

## 第 4 章 議論

### 4.1 近江盆地と伊勢湾西岸地域の段丘形成過程

#### 4.1.1 近江盆地と伊勢湾西岸地域の段丘面の対比

研究対象地域である近江盆地と伊勢湾西岸地域の段丘面の形成年代と気候変動・海水準変動との関係を図 4-1 に示す。図 4-1 には、第 2 章と第 3 章で推定した伊勢湾西岸地域と近江盆地の段丘面の形成年代に加え、石村（2010）で推定された関ヶ原地域の段丘面の形成年代を示している。近江盆地は高島地域、堅田地域、湖東地域に、伊勢湾西岸地域は員弁川沿いの員弁地域と鈴鹿川沿いの鈴鹿地域に分けて示した。本研究地域の段丘の多くは、氷期・間氷期の気候変動・海水準変動に対応して形成されたと推定されており、各地域の段丘面を対比することが可能である（図 4-2，表 4-1）。図 4-2 と表 4-1 に示すように伊勢湾西岸地域の段丘面は本研究地域全域の段丘面と対比可能であるため、本節では各地域の段丘面の名称を用いず、伊勢湾西岸地域の段丘面の名称に統一する。以下に、本研究で認定された 3 つのテフラ層準で形成年代を推定することができた最終間氷期以降の段丘について、その特徴をまとめる。

##### ・ L1-4 面

各地域に分布する L3 面と L4 面は、MIS 2 以降に形成された段丘であり、これらの段丘の形成過程と形成環境は様々である。そのため、地形的特徴に基づき各地域の L3 面と L4 面を対比することは困難である。しかし、L2 面との上下関係や段丘崖の比高から、L3 面の形成年代は L2 面形成後から 10 ka、L4 面の形成年代は 10 ka 以降と推定されるため（表 4-1）、形成年代を基準にして L3 面と L4 面を対比することが可能である。堅田地域と湖東地域では、L2 面の下位に分布する段丘を一括したが、実際には両地域ともに L3 面と L4 面に対比される段丘面が分布する。L2 面は、各地域に共通して被覆層中に K-Ah 層準が認められること、一部の段丘構成層中に AT 層準が認められること、<sup>14</sup>C 年代の測定結果（16,410±70～23,150±100 yrBP：三重県，1996）などから、MIS 2 に形成された段丘であると考えられる（表 4-1）。各地域の L2 面に共通してみられる地形的特徴は、上流部では谷を広く埋積し、下流部では沖積面と交叉し沖積面下に没するというものである。L1 面の特徴は、全地域でテフラ層準が確認されたわけではないが、AT 層準が離水前後に推定されることや L2 面との比高が小さく扇状地性の地形を呈することである。

##### ・ Md3 面と Mu3 面

Md3 面と Mu3 面は、ともに伊勢湾西岸地域のみに分布する（図 4-2）。段丘の分布と他の段丘との新旧関係から、Mu3 面は養老山地の西側斜面に分布する Mu2 面を開析す

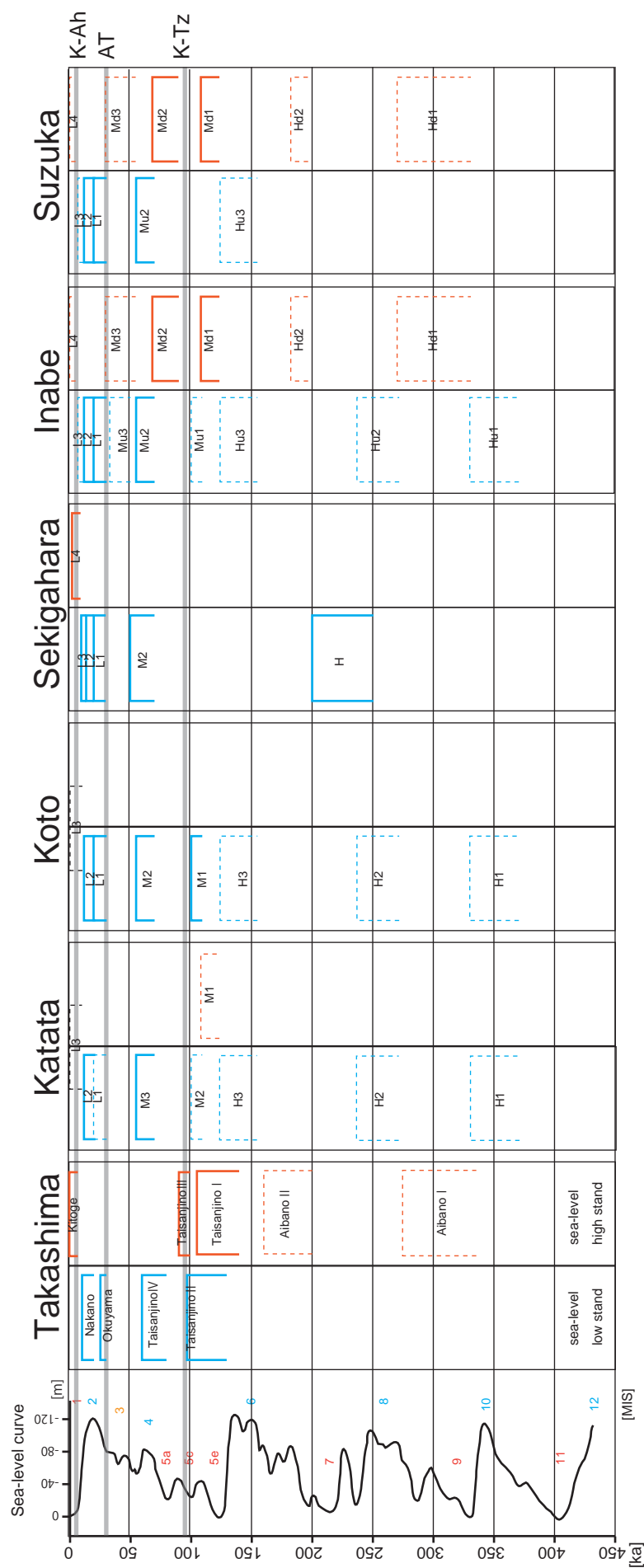


図 4-1. 各地域の段丘面の形成年代と海水準変動（気候変動）の関係  
 関ヶ原地域の段丘面の形成年代は石村（2010）による。それ以外の地域は本研究による。海水準変動カーブは Chappell（1994）を一部改変。オレンジ色は温暖な時期（高海面期）、水色は寒冷な時期（低海面期）に形成された段丘を示す。実線は形成年代の確度が高い段丘を示す。

Terrace	MIS	Age [ka]	Takashima	Katata	Koto	Sekigahara	Inabe	Suzuka
L4	1	0-10	○	○	○	○	○	○
L3	2-1	10-15	○	○	○	○	○	○
L2	2	15-20	○	○	○	○	○	○
L1	3-2	20-30	○	○	○	○	○	○
Mu3	3	30-55					○	
Md3	3	30-55					○	○
Mu2	4	55-70	○	○	○	○	○	○
Md2	5c-5a	70-100	○	○			○	○
Hu1	5d	100-110	○	○	○		○	
Md1	5e	110-125	○	○			○	○
Hu3	6	130-150			○		○	
Hd2	7	180-200	○	○			○	○
Hu2	8	235-270			○	○	○	
Hd1	9	270-330	○				○	○
Hu1	10	330-370			○		○	

表 4-1. 各段丘面の形成年代とその分布地域

オレンジ色は温暖な時期（高海面期）、水色は寒冷な時期（低海面期）に形成された段丘を示す。

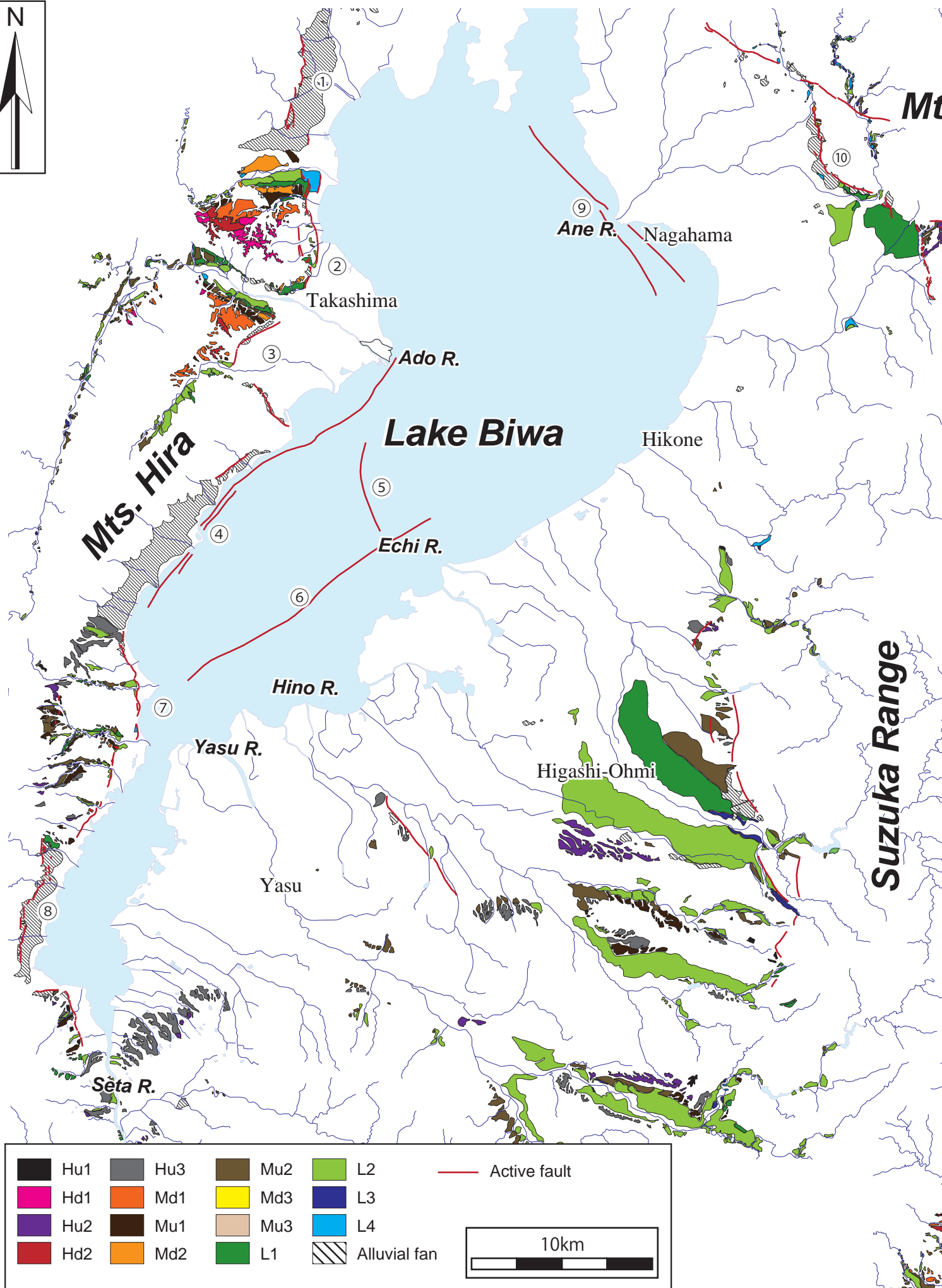
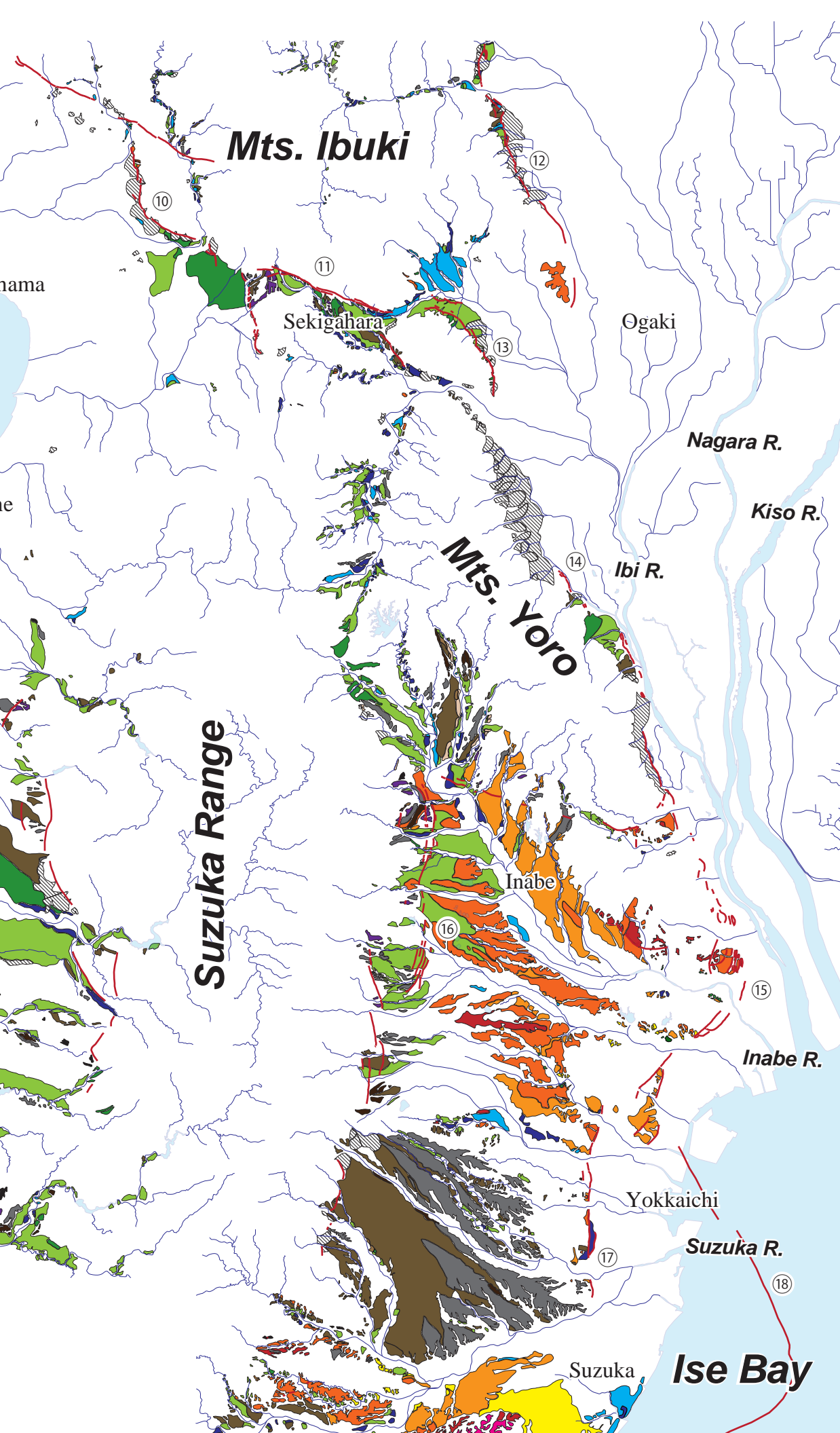


図 4-2. 近江盆地・濃尾平野西部・伊勢湾西岸地域の段丘面と活断層の分布



#### ←図 4-2. 近江盆地・濃尾平野西部・伊勢湾西岸地域の段丘面と活断層の分布

関ヶ原地域については石村（2010）を一部改変。それ以外の地域は本研究の空中写真判読に基づく。段丘面は伊勢湾西岸地域の段丘面に対比した。琵琶湖内の活断層の位置は植村・太井子（1990）に基づく。伊勢湾内の海底活断層の位置は岡田ほか（2000）に基づく。①—⑱の活断層の名称は以下の通り。①：地内断層, ②：饗庭野断層, ③：上寺断層, ④：西岸湖底断層, ⑤：中央撓曲, ⑥：東岸湖底断層, ⑦堅田断層, ⑧：比叡断層, ⑨：東岸湖底断層, ⑩：醍醐断層, ⑪関ヶ原断層, ⑫：池田山断層, ⑬：宮代断層, ⑭：養老断層, ⑮：桑名断層, ⑯：麓村断層, ⑰：四日市断層, ⑱：四日市港断層・鈴鹿沖断層。

る侵食性の段丘であり、Md3面は鈴鹿川下流部のかつての広い沖積面が離水した段丘であると考えられる。形成年代に関しては、K-Tz降灰以後でAT降灰以前に離水していることと段丘面の新旧関係から、ともにMIS 3の間に形成された段丘である可能性が高い(表 4-1)。

#### ・ Mu1面と Mu2面

Mu1面とMu2面は各地域に分布し、ともに河川の上流部に分布する(図 4-2)。Mu1面とMu2面を区別する際、K-Tz層準の有無、段丘面の開析の程度、上位のMd1面との関係に基づきMu1面とMu2面を区別した。Mu2面は開析の程度が小さく、扇状地性の地形を呈する。Mu1面は、Mu2面よりも被覆層の風化が進んでおり、分布領域はMu2面よりも狭い。Mu1面とMu2面は、段丘面の分布や形態からともに氷期(低海面期)に形成された段丘だと考えられる。

#### ・ Md1面と Md2面

Md1面はMIS 5eに対比される段丘で、伊勢湾西岸地域と近江盆地の湖西地域に分布する(図 4-2)。伊勢湾西岸地域の臨海部では、Md1面の段丘構成層中に海成粘土を挟在する(吉田, 1984; 吉田ほか, 1991)。また、中流部ではテフラ分析に基づきK-Tzテフラがこの段丘を覆うと考えられる。Md1面は、広い平坦面を持ち、山間部には分布せず中流～下流部に広く分布する。近江盆地では、Md1面は高島地域に広く分布し、テフラ層準と段丘面の特徴からMIS 5eに形成されたデルタ性の地形面が離水した段丘であると考えられる(表 4-1)。Md2面はK-Tz降灰以後に離水した段丘面で、伊勢湾西岸地域と高島地域に分布する(図 4-2)。伊勢湾西岸地域では、Md2面がMd1面を開析しているが、その分布領域や地形面の平坦性などから、Md2面はMd1面同様に高海面期に形成された段丘だと考えられる。

### 4.1.2 段丘面の形成・離水・保存に関わる要因

表 4-2 に各地域の侵食基準面、活断層の活動度、周辺の地質を示す。侵食基準面は、近江盆地では琵琶湖、関ヶ原地域と伊勢湾西岸地域では伊勢湾であり、侵食基準面の変動は両地域で大きく異なる。活断層の活動度を比べると、湖西地域と伊勢湾西岸地域には上下変位速度が1 mm/yrを越える活断層が分布するのに対し、湖東地域と関ヶ原地域の活断層の上下変位速度は0.1-0.5 mm/yr程度であることから、断層活動の影響が各地域で異なることが予想される。後背地の地質については、全地域で共通して山地が中生界の堆積岩類もしくは白亜系の花崗岩類・流紋岩類からなり、丘陵は古琵琶湖層群もしくは東海層群からなる。山地の地質が南北で異なる鈴鹿山脈東麓の伊勢湾西岸地域では、段丘を構成する物質は異なるが、段丘の分布や形態に鈴鹿山脈の地質の差による影

	Base level of erosion	Vertical slip rate of active fault	Geology
West coast of Ise Bay	Ise Bay	> 1.0 mm/yr	Paleo-Mesozoic sedimentary rocks, Granites and Tokai Group
Sekigahara	Ise Bay	0.1–0.4 mm/yr	Paleo-Mesozoic sedimentary rocks, Granites and Tokai Group
Koto	Lake Biwa	0.1–0.3 mm/yr	Paleo-Mesozoic sedimentary rocks, Granites, Ryolites and Kobiwako Group
Kosei	Lake Biwa	> 1.0mm/yr	Paleo-Mesozoic sedimentary rocks, Granites and Kobiwako Group

表 4-2. 各地域の侵食基準面，断層の活動度，周辺の地質

断層の活動度について，伊勢湾西岸地域は Ishiyama et al. (2004, 2007)，関ヶ原地域は石村 (2010)，湖西地域は小松原 (2006)，湖東地域は池田ほか (1991) と活断層研究会編 (1991) に基づく。周辺の地質は，20 万分の 1 地質図幅「名古屋」(水野ほか，2009) に基づく。



響は認められない。むしろ、上記で述べた断層の位置や活動度の違いに起因する影響が、段丘の分布や標高に認められる。そのため、段丘形成におよぼす地質の差による影響は小さいと考えられる。ちなみに本研究地域の山地の標高は 1000 m 前後であり、最終氷期であってもほとんどの地域が森林限界より標高が低く（貝塚・鎮西，1986）、最終氷期における周氷河作用の影響は少ないと考えられる。これらのことから、近江盆地と関ヶ原・伊勢湾西岸地域では、段丘形成に関わる侵食基準面の違いの影響を比較することができ、湖西地域と湖東地域および関ヶ原地域と伊勢湾西岸地域では段丘形成に関わる断層活動の影響を比較することができる。

本研究では、各地域の環境の差が段丘形成過程にどのように影響しているかを議論するために、段丘の形成過程を以下のように細分した。段丘面は、河川性の堆積物から構成される平坦面とその後の侵食によって形成された段丘崖という異なる地形要素から構成されている。さらに離水した段丘が現在まで保存されるためには、離水後に新たな堆積物により埋積もしくは侵食されないことが必要である。よって、段丘面の形成過程を 1)（狭義の）段丘面の形成、2) 段丘面の離水、さらに段丘が形成されてから現在まで残る要因を 3) 段丘面の保存と定義する。これら 3 つの要因について本節では考察する。表 4-3 に推定された各地域の段丘面の形成・離水・保存要因を示す。

#### ・湖東地域と湖西地域

本研究では、琵琶湖唯一の排水路である瀬田川周辺の地形発達（大橋，1978）や湖岸部での相対的な湖水準の変動と断層活動との関係（宮田ほか，1990）に基づき、琵琶湖の絶対的な湖水準は、長期間で考えた場合にはほぼ一定であったと仮定し、近江盆地周辺の段丘形成モデルを検討した。この場合、琵琶湖（侵食基準面）の湖水準変動の影響を無視できるため、近江盆地の段丘形成に寄与する要因としては、気候変動と地殻変動が挙げられる。しかし、段丘の形成年代や地形的特徴に基づき、湖西・湖東の両地域に分布する段丘の多くは、気候変動に伴って形成されていると推定された。特に MIS 2 に形成された L2 面は、湖西・湖東の両地域に広く分布し、同様の地形的特徴を示す。これは、近江盆地全域において地殻変動とは別な要因で、同時期に段丘が形成されたことを示唆している。地殻変動に関しては、第 3 章で述べたように湖西地域における間氷期の段丘の存在に大きく影響を与えているが、離水時期の決定には気候変動が大きく影響している。これらのことから、近江盆地の段丘形成に最も寄与する要因は気候変動であり、その次に各地域の地殻変動が段丘の分布領域や標高に影響を与えていると推定した。

第 3 章では、現在、MIS 2, MIS 5e の近江盆地の河川環境を比較することで、気候変動に対応した河川環境の変化を推定し、湖西・湖東地域の段丘形成モデルを検討した（図 3-8）。近江盆地では、気候変動に伴い河川の掃流力が変化し、その変化によって縦断面

形（特に中流～上流部）が氷期と間氷期で異なる．そのため、（狭義の）段丘面の形成には、気候変動が大きく影響していると考えられる．段丘面の離水に関して、氷期の段丘は、気候変動による河川環境の変化によって離水すると考えられる（図 3-8）．一方、侵食基準面が一定の場合、下流部の堆積面は侵食基準面に制約され、河川環境が変化したとしても間氷期の地形面が離水することは困難である．このため、地殻変動による隆起が間氷期の段丘面の離水には必要であると考えられる．ただし、高島地域における、MIS 5e の段丘形成、現在河川が形成する地形、断層の活動性にに基づき、気候条件が一定である時期に断層活動が複数回起きたとしても河川は平衡状態を保ち、広域に分布する段丘は形成されないと推定された．したがって、間氷期における段丘面の離水には、気候変動による河川環境の変化と断層活動による隆起の両方が必要であると考えられる．段丘面の保存に関しては、地殻変動が湖西・湖東の両地域の段丘面の保存に影響を与えていると考えられる（図 3-8）．湖西地域では、断層活動による隆起によって段丘面が保存されているため、現在複数の段丘面が断層上盤側の丘陵部に分布している．湖東地域では、西傾動運動により各氷期に形成された段丘面が保存されるため、同様の地形的特徴（分布形態や縦断面形）をもつ段丘が現在丘陵部に複数分布する．

#### ・関ヶ原地域と伊勢湾西岸地域

関ヶ原地域は、伊吹山地と養老山地・鈴鹿山脈に挟まれた山間部であり侵食基準面は伊勢湾である．そのため関ヶ原地域に分布する段丘面は、伊勢湾西岸地域の中流～上流部に分布する段丘と対比可能である．（狭義の）段丘面の形成については、近江盆地と同様に気候変動による掃流力の変化が中流～上流部の段丘面の形成に影響を与えるとともに、下流部では海水準変動も段丘面の形成に影響を与える（図 2-6）．そのため氷期と間氷期の河床縦断面形が大きく異なり、伊勢湾西岸地域では段丘面の交叉現象が広く確認される（図 2-5）．離水時期については、MIS 3 に形成された Md3 面と Mu3 面を除き、ほとんどが気候変動と海水準変動に対応していると推定される．このことから、段丘面の離水にも気候変動と海水準変動の両方が影響を与えていると考えられる．段丘面の保存に関しては、断層活動による隆起が影響を与えていると考えられる．関ヶ原地域には、MIS 8 に対比される段丘の下位には MIS 4 から MIS 2 にかけての最終氷期の段丘が広く分布するのに対し、伊勢湾西岸地域の中流～上流部には、最終間氷期以前の氷期に対応する段丘も多く認められる．これは伊勢湾西岸地域に比べて関ヶ原地域の断層活動による隆起量ははるかに小さいためだと考えられる（表 4-2）．関ヶ原地域では、段丘離水後の隆起量が小さいため、伊勢湾西岸地域で確認される Hu3 面（MIS 6）や M1 面（MIS 5d）は、MIS 4 や MIS 2 の段丘堆積物により埋積もしくは侵食され、現在確認されないものと考えられる．逆に、伊勢湾西岸地域では、断層活動による隆起量が大きいため、

	Factors of terrace formation		
	Formation of terrace surface	Formation of terrace scarp	Preservation of terrace surface
West coast of Ise Bay	sea-level change and climate change	sea-level change and climate change	uplift by fault movement
Sekigahara	sea-level change and climate change	sea-level change and climate change	-
Koto	climate change	climate change	uplift and subsidence by tectonic tilting
Kosei	climate change	climate change and fault movement	uplift by fault movement

表 4-3. 各地域の段丘面の形成・離水・保存に関する要因

最終間氷期以前の段丘が断層の隆起側に多く残っている。このように、関ヶ原地域と伊勢湾西岸地域では、断層活動による隆起量の違いにより、現存する中流～上流部の段丘の数に違いが生じていると考えられる。

・近江盆地と伊勢湾西岸地域との比較

本研究地域全域で広く確認される段丘は、中流～上流部に主に分布する氷期の段丘面である。本研究では、特に琵琶湖を対象とすることで侵食基準面の変動が段丘形成に影響しない環境と伊勢湾西岸地域のように海水準変動が段丘形成に影響する環境を比較することによって、中流～上流部に分布する氷期の段丘面が同様の地形的特徴を持つことを明らかにすることができた。このことは、調査地域の大部分では侵食基準面の変動よりも気候変動による河川環境の変化が要因となって、中流～上流部で段丘面が形成されていることを示唆している。これは従来の段丘形成モデル（貝塚，1969 など）でも指摘されていたように、中流～上流部の段丘面の形成には気候変動が大きく寄与しているという見解と同様である。一方、間氷期の段丘面の分布は、伊勢湾西岸地域と高島地域の活断層の上盤側に限られ、湖東地域と関ヶ原地域では確認されなかった。このように侵食基準面が異なる両地域において、活動度高い逆断層の上盤側に間氷期の段丘が限られることは、間氷期の地形面が広く分布する領域（主に下流部）が隆起する運動が無い限りそこでは段丘面が形成されたとしても、その後の氷期の侵食や次の間氷期の堆積により段丘面が保存されないことを意味している。実際、伊勢湾西岸地域では桑名断層が員弁川の下流部を隆起させ、高島地域では饗庭野・上寺断層が安曇川の下流部を隆起させている（図 4-2）。一方の湖東地域は、西傾動運動と琵琶湖西岸断層帯の活動により愛知川、日野川、野洲川の下流部は沈降し続けているため、沖積面が広く広がるのみで段丘は分布しない（図 4-2）。関ヶ原地域では、近江盆地側でも濃尾平野側でも断層活動により低地側が沈降しており、ここでも沖積面が広く広がるのみで段丘はあまり分布しない（図 4-2）。現在広く分布する沖積面と同様の地形面が、最終間氷期に湖東地域と関ヶ原地域にも分布していたはずであるが、ほとんど隆起していないあるいは沈降傾向にあることによって最終間氷期の段丘が分布していない（保存されていない）と考えられる。

また、比良山や養老山の前面などでは活断層による隆起が活発であるにもかかわらず段丘がほとんど分布しない。これは両山地とも西側へ傾動する断層地塊山地であるため、山地東側斜面が急傾斜で各河川の集水域が極端に小さいためである。その結果、山地の前面には扇状地しか形成されず、高島地域や員弁川沿いに見られるような広い段丘面は形成されていない。これら山地前面の扇状地の発達には活断層の上下変位速度によらず、知内断層、西岸湖底断層、比叡断層、醍醐断層、池田山断層、養老断層沿いで確認される（図 4-2）。各地域に共通する特徴は、山地と低地が直接接しておりその間に逆断層が

存在することであり、山地と活断層の位置関係もこのような扇状地の発達に影響を与えていると考えられる。特に琵琶湖西岸断層帯沿いでは、段丘が分布する地域としない地域の差は顕著であり、堅田丘陵や饗庭野・泰山寺野台地のように丘陵地が分布する地域のみで段丘が認められる。このように段丘の有無に関しては、集水域の大きさ、河川の勾配、山地と活断層の位置関係などが影響していることがわかる。

#### **4.1.3 西南日本における氷期の段丘形成過程**

現在までに、日本の多くの河川で気候変動・海水準変動に対応して段丘面が形成されていることが確認されてきた (Machida, 1980 ; 久保, 1997 ; 高木ほか, 2000 など)。このような研究の多くは、年代指標であるテフラが多く降灰している中部地方以東の地域で行われてきた。また中部地方以東の地域は最終氷期に森林限界が下がり、山地の広い領域が周氷河作用を受ける環境になるため、氷期の段丘形成は上流域の周氷河作用による碎屑物供給量の増加によって説明されることが多い (平川・小野, 1974 ; 伊藤・正木, 1984 など)。一方、貝塚 (1962) は、MIS 2 に周氷河地域を流域にもたない河川にも MIS 2 に形成された段丘が存在することから、豪雨頻度の低下による河川の掃流力の低下が氷期の段丘形成に大きく影響を与えていると考えた。その後、Sugai (1993) が MIS 2 に流域に周氷河地域がほとんど分布しない確氷川において過去の掃流力を段丘構成層の礫径に基づき復元し、氷期の段丘形成の要因を貝塚 (1962) と同様に台風による豪雨の頻度の減少に伴う河川の掃流力の低下と結論づけている。しかし、Sugai (1993) のように、周氷河作用による碎屑物供給量の増加と降水量の低下による河川の掃流力の低下を区別し、氷期の段丘形成について述べた研究は他にはない。これは一般的に、MIS 2 に周氷河地域が広がらない西南日本では段丘面の分布が悪く、さらに段丘の編年が進んでいないことが原因である。そこで本節では、本地域全域で広く確認することができた MIS 2 に対応する L2 面の形成過程に基づき、西南日本の氷期の段丘形成過程について考察する。

東北日本と西南日本の MIS 2 に形成された段丘を比較した研究として、豊島 (1994) が挙げられる。豊島 (1994) は東北日本で認められる MIS 2 の堆積段丘とその後の侵食段丘の形成を「堆積段丘-侵食段丘連鎖」と命名した。一方、西南日本では MIS 2 以降の侵食段丘を広く確認できることから、このような段丘の形成をこの連鎖の一部であると説明している。豊島 (1994) は、東北日本にみられる MIS 2 の段丘の特徴が堆積段丘であることから、段丘構成層の層厚が 10 m 以上の段丘を堆積段丘と定義した上で西南日本の段丘について議論した。そのため、西南日本では MIS 2 に形成された多くの段丘面が、段丘構成層の層厚に基づき侵食段丘とみなされた。しかし、本研究地域に分布す

る MIS 2 に形成された L2 面の分布形態や縦断面形は、東北日本にみられる MIS 2 の段丘と同様であると考えられる。東北日本では周氷河作用による碎屑物供給量の増加と同時に起きたと推定される河川の掃流力の低下による河床面高度の上昇が氷期の段丘形成の要因である。一方、西南日本では、多くの河川で周氷河作用による碎屑物供給量の増加は期待されないため、掃流力の低下による河川の運搬能力低下、そして河床面高度の上昇という過程が西南日本の氷期における段丘形成であると考えられる。つまり、東北日本と西南日本における MIS 2 の段丘形成に共通する特徴は河床面高度の上昇であり、必ずしも堆積段丘であるとは言えない。段丘構成層の層厚の違いに関しては、周氷河作用により碎屑物供給量が増加した東北日本の段丘構成層の層厚が、西南日本の段丘と比べて厚くなるのは当然である。実際に本地域の L2 面と同様の時期に形成され、同様の地形的特徴を持つ段丘は九州（長岡，1986）や四国（岡田・堤，1990）でも確認されており、西南日本全域で MIS 2 の河川の掃流力の低下により段丘が形成されたと思われる。これは、花粉分析に基づき西南日本の多くの地域が、MIS 2 に寒冷・乾燥の気候であったこと（近畿地方：Miyoshi et al., 1999；Hayashi et al., 2010，四国地方：三宅ほか，2003，2005，九州地方：Hatanaka, 1985）からも示唆される。このような西南日本の MIS 2 の段丘形成過程を基準に考えると、日本の氷期の段丘形成には気候変動による掃流力の低下が最も影響を与えており、その河床面高度の上昇量（MIS 2 の段丘構成層の層厚）に寄与する要因が周氷河作用による碎屑物供給量の増加であり、結果として東北日本と西南日本における MIS 2 の段丘構成層の厚さの違いに表れていると考えることができる。このような氷期の段丘形成過程を実証するためには、今後西南日本の各地で MIS 2 に対応する段丘の分布や特徴を明らかにしていくことが必要である。

## **4.2 段丘地形と地下地質情報に基づく近江盆地と伊勢湾西岸地域の過去 10 万年間の地殻変動**

### **4.2.1 段丘面を用いた地殻変動量の推定方法**

本研究では、吉山・柳田（1995）に従い（図 1-4），地殻変動量を推定する。この方法に基づき隆起量を推定するためには、まず読み取る地形面（段丘面や現河床）が平衡状態であったことが前提条件であり、それを確認することが必要である。しかし、河川が平衡状態であったか否かを判断することは困難であるため、田力・池田（2005）では、縦断面形が下に凸で平滑である河川、ある程度幅の広い連続的な段丘が分布している河川は平衡に達している可能性が高いと判断している。本研究地域に分布する河川は、多くの地域で上記の条件を満たしていると考えられる。また、吉山・柳田（1995）では、現河床の上流部では十分に平衡に達していない可能性が指摘されていること（柳田，1991）

から、BV法（MIS 5eの埋没谷底と現河床との比高を用いる方法）の信頼性を見直す必要があるとしている。一方、TT法（MIS 2とMIS 6の段丘面の比高を用いる方法）に関しては、MIS 2やMIS 6の段丘形成に要した時間は長く、これらの段丘面はより平衡状態に近いものと判断し、BV法よりも信頼性が高いと判断している。実際、本研究地域の河床・段丘縦断面形（図 2-5, 3-7）においても、現河床の上流域では平衡状態に達していないように見える部分が存在する。しかし、上流域にはMIS 5eの段丘が分布しないため、平衡状態に達していない可能性のある現河床面の標高を用いて隆起量を求めず、上流域では主にTT法に基づいて隆起量を推定した。

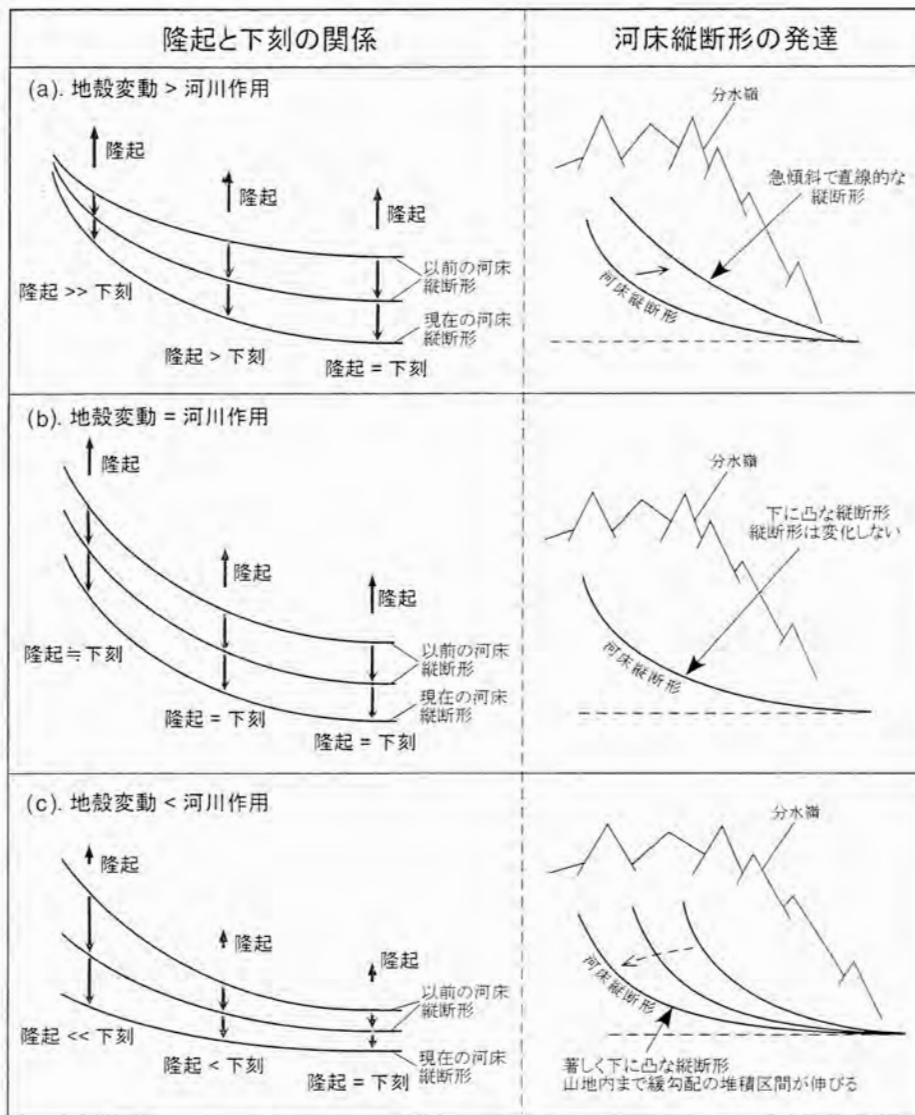
吉山・柳田（1995）の方法を本研究地域に適用する上で重要な問題点の1つは、気候変動や海水準変動に対応して形成された気候段丘が分布するか否かである。本研究では、テフラ分析に基づき段丘形成過程を推定した結果、伊勢湾西岸地域では中部地方以東と同様に気候変動と海水準変動に対応して段丘が形成されていると推定した。近江盆地では、気候変動により段丘が形成され、各氷期・各間氷期の段丘形成時の河床縦断面形は相似形であると考えられる。したがって近江盆地においても、吉山・柳田（1995）の方法に基づき段丘面の比高から隆起量を求めることが可能だと考えられる。

次の問題点は、段丘面の標高から隆起量を推定する際の誤差に関する問題である。田力・池田（2005）では以下の4つの誤差について言及している。1) 河床と段丘面の高度測定時の誤差、2) 段丘堆積物を覆う風成堆積物や崖錐堆積物の厚さに起因する誤差、3) 段丘編年の不確実性に起因する誤差、4) 隆起速度と下刻速度の誤差。1) については、次節以降で具体的に示すが、いずれも測定誤差は±5 m以内である。読み取る変形量は過去約10万年間の変形であるため、速度に換算した場合は約±0.05 mm/yr以内の誤差となる。後の議論では速度に換算し、小数第一位までを用いるため、このような誤差は議論に影響しないと考えられる。2) の被覆層に関しては、関東ロームなどとは異なり本地域の段丘面を覆う被覆層は厚くても1 m程度であり（図 2-4, 3-6）、地表面をほぼ段丘面の原面とみなして問題はない。崖錐堆積物については、空中写真判読を用いて離水後の堆積物に覆われているか否かを判別することができ、そのような場所では隆起量を求めていない。よって、2) の誤差については無視できる。3) については、田力・池田（2005）は段丘編年の確実度をテフラの有無、絶対年代試料の有無、段丘面の分布や特徴などに基づいて5段階で評価している（表 4-4）。そこで本地域に分布する段丘面の確実度を田力・池田（2005）の基準に当てはめると、伊勢湾西岸地域のL2面とMd1面が確実度Ⅰ、それ以外の地域のL2面と高島地域のMd1面が確実度Ⅱとなる。他の段丘面に関しては、ほとんどの段丘が確実度Ⅲに相当すると考えられる。また田力・池田（2005）では、段丘面の対比の誤差（MIS 5dからMIS 4に形成された段丘、もしくは

編年の 確実度	確実度の判定基準
I	指標テフラや年代測定値といった絶対年代資料に基づいて、直接的に各MISに対比されたもの。
II	段丘堆積物を覆うレスの厚さや、年代が既知の他の段丘との位置関係といった、相対的な基準に基づいて間接的に各MISに対比されたもの。
III	段丘の分布・形態的特徴に基づいて各MISに対比可能であるもの。
IV	段丘面の高度などに基づいて推定したものなど、推定の根拠が曖昧な場合。
V	段丘地形自体が不明瞭で別の要因（地すべりなど）で形成された疑いがあるもの。

表 4-4. 段丘編年の確実度の基準（田力・池田，2005）





第2図 隆起と下刻の関係（左列）と、河床縦断形の発達（右列）の模式図

左列では、流域全体として一様な隆起を仮定している。上向きのベクトルは隆起を、下向きのベクトルは下刻を表している。(a) 地殻変動（隆起）が河川作用より活発な場合、中～上流域では河川の流量が減少するために、下刻速度は隆起速度よりも顕著に小さくなる。そのために、河川縦断形は直線的になり、上に凸な形態になる可能性がある。(b) 地殻変動と河川作用が釣り合っている場合（平衡状態）、流域全体にわたって隆起速度と下刻速度が同程度になる。このとき、河床縦断形は滑らかな下に凸な形態を保つ。(c) 河川作用が地殻変動より活発な場合、下流域を除いて、下刻速度は隆起速度より大きくなる。このとき、勾配の緩やかな堆積区間が谷頭侵蝕によって山地内に入り込み、極端に下に凸な縦断形が形成される。河口近くでは河床の高度は海面高度に支配されるので、a, b, c いずれの場合においても隆起速度と下刻速度は一致することに注意。

右列の河床縦断形の発達は、Hovius (2000) の図を改変したもの。

図 4-3. 河川における隆起と下刻の関係（田力, 2005）

MIS 8 に形成された段丘を MIS 6 に形成された段丘と誤認する可能性など) を考慮して隆起量を算出している。しかし、本研究では、そのような誤認に対する誤差を現段階では評価できない。そのため現段階での段丘面の対比に基づき隆起量を求めた。4) については、図 4-3 に示すように河川における隆起と下刻が釣り合わない場合には、得られた値と真の隆起量との誤差が大きくなる。また田力・池田 (2005) は、隆起と下刻が釣り合い平衡状態にある河川においても最上流部では下刻が隆起に追いつかず過小評価になる可能性が高いと考えている。本研究地域では、山地の多くが断層によって画された断層地塊山地であり、山地での隆起量は大きいと推定される。そのため河川上流部の山間部では、隆起量が下刻量よりも大きいと予想され、このような場所で段丘の比高を読み取った場合、真の隆起量との差が大きくなると考えられる。しかし、実際の段丘の分布領域は、山麓部の丘陵地から低地部にかけてであり、山地内部に比べると隆起量と下刻量の差は小さいと推定される。加えて、丘陵部を構成する物質は古琵琶湖・東海層群の未固結堆積物であるため、図 4-3 のような隆起量と下刻量の違いは小さいと考えられる。実際に隆起と下刻が釣り合っているか否かは、様々な要因が関係しているため確認することが難しいが、本研究では段丘が主に分布する地域では上記で述べたような読み取り値と真の隆起量に大きな差はないと仮定し、吉山・柳田 (1995) の方法で得られた値を隆起量に読み替えた。また本研究では、読み取った地殻変動量をその期間で割り、すべて隆起速度または沈降速度で表している。各 MIS の年代については、MIS 2 : 20 ka, MIS 5e : 125 ka, MIS 6 : 135 ka, MIS 8 : 250 ka, MIS 10 : 345 ka (Chappell (1994) から読み取り) として計算した。TT 値に関しては、MIS 2 と MIS 6 の段丘に限らず、MIS 2 と MIS 8 や MIS 6 と MIS 8 といった期間の段丘面の比高も対象に読み取った。

#### **4.2.2 濃尾平野西部と伊勢湾西岸地域の隆起・沈降量**

濃尾平野西部と伊勢湾西岸地域の隆起・沈降速度分布を図 4-4 に示す。隆起量については、Md1 面 (MIS 5e) と現河床との比高を FS' 値として 2,500 分の 1 地形図から読み取った。TT 値は、Hu2 面 (MIS 8), Hu3 面 (MIS 6), L2 面 (MIS 2) の比高を 2,500 分の 1 地形図から読み取った。

沈降量は、吉山・柳田 (1995) の考え方を沈降場である濃尾平野西部と伊勢湾西岸地域にも適用し、埋没した過去の地形面の比高がその期間の沈降量に相当すると考えた。本研究では、濃尾平野の地下に分布する第一礫層 (井関, 1956) と第二礫層 (杉崎・柴田, 1961) をそれぞれ MIS 2 と MIS 6 の埋没段丘構成層とみなし (図 1-8), その礫層上面の深度の差を TT' 値として読み取った。濃尾平野と伊勢湾西岸地域の地下層序を表 4-5 に示す。濃尾平野の地下に分布する南陽層 (古川, 1972) と熱田層下部 (松沢・嘉

Marine Isotope Stage	Nobi Plain	West coast of Ise Bay
MIS 1	Nanyo Formation (Furukawa, 1972)	Tomidahama Formation (Akamine, 1962)
MIS 1	Nobi Formation (Furukawa, 1972)	Yokkaichiko Formation (Akamine, 1962)
MIS 2	First Gravel Bed (Iseki, 1956)	Isekambe Formation (Akamine, 1962)
MIS 5d-3	Upper part of Atsuta Formation (Matsuzawa and Kato, 1954)	
MIS 5e	Lower part of Atsuta Formation (Matsuzawa and Kato, 1954)	Koisewan formation (Akamine, 1962)
MIS 6	Second Gravel Bed (Sugisaki and Shibata, 1961)	-

表 4-5. 濃尾平野および伊勢湾西岸地域の地下層序と MIS の関係

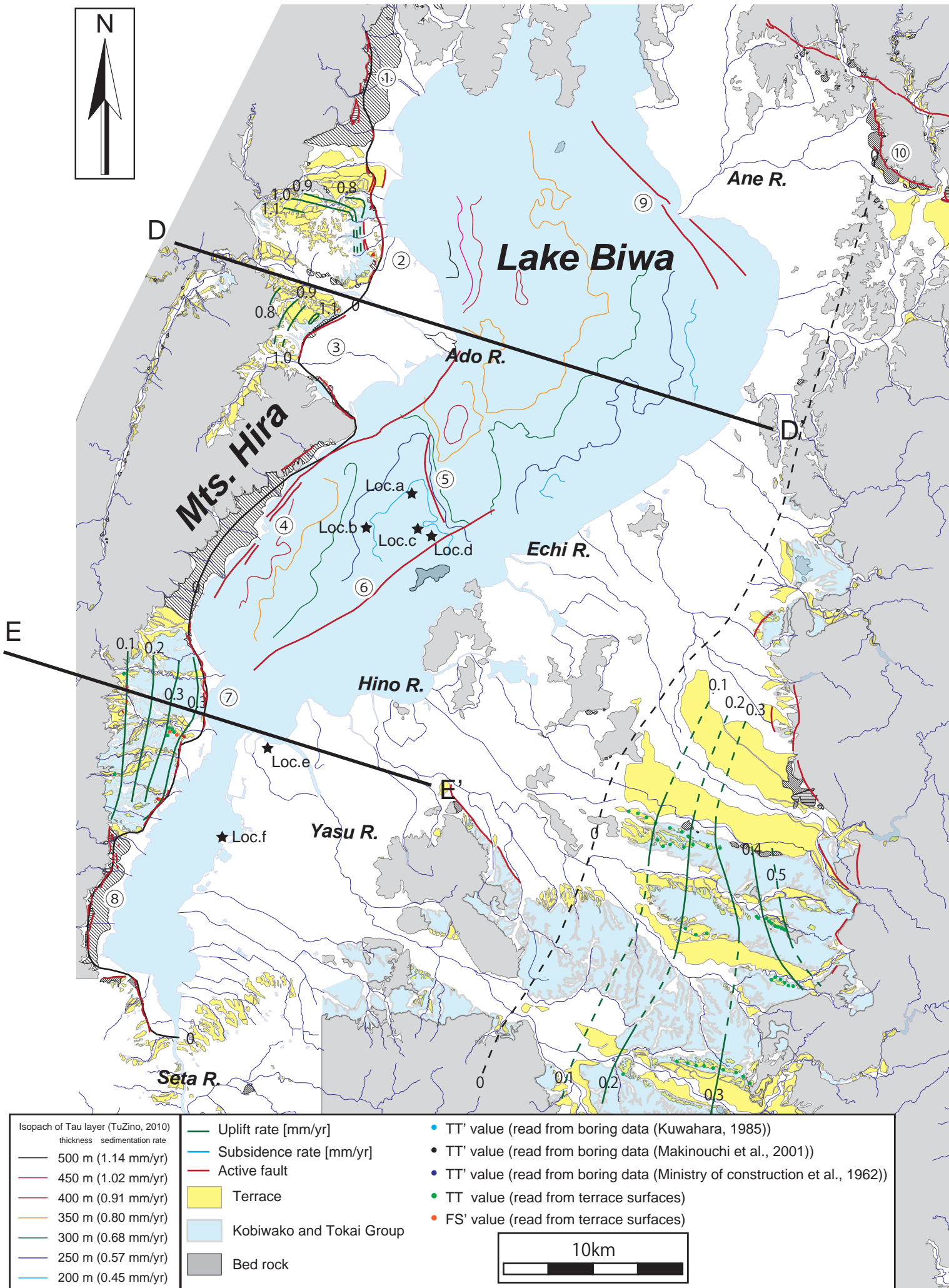
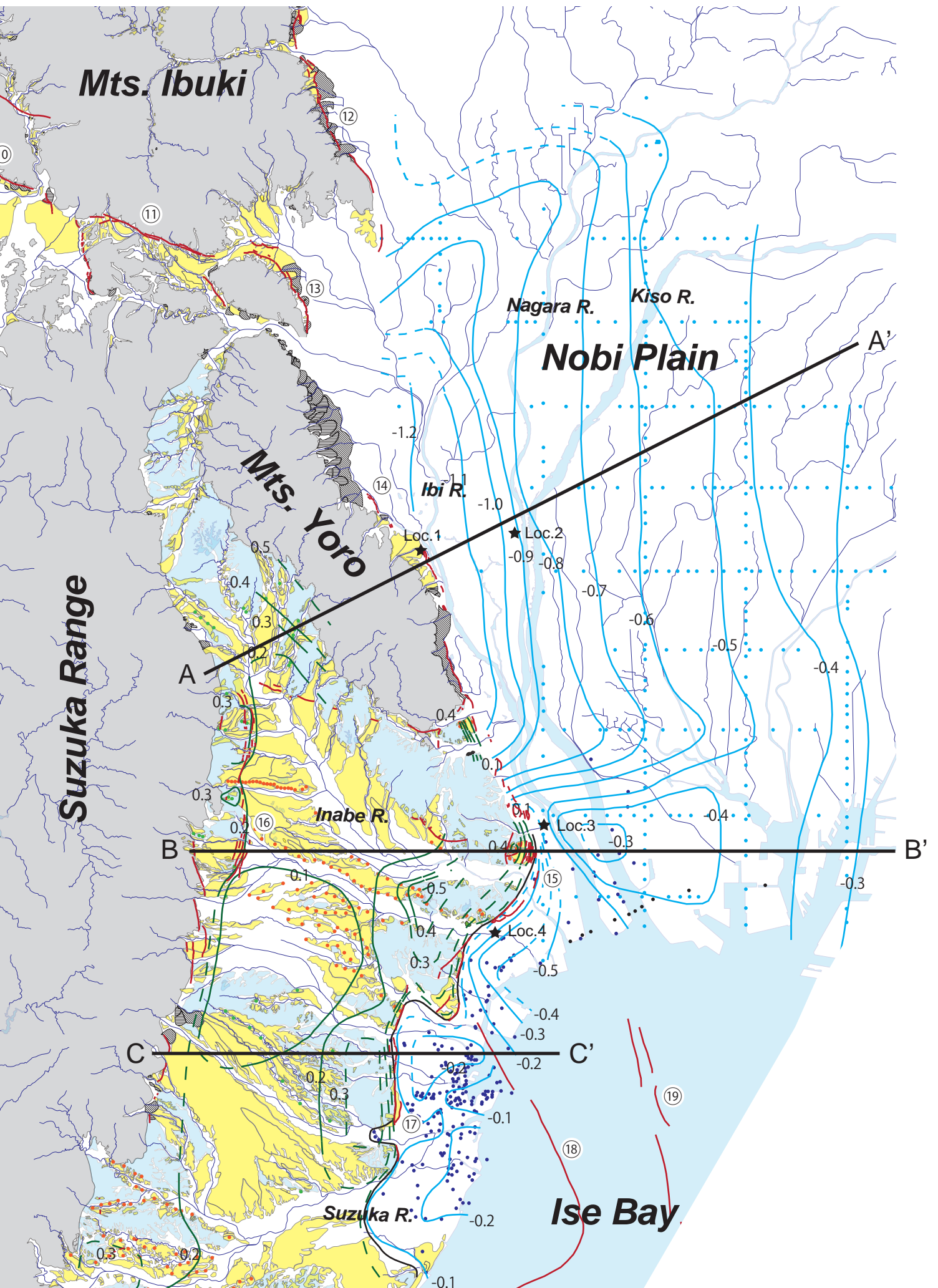


図 4-4. 近江盆地・濃尾平野西部・伊勢湾西岸地域の過去約 10 万年間の隆起・沈降速度分布図



←図 4-4. 近江盆地・濃尾平野西部・伊勢湾西岸地域の過去約 10 万年間の隆起・沈降速度分布図  
琵琶湖内の  $\tau$  層の層厚分布は TuZino (2010) に基づく。琵琶湖内の活断層の位置は植村・太井子 (1990) に基づく。  
伊勢湾内の海底活断層の位置は岡田ほか (2000) に基づく。基盤岩の分布と古琵琶湖・東海層群の分布は、50,000  
分の 1 地質図幅「熊川 (中江・吉岡, 1998)」、「竹生島 (中江ほか, 2001)」、「近江長浜 (磯見, 1957)」、「大垣 (磯  
見, 1955)」、「北小松 (木村ほか, 2001)」、「彦根西部 (石田ほか, 1984)」、「彦根東部 (宮村ほか, 1976)」、「津島 (高  
田ほか, 1979)」、「京都東北部 (木村ほか, 1998)」、「近江八幡 (吉田ほか, 2003)」、「御在所山 (原山ほか, 1989)」、  
「桑名 (吉田ほか, 1991)」、「水口 (中野ほか, 2003)」、「亀山 (宮村ほか, 1981)」、「四日市 (吉田, 1984)」に基  
づく。①—⑱の活断層の名称は以下の通り。①: 地内断層, ②: 饗庭野断層, ③: 上寺断層, ④: 西岸湖底断層, ⑤: 中央撓曲,  
⑥: 東岸湖底断層, ⑦: 堅田断層, ⑧: 比叡断層, ⑨: 東岸湖底断層, ⑩: 醍醐断層, ⑪: 関ヶ原断層, ⑫: 池田山断層, ⑬: 宮代  
断層, ⑭: 養老断層, ⑮: 桑名断層, ⑯: 麓村断層, ⑰: 四日市断層, ⑱: 四日市港断層・鈴鹿沖断層, ⑲: 伊勢湾断層。

藤, 1954) は, 貝などの化石を含む海成粘土層であることとテフラや  $^{14}\text{C}$  年代測定結果 (南陽層: 大上ほか, 2009 など; 熱田層下部: 牧野内ほか, 2001) から, それぞれ MIS 1 と MIS 5e の海進期の堆積物と判断される. 濃尾平野の地下では, 帯水層として古くから第一礫層と第二礫層が確認されており (井関, 1956; 杉崎・柴田, 1961), 前述の海進期の海成粘土層との関係から, それぞれ MIS 2 と MIS 6 に対比可能である. 須貝ほか (1999) では, 濃尾平野の地下の堆積物の粒度と MIS の関係を深層ボーリングコア中のテフラ層序と古地磁気層序に基づいて明らかにし, 第一礫層と第二礫層をそれぞれ MIS 2 と MIS 6 に対比している. 一方, 伊勢湾西岸地域の地下層序は, 熱田層上部から濃尾層に相当する部分が伊勢神戸層 (赤嶺, 1962) に一括されている以外は, 表 4-5 に示したように濃尾平野の地下層序と対比可能である (吉田, 1984). これらの地下層序を踏まえて, 濃尾平野西部では桑原 (1985) と牧野内ほか (2001) の第一礫層と第二礫層の分布深度の差, 伊勢湾西岸部では建設省ほか (1962) (図 1-8) の上部粘土層 (四日市港層) 下限と下部粘土層 (古伊勢湾層) 下限の深度の差を MIS 2 と MIS 6 の間の沈降量として読み取った. 伊勢湾西岸部の上部粘土層下限と下部粘土層下限の深度は, 厳密には第一礫層と第二礫層の上面深度には対応していないが, MIS 2 から MIS 1 と MIS 6 から MIS 5e にかけては速やかに海進が起きていることから, 海成粘土の基底が各氷期の河床面と仮定して差し支えないと判断した. これらのデータに加えて, 須貝ほか (1998) (Loc. 1), 須貝ほか (1999) (Loc. 2), 栗田 (1997) (Locs. 3, 4) のボーリングデータからも TT' 値を読み取った (図 4-4, 表 4-6). 須貝 (1998) のボーリング試料については, 最終氷期に相当する層準を養老断層が切断しており, 断層より上の層準は上盤側で下の層準は下盤側となるため MIS 2 と MIS 6 の礫層上面深度の差を断層下盤側の沈降量とみなすことができない. そこで本研究では, MIS 6 と MIS 8 の礫層上面深度の差をその期間の沈降量として読み取った. この場合, MIS 2 と MIS 6 の間と MIS 6 と MIS 8 の間で養老断層の活動度は同様であったと仮定することができるため, MIS 6 と MIS 8 の間の沈降速度を MIS 2 と MIS 6 の間の沈降速度として扱っても差し支えないと判断した. 各ボーリングデータの読み取り誤差は  $\pm 5$  m 以下である.

各地点で得られた隆起・沈降量をそれぞれの期間で除することで速度に換算し, 図 4-4 に示すように等速度線を引いた. また, 隆起・沈降量の分布からは養老-桑名-四日市断層帯を境に隆起から沈降へ変化することから, 濃尾平野西部から伊勢湾西岸地域における地殻変動量が 0 の部分は, 養老-桑名-四日市断層帯のトレースに一致すると考えられる. 沈降側では均等にデータが得られたが, 隆起側ではデータの疎密がある. そのため養老断層, 桑名断層, 四日市断層の隆起側では, 東海層群中の変形構造も考慮に入れて変形パターンを推定した.

Location	Subsidence [m]	MIS	Subsidence rate [mm/yr]	Reference
1	153	MIS 6-8	1.33	Sugai et al. (1998)
2	102	MIS 2-6	0.89	Sugai et al. (1999)
3	53.7	MIS 2-6	0.47	Awata (1997)
4	54.5	MIS 2-6	0.47	Awata (1997)

表 4-6. 濃尾平野と伊勢湾西岸地域のボーリングデータに基づく沈降速度



#### 4.2.3 近江盆地の隆起・沈降量

近江盆地周辺の隆起・沈降速度分布を図 4-4 に示す。隆起量については、高島地域では Md1 面と湖水準の比高，堅田地域では Md1 面と現河床との比高を FS'値として読み取った。高島地域では，Md1 面が最終間氷期のデルタ性の地形面が離水したと推定されることと現在の安曇川デルタの標高がほぼ湖水準と同じである（図 3-7）ことから，Md1 面と湖水準（標高 85 m）との比高を FS'値とみなした。したがって，高島地域では Md1 面上の等高線に沿って隆起量・速度推定することができる。そのため，図 4-4 の饗庭野・泰山寺野台地では，等速度線の実線部分が Md1 面の標高からの読み取り値に基づくデータである。堅田地域と湖東地域では，各氷期の段丘面の比高を TT 値として読み取った。湖西地域では 2,500 分の 1 地形図，湖東地域では 2,500 分の 1 もしくは 5,000 分の 1 地形図を用いた。

沈降量に関しては，湖域もしくは湖岸部のボーリングデータおよび音波探査データに基づき推定した。長期間にわたって湖水準が一定と仮定することができるため，湖岸部の堆積面は常に湖水準によって規制される。したがって，湖岸部の過去数 10 万年間の堆積速度は，湖水準に対する沈降速度と読み替えることができる。湖域では，現在の琵琶湖成立後は常に沈降量が堆積量を上回っていると考えられるため，湖域の過去数 10 万年間の堆積速度は沈降速度の下限を示すと考えられる。湖域と湖岸部のボーリングデータ（Locs. a-f：図 4-4）を用いて堆積速度を算出した結果を表 4-7 に示す。ここでは，現在の琵琶湖が成立して湖底に塊状の粘土が堆積し始めた 43-44 万年前（Meyers et al., 1993; Kuwae et al., 2002; Nakagawa et al., 2008）以降を対象にして堆積速度を求めた。守山 1000 m コア（Yokoyama et al., 1976）では，対象とする期間に降下したテフラが確認されていないため，小林笠森（Kb-Ks）テフラ（520-530 ka：町田・新井，2003）を用いて堆積速度を算出した。琵琶湖北部については，TuZino（2010）によって音波探査データから推定された  $\tau$  層の層厚分布から堆積速度を算出した。この  $\tau$  層の基底は湖底に分布する塊状の粘土層の基底と一致しており（TuZino, 2010），前述した通りその基底の年代は 43-44 万年前である。また琵琶湖の中央部には中央撓曲が存在し（図 4-4），塊状の粘土層堆積前から活動していたとされている（里口，2010）。この  $\tau$  層の基底を当時の平坦面と仮定した場合，中央撓曲付近の沈降速度は過小評価になるため，ここでは  $\tau$  層の堆積速度を用いて沈降速度の下限を示した。ちなみに本研究では，近江盆地の地下に埋没する AT テフラの埋没深度から沈降量を読み取っていない。小松原・関西地質調査業協会地盤情報データベース作成委員会（2010）は，近江盆地地下に埋没する AT テフラ（26-29 ka）が有機質土や砂泥互層中に挟在しているため，堆積当時はほぼ

Location	Core depth [m]	Tephra (age [kyr])	Sedimentation rate [mm/yr]	Reference
a	88.49	Ata-Th (240)	0.36	Nagahashi et al. (2004)
a	94.37	Aso-1 (250-270)	0.35-0.38	Nagahashi et al. (2004)
a	101.68	Tky-Ng1 (290-300)	0.34-0.35	Nagahashi et al. (2004)
b	74.6	Ata (105-110)	0.68-0.71	Danhara et al. (2010)
b	158.6	Ata-Th (240)	0.66	Danhara et al. (2010)
b	171.1	Aso-1 (250-270)	0.63-0.68	Danhara et al. (2010)
b	182.2	Tky-Ng1 (290-300)	0.61-0.63	Danhara et al. (2010)
c	77.66	Ata-Th (240)	0.32	Takemura et al. (2010)
c	83.91	Aso-1 (250-270)	0.31-0.34	Takemura et al. (2010)
c	88.1	Tky-Ng1 (290-300)	0.29-0.30	Takemura et al. (2010)
d	25.51	Ata (105-110)	0.23-0.24	Takemura et al. (2010)
e	248.9	Kb-Ks (520-530)	0.66-0.67	Yokoyama et al. (1976)
f	157.56	Aso-1 (250-270)	0.58-0.63	Yoshikawa (1999)

表 4-7. 近江盆地のボーリングデータに基づく過去数 10 万年間の堆積速度

テフラの年代については, 町田・新井 (2003) に従った.

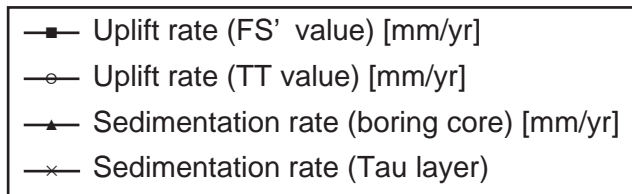
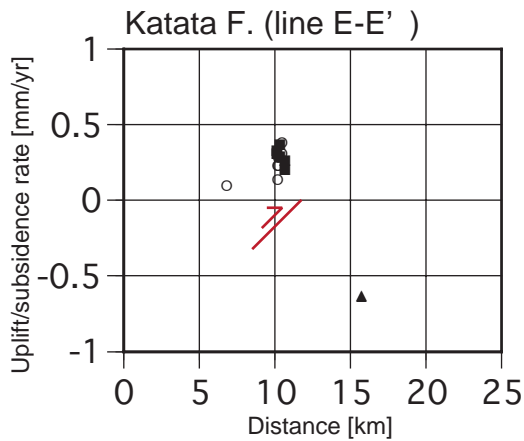
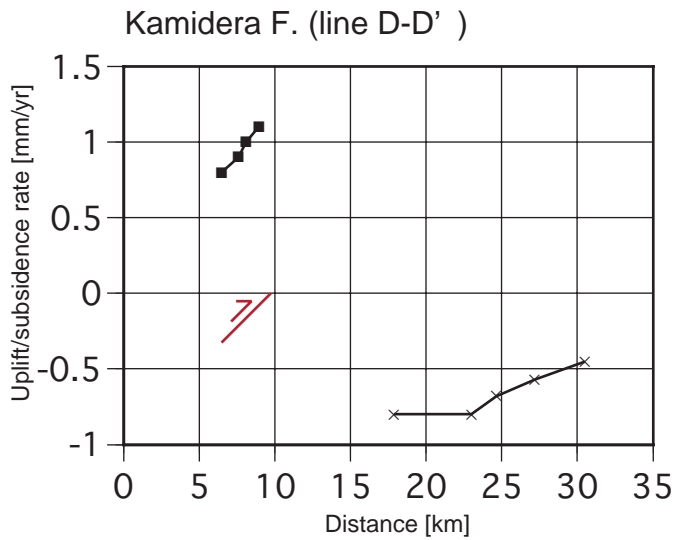
平坦な地形を覆ったと仮定して、AT テフラの埋没深度を沈降量とみなしている。しかし、AT 堆積時の標高のばらつきと堆積後の差別的な圧密沈下による誤差が無視できないため、本研究では AT テフラの埋没深度を長期間の沈降量として用いなかった。

本研究では、琵琶湖の湖水準が長期間にわたって一定の標高を保っていると仮定しているため、近江盆地において段丘地形から TT 値と FS' 値を読み取った場合、得られた隆起量は絶対的な隆起量とみなすことができる。ボーリングデータから沈降量を読み取った場合も同様である。よって、侵食基準面は近江盆地と伊勢湾西岸地域とは異なるが、得られた隆起・沈降量については相互に比較して問題ない。また、湖西地域では、濃尾平野西部から伊勢湾西岸地域と同様に琵琶湖西岸断層帯を境に隆起から沈降へ変化すると推定されることから、地殻変動量が 0 の部分は琵琶湖西岸断層帯のトレースと一致すると考えられる。一方、湖東地域では、西傾動運動により隆起も沈降も示さない不動点は、各氷期の段丘の交点付近に推定されるため、野洲川から姉川沿いの各氷期の段丘の交点を結ぶ線を地殻変動量 0 と推定した。

#### **4.2.4 本研究で明らかとなった地殻変動と地形・地質との関係**

本研究では、広域に分布する段丘面と地下地質データから、隆起・沈降速度分布を明らかにすることができた（図 4-4）。得られた結果は、1) 断層帯を含む広域の隆起・沈降量を示す、2) 読み取った地殻変動量は絶対的な隆起・沈降量を表す、3) 同じ時間スケール（ $10^5$  年）の隆起・沈降量である、という特徴を有し、以下に示すような問題点を解決することができる。一つ目の問題点は、逆断層の上下変位速度を見積もる場合に変形帯をどのように設定するかである。逆断層は横ずれ断層とは異なり、上盤側に幅の広い変形帯を形成することが多い。そのため、断層近傍のみのデータでは断層の上下変位速度の過小評価につながる可能性がある。また褶曲に伴う層面すべり断層のように主断層の変位ではない見かけ上の変位を伴うものも多く、このような変形から断層変位を読み取った場合は断層の上下変位速度の過大評価につながる。実際に、桑名断層では上盤側の変形帯の幅は 5-10 km 程度あり（図 2-5）、桑名背斜前翼部の断層群は層面すべり断層であると考えられている（太田・寒川，1984；Ishiyama et al., 2004）。このような問題を解決するには、変形帯全体を含む領域で断層の変形量を見積もることが重要である。二つ目の問題点は、活断層研究で用いる活断層の上下変位速度は相対的な値であり、絶対的な隆起・沈降を示していない点である。活断層の活動度を比較するためには上下変位速度の値で十分であるが、活断層は山地・盆地の分化など地形発達に大きく影響を与えており、ある基準面（海など）に対する絶対的な隆起・沈降量のデータが地形発達を考える上で必要である。また、逆断層でありながら上盤側でも絶対的には沈降してい

## Biwako-seigan fault zone



## Yoro-Kuwana-Yokkaichi fault zone

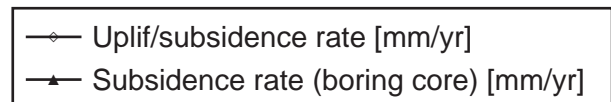
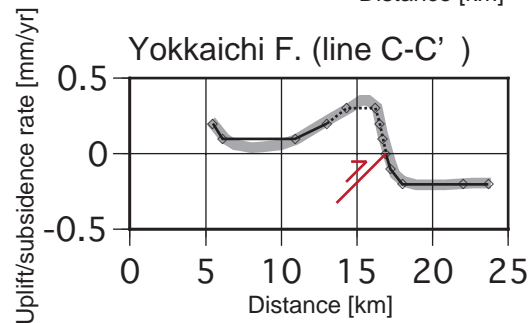
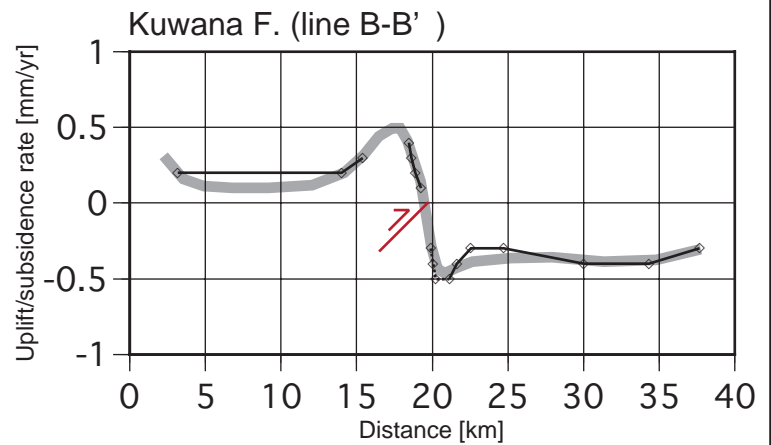
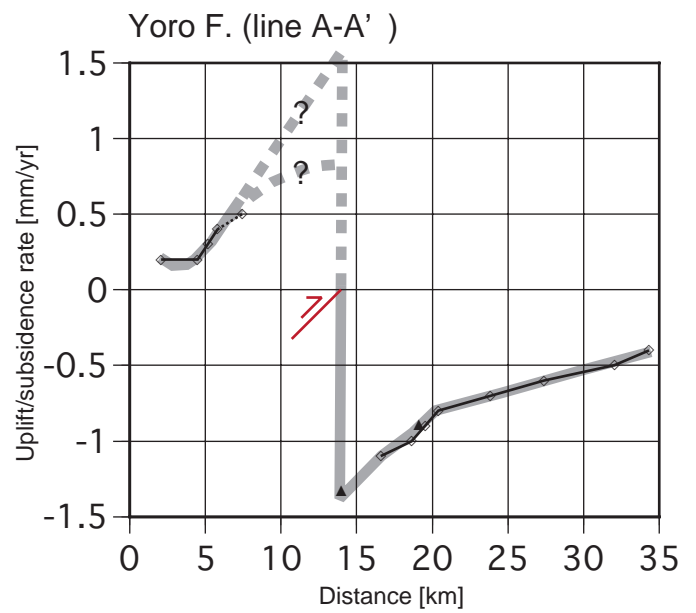


図 4-5. 各断層を横断する隆起・沈降速度の断面図

断面図の測線は図 4-4 に示す。縦軸と横軸のスケールはすべて同じ。養老断層、桑名断層、四日市断層については、得られた変形から推定される各断層の変形パターンを灰色の実線で示す。

	Fault	Vertical slip rate [mm/yr]	Time scale [yr]	Data source
This study	Yoro	>1.7	100,000	terrace and boring data
Sugai et al. (1999)	Yoro	3.3–3.5	10,000	boring data
Ishiyama et al. (2007)	Yoro	1.5±0.2	10,000	seismic profile and boring data
Sugai et al. (1998)	Yoro	>1.75	100,000	boring data
Ishiyama et al. (2007)	Yoro	1.2±0.2	1,000,000	seismic profile and boring data
This study	Kuwana	1.0	100,000	terrace and boring data
Naruhashi et al. (2004)	Kuwana	>1.1–1.2	10,000	borinmg data
Ishiyama et al. (2004)	Kuwana	1.0±0.2	100,000	seismic profile and boring data
This study	Yokkaichi	0.5	100,000	terrace and boring data
Ogami and Sugai (2006)	Yokkaichi	1.2–1.8	10,000	boring data
Ogami and Sugai (2006)	Yokkaichi	0.3–0.7	100,000	terrace
Ota and Sangawa (1984)	Yokkaichi	>0.3–0.4	100,000	terrace
Yoshida (1984)	Yokkaichi	0.3–0.4	100,000	terrace
Yoshida (1984)	Yokkaichi	0.3–0.4	1,000,000	tephra interbedded within Tokai Group
This study	Kamidera	>1.9	100,000	terrace and acoustic profile
Komatsubara (2006)	Aibano	>2.0	10,000	terrace and boring data
Kakiuchi et al. (2010)	Kamidera	>0.6–1.2	100,000	terrace
This study	Katata	>0.9–1.0	100,000	terrace and boring data
Komatsubara (2006)	Katata	1.4	10,000	terrace and boring data

表 4-8. 本研究で求めた断層の上下変位速度と既存研究との比較

る場合、もしくは下盤側でも絶対的には隆起している場合は、断層変位以外の隆起・沈降運動が示唆される。このような変形を明らかにする上でも絶対的な隆起・沈降量のデータは必要である。

本節では、明らかとなった隆起・沈降速度分布から各断層の上下変位速度を求め、その後各地域の地形・地質と地殻変動との関係を論じていく。各断層を横断する測線については図 4-4 に、断層を挟んだ隆起・沈降速度の断面図を図 4-5 に示す。得られた上下変位速度と既存研究の結果を表 4-8 に示す。

#### ・養老-桑名-四日市断層帯

養老断層では、地下地質データに基づき下盤側の沈降速度およびそのパターンが明らかになった。桑原（1985）から読み取ったデータでは、養老山地北部での沈降量が最大となるが、おおまかな変形パターンは、養老断層から一様に東へ向かって沈降量が減少していく様子を示す（図 4-4）。Loc. 1 の須貝ほか（1998）による養老断層を貫くボーリングデータからは、沈降速度が 1.33 mm/yr（ただし MIS 6 と MIS 8 の間）と算出され、断層直下で沈降速度が最大になることがわかる。上盤側については、養老山地に段丘が分布しないため西側斜面に分布する段丘のデータから推定した。西側斜面では、養老断層へ向かって比較的直線的に隆起速度が大きくなっていく様子が確認される（図 4-5）。したがって、養老断層の上下変位速度は少なくとも 1.7 mm/yr 以上であると推定される。

桑名断層では、断層の上盤側と下盤側で連続的に隆起・沈降速度の分布を明らかにすることができた。上盤側でもっとも隆起速度が大きい部分は、断層トレースから 2, 3 km 西側の背斜軸上である（図 4-4）。下盤側では断層近傍で向斜状の変形が見られるが、養老断層の下盤側の変形パターンとは異なり沈降速度は 0.3-0.5 mm/yr で一定の値を示す（図 4-5）。上盤側の背斜軸付近には段丘が分布しないため隆起速度を求めることができなかったが、背斜前翼部と後翼部の変形パターンから桑名断層の上盤側の隆起速度は最大 0.5 mm/yr 程度であると推定される。段丘が分布しない背斜軸の地下には、背斜軸上での隆起速度を極端に増加させるような断層や構造がないこと（Ishiyama et al., 2004）から、背斜前翼部と後翼部の変形パターンから推定されるこの値を上盤側の最大の隆起速度と考えて問題はないと考えられる。したがって、桑名断層の上下変位速度は約 1.0 mm/yr と推定される。

四日市断層では、断層近傍の上盤側に段丘面が分布しないため隆起速度が不確実であるが、東海層群の変形や背斜後翼部の変形パターンから推定される最大の隆起速度は 0.3 mm/yr 程度である（図 4-5）。下盤側では大きな沈降は見られず、ほぼ一定の沈降速度（0.2 mm/yr）を示す（図 4-5）。したがって、四日市断層の上下変位速度は約 0.5 mm/yr と推定される。

本研究で得られた断層の上下変位速度と既存研究の結果を比較すると（表 4-8）、値の桁では既存研究と大きな違いはない。しかし、本研究で得られたデータは、断層の活動間隔よりも十分長い期間の変形量であること、面的に隆起・沈降量を求めたこと、上盤側と下盤側で求めた変形量の時間スケールが同じだということ、から他の研究に比べて確度の高い値だと考えられる。表 4-8 を見ると各断層で若干高い上下変位速度が得られているデータは、いずれも時間スケールが1万年程度と短いものである。大上・須貝(2006)では、後期更新世の段丘から求めた上下変位速度と完新世の堆積物から求めた上下変位速度を比較して、後期更新世の四日市断層の活動度が完新世に比べて低かった可能性を指摘している。しかし、逆断層の場合は、横ずれ断層や正断層と比べて地表付近で複雑な断層変位地形を示すこと（McCalpin ed., 2009）や地表部での断層の低角化による逆断層変位の前進（Ikeda, 1983；東郷, 2000）が知られており、時間スケールの違いによる上下変位速度の変化を安易に断層の活動度の変化と捉えることには問題があると考えられる。今後、特に逆断層に関して、上下変位速度の推定に関する基準（年代幅や変形を見積もる範囲）の設定や時間経過や表層堆積物による断層変位地形の発達などを考慮に入れていく必要があると考えられる。

養老-桑名-四日市断層帯に沿う下盤側の沈降速度を比較してみると、養老断層が最も大きく、桑名断層から四日市断層と小さくなり、上盤側でも同様の傾向が推定される。特に養老断層と桑名断層の間では沈降量の差が大きく、変形パターンも両断層で大きく異なる。次節でも述べるが、この違いは断層の変位量の違いに加え断層の地下形状の違いなども大きく影響していると考えられる。また桑名断層の南端では、四日市港断層・鈴鹿沖断層の活動による影響が沈降速度の分布に現れている（図 4-4）。一方、養老断層の北側を見てみると、養老断層と同様の南北走向で東側低下である逆断層は宮代断層と池田山断層である（図 4-2）。上下変位速度は宮代断層では 0.4-0.6 mm/yr、池田山断層では北端部で 0.4-0.7 mm/yr、中央部で 1.3-1.7 mm/yr 以上と推定されている（石村, 2010）。このように濃尾平野西部の南北性の逆断層を比較すると、中央部に位置する養老断層が最も活動的で南北に向かって活動度が小さくなっているようである。ただし、南部では、活動センスは異なるが伊勢湾断層や白子-野間断層（岩渕ほか, 2000）なども考慮して判断すべきであると考えられる。また地形発達と隆起・沈降の関係を見てみると、桑名断層では背斜前翼部と後翼部の変形パターンが読み取れ、桑名断層と鈴鹿東縁断層帯の間には凹地状の変形が確認できる（図 4-4）。これは吉田（1990）が東海層群の構造などから推定した北勢盆状構造と一致し、段丘面もこの地域では沖積面下に没するように分布することから現在も盆状構造を形成する運動が継続中であると考えられる。また、濃尾平野の現在の形、濃尾平野を形作る基盤形状（Ishiyama et al., 2007；堀川

ほか、2009)、木曾三川(木曾川、長良川、揖斐川)の流路などと本研究で明らかになった隆起・沈降分布は調和的である。これは、養老断層を中心とする濃尾平野西部から伊勢湾西岸地域の活断層の活動開始以来、同様の変形が継続し、濃尾平野の地形発達に大きく影響してきたことを示唆している。

#### ・近江盆地

高島地域の上寺断層と堅田地域の堅田断層を横断する隆起・沈降速度の断面を図 4-5 に示す。上寺断層の上盤側では、Md1 面に基づき隆起速度と隆起パターンを明らかにすることができた。下盤側は TuZino (2010) に基づく  $\tau$  層の堆積速度から求めた。変形パターンからは、上寺断層に向かって隆起速度も沈降速度も増加すると予想され、上寺断層の上下変位速度は 1.9 mm/yr 以上であると考えられる。堅田断層では上盤側と下盤側ともにデータが少ないが、上下変位速度は 0.7-1.0 mm/yr 以上であると考えられる。これらの結果を既存研究(表 4-8)と比較すると、値の桁では既存研究と大きな違いはない。養老-桑名-四日市断層帯沿いと比べると、沈降側のデータが乏しく、断層の上下変位速度を精度よく求めるためには断層近傍での深層ボーリングやテフラ層準に関するデータが必要である。

琵琶湖西岸断層帯の南北で上下変位速度を比較すると、上寺断層の方がやや大きいことが推定される。一方、琵琶湖の湖底地形や水深に関しては、南湖(堅田断層前面の狭窄部より南の部分)では埋積が進み水深が浅く、北湖(堅田断層前面の狭窄部より北の部分)では沈降が進み水深が深い。南湖と同様に北湖も十分な集水域を持つことから、北湖と南湖の違いは単に河川によってもたらされる碎屑物の量の違いではなく、沈降量の違いであると考えられる。これは、南湖が面する堅田断層よりも北湖が面する上寺断層の上下変位速度が大きいことと調和的であり、琵琶湖の湖盆形成に湖の西側の断層活動が大きく影響していることを示している。

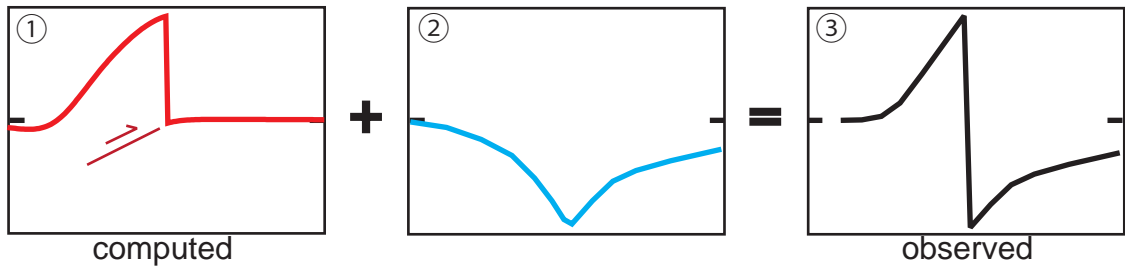
湖東地域に分布する段丘からは、西傾動運動(植村, 1979)による隆起が示唆される(図 4-4)。愛知川と日野川の上流での隆起速度は 0.5 mm/yr の値を示し、鈴鹿山脈内ではさらに大きな値になると考えられる。このような変形は琵琶湖西岸断層帯の活動では説明できないことから、鈴鹿東縁断層帯と養老-桑名-四日市断層帯の活動が湖東地域にも影響を与えていると考えられる。

#### 4.2.5 地殻変動に対する断層活動の寄与

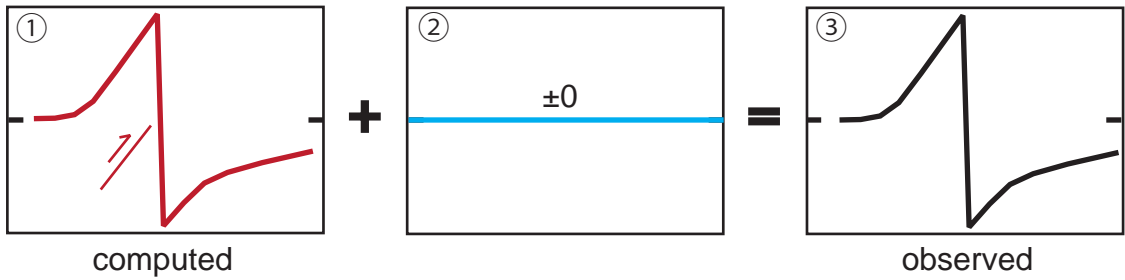
前節までで明らかのように、本研究地域の隆起・沈降速度分布は活断層を境に大きく変化し、第四紀後期のテクトニクスに断層活動が大きな影響を与えている。一方、1.3 で述べたような広域の沈降現象が、本研究地域の地形・地質や観測事実から推定されて



Case A: ①low-angle reverse fault and ②short wavelength subsidence



Case B: ①fault movement = ③crustal movement



Case C: ①high-angle reverse fault and ②uniform subsidence

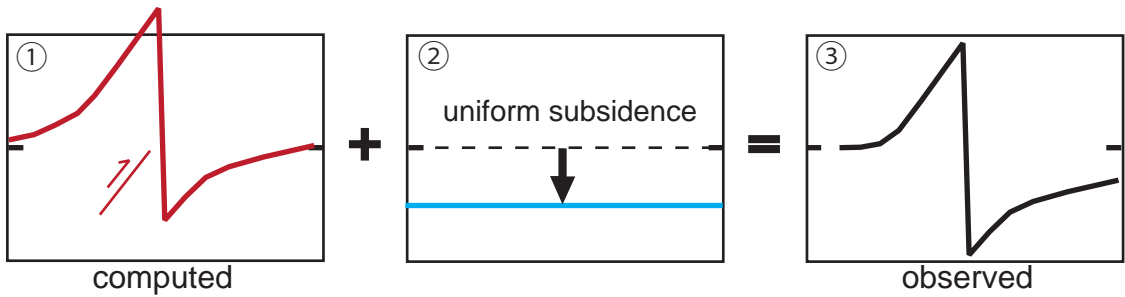


図 4-6. 本研究で検証した 3 つの仮説の模式図

いる。そこで本節では「①断層起源の変形+②それ以外の変形=③本研究で明らかとなった地殻変動」と仮定し、半無限弾性体を用いたモデル計算結果(①)と本研究で明らかとなった地殻変動(③)を比較した。図4-6に本節で検証する3つの仮説の概念図を示す。仮説Aの場合、①の変形に関しては既存研究で推定されている断層の地下形状に基づき計算を行い、それと③の変形との差を②の変形とみなした。仮説Bの場合、任意の断層面を仮定し①の変形のみで③の変形の説明を試みた。この場合、②の変形量は0と仮定した。仮説Cの場合、②の変形として本研究地域全域の一律な沈降を仮定し、①の変形との和で③の変形の説明を試みた。本研究地域には内陸の活断層しか分布していないため①の断層起源の変形に関しては、上部地殻浅部に限られた短時間の変形である。そのため弾性体を用いたモデル計算で問題ないと考えられる。モデル計算には、Okada(1992)の半無限弾性体を採用したCoulomb 3.3(Toda et al., 2005)を用い、その各パラメータを変化させた時の計算結果を図4-7に示す。ヤング率とポアソン比は、それぞれCoulomb 3.3プログラムの既定値である80 GPaと0.25を使用した。断層の長さが20 km以上の場合、断層に直交する方向の変形パターンに変化はみられない(図4-7a)ことから、本研究では断層の長さを20 kmと設定した。変位量に関しては、仮説Aの桑名断層のモデル計算を除き、一律な変位を断層に沿って与えた。断層の下端深度に関しては、近畿地方の地殻内地震の震源分布(Iio, 1996; Sato et al., 2009など)から断層モデルの下端深度を15 kmと設定した。断層の上端深度に関しては、ほとんどの活断層が地表まで切断していることと上端深度を0 kmから-2 kmまで変化させても断層に直交する方向の変形パターンに大きな変化はみられない(図4-7e)ことから、既存研究で推定された断層形状を用いる場合を除き、上端深度は0 kmと設定した。

#### ・仮説Aの検証

養老断層ではIshiyama et al. (2007)、桑名断層ではIshiyama et al. (2004)、堅田断層では文部科学省研究開発局ほか(2007)が推定している断層の地下形状(図4-8)に基づき①の変形の計算を行った。養老断層については、一志断層(傾斜40度)から派生するフラット(傾斜5度)-ランプ(傾斜30度)-フラット(傾斜0度)を仮定し、断層に沿って一律な変位を与えた(図4-9)。この際、一志断層の地表への延長部は、現在活断層として活動していないため変位を与えていない。桑名断層では、麓村断層(傾斜50度)から派生する低角の断層(深部:傾斜20度、浅部:傾斜35度)と最浅部のフラット(傾斜0度)を仮定し、断層に沿って一律な変位を与えた(図4-9)。この際、麓村断層は活断層であるため、桑名断層(上下変位速度1.0 mm/yr)と麓村断層(上下変位速度0.1-0.4 mm/yr:三重県, 1996)の上下変位速度と断層の傾斜に基づき、麓村断層には桑名断層の20%の変位を与えた。堅田断層の地下形状は、文部科学省研究開発

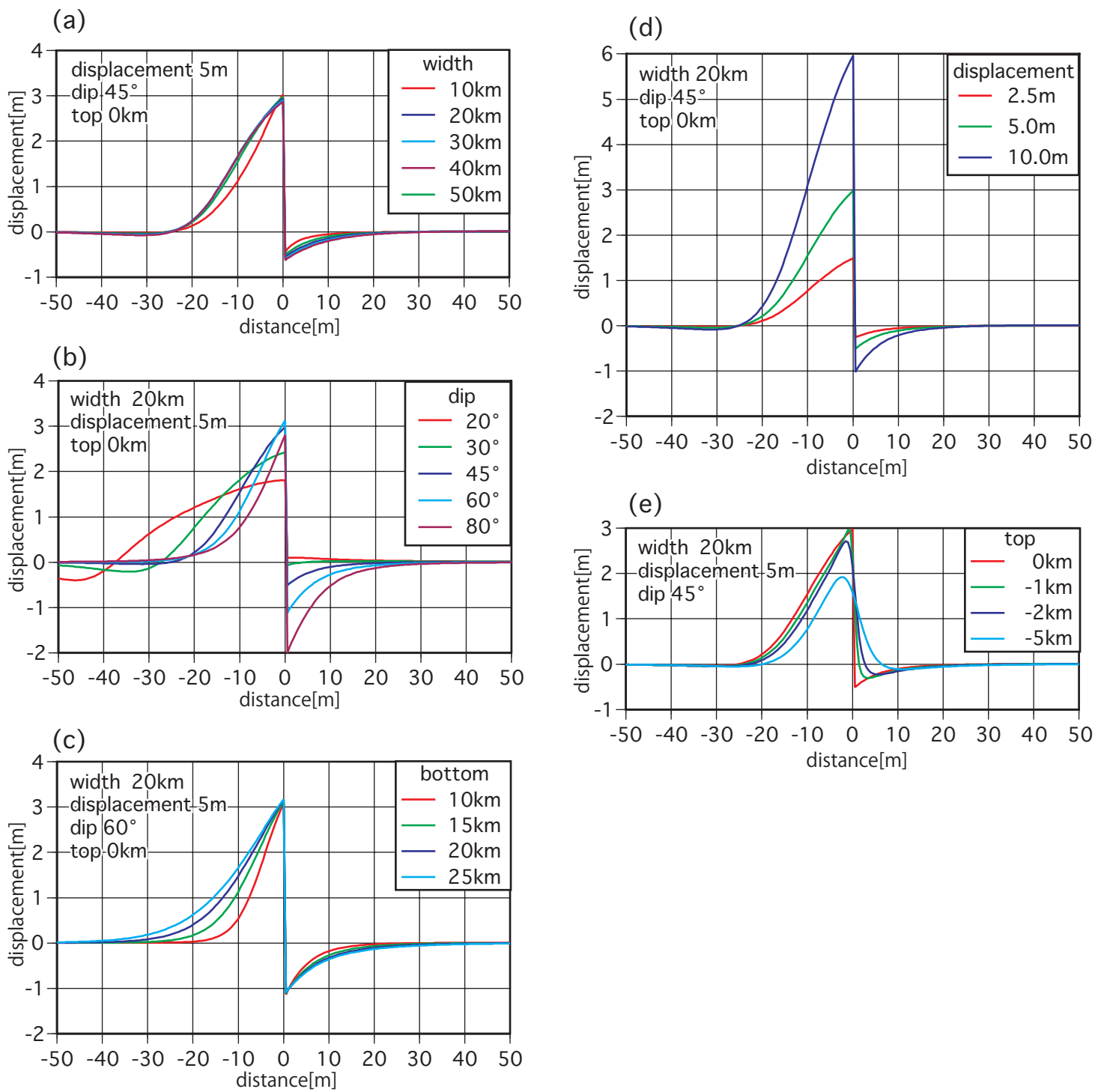


図 4-7. 各パラメータを変化させた時の断層モデルの計算結果

(a) 断層の幅を変化させた場合. (b) 断層の傾斜を変化させた場合. (c) 断層の下端深度を変化させた場合. (d) 断層面上の変位量を変化させた場合. (e) 断層の上端深度を変化させた場合.

局ほか（2007）により地下 3 km 以浅は傾斜 40 度、地下 3 km 以深は傾斜 35 度と推定されており、その地下形状に明瞭な屈曲などは確認できないため、本研究では傾斜 30 度と 40 度の断層面を仮定して一様な変位を与えた（図 4-9）。上寺断層については、断層の地下形状に関するデータがないため、堅田断層と同様の地下形状を仮定して比較を行った（図 4-9）。この仮説の場合、いずれの計算結果においても断層の上盤側の変形パターンは説明可能であるが、下盤側の沈降を説明することができない。つまり、沈降分は②の変形が主に担っており、図 4-6 に示すような短波長の落ち込む変形を説明する必要がある。以下では、このような短波長の落ち込む変形が実際に起こるか否かを検証する。

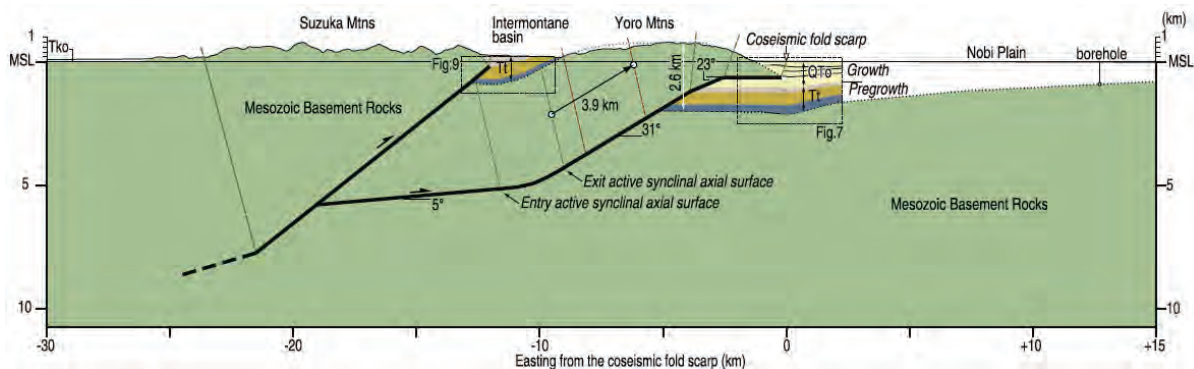
断層起源の変形以外で落ち込みをもたらす変形としては、a) 地殻の座屈変形、b) アイソスタティックな変形、c) 山体の荷重変形、が挙げられる。a) については、Turcotte and Schubert（2002）から、座屈変形が起きる限界応力  $\sigma_c$  は以下のような式で与えられる。

$$\sigma_c = \left( \frac{Eh(\rho_m - \rho_w)g}{3(1 - \nu^2)} \right)^{1/2}$$

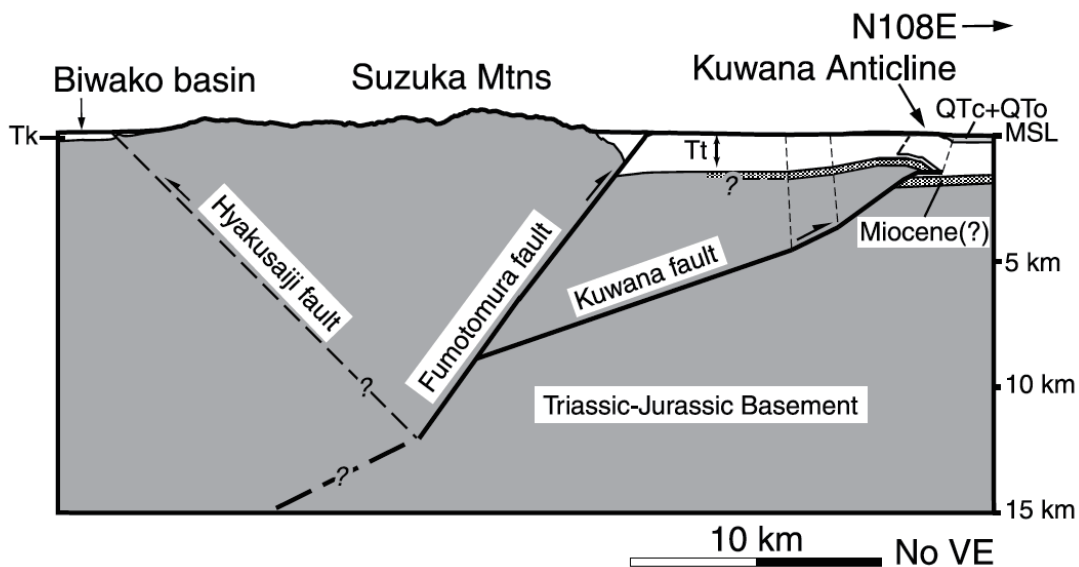
E はヤング率、 $\nu$  はポアソン比、h はリソスフェアの有効弾性厚、 $\rho_m$  はマンツルの密度、 $\rho_w$  は水の密度、g は重力加速度である。各パラメータの値は以下の通りである、E : 100 GPa、 $\nu$  : 0.25、h : 20,000 m、 $\rho_m$  : 3,300 kgm<sup>-3</sup>、 $\rho_w$  : 1,000 kgm<sup>-3</sup>、g : 10 ms<sup>-3</sup>。リソスフェアの有効弾性厚については、Kudo et al.（2001）が重力と地形データから本地域周辺の有効弾性厚を 20 km 以上と推定しているためこの値を用いた。厳密な議論を行うわけではないため、他のパラメータは一般的な値を用いた。計算の結果では 4.0 GPa という値が得られ、Turcotte and Schubert（2002）でも述べられているように、この値では地殻が座屈変形を起こす前に断層によって地殻の破断が起きてしまう。そのため、座屈変形による地殻の落ち込みは現実的ではないと考えられる。b) のアイソスタティックな変形については、本研究地域の地下に密度の高い物質があり、それがリソスフェアを下方へ引っ張ることができれば起こりうる。しかし、本研究地域では負のブーゲー異常が観測されており（Yamamoto et al., 1986）、アイソスタシーにより地殻が下方へ落ち込むような変形は期待できない。c) の荷重変形については、Turcotte and Schubert（2002）に従い簡単な計算を行った。Turcotte and Schubert（2002）では、奥行きは無限で直線上の荷重をかけた場合の変形を仮定している。その荷重  $V_0$  は以下の式で与えられる。

$$V_0 = \frac{8w_0D}{\alpha^3}$$

# Yoro Fault



# Kuwana Fault



# Katata Fault

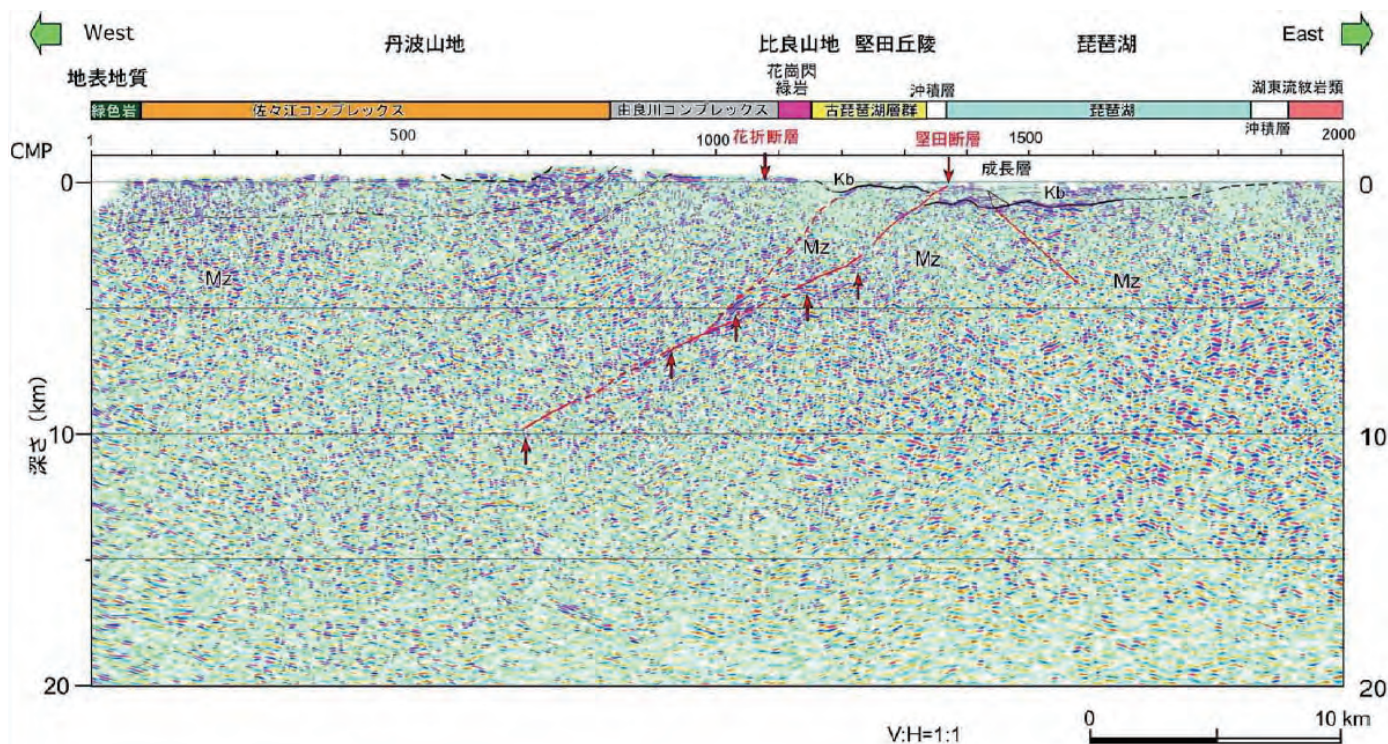


図 4-8. 既存研究で推定されている養老断層，桑名断層，堅田断層の地下形状

養老断層は Ishiyama et al. (2007)，桑名断層は Ishiyama et al. (2004)，堅田断層は文部科学省研究開発局ほか (2007) を一部改変.

# Biwako-seigan fault zone

# Yoro-Kuwana-Yokkaichi fault zone

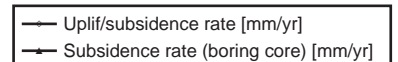
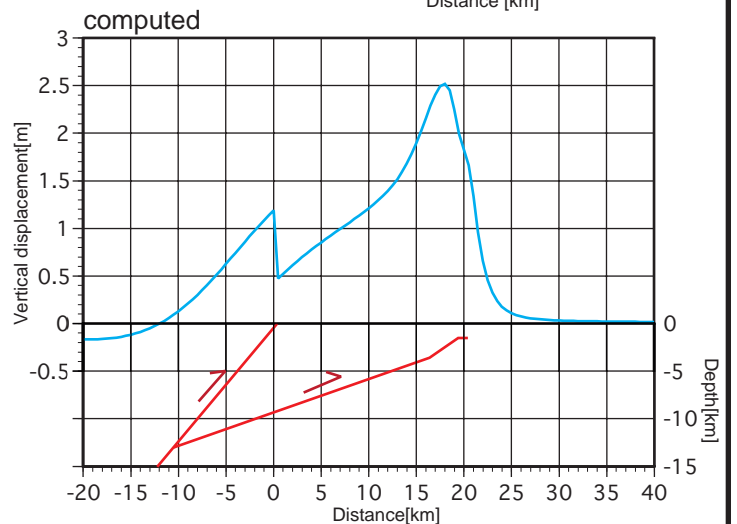
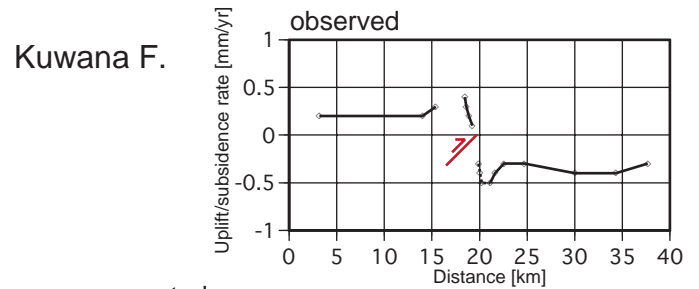
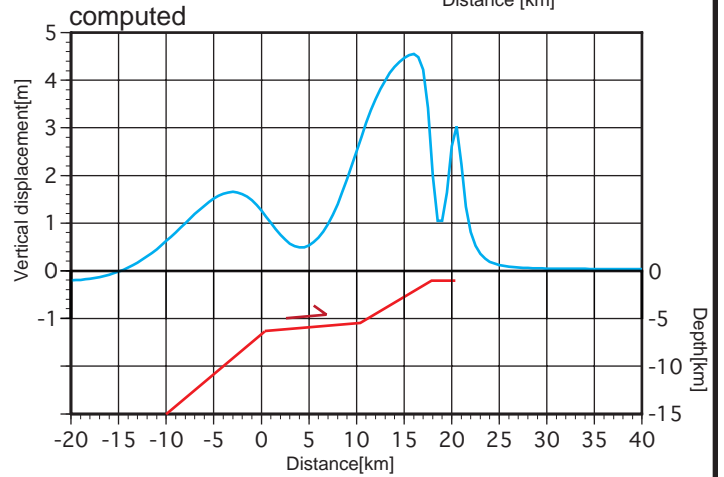
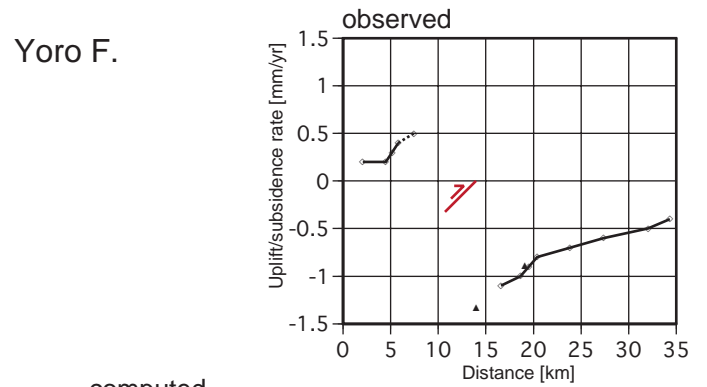
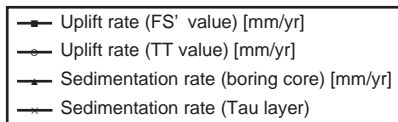
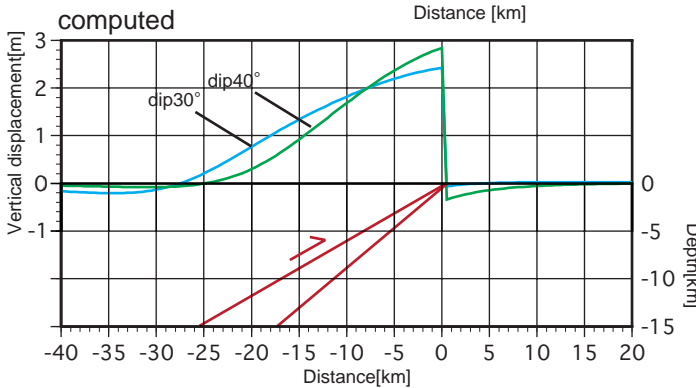
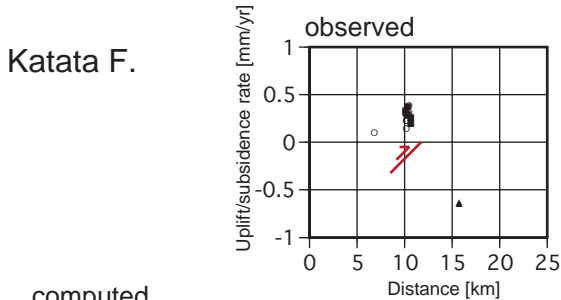
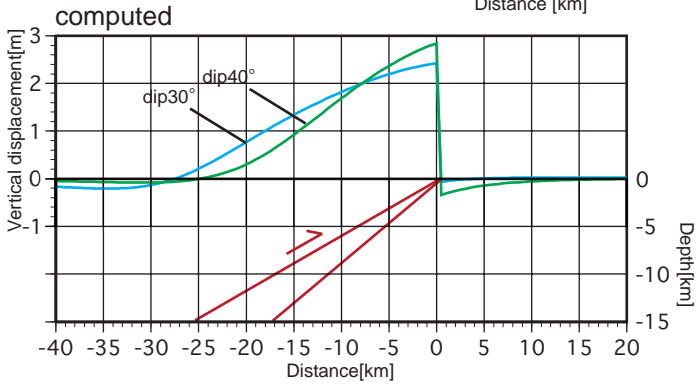
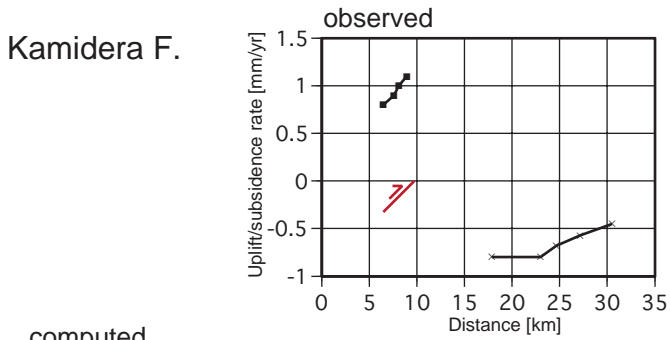


図 4-9. 仮説 A の検証結果

計算に用いた断層の地下形状を縦：横＝1：1 で計算結果の下に示す。上寺断層，堅田断層，桑名断層では 5 m，養老断層では 10 m の変位を与えている。

$\alpha$  と  $D$  はそれぞれ以下の式で表される。

$$\alpha = \left( \frac{4D}{(\rho_m - \rho_w)g} \right)^{1/4}, \quad D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}$$

計算に用いた各パラメータの値は、座屈変形の場合と同様である。濃尾平野西部では、養老断層を境に最大約 3,000 m の基盤岩の落差があるため（堀川ほか，2009），この計算では  $w_0$  (落ち込みの量) を 1,000 m とした。これを計算すると荷重  $V_0$  は  $2.7 \times 10^{12} \text{ kgs}^{-2}$  となる。この値と比較するため、本研究地域内で最も大きな山脈である鈴鹿山脈を例に計算を行う。鈴鹿山脈の断面を底辺が 10,000 m，高さが 1,000 m の三角形と仮定し、密度を一般的な花崗岩の密度である  $2,700 \text{ kgm}^{-3}$  とした。すると山体の荷重は、 $1.4 \times 10^{11} \text{ kgs}^{-2}$  と計算され、荷重  $V_0$  と比較して 1 桁小さい。したがって、鈴鹿山脈程度の山体の荷重では、十分な変形は期待できない。

このように上記 3 つの場合では、いずれも②の変形量とそのパターンを説明することができない。よって仮説 A では、本研究で明らかとなった地殻変動を説明することができないと考えられる。ちなみに Kudo et al. (2001) で推定されている本研究地域周辺の有効弾性厚は 20 km 以上と厚いため、下方へ押し下げる何か別の力が存在したとしてもその変形は長波長であると予想され、短波長 (50-100 km) の変形を説明することは難しい。

#### ・仮説 B の検証

仮説 A の検証結果を踏まえると、本地域では隆起側の変形よりも沈降側の変形を説明することが重要であると考えられる。また養老断層と上寺断層では、変形パターンが比較的高角の断層に変位を与えた場合の地表変形パターンと似ている（図 4-7b）。このことから仮説 B では、断層の地下形状を変化させて①の変形のみで③の変形を説明できるか否かを検証した（図 4-6）。その結果を図 4-10 に示す。③の変形から断層を挟んだ隆起と沈降の割合は 1 : 1 程度であり（図 4-5），この地表変形を説明するには断層の傾斜を 70-80 度と仮定する必要がある。しかし、傾斜 70-80 度の逆断層は現実的に存在するとは思われない。仮にこのような断層が動いたとしても③の変形と比較した場合、隆起側に合わせると沈降側が説明できず、沈降側に合わせると隆起側が説明できない（図 4-10）。したがって、仮説 B では本研究で明らかとなった地殻変動を説明することが困難である。ただし、高角な断層による地表変形パターンは、既存研究で推定されている断層形状（低角な断層）を仮定した結果と比べて、本研究で明らかとなった地殻変動の変形パターンと類似している。実際、1998 年 4 月 22 日に養老山地の地下で起きた地震 (M5.4) のメカニズム解 (F-net HP より) は傾斜 67 度を示し、Ishiyama et al. (2007) で推定されている傾斜よりも高角である。その後の余震分布からは、Ishiyama et al.

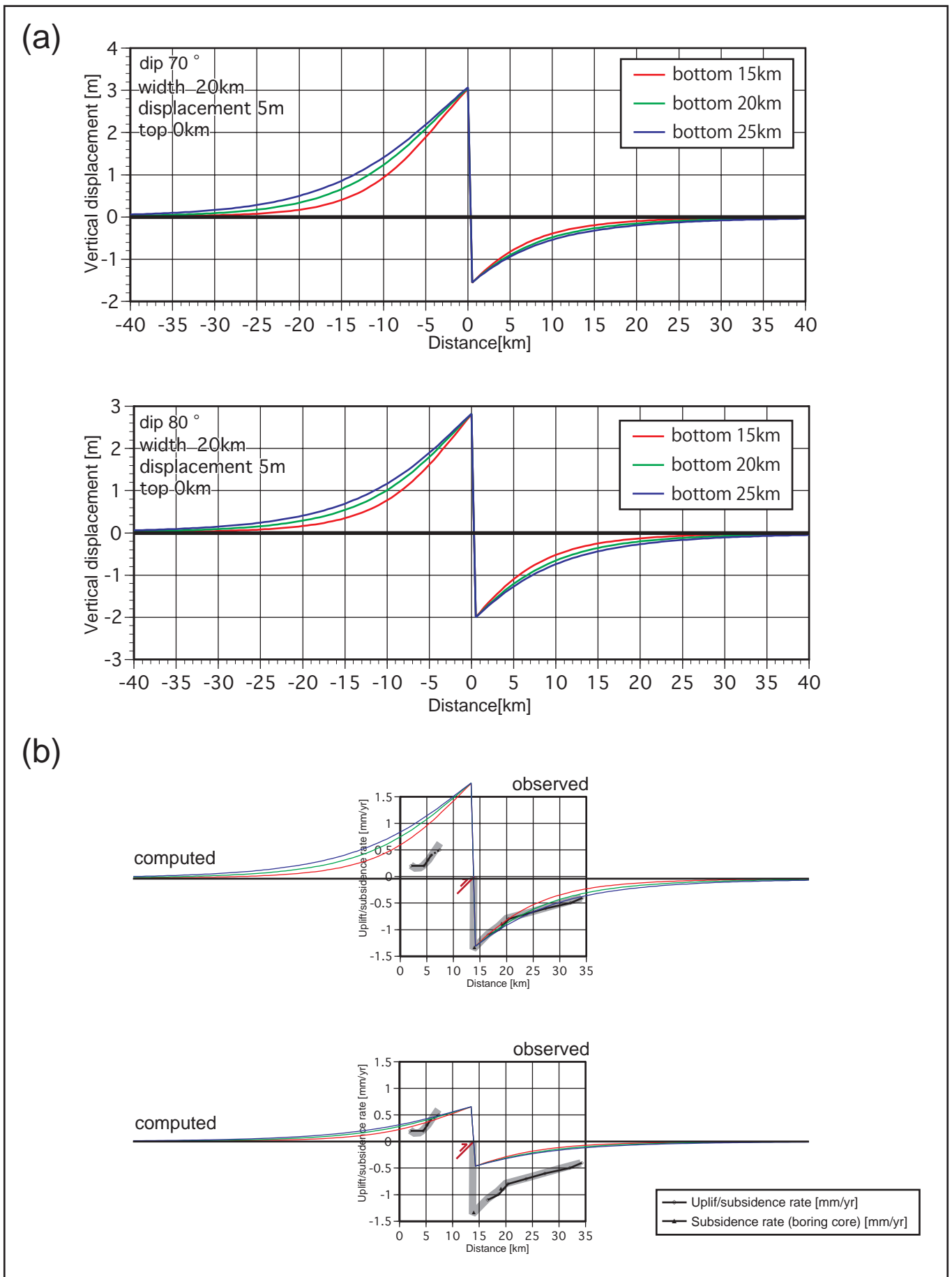


図 4-10. 仮説 B の検証結果

(a) 断層の傾斜を 70 度, 80 度に設定し, 下端深度を 15, 20, 25 km と変化させた時の断層モデル結果. (b) 傾斜 80 度で変位させた時の断層モデル計算結果と養老断層を横断する隆起・沈降速度の断面図との比較. 上: 下盤側の变形に合わせた結果. 下: 上盤側の变形に合わせた結果.



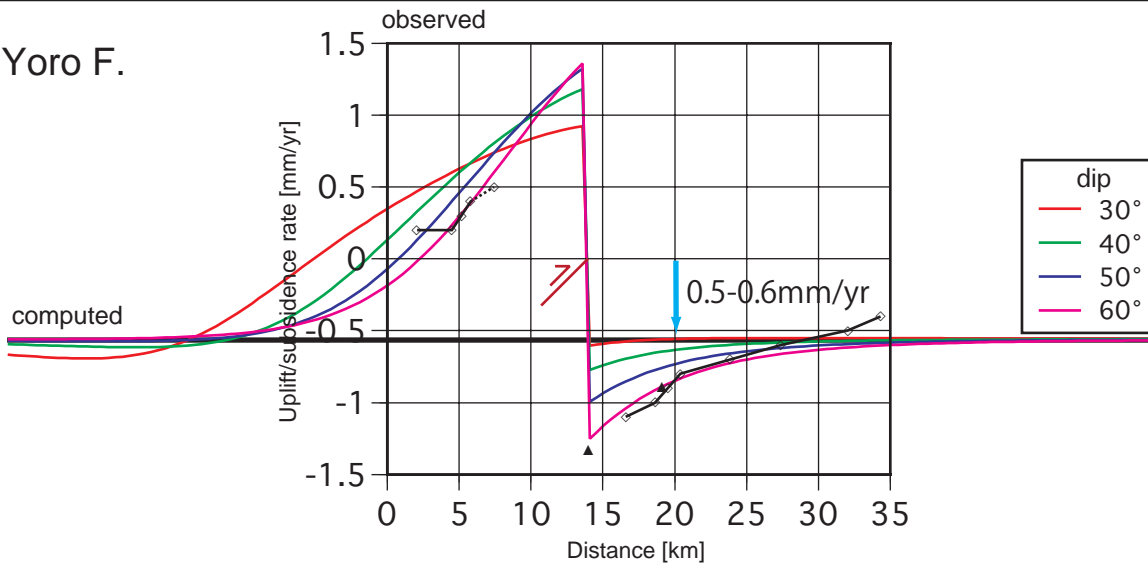
(2007) が推定した養老断層深部のフラット (深度 5 km) よりも深部で余震が起きていることは明らかであり (地質調査所, 1998), この一連の地震が養老断層に関連したものだとする, 実際の養老断層の地下形状はより高角なものである可能性がある.

・ 仮説 C の検証

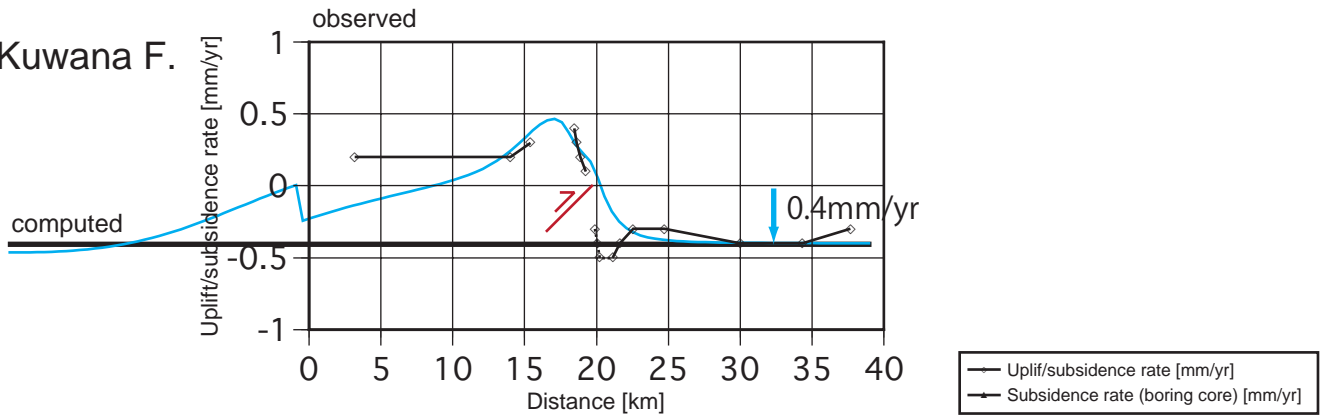
仮説 A と仮説 B の検証結果を踏まえると, 既存研究で推定されている低角の断層では下盤側の沈降や変形パターンを説明できず, また断層による変形のみでは③の変形を説明することができない. 仮説 C では, 本研究地域全域に一律な沈降を仮定し, ①の変形との和で③の変形の説明を試みた (図 4-6). この場合, 計算により得られた地表変形パターンを上下に平行移動し, その上下に動かした量が②の変形量となる. 仮説 C の検証結果を図 4-11 に示す.

養老断層と上寺断層では, 上盤側と下盤側の変形パターンから, 傾斜 60 度の断層を仮定することと, ②の変形として養老断層では沈降速度 0.5-0.6 mm/yr, 上寺断層では沈降速度 0.6-0.7 mm/yr の一律な変形を仮定することで③の変形を説明することができた. 桑名断層に関しては, Ishiyama et al. (2004) の断層形状で得られた計算結果を下に移動させたところ, 背斜部分や沈降側の変形パターンをおおまかに説明できた. この場合, ②の変形として沈降速度 0.4 mm/yr 程度の一様な変形を仮定することで③の変形を説明することができた. 堅田断層では, 上盤側と下盤側ともに変形パターンを描くほどのデータが得られていないため, 低角 (傾斜 30-40 度) の断層の場合と高角 (傾斜 50-60 度) の断層の場合とに分けて比較した. その結果, ②の変形として, 低角の断層では沈降速度 0.6 mm/yr, 高角の断層では沈降速度 0.5 mm/yr の一律な変形を仮定することで③の変形を説明することができた. このように調査地域全域を沈降させる変形を仮定することにより, 仮説 B とは異なり実際に逆断層として活動しうる断層の傾斜を仮定し, 本研究で明らかとなった地殻変動を説明することができた. ただし, 断層から 10-20 km の範囲では本研究で明らかとなった地殻変動を説明できるが, それ以上離れた部分では計算結果と本研究で明らかとなった地殻変動とのずれが生じる. この原因として, モデル計算で単純な断層面を仮定していることや他の断層起源の変形を考慮していないことが挙げられる. 養老断層や桑名断層の上盤側におけるモデル計算結果と本研究で明らかとなった地殻変動のずれに関しては (図 4-11), 養老断層や桑名断層の深部形状または一志断層や鈴鹿東縁断層帯の断層形状や断層面上での変位量を変化させることによって説明できると考えられる. 一方, 養老断層や上寺断層の下盤側におけるモデル計算結果と本研究で明らかとなった地殻変動とのずれに関しては (図 4-11), 東側に位置する断層運動の影響が考えられる. 上寺断層や堅田断層の東側の湖東地域では, 鈴鹿山脈へ向かって隆起量が大きくなっており (図 4-4), 鈴鹿東縁断層帯と養老-桑名-四

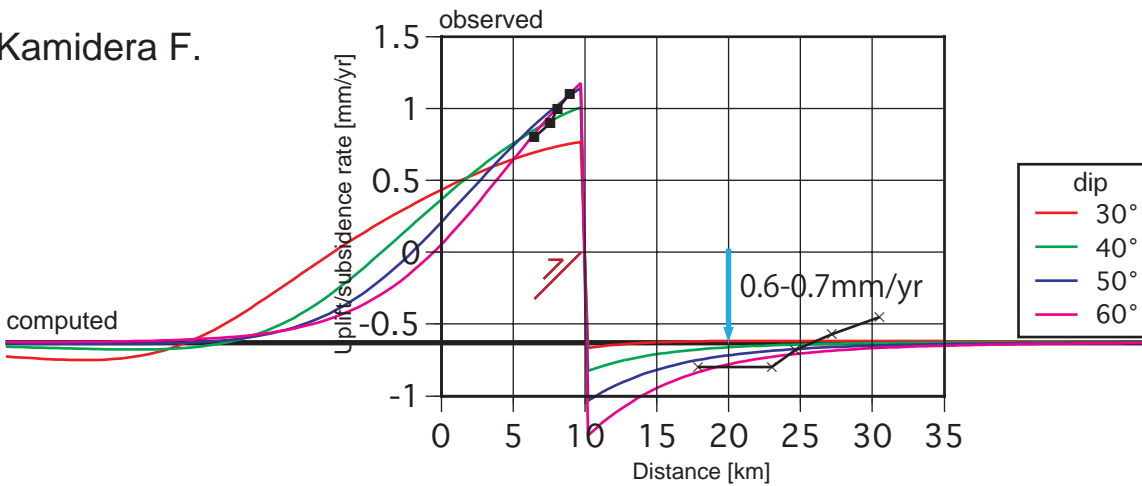
Yoro F.



Kuwana F.



Kamidera F.



Katata F.

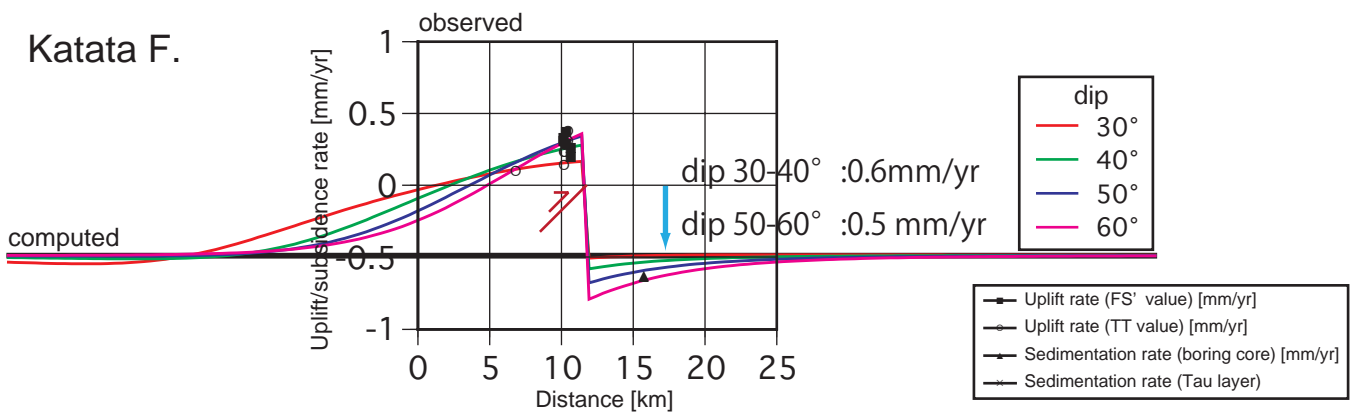


図 4-11. 仮説 C の検証結果

日市断層帯の活動の影響が示唆される。このような東側の断層活動による変形を足し合わせることで、本研究で明らかとなった近江盆地周辺の地殻変動を説明できると考えられる。養老断層の東側には活動的な逆断層は存在しないため、この養老断層の下盤側におけるモデル計算結果と本研究で明らかとなった地殻変動とのずれの解釈に関しては今後の課題である。

一方、仮説 C で仮定した研究地域の一様な沈降に関しては、池田 (1999) と Kudo and Yamaoka (2003) が以下のようなモデルを提唱している (図 4-12)。池田 (1999) は、飛騨山脈と近畿地方の鮮新世以降のテクトニクス、重力異常、地下深部の速度異常に基づいて、近畿地方の沈降現象をマントルリッドのデラミネーションによると考えた (図 4-12)。一方、Kudo and Yamaoka (2003) は、近畿地方の重力異常、地殻の有効弾性厚、沈み込むフィリピン海プレートの形状から、近江盆地での強制的な下方への引っ張りをマントルフローによると考えた (図 4-12)。両者とも、本研究地域の重力異常や強制的な下方への引っ張りは地殻浅部の堆積物や構造では説明困難であるとし、より地下深部の構造や運動にその原因を求めている。このように現在までの観測事実や地形発達に基づいて広域に沈降させるモデルが提唱されていることから、仮説 C が本研究地域のテクトニクスを説明する上でもっともらしいと考えられる。その場合、②の変形の沈降速度は約  $0.5 \text{ mm/yr}$  と推定される。このような底下げ的な変形は、断層の下盤側では盆地・低地が広く分布し、逆に断層の上盤側では断層の上下変位速度に対して山地の標高が小さいという近畿地方の地形的特徴の形成に大きな影響を与えていると考えられる。

本節では、地殻変動を簡略化し 3 つの仮説の検証を行った。その結果、仮説 C で本地域のテクトニクスを無理なく説明することができた。ただし、仮説 C では、断層の地下形状を単純な一枚の断層と仮定していることと他の断層活動による変形を考慮していないことのため、断層から離れた場所での地殻変動をうまく説明できていない。今後より精度と確度を向上させていくには、複数の断層を用いたモデル計算や変位の与え方を変化させる必要があると考えられる。また仮説 A の検証結果から、既存研究で推定されている断層の地下形状では、本研究で明らかとなった地殻変動を説明することが困難であり、再検討する必要がある。今後、物理探査のデータから断層の形状を推定するだけでなく、地形や地層の変形パターンも考慮して地下の断層形状を推定する必要があると考えられる。

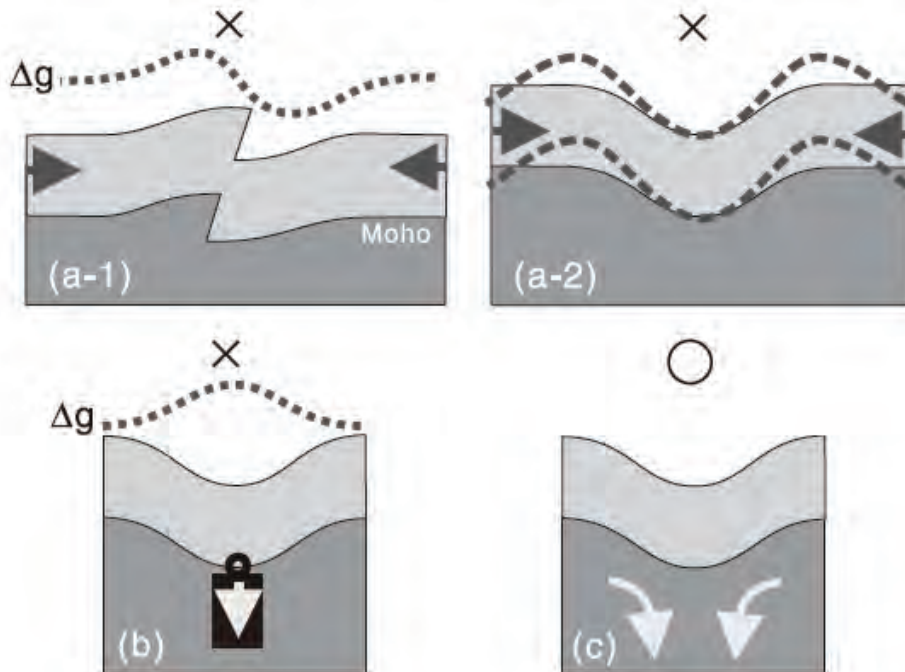
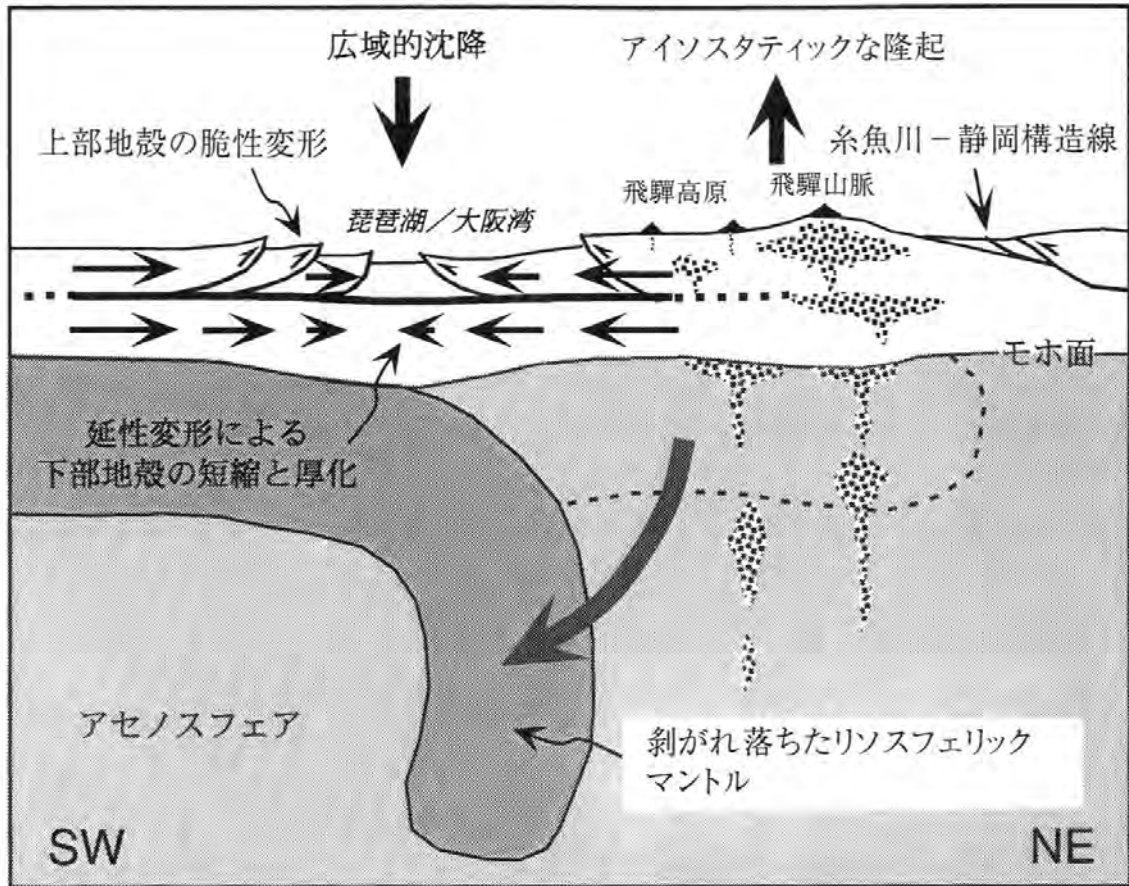


Fig. 5. Schematic models for creating the down-warped crustal structure beneath Lake Biwa. (a-1) Reverse faulting due to the horizontal compressional tectonics. (a-2) Bending due to the horizontal compressional tectonics. (b) Pulling down by high-density materials. (c) Flow of uppermost mantle. See text for detailed discussion.

図 4-12. 近江盆地周辺を広域に沈降させるモデル (池田, 1999 ; Kudo and Yamaoka, 2003)

## 文献

- 赤嶺秀雄 1962. 第3章 伊勢湾北部臨海地帯の地質構造 II. 伊勢湾北勢臨海部. 都市地盤調査報告書 vol. 1, 建設省・愛知県・三重県編. 20-32.
- 栗田泰夫 1997. 桑名断層の第四紀後期の活動性調査. 地質調査所研究資料集 No. 303 (平成8年度活断層研究調査概要報告書), 95-104.
- Chappell, J. 1994. Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. *Journal of Geography* 103: 828-840.
- 地質調査所 1998. 4月22日岐阜県美濃中西部の地震に係わる活断層及び液状化について. 地震予知連絡会会報 60: 469-474.
- 檀原 徹・山下 透・岩野英樹・竹村恵二・林田 明 2010. 琵琶湖 1400 m 掘削試料の編年: フィッション・トラック年代とテフラ同定の再検討. *第四紀研究* 49: 101-119.
- 古川博恭 1972. 濃尾平野の沖積層. *地質学論集* 7: 39-59.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄 1989. 御在所山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- Hatanaka, K. 1985. Palynological studies on the vegetational succession since the Wurm glacial age in Kyushu and adjacent areas. *Journal of the Faculty of Literature, Kitakyushu University (Series B)* 18: 29-71.
- Hayashi, R., Takahara, H., Hayashida, A., Takemura, K., 2010. Millennial-scale vegetation changes during the last 40,000 y based on a pollen record from Lake Biwa, Japan. *Quaternary Research* 74: 91-99.
- 平川一臣・小野有五 1974. 十勝平野の地形発達史. *地理学評論* 47: 607-632.
- 堀川晴央・吉見雅行・関口晴子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木晴彦・松山尚典・劉 瑛・滝沢文教 2009. 中京地域の3次元地盤構造モデル. 活断層・古地震研究報告 8: 203-254.
- Iio, Y. 1996. Depth-dependent change in the focal mechanism of shallow earthquakes: Implications for brittle-plastic transition in a seismogenic region. *Journal of Geophysical Research* 101: 11209-11216.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博 1991. 滋賀県・近江盆地の地形. 滋賀自然環境研究会地形地質調査部編「滋賀県自然誌」. 滋賀県自然保護財団. 105-295.
- Ikeda, Y. 1983. Thrust-front migration and its mechanism -evolution of intraplate thrust fault system-. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo* 15: 125-159.
- 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.
- 井関弘太郎 1956. 日本周辺の陸棚と沖積統基底面の関係について. 名古屋大学文学部研究論集 14: 85-102.
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学 1984. 彦根西部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 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.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A., Takemura, K. 2004. Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan, Journal of Geophysical Research, Solid Earth 109: doi:10.1029/2003JB002547.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H., Togo, M. 2007. Coseismic fault-related folding, growth structure and the historic multi-segment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan, Journal of Geophysical Research, Solid Earth 112: B03S07, doi:10.1029/2006JB004377.
- 礒見 博 1955. 大垣地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 礒見 博 1957. 近江長浜地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 伊藤真人・正木智幸 1984. 北アルプス, 乳川流域における更新世の岩屑供給期. 地理学評論 Ser. A 57: 282-292.
- 岩渕 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋 2000. 伊勢湾における活断層調査. 水路部研究報告 36: 73-96.
- 貝塚爽平 1962. Würm 氷期における日本の植生分布とそれに関連する問題. 第四紀研究 2: 4-5.
- 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・鎮西清高 1986. 日本の自然<2> 日本の山. 岩波書店.
- 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.
- 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.
- 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.

- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野実・高橋裕平 1998. 京都東北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤 2001. 北小松地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 小松原 琢 2006. 琵琶湖西岸断層帯の変位量分布. 月刊地球号外 54: 165-170.
- 小松原 琢・関西地質調査業協会地盤情報データベース作成委員会 2010. 近江盆地の浅層地下地質. 地学雑誌 119: 683-708.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・新見 健・間野道子・吉村辰朗・井上 基・葛原秀雄・図司高志・中村美重・横井川博之 1999. 琵琶湖西岸活断層系北部・饗庭野断層の活動履歴. 地震 第2輯 51: 379-394.
- 久保純子 1997. 相模川下流平野の埋没段丘からみた酸素同位体ステージ 5a 以降の海水準変化と地形発達. 第四紀研究 36: 147-163.
- Kudo, T., Yamaji, A., Furumoto, M., Nagao, T. 2001. Effective elastic thickness of island arc lithosphere under Japan. *The Island Arc* 10: 135-144.
- Kudo, T., Yamaoka, K. 2003. Pull-down basin in the central part of Japan due to subduction-induced mantle flow. *Tectonophysics* 367: 203-217.
- Kuwae, M., Yoshikawa, S., Inouchi, Y. 2002. A diatom record for the past 400 ka from Lake Biwa in Japan correlates with global paleoclimatic trends. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 183: 261-274.
- 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.
- Machida, H. 1980. Tephra and its implications with regard to the Japanese Quaternary Period. In: *The Association Japanese Geographers (Eds.), Geography of Japan*. Teikoku-shoin. Tokyo, 29-53.
- 町田 洋・新井房夫 2003. 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面 WG 2001. 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) および熱田層下部海成粘土層の年代-臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果-. 地質学雑誌 107: 283-295.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎 1954. 名古屋附近の地質, 同地質図. 愛知県建築部.
- McCalpin, J.P. ed. 2009. *Paleoseismology*, Second edition. Academic Press.
- Meyers, P.A., Takemura, K., Horie, S. 1993. Reinterpretation of Late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles. *Quaternary Research* 39: 154-162.

- 三重県 1996. 鈴鹿東縁断層帯に関する調査 成果報告書. 三重県.
- 三宅 尚・本多マチ・石川慎吾 2003. 愛媛県東宇和郡宇和盆地から得られた最終氷期の化石花粉群. 日本花粉学会誌 49: 1-8.
- 三宅 尚・中村 純・山中三男・三宅三賀・石川慎吾 2005. 高知平野伊達野低湿地周辺における最終氷期以降の植生史. 第四紀研究 44: 275-287.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄 1976. 彦根東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭 1981. 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 宮田雄一郎・山村恒夫・鍋谷 淳・岩田尊夫・小幡雅之・結城智也・徳橋秀一 1990. 淡水成デルタの形成過程-琵琶湖愛知川河口部を例として- 2. 地質構成と堆積相. 地質学雑誌 96: 839-858.
- Miyoshi, N., Fujiki, T., Morita, Y., 1999. Palynology of a 250-m core from Lake Biwa: a 430,000 year record of glacial-interglacial vegetation change in Japan. Review of Palaeobotany and Palynology 104: 267-283.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒澤正夫 2009. 20万分の1地質図幅「名古屋」(第3版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所 2007. 大都市大震災軽減化特別プロジェクトI地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成18年度)成果報告書.
- 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.
- 長岡信治 1986. 後期更新世における宮崎平野の地形発達. 第四紀研究 25: 139-163.
- 中江 訓・吉岡敏和 1998. 熊川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 中江 訓・吉岡敏和・内藤一樹 2001. 竹生島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- Nakagawa, T., Okuda, M., Yonenobu, H., Miyoshi, N., Fujiki, T., Gotanda, K., Tarasov, P.E., Morita, Y., Takemura, K., Horie, S. 2008. Regulation of the monsoon climate by two different orbital rhythms and forcing mechanisms. Geology 36: 491-494.



- 中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・高木哲一・小村良二・木村克己 2003. 水口地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 鳴橋龍太郎・須貝俊彦・藤原 治・栗田泰夫 2004. 完新世浅海堆積物の堆積速度の変化から見た桑名断層の活動間隔. 第四紀研究 43: 317-330.
- 岡田篤正・堤 浩之 1990. 四国中・東部における中央構造線の断層露頭と地形面の編年に関する資料. 活断層研究 8: 31-47.
- 岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内 猛・藤原八苗・伊藤 孝 2000. 知多半島西岸沖の伊勢湾断層. 地質学雑誌 109: 10-26.
- Okada, Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82: 1018-1040.
- 大上隆史・須貝俊彦 2006. 後期更新世以降における四日市断層の活動性評価. 第四紀研究 45: 131-139.
- 大上隆史・須貝俊彦・藤原 治・山口正秋・笹尾英嗣 2009. ボーリングコア解析と<sup>14</sup>C年代測定にもとづく木曾川デルタの形成プロセス. 地学雑誌 118: 665-685.
- 大橋 健 1978. 段丘からみた琵琶湖の湖面変動について. 地学教育 31: 75-81.
- 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.
- 里口保文 2010. 琵琶湖堆積物の長時間スケール層序と構造運動の復元. 第四紀研究 49: 85-99.
- Sato, H., Ito, K., Abe, S., Kato, N., Iwasaki, T., Hirata, N., Ikawa, T., Kawanaka, T. 2009. Deep seismic reflection profiling across active reverse faults in the Kinki Triangle, central Japan. *Tectonophysics* 472: 86-94.
- Sugai, T., 1993. River terrace development by concurrent fluvial processes and climate changes. *Geomorphology* 6: 243-252.
- 須貝俊彦・杉山雄一・松本則夫・佃 栄吉 1998. 深層オールコアボーリングの解析による養老断層の活動性評価. 地質調査所速報 no. EQ/98/1: 75-90.
- 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.
- 杉崎隆一・柴田 賢 1961. 地下水の地球化学的研究 (第 1 報) -濃尾平野の地下構造と帯水層分布-. 地質学雑誌 67: 427-439.
- 田力正好 2005. 河成段丘を用いて推定される内陸部の広域的地殻変動-現状と課題. 地球科学 60: 143-148.
- 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.
- 高田康秀・近藤善教・宮村 学 1979. 津島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 高木俊男・柳田 誠・藤原 治・小沢昭男 2000. 海岸段丘から推定した河床高度変化の歴史. 地学雑誌 109: 366-382.
- 竹村恵二・岩部智紗・林田 明・檀原 徹・北川浩之・原口 強・佐藤智之・石川尚人 2010. 琵琶湖における過去5万年間の火山灰と堆積物. 第四紀研究 49: 147-160.
- Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., Bozkurt, S. 2005, Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer, *Journal of Geophysical Research* 110: B05S16, doi:10.1029/2004JB003415.
- 東郷正美 2000. 微小地形による活断層判読. 古今書院.
- 豊島正幸 1994. わが国における最終氷期後半の広域的な侵食段丘の形成. 季刊地理学 46: 217-232.
- Turcotte, D.L., Schubert, G. 2002. *Geodynamics (second edition)*. Cambridge University Press.
- TuZino, T. 2010. Re-examination of air-gun profiles from Lake Biwa (Japan), and depositional history of the lake in the Pliocene-Quaternary. *Journal of Paleolimnology* 43: 273-291.
- 植村善博 1979. 湖東丘陵の古地理と地形発達史. 立命館文学 410/411: 143-174.
- 植村善博・太井子宏和 1990. 琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷. 地理学評論 Ser. A 63: 722-740.
- 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.
- 柳田 誠 1991. 河岸段丘の動的地形変化に関する研究. 駒沢地理 27: 1-75.
- Yokoyama, T., Ishida, S., Danhara, T., Hashimoto, S., Hayashi, T., Hayashida, A., Nakagawa, Y., Nakajima, T., Natsuhara, N., Nishida, J., Otofujii, Y., Sakamoto, M., Takemura, K., Tanaka, N., Torii, M. Yamada, K., Yoshikawa, S., Horie, S. 1976. Lithofacies of the 1000 m core samples on the east of Lake Biwa, Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene* 4: 52-66.
- 吉田史郎 1984. 四日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.

- 吉田史郎 1990. 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地調月報 41: 303-340.
- 吉田史郎・栗本史雄・宮村 学 1991. 桑名地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 吉田史郎・西岡芳晴・木村克己・長森英明 2003. 近江八幡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 吉川周作 1999. 琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序. 琵琶湖博物館研究調査報告 12: 75-87.
- 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.

