

京都大学大学院理学研究科博士学位論文

主論文

段丘地形のテフラ編年に基づく近江盆地から伊勢湾西岸地域
の第四紀後期の段丘形成史と地殻変動

石村 大輔

第 1 章 はじめに

1.1 地殻変動と時間スケールとの関係

地殻変動とは、一般的にある時間 (Δt) の地殻の変形量として表される。そのため、 Δt が小さくなればなるほど微分的な変形、 Δt が大きくなればなるほど積分的な変形を表している。また同様のテクトニクスが継続している期間内であれば、 Δt が十分大きい場合には、得られた変形は永久変形として扱うことができる。図 1-1 に示すように、地球科学の諸分野により研究対象とする時間スケールが異なる。地震学・測地学が対象とする時間スケール ($<10^2$ 年) では、地震による短時間の変形や地震前後の微小な変形など個々の現象を高精度で明らかにすることができる。一方、地形学・地質学が対象とする時間スケール (10^3 - 10^6 年) は、地殻変動に寄与する諸現象 (地震による変形、アイソスタティックな変形など) の時間スケールよりも長い。そのため、地形や地質に基づき明らかにすることができる 10^5 - 10^6 年といった長期間の変形は、個々の現象が十分に累積した結果であり、このような変形は永久変形とみなすことができる。このように地殻変動を対象とする研究手法は、微分的な地震学・測地学的手法と積分的な地形学・地質学的手法に大別できる。

近年の地震学・測地学的な観測機器の開発や観測網の充実により、地殻変動を高精度で面的に明らかにすることが可能になってきた。このように地震学・測地学的手法では、技術の進歩に伴いより精度の高いデータが得られるが、観測期間中に起きた現象やこれから起きる現象しか対象にすることができない。一方、地形学・地質学の分野では、過去に形成された地形や地層から地殻変動を読み取るため、現存する限られた地形や地層からどのように地殻変動を読み取るかが重要になる。地形や地質は過去に起きた地殻変動を様々な形 (地層の変形や変動地形など) で記録しており、地形学・地質学的手法を用いて正しく地殻変動を読み取ることができれば精度・確度ともに高いデータが得られる。地震学・測地学的手法と地形学・地質学的手法は、対象とする時間スケールが異なるためお互いに相補的な関係にある。そのため両手法によって得られたデータを比較することで、短期間の変形が長期間の変形へどのように寄与しているのか、長期間の変形と短期間の変形の違いを解消する未知のイベントが存在するのか、といった問題を解くことができる。このように時間スケールの異なる地殻変動の情報は、日本のようなプレート収束帯でのテクトニクスを理解する上で、重要な基礎的データであると考えられる。

1.2 研究目的

本研究では、地形学・地質学的手法に基づき長期間の地殻変動を定量化し、その分布

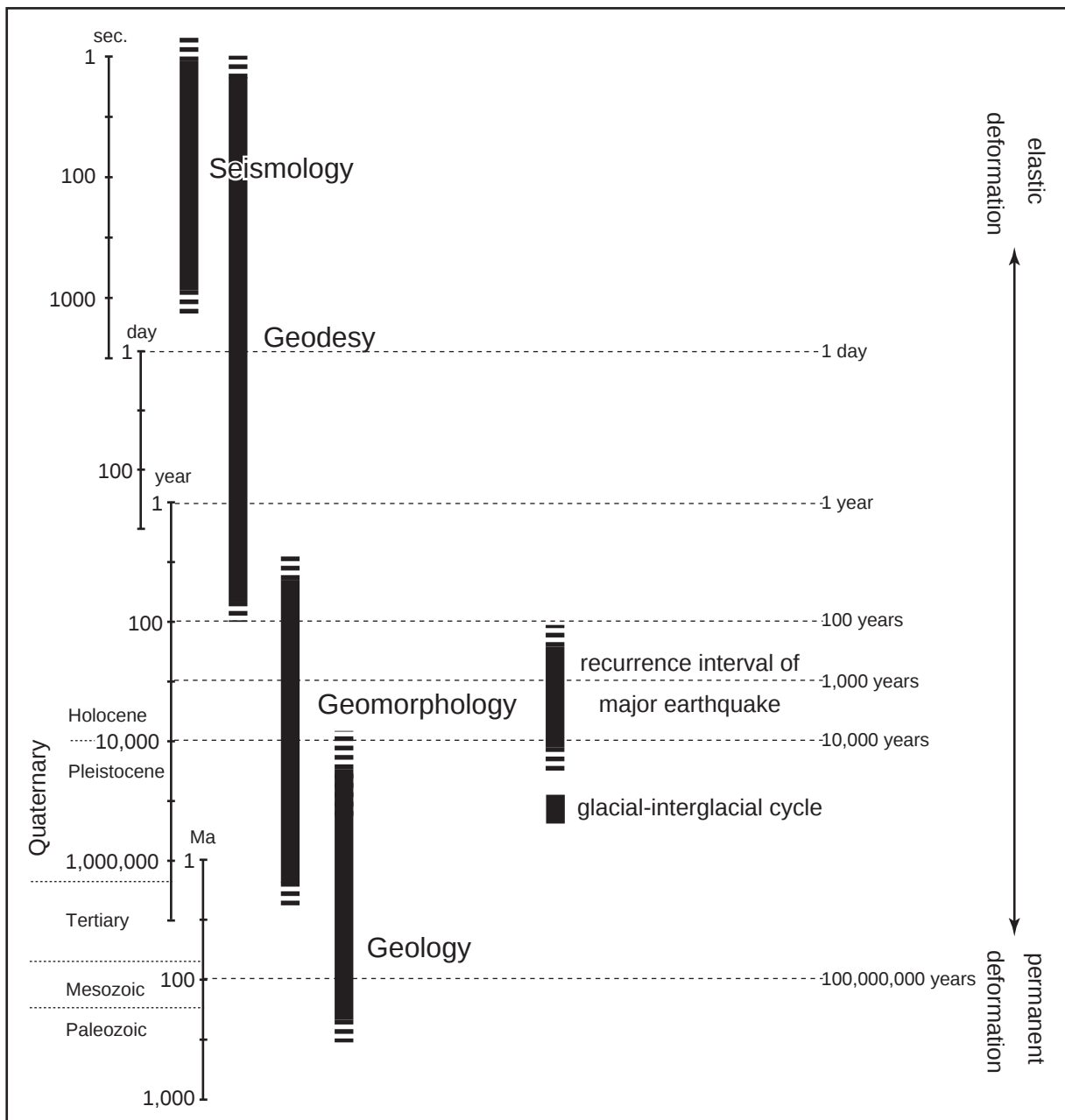


図 1-1. 地殻変動の時間スケールと地球科学との関連

奥村（2000）を一部改変.

を明らかにする。地形や地質から長期間の地殻変動量を読み取る試みは古くから行われ、白亜紀末から新第三紀ごろまでの準平原化（太田ほか，2010）により形成された侵食小起伏面の高度に基づいて，第三紀末から第四紀初頭以降の地殻変動量が推定されている（第四紀地殻変動研究グループ，1968）。しかし，侵食小起伏面の形成過程や形成年代が不確定であるため（池田，1990），侵食小起伏面に基づく地殻変動量を用いての定量的な議論（地域間の比較や速度へ換算して異なるデータと比較することなど）は難しい。また 10^6 年スケールの地殻変動を対象とする場合，過去数百万年間に日本におけるテクトニクスが大きく変化していることを考慮する必要がある。東北日本では 4 Ma（Ma： 10^6 年前）以降にテクトニックインバージョンにより中新世に形成された正断層が逆断層として再活動し（Sato, 1994），西南日本では 3-4 Ma 頃にフィリピン海プレートが斜め沈み込みを開始し（Kimura et al., 2005；高橋，2006），1 Ma 以降に近畿地方の活断層が活動を開始している（Ikebe and Huzita, 1966）。また活断層の累積変位量は，第四紀（現在の定義では約 2.6 Ma から現在）の間の変位で説明できることから，日本の活断層の多くは第四紀以降に活動を開始したと考えられている（松田・岡田，1968；松田ほか，2004）。これらのことから，侵食小起伏面のように形成時期が 1 Ma よりも古いと考えられる変位基準を用いる場合は，形成当時から現在まで同様のテクトニクスのもとにあったと仮定することには問題があり，単純に 10^5 年より短い期間の地殻変動と比較することができない。

一方，1 Ma 以降のテクトニクスは現在と同様であったと仮定することができ， 10^4 - 10^5 年スケールの地殻変動を定量的に議論する際には過去の海水準を示す指標（海成段丘や海成層）が注目されてきた。特に海成段丘に関する研究は，氷河性海水準変動の確立（図 1-2）（Chappell, 1974, 1994 など）やテフロクロノロジー（火山灰編年学）の導入により発展し，最終間氷期である Marine Isotope Stage（酸素同位体ステージ：以下，MIS と略称）5e（図 1-2）の海成段丘の分布と旧汀線の高度から，日本の過去約 10 万年間の隆起量が各地域で求められている（Ota and Omura, 1991；小池・町田，2001）。MIS は，奇数が温暖期・高海面期，偶数が寒冷期・低海面期を示し，いくつかの MIS は MIS 5e のようにさらに細分されている（図 1-2）。太田ほか（1976）や今泉（1977）は，東北地方の日本海側で海成段丘の変形量から，観測された一回の地震による変形量を差し引くことで広域的な隆起の見積もりを試みている。松田・今泉（1988）はこの広域的な隆起を底上げの隆起運動と呼んだが，このような変形は島弧規模のテクトニクスを考える上で重要であると考えられる。一方，過去の海進期に堆積した海成層は臨海部のボーリング調査などで確認されており，海成段丘同様に，氷河性海水準変動の確立やテフロクロノロジーの発展により堆積年代や形成過程が明らかにされている。大阪湾や濃尾平

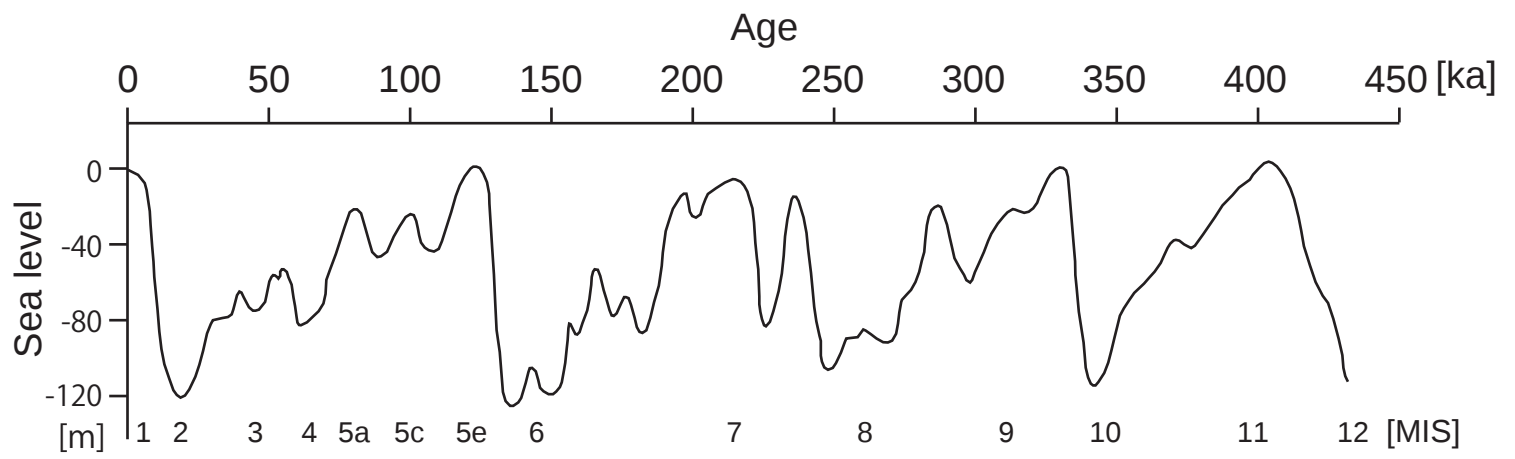


図 1-2. 海水準変動と酸素同位体ステージの関係

Chappell (1994) を一部改変.

野の地下では、間氷期の海成層と氷期の河成層の互層が確認されており（吉川・三田村，1999；須貝ほか，1999），これらの地域が第四紀を通じて沈降していることが明らかとなっている．しかしながら，過去の海水準を示す指標である海成段丘や海成層を用いた場合，その情報が臨海部に限られてしまい，同期間における内陸部での地殻変動は不明のままであった．そこで吉山・柳田（1995）は，従来の段丘形成モデル（図 1-3：貝塚，1969）を参考に，河成段丘に基づく地殻の隆起量の推定法を確立した（図 1-4）．この方法は，各氷期・各間氷期における河川の縦断面形が相似形であったとの仮定に基づくものである．この仮定が成立する河川では，同様の気候条件・侵食基準面高度の時期（例えば，MIS 1（現在）と MIS 5e，MIS 2 と MIS 6 など）に形成された段丘面の比高は，その期間の隆起量を表すとされている．吉山・柳田（1995）は，読み取る地形面に応じて，TT 値：MIS 2 と MIS 6 の河成段丘面の比高，FS 値：MIS 5e の海成段丘面の旧汀線高度（現在の海面との比高），FS' 値：MIS 5e の河成段丘面と現河床との比高，BV 値：MIS 5e の埋没谷底と現河床との比高，と区分している（図 1-4）．ちなみに田力・池田（2005）は上記の値に加えて，TT' 値：MIS 2 と MIS 6 の埋没段丘面の比高，を定義している（図 1-4）．吉山・柳田（1995）では，TT 法（TT 値を用いる方法）と BV 法（BV 値を用いる方法）を日本の各河川に適用してクロスチェックを行い，問題点とその精度を議論し，TT 法が現時点で最も確実性の高い方法であると結論づけている．この方法の確立により臨海部から内陸部までの隆起量を海成・河成段丘を用いて明らかにすることが可能になり，国内のいくつかの地域でこの手法が適用されてきた（田力・池田，2005；幡谷，2006；田力ほか，2010）．

本研究では，現在と同様のテクトニクスと仮定することができる 10^5 年スケールの地殻変動を明らかにするために吉山・柳田（1995）の方法を用いる．この方法では，地殻変動に関する情報が十分でない内陸部において，その変形量だけでなく，高密度に変形量を読み取ることで変形パターンも明らかにすることができる．さらに 10^5 年スケールの地殻変動量の分布を広域に明らかにすることで，東北日本で確認されたような島弧規模の長波長の変形を捉えることができる可能性がある．本研究では，内陸部の 10^5 年スケールの地殻変動量を明らかにすること，地殻の変形パターンを明らかにすること，島弧規模の変形の有無を明らかにすることを目的とし，近江盆地から伊勢湾西岸地域を対象に研究を行う．

1.3 研究地域

近江盆地や濃尾平野では，西傾動運動が 1 Ma 以降継続しており（桑原，1968；植村，2001），また活動的な逆断層が両地域の西縁を画し，西南日本の中でも鉛直方向の変形

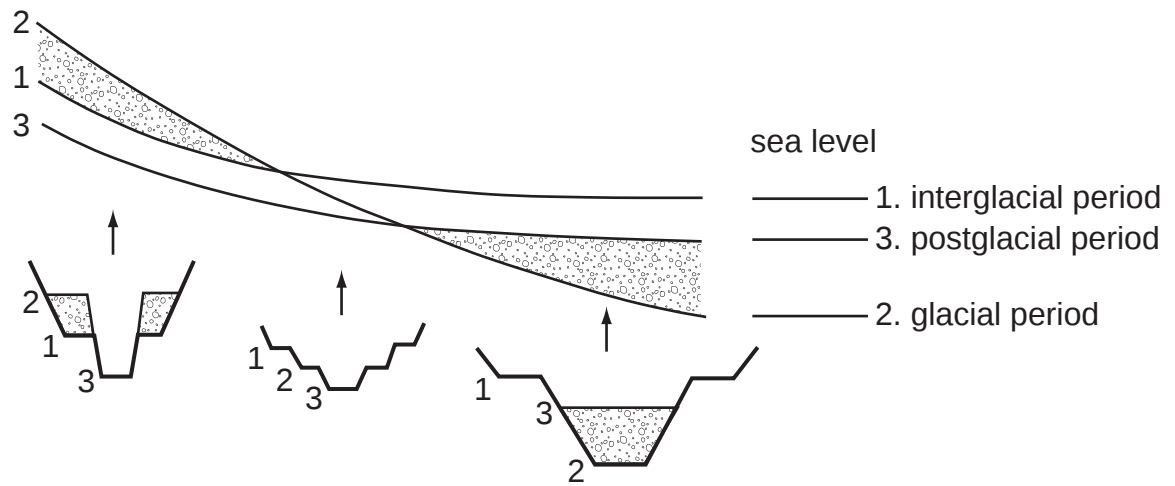


図 1-3. 気候変動・海水準変動に応じた段丘の形成モデル
 貝塚（1969）を一部改変.

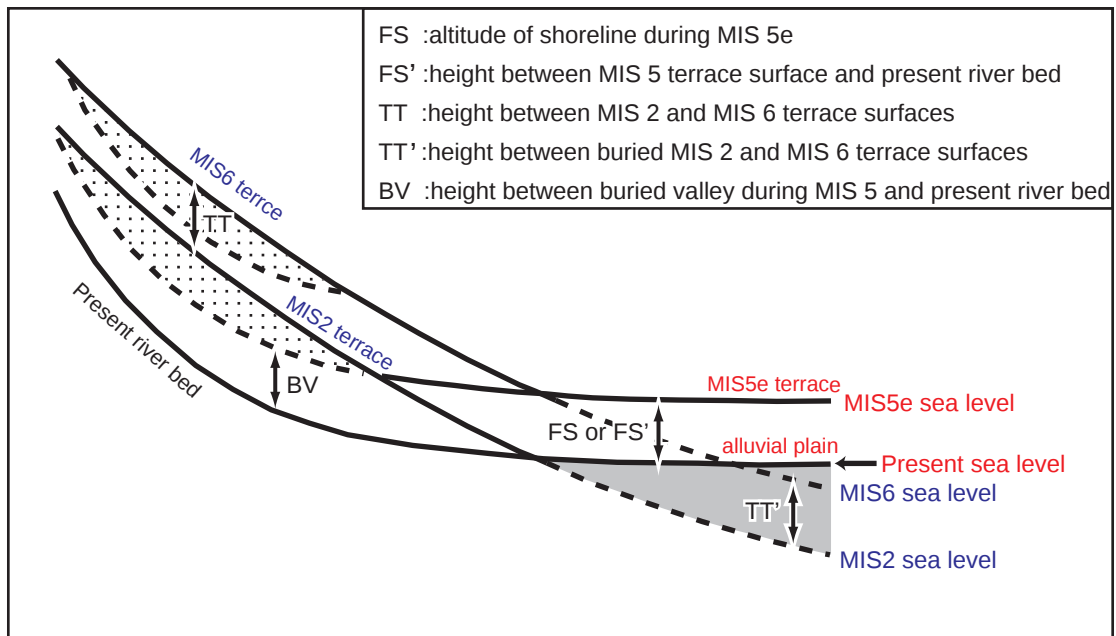


図 1-4. 段丘面を指標とした地殻変動量推定方法の模式図

吉山・柳田（1995）を一部改変.

が卓越する地域にあたる．さらに隆起側には段丘面が広く分布し、沈降側では地下地質データが豊富であるため、内陸部の長期間の地殻変動量を広域で精度よく求めることが可能な地域である．したがって、本研究では近江盆地から伊勢湾西岸地域を研究対象地域とした（図 1-5）．

本研究地域を含む領域は近畿三角帯（図 1-5）と呼ばれ（Huzita, 1962）、古くからそのテクトニクスが注目されてきた．その後大阪層群、古琵琶湖層群、東海層群といった盆地・丘陵に分布する鮮新-更新統の堆積物の研究が進み（Ikebe et al., 1970 ; Yokoyama, 1984 ; Takemura, 1985）、近畿地方から東海地方にかけての山地・盆地の形成過程や活断層の活動開始時期などが明らかにされてきた．また前述したように、臨海部の地下に分布する海成層に基づき（吉川・三田村, 1999 ; 須貝ほか, 1999）、大阪湾や濃尾平野は第四紀を通じて沈降してきたことが明らかになっている．段丘地形は、近江盆地の湖西・湖東地域と伊勢湾西岸地域に広く分布し、断層の隆起側では断層活動により段丘面が顕著に変形している（東郷, 1971 ; 太田・寒川, 1984 など）．また、西南日本の中で近畿地方の地形を中部地方や中国地方の地形と比較すると、活断層が密に分布することや南北性の逆断層に画された山地・盆地の繰り返しが特徴として認められる（図 1-5）．また中部地方で逆断層が分布する木曾山脈や赤石山脈周辺の地形と比較すると、近畿地方では逆断層に画された山地よりも、その間に広がる盆地・低地（近江盆地や大阪湾など）が広く発達していることがわかる．このように本研究地域は、第四紀の変形が顕著な地域であり、全体的には盆地が卓越するような沈降傾向にあると考えられる．

一方、測地学の分野では、琵琶湖周辺の負のブーゲー異常が古くから指摘されている（Yamamoto et al., 1986）．近年では、GPS 観測に基づき本研究地域は周辺よりも歪み速度が大きい新潟-神戸歪み集中帯の一部であると考えられている（Sagiya et al., 2000）．地殻の上下変動については、水準測量（檀原, 1971）や GPS 観測（村上・小沢, 2004）に基づき、過去 10^0 - 10^2 年では本研究地域が沈降傾向にあることが明らかにされている．しかし、これらの値は人間活動に伴う地盤沈下なども含むため、単純に永久変形とみなすことはできない．地震学の分野では、沈み込むフィリピン海プレートの形状が明らかになっており、伊勢湾から敦賀湾にかけて浅い尾根状のフィリピン海プレートのスラブ形状が推定されている（三好・石橋, 2004 ; 弘瀬ほか, 2007 ; Nakajima and Hasegawa, 2007）．また、琵琶湖周辺の負のブーゲー異常は湖に堆積する低密度の堆積物では説明できないこと（Yamamoto, 1989）とこの重力異常から推定されるセンスとは逆に現在も沈降し続けていることから、池田（1999）や Kudo and Yamaoka（2003）はこの地域の地殻が強制的に下方へ押し下げられているとし、本研究地域を含む領域を沈降させ

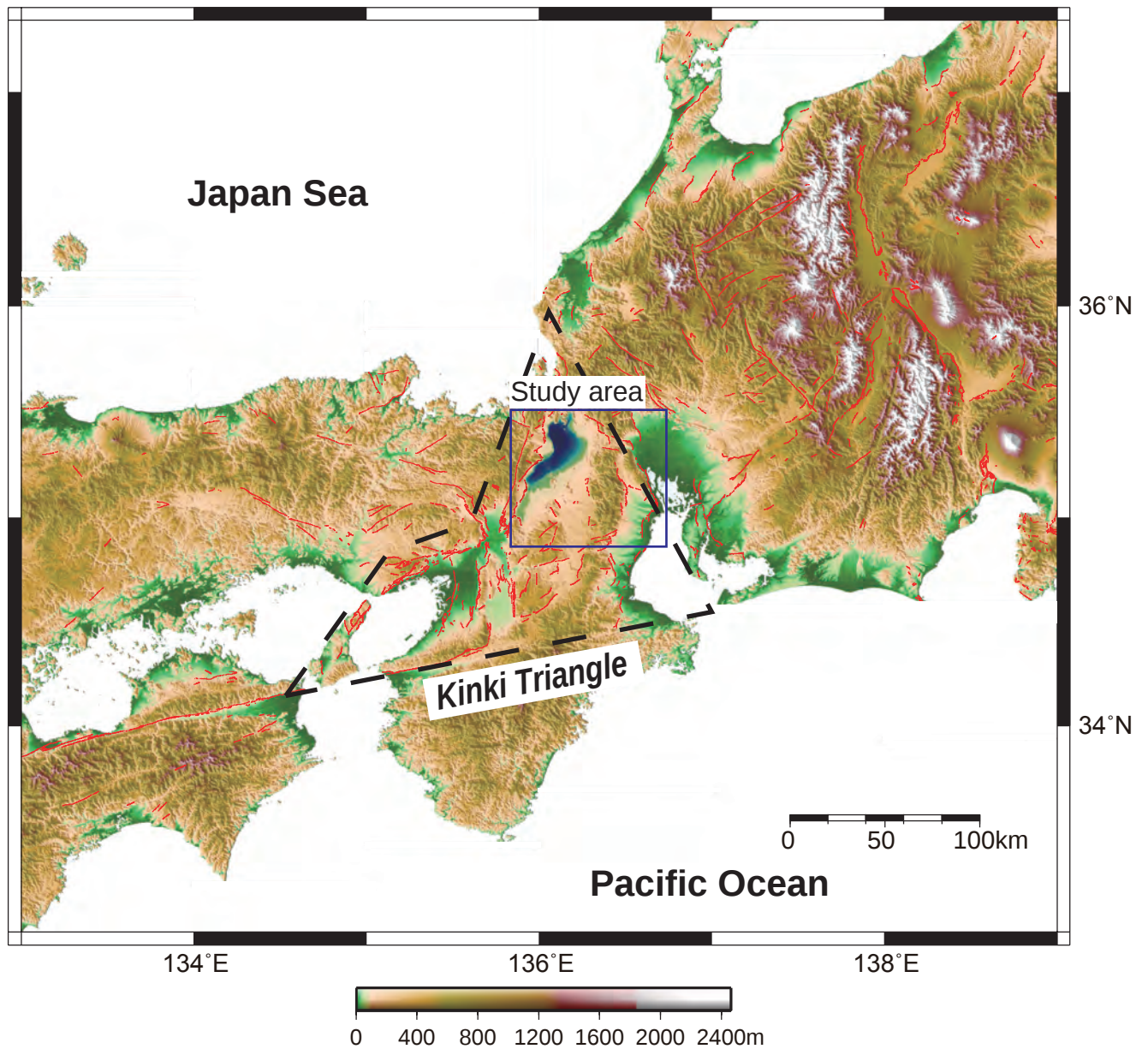


図 1-5. 西南日本の地形と活断層の分布

赤線は活断層を示す。活断層は中田・今泉編（2002）に従う。陰影段彩図の作成には、国土地理院発行の 250 m メッシュ数値地図標高データを用いた。

るモデルを提唱している。

このように近畿地方は、各研究分野の観察や観測事実から西南日本の中でも変形が顕著で沈降傾向にある地域であると考えられる。また近畿地方の地殻変動は、山地・盆地の繰り返しに見られる断層活動による変形とさらに広域の沈降現象との合成であると推定される。したがって、 10^5 年オーダーの地殻変動を定量的に明らかにし、そこから断層起源の変形を除くことで広域の沈降現象による地殻変動を分離することが可能になると考えられる。

1.4 研究方法

本研究では、 10^5 年オーダーの地殻変動量の分布を明らかにするために、吉山・柳田（1995）の方法（図 1-4）を本研究地域に適用し、段丘地形および地下地質データに基づき地殻変動量を求めた。この方法の適用条件としては、気候変動・海水準変動に対応した段丘面が存在することと段丘面の形成年代が明らかであることが挙げられる。しかし、本研究地域では段丘面の形成年代と形成過程が十分には明らかになっていないため、テフラ分析を行い各地域の段丘面の形成年代と形成過程を推定した。

本研究で実施した具体的な作業および分析は、以下の 5 つに分けられる。1) 段丘面の分布や断層変位地形の把握、掘削地点の選定を行うための空中写真判読、2) 段丘の連続性の確認や地形面（段丘や現河床）の勾配の比較を行うための河床・段丘縦断面図の作成、3) 段丘構成層と被覆層の観察や試料の採取を行うための野外調査と掘削調査、4) 段丘面の形成年代を推定するためのテフラ分析、5) 段丘面の標高と地下地質データからの地殻変動量の読み取り。以下に各作業・分析について詳しく述べる。

1.4.1 空中写真判読

空中写真を立体視することで段丘面の区分および断層変位地形の記載を行った。縮尺 10,000 分の 1 および縮尺 20,000 分の 1 の空中写真を用いて、分布、現河床からの比高、開析度、勾配などの地形的特徴や段丘面の上下関係に基づき段丘面の区分を行った。本研究では、各地域の段丘面をまず高位段丘面（H 面）、中位段丘面（M 面）、低位段丘面（L 面）に区分し、段丘面の数や分布に基づきさらに細分した。L 面は、MIS 3 から MIS 2 以降に形成されたと推定される段丘面である。段丘崖は明瞭で、開析をほとんど受けていない。段丘構成層はほとんど風化を受けておらず、被覆層は主に黒褐色土からなる。M 面は、MIS 5 から MIS 3 の間に形成されたと推定される段丘面である。段丘崖は丸みを帯び、段丘面は開析谷に刻まれている。一部の段丘構成層の基質は風化により黄褐色を呈し、被覆層は 1 m ほどの黄褐色土と黒褐色土からなる。L 面との大きな違いは、被

覆層として黄褐色土が分布するか否かである。H面は、MIS 5より前に形成されたと推定される段丘面である。段丘崖は不明瞭で、著しく開析を受けているため、多くの場合やせ尾根状の地形を呈し、丘陵や山麓部で頂面を占めている。段丘構成層中の砂岩、泥岩、花崗岩などはクサリ礫化し、被覆層や段丘構成層中の基質は赤色化している。

1.4.2 河床・段丘縦断面図の作成

河床・段丘縦断面図を作成するには、国土地理院発行の 25,000 分の 1 地形図を主に使用した。この地形図の等高線間隔は、平野部を除き 10 m である。本研究では、断面を作成する河川をいくつかの直線で近似し、その測線に直交する方向に分布する段丘面や現河床の標高を読み取った（図 1-6）。ただし、現河床の標高については、河川の幅が広がる下流部では正確に読み取る事ができるが、上流部では河川の幅が狭いため等高線を正確に読み取る事が困難になる（図 1-6）。さらに上流部には、人工的なダムや護岸の整備により等高線の読み取りができない地点も複数存在する。したがって、いくつかの河川では上流部に遷急点が存在するように見える場合があるが、それは等高線の読み取りに起因する可能性がある。段丘面の標高の読み取りに関しては、分布域が狭い段丘面の場合、段丘崖と段丘面の交点付近の等高線を読み取った。一方、分布域が広い段丘面の場合、段丘面上で河川の流下方向と直交する等高線の標高を読み取った。読み取った段丘面の標高は、地形図の精度に起因する誤差を含むが、比較的連続的に広く分布する段丘であれば、読み取った標高の値は正確であると考えられる。

1.4.3 野外調査と掘削調査

空中写真判読に基づく段丘面の区分を再検討するために、露頭では段丘構成層中のクサリ礫の有無と段丘面を覆う被覆層の層相や風化の程度を記載した。ただし、露頭状況の良い場所が少ないため、分布域の小さな H 面や L 面の一部では、十分な観察や記載を行うことができなかった。被覆層を対象とした掘削調査に関しては、空中写真判読で選定した用地でまずオーガー（(株)大起理化工業製）を用いて被覆層の確認を行い、その後パーカッション採土器（(株)大起理化工業製）を用いて段丘面上で被覆層の掘削を行った。パーカッション採土器を用いて掘削した深さは、最大で 3.6 m である。

1.4.4 テフラ分析

1.4.4.1 テフラと段丘編年

本研究では、段丘面の形成年代を推定し広域で段丘面の対比を行うためにテフラを用いた。テフラとは火山から噴出される固体物質の総称であり、火山灰、軽石、火砕流な

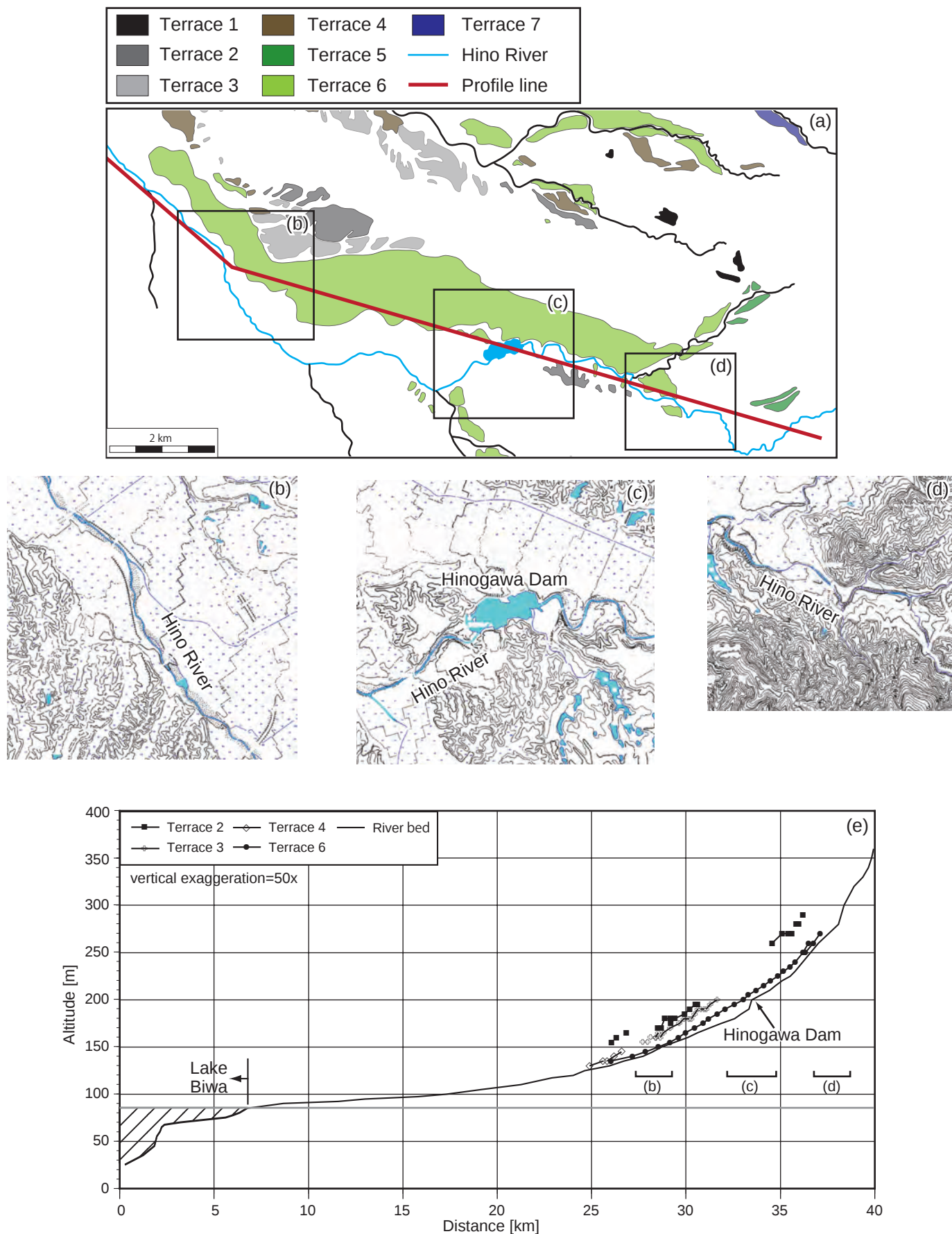


図 1-6. 河床・段丘縦断面図の作成方法

(a) 地形面区分図と断面測線. 示した範囲は, 湖東地域を流れる日野川の中流～上流部である. (b) 川幅が広いいため等高線から現河床の標高を読み取る事が可能. (c) ダムにより, 本来の河床面高度を地形図から読み取る事は困難. (d) 川幅が狭いため地形図から現河床の正確な標高を読み取る事は困難. (b)～(d) で抜き出した地形図は, 縦断面図作成に用いた国土地理院発行の 25,000 分の 1 地形図である. (e) 作成した日野川沿いの河床・段丘縦断面図.

どがテフラに含まれる（町田・新井，2003）．テフラは鍵層として重要であり，火山が分布する地域では同時期面の指標として広く用いられてきた（日本，ニュージーランド，アイスランドなど）．日本におけるテフラの同定に関しては，古くは岩石記載学的特徴や火山ガラスおよび重鉍物の屈折率に基づき同定が行われていたが，現在ではそれに加えて火山ガラスや鉍物の化学分析を行い同定の精度が向上している（長橋ほか，2004；Suzuki，2008；Matsu'ura et al.，2011 など）．さらに屈折率測定や化学分析に基づいて海底コア中のテフラを対象にテフラの同定作業が行われており，全地球的な気候変動・海水準変動を示す MIS と日本周辺のテフラの噴出年代との関係が明らかになってきている（Tada et al.，1999；青木・新井，2000；池原ほか，2006；Aoki，2008）．そのため，テフラを用いることで陸域の地層や地形の形成年代と気候変動・海水準変動の関係を明らかにすることができる．日本では，火山周辺での層序学的・岩石記載学的な調査や遠地でのテフラの同定と給源の特定が進んだことにより，第四紀の主要な広域テフラの分布・年代・岩石記載学的特徴が明らかにされている（町田・新井，2003）．

第四紀後期の広域テフラは，段丘面の形成年代の推定や対比に用いられ，特に関東地方では段丘面とそれを覆う関東ローム中のテフラの関係が明らかにされている（貝塚ほか，2000）．しかし，研究対象地域である近畿地方から東海地方にかけては，日本国内でテフラの給源（火山）から最も離れた地域のひとつである．そのため，本研究地域では，関東ロームのように厚い被覆層は段丘面上に発達しておらず，被覆層中のテフラを肉眼で確認することはできない．このような問題のため，本研究地域ではテフラを用いた段丘の編年が進んでおらず，放射性炭素年代測定法の測定限界（約 50 ka）よりも古い段丘の形成年代は不明のままである．そこで本研究では，肉眼で確認できないテフラ層準を明らかにするために，段丘面を覆う被覆層を連続的に採取し分析を行った．この分析は北陸地方の段丘を対象に適用され，その有効性が確かめられてきた（中村・金，2004；中村，2005；松浦ほか，2007）．近畿地方では，関ヶ原地域（石村，2010）や琵琶湖の西岸に位置する高島地域（垣内ほか，2010）の段丘を対象にこの分析方法が適用されている．このテフラ分析を行うことで，テフラ起源物質である火山ガラスや重鉍物の濃集帯を認定し，テフラ層準を推定することが可能になる．以下に具体的な作業手順とテフラの対比および層準認定方法について述べる．

1.4.4.2 テフラ分析の手順

分析用試料は，パーカッション採土器による掘削試料を主に用いた．掘削試料から 5 cm 間隔（一部は 10 cm 間隔）で約 100 g の試料を採取し，そのうち約 15 g をテフラ分析に用いた．一部の試料は，露頭から試料採取を行った．分析の手順は石村（2010）に

従い、試料の洗浄・画分を行った。この際、すべての試料に対して、含砂率 ($>3\phi$ と $3-4\phi$) と含泥率 ($<4\phi$) の算出を行った。 $3-4\phi$ に篩った砂粒子をプレパラートに封入し、偏光顕微鏡による観察を行った。偏光顕微鏡下の観察では、火山ガラス、 β 石英、重鉱物 (角閃石、斜方輝石、単斜輝石)、プラントオパール、その他の粒子の数を数えた。本研究では、無機的な碎屑粒子中におけるテフラ起源物質の含有率を求めるため、生物起源 (特に植物) の粒子 (プラントオパールなど) を除いて火山ガラスの含有率を算出した (母数 400 粒子以上)。加えて、プレパラート 1 枚に含まれる β 石英の数を数え (母数 2000 粒子以上)、火山ガラス含有率同様に生物起源の粒子を除き β 石英の含有率を算出した。火山ガラスの屈折率については、京都大学大学院理学研究科所有の温度変化型屈折率測定装置 RIMS87, 2000 ((株) 京都フィッション・トラック製) を用いて測定した。一部試料については、土色計 SPAD-503 ((株) コニカミノルタセンシング製) を用いた試料の測色や京都大学人間・環境学研究科所有の Bartington Susceptometer MS2 を用いた初磁化率の測定を行った。初磁化率は 1 試料につき 5 回測定し、その平均を算出し、重量当たりの初磁化率に換算した。粒度、色、初磁化率に関するデータは、段丘構成層と被覆層を区別する際に役立った。

1.4.4.3 テフラの対比および層準の認定

テフラの同定と層準の認定に使用した指標は、火山ガラスの含有率、火山ガラスの屈折率、 β 石英の含有率である。本研究で同定した広域テフラは、鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) (7.3 ka, 屈折率 $n = 1.504-1.512$)、始良^{きかい}Tn テフラ (AT) (26~29 ka, 屈折率 $n = 1.498-1.501$)、鬼界葛原^{あいら}テフラ (K-Tz) (95 ka, 屈折率 $n = 1.496-1.500$) である。テフラの年代と火山ガラスの屈折率の値は、町田・新井 (2003) による。本研究では、上記 3 つのテフラを同定する事ができたが、実際にはさらに多くのテフラが本研究地域に降灰したことが琵琶湖の堆積物の研究によって明らかにされている (長橋ほか, 2004 など)。長橋ほか (2004) は、琵琶湖高島沖コア中に阿蘇 4 テフラ (Aso-4 : 85-90 ka)、三瓶池田テフラ (SI : 50 ka)、三瓶浮布^{うきぬの}テフラ (SUk : 20-21 ka)、鬱陵隠岐^{うつりようおき}テフラ (U-Oki : 10.7 ka)、天城カワゴ平テフラ (Kg : 3.1 ka) などを報告しており (年代値は町田・新井 (2003) による)、K-Tz 降灰以降にも複数のテフラが本研究地域に降灰したことは明らかである。しかし、本研究では、琵琶湖の湖底堆積物のようなテフラの保存状態が良い試料ではなく、酸化環境にある被覆層を対象としているため、古いテフラ (例えば、Aso-4) の火山ガラスや重鉱物は風化により失われ、被覆層中でテフラ層準を確認することはできなかった。また、被覆層は生物や人為による攪乱を受けるため、降灰量が K-Ah や AT に比べて少ないテフラ (例えば、SUk や Kg) の層準を認定するこ

とはできなかった．以下では，K-Ah，AT，K-Tz 層準の認定方法について述べる．

K-Tz 層準には，風化により火山ガラスがほとんど含まれていないため，K-Tz に特徴的に含まれる β 石英を指標とした．研究地域の被覆層に含まれる β 石英の含有率は，既存研究である関ヶ原地域（石村，2010）や高島地域（垣内ほか，2010）と同様に千分率で示し，そのピークを K-Tz 層準と認定した．K-Ah 層準と AT 層準に関しては，石村（2010）や垣内ほか（2010）の結果と同様に，両者の火山ガラスが同一層準中に混在しているため，火山ガラスの屈折率の違いを利用して求めた AT/K-Ah 比（石村，2010）の変化に基づき K-Ah と AT の層準を認定した．AT/K-Ah 比については，石村（2010）に従い，火山ガラスの屈折率と形態に基づき K-Ah と AT とその他の 3 つに分類し，それらの割合を求めた．屈折率が 1.503 よりも高い火山ガラスを K-Ah，屈折率が 1.503 よりも低い火山ガラスを AT として数を数えた．また，K-Ah と AT 起源の火山ガラス（バブル型）とは異なる形態（軽石型もしくは急冷破碎型）を呈し，1.503 前後の屈折率を示す火山ガラスを K-Ah と AT 以外のテフラ起源の火山ガラスと判断し，その他と分類した．AT 降灰後に形成された段丘面上の被覆層では，火山ガラス含有率のピークが 5-10%前後であり，ほぼ K-Ah の火山ガラスで構成される層準を K-Ah 層準と認定した．一方，AT 降灰前に形成された段丘面上の被覆層中では，K-Ah と AT 火山ガラスが上下に分散している．そのため，AT/K-Ah 比で AT の割合が大きく，火山ガラス含有率が高い部分を AT 層準とし，その上方で火山ガラス含有率と K-Ah の割合が大きくなる部分を K-Ah 層準と認定した．ただし，地域や掘削地点ごとに被覆層の状態（生物や人為による攪乱の程度や構成物質の粒度）が異なるため，被覆層の状態に応じてテフラ層準を認定した．

図 1-7 に異なる地域・形成年代の段丘を覆う被覆層のテフラ分析結果（Ishimura and Kakiuchi, 2011）を示す．示した地域は，琵琶湖の西側に位置する高島地域，琵琶湖の東側に位置する関ヶ原地域，伊勢湾の西側に位置する員弁地域である．段丘の形成年代に関しては，左が MIS 5，中央が MIS 4，右が MIS 2 に形成されたと推定された段丘である．地域ごとに比較すると，火山ガラス含有率は高島地域では 20-30%と高く，関ヶ原・員弁地域では 10-20%と低い（図 1-7）．他の掘削試料でも同様の傾向が確認され，地域ごとに火山ガラス含有率のピークの値が異なる． β 石英含有率も同様に員弁地域で低い値を示す．本研究では，このような地域によるテフラ起源物質の含有率の違いは，分析試料中における砂粒子（特に顕微鏡観察で用いる 3-4 ϕ の砂粒子）の量の違いが要因であると判断した．実際に被覆層の 3-4 ϕ の砂粒子は，高島地域，関ヶ原地域，員弁地域の順で多くなる．また本研究地域に降灰した K-Ah や AT の層厚は，ほぼ同様（町田・新井，2003）であったと考えられる．このようにテフラの降灰量に差がなく，被覆層を構成する砂粒子が地域によって異なる場合，被覆層の粒度によって見かけのテフラ

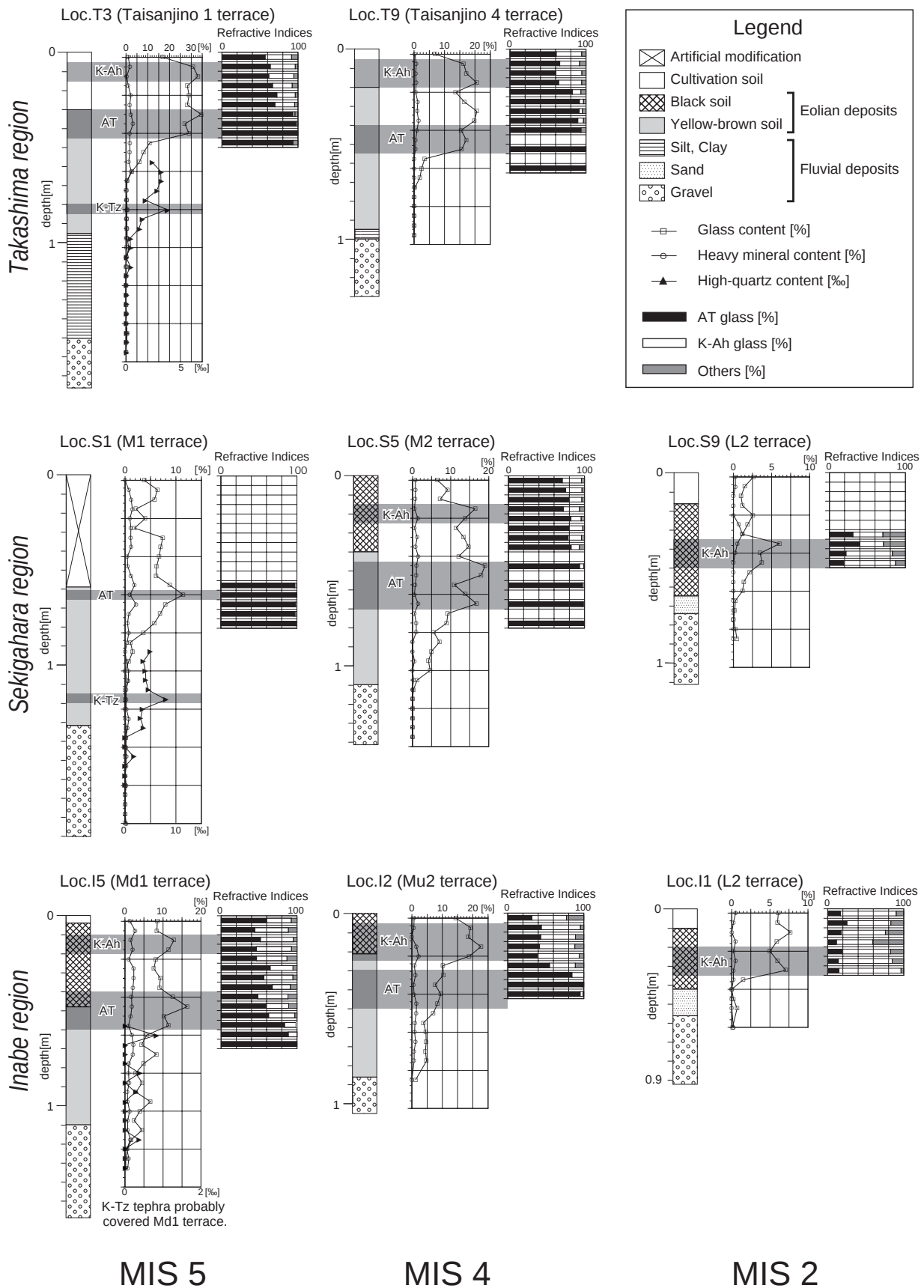


図 1-7. テフラ層準の認定例

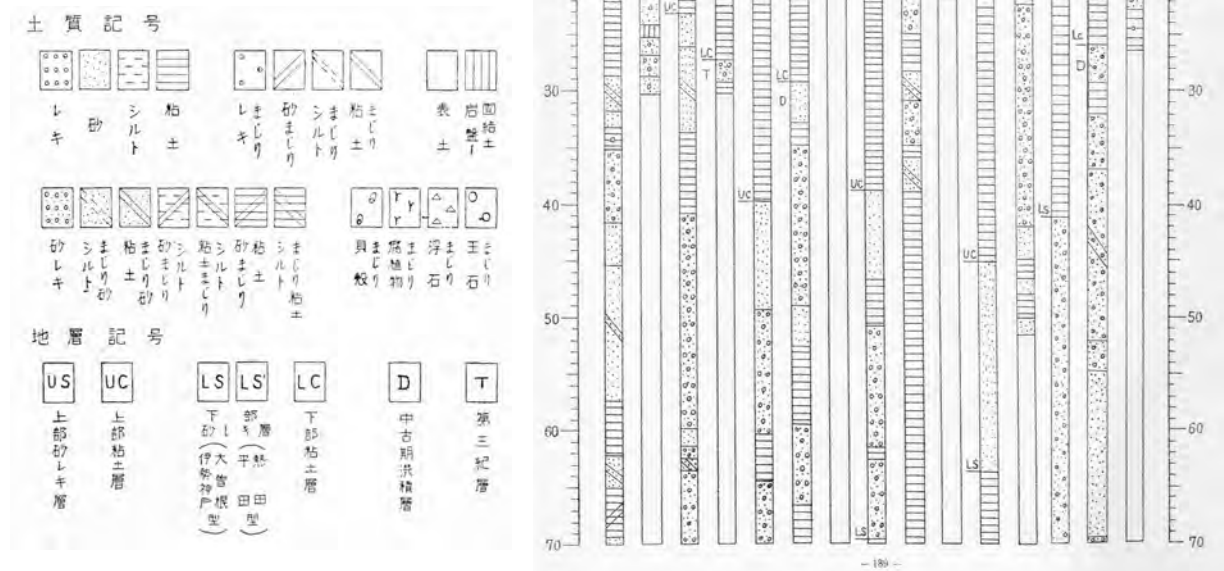
Ishimura and Kakiuchi (2011) を一部改変.

起源物質の含有率が異なることが予想される．地域ごとの被覆層の具体的な含砂率の値については，第 2 章と第 3 章で述べる．また，AT/K-Ah 比からは，K-Ah の比率が小さい層準や K-Ah 起源のガラスが上下に大きく分散している様子が確認される（図 1-7）．このような場合，人工改変により明らかに K-Ah 層準が失われている場合を除き，AT 層準との層位関係や火山ガラス含有率などにに基づき K-Ah 層準を認定した．ただし，このような場合は確実度が低いため，本研究では破線で層準を示す．

1.4.5 地殻変動量の読み取り

段丘面の形成年代と形成過程を推定した後に，吉山・柳田（1995）に従い特定の段丘面の標高から隆起量を読み取った．河床・段丘縦断面図では，断面図を作成する測線や段丘の標高の投影方法によって段丘や現河床との比高に誤差が生じる可能性がある．そのため，読み取りの際には特定の段丘が共に分布する地点で，地形図から上位の段丘と下位の段丘の標高を読み取った．段丘面の標高の読み取りには，河床・段丘縦断面図作成の際に用いた国土地理院発行の 25,000 分の 1 地形図よりも大縮尺である各市町発行の 2,500 分の 1 地形図もしくは国土地理院発行の 5,000 分の 1 地形図を用いた．等高線間隔は，それぞれ 2 m と 5 m であるため，読み取り誤差は±2 m，±5 m となる．沈降量については，ボーリング調査に基づく地下地質データ（建設省ほか，1962；桑原，1985 など）から読み取った（図 1-8）．地下地質データの読み取り誤差は，±5 m 以下である．

本論文は 5 つの章により構成される．本章（第 1 章）はイントロダクションである．第 2 章では，従来の段丘形成モデル（図 1-2）と同様に気候変動・海水準変動が段丘形成に影響を与えていると考えられる伊勢湾西岸地域を対象とし，段丘面の区分とテフラ分析を行い，段丘の形成年代とその形成過程を推定する．第 3 章では，海水準変動の影響を直接受けない近江盆地周辺を対象とし，段丘面の区分とテフラ分析を行い，段丘の形成年代とその形成過程を推定する．これらの結果に基づき，第 4 章では本研究地域の段丘形成過程のまとめと地殻変動量の推定を行う．第 5 章では，全体のまとめと今後の展望について述べる．



Kuwahara (1962)

図 3-36 D-D'断面図



図 1-8. 沈降量の読み取りに使用した地下地質データ（建設省ほか，1962；桑原，1985）
建設省ほか（1962）の柱状図からは，±1 m の精度で深度を読み取る事が可能．桑原（1985）の柱状図では，深度の目盛りを十分割し（一目盛り 5 m），深度を読み取った．

文献

- Aoki, K. 2008. Revised age and distribution of ca. 87 ka Aso-4 tephra based on new evidence from the northwest Pacific Ocean. *Quaternary International* 178: 100-118.
- 青木かおり・新井房夫 2000. 三陸沖海底コア KH94-3, LM-8 の後期更新世テフラ層序. *第四紀研究* 39: 107-120.
- Chappell, J. 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Bulletin of the Geological Society of America* 85: 553-570.
- Chappell, J. 1994. Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. *Journal of Geography* 103: 828-840.
- 檀原 毅 1971. 日本における最近 70 年間の総括的上下変動. *測地学会誌* 17: 100-108.
- 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.
- 幡谷竜太 2006. 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (3) -過去 10 万年間の隆起量分布により明らかにされる内陸部の地殻変動-. *電力中央研究所報告* N05017.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川 昭 2007. Double-difference tomography 法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定. *地震* 第 2 輯 60: 1-20.
- Huzita, K., 1962. Tectonic development of the Median zone (Setouchi) of southwest Japan, since the Miocene. *Journal of Geosciences, Osaka City University* 6: 103-144.
- Ikebe, N., Huzita, K. 1966. The Rokko movements, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria* 8: 277-287.
- Ikebe, N., Iwatsu, J., Takenaka, J. 1970. Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Journal of Geosciences, Osaka City University* 13: 39-98.
- 池田安隆 1990. 侵食と隆起：山脈形成論の観測的基礎. *地震* 第 2 輯 43: 137-152.
- 池田安隆 1999. 飛騨高原と近畿三角帯の鮮新世以降のテクトニクスはマントルリッドのデラミネーションで説明できるか？. *月刊地球* 21: 137-144.
- 池原 実・村山雅史・多田井 修・外西奈津美・大道修宏・川幡穂高・安田尚登 2006. 四国沖から採取された 2 本の IMAGES コアを用いた第四紀後期におけるテフラ層序. *化石* 79: 60-76.

- 今泉俊文 1977. 男鹿半島の地殻変動と地震. 東北地理 29: 35-44.
- 石村大輔 2010. 関ヶ原周辺における段丘編年と活断層の活動性. 第四紀研究 49: 255-270.
- Ishimura, D., Kakiuchi, Y. 2011. Chronology and processes of fluvial terrace formation in northeastern Kinki district, southwest Japan, based on cryptotephra analysis. Quaternary International 246: 190-202.
- 貝塚爽平 1969. 変化する地形-地殻変動と海面変化と気候変動のなかで. 科学 39: 11-19.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 2000. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原. 東京大学出版会.
- 垣内佑哉・堤 浩之・竹村恵二・鈴木毅彦・村田昌則 2010. 琵琶湖西岸断層帯北部上寺断層の活動による河成段丘の隆起. 第四紀研究 49: 219-231.
- 建設省・愛知県・三重県編 1962. 伊勢湾北部臨海地帯の地盤. 都市地盤調査報告書 vol. 1.
- Kimura, J., Stern, R.J., Yoshida, T. 2005. Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. Geological Society of America Bulletin 117: 969-986.
- 小池一之・町田 洋編 2001. 海成段丘アトラス. 東京大学出版会.
- Kudo, T., Yamaoka, K. 2003. Pull-down basin in the central part of Japan due to subduction-induced mantle flow. Tectonophysics 367: 203-217.
- 桑原 徹 1968. 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究 7: 235-247.
- 桑原 徹 1985. 第 3 章 濃尾平野の地下水盆. 濃尾平野の地盤沈下と地下水, 東海三県地盤調査会. 35-76.
- 町田 洋・新井房夫 2003. 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- 松田時彦・今泉俊文 1988. 第四紀における日本列島の広域隆起. 地質学会 95 年学術大会講演要旨. 461.
- 松田時彦・岡田篤正 1968. 活断層. 第四紀研究 7:188-199.
- 松田時彦・岡田真介・渡邊トキエ 2004. 横ずれ活断層の累積変位量・断層長・破碎帯幅から見た断層の発達度. 活断層研究 24: 1-12.
- Matsu'ura, T., Ueno, T., Furusawa, A. 2011. Characterization and correlation of cryptotephra using major-element analyses of melt inclusions preserved in quartz in last interglacial marine sediments, southeastern Shikoku, Japan. Quaternary International 246: 48-56.
- 松浦旅人・吉岡敏和・古澤 明 2007. 河成段丘面を指標にした富山県東部魚津断層帯

- の第四紀後期活動性評価. 第四紀研究 46: 19-36.
- 三好崇之・石橋克彦 2004. 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状. 地震 第2輯 57: 139-152.
- 村上 亮・小沢慎三郎 2004. GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義. 地震 第2輯 57: 209-231.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎 2004. 近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年-EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成-. 第四紀研究 43: 15-35.
- Nakajima, J., Hasegawa, A., 2007. Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: slab geometry and its relationship to arc magmatism. *Journal of Geophysical Research* 112: B08306. doi:10.1029/2006JB004770.
- 中村洋介 2005. 富山平野東縁, 魚津断層の第四紀後期における平均上下変位速度. 第四紀研究 44: 353-370.
- 中村洋介・金 幸隆 2004. ローム層のボーリング掘削に基づく富山県魚津断層南部の第四紀後期における上下変位速度の算出. 地理学評論 77: 40-52.
- 中田 高・今泉俊文編 2002. 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 奥村晃史 2000. 活断層研究の過去・未来・現在. 月刊地球号外 31: 152-157.
- Ota, Y., Omura, A. 1991. Late Quaternary shorelines in the Japanese Islands. *The Quaternary Research* 30: 175-186.
- 太田陽子・寒川 旭 1984. 鈴鹿山脈東麓地域の変位地形と第四紀地殻変動, 地理学評論 Ser. A 57: 237-262.
- 太田陽子・松田時彦・長沼和雄 1976. 佐渡小木地震 (1802 年) による土地隆起量の分布とその意義. 地震 第2輯 29: 55-70.
- 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田 洋・松田時彦 2010. 日本列島の地形学. 東京大学出版会.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T. 2000. Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan. *Pure applied geophysics* 157: 2303-2322.
- Sato, H. 1994. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research* 99: 22261-22274.
- 須貝俊彦・杉山雄一・水野清秀 1999. 深度 600m ボーリング (GS-NB-1) の分析に基づく過去 90 万年間の濃尾平野の地下層序. 地質調査所速報 no. EQ/99/3: 69-76.
- Suzuki, T. 2008. Analysis of titanomagnetite within weathered middle Pleistocene

- KMT tephra and its application for fluvial terrace chronology, Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International* 178: 119-127.
- Tada, R., Irino, T., Koizumi, I. 1999. Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography* 14: 236-247.
- 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.
- 田力正好・安江健一・柳田 誠・古澤 明・田中義文・守田益宗・須貝俊彦 2010. 土岐川（庄内川）流域の河成段丘と更新世中期以降の地形発達. *地理学評論* 84: 118-130.
- 高橋雅紀 2006. フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス. *地学雑誌* 115: 116-123.
- Takemura, K., 1985. The Plio-Pleistocene Tokai Group and the tectonic development around Ise Bay of central Japan since Pliocene. In: *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University. Series of Geology and Mineralogy* 51: 21-96.
- 東郷正美 1971. 饗庭野台地の変形について. *地理学評論* 44: 194-200.
- 植村善博 2001. 比較変動地形論-プレート境界の第四紀地殻変動-. 古今書院.
- Yamamoto, A. 1989. Subduction of the Philippine Sea plate and gravity anomaly in Southwest Japan. *Journal of the Geodetic Society of Japan* 35: 215-225.
- Yamamoto, A., Fukao, Y., Furumoto, M., Shichi, R., Shiraki, H. 1986. A Bouguer anomaly gradient belt on the Pacific side of central Honshu, Japan, *Geophysical Research Letters* 13: 537-540.
- Yokoyama, T. 1984. Stratigraphy of the Quaternary system around Lake Biwa and geohistory of the ancient Lake Biwa. In: Horie, S. (Ed.), *Lake Biwa*. Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht. 43-128.
- 吉川周作・三田村宗樹 1999. 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. *地質学雑誌* 105: 332-340.
- 吉山 昭・柳田 誠 1995. 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. *地学雑誌* 104: 809-826.