

堆積岩分布地域における地形変化のモデル化に関する研究 ～房総半島における検討～

花谷育雄^{*1,2} 宗像雅広^{*1} 木村英雄^{*1} 三箇智二^{*3}

高レベル放射性廃棄物の地層処分においては、その長期的な安全性を確保する上で、地下水流动に伴う人間社会への核種移行を評価する必要がある。本研究はその評価手法整備の一環として、地形変化による長期的な地下水流动への影響を評価するために、堆積岩分布地域である房総半島の4河川を対象として、河床縦断形変遷のシミュレーションを実施し、線的侵食プロセスを再現するとともに、氷期～間氷期の1サイクル分に相当する12.5万年間の侵食量を求めた。

その結果、4河川ともほぼ類似したパラメータを使用して河床縦断形の再現ができた。また、房総半島では地質が比較的軟らかいため従順化しやすく、隆起速度に見合った河床縦断形に変化することがわかった。地域的には、内湾に注ぐ河川と外洋に注ぐ河川とでは異なる地形変化を生じ、前者では期間を通じて河床高度があまり変わらず、海域は広範囲にわたって凹型の縦断形が現れるのに対し、後者では海水準変動の影響が大きく、期間中に河床高度が20～30m変化するとともに、現在の水深が30m以深の海域に凸型の縦断形が現れることが明らかになった。さらに、12.5万年間の侵食量は、内湾河川では河口付近で20～50m、上流域で250～300m、外洋河川の場合は、全域で150～250mという値が得られた。これらの結果から、長期的な地下水流动の評価においては、地形および地質環境の変化を考慮することが重要であると言える。

Keywords: 地形変化、河床縦断形、侵食量、隆起速度

For the long-term safety of geological disposal of high-level radioactive wastes, evaluation of the radionuclide migration toward the human environment associated with groundwater flow is an issue of utmost importance. Therefore, we are carrying out a program for developing methods for assessing long-term groundwater flow in regional scales. As a part of the above program, we constructed models depicting the influences of geomorphological evolution on long-term groundwater flow. This was done by reconstructing the processes of river deepening with historical simulation of the profiles of four rivers in the Boso Peninsula. This area was selected because the sedimentary rocks are widely distributed with uncomplicated topography and geological structure which enabled the acquisition of a large amount of relevant geological information. The study resulted in the sum of erosion during the past 125,000 years which is the equivalent of one glacial to interglacial cycle.

Consequently, the profiles of four rivers during the last glacial age to the present were successfully reconstructed using similar parameters. Also it was found that, in this area, the profiles were sculpted in accordance with the uplifting rates with very little influence of initial topography owing to the relatively soft and easily dissected characteristics of the geological units. However, detailed investigation revealed that the effects of geomorphological evolution differ between the rivers emptying into the inner bay and the rivers emptying into the open sea. In the case of the former two rivers, the river-bed elevation hardly changed during the 125,000 years and shows an extensive concave profile including the marine area. In the latter case, the elevation changed within the range of 20-30 m during the period and a convex profile appears in the marine area where the present water depth is over 30 m. Additionally the estimates of total amount of erosion during 125,000 years in the former group were 50-300 m which varied widely from downstream areas to the upper reaches of the rivers. On the other hand, they were 150-250 m ranging over the whole watershed in the latter group.

Keywords: geomorphological evolution, river-bed altitude, erosion, uplift rate

1 はじめに

高レベル放射性廃棄物地層処分の安全性の評価においては、放射性物質を長期間にわたって閉じ込める機能等を評価するために、天然バリアおよび人工バリアの長期的性能の評価手法や、漏出後の放射性物質を運ぶ地下水流动の評価手法を整備する必要がある。このうち地下水流动評価では、長期性とそれに伴う不確実性を評価するために、地震活動、火山活動、海水準変動、隆起・沈降、侵食作用等の

影響や、それらと相互に関連する気候変動の影響をも考慮した地下水流动評価手法の整備が望まれる。これらの影響要因のうち隆起と侵食による長期的な地形変化は、地形勾配や土被り厚の変化などを通して地下水流动系に影響を与える可能性が高い。そのような観点から、隆起侵食に起因した地形変化が数万年スケールの長期的な地下水流动へ及ぼす影響をモデル化するための検討を進めている[1]。

地形は隆起・沈降・侵食によって変化するが、前2者は地質時代を通じて地域ごとに特定の速度と傾向で累積している。そのため、過去から現在までの隆起・沈降運動の場とその速さを定量的に把握することによって、将来の変動量をある程度推定することが可能と考えられる。一方、侵食による地形変化は、隆起による侵食基準面からの比高の増加や、氷期・間氷期に対応した降水量の増減、あるいは海面の上下変動などによってその強さと場が変化し、また、地質の影響により侵食に地域的な差があると考えられる。このような侵食は、ある広がりをもつ地域全体の平均的な削剥量（面的侵食）として捉えられる場合と、河川の下刻のように河谷が選択的に掘り下げられる場合（線的侵食）

Modeling geomorphic changes in sedimentary rock areas: A case study in the Boso Peninsula area, Central Japan by Ikuo Hanatani(hanatani@tankai.co.jp), Masahiro Munakata, Hideo Kimura, Tomoji Sanga

*1 日本原子力研究開発機構 安全研究センター 廃棄物安全研究グループ

Japan Atomic Energy Agency, Nuclear Safety Research Center, Waste Disposal Safety Research Group

〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根2-4

*2 現所属 日鉱探開㈱ 開発事業部 開発部

Nikko Exploration and Development Co., Ltd.

〒105-0001 東京都港区虎ノ門2-7-10

*3 日鉱探開㈱ 探査事業部 地質部

Nikko Exploration and Development Co., Ltd.

〒105-0001 東京都港区虎ノ門2-7-10

とがあり、日本を含む温潤温帯や温潤熱帯の地域区分の場合、後者の方が卓越するとされている[2]。このように、地形変化のうち河谷低下は比較的の変動が大きい事象と考えられ、地質環境の長期的な安定性を評価するためには河谷がどのように変遷していくかを推定することが有効と思われる。

本研究は、この河谷低下（線的侵食）に着目して、初期地形が推定可能な地域で河床縦断形シミュレーションを行い、現在の河床縦断形がどのようなプロセスで形成されたかを検討するとともに、氷期・間氷期の1サイクル期間中の地形変化量の推定を行ったものである。対象地域としては、初期地形が比較的容易に決定されるとともに、海底の埋没谷（大陸棚に発達する海底谷のうち堆積物に埋もれている谷地形）の推定が可能な地域であること、また、単純な地質構造である地域が望ましいことから、これらの条件を満たす房総半島を選択し、内湾（東京湾）に面した内房2河川と外洋（太平洋）に面した外房2河川の計4河川について検討を行った。シミュレーション期間は、最終間氷期極相期に相当する下末吉期末期（MIS5.5：約12.5万年前）から現在までとした。

2 対象河川と地形・地質情報

2.1 対象河川の選定

河床縦断形シミュレーションでは、初期地形、中間期の地形および最終的な地形が既知であることが望まれる。これは、制約条件を組み入れなければシミュレーションに用いるさまざまなパラメータを収束させることができると同時に、中間期の地形を十分な精度で復元することによってシミュレーションの妥当性を裏付けることができるためである。初期地形については、下末吉期に形成された段丘が残存していれば比較的正確に推定することができる。また、このシミュレーション期間中の大きなイベントとしては、氷期の海退がある。約2万年前の最終氷期極大期（LGM）には現在よりも100m以上も海水準が低下し、東京湾付近では、古東京川などの河川が平野を深く掘り込んでいたと考えられている。この痕跡は埋没谷として知られ、古東京谷や古多摩川谷など多数が明らかにされている[3]。さらに、温暖な下末吉期から最終氷期極大期まで順次海水準が低下したわけではなく、小規模な海進・海退が何度も繰り返され[4]、それに応答して海成段丘や河成段丘が形成されている。これらの段丘面もシミュレーションを拘束する条件となり得るが、現在では部分的にしか残存していないため、過去の河床縦断形復元よりも、地域的な隆起速度を推定する際にこれらの段丘面の形成年代と現在の標高が重要な情報となる。

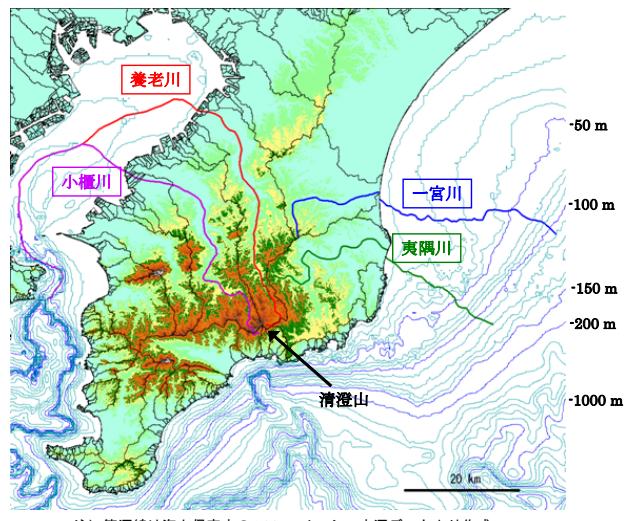
以上の点を考慮して、シミュレーション対象河川の選定条件を次の通りとした。

- ① シミュレーション期間を通じて流路の平面位置が大きく変化していない、また、大規模河川と合流していないと考えられる。
- ② 河川周辺の MIS5.5 の段丘が比較的良く保存されて

おり、初期地形が推定しやすい。

- ③ 埋没谷の流路や深度が明らかにされている。

その結果、内房については、段丘が比較的良く保存されているとともに、東京湾内などの埋没谷の状態が明らかにされており[3]、なおかつ河成段丘の詳細な報告[5]がある小櫃川（河川長88km、流域面積273km²）と養老川（河川長73km、流域面積246km²）を選定した。一方、外房地域については、比較的小規模な河川が多く、とくに房総半島北部の九十九里方面では上流の標高が低くほぼ平野部のみを流路としているなどシミュレーションに適した河川が少ない。また、房総半島南部は下末吉期において既に陸化していたと考えられており[6]、縄文海進期（MIS1：約7,000～6,000年前）の海成段丘を除いて MIS5.5 以降の海成段丘は形成されておらず、初期地形や隆起速度の推定が困難である。したがって、房総半島中央部を流域とする比較的流路の長い2河川、夷隅川（河川長67.5km、流域面積299km²）および一宮川（河川長37.3km、流域面積203km²）を対象河川に選定した（Fig. 1）。



注) 等深線は海上保安庁の500mメッシュ水深データより作成

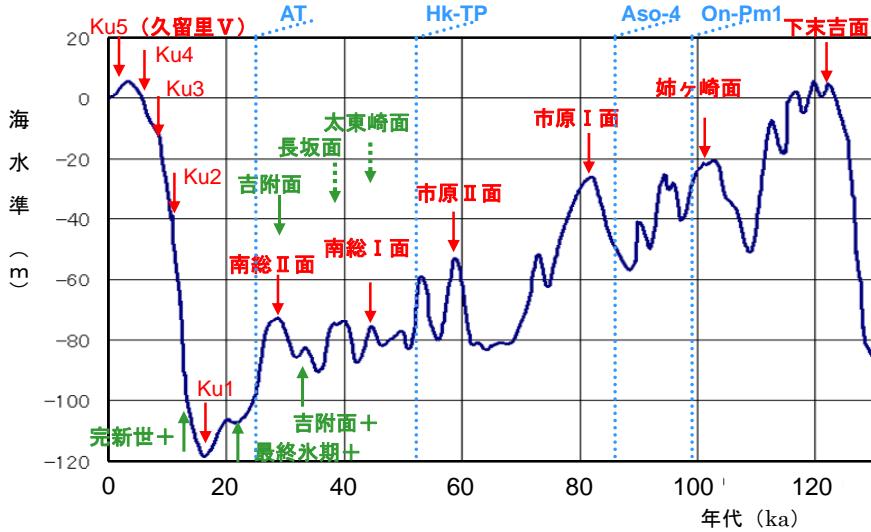
Fig. 1 Watershed map of four rivers selected for this simulation study. The path colored with purple, red, green or dark blue shows the projection axis of longitudinal profile by each river.

2.2 地形・地質情報

2.2.1 内房2河川の地形と地質

内房の小櫃・養老両河川に関する既存文献の1つとして、河成段丘地形発達史を述べた鹿島(1982)[5]があり、南総I面（約45,000年前）以降の段丘面高度分布図と下流域の段丘面および沖積層の投影断面図が得られる。前者からは過去の河床縦断形が作成でき、後者の図によって両河川の河口付近における埋没谷の深度が50～60mであることがわかった。

小櫃・養老両河川に挟まれた地域の地質断面図としては菊地(1980)[6]があり、地質分布については三梨ほか(1979)[7]の特殊地質図「東京湾とその周辺地域の地質」に詳しく記載されている。これらによると、両河川の地質は



注 1) +記号はそれより 1 つ古い面を意味する。

注 2) 火山灰記号は以下を表す。

AT : 始良丹沢 (26 ka)、Hk-TP : 箱根東京 (52 ka)

Aso-4 : 阿蘇 4 (87 ka)、On-Pm1 : 御岳第 1 (99 ka)

注 3) 海水準変動曲線は Chappell (1994)[4]による。

Fig. 2 Chronology of terraces identified in the Boso Peninsula. The names of terraces are after Kashima(1982)[5] and Kuwahara et al.(1999)[8].

三浦層（上流部）～上総層～下総層（現在の河口位置）～上総層～三浦層（氷期の河口位置）と変化している。菊地(1980)によれば、上総層群は房総半島中部の丘陵を構成する前期更新世の海成層で、主に泥岩と砂岩の互層より成る。一方、下総層群は一般に砂層から成り、泥層・礫層なども挟んでいる。

2.2.2 外房 2 河川の地形と地質

夷隅川は、最長となる源流点が勝浦市西部の海岸付近にあり、上流部で北流し、中～下流部で東流する複雑な流路をなしているが、本研究ではできるだけ直線的な流路を用いるべきとの観点から、平沢ダム上流部を源流点とする流路を用いた。蛇行などを無視して直線的な流路に投影したことから、シミュレーションに用いる流路長は 32 km 程度となる。夷隅川の地質は、流域の大部分に上総層群の大田代層が分布し、河口部ではこれより 1 つ古い黄和田層が分布する。これらの上総層群は主として泥岩、砂岩およびこれらの互層から成る。

桑原ほか(1999) [8]によれば、夷隅川流域には 4 面の段丘面（高位から太東崎面、長坂面、吉附（よしふ）面および完新世面）が認められる。完新世面を除く 3 段丘面が MIS3 前後に形成されたと推定され、太東崎面は 44 ka (ka : 千年単位で今から何年前かを表す年代単位) に形成され標高約 70 m に、長坂面は 40～37 ka に形成され標高約 50 m に、吉附面は 29～28 ka でおおよそ標高 30 m にそれぞれ位置する。ただし、長坂面と太東崎面の離水時期を明確に示す資料は得られておらず、これらの形成年代は一定の隆起速度 (2.1 mm/y) を仮定した時の離水年代である。本研究ではこの桑原ほか(1999)の段丘区分図を参考とし、空中写真によって

夷隅川の段丘判読を行った。

一宮川は夷隅川の北側に位置し、両者の流域は接している。茂原市南東で本流とほぼ同じ規模の支流と合流して太平洋に注いでおり、本研究では流域南西端を源流とする流路長のもっとも長い河川を対象とした。一宮川流域の地質は、夷隅川流域よりも新しい上総層群の国本層および梅ヶ瀬層が分布している。一宮川については段丘などの参考となる資料が見つかなかったため、夷隅川の段丘判読図の分類に準じた段丘区分に基づいて空中写真判読を実施した。

Fig. 2 に内房と外房をあわせた段丘面の編年を示す。

2.2.3 海岸および海底地形

内房の 2 河川が流入する東京湾の変遷（古東京湾）について、下末吉期以前は菊地(1980) [6]に、下末吉期以降は貝塚(1993) [3]によってそれぞれまとめられている。これらの文献により以下の情報が得られた。

- ① 房総半島南部の嶺岡隆起帯は前期鮮新世（約 500 万年前）には既に陸化しており、前期更新世（約 200 万年前）以降は、さらに北側へ陸域を拡大した。
- ② 古東京湾は 40～50 万年前に出現した全体的に浅海性の海で、湾口は東の鹿島灘方向を開き、ときおり外洋の海水が流れ込むような湾であり、約 10 万年前の成田層堆積末期の隆起運動により陸化して消滅した。
- ③ 浦賀水道から南部深海へと続く東京海底谷は、下末吉期以前には既に存在した。
- ④ 小櫃・養老川の上流部は第四紀初期（約 150 万年前）には陸化していたと考えられ、中流域についても少なくとも下末吉期以前には陸化していた。

貝塚(1993)に記載されている東京湾横断道路（木更津～川崎間）の地質断面図によると、東京湾内における最終氷期以前でかつ下末吉期以降の堆積物は陸成層であり、下末吉期以降の早い時期に東京湾はほとんど陸化していたことになる。また、この陸成層の下は、成田層群より古い（10万年以上前）の海成層である。

一方、外房の2河川が流入する太平洋側は、房総半島東方沖に広く発達する大陸棚となっている。海域を概観すると、九十九里浜沖ではきわめて平坦な大陸棚が沖合20kmまで連続し、等深線は海岸線に平行している。それに対して、南側では大陸棚の幅が急速に狭まり、水深60mまでの等深線の屈曲が激しくなる。

夷隅・一宮川沖合の海底部には、水深95～125m域に約5km幅の帯状に連なったゾーンが認められる（Fig. 1参照）。中でも水深115～123mでは勾配が2/1,000～5/1,000と、とくに平坦となっており、露岩域に位置しているため、明らかな侵食平坦面と推定される。また、比較的起伏の多い平坦面としては、夷隅川沖合（古夷隅海底谷両側）の岩礁域がある。この岩礁では、NE-SW～NNE-SSW走向の細長い高まりが数多く平行して並び、特徴的な地形を呈している。

一宮川沖合では堆積物が10～20mとやや厚いが、夷隅川沖では岩礁が現れており、ほとんど堆積していない。また、沖合の水深120m以深でも岩礁である。さらに、沿岸部では厚さ5～10mの堆積物に覆われた状態であり、当海域の堆積物は一般的に薄いといえる。当海域の堆積物は、その粒度組成から大部分が再移動堆積物に分類されており、

海流による堆積物の移動が生じていると考えられている[9]。

3 河床縦断形とシミュレーション初期地形の作成

3.1 内房河川の河床縦断形および初期地形

小櫃・養老両河川の現在の河床縦断形のうち、陸域については1/25,000地形図により求めた。ただし、段丘面投影基準線は蛇行を無視して滑らかな曲線を設定した。Fig. 3に実際の流路と基準線の関係を示す。海域（海底地形）については、現河口から17.5km下流側までを海図（電子データ）[10]により求め、それ以遠はKaizuka et al.(1997)[11]より引用した。

一方、シミュレーションの中間期に相当する氷期については、両河川の源流地点から、海水準を-115mとした場合の最終氷期極相期の河口位置までの縦断形を、前述の地形・地質情報に加えて、以下の資料に基づいて作成した。

- ① 久留里段丘群(完新世に形成)についてはすべての区間を、南総II面（2～3万年前に形成）については現河口から20km地点より上流側を対象として、鹿島（1982）を拡大解釈して断片的な段丘を連続させた。
- ② 現河口から20km地点より下流側の南総II面と、すべての区間のより高位の段丘は1/50,000地質図「姉崎」[12]から判読した。
- ③ 下末吉面の分布と旧汀線位置はKaizuka et al.(1997)により求め、標高値は1/25,000地形図から判読して求めた。
- ④ 沖積層基底面深度は1/50,000地質図「木更津」[13]により求めた。
- ⑤ 最大海面低下期の谷底深度はKaizuka et al.(1997)により決定した。
- ⑥ 地質分布は三梨ほか(1979)の特殊地質図「東京湾とその周辺地域の地質」に基づいた。

ただし、こうして求めた縦断形には各段丘面が形成されてから現在までの地殻変動量が含まれているので、それを差し引いて当時の縦断形を推定する必要がある。そこで、貝塚(1987)[14]による下末吉期以降の地殻変動量図から、隆起運動が等速であったと仮定して隆起速度を読み取り、補正を行った。小櫃川の場合について、現在の河床縦断形、および補正前後の最終氷期極大期（1.8万年前）の河床縦断形とその他の各段丘面の縦断形をFig. 4に示す。

内房2河川のMIS5.5における初期地形については、Fig. 4(b)から明らかのように、小櫃川の中流域（現河口から20～40km区間）では、12.5万年間を通じてほぼ平衡状態にあり、中流域では下末吉期末期も現在と類似した縦断形であったと推定される。一方、海域については、古東京湾は浅海であり、かつ、現在と同じような厚さの未固結堆積物（本研究においては初期堆積層と称す）が基盤の上に堆積していたと仮定する。その厚さは推定根拠となる資料がないため、現在の沖積層厚を参考にした。すなわち、東京湾横断道路の地質断面図[3]によると、埋没谷を除く沖積層は海岸線から順次厚くなり、木更津から東京湾中央付近で30

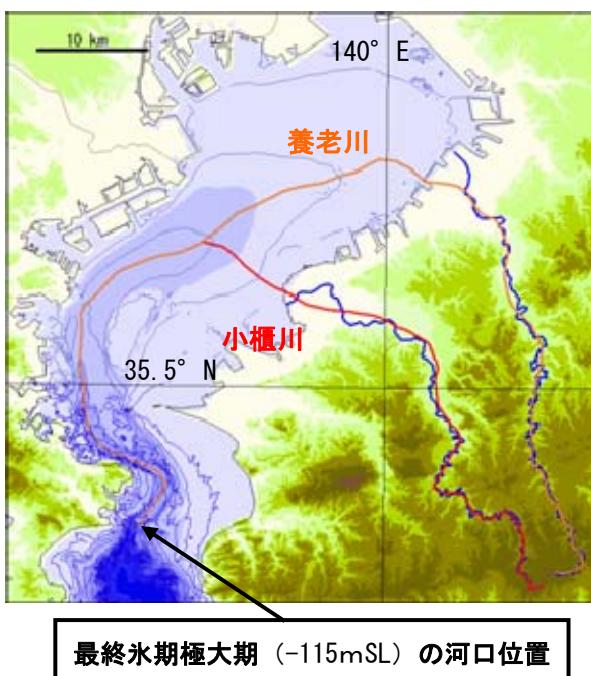


Fig. 3 Flow geometry of two rivers located at the Tokyo Bay side. Dark blue lines show the current actual flow lines. Smoothed red and orange lines are the base lines for projecting the longitudinal river profiles, terraces and sea bottom topographies in this study.

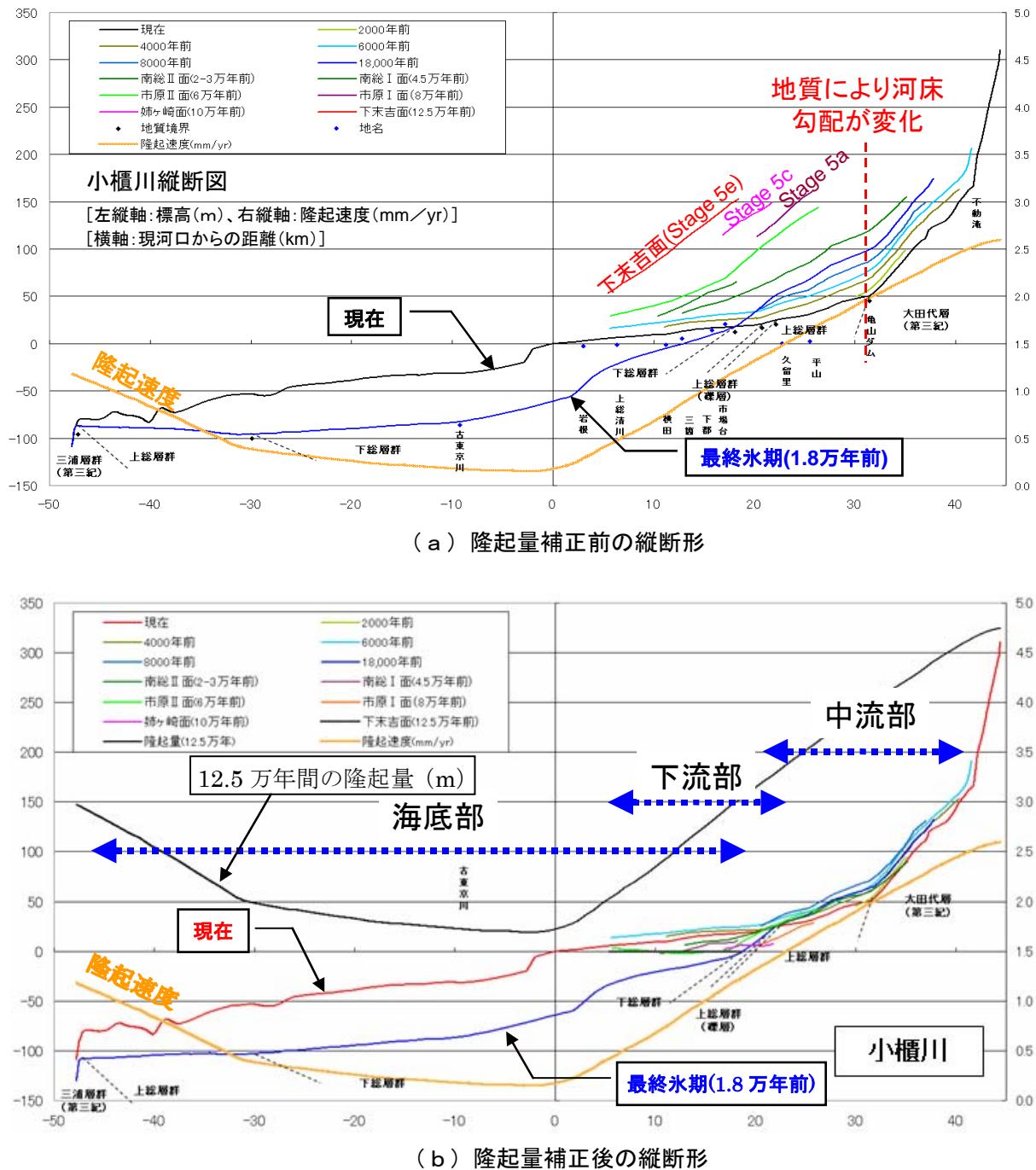
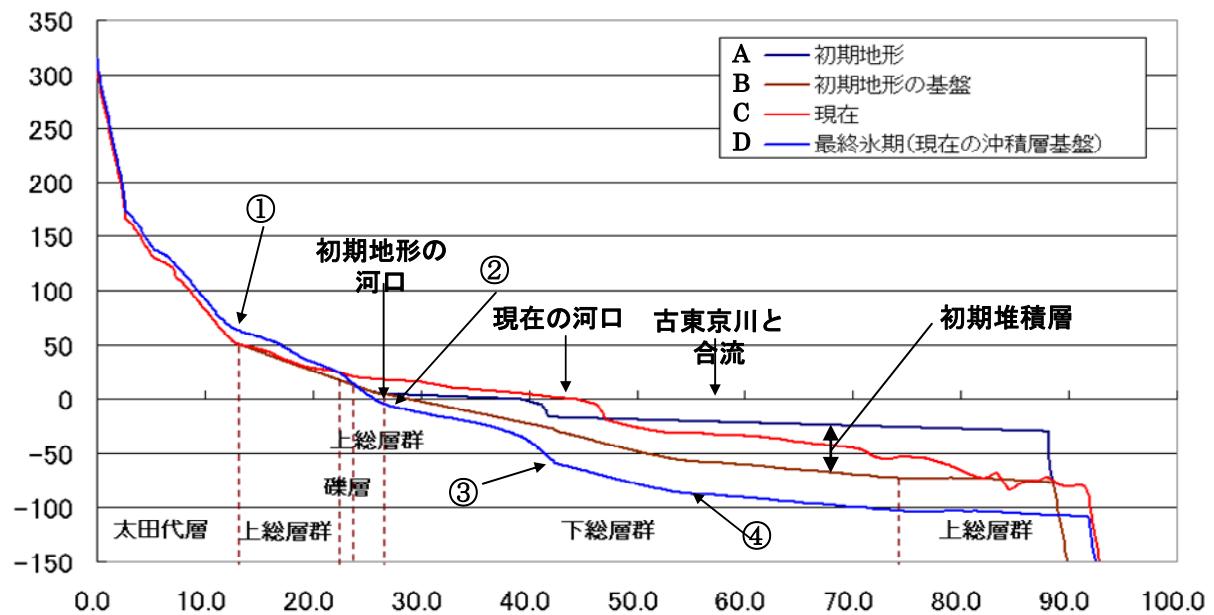


Fig. 4 Longitudinal profiles of the Obitsu River and the terraces along it. Upper figure shows the profiles before offsetting by the amount of uplift from the stage 5.5 with black curve: the current river bed, dark blue curve: the river bed about eighteen thousand years ago, orange curve: the distribution of uplift rate, and other coloring curves: the sections of terraces formed in various stages. Lower figure shows the profiles after offsetting by the amount of uplift from the stage 5.5 with black curve: the distribution of the amount of uplift throughout 125,000 years, red curve: the current river bed, and other coloring curves: same as upper figure.

m程度の厚さとなっている。これを初期堆積層厚とし、下流の浦賀水道方向に向かってやや厚くなると考えた。さらに、地質ユニットの境界はモデルを単純化するため垂直とした。

以上の仮定に基づいた小櫃川の初期地形を、隆起量補正後の最終氷期極大期および現在の河床縦断形とともにFig. 5に示す。また、養老川についても同様の考えに基づいて

初期地形を求めた (Fig. 6)。ただし、73 km以遠については古小櫃川と合流するため、同じ縦断形としている。なお、Fig. 4の縦断形は現在の河口を0とした相対座標で表したが、海水準によって河口位置が移動するため、これ以降はすべて谷頭を0とする共通座標系で示す。



横軸：谷頭からの距離(km) 縦軸：標高(m) ○数字は遷緩

Fig. 5 Longitudinal profiles of the Obitsu River from valley head to terminal; A: the elevation of river bed 125,000 years ago (initial topography for this simulation study), B: the bedrock topography 125,000 years ago (the part of difference between A and B is called "primary alluvium" in this study), C: the elevation of current river bed, and D: the elevation of river bed 18,000 years ago (the Last Glacial Maximum). Circled numbers showing knick points (concaved).

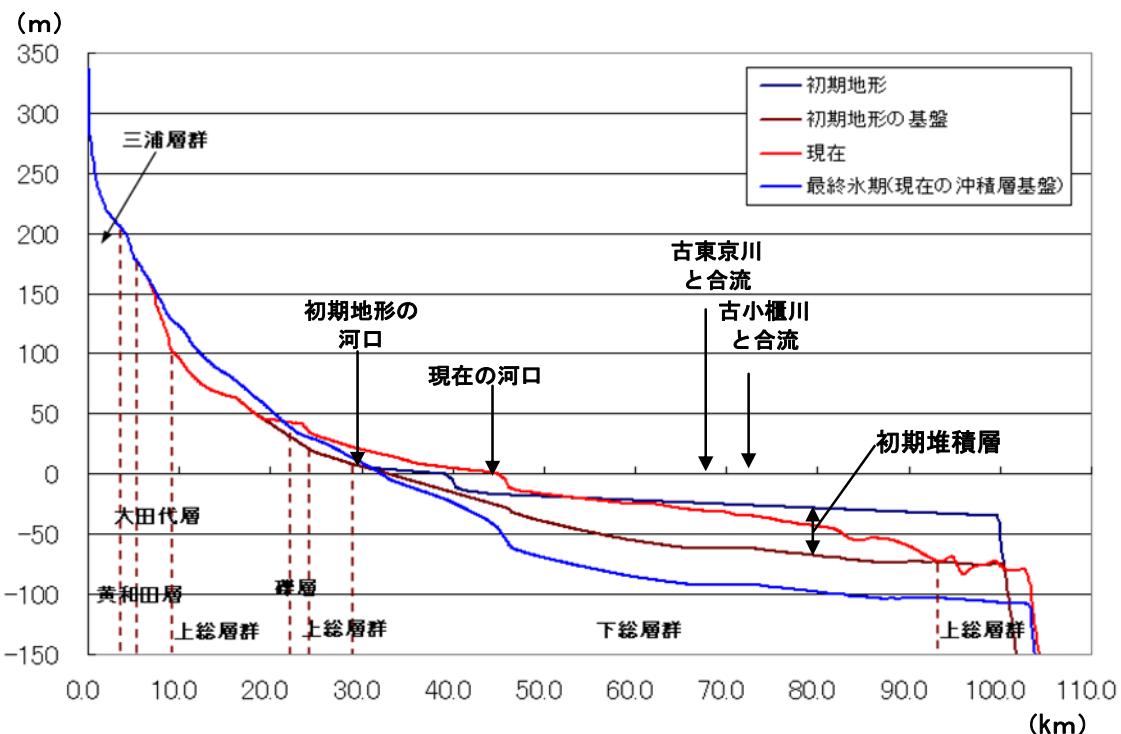


Fig. 6 Longitudinal profiles of the Yoro River from valley head to terminal (see the legends of Fig. 5).

3.2 外房河川の河床縦断形および初期地形

夷隅・一宮両河川の陸域については、内房河川の場合と同様に現在の河床縦断形を求め、また、前述した段丘判読

結果等から氷期の河床縦断形を作成した。一方、海域についてでは、夷隅川の河口付近における埋没谷は遠藤ほか (1983) [15]を参考とし、沖合の埋没谷に関しては海上保安

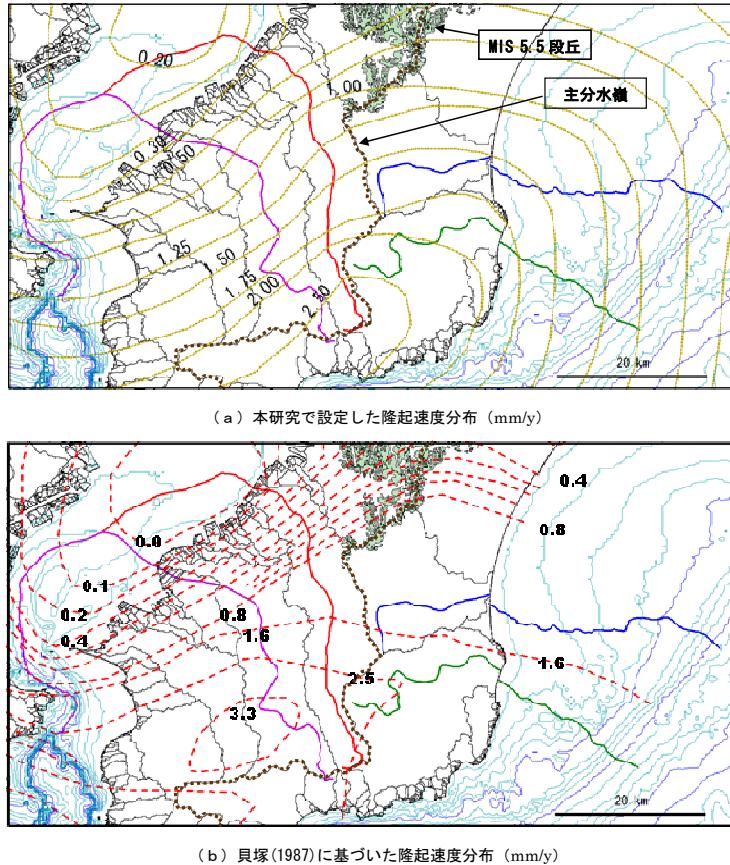


Fig. 7 Distribution maps of uplift rates in the central part of the Boso Peninsula; (a): estimated data in this study (including marine area), and (b): the data based on Kaizuka (1987) [15] which is the well-known existing literature in Japan (almost no information in marine area)

庁水路部(1986) [9]の情報を参考にした。また、一宮川の河口付近の埋没谷については貝塚・松田(1982) [16]および都道府県土地分類基本調査の1/50,000 土地分類基本調査「茂原」図幅[17]にあるボーリング資料を参考とし、沖合の埋没谷については夷隅川と同様に求めた。

前述したように、現在見られる埋没谷および段丘が形成された当時の高度を推定するためには、形成後に受けた地殻変動量を補正する必要があり、そのためには正確な形成年代と隆起速度を知る必要がある。埋没谷の形成時期については最終氷期極大期前後と考えられるため形成年代を決定できるが、段丘については適当なテフラが挟在していない場合には不確かな場合が多く、2.2にて述べたように、夷隅川の段丘形成年代は吉附面を除いて明確にされていない。そこで、本研究では内房河川の場合と同様に、貝塚(1987)による地殻変動量図を参考として、夷隅・一宮川の隆起速度を推定した。すなわち、夷隅川については陸域3点および海域1点の推定値から2次曲線を近似し、夷隅川沿いおよびその海域の隆起速度を設定した。また、一宮川についても同様に、陸域2点および海域1点の推定値から2次曲線を近似し、一宮川沿いおよびその海域の隆起速度を設定した。

本研究で設定した房総半島中央部周辺の海域を含んだ隆

起速度分布について、貝塚(1987)の地殻変動量図を、下末吉期以降の変動量の対象期間が12.5万年間、完新世以降の変動量の対象期間が6,000年間として、年間の隆起速度(mm/y)で表現し直したものと比較してFig. 7に示す。ただし、データのない鴨川付近の隆起速度は周囲から外挿したものであり、等隆起速度線の信頼性は低い。また、外房地域の海域での隆起速度も基盤等深線の凹みを用いたもので、明確な根拠があるわけではない。

以上の情報に基づいて、夷隅川と一宮川の現在および最終氷期極大期の河床縦断形と各段丘面の縦断形を作成した。隆起量補正前後の形状をそれぞれFig. 8とFig. 9に示す。両図とも、吉附面より1つ古い面の形成年代を34 ka、最終氷期極大期より1つ古い面を22.5 ka、完新世よりも1つ古い面を14 kaとそれぞれ仮定している(Fig. 2)。なお、両図中に赤い破線で示した12.5万年前の初期地形については、後述するシミュレーションにおいて試行錯誤による修正を加えて、海準変動や隆起速度分布などのパラメータを満足する最適な形状を求めた結果である。

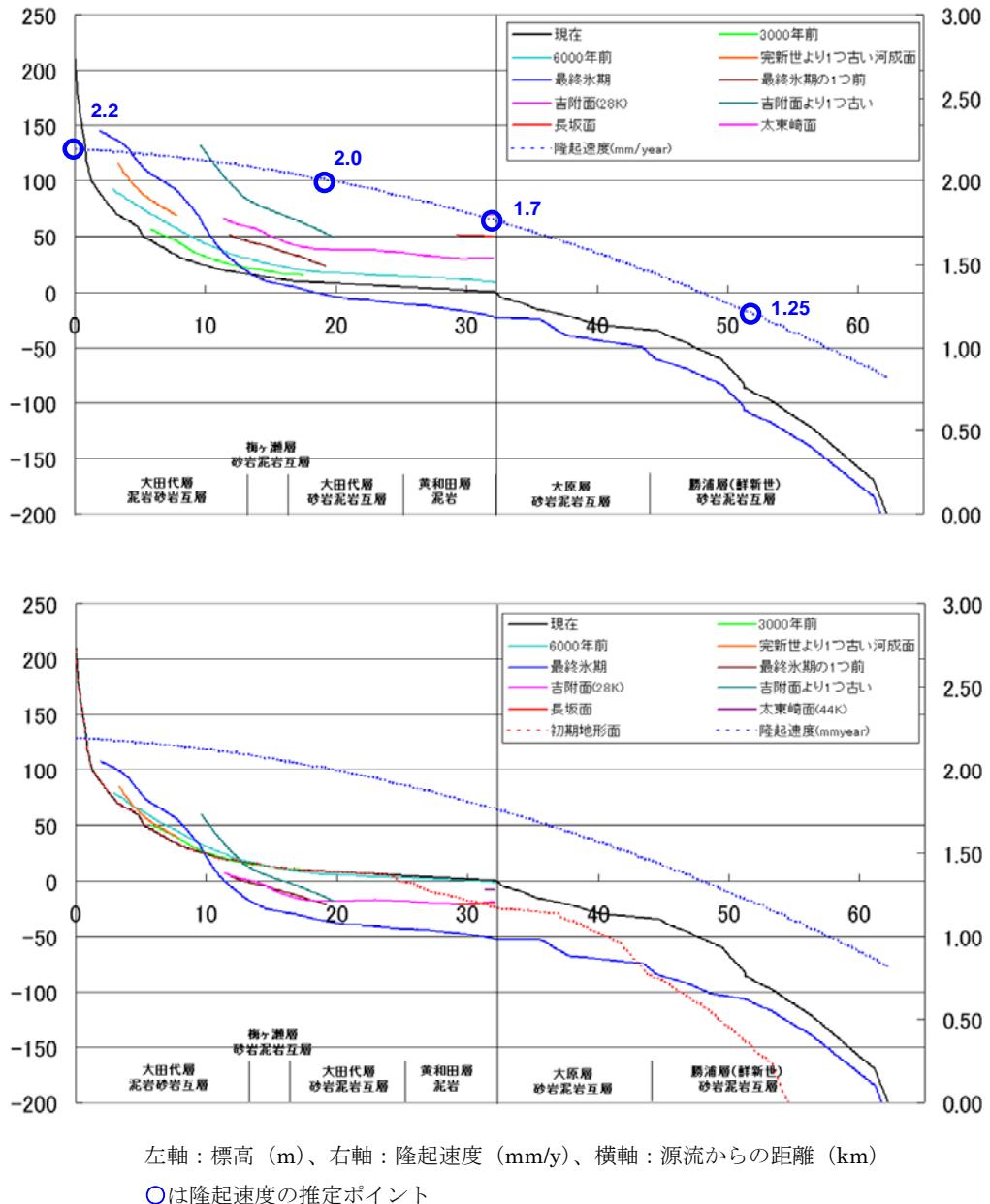


Fig. 8 Longitudinal profiles of the Isumi River from valley head to terminal. Upper figure shows the profiles before offsetting by the amount of uplift from the stage 5.5 with black curve: the elevation of current river bed, dark blue curve: the elevation of river bed 18,000 years ago (the Last Glacial Maximum), other coloring curves: the sections of terraces formed in various stages and blue dashed curve: the distribution of uplift rate. Lower figure shows the profiles after offsetting by the amount of uplift from the stage 5.5 added the elevation of river bed 125,000 years ago with red dashed curve estimated by simulation because of the lack of terrace information at the time.

4 河床縦断形シミュレーション

4.1 シミュレーション手法

前章の河床縦断形復元結果にも見られるように、上流部から河口までの全体的な河床縦断形は上に向かって凹型になるとされている[18-22]。このような河床縦断形の変化をシミュレートする手法として、野上(2005) [20]は斜面と河川のそれぞれの領域 (Fig. 10 参照) における基礎方程式を示している。すなわち、斜面領域については、その地形發

達過程を拡散現象として捉えた平野(1966) [24]の数学モデルに基づいて、物質のフラックスは勾配に比例し(その比例定数が拡散係数)，上流側からの流入フラックスとその位置での侵食による流出フラックスの距離微分によって標高変化が生じるとするものである (Fig. 11)。また、河川領域については、野上(1981) [25]に示されている指數関数を取り入れた拡散モデルで、物質のフラックスは勾配に比例するとともに、上流からの下流距離 x の指數関数となるとしている。つまり、同じ流量・流速であっても、礫が流下する

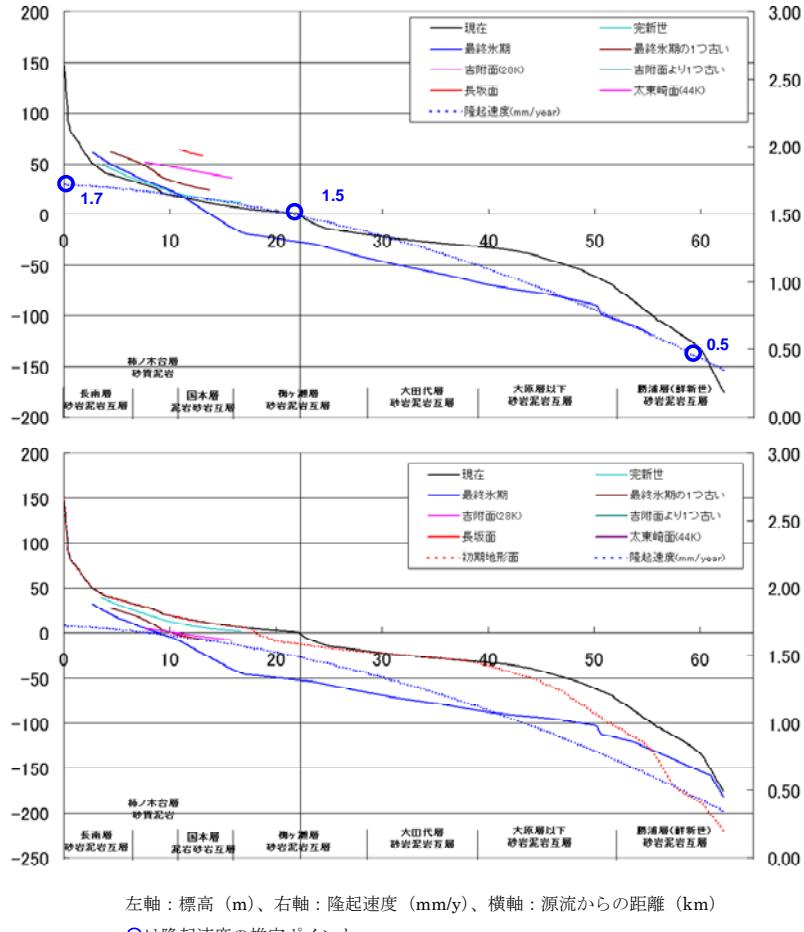


Fig. 9 Longitudinal profiles of the Ichinomiya River from valley head to terminal
(same legends as Fig. 8).

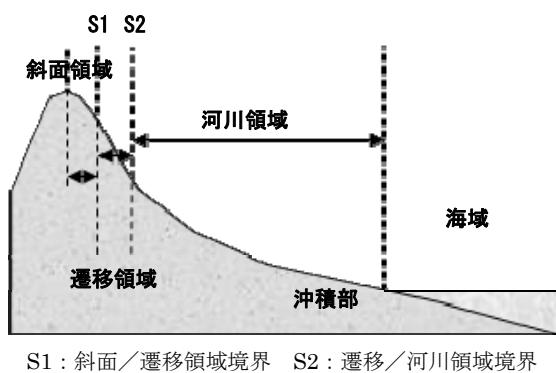


Fig. 10 Areas divided into four to simulate the profiles by different expressions (after Kusano et al., 2009[23]). They are respectively called slope, transition, river, and marine from the upstream edge. S1 is the boundary from slope to transition, and S2 is the boundary from transition to river.

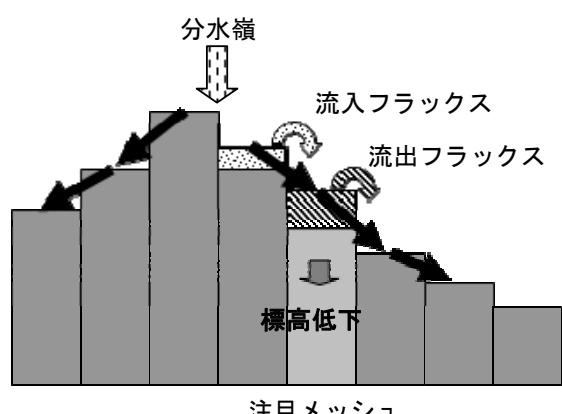


Fig. 11 Concept of elevation change in a mesh. The elevation decreases when the outflux is larger than the influx.

に従って摩耗・分解が進んでより移動しやすくなるので、流出フラックス (=侵食量) は $\exp(rx)$ の増大に伴って大きくなり、結果として河床縦断形は凹型になるというアルゴリズムである。ここで、 r は河床縦断形にフィットさせた指標関数曲線の勾配変化率に相当する係数で、凹型度と呼

ばれている。

この野上の理論に基づき、さらに河口部での堆積作用による河床縦断形への影響を考慮するために、3 つ目の領域として海域を加えて検討を行ったものが三箇・安江(2008)[26]である。また、同論文では、岐阜県日吉川流域におい

て、100万年前の侵食原面から現在の河床縦断形を再現するシミュレーションを行い、複数河川の縦断形をほぼ類似したパラメータで再現できたとしている。ただし、使用したアルゴリズムはまだ開発途上にあり、野上(1981)[24, 27]が述べているような河川環境に応じた粒径変化を直接シミュレーションに組み入れる必要があるとの課題をあげている。この点を考慮したアルゴリズムが草野ほか(2009)[23]で示された「粒径変化モデル」(特許出願中)で、河床礫の粒径が下流に向かって減少傾向を示すというデータ(たとえば[28, 29])に基づいた河川領域での土砂運搬・堆積過程が組み込まれている。すなわち、前述の指数式を用いずに、上流の土砂の移動距離(堆積範囲)に対して下流側のそれを大きくすることで河床縦断形は凹型になるとするものである。本研究においては、この粒径変化モデルに準じて河床縦断形の変化をシミュレートすることにした。なお、本研究において縦断形状とは、沖積物を含めた上面高度を指している。

4.2 主なパラメータと基本式

4.2.1 使用する主なパラメータ

草野ほか(2009)[23]の「粒径変化モデル」では、以下のようなさまざまなパラメータを使用しており、本シミュレーションではこれらについて試行錯誤しながら氷期や現在の縦断形を満足する最適値を検討する。

- ① 磕径係数(草野ほか(2009)では「粒径係数」と呼称)
下流に向かって河床礫の粒径が破碎・磨耗により変化する過程は、地質および河床縦断形の変化、すなわち前述の凹型度が関係すると考えられている[30, 31]。礫径係数は、流下距離に対する礫径の変化(分解の程度)を表すパラメータで、大きな値ほど細かくなりやすく、堆積区間が長いことを示すものである。礫径係数を小さくすると、礫が分解されにくくなつて堆積区間が短くなり、結果的に凹型度の小さい、直線的な河床縦断形が得られる。

② 地質係数

沖積層を1.0としたときの地質の硬さの倍率を表す数値で、シミュレーションではその逆数を使用して侵食の受けにくさ(侵食耐性)を表す。後述するように、岩盤のP波速度に関連する値と考えられる。

③ 河川拡散係数

河川領域における拡散速度を規定するパラメータで、この値に2点間の勾配と距離を乗じて基準侵食量とする。

④ 斜面係数

河川領域の拡散速度に対する斜面領域の拡散速度の割合を表す係数で、斜面領域ではクリープによる非常にゆっくりとした土砂移動が主であることから、河川領域における侵食量にこの係数を乗じることによって侵食量を小さく抑える。

⑤ 斜面/遷移/河川境界

クリープによる物質移動領域と、流水による運搬が卓越する領域および両者の遷移領域を区分するため

の数値で、シミュレーションでは斜面/遷移境界と遷移/河川境界をそれぞれ上流端からの距離として与える。

⑥ 堆積範囲初期値

河川領域の先頭で侵食された土砂の堆積範囲を表す。任意点での堆積範囲はこの値を基準として、流下距離に応じて指数的に増大させる(次項参照)。

⑦ 気候係数

氷期の河川流量減によって、礫径係数および堆積範囲初期値の値を温暖期(現在)に対してどれだけ減らせばよいかという比率を表す。

4.2.2 シミュレーションの基本式

(1) 侵食アルゴリズム

草野ほか(2009)[23]のアルゴリズムでは、シミュレーションの1ステップ(単位時間)において、始めにメッシュ間の曲率(勾配の距離微分)に応じた侵食量を各メッシュにおいて算出し、続いて堆積量の算出を行う。侵食量は上流部の斜面領域、中～下流部の河川領域、その間の遷移領域の3つの場によって区分され、それぞれの場の侵食量は前項のパラメータを使用して次の基本式によって記述する。

・斜面領域($x < S_1$)

$$\text{Denudation_Depth} = (I/\text{Geo_dd}) \times DS \times DR \times GD \times W$$

・遷移領域($S_1 \leq x < S_2$)

$$\text{Denudation_Depth} = (I/\text{Geo_dd}) \times f \times DS + (1-f) \times DR \times GD \times W$$

・河川領域($S_2 \leq x$)

$$\text{Denudation_Depth} = (I/\text{Geo_dd}) \times DR \times GD \times W$$

ここで、 S_1 :斜面領域/遷移領域の閾値(流下距離)、 S_2 :遷移領域/河川領域の閾値(流下距離)、 Geo_dd :地質係数、 DS :斜面係数、 DR :河川領域の拡散係数、 GD :勾配(下流側の点との勾配)、 W :メッシュ2点間の距離、 f :遷移領域での斜面式の重み [$f=(S_2-x)/(S_2-S_1)$]である。

上式のように基準侵食量($DR \times GD \times W$)はいずれの場でも共通している。侵食させる場合には、まず岩盤の上に堆積した沖積物($\text{Geo_dd}=1$)に対し、基準侵食量によりこれを侵食し、余剰の基準侵食量から岩盤の侵食量を算出する。なお、一時的に逆勾配となる区間では基準侵食量を0とする。このようにして、すべてのメッシュにおいて侵食量(土砂生産量)を最初に計算する。

(2) 堆積アルゴリズム

続いて、(1)で算出された侵食量を、以下の①②で示すアルゴリズムにより下流側のメッシュに分配する。

① 斜面領域

斜面領域では流下距離にかかわらず1ステップ間の移動量が与えられ、生産された土砂はこの区間に均等に移動・堆積させるものとする。例えば、斜面域での1ステップ間の移動量が10 m、メッシュサイズが5 mの場合、生産された土砂は下流側2メッシュに均等に堆積させる。

② 河川領域

河川領域の先頭を基準として 1 ステップ間の土砂移動量を定義し、流下距離に対して指数的に堆積範囲（運搬距離）を増大させる。例えば、流下距離 200 m の位置を河川の先頭とし、この地点で生産された土砂は 1 ステップ間に 100 m 移動するとした場合、河川先頭位置（200m 地点）において生産された土砂は、下流側 100 m の範囲に均等に堆積させる。これよりも下流側では流下距離が大きくなることから、生産された土砂の運搬距離は増大する。この運搬距離の増加は礫径係数で制御し、堆積範囲は次式によって計算する。

$$W = Wr \times \left(\frac{L}{L_s} \right)^{Diff_k}$$

ここで、W : 任意点の堆積範囲、Wr : 河川先頭で生産された土砂の堆積範囲、L : 河川域での任意点の流下距離（対数）、Ls : 河川先頭の流下距離（対数）、Diff_k : 磓径係数である。

実際の作業では、河川領域に位置するメッシュで生産された土砂量を、その流下距離に応じて堆積範囲を上式で計算し、生産土砂量を堆積区間長で割った値が、下流側 1 メッシュに堆積する土砂量となる。なお、途中で海域に出た場合には、残量すべてを海底に拡散堆積させる。

③ 遷移領域

遷移域では基本的に河川領域と同じ方法で計算する。この場合には流下距離（対数）の比は 1.0 よりも小さくなり、堆積範囲は河川先頭の堆積範囲よりも短い区間となる。

(3) 海域での堆積

河川を通じて河口に運搬された土砂は、Gaussian 関数によって、河口からの距離が遠くなるほど堆積量を小さくす

る方法で拡散堆積させる。

4.3 シミュレーションの基本条件

計算に当たっては、以下のような条件を設定した。

- ・ 計算期間は下末吉期末期（12.5 万年前）から開始し、現在までとする。
- ・ 単位時間（1 ステップ）を 1 年とする。すなわち、物質収支計算を毎年 1 回行い、125,000 回繰り返す。
- ・ 河床縦断方向（1 次元）のメッシュサイズは 100 m とする。
- ・ 側方からの流入および流路位置の変化は考えない。
- ・ 地殻変動量は、点ごとに与えられた隆起速度によって毎年均等に隆起するものとする。なお、隆起により一時的に逆勾配となる場合でも谷頭から河口方向に計算を行い、逆勾配点では侵食されずに堆積のみが生じるものとする。
- ・ 点ごとに物質の収支を計算し、これを標高変化とする。
- ・ 中間経過として 1,000 年ごとに物質収支状況(1,000 年間の変化量)を出力する。

4.4 必要なデータ

シミュレーションの初期データとして、源流点からの距離（メッシュ単位）ごとに、標高、基盤標高、地質係数および隆起速度が必要となる。ここで、標高と基盤標高の差が初期堆積物の厚さとなる。また、このシミュレーションには海水準変動機能も組み入れられているので、シミュレーション期間中の海水準変動データも必要となる。標高と基盤標高については前章で作成した河床縦断形により求められ、海水準変動、地質係数および隆起速度は以下の通りとした。

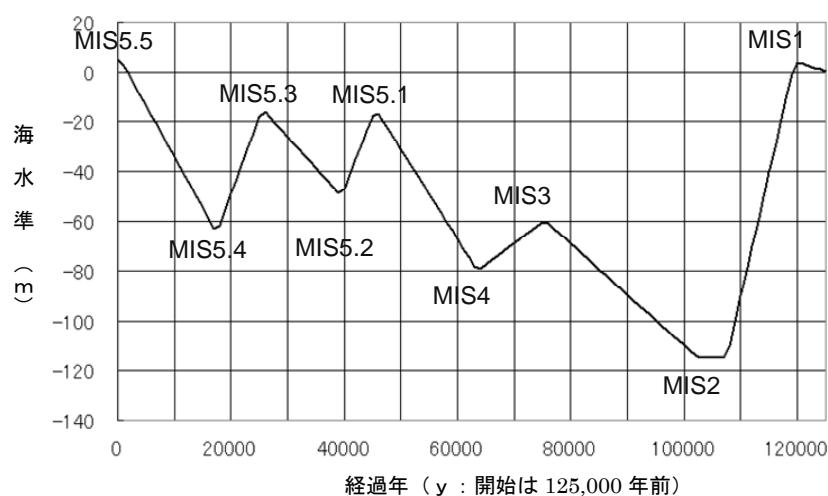


Fig. 12 Sea level change used in this simulation. Horizontal axis shows the number of years since 125,000 years ago. Changes are based on the data in Koike et al. (2001) [32] and displayed in meters.

4.4.1 海水準変動

シミュレーション期間中の海水準変動は、Chappell (1994)[4]を参考とした小池ほか(2001)[32]による海水準推定値を用いて、Fig. 12 に示すようにいくつかの屈曲点を結び、単純化して変化させた。

4.4.2 地質係数

既存の地質図をコンパイルしてユニットの統合化を行い、地質ユニットごとに地質係数を与えた。内房の小櫃・養老川については、三浦層群、上総層群、下総層群から成っており、感度解析に基づいてそれぞれ 300, 100~140, 60~100 と設定した。また、海域（東京湾）については前述のように、下末吉期に現在と同じような厚さの未固結堆積物（初期堆積層）が基盤の上に堆積していたと仮定したが、その地質係数は現在の沖積層と同じく 1 とした。しかし、シミュレーションの初期段階において、初期堆積層の直下に比較的硬い基盤（上総・下総層群）が出現するため、氷期に基盤が十分削剥されないという問題が生じた。すなわち、この地層構成では現在の埋没谷（最終氷期に形成された埋積した谷）は形成されないということになる。そこで、

下末吉期以前の化石谷（最終氷期以前に形成され埋積した谷）が存在し、その後堆積物で埋積されてやや固結した状態になっている層を初期堆積層直下の基盤上部に想定することにした。この層を化石谷堆積層と称し、その地質係数は試行錯誤によって 20~25 とした。

一方、外房の夷隅・一宮川の場合は、上総層群中～下部層に位置し、上位より国本層、梅ヶ瀬層、大田代層、黄和田層、大原層、浪花層および勝浦層からなる。勝浦層は上総層群の基底で、鮮新世の黒滝整合で下位の地層と接しており、井波(1983) [33]によるとその P 波速度は 1.8~2.3 km/s で、梅ヶ瀬層～大原層の 1.5~2.0 km/s（浪花層はデータなし）よりも大きな値が測定されている。また、Fig. 8 および Fig. 9 に示した夷隅・一宮川の河床縦断形を見ると、勝浦層が分布していると推定される範囲では凸斜面形状になっている。これは、地質が硬いために従順化（開析作用が進行して緩やかな地形に変化していくこと）が進まず凸斜面のまま埋没谷として保存されたものと考えた。これらの点から、最下位の勝浦層とそれ以外の上総層群とに区分して扱うことにして、固結度が高い勝浦層の地質係数を 240 と

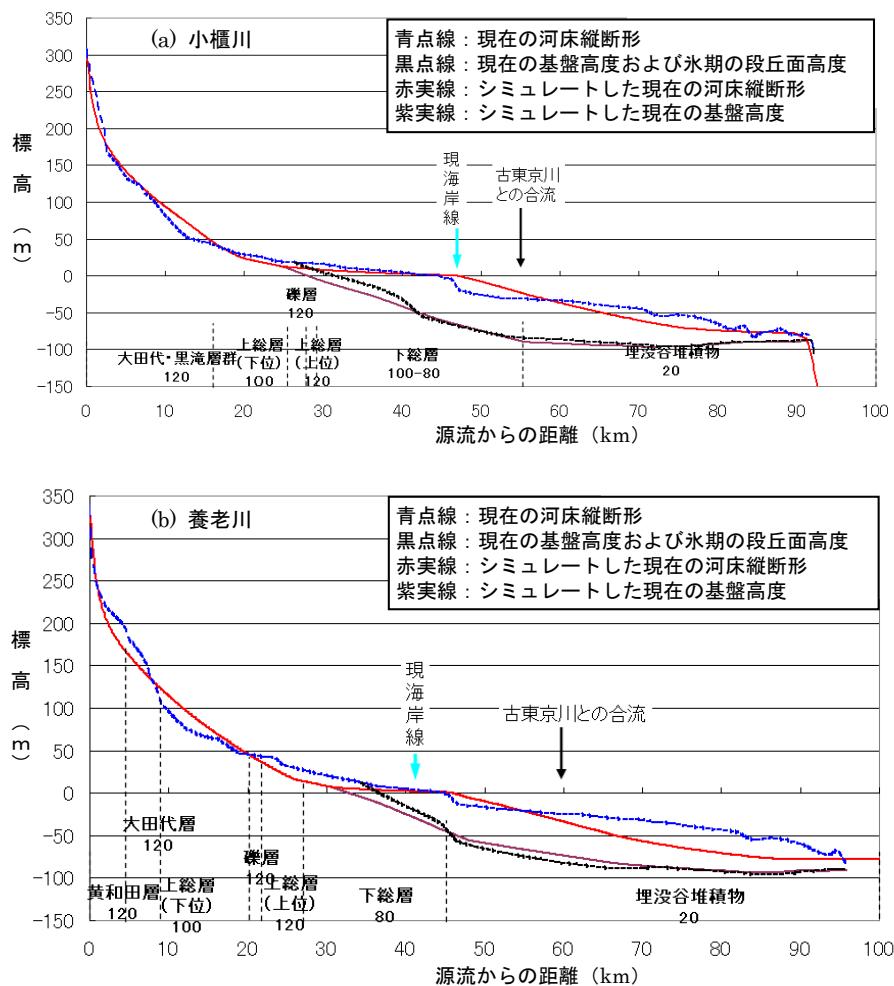


Fig. 13 Comparisons of longitudinal profile between simulated results and measured data in the case of two rivers pouring into basin; (a): the Obitsu River profiles, (b): the Yoro River profiles. Simulated results of the present elevations of river-bed and bedrock surface are shown as the solid curves and measured data are shown as the dashed curves.

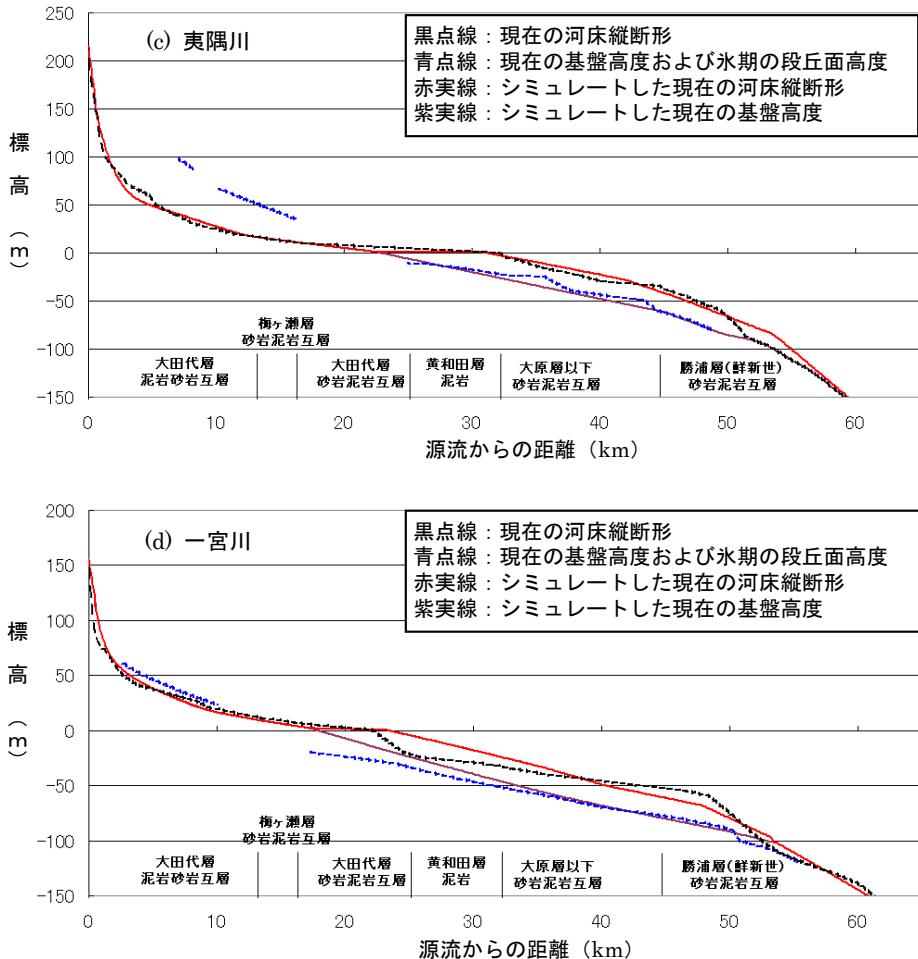


Fig. 14 Comparisons of longitudinal profile between simulated results and measured data in the case of two rivers pouring into open sea; (c): the Isumi River profiles, (d): the Ichinomiya River profiles.

設定した。太平洋側海域の地質境界は明らかではないが、上総層群の中～下位層の地層が ENE-WSW から NE-SW 方向にほぼ平行して分布すること、および夷隅川沖合の岩礁の定方位配列 (NE-SW～NNE-SSW) がケスター地形と考えられ、岩礁の定方位配列を地層の走向と見なせる[18]ことから、陸域の境界をそのまま沖合に延長して地質境界を推定した。

4.4.3 隆起速度

房総半島の隆起速度は内房地域については比較的詳細に判明しており（貝塚、1987 [14]）、東京湾奥部に低隆起域が位置し、房総半島に向かって隆起速度が大きくなっている。また、小櫃・養老川には複数の河成段丘面が残されており、形成年代もおおむね明らかにされていることから、隆起速度が比較的詳細に決定できる地域である。これに対して、房総半島南部では隆起速度が大きいために MIS5 の古い段丘面はほとんど残されておらず、隆起速度は明らかにされていない。そのため、本研究では 3.2 で述べたように、貝塚(1987)の隆起量図を参考とし、夷隅・一宮川の 7 地点での隆起速度推定値、夷隅川中流の完新世段丘面から求められる 2.1～2.3 mm/y、一宮川中流の長坂面から求められる 1.5～1.6 mm/y などの値を用いて作成した、Fig. 7(a)に示す

隆起速度分布図を使用した。

4.5 シミュレーション結果

4.5.1 河床縦断形の形成プロセス

内湾に面した内房 2 河川と外洋に面した外房 2 河川について、12.5 万年前から開始して求めた現在の河床縦断形および基盤高度（最終氷期極大期の河床縦断形）のシミュレーション結果をそれぞれ Fig. 13 と Fig. 14 に示す。内湾河川の小櫃川の場合、30～40 km の基盤高度などでやや異なる部分はあるが、氷期縦断形における 55 km 付近の遷緩点など、全体としてはほぼ現在および氷期の縦断形にフィットさせることができたと言える。養老川の場合は、中流域での河床の凹凸が再現されていないが、この区間は他の河川と比べて層相の変化が大きく、かつモデルを単純化するために地質ユニットの境界を垂直とした影響等も現れないと考えられ、氷期縦断形における 45 km 付近の遷緩点など、全体的には現在および氷期の縦断形の特徴を再現できていると思われる。なお、海域については、他の河川による堆積の影響等によって、下流側ほど細かい部分の再現は困難になる。

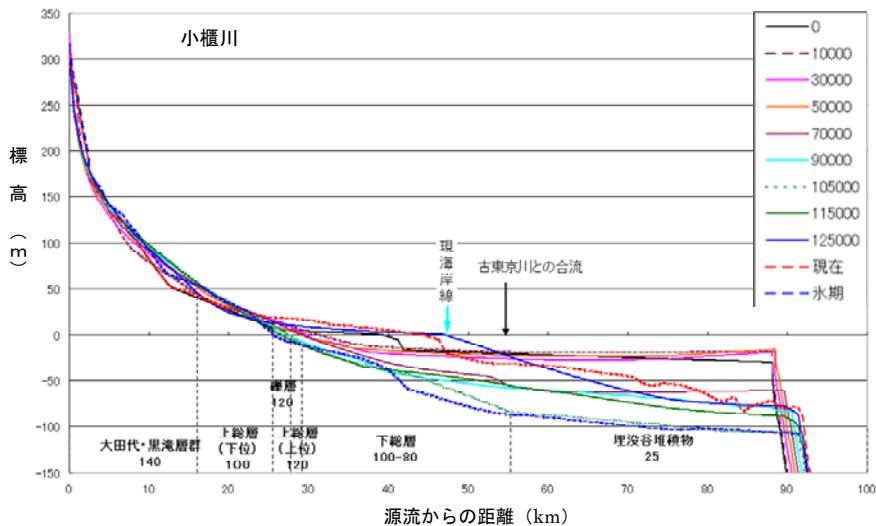


Fig. 15 Simulation results of the changing process of river-bed elevations during 125,000 years in the Obitsu River. The longitudinal profiles at intervals of 20,000 to 10,000 years are shown in one sitting.

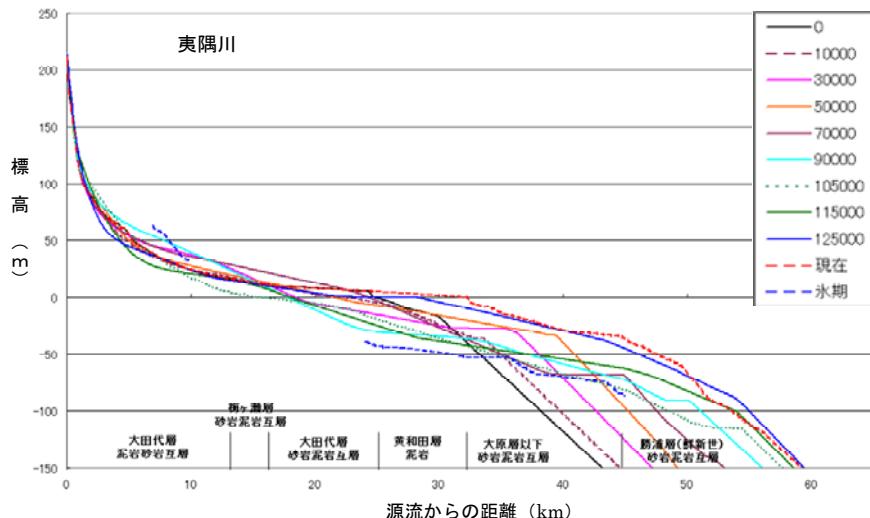


Fig. 16 Simulation results of the changing process of river-bed elevations during 125,000 years in the Isumi River. The longitudinal profiles at intervals of 20,000 to 10,000 years are shown in one sitting.

一方、外洋河川の夷隅川の場合、陸域における現在の河床縦断形はほぼ復元できていると言える。源流より 4 km 地点での凸部は再現されていないが、これは大田代層と黄和田層の境界付近に位置しており、砂岩・泥岩層の層相の変化に対応するものと推定される。本シミュレーションではこれらを一括した地質係数で表わしているため、このような細かな凹凸は再現できない。海域では全体的な凸斜面形状が再現され、最下流部（50 km 以遠）を除いて、現在見られる縦断形がほぼ復元されている。また、現在の基盤高度も凹凸を無視すれば再現性はほぼ良好である。一宮川の場合は、陸域における現在の河床縦断形はほぼ復元できていると言えるが、河口付近の基盤深度はうまく再現されていない。一宮川では、ボーリングによる埋没谷データが少ないので、河口付近については夷隅川の場合を参考にし

て氷期段丘面高度と海図による埋没谷深度とを推定している。したがって、河口付近での埋没谷深度の推定値の信頼性が低いことが再現性の悪い原因の 1 つと考えられる。海域における基盤深度は河口部付近を除いてほぼ復元できている。ただし、沖積堆積物については、シミュレーション結果ではほぼ均等な厚さで堆積しているのに対し、実際には河口部で厚く、冲合でいったん薄くなり、再び徐々に厚くなつた後、水深 120 m 付近で急速に尖滅している。これは、海流により移動・定置した影響であると考えられる。本シミュレーションでは海流による土砂の移動は考慮していないため、このような不均等な堆積物の分布は再現することができない。

次に、シミュレーション期間中における縦断形（沖積物を含めた上面高度）の数万年ごとの変化について、内湾

河川の小櫃川と外洋河川の夷隅川を例にとり、それぞれFig. 15とFig. 16に示す。小櫃川の場合、上～中流部(0～25 km)の河床縦断面形はシミュレーション期間(12.5万年間)を通じて大きな変化が認められず、Fig. 4(b)に見られた平衡状態を保つという現象が良好に再現されている。これに対して、夷隅川では海水準変動に伴って河床高度が大きく変化していることがわかる(Fig. 16)。

本シミュレーションに用いた初期地形のうち、陸域は現在の河床縦断面に類似した地形を与えており、一方、海域では、最初に現在の海底地形から12.5万年間の隆起量分を差し引いた地形を与えた。つまり、この期間に侵食がなければ12.5万年後に現在の海底地形になる。この状態でシミュレーションすると、水深の浅い地域では海水準低下によって侵食を受けるため、最終的な基盤深度は現在よりも深い位置に推定される。これを徐々に補正し、現在にほぼ一致させた初期海底面がFig. 16の黒実線である。初期の海底地形に細かな凹凸を持たせる根拠がないため、水深20 m以深では直線的な勾配を持つ斜面としているが、最終的に求められた勾配は現在の水深100 m以深の勾配にほぼ平行となっている。このような初期地形を与えると、基盤を侵食する時間が陸域に比較して短いこと、および隆起速度が比較的大きいことから従順化が進まず、海底地形は全体として凸形状を示す。とくに地質がやや硬い勝浦層が分布する45 km以遠では、実際の海底地形に現れているような曲率の大きな凸斜面が形成されている。

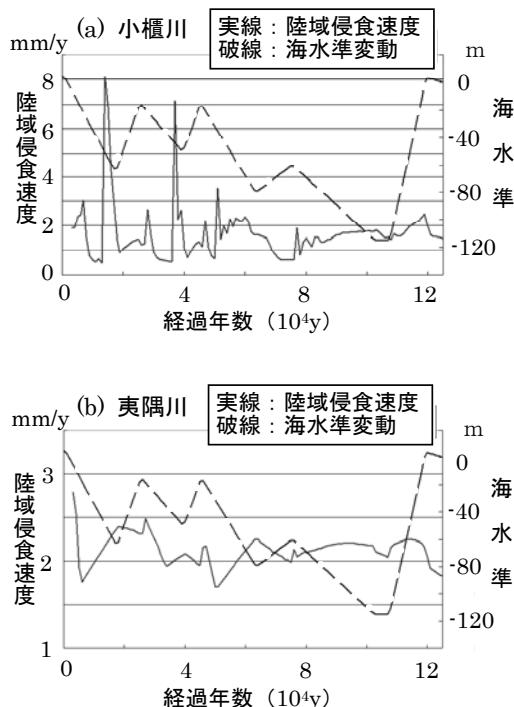


Fig. 17 Chronological change of simulated eroding velocity per year in land area; (a): the Obitsu River, (b): the Isumi River. The x-axis shows the number of years since 125,000 years ago in ten thousand units, left y-axis shows the eroding velocity per year in millimeters, and right y-axis shows the elevation of sea level displaying by dashed line.

4.5.2 陸域侵食速度の変化

前述のように、本シミュレーションでは中間経過を追跡するために、1,000年ごとの物質収支状況を内部計算し、陸域侵食量、陸域再堆積量、海域堆積量、系外移動量などについて当該1,000年間に生じた変化量を逐次求めている。ここで、土砂量の総和は不变であるので、単位期間においては、陸域総侵食量=陸域再堆積量+河口到達量という関係が成り立つが、陸域の変化に着目する場合は河口到達量(=海域堆積量+系外移動量)を除外して、陸域総侵食量-陸域再堆積量を実質的な陸域での侵食量と考える。また、これを単位期間中の平均陸域面積(実際は河道に沿った100 mのメッシュ数でカウント)で割った値を陸域侵食速度とする。

このように求めた小櫃川と夷隅川における陸域侵食速度の経時変化を、海水準変動と対比させてFig. 17に示す。小櫃川の場合、0.5～8 mm/yと非常に大きな幅を持つことが特徴であり、スパイク(spike:急な山形)状に侵食速度が大きくなる時期は1.5万年と3.5万年などで、それらは温暖期から寒冷期へ移行する時期に相当する。これは温暖期において海域に堆積した沖積層が、その後の急速な海水準低下により再侵食されたためと考えられる。

一方、夷隅川の場合は、全体として2.1 mm/y程度の平均的な侵食速度で比較的安定している。海水準変動の転換期には侵食速度がやや大きくなる傾向は認められるが、小櫃川ほど明瞭ではない。また、MIS3からMIS2にかけての海水準低下時には、主として河口付近の基盤が侵食され、河床縦断形は直線的になっていくためにやや大きな侵食速度が継続し、MIS2からMIS1にかけての急速な海水準上昇期には、氷期に直線的になった河床が現在の中流付近で下刻されるため、再び侵食速度が大きくなっているのがわかる。

4.5.3 総基盤侵食量

シミュレーション期間中(12.5万年間)の小櫃川と夷隅川における総隆起量と総基盤侵食量をFig. 18に示す。総隆起量は隆起速度に期間を乗じた数値となるので、とくに夷隅川の場合はFig. 8に示した隆起速度分布の推定曲線から明らかなように、沖合へ向かって漸減する単調な曲線となる。

小櫃川における総隆起量と総基盤侵食量の関係を見ると、中～上流域では総隆起量=総侵食量が成立し、動的平衡状態が示されている。それに対して、下流域以下では、MIS2の侵食前線の到達範囲で総侵食量>総隆起量となり、総侵食量が最大30 m程度上回っている。これは貝塚(1993)に示されている埋没谷の深さにほぼ相当する。陸域での総基盤侵食量は現在の河口付近(源流から約47 km地点)で50 m程度、中流域で100～200 m、上流域で250～300 m、最上流部で350 m程度である。なお、養老川の場合も同様な傾向を示し、総基盤侵食量はそれぞれ50 m程度、150～250 m、300 m前後、380 m程度となった。

一方、夷隅川の場合は、現在の河口付近(源流から約30 km地点)までの陸域では、総基盤侵食量が総隆起量よりもわずかに小さくなっているものの、ほぼ動的平衡状態が成立していると見られる。それに対して、現在の河口以遠

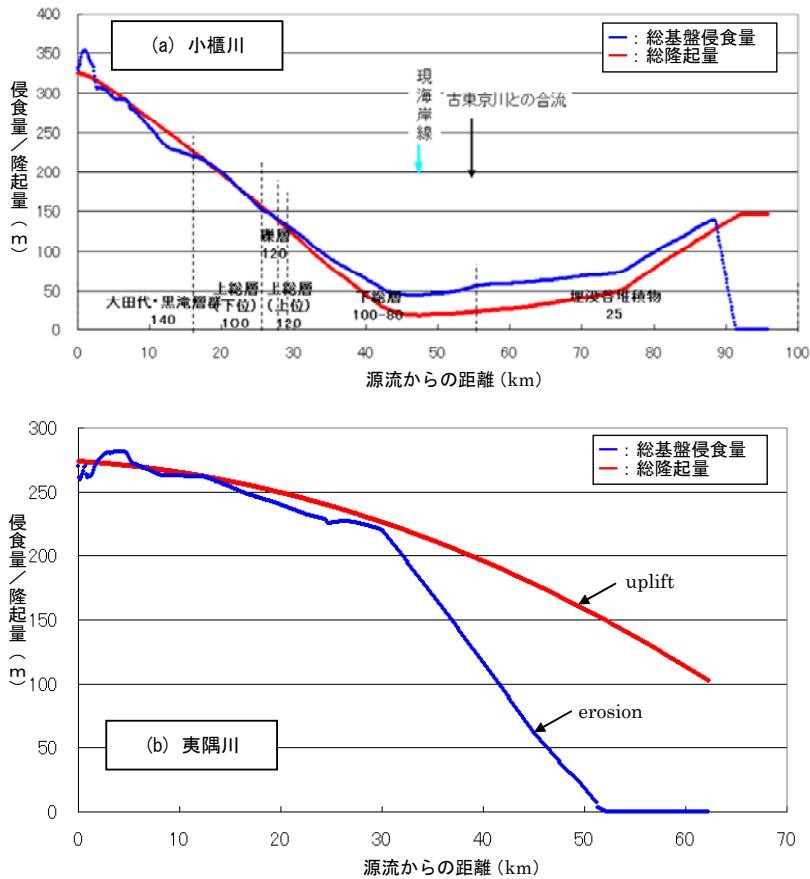


Fig. 18 Estimated total amount of erosion and uplift during the last 125,000 years; (a): the Obitsu River, (b): the Isumi River.

Table 1 Comparison of the parameters set for each river in this simulation.

河川名	小櫃川	養老川	夷隅川	一宮川
メッシュサイズ	100 m	100 m	100 m	100 m
現在の河川長 (氷期の河川長)	44.1 km (92 km)	44.7 km (103 km)	32.2 km (54 km)	22.2 km (53 km)
侵食速度	河川拡散係数	0.7	0.7	0.9
	斜面係数	0.04	0.04	0.025
縦断形状	礫径係数	2.90	3.00	3.00
	堆積範囲初期値	100 m	100 m	150 m
境界	斜面 / 還移境界	500 m	500 m	500 m
	還移 / 河川境界	10 km	9 km	10 km
気候係数	0.66	0.60	0.66	0.66
地質係数	鮮新世	—	240	240
	上総層群	100-140	100-120	120
	下総層群	80-100	80-100	—
	埋没谷堆積物	25	20	—

では総基盤侵食量が急速に小さくなっている、水深の深い位置ほど侵食を受けた期間が短くなるためと考えられる。陸域での総基盤侵食量は、内湾河川の場合と異なり、全域

にわたって 250 m 前後の値を示している（一宮川の場合は 150~200 m）。

4.6 シミュレーションについての考察

4.6.1 使用パラメータの比較

4 河川のシミュレーションに用いたパラメータ（最終設定値）を Table 1 に示す。同表より、完全に統一はできないものの、ほぼ類似した設定値で異なる 4 河川をシミュレーションできたことがわかる。もしも河川によって値がかなり食い違う場合には、これらのパラメータによって表現できない地質条件や環境的な因子が存在することを意味するため、この結果は本研究のシミュレーションの信頼性を示すものと考えられる。したがって、房総地域のような比較的軟らかい地質が分布する地域では、これらのパラメータを用いることで妥当な推定結果が得られるものと思われる。

パラメータを完全に一致させることができない理由は 3 つ考えられる。1 つは地質係数のような天然事象の不均質性に由来するものであり、パラメータの変動幅は自然事象の不均質性の幅を意味する。2 つ目は外的環境の不確実性、例えば隆起速度や地質境界および初期地形の推定値の誤りがある。この場合、シミュレーション結果を合わせるためにパラメータの調整が必要となり、結果としてパラメータの変動幅として現れる。3 つ目はパラメータ相互の影響がある。例えば侵食速度に関しては河川拡散係数、堆積範囲初期値および地質係数など複数のパラメータが影響する。

したがって、河川の拡散係数を大きくしてしまえば、他のパラメータを小さくする必要があり、結果としてパラメータの変動幅となる。河床縦断形についても礫径係数、気候係数および斜面／遷移／河川境界が影響しており、これについても同様なことが生じる。この問題については数多くのシミュレーションを行い、パラメータの変動幅を検討するとともに、パラメータの持つ物理的な裏付けを確認することが重要と考える。

4.6.2 地質係数の物理的な意味

本シミュレーションで用いたアルゴリズム（草野ほか、

Table 2 Relationship between "geological factors" and primary wave velocities. Some of the values of "geological factors" are after Kusano et al. (2009)[23]. The values of primary wave velocities are after Inami (1983) [33] and Society of Exploration Geophysicists of Japan (1998) [34].

地質	地質係数		P 波速度 (km/s)	
	平均値	変動幅	平均値	変動幅
花崗岩類 (未風化岩)	2500	800	4.2	0.8
中新世堆積岩	300	100	2.6	0.6
鮮新世堆積岩	240	0	1.9	0.3
更新世前期 堆積岩	120	20	1.5	0.3
更新世中期 堆積岩	80	20	1.0	0.2
埋没谷堆積物 (表土)	25	5	0.4	0.3
流紋岩	1000	0	3.1	0.7
古生代堆積岩	800	0	4.2	0.8

2009[23]) では、侵食に対する岩盤の抵抗度として地質係数を用いている。4 河川のシミュレーションに用いた地質区分としては、鮮新世堆積岩類（勝浦層）、上総層群、下総層群および埋没谷堆積物があり、それぞれ Table 1 に示した値を設定した。これらの数値を見ると、古い地質ほど大きく（硬く）なっており、岩石の一軸圧縮強度など、固結度に関する物理量との相関性が推測される。ただし、本シミュレーションではユニットに統合して地質を扱うため、マクロ的な視点での硬さに関する物理量と対比させる必要がある。

草野ほか(2009)[23]による地質層序ごとの地質係数と P 波速度（物理探査学会、1998[37]）との関係を示した図に、本シミュレーションで使用した房総半島の地質係数と P 波速度測定結果（井波、1983[33]）を加え、整理すると Table 2 のようになる。また、この表に基づいて、地質係数と P 波速度の関係を図示すると Fig. 19 が得られ、P 波速度と地質係数（対数）には明瞭な相関関係が存在していることがわかる。データ数が少なく、火山岩類や深成岩類などでは変動幅が大きいので、今後データを増やして詳細に検討する必要はあるが、P 波速度が測定されていれば、あるいは、測定されていなくとも地質が判明すれば、地質係数を精度よく推定することが可能と考えられる。

4.6.3 気候係数と縦断形状の変化

気候係数（草野ほか、2009[23]）は、多くのケースで氷期の河床縦断面がより直線的となることから、その現象を表現するために用いられるパラメータである。氷期の河床縦断形がより直線的になる理由としては、上流域において河床が上昇し、下流部において下刻が生じるためと解釈されている[35, 36]。すなわち、温暖期（現在）を 1 として、氷期には 1 未満の数値を与え、また、中間期については海水準変動量に応じて按分した値を用いている。このように、気候係数はあくまで気候変化のインデックスに過ぎず、降水量や摩耗程度の直接的な低下率に対応するものではない。

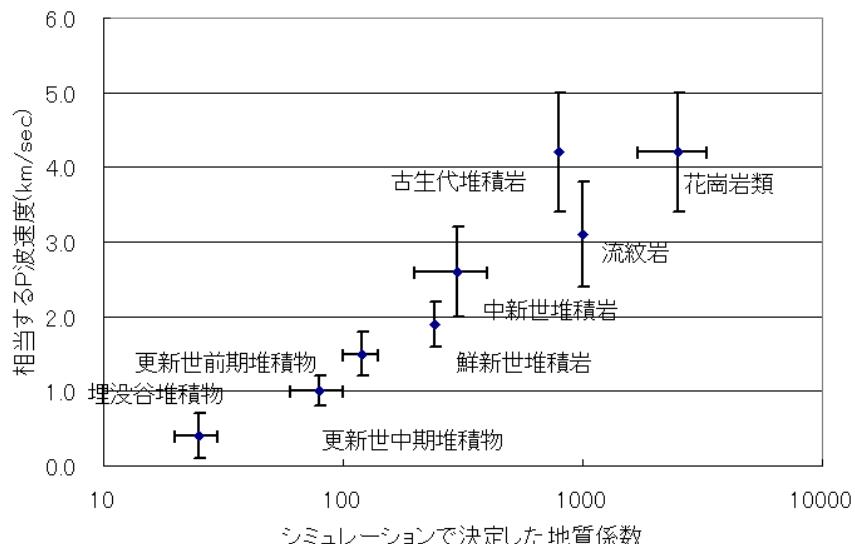


Fig. 19 Relationship between "geological factors" and primary wave velocities based on the data of Table 2. Some of the values of "geological factors" are after Kusano et al. (2009)[23].

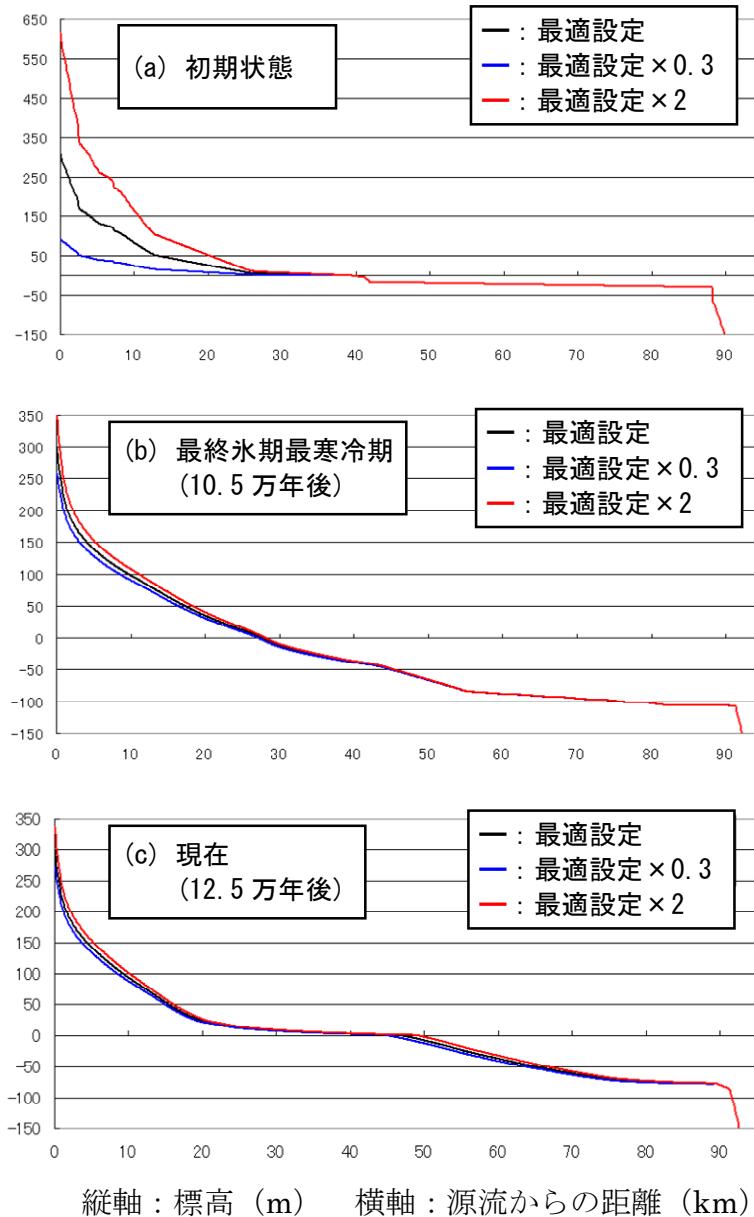


Fig. 20 Relationship between "geological factors" and primary wave velocities based on the data of Table 2. Some of the values of "geological factors" are after Kusano et al. (2009)[23].

本研究では、氷期にどの程度まで気候係数を小さくすればよいかについて、シミュレーションの試行錯誤によって決定した。その結果、4河川の気候係数は草野ほか(2009)[23]と同様の0.6~0.66の範囲に収まり、ほぼ類似した係数で氷期および現在の河床縦断形を復元することができた。気候係数が縦断形変化に与える影響を検討するために、気候係数のみを1.0から0.4まで、0.2刻みで変化させた場合の縦断形状および基盤形状を求めた。その結果、氷期の気候係数を0.6にすると現在の縦断形および基盤高度(氷期の埋没谷)をうまく復元できるが、0.8と1.0では後氷期の河床高度が低くなり過ぎ、0.4に小さくすると後氷期の河床高度が高くなり過ぎてしまうことがわかった。

4.6.4 初期地形による影響

前述したように、本シミュレーションでは4河川とも陸

域の初期地形を現在の縦断形状とほぼ類似した地形と仮定し、海域の縦断形状を試行錯誤によって推定した。初期地形によって結果が大きく異なるとすれば、解析結果の信頼性は低いことになるため、陸域の初期地形を変更して、最終的に得られるシミュレーション結果にどのような影響があるかを検討した。小櫃川において、初期標高を2倍および0.3倍とした場合の10.5万年後と12.5万年の縦断形状をFig. 20に示す。初期地形の差によって最終的に形成される縦断形は完全には一致していないが、その差は中流付近にわずかに認められるだけで、ほぼ類似したシミュレーション結果を示している。

また、Fig. 21には小櫃川および夷隅川における山頂の初期標高を変化させた場合の解析結果示す。両者とも初期地形の差は急速に収れんし、どのような初期地形を与えても、

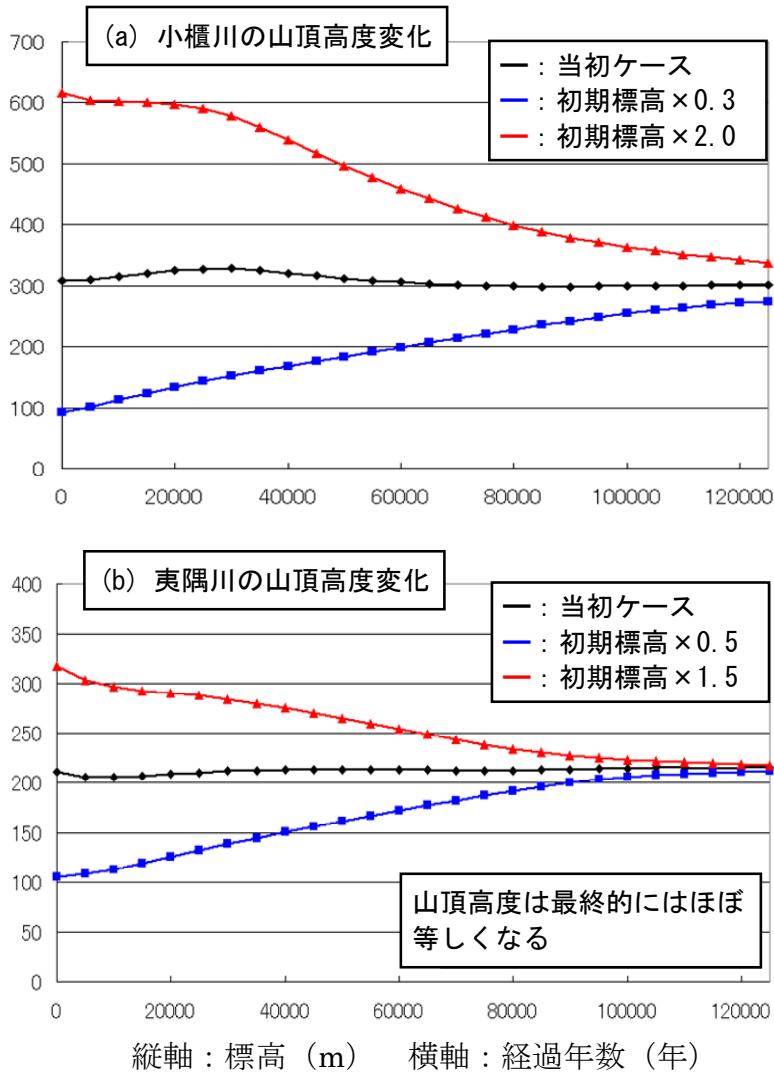


Fig. 21 Chronological change of the summit elevation by altering the initial value; (a): the Obitsu River, (b): the Isumi River. The elevation of summit becomes almost the same in any cases eventually .

最終的にはほぼ現在の標高に近づくことがわかる。このように、陸域ではシミュレーション期間を通じて長期間の侵食を受けるため、また、上総層群が比較的軟らかい地質であることから従順化が進むために、初期地形の違いは解析結果に重要な影響を及ぼさないと言える。

5 まとめ

本研究では、房総半島を対象として、内房と外房の各2河川について草野ほか(2009)[23]の「粒径変化モデル」に基づく河床縦断形シミュレーションを行い、現在および氷期の河床縦断形の形成プロセスを検討するとともに、氷期・間氷期の1サイクル期間中の地形変化量の推定を試みた。その結果、以下のような知見を得た。

- ① 最終間氷期（12.5万年前）から現在までの間氷期、氷期および現在の河床縦断形について、4河川ともほぼ類似したパラメータを使用したシミュレーションで再現することができた。したがって、類似した

環境下ではこれらのパラメータにより長期的な地形変化を評価することができる。

- ② 内房河川では海域も広範囲にわたって凹斜面の縦断形が現れるのに対し、外房河川では水深30m以深に凸斜面の縦断形が現れ、遠浅の内湾に注ぐ河川と外洋に注ぐ河川とでは異なる地形変化を受けている。
- ③ 海水準変動の影響が小さい内房河川では12.5万年の期間を通じて河床高度があまり変わらないのに対し、海水準変動の影響が大きい外房河川では河床の上下変動が大きく、期間中に河床高度は20~30m程度変化する。
- ④ 氷期の気候変動（降水量減）の影響について、礫径係数と堆積範囲初期値（土砂の運搬量の変化に関わるパラメータ）の低減率として表現するパラメータ（気候係数）は、現在を1.0として、最寒冷期で0.6~0.66程度となる。
- ⑤ 地質係数は草野ほか(2009)の結果と合わせておおむね統一でき、P波速度などの岩石の硬さに関する物

- 理指標に対応させることができる。
- ⑥ 房総半島は地質が比較的軟らかいため従順化しやすく、初期地形の影響はほとんど受けない。このような地質条件の場所では、隆起速度に見合った河床縦断形に変化する。
 - ⑦ 隆起速度に変化がないと仮定すれば、前記のような地質条件から、12.5万年前においてもそれ以前の氷期・間氷期サイクル中に従順化していたと推定されるので、現在の河床標高から12.5万年前のおおよその初期地形が推定できる。
 - ⑧ 12.5万年間の総基盤侵食量は小櫃・養老川の河口付近で50m程度、中流域で100~250m、上流域で250~300mと推定される。また、同期間中に夷隅川では全域にわたって200~250m、一宮川では150~200m程度の侵食を受けたと推定される。

本研究によれば、氷期・間氷期の1サイクル期間中の侵食量は隆起量にはほぼ等しく、数100mに達している。これは少なくとも地下水の局所流動系に影響を及ぼす地質環境が入れ替わることを意味しており、数万年スケールの長期的な地下水流动を評価するためには、非定常的な解析的検討が不可欠であると考えられる。一方、類似したパラメータを使用したシミュレーションにより4河川の河床縦断形の形成プロセスを再現できたことから、これらの平均値などを用いて環境変化を与えた場合の検討も可能と思われる。例えば、将来の海水準変動パターンをこれまでの繰り返しではなく、温暖期が長期間続く場合や急速な寒冷化により氷期が長期間継続するなどの異なった環境変化のシナリオを適用すれば、それぞれのケースでのシミュレーションによる侵食量推定も可能になる。ただし、本研究では隆起速度は地域によって不変と仮定したが、房総半島では相対的な沈降域が徐々に北側に移動するなど、長期的な地殻変動の変化が提唱されており[6]、このような変化による影響についてどのように想定するかが今後の研究課題である。また、この地域の河川は穿入蛇行が顕著であり、とくに上～中流域では側刻期と下刻期といった侵食過程の変化に伴って河道の切断、段丘面の形成という現象が生じ、屈曲度が変わることで河床勾配も大きく変化する。このような、気候・海面・地殻の変動以外に、河川システム内で働く自己調節的な地形形成作用をどのようにシミュレートするかも根本的な課題であると考えている。

謝辞

本論をまとめにあたり、匿名の2名の査読者には、査読を通じて多くのご教授を頂き、本論は著しく改善された。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- [1] 日本原子力研究開発機構: 平成20年度地層処分に係る水文地質学的变化による影響に関する調査報告書(経済産業省原子力安全・保安院委託事業)(2009).
- [2] 貝塚爽平: 発達史地形学, 東京大学出版会, 東京, 176-178 (1998).
- [3] 貝塚爽平: 東京湾の地形・地質と水, 築地書館, 東京, 67-109 (1993).
- [4] Chappell, J.: Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. *Journal of Geography* (地学雑誌), **103**(7), 828-840 (1994).
- [5] 鹿島薰: 小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史. 地理学評論, **55**(2), 113-128 (1982).
- [6] 菊地隆男: 古東京湾. 特集「関東堆積盆地」, アーバンクボタ, **18**, 16-21 (1980).
- [7] 三梨昂他: 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図(20)10万分の1地質図および説明書, 地質調査所, 茨城, 1-91 (1979).
- [8] 桑原拓一郎, 菊地隆男, 鈴木毅彦, 清永丈太: 房総半島、夷隅川下流域における酸素同位体ステージ3の段丘面と当時の古海面高度. 第四紀研究, **38**(4), 313-326 (1999).
- [9] 海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「太東崎」(1986).
- [10] 日本水路協会: 航海用電子参考図 NP01「東京湾及び周辺海底地形データ」(2009).
- [11] Kaizuka, S., Naruse Y. and Matuda I.: Recent formation and their basal topography in and around Tokyo Bay, central Japan. *Quaternary Research*, **8**, 32-50 (1977).
- [12] 徳橋秀一, 遠藤秀典: 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 茨城 (1984).
- [13] 小松原琢, 中澤努, 兼子尚知: 木更津地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, つくば (2004).
- [14] 貝塚爽平: 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, **96**(4), 223-240 (1987).
- [15] 遠藤邦彦, 関本勝久, 高野司, 鈴木正章, 平井幸弘: 関東平野の沖積層. 特集「最終氷期以降の関東平野」, アーバンクボタ, **21**, 26-43 (1983).
- [16] 貝塚爽平, 松田磐余編: 首都圏の活構造・地形区分と関東地震の被害分布図(20万分の1). 同解説書, 内外地図株式会社, 東京 (1982).
- [17] 千葉県: 房総半島総合開発地域5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「茂原」, 千葉(1974).
- [18] 吉川虎雄, 杉村新, 貝塚爽平, 太田陽子, 阪口豊: 新編日本地形論, 東京大学出版会, 東京, 88-89, 199-200 (1973).
- [19] Howard, A. D.: Thresholds in river regime. in Coates, D. R. and Vitek, J. D., eds., *The concept of geomorphic thresholds*, Allen and Unwin, Boston, Ch. 11, 227-258 (1980).
- [20] 野上道男: 地理学におけるシミュレーション. 地理学評論, **78**(3), 133-146 (2005).
- [21] 黒木貴一, 福塚康三郎, 野口貴至: 斜面地形形成による河川縦断曲線の変化とその特徴. 応用地質, **46**(6), 311-319 (2006).

- [22] 水谷武司: 数理地形学—地形の生成機構と数値計算—,
古今書院, 東京, 26-44 (2007).
- [23] 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 谷川晋一, 二ノ宮淳,
根木健之, 花室孝広, 安江健一, 山田国見, 石丸恒存,
梅田浩司: 地質環境の長期安定性に関する研究 年
度報告書(平成 20 年度). JAEA-Research 2009-076, 日
本原子力研究開発機構 (2009).
- [24] 平野昌繁: 斜面発達とくに断層崖発達に関する数学的
モデル. 地理学評論, **39**(5), 324-336 (1966).
- [25] 野上道男: 河川縦断面形の発達過程に関する数学モ
デルと多摩川の段丘形成のシミュレーション. 地理学
評論, **54**(2), 86-101 (1981).
- [26] 三箇智二, 安江健一: 河床縦断形のシミュレーション.
地形, **29**(1), 27-79 (2008).
- [27] 野上道男: 河川縦断面形発達過程に関する非定常係数
拡散モデル. 地理学評論, **54**(7), 364-368 (1981).
- [28] 中山正民: 多摩川における礫の円磨度について. 地理
学評論, **27**(12), 497-368 (1954).
- [29] 土屋昭彦, 星畑国松, 本間勝一: 河川からの流出土砂
量. 防災科学技術総合研究報告, 25, 35-41 (1971).
- [30] 池田宏: 三重県, 朝明川・三滝川・内部川の河床縦断
形について. 地理学評論, **43**(3), 148-159 (1970).
- [31] 小玉芳敬, 池田宏, 伊勢屋ふじこ: 渡良瀬川における
粒径別岩種構成比の縦断的変化—沖積礫床河川にお
ける礫の破碎・磨耗効果の重要性—, 筑波大学水理実
験センター報告, No. 13, 13-25 (1989).
- [32] 小池一之, 町田洋 編: 日本の海成段丘アトラス, 東京
大学出版会, 東京 (2001).
- [33] 井波和夫: 房総半島上総層群泥岩の圧密について. 地
質調査所月報, **34**(4), 207-216 (1983).
- [34] 物理探査学会 編: 物理探査ハンドブック, 物理探査
学会, 東京 (1998).
- [35] 吉川虎雄, 杉村新, 貝塚爽平, 太田陽子, 阪口豊: 新編
日本地形論, 東京大学出版会, 東京 (1973).
- [36] 貝塚爽平: 日本の地形—特質と由来—, 岩波新書 G38,
岩波書店, 東京 (1977).

