Location of survey area is shown in Fig. 4.7.

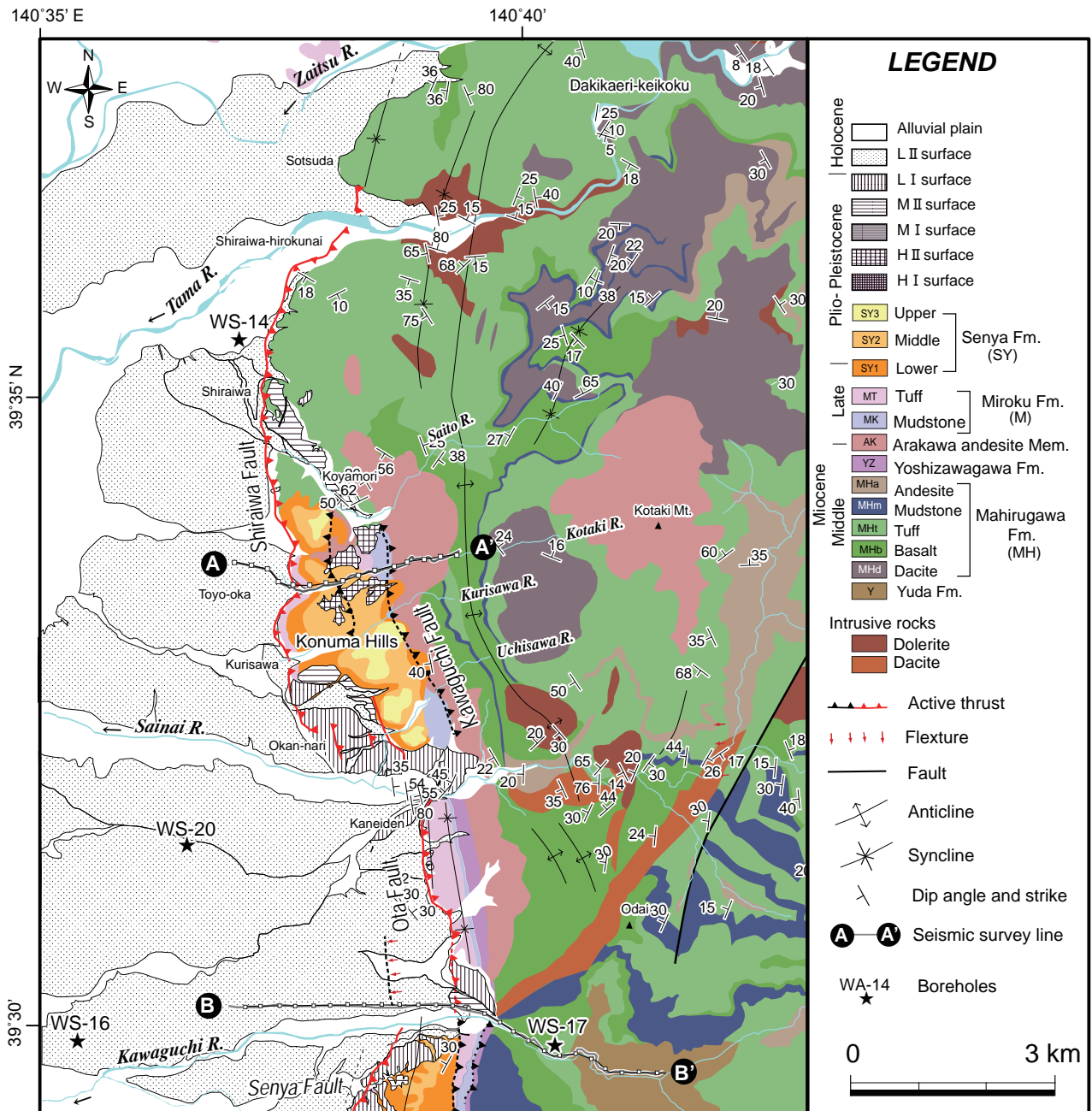


図4.11 白岩・太田地域の活構造図.

Fig.4.11 Tectonic map of the Shiraiwa and Ota area.

Geologic map modified from Ozawa and Suda (1980), Ozawa et al. (1988) and Usuda et al. (1976, 1977, 1980). Solid and dashed lines indicate active fault scarps where precisely located and inferred, respectively. Barbs indicate hanging-wall side of active thrust faults. Red lines indicate locations of the coseismic surface ruptures during the 1896 Rikuu earthquake (Matsuda et al., 1980).

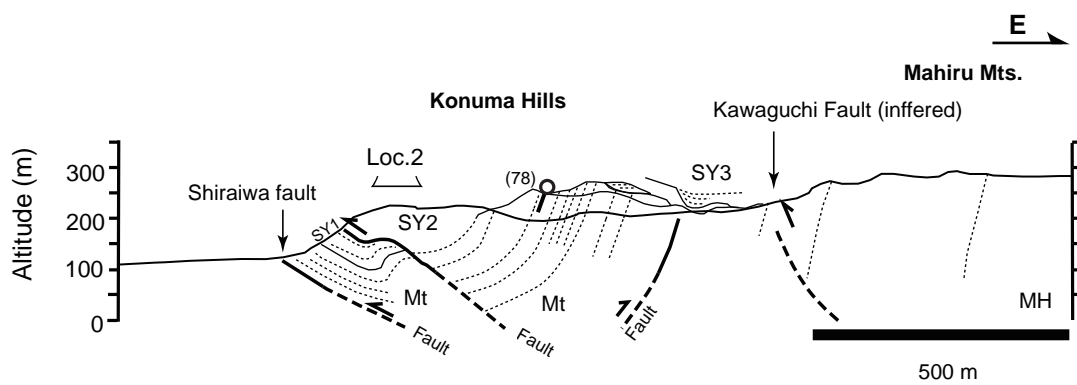


図4.12 小沼丘陵を横断する地質断面図.

地質断面は地質調査結果を反射法地震探査測線に投影して作成した。図中の略号は図4.11を参照。

Fig.4.12 Geologic profile across the Konuma Hills. Abbreviations are shown in Fig. 4.11.

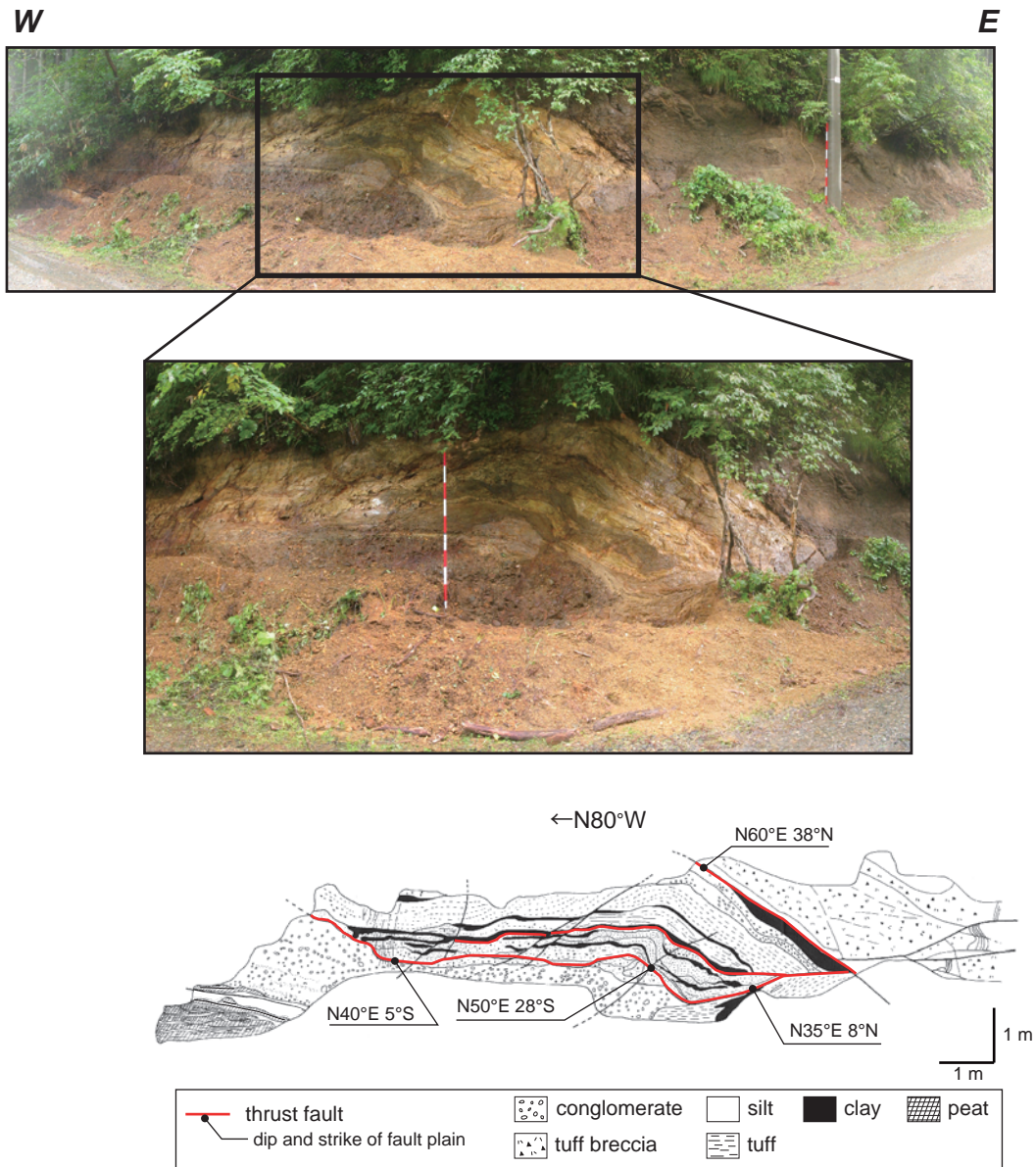


図4.13 小滝川沿い(Loc.2)に露出した衝上断層露頭。
 上は露頭全体図，中は衝上断層部の拡大図．下は露頭のスケッチ．露頭の位置は図4.2に示す。

Fig.4.13 Outcrop of a thrust fault along the Kotaki river at Loc.2.
 Above, whole outcrop view, Center, zoom on the thrust fault. Bottom, Sketch of outcrop. See Fig4.2 for location.



図4.14 吉沢川層にみられるキンク褶曲 (Loc.3, 大仙市大神成) .
露頭位置は図4.2に示す.
Fig.4.14 Kink band fold in the Yoshizawagawa Formation at Okan-nari (Loc.3).
Location is shown in Fig.4.2.

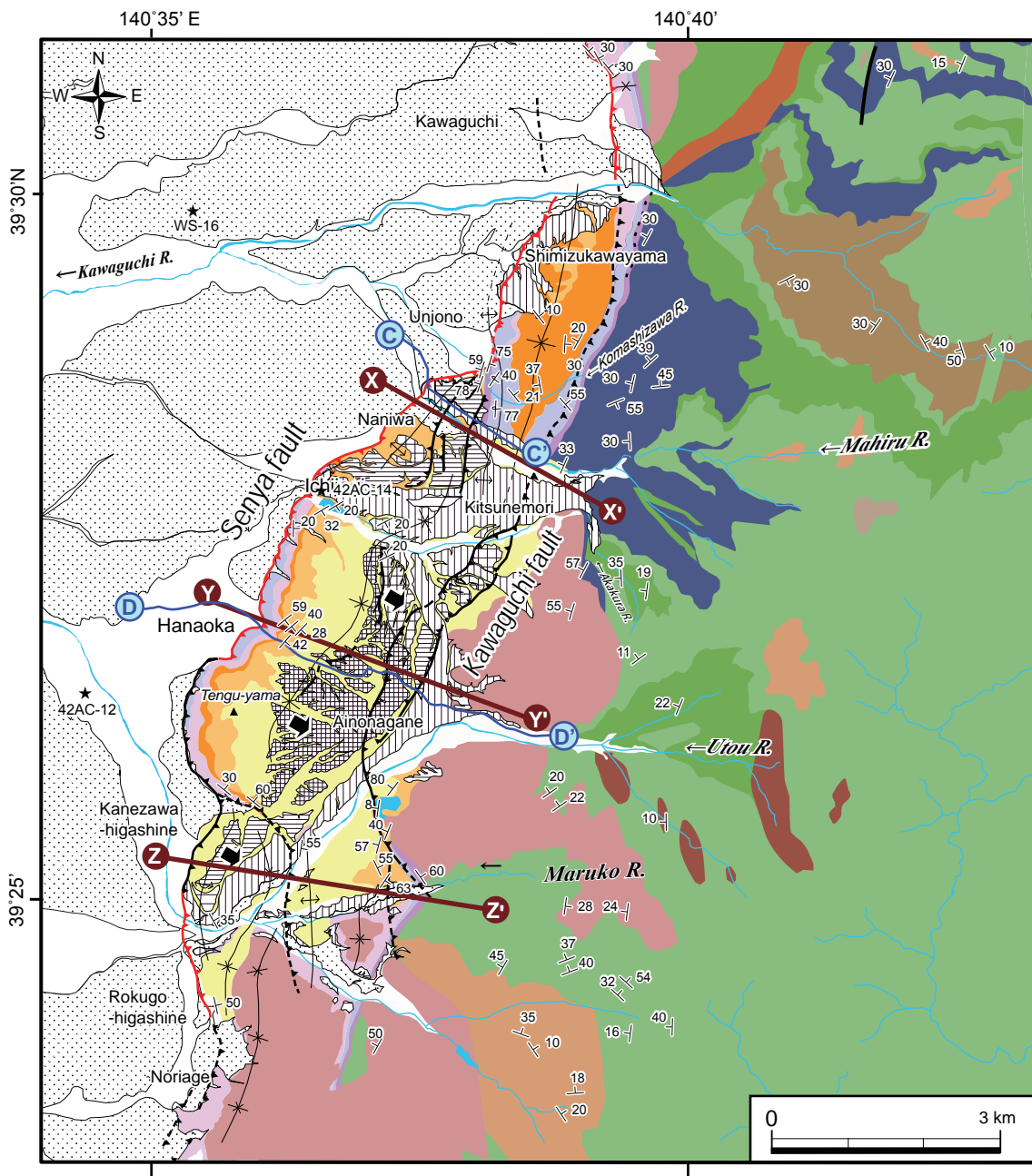


図4.15 千屋地域の活構造図。

X-X', Y-Y' Z-Z' は地形断面の位置を示し、それぞれ図6.2に示す。C-C', D-D' は浅層反射法地震探査測線の位置を示し、結果はそれぞれ図5.3および図5.4に示す。この他の凡例は図4.13参照。

Fig.4.15 Tectonic map of the Senya Hills.

Profile X-X', Y-Y' and Z-Z' are shown in Fig.6.2. Profile C-C' and D-D' indicate seismic lines, these seismic sections are also shown in Fig.5.3 and Fig.5.4, respectively. See Fig. 4.13 for legends.

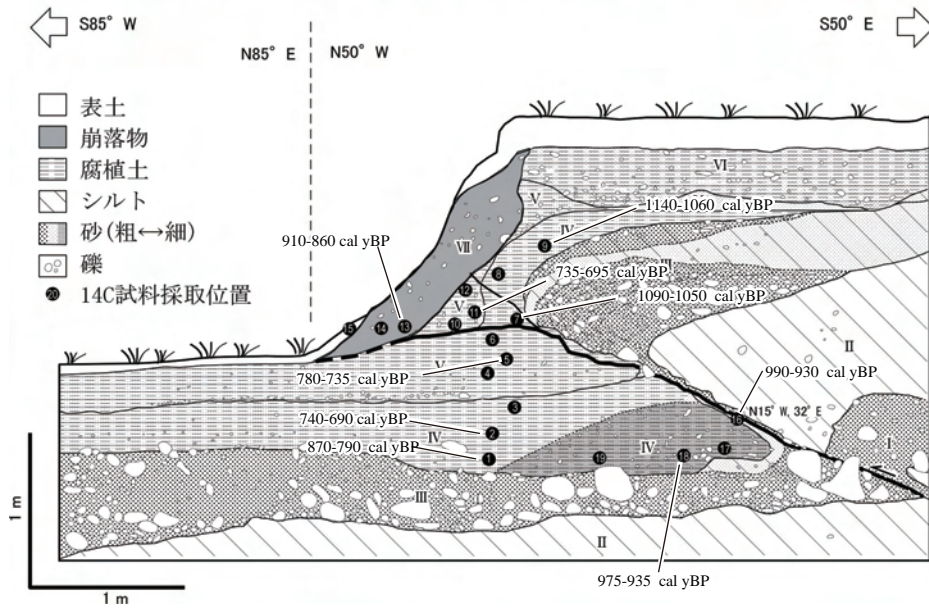


図4.16 花岡・大道川に露出した1896年陸羽地震の地震断層。
今泉ほか（2006）の第4図に¹⁴C年代測定結果を加筆。結果は暦年較正年代を示す。露頭の位置は図4.2のLoc.9。

Fig.4.16 Outcrop of the 1896 Rikuu earthquake fault at the Omichi River.
Calibrated radiocarbon data are added (modified Imaizumi et al., 2006). Location of the outcrop at Loc.9 in Fig.4.2.

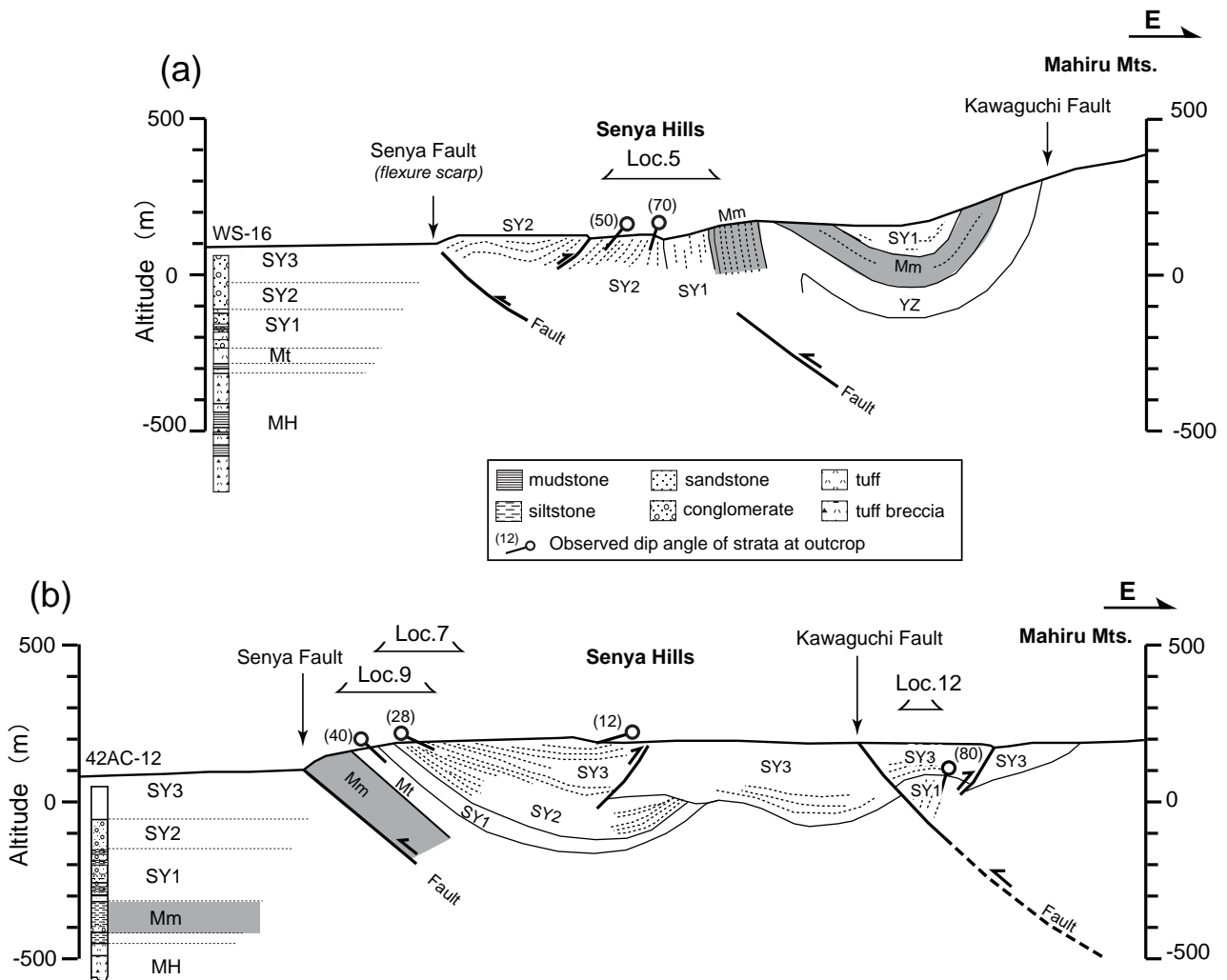


図4.17 千屋地域の地質断面図。

地質断面は地質調査結果をそれぞれ反射法地震探査測線に投影して作成した。(a)は運上野2004測線、(b)は千屋96測線。WS-16ならびに42AC-14は金属鉱床探査ボーリング資料(金属探鉱事業団, 1978), 地点は図4.15に示す。図中の略号(SY3, SY2, SY1, Mm, Mt, YZ, MH)は図4.15を参照。

Fig.4.17 Geologic profile across the Senya Hills. The Unjono 2004 seismic line and the Senya96 seismic line are shown in (a) and (b) sections. Locations of boring (after Usuda et al., 1976) and abbreviations (SY3, SY2, SY1, Mm, Mt, YZ and MH) are shown in Fig. 4. 15.

W

E

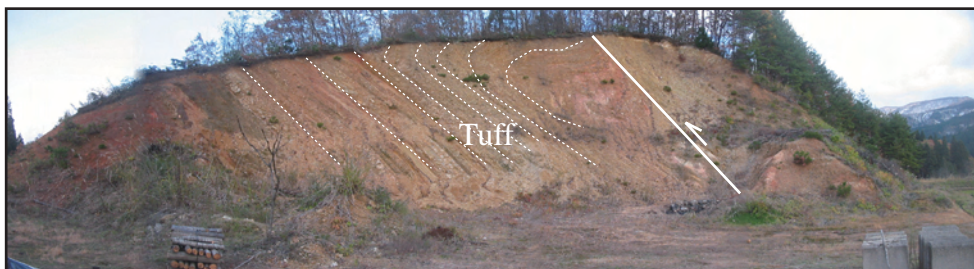


図4.18 弥勒層にみられる断層伝播褶曲と逆断層(美郷町仏沢).
露頭位置は図4.2のLoc.13に示す.

Fig.4.18 Kink band fold in the Miroku Formation at Loc.13 in Fig.4.2.

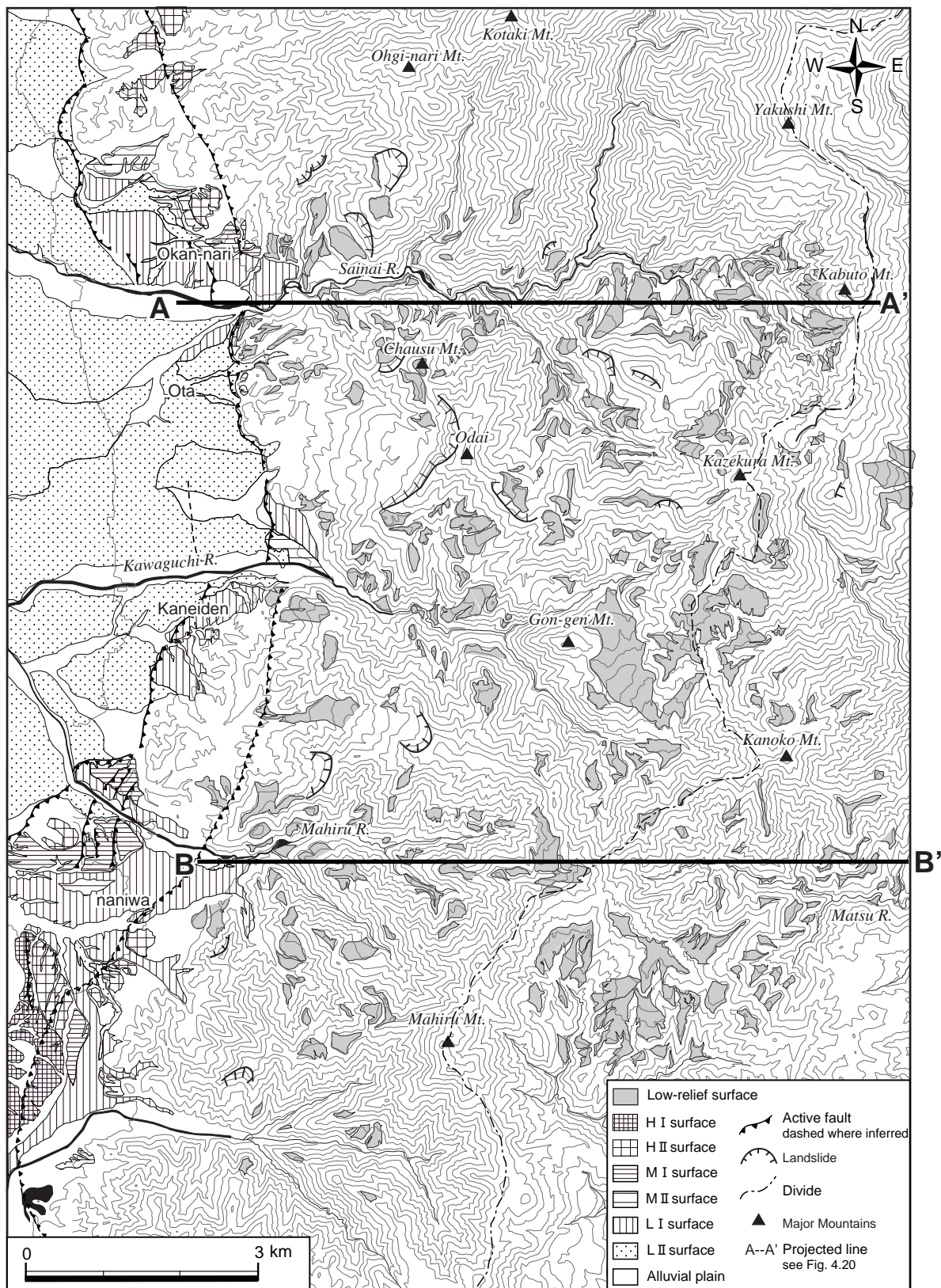


図4.19 真昼山地における小起伏面の分布。
等高線間隔は50 m.

Fig.4.19 Distribution of the low relief surface in the Mahito Mountains.
Contour interval is 50 m.

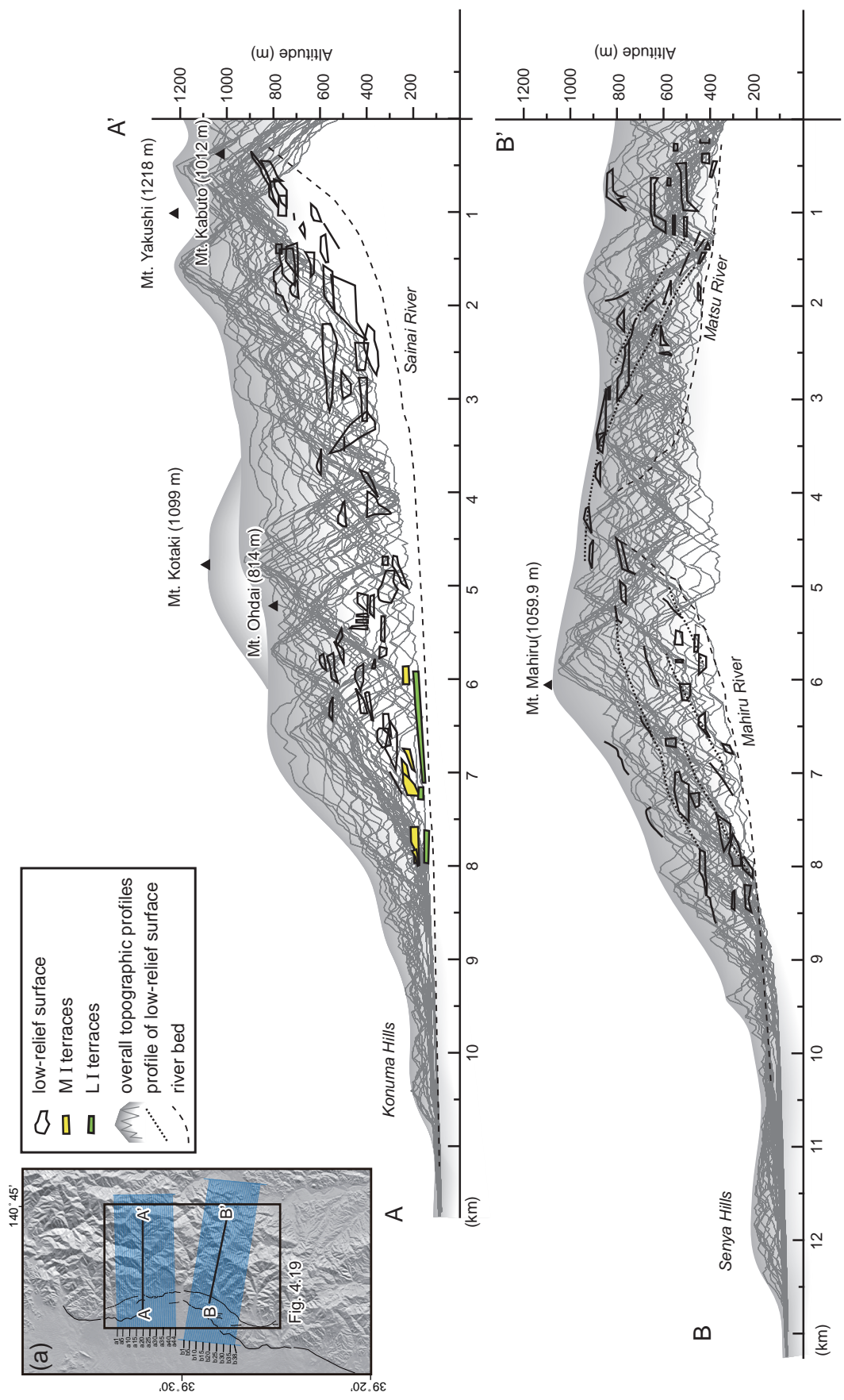


図4.20 齊内川・真屋川沿いに発達する段丘面および小起伏面の投影縦断面図。
 (a)は地形断面図の位置を示す。小起伏面の分布図および投影縦断面図(A-A', B-B')の位置は図4.19を参照。
 Fig. 4.20 Longitudinal profile of low-relief surface and terraces along the Sainai river and the Mahiru river.
 (a) Location of the elevation profiles. For location of longitudinal profiles (A-A' and B-B') see Fig. 4.19.

第5章 反射法地震探査からみた断層の地下構造

第4章では、本地域の変動地形や地質構造が断層帯を通して複雑に変化していることが明らかとなった。すなわち、これらの構造・形態を支配する地下の断層構造も一様ではないことが容易に判断される。本章ではP波反射法地震探査を実施して、白岩断層・太田断層・千屋断層の地下地質構造を明らかにした。第1節には探査測線の設置状況とデータ取得・データ処理に関する概要を述べる。続いて第2節では、解析の結果（重合深度断面）と、表層地質データならびにボーリングデータに基づいて、重合断面が地質学的にどのように解釈されるのかについて述べる。また、本研究以前に行われた、1996年実施の千屋96浅層反射法地震探査ならびに1997年実施の大深度反射法地震探査の概要を、佐藤・平田（1998）、佐藤ほか（2006）、秋田県（1999）、平田ほか（1999b）、Sato et al.(2002a) に従って記述する。

5.1 データ取得と解析処理

本研究で実施した白岩断層・太田断層・千屋断層をそれぞれ横断する浅層反射法地震探査測線は、それぞれ小滝2005測線、川口2003測線、運上野2004測線と呼ぶ。本節では、これら3測線の設置からデータ解析処理について記述する。

5.1.1 測線の設置とデータ取得

本研究の浅層反射法地震探査はいずれも、東京大学地震研究所に導入された探査システム（佐藤，1996a）を利用して行った。同様に、震源は東京大学地震研究所所有のMinivib T-15000（IVI社製）を使用した。小滝2005探査は2005年9月8日から同17日にかけて実施した。測線は、

白岩断層に直交し、小滝川に沿って小沼丘陵を横断するように設定した。測線長は 3.8 km である (図 4.11 の A-A' および図 5.1 ; 楮原ほか, 2006a)。川口 2003 探査は 2003 年 8 月 24 日から 9 月 5 日にかけて実施した。測線は、太田断層とその西方にある撓曲崖を横断するように設定した。測線長は 7.1 km である (図 4.11 の B-B' および図 5.2 ; 楮原ほか, 2006d)。運上野 2004 探査は 2004 年 8 月 31 日から 9 月 6 日まで実施した。測線は、真昼川に沿って主要な構造である千屋断層とその東側に分布する断層・撓曲構造を横断するように設定した。測線長は 2.6 km である (図 4.15 の C-C' および図 5.3 ; 楮原ほか, 2006c)。

得られる地震波形は東京大学地震研究所所有のデジタルテレメトリー方式の観測システム GDAPS-4 ((株)地球科学総合研究所製)を用いて、180 ch または 260 ch で収録した。運上野 2004 測線では、テストショットにおいて極めて良好な記録が得られ、地表では受振器を展開した全範囲 (2.6 km の距離) で初動が受振された (図 2.3(b))。また、地下の反射面も良好であったので、観測ではすべて固定展開とした。川口 2003 測線および小滝 2005 測線では、震源近傍の水平重合数を大きく得られるよう、測線両端では固定展開、その間はロールアロング方式を採用してデータを収録した。なお、川口 2003 測線では太田断層前面に認められる段丘面の撓曲変形の地下構造を明らかにすることをねらいとしていたことから、展開は東側 60 ch、西側 120 ch に振り分けた。また、小滝 2005 探査では、盆地側よりも真昼山地側の地下構造、すなわち横手盆地を埋積する堆積層がどのような形状で川口断層下盤側に存在しているかを明らかにすることをねらいとしたため、展開は東側 120 ch、西側 60 ch に振り分けた。受振器は共通して固有周波数が 10 Hz で 9 個組のものを使用し、受振点間隔は 10 m とした。発震は観測開始時に震源のスイープ周波数のテストを行い、より鮮明かつ高分解能に反射面を捉えられるパラメータを設定した (表 5.1)。

なお、川口 2003 測線では真昼山地に入ってから、路面状況が悪化したこと、周囲の地質が堆積岩から火山岩に変化したことを受け、ショット記録の質が低下した。そのため測線東端から約 3 km の地点で発震テストを行い、これ以降の区間ではスイープ周波数を 10-120 Hz から 10-60 Hz に、スイープ長を 20 秒から 24 秒に変更し、1 ショットの記録を向上させた。その上で、時間調整のために発震点を 20 m 間隔とした。データ取得に関するパラメータは表 5.1 に示す。

5.1.2 反射法地震探査データの解析

得られた観測データは、反射法データ解析用ソフト Super X-C（(株)地球科学総合研究所製）を用いて、一般的な共通反射点重合法で解析した。データ解析処理パラメータを表 5.2 に示し、以下に主要な処理の概要を述べる。

はじめに、探査時に行った測量の結果を用いて、発震点・受振点の位置を求め、これから共通反射点の分布を計算した。その後、活構造をできる限り直交に横断し、かつ十分な重合数が確保できるようにそれぞれの CMP 重合測線を決定した（図 5.1, 図 5.2 および図 5.3 の (a)）。この測線に従って共通反射点の編集を行ったが、CMP の間隔はいずれも 5 m に設定した。続いて、受振点および発震点側における周波数特性や波動伝播過程における種々の周波数依存効果の影響をデータから推定・除去し、分解能の高い記録を得るためにデコンボリューション処理を行った。

測線が起伏に富んでいたり、弾性波伝播速度が非常に小さい地層の層厚変化があったりすると、仮に地下深部の反射面が水平であっても、反射波の到達時間にばらつきが生じる。表層は未固あるいは風化した地層から構成されていることが多く、一般的に弾性波伝播速度は下位の地層よりも極端に遅い。300 m/sec の地層にみられる 1m の起伏が、3000 m/sec の地層の 10 m の起伏と同

等であるように、この表層による走時のずれは、薄くても大きな走時の遅れをもたらす。したがって、地下構造に忠実な反射断面を得るためには、低速度層の形状を丁寧に求め、地表付近の不均質に起因する時間ずれを補正する必要がある。この補正処理は静補正と呼ばれ、経験的に浅層反射法地震探査の解析において結果の善し悪しを左右する処理である。静補正にはいくつかの方法があるが、本研究では、まず全てのショット記録から屈折初動走時を読みとり、その値から発震点・受振点におけるタイムターム値、および表層基底層速度を未知数とするインバージョン（改良型タイムターム法）を行い、表層構造を明らかにした。続いて、ショット記録の読み取りから、表層第1層の表層速度を求め、これらの結果に基づき、表層第1層の厚さの変化および標高変化によって生ずる走時変化の補正（表層静補正）を行った。解析には iRAS（(株)地球科学総合研究所製）を使用した。

速度解析は、iVAS（(株)地球科学総合研究所製）を使って定速度重合法 (Constant Velocity Stack) に従って行い、解析点は小滝 2005 測線データ・運上野 2004 測線データでは 20CMP 毎に、川口 2003 測線データでは 100CMP 毎に設け、前後 7~11CMP のデータから定速度重合パネルを作成した。この結果に基づいて NMO 補正と CMP 重合を行った。重合後のデータにはバンドパスフィルターおよび F-X 予測フィルターを適用してランダムノイズの少ない重合断面を得た。フィルター後の重合断面には、キルヒホッフ時間マイグレーションを適用し、最終的には、時間を深度に変換した深度断面図（図 5.1, 図 5.2 および図 5.3 の (b)）を作成した。なお、データ処理の原理等については第 2 章に述べた。

5.2 浅層反射法地震探査断面図と地質学的解釈

反射法地震探査断面の地質学的な解釈は、測線沿いにみられる表層地質と金属鉱業事業団が精密地質構造調査結果および調査で実施した深層ボーリング資料、反射法地震探査データの解析過程で得られる速度構造に基づいて行った。解析の結果得られた重合深度断面とその解釈を以下、断層ごとに詳述する。

5.2.1 白岩断層

小滝 2005 測線沿いでは、CMP200 付近に 1896 年陸羽地震の地表地震断層とみられる東上がり
の崖高 1.5 m の低断層崖が存在する。また CMP250 付近では小滝川の河床にほぼ直立する千屋
層・弥勒層が観察された。また、この地点より数 10 m 上流には、露頭で千屋層 SY2 内に衝上断
層が発達する様子がみられる (図 4.12)。この測線上にはボーリングデータが存在しなかったた
め、少し離れた場所での 2 本の試錐資料 (WS-14 および WS-20 ; 位置は図 4.11 参照) から地質
柱状図を作成し、深度断面図に投影した。岩層記載よりボーリングデータの層序を推定し、断層
下盤側深度 200 m までが千屋層、深度 200–500 m が弥勒層、深度 500 m より下位が吉沢川層と真
昼川層に対比した (図 5.1 (c))。また、地質調査から CMP450 以東の真昼山地には安山岩および
同質凝灰岩を主体とする真昼川層が分布し、真昼山地と小沼丘陵との境界付近にあたるおおよそ
CMP300–CMP450 の範囲には角礫凝灰岩や安山岩類からなる弥勒層が分布する。反射断面では、
深度約 700 m まで明瞭な反射波が得られた (図 5.1 (b))。横手盆地下 (CMP1-250) では、表層か
ら深度 400 m にかけて、ほぼ水平な反射面が数多く認められる。ボーリングデータから推定した
千屋層と弥勒層の境界は、連続性のよい強い反射面に一致する。この反射面より上位では高周波

数の反射面群が卓越し、礫岩・シルト岩の互層からなる千屋層中・下部層に対応する反射面の特徴と読むことができる。一方、深度 100 m 以浅で反射面が下位層より不明瞭であることは、未固結な礫岩を主体とする千屋層上部層への岩層の変化に対応するものと解釈される。こうした反射面の特徴を後述の川口 2003 探査、運上野 2004 探査、千屋 96 探査の解析結果と照らし合わせながら、千屋層の区分を加えた。これら盆地内の堆積層を捉えた反射面の東端は東傾斜の逆断層 (Fs-1) とそれと平行な傾斜を持つ反射面群によって切られている。Fs-1 断層は 1896 年陸羽地震の地表地震断層の崖 (白岩断層; CMP200) に連続し、東へ 25° の傾斜をもって CMP400 の深度 400 m 付近まで追跡される。前述のように、白岩断層近傍の上盤で小滝川の河床に露出した地層から、この東傾斜の反射面群は弥勒層とそれを覆う千屋層に対比される。また反射面の特徴とも矛盾しない。また、反射断面で弥勒層の上位に認められる西傾斜の小さな断層 (CMP340 付近) は、地表での逆向き低断層崖に連続する。

CMP260 の深度 200 m から CMP420 の地表付近にかけてやや連続のよい西傾斜 (約 25°) の強い反射面が認められる。地表調査と地質図で弥勒層が確認されているのは CMP300~CMP450 の範囲であることから、この反射面は弥勒層の構造をとらえたものと判断される。また、この測線北方の大露頭で確認された弥勒層は 70° 前後で西へ傾斜していたことを考慮すると、ここでは弥勒層が断層を伴わず撓曲変形していると考えられる。さらに、CMP420 以東では、反射面が断続的であり、盆地を充填する堆積層との違いが明瞭である。盆地側では浅部における区間速度が 2300~2500 m/sec であるのに対して、この反射面の出現する山地では区間速度が 3500m/sec~ と極端に速くなる。このことからこれらの反射面は緻密な火山岩の卓越する真昼川層に対比される。さらに、CMP480~520 の地表付近には凹みをなす反射面が確認できる。現地調査からこの凹

みに相当する地質構造を明確にすることができなかったが、この構造の西端は地形調査から高度の系統的な不連続として川口断層を推定した位置にあたる。このことから、前述の弥勒層の撓曲変形とも関連した地質構造である可能性が高く、西向き撓曲変形を説明できる東傾斜の断層 (Fs-2) を推定した。

一方、白岩断層下盤側の CMP 130 から 180 の間では、深度 600 m 以上の地層が一様に西へ撓む様子が捉えられている。この変形は深度 200 m 付近の千屋層上部層にも及んでいる。このようなこの地層の撓曲構造から白岩断層下盤に伏在する東に傾斜する低角逆断層 (Fs-3) が推定される。また、白岩断層下盤では弥勒層と SY1 に対し、SY2・SY3 は東方 (断層の方向) へやや厚さを増す様子が捉えられている。このことは、SY2 と SY3 は白岩断層の活動に伴う growth strata であり、弥勒層・SY1 が pre-growth strata であることを示す。また、SY2 下位の凝灰岩のフィッシュトラック年代が 1.6 Ma である (表 4.1) ことから、白岩断層の活動開始時期は、1.6 Ma 頃までは遡ると推定される。

5.2.2 太田断層

太田 2003 測線沿いでは、CMP600 付近に 1896 年陸羽地震の地表地震断層である東上がりの崖高 1.5 m の低断層崖と低位 I 面には崖高 16 m の断層崖が形成されている。また、太田断層の断層崖から盆地側へ約 1 km の地点には、東西約 200 m にわたって低位面に撓曲変形が認められる。測線沿いの露出条件は真昼山地ではよいものの、山地と盆地の境界付近は露出がなく直接地質構造を確認することができなかった。しかし、測線から北方約 3 km の露頭では、硬質頁岩と下位の玄武岩がキック褶曲状の褶曲構造を呈する (図 4.14)。この変形は太田断層の断層崖近傍で認

められる非対称な褶曲であることから、その形成において太田断層の運動が寄与していると推察される。この構造は既存の地質図（臼田ほか，1977）に従うと太田断層に沿って測線付近まで延びると解釈されている。

ここでは測線の約2 km 西方のボーリングデータ（金属鉱業事業団，1974のWS-16）を深度断面と対比し、地質学的解釈に用いた。ボーリングデータは掘止深度750 mに達するが、深度300 mまでは礫しか採取されない区間があり、コアの欠落も多い。300 m以浅のうち深度85～87.5 mでは亜炭を含む凝灰岩が採取されており、上位の礫層との違いが明瞭であることから深度85 mより上位が第四紀層、下位が新第三系としている（金属鉱業事業団，1974）。これ以深のデータに関しても岩層記載を参考にボーリングデータの層序を推定した。その結果、断層下盤側深度300 m以浅が千屋層、深度300–450 mが弥勒層、深度450 mより下位が吉沢川層と真昼川層に対比される（図5.1(c)）。反射断面では、深度約1500 mまで明瞭な反射波が得られた（図5.2(b)）。ボーリングデータの弥勒層と千屋層の境界は反射断面では不明瞭であるが、弥勒層と吉沢川層の境界は深度500-600 m付近の連続的な強反射面に一致する。この反射面は少し東へ傾斜し、反射断面図西端では下位層と斜交している。臼田（1986）は現在の太田断層付近に吉沢川層～弥勒層の堆積盆の中心が位置していたと推定しており、上記の特徴はその堆積盆の形状を反映している可能性がある。

横手盆地下（CMP1-500）では、表層から深度1000 mまでは連続の良い反射面が多く認められる。また、その様子は前述の小滝2005測線反射断面における横手盆地下の特徴と類似する。こうした反射面の特徴の比較を踏まえ、千屋層の区分を加えた。これに対してCMP750以東（真昼山地）では断続的で波打つような低周波数の反射波が卓越し、前述の盆地下の構造とは大きく異

なる。真昼山地の測線沿いでは玄武岩および同質凝灰岩を主体とする真昼川層が広く分布し（臼田ほか；1977），測線東端では柱状節理の発達する石英安山岩（湯田層）がみられることから，真昼山地および盆地下深部の低周波な反射波は，真昼川層および湯田層に対比される。

1896年陸羽地震時の地表地震断層崖は，CMP600-660付近の地表から深度100mに認められる東傾斜の反射面の地表延長に位置する。この反射面のすぐ東では西方へ撓み下がる反射面が認められるのに対し，CMP600以西ではほぼ水平な反射面が認められる。このことから上記のCMP600付近に発達する東傾斜の反射面は，太田断層の断層面がイメージングされたものと判断される。したがってここに東傾斜の断層（Fo-1）が推定される。Fo-1断層は地表付近では 40° とやや高角であるが，大局的には東へ約 30° の傾斜をもって深部へ連続するもの解釈される。図5.2(c)では，微細な特徴ではあるが，部分的に認められる西傾斜の反射面と東傾斜～水平に近い反射面との境界を通るようにFo-1断層の位置を推定した。なお，CMP840付近にあるボーリングデータ（金属鉱業事業団，1974；WS-17）では，着盤深度の8m以降302.2mまでは石英安山岩と火砕岩，それ以深では掘止深度500.3mまで輝石安山岩となっていた。これらの地層には破碎された様子は報告されておらず，CMP840の地表下約500mの地点で断層を抜くことはない判断される。すなわち，太田断層はCMP600からCMP840の深度470mよりも深い所を通るに違いない。

一方，Fo-1断層下盤側（CMP540-600）の深度0-200mでは，反射面の系統的な不連続部が認められ，この不連続部を境に反射面には東上がりの食い違いが生じている。また，反射面の傾斜も不連続を境に，東側では西傾斜，西側ではほぼ水平となっている。このことから，この反射面の不連続が東傾斜の逆断層（Fo-2）によるものであると推定される。反射断面ではFo-2断層が

地表に達しているようには捉えられないが、Fo-2断層をそのまま地表へ追跡すると、CMP450付近の撓曲崖の位置へ連続する。したがって、Fo-2断層に伴う変形は地表に及んでいると判断される。なお、反射断面から読みとれるSY2のFo-2断層の変位量は水平方向に約150 m、垂直方向に約100 mであり、断層面に沿ったすべり量では、SY1や弥勒層とも同等の断層変位量を有する。

CMP460~600の深度250~500 mでは、西傾斜のやや強い反射面群が認められる。この反射面に連続するCMP460以西の反射面は水平かやや東へ下がっているため、この反射面が西へ撓曲しているようにみえる。また、この地点より東側のCMP650深度600m付近には、吉沢川層に特徴的な強く連続のよい反射面が深度600~900 mにわたって認められる。しかし、横手盆地のボーリングデータ（WS-16；金属鉱業事業団，1977）で確認される吉沢川層の層厚は100 mも満たないことから、前述の300 mという層厚は単純な1層ではなく層面に沿って生じた逆断層によって吉沢川層が重なり合い、層厚が増したのではないかと解釈した。以上の理由から、上記のCMP460~600に発達する撓曲がCMP650深度800 m付近を通り西へ延びる逆断層（Fo-3）によって形成された変形であると推定した。なお、Fo-3断層の深部延長はCMP650深度800 m付近の構造以深では不明である。

以上のFo-1断層・Fo-2断層・Fo-3断層が地下深部でどのようにつながるのかは、反射断面からは判断し難い。しかし、推定した断層面の傾斜を考慮すると、盆地側にある断層ほど緩やかな傾斜であることから、3つの断層は地下延長部では収斂する可能性が高い。また、太田断層（Fo-2）下盤の堆積構造に注目すると、白岩断層下盤の状況と同様に、弥勒層とSY1はほぼ一定の厚さを保っているのに対し、SY2・SY3は東方（断層崖の方向）へ厚さを増してCMP500付近で最大

となり、さらに東方では逆に急激に薄化している。このような堆積層の特徴から、SY2は太田断層とその下盤最下位に伏在する断層の両者の活動により堆積した growth strata と判断され、この2つの断層が同時に活動していた可能性を示唆する。

5.2.3 千屋断層

千屋断層北部にあたる運上野 2004 測線の反射断面では、深度約 1200 m まで明瞭な反射波が得られた (図 5.3 (b))。ボーリングデータ (WS-16 ; 金属鉱業事業団, 1974) では、地下 300 m 以浅が千屋層、深度 300-500 m が弥勒層、深度 500-700 m が吉沢川層、深度 700 m 以深が真昼川層と対比される (図 5.3 (c))。横手盆地 (CMP1-180) では、地表から地下 100m 程までは振幅が小さく、明瞭な反射面に乏しいが、深度 100-700m にかけてはほぼ水平な成層構造をなす反射面が数多く認められる。特に地下 500m 付近では速度解析において RMS 速度 (地表と反射面までの地層の平均的な速度) の急激な増加があり、ここに音響インピーダンスの大きく異なる岩層の境界が推定される。また、深度 700m 以深では、反射面は振幅が大きく、断続的に波打つ特徴に変わる。

水平な反射面は CMP150-200 付近にかけて不明瞭となり、これより東側で褶曲が発達する。さらに、反射断面東端では東へ傾斜する反射面群が明瞭である。主な断層は、堆積層の水平な構造と褶曲構造との境界 (図 5.3 (c) の Fu-2, Fu-2')、褶曲構造と東傾斜の構造との境界 (図 5.3 (c) の Fu-1) にそれぞれ推定される。Fu-2 断層は深度 800-600m 付近に推定されるデタッチメントから、約 50° で立ち上がる逆断層で、地下 300m 付近から低角化し、CMP160 の地下 340m に伏在する。また、平行褶曲と Fu-2 断層の間には、平行褶曲東翼部と異なる傾斜の反射面群が存在すること

から、この境界に断層 (Fu-2') を推定した。Fu-2' 断層は Fu-2 断層から分岐した断層であり、傾斜した弥勒層 (泥岩) 内に形成された断層と推定される。この断層上盤に認められる平行褶曲は、CMP240 と CMP330 に背斜軸を持つ。これらの褶曲構造は、地下に断層面の折れ曲がりをも想定することで説明できる (図 6.5)。CMP240 付近を軸とする背斜両翼部には放射状に配列する断層 (図 5.3 (c) の Fu-3, Fu-4 など) が認められる。これらの断層は小さな変位量は規模であるが、運上野の千屋断層上盤に発達する複数列の変動崖 (撓曲崖・高まり・逆向き断層崖など) 基部へと続き、これらの変動崖の形成に関連する。そのうち、Fu-4 断層の最も東よりの断層は CMP330 付近にある逆向き低断層崖と一致する。また、この断層は比較的深部 (地下約 200m) まで追跡でき、形態としては Fu-3 断層と共に pop-up 構造を形成する。しかし Fu-3 断層の変位量は小さいことから、ここで発達する背斜構造は Fu-3 断層が折れ曲がること (ramp) によって形成されたものと判断される。

Fu-1 断層は東傾斜の逆断層として CMP350 から約 35° の傾斜で地下 400m 付近まで追跡できる。この断層を地表へのばすと、運上野の段丘面 (中位面) の東端付近に位置する。この付近は清水川山の向斜構造の延長に位置していることから、Fu-1 断層東側の東傾斜の反射面群は、その向斜西翼の構造を捉えたものであろう。1896 年陸羽地震では、この向斜の西端にあたる清水川山西麓に地表地震断層 (松田ほか, 1980 では千屋断層に含まれる) が出現しており、Fu-1 断層はこの地表地震断層に関与する断層であると判断される。

一方、これより南では、清水川山西麓から運上に向かって地表地震断層の走向が屈曲するように南北から北東へと大きく変化しながら連続的に出現した (山崎, 1896 ; 松田ほか, 1980)。しかし、反射断面と上記の解釈に基づくと、清水川山西麓の地表地震断層は Fu-1 断層の、運上野

の地表地震断層は Fu-3 (主体は Fu-2) 断層の活動に伴う地変と考えられることから、これまで一続きの断層トレースと考えられてきた千屋断層ではあるが、ここでは少なくとも2つの断層面 (Fu-1 断層と Fu-2 断層) によって構成されることが推察される。Fu-1 断層は地形境界から推定される川口断層より西方に位置するが、千屋断層やこれから派生するような構造ではなく、川口断層の一部またはその分岐断層であると解釈される。

一方、千屋断層中央部を横断する千屋96探査は、測線長約6 km で Sato et al. (1997), 池田 (1998), 佐藤・平田 (1998) によると、千屋断層 (図 5.4 (c) の Fh-2) は千屋丘陵西端から 35° 東へ傾斜し、地下 800 m 程度ではほぼ水平な断層 (デタッチメント) となる flat-ramp の形状を持つ。デタッチメントは弥勒層の泥岩層中に形成され、この断層は丘陵と真昼山地を限る川口断層 (図 5.4 (c) の Fh-3) に収斂する。また、千屋丘陵の地下 500 m 付近には、この千屋断層以前に活動し、千屋層の層厚に影響を与えた断層 (図 5.4 (c) の Fh-1) が伏在する。千屋丘陵と真昼山地の地形境界をなす川口断層 (図 5.4 (c) の Fh-3) は、Fh-1 断層から分岐した断層であると推定された。

以上、浅層反射法地震探査より明らかになった各断層の地下構造は以下のようにまとめられる。白岩断層は、1896 年陸羽地震の地表地震断層から東へ 25° の傾斜をもって深部へ続く断層で、ramp-flat-ramp の形状を持つ。また、その下盤には、東傾斜の逆断層 (Fs-3) が推定される。太田断層は陸羽地震時の地表地震断層崖から東へ約 30~40° の傾斜をもって地下深部へ続き、断層下盤側には低角な2枚の逆断層が推定される。千屋丘陵北部における千屋断層は地下に伏在しており、断層上盤には、千屋断層から上下方向に雁行する断層が派生している。この断層上盤では各地層が著しい褶曲変形を受け、断層先端に形成された背斜状隆起部には小規模な断層 (back thrust) が推定される。1996 年の反射法地震探査 (佐藤・平田, 1998) で明らかとなった丘陵中部の千

屋断層の構造は flat-ramp を伴う emergent thrust である。

このように、横手盆地東縁断層帯を構成する白岩断層・太田断層・千屋断層の地下1~2km付近までの断層構造は、それぞれに異なっていることが分かる。しかし、いずれの断層も、単一の断層ではなく、活断層の分布や微細な変動地形に対応する複数の逆断層（スラストシート）から構成され、千屋断層北部以北では、いずれの断層も、陸羽地震の地表地震断層の崖より盆地側の地下、すなわち、各断層の下盤側に伏在断層が存在するという共通点がある。

5.3 大深度反射法地震探査による真昼山地下の断層構造

大深度反射法地震探査は、千屋丘陵を東西～やや北東方向に横断して、真昼岳直下までに至る測線長約20 kmに渡る測線で実施された（秋田県，1999，平田ほか，1999a，Sato et al., 2002a）。発震は大型バイブレーター4台で行われ、加えて測線沿いの6カ所においてダイナマイト発破が行われた。その結果を図5.5に示す。図5.5では、全体的に反射面の連続性は乏しいが、各反射面が系統的に傾斜している。千屋断層の地下延長と判断される反射面は、断面図の東端部の深さ約5500 mから立ち上がり、約40°東傾斜した形状を示す。断層は浅部に向かって傾斜を増し、地下約2000 mで2つの断層に分かれる。東側の断層は、地下約1000 m付近でさらに2条に分岐し、東側の断層はそのまま地表に達するが、西側の逆断層は千屋丘陵下で消える。一方、地下2000 m付近で分岐した西側の断層は堆積岩中にデタッチメントを形成し緩傾斜となった後、地表の千屋断層の崖へと連続している。真昼山地は、千屋断層と川舟断層の活動によって隆起している。しかし、大学側の実施したデータと合わせて検討してみると、浅層（約2 km以浅）における真昼山地下のP波速度構造は、西から東へ単調に増加し、その傾向は川舟断層を越えて盆地

内まで認められる。すなわち、現在、川舟断層上盤側である真昼山地よりも古い（P波速度の速い）地層が、川舟断層下盤側に存在することを示す。このことは、川舟断層がかつて正断層として形成され、その後、逆断層として再活動したこと（インバージョンテクトニクス）を示唆する（図 3.1 (b)および図 5.5）。

浅層反射法地震探査の結果と照らし合わせると、本断層帯、特に千屋断層では、地震発生層下部に形成されたデタッチメントから、地表に向かって立ち上がり浅部では、前述したようなスラストシートからなる断層構造を有していると推定される。次章以降、変動地形と表層地質、反射法地震探査結果から得られた情報を元に、横手盆地東縁断層帯を構成するそれぞれの断層がどのようなつながりがあるのか、断層変位量や発達過程を明らかにすることから検討する。

表5.1. 反射法地震探査データの取得パラメータ.

Table 5.1. Data acquisition parameters used for seismic reflection profiles.

	Kotaki 2005	Kawaguchi 2003	Unjono 2004	Senya96
Length of seismic line	3.8 km	7.1 km	2.6 km	6.0 km
Source parameters				
Source	Minivib (IVI, T-15000)	Minivib (IVI, T-15000)	Minivib (IVI, T-15000)	Minivib (IVI, T-15000)
Sweep frequency	10-100 Hz	10-100 Hz or 10-60 Hz	10-100 Hz	10-120 Hz
Sweep length	20 sec	15 sec or 24 sec	20 sec	20 sec
No. of sweeps	10 or 7	7	5 or 30	10 or 7
No. of shot points	368	558	388	305
Shot interval	10 m	10 m or 20 m	10 m or 5 m	20 m
Receiver parameters				
Natural frequency	10 Hz	10 Hz	10 Hz	28 Hz
Receiver interval	10 m	10 m	10 m	10 m
No. of channels	180 ch	180 ch	260 ch	180 ch
Recording parameters				
Instruments	JGI, GDAPS-4	JGI, GDAPS-4	JGI, GDAPS-4	JGI, GDAPS-4
Sampling rate	2 msec	2 msec	2 msec	2 msec
Recording length	4 sec	3 sec	3 sec	3 sec
Standard CMP fold	98	80	185	45

表5.2. 反射法地震探査データの処理パラメータ.

Table 5.2. Processing parameters for seismic data

A. Kotaki 2005 seismic data

CMP Sorting	CMP interval: 5 m
Gain Recovery	Gain: $t^{1.2}$, Auto gain control gate length: 600 msec
Deconvolution	Gate length: 1000 msec, Operator length: 100 msec White noise scale factor: 5 %
Static Correction	Time-term method, Two layers model Weathered layer (600 m/sec) and higher velocity layer
Velocity Analysis	Constant velocity stack, Velocity scan interval: 20 CMP
Time-Varying filter	Time and frequency : 0-400 msec, 20/28-100/110 Hz : 400-850 msec, 18/24-90/100 Hz : 850-2000 msec, 10/15-80/90 Hz
F-X Prediction Filter	Gate length: 30 traces, Operator length: 3 traces, Window length: 500 msec
Post-stack Migration	Velocity scaling: 70 %

B. Kawaguchi 2003 seismic data

CMP Sorting	CMP interval: 5 m
Gain Recovery	Gain: $t^{1.2}$, Auto gain control gate length: 300 msec
Deconvolution	Gate length: 1200 msec, Operator length: 120 msec White noise scale factor: 5 %
Static Correction	Time-term method, Two layers model Weathered layer (400 m/sec) and higher velocity layer
Velocity Analysis	Constant velocity stack, Velocity scan interval: 100 CMP
Time-Varying filter	Time and frequency : 0-700 msec, 18/24-100/120 Hz : 700-2000 msec, 10/15-80/90 Hz
F-X Prediction Filter	Gate length: 50 traces, Operator length: 5 traces, Window length: 700 msec
Post-stack Migration	Velocity scaling: 100 %

C. Unjono 2004 seismic data

CMP Sorting	CMP interval: 5 m
Gain Recovery	Auto gain control gate length: 600 msec
Deconvolution	Gate length: 1500 msec, Operator length: 150 msec White noise scale factor: 5 %
Static Correction	Time-term method, Two layers model Weathered layer (700 m/sec) and higher velocity layer
Velocity Analysis	Constant velocity stack, Velocity scan interval: 20 CMP
Time-Varying filter	Time and frequency : 0-700 msec, 18/24-100/110 Hz : 700-1100 msec, 15/20-90/100 Hz : 1100-3000 msec, 10/15-80/90 Hz
F-X Prediction Filter	Gate length: 50 traces, Operator length: 5 traces, Window length: 500 msec
Post-stack Migration	Velocity scaling: 90 %

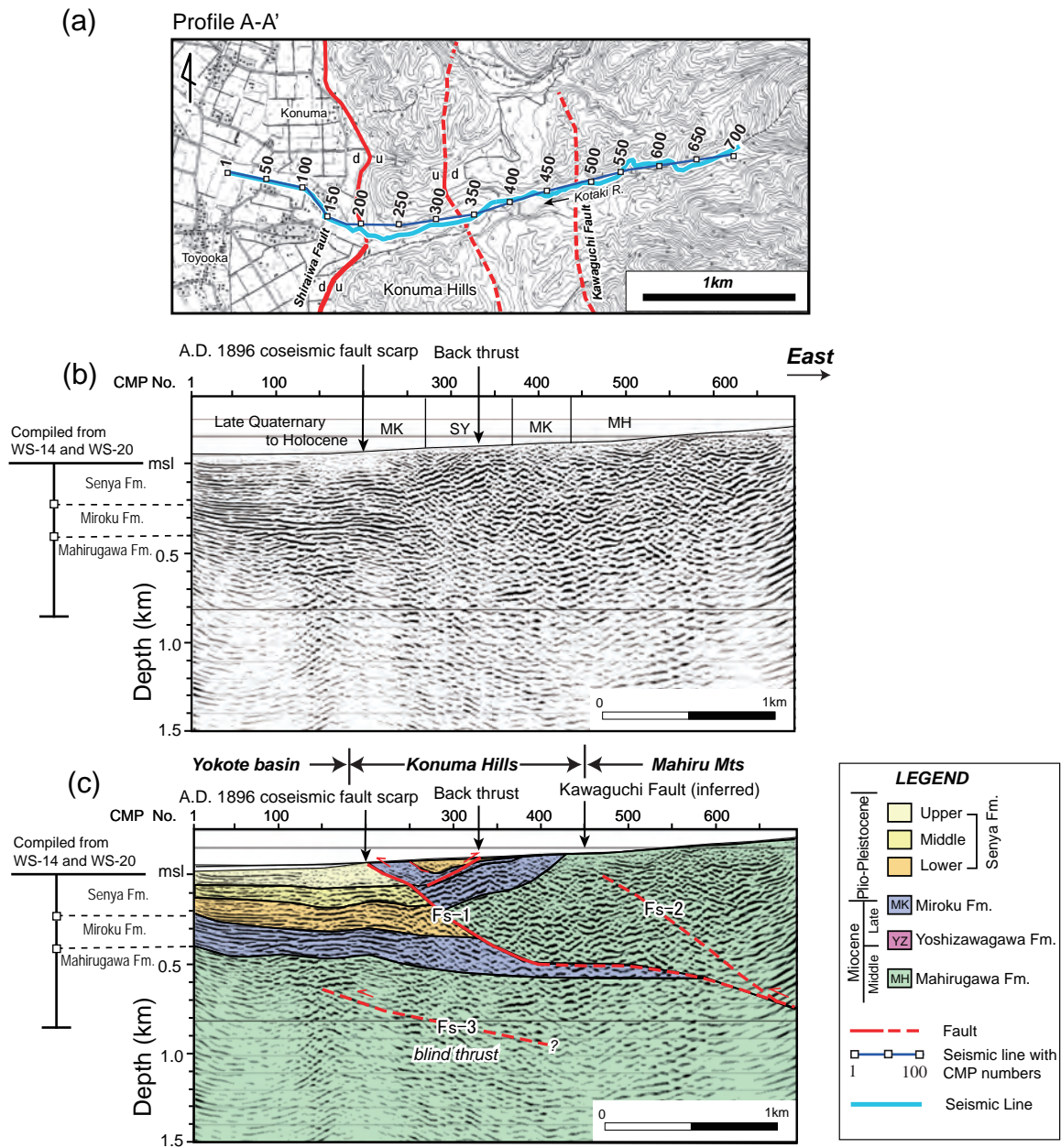


図5.1 小滝2005測線 (A-A') における浅層反射法地震探査結果。

(a) 小滝2005測線と共通反射点の詳細位置図。(b) 重合反射断面図。(c) 地質解釈断面図。探査測線およびボーリングデータの位置は図4.11に示す。断面の縦横比は1:1。

Fig. 5.1 (a) Location map of the A-A' seismic survey line and CMP numbers. (b) Depth converted seismic section of the Kotaki 2005 seismic line (Profile A-A'). (c) Interpreted depth seismic profile of the Kotaki 2005 seismic line (Profile A-A'). Locations of the profile and boreholes are shown on Fig. 4.11. No vertical exaggeration.

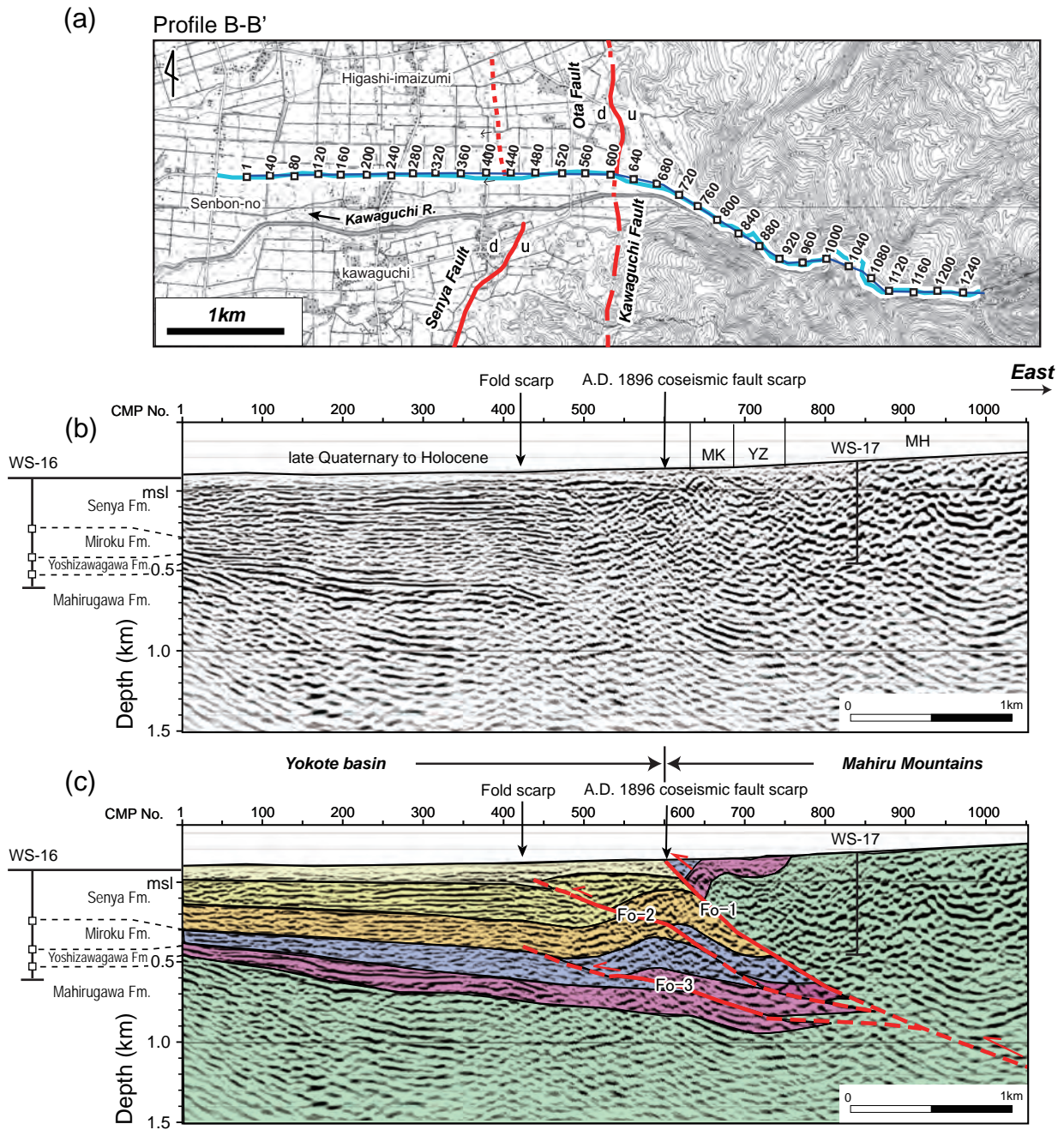


図5.2 川口2003測線 (B-B') における浅層反射法地震探査結果。

(a) 川口2003測線と共通反射点の詳細位置図。 (b) 重合反射断面図。 (c) 地質解釈断面図。

探査測線およびボーリングデータの位置は図4.11に示す。断面の縦横比は1:1。凡例は図5.1を参照。

Fig. 5.2 (a) Location map of the B-B' seismic survey line and CMP numbers. (b) Depth converted seismic section of the Kawaguchi 2003 seismic line (Profile B-B'). (c) Interpreted depth seismic profile of the Kawaguchi 2003 seismic line (Profile B-B'). Locations of the profile and boreholes are shown on Fig. 4.11. No vertical exaggeration. For legend see Fig.5.1.

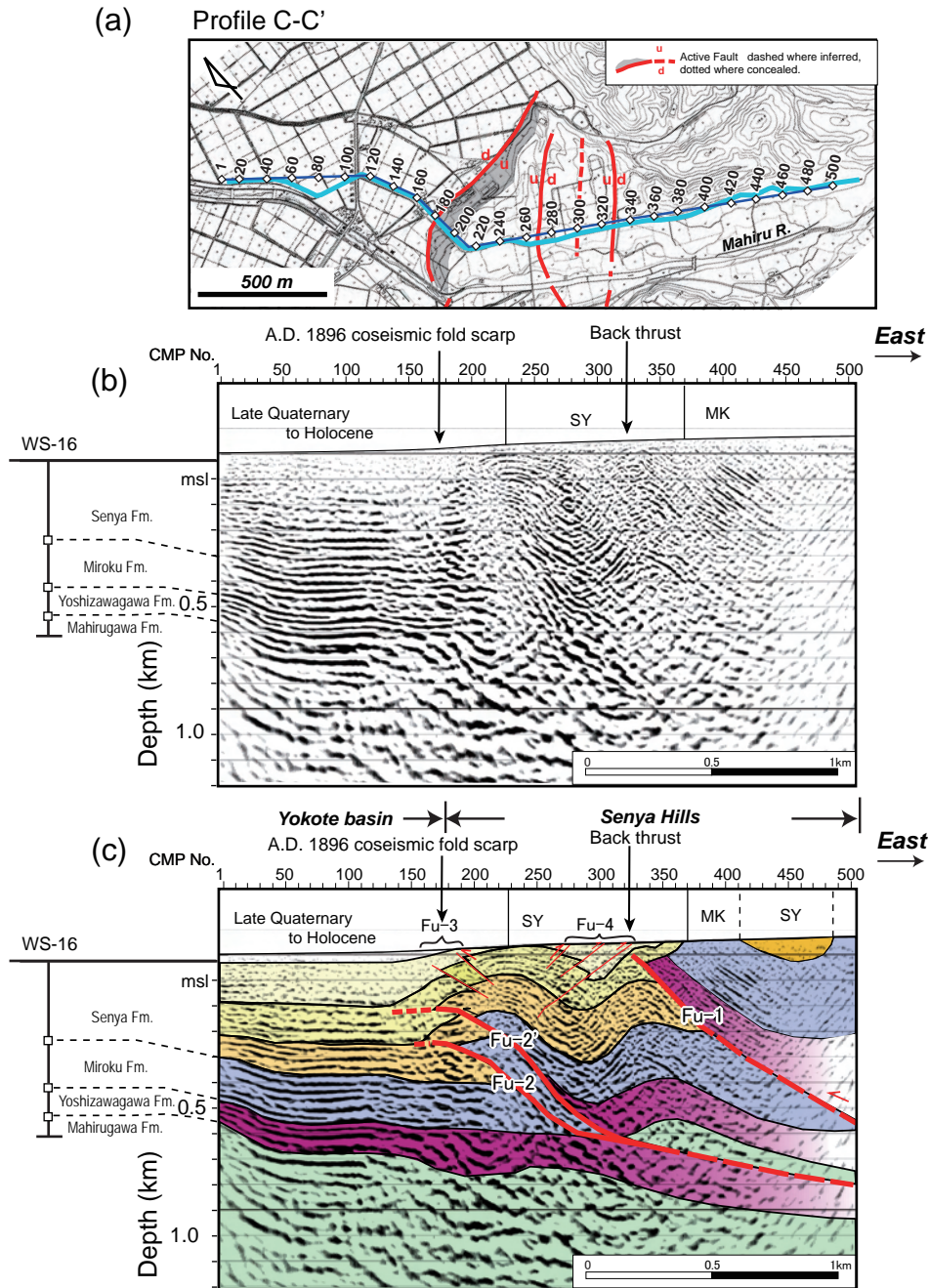


図5.3 運上野2004測線 (C-C') における浅層反射法地震探査結果。

(a) 運上野2004測線と共通反射点の詳細位置図。(b) 重合反射断面図。(c) 地質解釈断面図。探査測線およびボーリングデータの位置は図4.15に示す。断面の縦横比は1:1。凡例は図5.1を参照。

Fig. 5.3 (a) Location map of the C-C' seismic survey line and CMP numbers. (b) Depth converted seismic section of the Unjono 2004 seismic line (Profile C-C'). (c) Interpreted depth seismic profile of the Unjono 2004 seismic line (Profile C-C'). Locations of the profile and boreholes are shown on Fig. 4.15. No vertical exaggeration. For legend see Fig. 5.1.

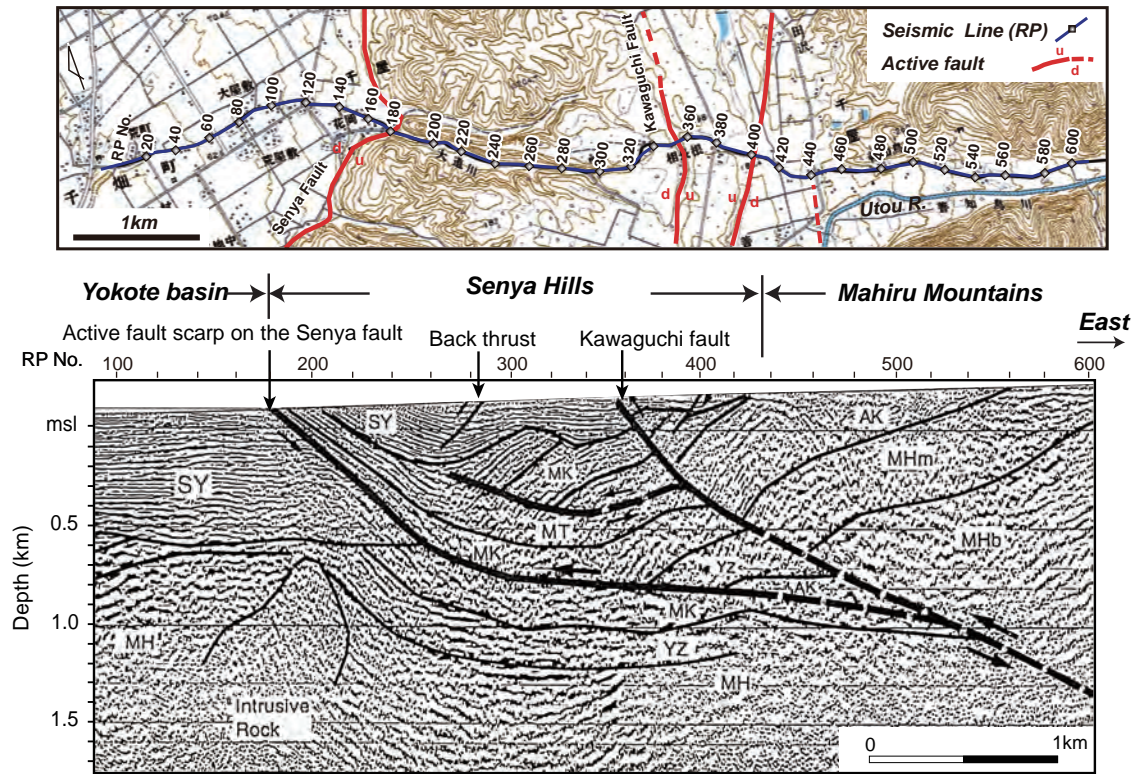


図5.4 千屋96測線(D-D')における反射法地震探査断面。

(a) 千屋96測線と共通反射点の詳細位置図。探査測線位置は図4.15に示す。(b) 重合反射断面図。(c) 地質解釈断面図。

Figure 5.4 Depth converted seismic section D-D'. (b) and interpreted section (c), (a) Location map of the D-D' seismic survey line and CMP numbers. See Fig. 4.15 for locations of the seismic section and borehole. No vertical exaggeration.

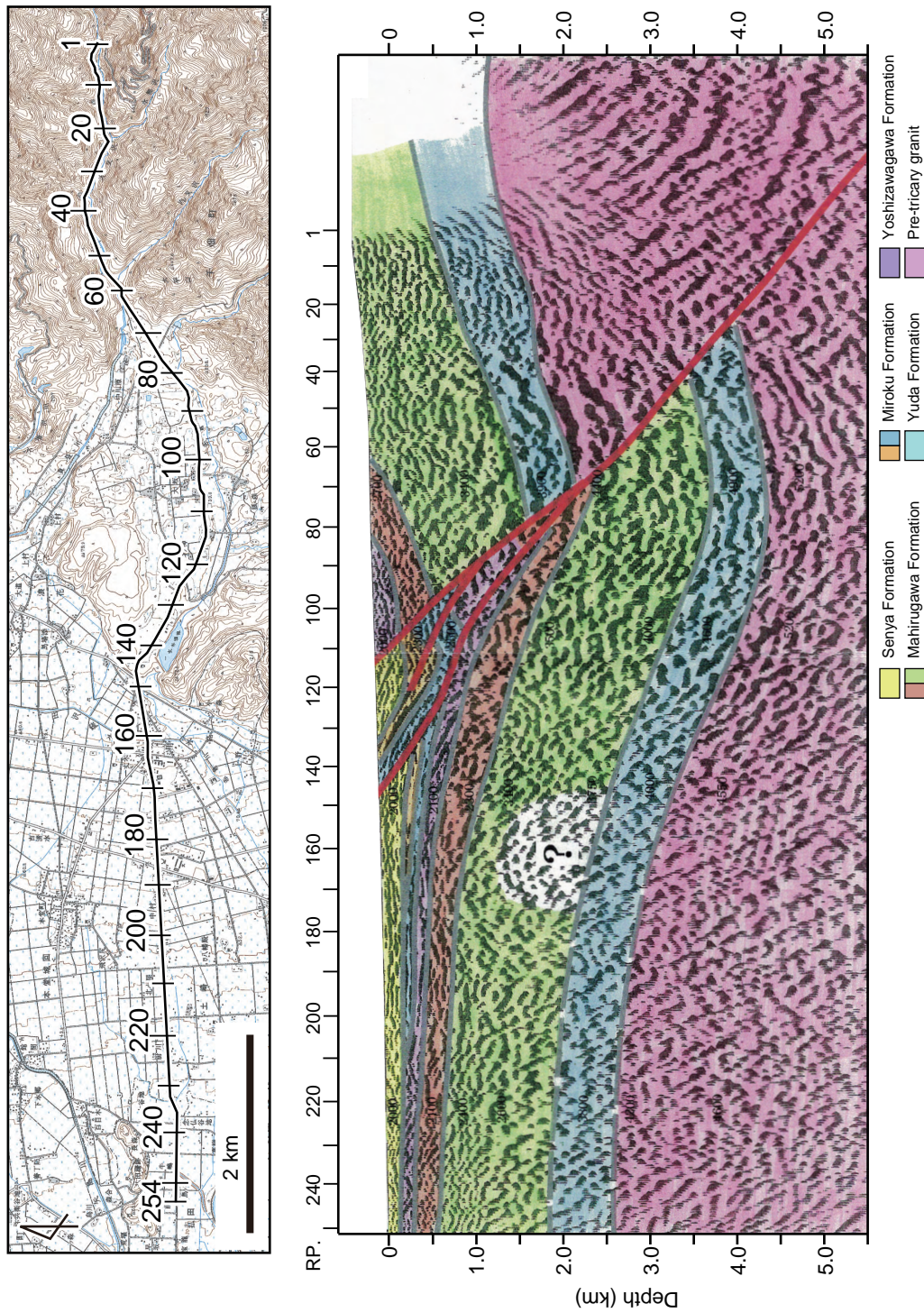


図5.5 秋田県 (1998) による千屋断層を横断する大深度反射法地震探査。
 Fig.5.5 Deep seismic reflection profiling across the Senya fault (Akita Prefecture, 1998).

第6章 奥羽脊梁山脈西麓の 活構造形成に伴う地殻変動

本章では、前章までで得られた地表から地下浅部での断層構造に基づき、1) 段丘面に認められる変動崖や傾動から求められる断層変位量とその分布、2) バランス断面法による地質構造復元から推定される断層変位量、3) 奥羽脊梁山脈西麓の構造発達史に分けて、逆断層に伴う地表変形と断層運動との関連、一回の地震時における断層変位量と地質学的時間スケールにおける累積的な断層変位との関係、横手盆地東縁断層帯の地形・地質構造発達史について考察する。

6.1 断層帯に沿った上下変位量・平均変位速度分布

横手盆地東縁断層帯は、低断層崖・撓曲崖を伴う地表変形として認められる。本節では、第4章に記述した段丘面・小起伏面・変位地形の分布と特徴、および変動崖の崖高、変位速度をもとに、変動地形学的な観点から $10^3 \sim 10^4$ 年スケールでの断層運動に伴う地表変形について議論する。特に約2万数千年前の最終氷期に形成された地形面を代表する一丈木面は本地域において広く分布しており、この地形面に記された断層変位量から分かる平均変位速度の分布を知ることができる。また、真昼山地に広く分布する小起伏面も、形成時期などは不明であっても、真昼山地の隆起パターンを議論する上では重要な指標である。さらに千屋丘陵周辺地域を取り上げ、段丘面の傾動から千屋断層の高位面形成以降の上下変位量の推定を試み、千屋断層の断層運動に伴う変位様式の違いについて議論する。

図 6.1 には地形断面測量および大縮尺図上での地形計測から求めた 1896 年陸羽地震時の地表地震断層崖の崖高（松田ほか，1980）と、平均上下変位速度の分布（今泉，1992）を横手盆地東

縁断層帯の一般的な走向 (N25° E) に投影したものである。図中に黒丸や白丸で示される変動崖は、陸羽地震時の上下変位量を示し、黒丸は、山崎 (1986) および今村 (1913) による報告、白丸は松田ほか (1980) が、地元住民への聞き取りから得られた崖高を示す。

反射法地震探査の結果から推定される白岩断層・太田断層・千屋断層の陸羽地震断層へ連続する断層面の地表付近における傾斜はそれぞれ、25° E, 40° E, 35° E (第5章参照) である。測線沿いで確認される陸羽地震の地表地震断層の上下変位量はおおよそ 1.5 m, 2 m, 3 m である (松田ほか, 1980 ; 宮内ほか, 1998)。したがって、断層面に沿った地震時のすべり量は、白岩断層で 3.5 m, 太田断層で 3.1 m, 千屋断層で 5.2 m と算出される。これらの値と地震の再来間隔 (3500~4000 年 ; 平野, 1984 ; 千屋断層研究グループ, 1986 ; 秋田県, 1999) から推定される断層の上下変位速度は、白岩断層では 0.38~0.43 mm/yr, 太田断層では 0.50~0.57 m/yr, 千屋断層では、0.75~0.86 mm/yr と算定される。また、断層面に沿ったすべり速度は白岩断層では 0.88~1.00 mm/yr, 太田断層では 0.78~0.89 m/yr, 千屋断層では、1.31~1.49 mm/yr となる (表 6.1)。

一方、千屋丘陵の段丘面の傾動から以下の方法で、千屋断層の上下変位量および平均上下変位速度を推定した。前述のように千屋丘陵では、低位面から高位面が分布し、千屋丘陵頂部に発達する段丘面の東への傾動や減傾斜は明瞭である。これら段丘面の東への傾動は、段丘面の年代や場所による傾斜の違いが認められ、千屋丘陵西端の千屋断層のずれによって生じた変形である。丘陵内部に発達する各段丘面を指標として、貝塚 (1969) の考えに基づき、断層運動によってもたらされる減傾斜・増傾斜量から、丘陵内部における上下変位量を以下のように見積もった。逆断層上盤にみられる段丘面の傾動は、地下の断層面の形状やそのすべり量を推測するうえで重要な指標となる。また、Amos et al. (2007) では逆断層上盤の段丘面の傾動から、リストラクチャー逆

断層の運動像について、その傾きを基準に議論している。ここでは Amos et al.(2007)によった。

千屋丘陵に発達する段丘面のうち、形成期の気候環境が類似するのは高位 I 面と低位 I 面、中位 I 面と現河床の組み合わせである。高位 I 面は最終氷期のひとつ前の氷期 (MIS6)、低位 I 面は最終氷期極相期 (MIS2)、中位 I 面は最終間氷期 (MIS5e)、現河床は後氷期 (MIS1) に形成されたと推定されることから、それぞれの段丘面の勾配差は両氷期あるいは両間氷期の間に千屋断層の断層運動によってもたらされた減傾斜・増傾斜量 (傾動量) とみなせる。各面の勾配は大縮尺図 (縮尺 1/5,000 および 1/10,000 ; 旧千畑町・旧六郷町発行) の図上計測より求めそれぞれの「勾配差」と「変形の範囲 (距離)」の積を千屋丘陵西端における上下変位量とした。ここでの変形の範囲は千屋丘陵の幅にほぼ相当する。

千屋丘陵を横断する 3 断面 (北部 : X-X', 中部 : Y-Y', 南部 : Z-Z') を図 6.2 に示す。図 6.2 からは、いずれの断面でも、西側への撓曲と東への逆傾斜の程度は、高位面ほど大きく、高位面形成以降の千屋断層の活動が累積していることが分かる。

千屋丘陵北部・浪花の高位面 II 面は東へ (13.5%) に逆傾斜するが、真昼川北岸の中位 I 面および低位 I 面はいずれも西へ緩く (それぞれ、12.0%と 15.2%) 傾斜する (図 6.2)。これらの段丘面の傾斜は、真昼川の現河床勾配 (西へ 31.9%) と比較すると明らかに緩傾斜である。低位 I 面は高位 I 面が分布していないため傾動量を見積もることはできないが、千屋断層の活動は現在も活発であることから、両者とも断層変位による傾動によって形成当時の勾配 (西傾斜) より緩くなっていることは確かである。運上野の撓曲崖から真昼川沿いに発達する中位 I 面と真昼川の現河床の間の傾動量は約 20%である。この値と千屋丘陵の幅 (約 2km) より推定される過去 12 万年万間の上下変位量は約 40m となる。

千屋丘陵中部から南部にかけては善知鳥川の流露変遷が著しいため、上記の段丘面の間でも、段丘面形成時の河床勾配が異なることが予想される。そこで、善知鳥川・真昼川の河床勾配を基に、中位 I 面形成期の善知鳥川の河床勾配を 30~40%と仮定した。相長根付近の中位 I 面は東へ 20.3%の勾配を持つことから、中位 I 面形成以降、約 50~60%の逆傾斜の変形を受けていると推定される。また、低位面の勾配を基準とした場合、高位面は 45.3%逆傾斜したことになる。この値は、千屋断層近傍において中位面形成以降に 140m 以上、高位面形成以降に 160m 以上隆起したことを示す。

千屋丘陵南部・善知鳥坂付近の段丘面は、中位 I 面は、西端で見られるわずかな撓曲に加え、東への傾動が顕著である。この面は東へ 21.3%の勾配を有し、現河床が 19.6%であることから、中位 I 面形成以降、約 40%の逆傾斜を受けたと推定される。ここでの丘陵の幅は約 2 km となることから、丘陵西端における上下変位量は約 80 m となる。

中位 I 面を 12 万年前、高位面を 16 万年前とした場合、千屋丘陵における段丘面の傾動量に基づく断層変位量から推定される平均上下変位速度は、北部で 0.33 mm/yr、中部で 1.0~1.1mm/yr、南部で 0.6 mm/yr と推定される。

以上の結果から、低断層崖・断層崖から推定される平均変位速度と段丘面の傾動から推定される平均変位速度は、ほぼ調和的であることがわかる。このことから、千屋断層の活動によって千屋丘陵西縁の断層崖の崖高が増すと同時に、断層上盤側では段丘面の東側への逆傾斜を増大させてきたことは明確である。また、このような変形をもたらす千屋断層は、深部ほど低角になる断層面を持つものと考えられ、事実、反射法地震探査から明らかとなった千屋丘陵下の千屋断層の断層形状は flat-ramp であった。

さらに、1896年陸羽地震の地表地震断層から分かる地震時の上下地表変位量は、千屋丘陵での3.5 mを最大として、横手盆地北部の白岩で2.5 mとなり、北東に向かって緩やかに減少する傾向がある。また、この傾向は地表地震断層を生じなかった卒田から刺巻に至る約10 kmの区間を越えた生保内盆地を含めた全領域でも認められる。また、個々の断層に注目すると、断層線分の南部で上下変位量が急激に低下する傾向が認められる。特に生保内断層と千屋断層では、著しく低下している。一方、また、段丘面の変形に基づく平均変位速度(松田ほか, 1980; 今泉, 1992)にも北方への減少傾向がみられる。

1896年陸羽地震の震源は太田断層の東(140.7° E, 39.5° N)と推定されている(宇津, 1979)ことから、震源から約20 km離れた生保内で地震時の上下変位量が小さな値であったことは、断層面上のすべり量が北東へ減少することを示すと考えられる。また、それぞれの断層についてみると、トレースの南端に向かって上下変位量が急激に低下する。次項では、反射法地震探査断面や地形調査に基づいた地質断面図をバランス断面法によって引き戻すことから、地質学的な時間スケールにおいて本断層帯がどのような変位を繰り返してきたのかを議論する。

6.2 バランス断面法による地質構造復元から推定される地殻変動量

本節では、地形・地質調査ならびに反射法地震探査の解析結果に基づいて、バランス断面を作成し、各断層による断層面上のすべり量を推定した。千屋断層(千屋丘陵中央)については、千屋96反射法地震探査の結果から、バランス断面法によって千屋断層の発達過程や総変位量が明らかにされている(佐藤・平田, 1998)が、他のバランス断面との統一を図るため、再度解析を行った。なお、解析は2D Move (Midland Valley社)を使用し、複雑な形態を持つ断層構造に対し

て有用とされる「*fault parallel flow*」, 撓曲構造の復元に有用な「*Trishear (Erslev, 1991)*」アルゴリズムを用いた。そして、断層ひとつひとつに対して、断層運動に伴う地層の変形を復元した。以下に、白岩断層・太田断層・千屋断層の順に記述する。

6.2.1 白岩断層

白岩断層を横断する反射断面とその解釈から明らかとなった白岩断層の構造は, *ramp-flat-ramp* を呈する逆断層である (図 6.3)。反射断面からは、山地と丘陵の境界をなす川口断層の構造については明瞭なイメージングは得られなかったが、川口断層の地表延長にあたる位置に山地の境界が存在していることから、山地と丘陵の地形境界は川口断層による撓曲変形によって形成されたと推定した。また、この撓曲変形を説明できるように、ここでは小滝山直下の地下 1 km に断層面の折れ曲がり仮定した。

地質断面図の復元から推定される活動開始当時の断層構造は、弥勒層中で低角化して前方へ伸びる東傾斜の低角逆断層である。白岩断層は川口断層の先端が、弥勒層の層理面に沿って前方へ延長されるように形成されたと解釈される。そして、上記撓曲変形に伴う変位量 (水平短縮量) と陸羽地震の崖へと続く白岩断層の総短縮量は 2.3 km と推定される。また、なお、前述のように白岩断層 (前縁断層) の *growth strata* には SY2 以降が参加していることから、1.6 Ma 頃には白岩断層がすでに活動していたと推定される。SY2 の堆積中ではあるが、1.6Ma 以降に約 2.3 km のすべりが生じたとすると、バランス断面から推定される白岩断層の平均変位速度は 1.64 mm/yr と算出される。この値は、前述の断層崖の高さと断層面の傾斜から推定した地表付近のすべり速度 (0.88~1.0mm/yr) とは明らかに異なり、この理由については後述する。

6.2.2 太田断層

太田断層は活断層の分布から判断して、川口断層と一致している。また反射法地震探査断面とその解釈からも、1896年陸羽地震断層の断層崖を形成した太田断層の上盤側には、断層やそれを示すような構造を捉えられていない。このことから、太田断層は千屋丘陵や小沼丘陵と真昼山地を境する川口断層が、現在も活動を続ける断層である(図6.4)。また、太田断層を横断する地質断面図から明らかとなった太田断層の構造は、折り重なるように形成されるスラストシートである。加えて、露頭で確認された、非対称の褶曲構造は断層関連褶曲と推定される。このような関連褶曲が形成される為には、陸羽地震の崖から連続する太田断層は、活動開始当時、震源断層から地表に向かって伸び、真昼川層上部で低角化して地下に伏在する東傾斜の逆断層であったと推定される。この断層は現在まで継続的に活動していた断層と推定され、図5.2で示される地層変形・短縮量の大部分をまかなっている。その総水平短縮量は約2.3 kmにおよぶ。

一方、太田断層下盤側に形成された伏在断層は、地表に僅かな変位が認められるのみである。この伏在断層に伴う水平短縮量は、0.2 kmと推定され、上記の太田断層と比較して極端に小さな値を示す。この断層の成長に伴う growth strata はSY3以降であり、小さな変位であるにも関わらず、地表にはその変形が及んでいることから、本断層が、ごく最近に活動を開始した断層であると推察される。上記の短縮量と合わせ、この断面から推定される太田断層の総短縮量は2.5 kmである。

また、SY2は太田断層とその前面に伏在する低角逆断層の growth strata に参加しており、白岩断層と同様の特徴を有する。したがって、太田断層と白岩断層は、ほぼ同時に活動を開始した断

層であると判断される。なお、時間的な同時性は認められるが、その地下の断層構造は異なり、地下浅部においては同断層面上の構造であるとは考えにくい。しかし、辻村(1932)や藤原(1954)では、川口断層が齟齬断層であることを述べている。このような見解に立てば、白岩断層と太田断層はそれぞれ繋がらあう断層として活動してきたのかもしれない。また、白岩断層と同様に、SY2以降に2.5 kmのすべりがあったとするとその平均変位速度は1.78 mm/yrとなる。この値は、白岩断層の場合と同様に、断層崖の高さと断層面の傾斜から推定した地表付近のすべり速度(0.78~0.89 mm/yr)とは大きく異なる。この理由についても後述する。

6.2.3 千屋断層

千屋断層は、山地境界をなす川口断層から盆地側へ新たに形成された断層である(図6.5)。川口断層は、前述したとおり、断層伝播褶曲を伴う断層として、活動を開始したと推定される。千屋丘陵北部の反射断面では、川口断層の構造が捉えられていないが、川口断層の断層形状を反映する山麓線沿いの地質構造に、大きな変化が認められないことから、千屋丘陵中部で明らかとなった川口断層と同じ傾斜の断層を仮定した。川口断層に沿った変位量は千屋丘陵北部で2.0 km、中部で1.2 kmと算出される。単純にすべり速度が一定と考え、北部において川口断層に関連する活動が長期に継続されたと推定される。陸羽地震の崖へと続く千屋断層に沿った変位量は、北部で0.8 km、中部で2.0 kmと算定される。千屋断層の断層面に沿ったすべり量の違いは、千屋丘陵内の露頭で観察されたSY2やSY3の状況から以下のように判断される。千屋丘陵中部では千屋断層上盤において、SY2の内部構造が平行褶曲とgrowth strataに分けられる。このgrowth strataは東へ厚くなっており、SY2堆積中に千屋断層への移動が生じたことを示唆する。また、

年代に関しては、千屋層に狭在する凝灰岩のフィッシュトラック年代が約 1.6Ma (図 4.5) であることとも矛盾しない。また、この様子は反射法地震探査断面でも捉えられている。

一方、北部では、千屋断層上盤の地表付近において、SY2 は千屋断層に沿って引き戻すと、川口断層近傍で厚く盆地に向かって薄化する。このことから SY2 は川口断層の growth-strata であると判断される。一方、千屋断層の活動に伴う growth-strata は千屋断層の前翼部 (盆地側) の SY3 に発達している。すなわち、北部では千屋断層への移動が SY3 堆積中にあると推定される。千屋丘陵における断層に沿ったすべりの総変位量は、千屋丘陵北部で 2.8 km、丘陵中部で 3.2 km と推定される。バランス断面から推定される千屋断層の平均変位速度は、北部では SY3 (1 Ma) 以降に 800 m のすべり量なので 0.8 mm/yr、中部では 1.6 Ma 以降に約 2 km のすべり量なので、約 1.25 mm/yr となり、逆断層の先端部で求められたすべり速度とほぼ等しい値が得られる。

以上のように、バランス断面法を用いて、各断層に沿ったすべり量を求めると 2~3 km 程度で北部に向かってすべり量がやや小さくなる傾向にある。これに対してすべり量と各断層の growth strata として発達する SY2 の年代 (1.6 Ma) から推定される 10^6 年スケールでのすべり速度は白岩断層で 1.64 mm/yr、太田断層で 1.78 mm/yr、千屋断層で 1.25 mm/yr となる。一方、地表付近の断層変位から推定される 10^4 年スケールのすべり速度は白岩断層 0.88~1.00 mm/yr、太田断層では 0.78~0.89 m/yr、千屋断層では、1.31~1.49 mm/yr であったことから、2つの時間スケールの間では、断層に沿った断層変位量または変位速度が、千屋断層ではほぼ一致するが、白岩断層と太田断層では異なることが分かった。 10^4 年スケールの変動は、前縁断層の断層崖あるいは境界断層から前縁断層の間に認められる変位地形から推定された量であり、 10^6 年スケールの変動は、こうした前縁断層の先端付近だけではなく、真昼山地の隆起・短縮を包含する。このことから、断層に

伴う水平・垂直方向の変形がどれ位の配分となっているのかによって2つの時間スケール間で、断層帯に沿ったすべり速度の傾向に相違が生じたのであろう。すなわち、 10^6 年スケールの変位量が大きい白岩断層や太田断層は、比較的山地の隆起を主体とする断層活動であったことが予想される。これに対して千屋断層は 10^6 年スケールでは真昼山地と千屋丘陵が一体となって隆起し、短縮運動を継続したと考えられる。以下では、上記で得られた結果を踏まえ、本地域の地形・地質構造発達史について述べる。

6.3 横手盆地東縁断層帯の地形・地質構造発達史

ここでは、前述のバランス断面法によって得られた断層沿いの変位量とすべり速度から、それぞれ断層の開始した時代を推定し、はじめに千屋丘陵の成り立ちを考察し、続いて、真昼山地の隆起に関わる横手盆地東縁断層帯の構造発達に関連して考察する。

6.3.1 千屋丘陵の発達過程

千屋丘陵の地形・地質構造発達史を考察するにあたり、第6章第2節で得られた各断層に沿ったすべり量に千屋断層先端部におけるネットスリップレート ($1.2\sim 1.6\text{mm/yr}$; 今泉ほか, 1997) を外挿して、活動開始等の時代を概算した。以下では、断層活動の遷移時期にしたがって、①初生的断層活動の開始 (すなわち、川口断層の形成)、②断層の分岐と断層先端の前進 (thrust-front migration)、③千屋丘陵の地形分化と拡大の3つのイベントに注目して論じる。①と②はバランス断面法を活用した千屋丘陵下の地質構造の形成過程の検討から、③はその地質構造を土台に展開される千屋丘陵の形成過程、特に地形発達に基づいて考察する (図 6.5, 図 6.6)。

① 初生的断層活動

川口断層は断層上盤に撓曲や褶曲構造を伴いながら成長し、その活動によって真昼山地と平野に分化し始める。千屋丘陵北部では地表付近に達する断層であったと推測され、中部では反射断面で千屋丘陵内部に伏在する断層として認められる。バランス断面法の結果より、川口断層に沿った変位量は北部で 2.0 km、中部で 1.2 km あり、北部において川口断層に関連する活動が長期に継続されたと推定される。また、同様に総すべり量は丘陵北部で 2.8 km、中部で 3.2 km と見積もられることから、一定のネットスリップレートを与えて推定される川口断層の活動開始時期は、北部で 1.8~2.3 Ma (2.8 km/1.2~1.6 mm/yr)、中部で 2.0~2.6 Ma (3.2 km/1.2~1.6 mm/yr) となる。この活動の開始によって真昼山地は隆起し、横手盆地側への岩屑供給量は増大したと考えられる。SY1 から SY2 にみられる砂礫の増大は、この断層活動に伴う真昼山地の隆起を反映すると考えられる。

② 断層先端の前進

千屋断層では、主たる断層活動が川口断層から盆地側（西側）の千屋断層へ前進することが知られている (Ikeda, 1983)。反射法地震探査では捉えきれなかった断層面の形状を、バランス断面法を用いて検討し、千屋断層が階段状の形態を呈することが分かった。千屋断層上盤にはこのような断層形状を反映して、断層折れ曲がり褶曲 (fault-bend fold) が発達する。千屋断層に沿った変位量は、地質断面の引き戻しから、北部で 0.8 km、中部で 2.0 km と算出される。このすべり量を消費するのにかかる時間は、①と同じネットスリップレートを用いて推定し、thrust-front migration の発生時期は千屋丘陵北部で 0.6 Ma 前後、中部で 1.6 Ma 前後と推定される。この千屋断層の活動開始時期の違いは前述の通り、千屋丘陵内の growth strata の発達場所、層準が変化し

ていることに通ずる。すなわち、千屋丘陵中部では、SY2 堆積中に千屋断層への移動が生じ、北部ではこの移動が SY3 堆積中にあると推定されることも矛盾しない。

③ 千屋丘陵の地形分化と拡大

千屋断層の活動による変位の累積は、徐々に地表変形として表れ、千屋丘陵中部では千屋断層先端付近に形成される高まり (crest) が地表に出現することによって、千屋断層上盤の地形的凹み (piggyback basin) での堆積作用が促されたと考えられる。これは SY2 と SY3 の傾斜不整合にも現れている。その時期は SY3 の下位に狭在する凝灰岩のフィッシュトラック年代が 0.93Ma であることから、約 1.0Ma 以降と推定される。また、変位の累積に伴う千屋断層上盤側の丘陵化は、段丘面の分布からその変遷を知ることができる。変位の累積は、千屋丘陵の傾動隆起をもたらすことから、真昼山地から流下する諸河川的作用が妨げられ、断層運動による隆起が河川の侵食作用を上回ることによって、河川は流路の転向を余儀なくされた。このことは、高位面以下の地形面の分布からも明らかである。つまり、高位面は善知鳥川がかつて西流していたときに形成した段丘面で、その分布は天狗山 (標高 203m) 周辺に広がるのに対して、中位面は高位面の周辺を取り囲むように分布する (図 4.15)。この中位面の分布は、それまで千屋丘陵を横断して西流していた善知鳥川が、断層変位の累積に伴い顕在化した丘陵を避けるように水系を南北に二分したことを示す。北流する河川は一丈木付近に、南流する河川は丘陵と山地の間を流れ、現在の金沢東根付近に扇状地を形成したと考えられる。また、低位面は中位面を囲むように分布するが、特に千屋丘陵北部では丘陵上に広く発達することから (図 4.15)、千屋断層 (断層崖) は千屋丘陵中部から徐々に北方へと顕在化したと考えられる (図 6.6)。

このように千屋丘陵は約 2 Ma 以降、主に川口断層とその前面に形成された千屋断層および、

この2つの断層に伴う褶曲によって、形成・成長してきた丘陵である(図6.6)。川口断層とその上盤の褶曲帯は真昼山地やその西麓斜面の形成に大きく関与し、千屋断層は千屋丘陵やその構成層である千屋層(特にSY2以降)の形成に大きく関与したと考えられる。また、川口断層と千屋断層が担うすべり量が、千屋丘陵北部と中部で異なり、川口断層に関しては、千屋丘陵北部(運上野)ほど大きく、千屋断層はそれとは逆に丘陵中部(花岡)ほど大きいことが明らかとなった。すなわち、千屋断層というひとつの連続する断層面上であっても、その中央と端ではすべり量やすべり速度が一定ではないことが示された。またこのようなすべり量の変化は、地形発達に大きな影響を与えていることも示唆される。

6.3.2 真昼山地の隆起過程

真昼山地の隆起は、川舟断層と横手盆地東縁断層帯の活動に伴う隆起によって説明される。白田(1989)および中嶋ほか(2000)、Nakajima et al.(2005)は、吉沢川層や弥勒層堆積時(13~8Ma)後半には、和賀岳背斜・割倉山背斜の形成が始まり、千屋層堆積時(~3Ma)には、和賀岳背斜・割倉山背斜の本格的な成長と川舟断層の活動開始によって、すでに湯田盆地と横手盆地は隆起帯によって隔てられていたと推定している。さらに、Nakajima et al.(2005)は、中新統の層相解析およびフィッシュトラック年代測定の結果から湯田盆地の構造発達史と、真昼山地と和賀山地の隆起について議論している。それによると、真昼山地は東北地方の応力場が3Ma以降に東西圧縮へと変化することによって、初期には川舟断層のインバージョンテクトニクスによって隆起しはじめ、その後、東西圧縮応力場が強まると、川舟断層の活動は抑制され、逆に横手盆地東縁の逆断層帯が新たに動き始めることによってさらに隆起し始めたとした。

以下では、反射法地震探査データの得られなかった生保内断層、金沢断層についても、既存の地質資料から地質断面図を作成し、上記のバランス断面図と照らし合わせながら横手盆地東縁断層帯の構造発達と真昼山地の隆起について考察する。フォワードモデリングで使用した断層モデルは、浅層反射法地震探査とその後の構造地質学的解釈から決定した浅層部の断層構造、平田ほか(1999a)などで示された震源断層の形状、山地の地形や褶曲構造から推定した断層面の折れ曲がりや拘束条件として推定したものである(図6.7)。また、断層モデルの側方への連続はブーゲー重力異常の急変帯や褶曲軸の卓越方向とした。真昼山地西麓の逆断層のうち、川口断層・金沢断層・大森山断層は一連のブーゲー重力異常の急変部に一致する。このことから金沢断層、大森山断層の大局的な構造は川口断層に類似するものと予想される。この断層モデルに本章第2節で得られた断層面に沿ったすべり量を断層に与えて得られた隆起量分布を図6.8に示す。ここでは、弥勒層および相当層上面を、横手盆地東縁断層帯の活動に伴う真昼山地の隆起を考察する際の変位基準として用いた。

横手盆地東縁断層帯の運動に伴う真昼山地の隆起は、生保内境界断層と川口断層に沿って断層変位することにはじまると推定される。現在では、ほとんど活動を停止した断層であるが、これらの活動に伴って形成された沈降域は鮮新統の堆積域となった。その分布範囲からも当時の隆起域は現在の和賀岳・真昼岳を中心とする高まりであったと推定される。そして、白岩断層と太田断層は、浅層反射法地震探査の結果とバランス断面法の結果から、1896年陸羽地震の崖へと連続する断層が活動開始以来、継続的であることが導かれるため、白岩断層と太田断層上盤にあたる白岩岳周辺は後述の *thrust-front migration* 以前に隆起し始める。

その後、*thrust-front migration* によって、白岩断層と千屋断層へ主たる断層の活動域が移動する

ことによって横手盆地東縁には小沼丘陵や千屋丘陵が形成されることとなる。川口断層は小沼丘陵付近では撓曲変形として存在すると推定されるため、白岩断層への前進は、撓曲変形をもたらす地下の断層先端が延長する形で生じたと考えられる。一方、千屋断層は千屋丘陵全体を持ち上げるように、川口断層の下位から新たな断層が生じたと考えられる。

また、生保内断層も生保内境界断層から、現在の位置へと前進してきたと推定される。その形状は、定高性（やや東へ傾く）の丘陵を形成していることから、白岩断層や千屋断層と上盤側の丘陵との関係に類似しており、丘陵の幅に応じたデタッチメントが形成されている可能性は高い。また、生保内盆地では、生保内川を境界に北方では数条の断層が確認され、南方では、直線的な地表トレースをなす1本の断層となっている。また、このことから、生保内断層において、前縁へ形成される断層は単一ではなく、地下で複数に分岐しながら前進してきたと推定される。

以上のように、本断層帯で陸羽地震時に地表地震断層の生じた各断層は、いずれも前方へ新しい断層が形成される発達過程を経て成長した断層と考えられる。しかし、白岩断層と千屋断層に挟まれた太田断層には、白岩断層・千屋断層と同規模の断層の前進が起きたことを示す証拠はない。したがって、白岩断層と千屋断層は連続する断層面によって前進してきたのではなく、雁行する断層面が浅層部に形成されて前進してきたものと判断される。さらに、現在の川口断層は、太田断層として活動的であるのに対し、その両端である小沼丘陵南部や千屋丘陵北部では断層変位地形が連続せず、断層トレースが分岐して地表に出現し、それぞれ断層の変位量も場所によって大きく異なる。このようなことから太田断層は現在前縁断層の発達中であると考えられる。

一方、フォワードモデリングによって得られた最終的な真昼山地の隆起パターンと現在の真昼山地の概形は酷似し、現在では、断層活動に偏りが生じている断層帯ではあるが、横手盆地東縁

断層帯の活動の累積によって、真昼山地が形作られてきたことが明確となった。また、真昼山地内に分布する小起伏面は山地の隆起の過程で被った侵食作用によって形成された平坦面と考えられる。第4章で示したとおり、この小起伏面の縦断面図（図4.20）では、斉内川沿い、真昼川沿いにおいても真昼山地の形と調和的な隆起パターンを示していた。すなわち、断層モデルと小起伏面の両面から、真昼山地の概形が、横手盆地東縁断層帯の活動と深く関連していることが示される。このことは真昼山地の起伏が現在の地質構造と調和的な断層構造を推定することで説明可能なことを示唆し、逆をたどれば、山地の概形と地質構造から、地下深部の断層構造を想定することが可能であることを暗示している。その一方で1896年陸羽地震の地表地震断層は、山地の隆起量分布とは明らかに異なったパターンを呈していた（図6.8 (a)）。このことは陸羽地震の地表地震断層が前縁断層に沿ってのみ認められたことを考慮すると、現在では前縁断層付近を隆起させる運動へと変化したことを示唆する。

これまで変動地形、構造地質、反射法地震探査で明らかとなった結果から、本地域のアクティブ・テクトニクスに関して、地形・地質構造発達史的観点から考察・議論してきた。以下には、簡単ではあるが、*thrust-front migration* と断層の湾曲について考察を加える。

6.3.3 *thrust-front migration* と断層の湾曲

前述の通り、*thrust-front migration* という現象を支える地下の断層構造は、川口断層から水平なすべり面が形成されることに端を発する。典型的な *thrust-front migration* は白岩断層と千屋断層で生じた。2つの断層は、川口断層のトレースに比べ明らかに盆地側へ凸の弧状を呈している。このような湾曲は逆断層において広く認められる。また、その形状を日本の主要な逆断層帯を対象

に網羅的に計測すると、弧の張り出し量 (H) と弧の長さ (L) との関係 (H/L) は 0.2~0.3 の範疇に収まるという興味深い結果を得た (図 6.9)。ここでは、thrust-front migration が生じた状況を踏まえながら、断層トレースの湾曲について考察する。

白岩断層と千屋断層が川口断層から分岐あるいは伸張し、断層形状が ramp-flat となる深さを比較すると、各反射断面とその解釈図の読み取りから白岩断層で深度 500 m、千屋断層で深度 1200 m と異なる。しかし、デタッチメントから立ち上がる断層面の角度は、デタッチメントの深さとは無関係に、共通して (それほどの大差はなく) 30° 前後である。また、デタッチメントの水平距離は白岩断層で約 1.5 km、千屋断層で約 4 km である。川口断層が南北約 25km にわたる断層であるのに対して、thrust-front migration は南北約 5km の白岩断層と南北約 12 km の千屋断層の 2 つの断層に分かれて生じている。これらの値から両断層は「デタッチメントの深さ」と「デタッチメントの水平距離」、「地表トレースの長さ」の比がおおよそ 1 : 3 : 10 の相似形をなしていることが分かる。

この特徴から、thrust-front migration には、デタッチメントの形成された深さに依存した空間的な限界が存在することを予想させる。すなわち、横手盆地において地下 1 km 程に発生したデタッチメントによって逆断層が数 10 km も離れた場所へ前進する可能性は低い。また、いずれの断層も、デタッチメントの形成された層準は弥勒層もしくは吉沢川層であり、続く断層の前進も、これらの層理面に沿って生じている。弥勒層や吉沢川層は、黒色泥岩や硬質泥岩からなり、下位層に比べ、相対的に延性の高い地層である。このことから地層内の物性的な不均質性が断層の分岐・前進に大きく影響していることが伺える。Rodger and Rize (1981) のモデル実験からも指摘されるように、地層内の物性的な不均質性に加えて、断層面の形状やそれに起因して変化する断

層上盤の荷重、断層面にかかる力が、その後の断層面の形成・成長に作用している可能性が指摘されよう。

また、千屋丘陵北部と中部の反射断面図を比較し詳細に検討すると、千屋断層のデタッチメントの形成された層準は異なるが、その深さはほぼ同じか、北部でやや浅くなる程度である。中部では、地表の断層変位が最大となるなど、断層面に沿ったすべりが大きく、前述の通り、デタッチメントの層準は弥勒層泥岩部に一致する。したがって、デタッチメントはこの泥岩層で選択的に形成された可能性が高く、その破断が南北方向に波及したと考えられる。すなわち、千屋断層は単純な東傾斜の断層ではなく、デタッチメントや断層面の折れ曲がりを伴うなど、地下においても複雑な断層形態を持ち、それは空間的に変化していると考えられる。また、こうした断層面の走向方向への変化が、活断層や地表地震断層の湾曲として現れている。以上の考察から、逆断層の湾曲を規制する要因として、断層面の走向方向に対する波状構造が挙げられる。また、すべり面の深さに依存して断層面の側方への広がりには限界があるとする、波状構造の波長中央がどれくらいの深さですべり面を形成しているのかによって逆断層の弧の長さが決定するのではないだろうか。逆断層は伏在する場合も多く、逆断層の湾曲を説明するには、まだまだ議論する必要がある。しかし、その研究成果は、逆断層の幾何学的形状と断層破壊現象の解明に繋がり、将来の地震規模予測にも大いに役立つ指標を提供できると考える。

表6.1 断層面の傾斜とフィッショントラック年代から推定した平均変位速度.
 Table 6.1 Average slip rate based on the fault geometry and fission-track data.

	Coseismic vertical displacement (m)	Dip of fault plain	Horizontal slip rate (mm/yr)	Vertical slip rate (mm/yr)	Net slip rate (mm/yr)
Shiraiwa fault	1.5	25°E	0.78-0.89	0.38-0.43	0.88-1.00
Ota fault	2	40°E	0.60-0.68	0.50-0.57	0.78-0.89
Senya fault	3	35°E	1.07-1.22	0.75-0.86	1.31-1.49

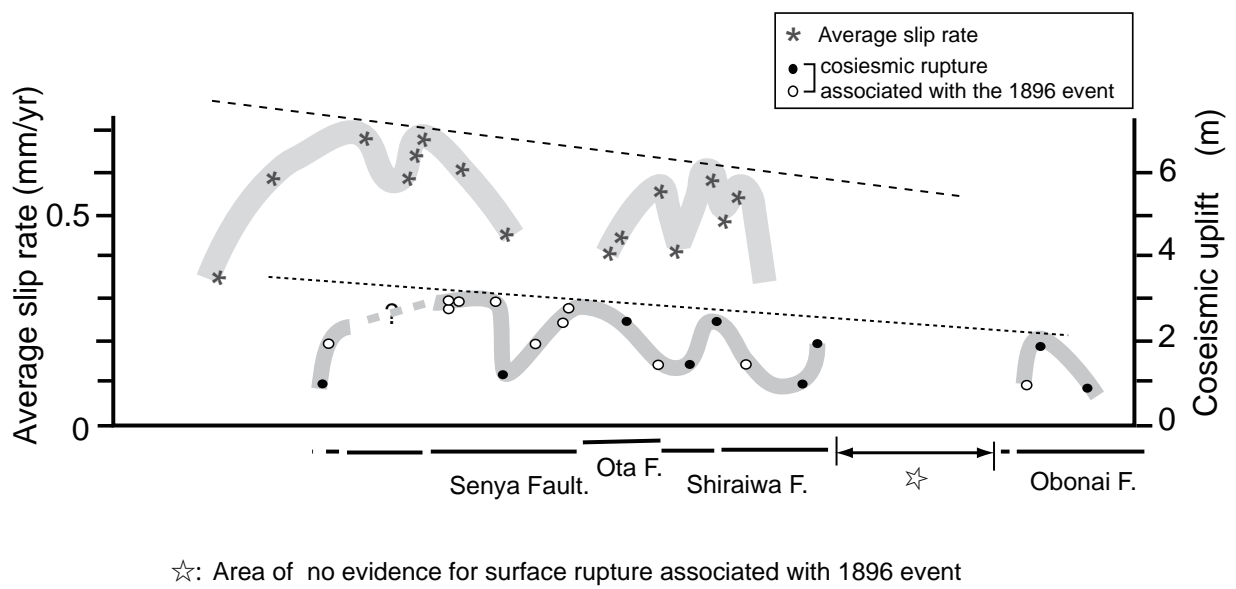


図 6.1 地表地震断層の平均変位速度分布と上下変位量分布 (今泉, 1992)

Fig 6.1 Avelage slip rate and height of the coseismic surface rupture 1896 event (after Imaizumi, 1992).

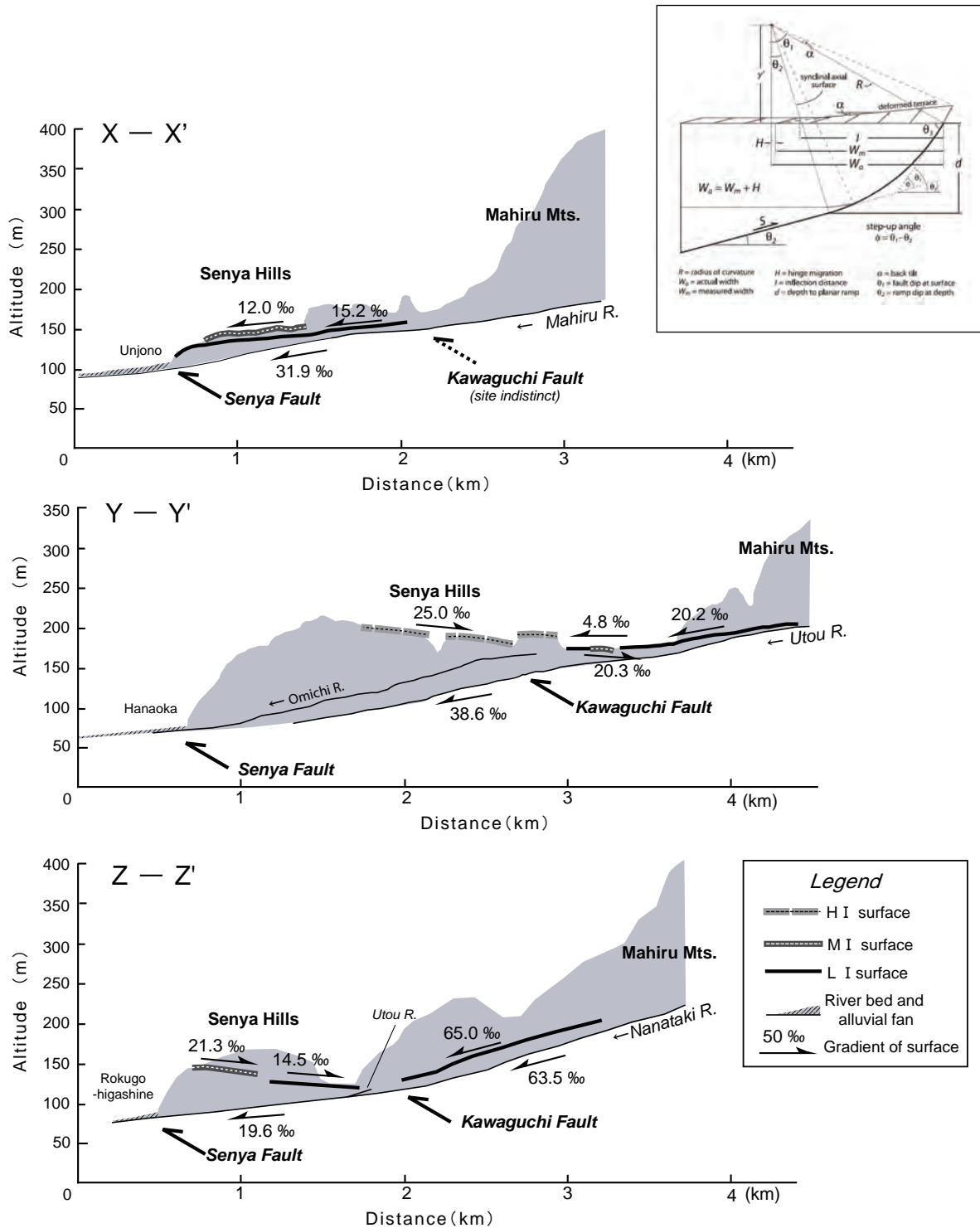


図6.2 千屋丘陵における地形断面図。

右上図は、段丘面の変形からリトリック断層の形状・すべり量を推定する方法 (Amos et al,2007より引用)。地形断面図の位置は図4.15に示す。図中の値は各地形面の傾斜を、矢印はその方向を示す。

Fig.6.2 Topographic profile of river terraces and river bed across the Senya Hills.

Right side figure shows geometric elements used in calculating fault slip, ramp dip, and depth of listric faulting from deformed terraces surfaces. Gradient of each terrace is shown as value with arrows. Locations of profiles are shown in Fig.4.15.

Shiraiwa fault
Kotaki2005 Seismic line

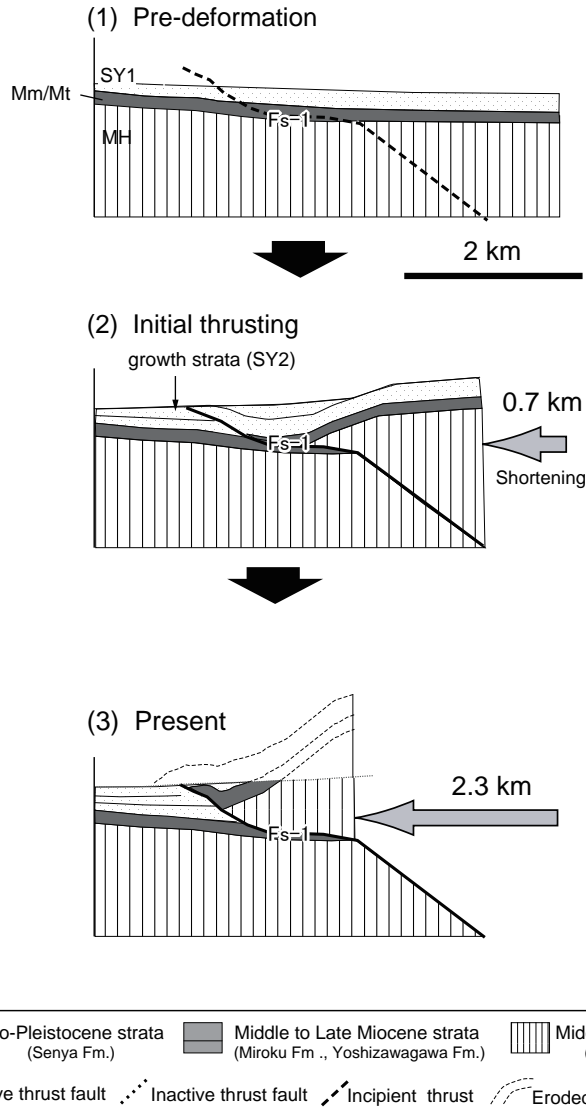


図6.3 白岩断層を横断するバランス断面図。
反射断面とボーリング資料、地質調査に基づいて得られた地質断面図を復元した。実線は活断層、点線は活動が停止した活断層、破線は活動前の断層を示す。地層に付けられた略号は図4.11を、各断層に付けられた略号は図5.1を参照。

Fig.6.3 Balanced cross-section across the Shiraiwa fault based on the borehole, seismic and surface data.

Solid line: active fault, dotted line: inactive fault and dashed line: incipient fault. Abbreviations about geology and fault on sections are shown in Fig.4.11, Fig.5.1, respectively.

Ota fault
Kawaguchi2003 Seismic line

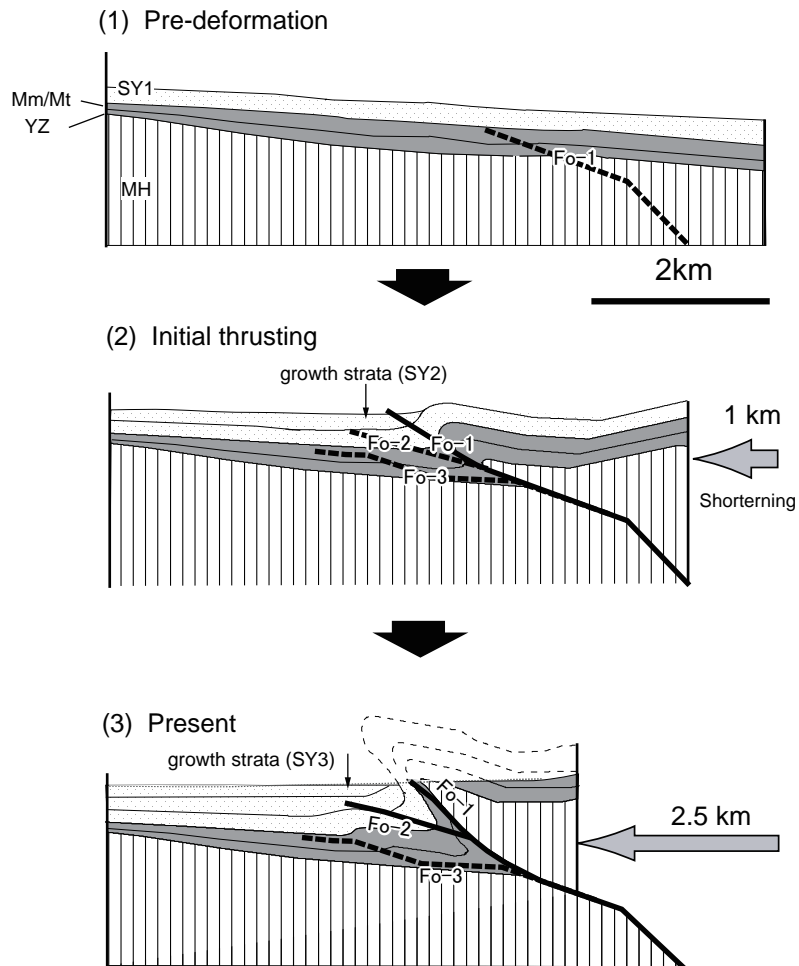


図6.4 太田断層を横断するバランス断面図。

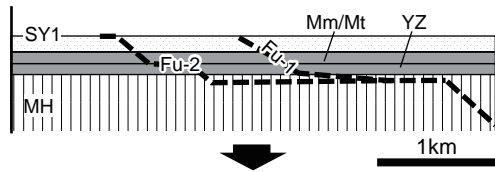
凡例は図6.3を参照。地層に付けられた略号は図4.11を、各断層に付けられた略号は図5.2を参照。

Fig.6.4 Balanced cross-section across the Ota fault based on the borehole, seismic and surface data.

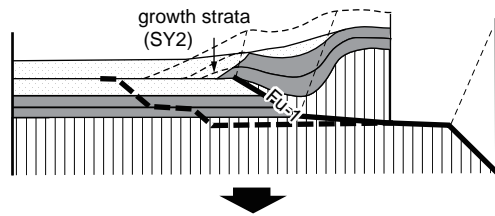
Legends are shown in Fig.6.3. Abbreviations about geology and fault on sections are shown in Fig.4.11, Fig.5.2, respectively.

A. Northern part of the Senya Hills
Unjono2004 Seismic line

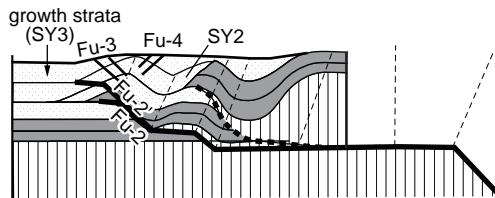
(1) Pre-deformation (1.8~2.3Ma)



(2) Initial thrusting (~0.6Ma)

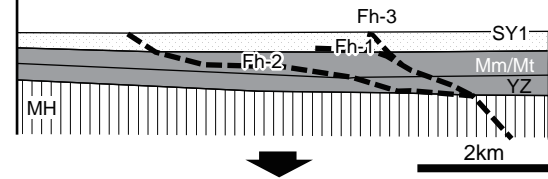


(3) Thrust-front migration (~0.1Ma)

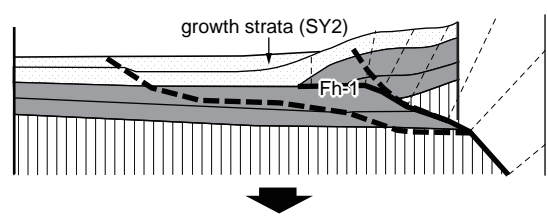


B. Central part of the Senya Hills
Senya96 Seismic line

(1) Pre-deformation (2.0~2.6Ma)



(2) Initial thrusting (~1.6Ma)



(3) Thrust-front migration (~0.35Ma)

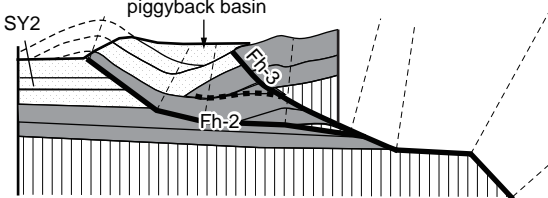


図6.5 千屋断層を横断するバランス断面図。

凡例は図6.3を参照。地層に付けられた略号は図4.15を、各断層に付けられた略号は図5.3および図5.4を参照。

Fig.6.5 Balanced cross-section across the Senya fault based on the borehole, seismic and surface data. Legends are shown in Fig.6.3. Abbreviations about geology and fault on sections are shown in Fig.4.15, Fig.5.3 and Fig.5.4, respectively.

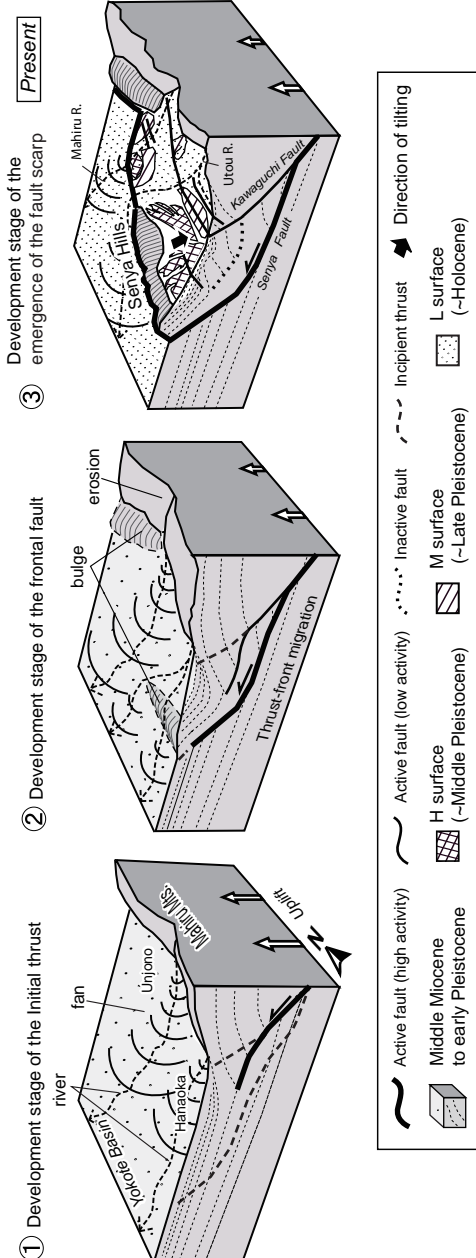
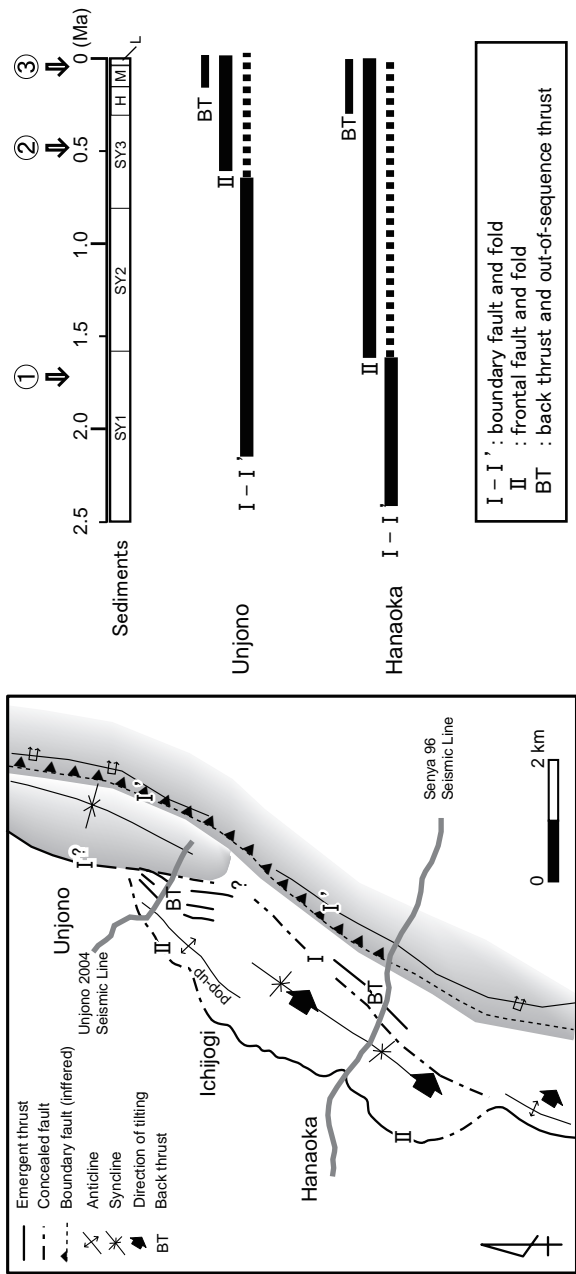


図6.6 千屋丘陵の活構造分布とその変遷
 上図は活構造の変遷を示す概念図。①、②、③の時代区分は第6章を参照。下図は、簡略化した千屋丘陵の活構造図を示す。
 Fig.6.6 Distribution of tectonic structures and their history in and around the Senya Hills.
 Above positioned the imaginary diagram ①, ② and ③ indicating the tectonic evolution of the area. Bottom positioned simplified tectonic map.

Present Topography (Fig. 4.20)

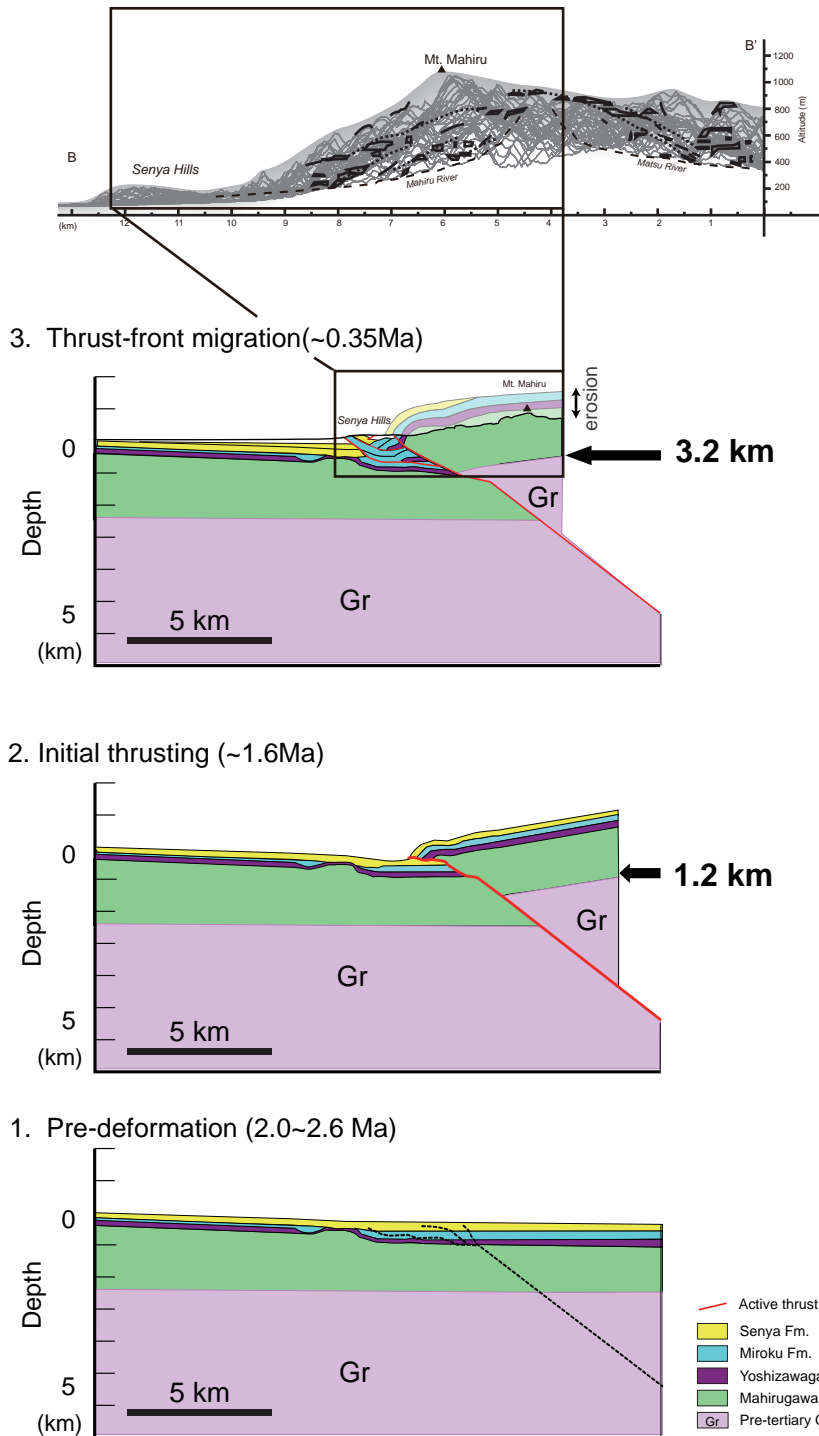


図 6.7 千屋丘陵～真昼山地に至る地形断面 (図 4.20) とバランス断面図 (1.~3. ; 図 6.8 (C) 断面). バランス断面図の作成については図 2.9 による.

Fig. 6.7 Longitudinal profile (Fig. 4.20) and balanced cross-sections (1.~3. ; Fig. 6.8 (C)) across the Senya Hills and Mahiru Mountains. Methodology of the balanced cross-section is shown in Fig.2.9.

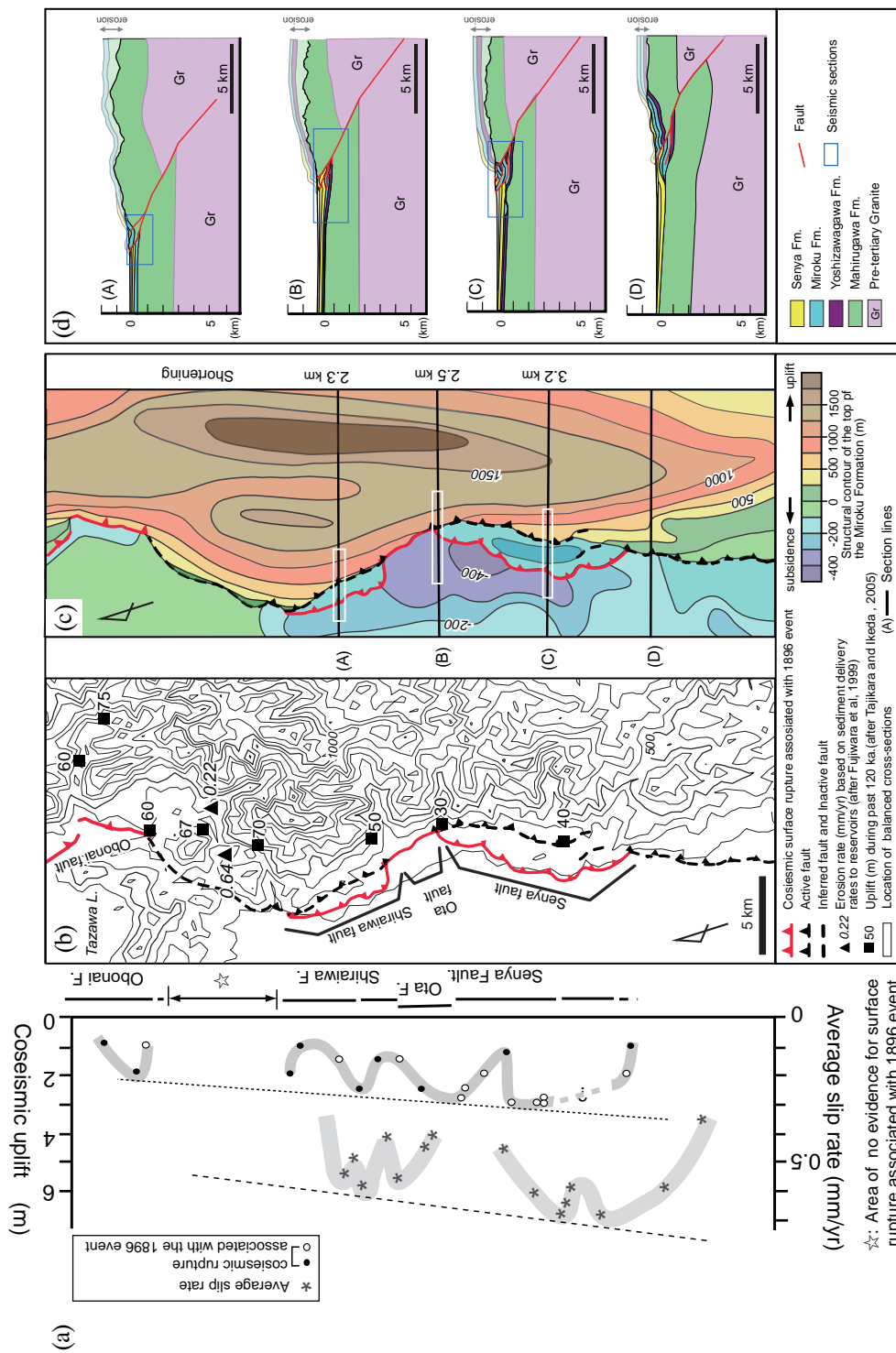


図 6.8 横手盆地東縁断層帯に沿った地殻変動量分布。
 (a) 1896年陸羽地震時の上下変位量と第四紀後期における平均変位速度分布。
 (b) 地形概要図。
 (c) 弥勒層上面の変形量を示す等値線図。
 (d) 真昼山地を横断するバランス断面図。
 Fig. 6.8 (a) Along-strike distribution of the amounts of coseismic uplift associated with A.D. 1896 earthquake and vertical component of average slip rate during the late Quaternary along the EYBFZ. (b) Topographic contour map of the study area. (c) Structural contour map of the top of the Miroku Formation. (d) Balanced cross-sections across the Mahiru Mountains based on geologic mapping and seismic sections.

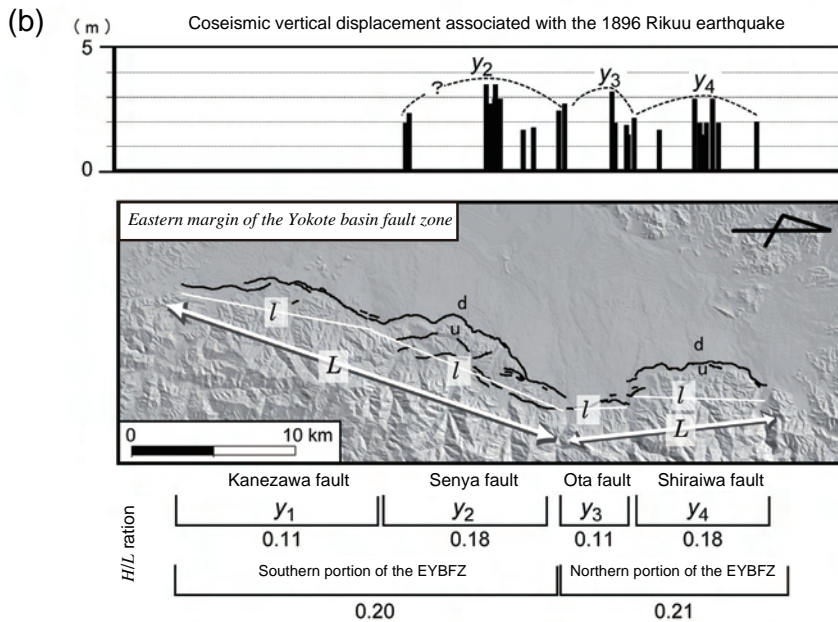
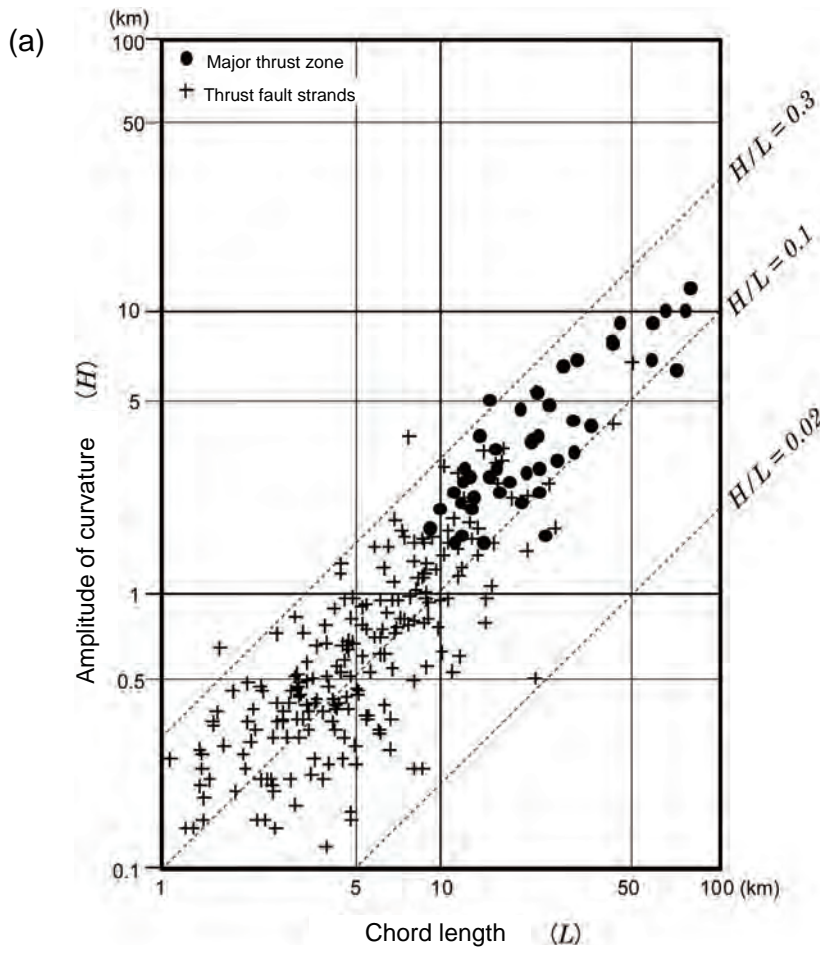


図 6.9 逆断層の湾曲率.

(a) 日本の主要な逆断帯にみる逆断層の湾曲率. (b) 横手盆地東縁断層帯の例.

Fig. 6.9 Curvature on thrust fault traces.

(a) Plot of amplitude versus chord length of the major thrust fault in Japan. (b) Example of the Eastern margin of the Yokote basin fault zone

第7章 結論

7.1 まとめ

本研究では、変動地形学的手法、地質学・構造地質学的手法、反射法地震探査の総合的な調査研究に基づき、奥羽脊梁山脈西麓の代表的な逆断層帯である横手盆地東縁断層帯のアクティブ・テクトニクスとその形成過程を詳細に明らかにした。その結果は以下のように要約される。

- 1) 横手盆地東縁断層帯は生保内断層、白岩断層、太田断層、千屋断層などから構成される活断層帯であり、1896年陸羽地震の時活動した典型的な逆断層である。生保内断層は東上がりの逆断層で、生保内川以北では、北北西方向に延びる3条の断層からなり、南部では山麓に沿って直線的に延びる一条の断層からなる。盆地東縁の山地にみられる地形境界は、真昼川層と田沢層の境界をなす断層構造に一致し、この断層は、抱返り峡谷へと連続する。

白岩断層は小沼丘陵西縁を限る東傾斜の逆断層である。断層上盤側での逆傾斜や背斜状の高まりなどの発達は小規模で、山地・丘陵の地形境界は必ずしも明瞭ではない。一方、川口断層は白岩断層上盤において撓曲構造として存在する。太田断層は、東傾斜の逆断層で、山地と盆地を直接隔てる活断層である。陸羽地震時の崖線は、川口川を挟んで西に1km弱ステップする。太田断層西方約1kmには、沖積面上に伏在断層に伴う撓曲変形が認められる。千屋断層は千屋丘陵西縁に沿って認められる東傾斜の逆断層である。丘陵北部では撓曲崖と断層上盤の短波長の変形が顕著である。丘陵中部では、断層上盤に分布する高位から低位までの段丘面がいずれも東へ傾動（逆傾斜）する。

- 2) 地表地質調査結果と白岩断層・太田断層・千屋断層を横断する反射法地震探査の結果から次のことが分かった。千屋丘陵の主体をなす千屋層は傾斜不整合や岩相の違いから、上部層 (SY3)、中部層 (SY2)、下部層 (SY1) に3分される。このうちSY1は川口断層の活動に先立つ堆積層で、SY2は川口断層の活動に伴ってその前縁に発達した growth strata である。SY3は千屋断層の活動に伴って、千屋丘陵中部では主として千屋断層背後側 (piggyback basin) に堆積するが、千屋丘陵北部では断層前面 (横手盆地側) に発達する growth strata である。また、白岩・太田地域において、SY2とSY3は白岩断層・太田断層前面に発達する growth strata である。白岩断層は、1896年陸羽地震の地表地震断層から東へ 25° の傾斜をもって深部へ続く断層で、ramp-flat-rampの形状を持つ。また、その下盤には、東傾斜の逆断層が推定される。太田断層は陸羽地震時の地表地震断層崖から東へ約 $30\sim 40^{\circ}$ の傾斜をもって地下深部へ続き、断層下盤側には低角な2枚の逆断層が推定される。千屋丘陵北部における千屋断層は地下に伏在しており、断層上盤には、千屋断層から上下方向に雁行する断層が派生している。1996年の反射法地震探査 (佐藤・平田, 1998) で明らかとなった丘陵中部の千屋断層の構造は flat-ramp を伴う emergent thrust である。
- 3) バランス断面法を用いて、各断層に沿ったすべり量を求めると2~3 kmであるが、北部に向かつてすべり量がやや小さくなることが分かった。すべり量と各断層の growth strata の年代から推定される 10^6 年スケールでのすべり速度は白岩断層で1.64 mm/yr、太田断層で1.78 mm/yr、千屋断層で1.25 mm/yrとなり、 10^4 年スケールから求められるすべり速度と比較すると、 10^6 年スケールの変位量が大きい白岩断層や太田断層では、断層活動の初期には比較

的山地の隆起を主体とする断層活動であったことが予想される。

- 4) 横手盆地東縁断層帯の活動開始に伴う山地の隆起は、生保内境界断層と川口断層活動によってはじまったと考えられる。この活動に伴って形成された沈降域は鮮新統の堆積域と一致すると判断されることから、相対する隆起域は現在の和賀岳・真昼岳を中心とする高まりであったと推定される。その後、横手盆地東縁では **thrust-front migration** によって、白岩断層と千屋断層へ主たる断層の活動域が移動し、小沼丘陵や千屋丘陵が形成された。1896年の陸羽地震の地表地震断層は、この前縁断層に沿って生じた。このように、本断層帯で陸羽地震時に地表地震断層の生じた各断層は、いずれも前方へ新しい断層が形成される発達過程を経て成長した断層と考えられる。しかし、白岩断層と千屋断層に挟まれた太田断層には、白岩断層・千屋断層と同規模の断層の前進が起きたことを示す証拠はない。したがって、白岩断層と千屋断層は連続する断層面によって前進してきたのではなく、雁行する断層面が浅層部に形成されて前進してきたものと判断される。

- 5) 白岩断層と千屋断層は **thrust-front migration** によって新たに形成された断層である。川口断層から延びるデタッチメントの深さはそれぞれ深度 500 m、深度 1200 m と異なる。しかし、デタッチメントから立ち上がる断層面の角度は、デタッチメントの深さとは無関係に、共通して 30° 前後である。「デタッチメントの深さ」と「デタッチメントの水平距離」、「地表トレースの長さ」の比がおおよそ一定の値を示すことから、**thrust-front migration** には、デタッチメントの形成された深さに依存した空間的な限界が存在すると考えられる。

さらに、白岩断層・千屋断層のデタッチメントや太田断層の低角断層の形成された層準は弥勒層もしくは吉沢川層であり、白岩断層・千屋断層では続く断層の前進も、これらの層理面に沿って生じている。弥勒層や吉沢川層は、黒色泥岩や硬質泥岩からなり、下位層に比べ、相対的に延性の高い地層であることから地層内の物性的な不均質性が断層の分岐・前進に大きく影響していると考えられる。

- 6) 白岩断層・千屋断層は盆地側へ凸の弧状を呈す。本断層帯を含め、日本の多くの逆断層では、こうした逆断層の湾曲が認められ、弧の張り出し量 (H) と弧の長さ (L) との関係 (H/L) は $0.2\sim 0.3$ の範疇に収まる。千屋丘陵北部と中部の反射断面図を比較し、地下構造とあわせて検討すると、千屋断層のデタッチメントの形成された層準は異なるが、その深さはほぼ同じか、北部でやや浅くなる程度であった。また断層面の傾斜は北部ほど高角で、主断層の伏在あわせて深度方向に雁行する断層が存在することが分かった。中部では、デタッチメントの層準は弥勒層泥岩部に一致することから、この泥岩層で選択的に形成された可能性が高く、その破断が南北方向に波及したと考えられる。すなわち、千屋断層はデタッチメントや断層面の折れ曲がりを伴うなど、地下においても複雑な断層形態を持ち、その断層面の走向方向への変化が、活断層や地表地震断層の湾曲として現れていると考えられる。
- 7) 真昼山地の斉内川・真昼川沿いに発達する高位小起伏面の縦断面は、現在の山地高度分布と調和的であり、真昼山地の隆起パターンを反映している。真昼山地の隆起・起伏は、横手盆地東縁断層帯の深部構造を反映し、地表地震断層は前縁断層の構造を反映する。真昼山地

の隆起パターンと現在の真昼山地の概形は酷似し、現在では、断層活動に偏りが生じている断層帯ではあるが、横手盆地東縁断層帯の活動の累積によって、真昼山地が形作られてきたことが明確となった。

7.2 今後の課題

本研究では、横手盆地東縁断層帯アクティブ・テクトニクスを変動地形・断層構造、構造発達史という視点で検討してきた。その結果、地表から地下深部に至る断層構造とその空間的な広がり、地形形成史や構造発達史を明らかにする過程で捉えることが可能であることを示した。しかし、本研究で用いた断層モデルには多くの仮定が存在する。また、真昼山地の隆起量の評価に関わる問題として、山地の開析や侵食による影響が挙げられるが、本研究ではその検討が未だ不十分である。こうした課題を解決し、より現実的な断層モデルを構築するために、今後も地形・地質学的データはもちろんのこと、微小地震データや GPS データなど多方面からのデータを補い、断層モデルの向上に努めたい。

一方、横手盆地東縁断層帯の複雑な断層トレースは、地下数 km から地表に向かって派生した断層先端部を表現し、真昼山地の起伏は深部を含めた断層構造の側方・深度方向への変化を反映していると考えられる。こうした断層構造の変化は、横手盆地東縁断層帯に共役的な川舟断層、北上低地西縁断層帯の活動と関係していると予想される。これらの逆断層はインバージョンテクトニクスを背景とする。したがって、この地域のテクトニクスを断層の発生から理解するためには、本断層帯が形成される以前にこの地域を支配していた川舟断層や北上低地西縁断層帯テクトニクスを取り入れた調査研究が必要である。また岩石の物性値を含めどのような地質条件下で断

層が発生・成長したのかを明確にすることが重要である。本地域は、島弧-海溝系の最も典型的な地形配置がみられる地域であるため、この地域での断層の発達過程と地形起伏形成過程について地表から地下までを統一的に解明することは、東北日本弧のテクトニクスと活断層または内陸地震との関係を明確にする上でも重要であると考えられる。

そして、地表地震断層は、地震発生層中の震源断層が地表に現れたものであるから、断層帯の中でも危険度の高い活断層である。そして、近い将来、この場所に地震に伴ったずれが生じる可能性は高く、地表地震断層となりうるような活断層を認定していくことが地震防災上、重要であると考えられる。そうした場合、逆断層の地震発生層から地表までの構造を解明していく必要があるが、地震の確かな証拠である地震断層（活断層）と地震を結びつける過程には、浅層部の構造をいかに精度良く把握できるかが鍵となると考える。また、本研究で示唆されるように、逆断層の成長・発達過程には、応力場の変換や、それ以前に形成されていた地質構造に規制された部分がある、したがって、将来 10 万年間という活断層の活動性評価においても、その断層の歴史やなぜそこに生じたのかという課題を見据えた、すなわち、時空間を広げた議論が重要と考えられる。

引用文献

A

秋田県（1998）平成9年度地震関係基礎調査交付金横手盆地東縁断層帯に関する調査成果報告書，173p.

秋田県（1999）平成10年度地震関係基礎調査交付金横手盆地東縁断層帯に関する調査成果報告書，387 p.

天野一男・佐藤比呂志（1989）東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス．地質学論集，32，81-96.

浅野陽一・海野徳仁・中村綾子・岡田知己・堀修一郎・河野俊夫・仁田交市・佐藤俊也・長谷川昭・小菅正裕・長谷見晶子（1999）奥羽脊梁山地およびその周辺域における地震波散乱体分布，月刊地球，号外，27，33-38.

C

趙 大鵬・中島淳一・長谷川昭（1999）東北地方の3次元地震波速度構造と地震・火山活動，月刊地球，号外，27，14-21.

D

第四紀地殻変動研究グループ（1968）第四紀地殻変動図，第四紀研究，7，182-187.

土井宣夫・菅野康隆・東野桂一・越谷 信・矢内桂三（1997）秋田駒ヶ岳起源の先達川岩屑なだれ堆積物について（演旨），地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，807-807.

F

藤原健蔵（1954）横手盆地東縁北半部の地形－断層崖下にみられる運動－，東北地理，7，63-69.

藤原 治・三箇智二・大森博雄（1999）日本列島における侵食速度の分布．サイク

ル機構技報, 5, 85-93.

福井英一郎 (1928) 横手盆地の地形学的並びに気候学的研究, 地理学評論, 3, 15-45.

H

長谷川昭・平田 直 (1999) 総論: 東北日本トランセクトー島弧変形と地殻活動ー,
月刊地球, 号外, 27, 5-13.

長谷川武司・堀修一郎・長谷川昭・笠原敬司・堀内茂木・小山順二 (1974) 1970 年
秋田県南東部の地震の発震機構, 地震, 第 2 輯, 27, 302-312.

長谷川昭・笠原敬司・長谷川武司・堀修一郎 (1975) 1970 年秋田県南東部地震の発
震機構 (その 2), 地震, 第 2 輯, 28, 141-151.

長谷見晶子・下山みお・堀修一郎・長谷川昭・坂 守 (1999) 秋田県南部を通過し
た爆破地震動波形にみられる地殻構造の特徴, 月刊地球, 号外, 27, 61-64.

平野信一 (1984) 千屋断層系に沿う地震発生時期の推定, 地理学評論, 57, 173-185.

平田 直・萩原弘子・松原 誠・佐藤比呂志 (1999a) 東北合同観測データによる
東北日本弧地殻の 3 次元速度構造と地殻活動, 月刊地球, 号外, 27, 22-27.

平田 直・佐藤比呂志・岩崎貴哉・蔵下英司 (1999b) 反射法地震探査からみた奥
羽脊梁山地の地殻構造, 月刊地球, 号外, 27, 39-43.

I

池田安隆 (1998) 日本列島における完新世活断層の活動性評価に関する研究, 平成
7~9 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (A)) 研究成果報告書 (研究代表者 池
田安隆), 244p.

池田安隆・米倉伸之 (1979) SanFernando 地震の断層モデルー断層面の折れまがり
とその地学的意味, 地震, 第 2 輯, 32, 477-488.

池田安隆・島崎邦彦・山崎晴雄 (1996) 「活断層とは何か」, 東京大学出版会, 240p.

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 「第
四紀逆断層アトラス」, 東京大学出版会, 254p.

- 今泉俊文（1992）活断層の長さについて-横手盆地東縁断層帯を例に-, 月刊地球, 号外, 5, 98-101.
- 今泉俊文（1999）活断層の分布からみた東北地方の地形起伏-いくつかの疑問, 月刊地球, 号外, 27, 113-117.
- 今泉俊文・平野信一・松田時彦（1989a）千屋断層のボーリング調査—断層線の湾曲を説明する断層面の形態—. 活断層研究, 7, 32-42.
- 今泉俊文・宮内崇裕・鈴木毅彦・平野信一・松田時彦（1989b）1988年千屋断層・（一丈木南地区）トレンチ調査, 活断層研究, 6, 87-92.
- 今泉俊文・宮内崇裕・吉岡敏和・鈴木毅彦・松田時彦・鈴木康弘・早川唯弘・桜井一賀・柏木修一・東郷正美・山口伸弥・深沢 浩・大杉芳明・熊沢秀晃（1989c）1985年千屋断層（花岡地区）トレンチ調査, 活断層研究, 6, 81-86.
- 今泉俊文・佐藤比呂志・池田安隆・酒井隆太郎・米田茂夫・久保田裕史（1997）千屋断層・花岡でのボーリング調査-断層形態とスリップレート-, 日本第四紀学会予稿集, 27, 84-85.
- 今泉俊文・佐藤比呂志（2005）東北地方の活断層研究の諸問題, 第四紀研究, 44, 217-227.
- 今泉俊文・楮原京子・大槻憲四郎・三輪敦志・小坂英輝・野原 壯（2006）秋田県・千屋断層の陸羽地震断層露頭, 活断層研究, 26, 71-77.
- 今村明恒（1913）明治二十九年ノ陸羽地震, 震災予防調査会報告, 77, 1-30.
- 今村明恒（1915）大正3年秋田県仙北郡大地震調査報文. 震災予防調査会報告, 82, 1-32.
- 伊藤谷生・佐藤比呂志・井川 猛（1998）反射法地震探査の発展と構造地質学の新たな展望, 地質学論集, 50, 177-192.
- 岩崎貴哉・加藤 亘・海野徳仁・岡田知己・関根秀太郎・武田哲也・田代勝也・長谷見晶子・松島 健・溝上智子・宮下 芳・宮町宏樹・森谷武男（1999）1997

年東北日本横断地殻構造探査, 月刊地球, 号外, 27, 48-55.

J

地震調査研究推進本部 (2005) 横手盆地東縁断層帯の長期評価について,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_yokote/index.htm.

K

貝塚爽平 (1969) 変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変化の中で—, 科学,
39, 11-19.

貝塚爽平 (1972) 島弧系の大地形とプレートテクトニクス, 科学, 42, 673-581.

貝塚爽平 (1987) 関東の第四紀地殻変動, 地学雑誌, 96, 51-68.

貝塚爽平・森山昭雄 (1969) 相模川沖積低地の地形と沖積層, 地理学評論, 42, 85-105.

楮原京子・今泉俊文・越後智雄・宮内崇裕・越谷 信・野田 賢・加藤 一・戸田 茂・石山
達也・佐藤比呂志・岡田真介・神田聡史・神谷直音・森下信人・高橋就一・橋森公
亮・清水聡子・山崎航太・小池太郎・井川 猛 (2006a) 横手盆地東縁断層帯・白
岩断層を横断する浅層反射法地震探査 (2005 年): データ取得と処理について,
東京大学地震研究所彙報, 81, 129-138.

楮原京子・今泉俊文・宮内崇裕・佐藤比呂志・内田拓馬・越後智雄・石山達也・松
多信尚・岡田真介・池田安隆・戸田 茂・越谷 信・野田 賢・加藤 一・野田
克也・三輪敦志・黒澤英樹・小坂英輝・野原 壯 (2006b) 横手盆地東縁断層帯・
千屋断層の形成過程と千屋丘陵の活構造, 地学雑誌, 115, 691-714.

楮原京子・今泉俊文・佐藤比呂志・宮内崇裕・越後智雄・松多信尚・石山達也・越谷 信・
野田 賢・加藤 一・内田拓馬・宇野知樹・森泉俊行・小田 晋・神田聡史・森下信
人・水本匡起・梅津洋輔・小林 勉・氷高草多・野田克也・井川 猛 (2006c) 横手盆
地東縁断層帯・千屋断層 (運上野) を横断する浅層反射法地震探査 (2004 年):
データ取得と処理について, 東京大学地震研究所彙報, 81, 119-128.

楮原京子・内田拓馬・宮内崇裕・今泉俊文・佐藤比呂志・越後智雄・池田安隆・越谷 信・

- 野田 賢・松多信尚・石山達也・戸田 茂・加藤 一・岡田真介・加藤直子・荻野スミ子・木村治夫・渡邊勇二・宇野知樹・田中 環・小島 淳・市川史大・小畑一馬・乗田康之・今村朋裕・野田克也・井川 猛 (2006d), 横手盆地東縁断層帯・太田断層を横断する浅層反射法地震探査 (2003年): データ取得と処理について, 東京大学地震研究所彙報, 81, 107-117.
- 垣見俊弘・衣笠善博 (1971) 1970年秋田県南部地震, 地質ニュース, 198, 1-10.
- 金子史郎 (1972) 「地形図説 2」古今書院, 229p.
- 活断層研究会編 (1980) 「日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) 「新編日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 437p.
- 金鉱物探鉱促進事業団 (1971) 昭和 44 年度精密調査報告書, 和賀雄物地域, 91p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1972) 昭和 45 年度精密調査報告書, 和賀雄物地域, 99p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1973) 昭和 46 年度精密調査報告書, 和賀雄物地域, 125p.
- 金属鉱業事業団 (1974) 昭和 47 年度精密調査報告書, 和賀雄物地域, 138p.
- 金属鉱業事業団 (1975) 昭和 48 年度精密調査報告書, 和賀雄物地域, 100p.
- 北村 信編 (1986) 「新生代東北本州弧地質資料集」第 1 巻～第 3 巻, 宝文堂.
- 小松原啄・栗田泰夫 (2001) 1970 年秋田県南東部地震前後の上下地殻変動データの解析—地震発生層基底面における先行すべりの 1 証拠—. 地震, 第 2 輯, 54, 33-44.
- 小菅正裕 (1999) 地殻内地震から見た東北日本の応力配置, 月刊地球, 号外, 27, 107-112.
- 楠瀬勤一郎・平澤朋朗 (1977) 1970 年秋田県南東部地震の余震の発生様式について, 地震, 第 2 輯, 30, 295-306.

M

- 町田 洋・新井房夫編 (2003) 「新編火山灰アトラス」, 東京大学出版会, 360p.

松田時彦（1992）活断層の活動予測，地学雑誌，101（6），442-452.

松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文（1980）1896年陸羽地震の地震断層，地震研究所彙報，55，795-855.

宮内崇裕・今泉俊文・原口 強・阿部真郎・八木浩司・稲庭智子（1997）1896年陸羽地震断層中部（太田断層）の露頭とその3次元表現，活断層研究，16，1-6.

N

中川久夫・石田琢二・大池昭二・小野寺信吾・七崎 修・松山 力（1971）北上線沿線の段丘群，東北大地質古生物研報，71，47-59.

中嶋 健・檀原 徹・鎮西清高（2000）岩手県湯田盆地の堆積盆発達史—新生代後期における奥羽山脈中軸部の地質構造発達史に関連して—，地質学雑誌，106，93-111.

O

大橋良一（1915）大正3年ノ秋田地震ニ就テ，震災予防調査会報告，82，37-42.

小川康雄・三品正明（1999）MT法による奥羽脊梁山地の地殻構造探査，月刊地球，号外，27，88-93.

岡田篤正・中村一明（1972）奥羽山脈内・秋田県平鹿郡山内村三又における堆積段丘の形成年代—日本の第四紀層の14C年代（80）—，地球科学，26，263-264.

大森博雄（1990）四国山地の第四紀地殻変動と地形，米倉伸之，岡田篤正，森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」，古今書院，60-86.

大沢 穠・須田芳朗（1980）20万分の1地質図「秋田及び男鹿」，地質調査所.

大沢 穠・広島俊男・駒澤正夫・須田芳朗，1988，20万分の1地質図「新庄及び酒田」，地質調査所.

大塚弥之助（1938）明治29年陸羽地震川舟断層の現況その他，地震，第1輯，10，469-476.

大手開発株式会社（1995）田沢湖町温泉探査業務報告書，61p.

S

産業技術総合研究所地質調査総合センター（2004），「日本重力 CD-ROM 第2版」.

佐藤比呂志（1992）東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス，地質調査所月報，
43，119-139.

佐藤比呂志（1996a）東京大学地震研究所に導入された反射法地震探査システム，
活断層研究，15，100-105.

佐藤比呂志（1996b）日本列島のインバージョンテクトニクス，活断層研究，15，
128-132.

佐藤比呂志（2005）島弧としての東北日本，小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城
豊彦編「日本の地形3 東北」，東京大学出版会，2-19.

佐藤比呂志・平田 直（1998）活断層の深部構造と日本列島の成立，科学，68，63-71.

佐藤比呂志・池田安隆（1999）東北日本の地殻構造と伸張テクトニクス，月刊地球，
号外，27，135-141.

Sato, H., Imaizumi, T., Ikeda, Y., Mikada, H., Orgren, C., Toda, S., Tsutsumi, H., Koshiya,
S., Noda, K., Togo, M., Itoh, T., Miyauchi, T., Kawamura, T., Suzuki, H., Ishimaru,
K., Sakai, R., Sugiyama, N., Ikawa, T. (1997) Evolution of the active Senya thrust
fault, northern Honshu, Japan. 日本地震学会講演予稿集，2，117.

佐藤比呂志・池田安隆・今泉俊文・三ヶ田 均・戸田 茂・堤 浩之・越谷 信・
野田 賢・伊藤谷生・宮内崇裕・八木浩司・東郷正美・岩崎貴哉・坂 守・
平田 直・松多信尚・河村知徳・石丸恒存・井川 猛（2006）千屋96反射法
地震探査グループ，千屋断層（花岡）を横断する浅層反射法地震探査：データ
取得と処理について，地震研究所彙報，81，97-106.

佐藤仙一・小菅正裕・佐藤魂夫・田中和夫（1999）97東北脊梁山地合同観測データ
から推定した東北地方中部の地震波速度構造，月刊地球，号外，27，28-32.

千屋断層研究グループ（1986）千屋断層（秋田県）の完新世の活動と断層先端部の形態-千畑町小森での発掘調査，東京大学地震研究所彙報，61，339-402.

T

高木信行（1990）玉川の段丘地形とその形成過程，第四紀研究，28，399-411.

武田哲也・岩崎貴哉・佐藤比呂志・平田直（1999）東北日本屈折法探査データの反射法的処理による地殻下部不均質構造マッピングの試み，月刊地球，号外，27，56-60.

田力正好・池田安隆（2005）段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成，第四紀研究，44，229-245.

豊島正幸（1994）地形分析による扇状地堆積層の透水性予測法．地理学評論，67，126-136.

辻村太郎（1932）東北日本の断層盆地（上），地理学評論，8，641-658.

通商産業省資源エネルギー庁（1986）昭和61年度広域地質構造調査報告書，田沢地域，169p.

通商産業省（1967）昭和41年度広域調査報告書，和賀雄物地域，33p.

通商産業省（1969）昭和42年度広域調査報告書，和賀雄物地域，21p.

U

内田拓馬・宮内崇裕・今泉俊文・越後智雄・松多信尚・石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・木村治夫・荻野スミ子・越谷信・野田賢・池田安隆・岡田真介・加藤一・野原壯・水本匡起・楮原京子（2005）変動地形・反射法地震探査からみた横手盆地東縁断層帯の前進過程と第四紀後期の活動性，2005年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，J027-P004.

内田拓馬（2005MS）変動地形と反射法地震探査からみた横手盆地東縁断層帯の前進過程，平成17年度千葉大学大学院自然科学研究科修士論文.

- 白田雅郎 (1989) 秋田県南部の地質構造発達史, 地質学論集, 32, 57-80.
- 白田雅郎・白石建雄・岩山勝男・秋元義人・井上 武・乗富一雄 (1976) 秋田県総合地質図幅「六郷」, 1:50,000 地質図および説明書, 秋田県.
- 白田雅郎・村山 進・白石建雄・伊里道彦・井上 武・乗富一雄 (1977) 秋田県総合地質図幅「横手」, 1:50,000 地質図および説明書, 秋田県.
- 白田雅郎・村山 進・白石建雄・高安泰助 (1980) 秋田県総合地質図幅「角館」, 1:50,000 地質図および説明書, 秋田県.
- 白田雅郎・岡本金一・高安泰助 (1985) 秋田県総合地質図幅「田沢湖」, 1:50,000 地質図および説明書, 秋田県.
- 白田雅郎・田口一雄・岡本金一・北村 信 (1986a) 島弧横断ルート No.17 (羽後和田一角館一田沢湖一雫石一盛岡), 北村 信編, 「新生代東北本州弧地質資料集」, 宝文堂.
- 白田雅郎・田口一雄・岡本金一・大槻憲四郎 (1986b) 島弧横断ルート No.18 (本荘一横手一川尻一北上). 北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂.
- 白田雅郎・田口一雄・岡本金一・北村 信 (1986c) 島弧横断ルート No.19 (飛島一鳥海山一湯沢一水沢). 北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂.
- 宇津徳治 (1979) 1885 年～1925 年の日本の地震活動—M6 以上の地震および被害地震の再調査—. 東京大学地震研究所彙報, 54, 253-308.
- 宇佐美龍夫 (1987) 『新編日本被害地震総覧』, 東京大学出版会, 435p.

Y

- 山崎直方 (1896) 陸羽地震調査概報, 震災予防調査会報告, 11, 50-74.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・坂口 豊 (1973) 「新編日本地形論」, 415p.
- 吉永秀一郎・宮寺正美 (1986) 荒川中流域における下位段丘の形成過程, 第四紀研究, 25, 187-201.

吉山 昭（1990）北海道日高山脈周辺地域の第四紀後期の地殻変動－河成段丘面を用いた隆起量の算定の試み－，第四紀研究，28，369-387.

吉山 昭・柳田 誠（1995）河成段丘面の比高分布からみた地殻変動，地学雑誌，104，809-826.

A

Archuleta, R. (1984). A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 89(B6), 4559–4585.

Amos, C.B., Burbank, D.W., Nobes, D.C., and Read, S.A.L. (2007) Geomorphic constraints on listric thrust faulting: Implications for active deformation in the Mackenzie Basin, South Island, New Zealand, *Journal Geophysical Research*, 112, B03S11, doi:10.1029/2006JB004291.

C

Chester, J.S., and Chester, F.M. (1990) Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology*, 12, 903-910 (doi:10.1016/0191-8141(90)90063-5).

D

dePolo, C.M., Clark, D.G., Slemmons, D.B., and Ramallie, A. (1991) Historical Basin and Range Province surface faulting and fault segmentation. *Journal of Structural Geology*, 13, 123-136 (doi:10.1016/0191-8141(91)90061-M).

Dahlstrom, C.D.A. (1969) Balanced cross sections: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 6, p. 743-757

Dolan, J.F., Christofferson, S.A., and Shaw, J.H. (2003) Recognition of paleoearthquakes on the Puente Hills blind thrust fault. *California, Science*, 300, 115–118.

E

Elliott, D. (1983) The construction of balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, 5, 101 (doi:10.1016/0191-8141(83)90035-4).

Erslev, E.A. (1991) Trishear fault-propagation folding, *Geology*, 19, 617-620.

H

Hanks, T., and Kanamori, H. (1979) A moment magnitude scale: *Journal of Geophysical*

Research, 84(B5), 2348-2350.

Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R., and Wang, X. (2007) Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China). *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S09, doi:10.1029/2006JB004362.

I

Ikeda, Y. (1983) Thrust-front migration and its mechanism: evolution of intraplate thrust fault systems. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, 15, 125-159.

Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A., and Takemura, K. (2004) Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan, *Journal of Geophysical Research*, 109, B12408, doi:10.1029/2003JB002547.

Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H., and Togo, M. (2007) Coseismic fault-related fold model, growth structure, and the historic multisegment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S07, doi:10.1029/2006JB004377.

K

Kanamori, H. (1977) The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2876.

King, G. and Nabelek, J. (1985) Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture, *Science*, 228, 984-987.

King, G. (1986) Speculations on the geometry of the initiation and termination process of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure, *Pure and Applied Geophysics*, 124, 567--585, 1986.

L

- Lave, J. and Avouac, J.P. (2000) Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5735-5770.
- Lee, J.C., Chu, H.T., Angelier, J., Chan, Y.C., Hu, J.C., Lu, C.Y., and Rau, R.J. (2002) Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: influence from inherited fold belt structures. *Journal of Structural Geology* 24, 173–192 (doi:10.1016/S0191-8141(01)00056-6).
- Lee, Y.H., Hsieh, M.L., Lu, S.D., Shih, T.S., Wu, W.Y., Sugiyama, Y., Azuma, T., and Kariya, Y. (2003) Slip vectors of the surface rupture of the 1999 Chi-Chi earthquake, western Taiwan. *Journal of Structural Geology* 25, 1917–1931 (doi:10.1016/S0191-8141(03)00039-7).
- Leon, L.A., Christofferson, S.A., Dolan, J.F., Shaw, J.H., and Pratt, T.L. (2007) Earthquake- by-earthquake fold growth above the Puente Hills blind thrust fault, Los Angeles, California: Implications for fold kinematics and seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S03, doi:10.1029/2006JB004461

M

- Magistrale, H., and Day, S. (1999) 3D Simulations of multi-segment thrust fault rupture. *Geophysical Research Letter*, 26, 2093-2096.
- Mitra, S. (1990) Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 921-945.
- Mitra, S. (2002) Structural models of faulted detachment folds. *Association of American Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1673–1694.
- Mitra, S., and Namson, J.S. (1989) Equal-area balancing. *American Journal of Science*, 289, 563–599.
- Molnar, P., Brown, E.T., Burchfiel, B.C., Deng, Q., Feng, X., Li, J., Raisbeck, G.M., Shi, J., Wu, Z., Yiou, F. and Huichuan, Y. (1994) Quaternary climatic change and the

formation of river terraces across growing anticline on the north flank of the Tien Shan, *Journal of Geology*, 102, 583–602.

N

Nakajima, T., Danhara, T., Iwano, H. and Chinzei, K. (2005) Uplift of the Ou Backbone Range in Northeast Japan at around 10 Ma and its implication for the tectonic evolution of the eastern margin of Asia. *Paleogeography Paleoclimatology Paleocology*, 241, 28-48 (doi:10.1016/j.palaeo.2006.06.009).

Nakata, T. (1976) Quaternary tectonic movements in central Tohoku district, northeast Japan. *Science Report of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, 26, 213-239.

R

Rodgers, D., and Rizer, W.D. (1981) Deformation and secondary faulting near the leading edge of a thrust fault, In *Thrust and Nappe Tectonics*, eds. McClay, K.R. and Price, N.J., *Geology Society of London, Special Publication*, London, 9, 65-77.

S

Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, 99(B11), 22261-22274.

Sato, H., and Amano, K. (1991) Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of northern Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, 74, 323-343.

Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M., and Ikawa, T. (2002a) Deep seismic reflection profiling across the Ou backbone Range, northern Honshu Island, Japan. *Tectonophysics*, 355, 41-52 (doi:10.1016/S0040-1951(02)00133-6).

Sato, H., Imaizumi, T., Yoshida, T., Ito, H. and Hasegawa, A. (2002b) Tectonic evolution

- and deep to shallow geometry of Nagamachi-Rifu Active Fault System, NE Japan. *Earth Planet Space*, 54, 1039-1043.
- Sharp, R.V. (1982) Comparison of 1979 surface faulting with earlier displacements in the Imperial valley, in *The Imperial valley, California earthquake of October 15, 1979*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1254, 213-221.
- Shaw, J.H., Plesch, A., Dolan, J.F., Pratt, T.L., and Fiore, P. (2002) Puente Hills blind-thrust system, Los Angeles, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 2946-2960.
- Sheriff, R.E., and Geldart, L.P. (1995) *Exploration seismology*. Cambridge University Press, Cambridge, 592p.
- Sibson, R.H. (1985) Stopping of earthquake ruptures at dilatational fault jogs, *Nature*, 316, 248-251 (doi:10.1038/316248a0).
- Sieh, K., Jones, L., Hauksson, E., Hudnut, K., Eberhart-Phillips, D., Heaton, T., Hough, S., Hutton, K., Kanamori, H., Lilji, A., Lindvall, S., McGill, S.F., Mori, J., Rubin, C., Spotila, J.A., Stock, J., Thio, H.K., Treiman, J., Wernicke, B., and Zachariassen, J. (1993) Near-field investigations of the Landers earthquake sequence, April to July 1992. *Science*, 260, 171-176.
- Sowers, J.M., Unruh, J.R., Lettis, W.R., and Rubin, T.D. (1994) Relationship of the Kickapoo fault to the Johnson Valley and Homestead Valley faults, San Bernardino County, California. *Bulletin of the Seismological Society America*, 84, 528-536.
- Suppe, J. (1983) Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, 684-721.
- Suppe, J., and Medwedeff, D.A. (1990) Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83(3), 409-454.

T

Thatcher, W., Matsuda, T., Kato, T., and Rundle, J.B. (1980) Lithospheric loading by the Riku-u earthquake, northeast Japan: Implications for plate flexure and asthenospheric rheology, *Journal of Geophysical Research*, 85(B11), 6429–6435.

W

Woodward, N.B., Boyer, S.E., and Suppe, J. (1989) Balanced geological cross-sections: An essential technique in geological research and exploration. *Short Course in Geology*, AGU, 6, 132p.

Y

Yeats, R.S., Sieh, K., and Alen C.R. (1997) *The Geology of Earthquake*, Oxford university press, Oxford, 568p.

Yilmaz, O. (1987) *Seismic data processing*, Investigations in Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 526p.

Yue, L.F., Suppe, J., and Hung, J.H. (2005) Structural geology of a classic thrust belt earthquake: the 1999 Chi-Chi earthquake Taiwan ($M_w=7.6$). *Journal of Structural Geology*, 27, 2058–2083 (doi:10.1016/j.jsg.2005.05.020).

Z

Zhang, P., Mao, F., and Slemmons, D.B. (1999) Rupture terminations and size of segment boundaries from historical earthquake ruptures in the Basin and range Province. *Tectonophysics*, 308, 37-52 (doi:10.1016/S0040-1951(99)00089-X).

謝 辞

本論文を終えるにあたり、本研究が私一人の力ではなく、多くの研究者との共同研究、様々な方からのご助言やご助力があつてこそ、成し得たものであると実感しています。これまでお世話になった方々に心から感謝の意を表したいと思います。

本研究の主幹となる反射法地震探査データは、東京大学地震研究所をはじめとする多くの大学の先生・学生の皆様のご協力によって取得されたものです。東京大学地震研究所・佐藤比呂志先生・荻野スミ子文部技官、千葉大学大学院理学研究科・宮内崇裕先生、東京大学大学院理学系研究科・池田安隆先生、岩手大学工学部・越谷 信先生・野田 賢先生、山梨大学教育人間科学部・加藤 一先生、愛知教育大学・戸田 茂先生、(財)地域 地盤 環境 研究所・越後智雄研究員、国立台湾大学・松多信尚博士、東京大学地震研究所・加藤直子博士、東京大学大学院理学系研究科大学院生・岡田真介氏、(株)ジオシス・井川 猛氏、野田克也氏、小池太郎氏、佐藤 良氏には、探査期間を問わず、反射法地震探査の観測方法からデータ解析、解析結果に対する有益なご助言を頂き、横手盆地東縁断層帯の変動地形や地質構造に関しても多くの議論をして頂きました。

応用地質株式会社・三輪敦志氏、黒沢英樹氏、環境地質株式会社・小坂英輝氏、日本原子力研究開発機構・野原 壯氏には、野外調査でご協力頂くと共に、現地での議論は本研究において有益なものとなりました。

大仙市・美郷町教育委員会の皆様、仙北市役所企画政策課、都市計画課の皆様、地域自治体の皆様には、反射法地震探査ならびに野外調査期間中、多くの便宜を図って頂きました。

東北大学大学院理学研究科・大槻憲四郎先生、石山達也先生をはじめとする地学専攻の先生方には、学位論文審査の労をお執り頂き、多くのご助言と温かいご支援を賜りました。

東北大学大学院理学研究科・地理学教室の友人諸氏，先輩諸氏，地学専攻事務室の皆様には，東北大学大学院在学中，研究活動や学生生活において，暖かく支えていただき，多くの楽しい経験を与えていただきました。

最後に，山梨大学学部から修士課程・東北大学博士課程と長きにわたり，研究に対する姿勢から本論執筆に至るまでを熱心にご指導頂きました東北大学大学院理学研究科・今泉俊文先生に心より感謝申し上げます。

そして，私の研究生生活に深い理解を示し，あたたかく応援し続けてくれた両親・姉弟，祖母に心より感謝いたします。私の博士号取得を心待ちに，最期まで私を気遣い応援してくれた祖父に報告と感謝を込めてこの論文を捧げます。

**Active tectonics on the western flank of the Ou Backbone Range,
revealed by tectonic geomorphology, structural geology,
and seismic reflection data**

Kyoko Kagohara

Abstract

We present new structural models of coseismic fault scarp along the eastern margin of the Yokote basin fault zone (EYBFZ) associated with a large thrust earthquake occurred in A.D. 1896 in northeast Japan. Here we focus on underlying thrust trajectories and its structural relation to coseismic fault scarp, and kinematic history of active thrusting along the EYBFZ. High-resolution seismic reflection data across the EYBFZ are combined with to geologic mapping and borehole stratigraphy, to define deformation mechanisms that have acted to build it since early Pleistocene time. In our view, this intraplate active thrust system is interesting in that the 1896 coseismic fault scarps tightly coincident with an east-dipping emergent thrust ramp formed within the Miocene mudstone. In spite of complex thrust trajectories at depth. In addition, we also discuss about difference between the long-term and short-term uplift rates along the EYBFZ.

High-resolution seismic reflection profiles across coseismic fault scarps during the A.D. 1896 Rikuu earthquake along the EYBFZ, tied with borehole stratigraphy and geologic mapping provides

insights into its detailed kinematic history and structural evolution. Structural analyses on cross-sections across the Shiraiwa, Ota, and Senya segments indicate that these three segments have commonly formed as forward breaking, active imbricate thrust systems, although they are separated from each other based on structural discontinuities. All three sections indicate that imbrications of thrust ramps has occurred within middle to late Miocene mudstone and siltstone (Miroku and Yoshizawagawa Formations), where decollement or shallowly dipping thrust ramp has formed subparallel to bedding. This indicates that mechanical decoupling between layers has strongly affected on branching of thrust faults. In contrast to complex geometry of shallow structures, basal thrust ramp commonly dips eastward at about 30°. This is consistent with emergence of coseismic fault scarps along three segments, in spite of along-strike variations of thrust geometries at shallow depth.

Near surface complexity of thrust geometries appears strongly affected by mechanical decoupling between layers within shallow marine mudstone. Cross section balancing across the Mahiru Mountains shows strong coupling of mountain topography with long-term (10^6 yrs) uplift, in spite of their weak coupling with amount of short-term (10^4 yrs) uplift rates and coseismic uplift. This suggests that mechanical decoupling of Miocene mudstone that has worked as frontal emergent thrust faults may have enhance slip at coseismic to short timescales.

Total amounts of horizontal shortening were estimated to about 2.3 to 3.2 km. The estimated structural contour map of the top of the Miroku Formation suggests that the amount of uplift associated with active thrusting of the EYBFZ since ca. 2 Ma have two elongated peaks (> 1500 m).

Patterns of uplift seem to correspond to overall topography of the Mahiru Mountains and Ou backbone Range, indicating that tectonic uplift driven by active thrusting of the EYBFZ is primarily responsible for mountain building process.

Topography of the Mahiru Mountains is consistent with spatial distribution of structural uplift on the hanging-wall of the EYBFZ, although traces of active faults at ground surface are commonly complex. This suggests that long-term accumulation of slip along the whole extent of the EYBFZ has formed mountain topography. Whereas long-term total amount of uplift and mountain topography concordantly decreases southward, coseismic uplift measured from scarp height of coseismic fault scarp and late Pleistocene uplift rate apparently decreases northward. This inconsistency suggests that the amount of uplift at shorter timescale may be enhanced by mechanical decoupling between layers of the Miroku Formation, within which emergent thrust ramps are inferred.