

国土地理協会 研究助成金報告書

河床縦断形逆解析による 西南日本隆起速度の第四紀変動史推定

成瀬 元（京都大学大学院理学研究科）

1 はじめに

地殻の隆起速度の時間的・空間的な変化は、プレートテクトニクスに関連した様々な現象について基礎的な情報を提供する (Rudge et al., 2015). 例えば、大陸衝突は広範囲における造山作用（地殻の隆起）とともに、プレートの弾性応答による沈降作用、すなわち前陸盆地の形成を引き起こす (Gupta, 1997). 山地の隆起速度履歴を復元することは、テクトニクスだけではなく、古気候変動の要因を探る上でも重要な課題である (e.g. Bershaw et al., 2012).

日本列島のような活動的縁辺域では、地殻変動速度履歴がとりわけ複雑であり、その復元は困難な研究課題である。これまで、日本列島の地殻の変形速度（隆起速度）を復元するため、様々な手法が適用されてきた (藤原他, 2005). 近年は、GPS 衛星の情報によって、過去数十年間にわたる日本列島の隆起速度の変化履歴を測地学的に求めることが可能となっている (吉井, 2005). 一方、測地学的スケールを超えて、10 万年以上のスケールで地殻の隆起速度履歴を求める手法も多く存在する。海成段丘、河岸段丘といった段丘の比高を用いて隆起速度を求める研究 (e.g. 小池・町田, 2001) や、地下の前浜堆積物の標高を用いる研究 (e.g. 藤原他, 2004), 地層の堆積速度曲線を用いる手法 (e.g. 増田他, 2001), などである。これらの手法は、主として第四紀の氷河性海水準変動を利用しており、過去 10 万年間の地殻隆起量を求めることが可能である。さらに長いタイムスケールでは、反射法地震探査によって地殻を変形させている断層の変位量を求める手法 (池田, 1996) や、熱年代学的手法から読み取られる地殻冷却履歴から隆起速度を推定する手法 (Sueoka et al., 2012) があげられる。

しかし、これら既存の研究手法には、隆起速度の分布を長期間にわたって面的に求めることができないという欠点があった。測地学的手法が解析できるのは観測が開始されて以降の数十年に限られており、そこから得られる値は他の地形学・地質学的手法で得られ得られる隆起速度の傾向と大きく異なることがある (Ikeda et al., 2012)。これは、短期間で蓄積される地殻の歪は数百～数千年に一度の頻度で起こる巨大地震によって解放されており、地質学的時間スケールで蓄積されていく地殻の歪とは傾向が異なるためと解釈されている (池田, 1996)。もしこの解釈が正しければ、地質学的スケールで進行するテクトニックプロセスを探るためには、測地学的観測結果をそのまま参考にはできないことになる。一方、海岸段丘・前浜堆積物の標高など、地形学・堆積学的手法で求められる隆起速度についても、復元できる年代期間は主として 12.5 万年前までで、遡れたとしてもせいぜい 30 万年程度である。また、復元ができる領域も段丘が存在する地域に限られている。反射法地震探査や熱年代学的手法はより長期にわたる地殻隆起履歴を復元できる可能性があるが、やはり復元できる場合は条件の整った限られた地域であり、長期間にわたる隆起速度履歴を長期間にわたって復元することは難しい。

そこで、近年になり、地質学的時間スケールで面的に地殻隆起速度履歴を復元することのできる手法が Pritchard et al. (2009) によって提唱された。この手法は、まず岩盤河川の侵食作用を表すフォワードモデルを設定する。このフォワードモデルへの入力パラメータは、地殻の隆起速度の履歴である。そして、実際に観測される複数の河川縦断形を最もよく再現するようにモデルパラメーターセットを探索することで、地殻の隆起速度履歴を広い範囲で面的に復元する。Pritchard et al. (2009) によって提案されたこの手法は、一般に Stream power model と呼ばれる以下の仮定に基づいたフォワードモデルを使用している。岩盤河川の河床標高の変化は隆起速度と侵食速度の差によって生じるが、Stream power model では、河床の基盤岩の侵食速度は河床勾配と河川の流量によって決定されるものと仮定する (Whipple and Tucker, 2002)。結果として、このモデルでは、河床の地形の時空変化は移流拡散方程式によってあらわされることになる。隆起速度が長期間にわたって一定であった場合、河川勾配は増加し、いずれは河川縦断形が一定の定常状態となる。しかし、現実には、河川縦断形が定常状態となる前に隆起速度が変化することが普通である。地殻の隆起速度が変化した場合、河川地形の変化は海拔 0 m に固定された河口部で発生し、新しい平衡勾配が上流側へ伝播する形で地形変化が起こる (Whipple and Tucker, 2002)。すなわち、河川地形は上流側ほど過去の隆起履歴を反映し、下流側の地形は最近の隆起速度を反映したものとなっている (Hayakawa and Matsukura, 2003)。河川縦断形が地殻隆起速度の履歴を保持するのは河川遷急点が河口から上流端へと到達するまでの期間であり、安定大陸の長大な河川では数千万年以上にわたって隆起履歴が保存

されているとみなされている (Rudge et al., 2015). したがって、大陸河川の縦断形を逆解析すれば、大陸移動・衝突に関連したスケールのテクトニクスを復元できる可能性があるだろう.

新たに提案された逆解析手法は主に安定大陸の隆起速度履歴の復元に用いられてきたが、活動的縁辺域への適用例はまれである. 例えば, Roberts and White (2010) は本手法をアフリカ大陸に適用し, 30–40 Myr の間の大陸の隆起速度履歴を復元している. 他にも, マダガスカル (Roberts et al., 2012), アフリカとオーストラリア (Rudge et al., 2015), 北アメリカ大陸コロラド台地 (Roberts et al., 2012), など, 適用例は数多い. その一方で, 活動的縁辺域に関しては, 台湾での適用例 (Fox et al., 2014) がみられるのみである. これまで, 日本列島のような火山性島弧では適用例はない. これはいくつかの原因が考えられるが, 例えば島弧の河川は大陸に比べて短く, あまり長期間にわたって過去の隆起速度履歴を保存できないことが問題となる. また, 地体構造が複雑なために基盤岩強度にばらつきがありうることや, 短周期 (4–10 万年周期) の海水準変動が与える河床勾配への擾乱も, 逆解析を難しくする要因である. これらの要因を考慮するためには, 少なくとも, 逆解析結果を推定の不確かさも含めて検討できる解析手法が必要となるだろう.

そこで, 本研究は, 河川縦断形逆解析法における最適化計算手法としてマルコフ連鎖モンテカルロ法 (Markov Chain Monte Carlo method: MCMC) を採用し, 日本列島の河川系に本手法を初めて適用した. 既存の河川縦断形逆解析手法は最適化計算手法として準ニュートン法 (共役勾配法や L-BFGS 法など) を採用しているため (e.g. Roberts et al., 2012), 解析結果は点推定となり, 推定値の不確定性に関する評価が十分ではなかった. また, 計算が局所的最適解に陥る可能性も高く, 最適化計算を開始するパラメーター初期値に計算結果が依存するという問題点が指摘されている.

MCMC はベイズ統計学における事後分布のサンプリング法として発達した手法であり, 最適化計算にも応用することができる (Gallagher et al., 2009). この手法の利点は, 適切に計算のチューニングが行われれば局所的最適解を避けることができ, さらに計算結果の不確定性についても評価が可能であるという点である. 本研究では, 最適化計算手法として MCMC を実装したモデルを西南日本外帯 (紀伊半島および四国) の河川へ適用した. また, モデルが普遍性を持つことを確かめるため, テクトニックセッティングおよび基盤岩の岩質が異なる東北地方の河川にも手法を適用し, 河川縦断形逆解析法の利点と今後の改善点を検討する.

2 手法

2.1 河川縦断形の抽出

本研究は、国土地理院基盤地図情報 (<https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>) 10 m メッシュ DEM (Digital Elevation Model) より河川縦断形のデータを抽出した。研究対象として選んだ河川系は、東北地方からは7河川（阿武隈川，雄物川，北上川，子吉川，馬淵川，最上川，米代川）であり（Fig. 1），西南日本外帯の紀伊半島からは2河川系（紀の川，熊野川），四国からは6河川系（那賀川，吉野川，物部川，仁淀川，肱川，四万十川）を計測した（Fig. 2）。以下に，河川縦断形のデータ抽出する手順について説明する（Fig. 3）。

(1) まず，国土地理院基盤地図情報 10 m メッシュ DEM データを ArcGIS Desktop で読み込んだ。このとき，測地系は JGD2000 とし，投影系は東北地方に関しては UTM (Universal Transverse Mercator) 54N，四国・紀伊半島に関しては UTM53N に設定した。(2) 次に，メディアンフィルターにより標高データの平滑化を行い，その後に(3) DEM の各セルにおける水の流向を計算した。流向は各セルの周囲8セルのうち最も低い標高のセルに向かうものと判断した。得られた流向データをもとに，(4) 各セルの流域面積を計算した。最後に，(5) 累積流量が一定以上の閾値を超えたセルを流路として抽出した。この研究では，累積流量 70000 以上を流路検出の閾値としている。この手順(1)–(5)により，各河川系の支流ごとに河口からの距離 x ，流路の座標（経度 $L_o(x)$ および緯度 $L_a(x)$ ），流域面積 $A(x)$ ，標高 $\eta(x)$ を得た。

2.2 フォワードモデル

2.2.1 Stream Power Model の概要

本研究では，河川縦断形の発達過程を表すフォワードモデルとして Stream Power Model (Howard and Kerby, 1983) を採用し，隆起速度の時空分布から河川縦断形を計算した。Stream Power Model とは，岩盤河川における侵食過程を表す半経験的なモデルであり，これまで様々な環境に広く適用されてきた (e.g. Anthony and Granger, 2007; Stock and Montgomery, 1999)。

一般に，各地点の河川標高に対する時間変化 $\partial\eta/\partial t$ は以下の式で表される (Howard, 1998)。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = U(x, t) + E(x, t) + \kappa \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \right) \quad (1)$$

ここで、 x は河川の流路に沿った河口からの距離、 t は経過時間、 U は隆起速度、 E は侵食速度、 η は標高である。なお、式 1 の右辺第 3 項である拡散項は、クリープなどによる堆積物の輸送に伴った侵食と堆積作用を表しており、 κ は拡散係数である (Martin and Church, 1997)。隆起速度と侵食速度はどちらも場所と時間の関数であり、侵食速度は常に負の値を取る。この侵食速度がストリームパワー、すなわち河川流が単位距離あたりで摩擦によって消費するエネルギーによって決まると考えると、

$$E(x, t) = -v_0 Q^m \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^n \quad (2)$$

となる (Rosenbloom and Anderson, 1994; Whipple and Tucker, 2002)。このとき、 v_0 は岩盤の侵食係数、 Q は河川流量、 m と n は経験的に求める指数である。このモデルは Stream power model と呼ばれ、2 式を代入すると、式 1 は移流拡散方程式となる。侵食速度は負の値を取るため、式 2 の第一項である移流項は、河床形状が上流側へ伝播していくことを表すことになる。この際に、河床の傾斜が急であるほど侵食速度は速くなり、あるいは河川の流量（流域面積）が大きいほど地形の移流速度は大きくなる。

無次元の定数 m と n は経験的な侵食パラメーターであり、 n は 2/3 から 1 の範囲の値となることが知られている (Howard, 1998)。また、 m はどの地域でも 0.5 に近いことが指摘されている (Sklar and Dietrich, 1998)。

河川の時間当たりの流量は流域面積に比例するものと考えたと (Whipple and Tucker, 2002),

$$Q = PA(x) \quad (3)$$

となる。ここで、 P は単位面積あたりの平均降水量であり、 A は流域面積である。式 3 および 2 を式 1 に代入すると、

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = U - vA^m \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^n + \kappa \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad (4)$$

を得る。このとき、 $v = v_0 P^m$ である。この v は経験的な係数であり、基盤岩の強度や被覆する沖積層の量、植生などの関数となっている。これらの侵食パラメーター n , m , v は河川遷急点の移動速度を決定し、 $n = 1$ かつ $m = 0$ のとき、 v は河川遷急点の移動速度に等しくなる。

2.2.2 侵食パラメーターの推定

河川縦断形の逆解析を行うには式 4 の 4 つのパラメーター v, m, n, κ の値を決定する必要がある。これら 4 つ侵食パラメーターのうち、 m, n, κ については環境によらずおおむね一定であることが知られているが、 v は地域に依存して大きく変化する (Stock and Montgomery, 1999)。そこで、まず、本研究でフォワードモデル計算を行う際には $n = 1$ を仮定した。一般に、勾配のべき指数 n は $2/3$ から 1 の値を取るが、Paul et al. (2014) は、 $n = 1$ のときに生成された河川縦断形が実際の河川地形の観測値ともっともよく適合することを報告している。前述の通り、流量のべき指数 m については、既存研究の多くが m は 0.5 に近い値を取ることを報告しているため、本研究もこの値を採用した (Sklar and Dietrich, 1998)。同様に、Roberts and White (2010) に基づき、本研究では地形の拡散係数として一般的な値 $\kappa = 10^4$ を採用した。 κ が 10^7 を下回っている場合、河川縦断形の発達には拡散項は大きな影響を及ぼさない (Rosenbloom and Anderson, 1994)。そのため、このパラメーターの値の選択は逆解析モデルにとってそれほど重要なものではない。

最後に、侵食係数 v に関しては、本研究では各河川の河口近傍における勾配から推定を行った。今、河口近傍では現在の隆起速度と侵食速度が平衡状態になっていると仮定すると、拡散項は無視することができ、式 4 より以下の関係式が得られる。

$$v = \frac{U_P}{A^m \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^n} \quad (5)$$

現在の隆起速度 U_P の値は、段丘などに基づく過去 12 万年の海岸線の隆起の研究例 (藤原他, 2005; Ota and Omura, 1991) から得た。なお、この v の導出にあたっては、東北日本、紀伊半島および四国それぞれについて平均した値を使用した。得られた値は、東北日本では 5.48、西南日本 (紀伊半島および四国) では 1.48 であった。

2.2.3 初期地形

この研究では、フォワードモデルの計算を開始する初期地形として、完全に平坦な地形を選択した (つまり全てのエリアで $z = 0$ とする)。この初期地形の選択は、計算期間を十分に長く取れば、計算結果に影響を与えることはない。本研究で採用した Stream power model においては河川の地形変化は河口で発生し、移流速度 で上流へ伝播する。過去の隆起速度がどのようなものであったとしても、計算開始後に河口で生じた地形変化が計算区間の上流端へ到達してしまえば、その地形変化が発生する以前の地形情報は全て失われる。つまり、河川遷急点が河口から上流端へ到達する時間よりも長い時間スケール

でフォワードモデルをの計算を継続すれば、初期地形の情報は最終的な河川縦断形に影響しない。フォワードモデルから河川縦断形を形成する計算に初期地形の影響がないことを確認するため、本研究ではフォワードモデルの計算結果の最上流部に平坦な地形が残されていないことを確認している。

2.3 逆解析モデル

2.3.1 隆起速度の離散化

本研究では、地殻の隆起速度履歴を時間的・空間的に離散化し、フォワードモデルが観測された地形を最もよく再現する隆起速度値を探索した。隆起速度値の空間的離散化に当たっては、隆起速度を設定する点を等間隔に東北地方で 17 点 (Fig. 4)、四国で 21 点、紀伊半島で 18 点配置した (Fig. 5)。これらの設定点に与えた値から、放射基底関数法を用いて隆起速度の空間的な補完を行い、各河川の流路に沿った任意の位置における隆起速度を求めた。一方、時間的な離散化については、東北地方では 0.8 Ma まで 0.2 Ma ごと、四国・紀伊半島では 2.5 Ma まで 0.5 Ma ごとに離散化し、スプライン補間によって任意の時間における各地点での隆起速度を求めた。すなわち、求めるべき離散化された隆起速度値は、東北地方では 17×85 、四国では $21 \times 5 = 105$ 個、紀伊半島においては $18 \times 5 = 90$ 個ということになる。

2.3.2 目的関数

観測結果を最もよく再現する隆起速度履歴パラメーターの探索を行うためには、フォワードモデルの計算結果が観測した河川縦断形にどの程度適合しているかを評価する目的関数が必要である。本研究では、以下の式で目的関数を与える。

$$H = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\eta_{oi} - \eta_{ci})^2} + W_1 \left(\frac{1}{M-1} \sum_{k=2}^M \left(\frac{U_k - U_{k-1}}{\delta t} \right)^2 \right) + W_2 \left(\frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (U_k'') \right) + \frac{W_3}{M} \sum_{k=1}^M f \quad (6)$$

このとき、 η_{oi} および η_{ci} は i 番目の地点における河川の観測された標高およびフォワードモデルによって計算された河川の標高である。また、 N は河川の流路上で実際に計算に使用する地点の総数である。すなわち、目的関数の第 1 項は、フォワードモデルの計算結果の残差二乗平均平方根となっている。さらに、本研究では復元対象となる隆起速度の時間変化を個に離散化して検討しているが、過適合をさけるために、隆起速度の変化を抑制する正則化項を目的関数に導入している。このとき、 U_k は k 番目のタイムステップに

おける隆起速度, W_1, W_2, W_3 は U の正則化に関する重みづけ係数である. この目的関数において正則化項となっている第二項と第三項は, 各設定点における隆起速度の時系列の一階微分および二階微分の導関数絶対値を評価しており, 隆起速度の時間変化が緩やかかつ滑らかであればあるほど小さい値を示す. また, 目的関数の最後の項に現れる関数 f は隆起速度が負の値になることを避けるためのものであり, 以下の式で与えられる.

$$f = \begin{cases} \cosh U_k - 1 & (U_k < 0) \\ 0 & (U_k \geq 0) \end{cases} \quad (7)$$

f は U_k が 0 以上の値を取れば 0 となるのに対し, U_k が負の値を取ると急速に大きな値となる. 本研究では, 正則化に関する重みづけ係数として, 先行研究に基づいて $W_1 = W_2 = 0.001, W_3 = 0.9$ を採用した.

2.3.3 最適化計算手法

本研究では, 最適化計算手法としてマルコフ連鎖モンテカルロ (MCMC) 法を採用した. MCMC 法はベイズ推論を行う際の事後確率分布をマルコフ連鎖となるランダムウォークサンプリングによって近似的に求める計算手法であるが, 尤度関数を任意の目的関数に置き換えることで, 逆解析の最適化計算にも応用することが出来る. 本研究では, MCMC 法のサンプラーとしてメトロポリス・ヘイスティングス法 (MH 法) を用いた. この手法では, 推定するパラメーターに何らかの初期値を与え, その後に何らかの分布 (提案分布) に基づく乱数を発生させてパラメーターの移動を検討する. この新しいパラメーターセットの移動の採択率は, MH 法においては以下の式に従う.

$$r = \min \left(1, \frac{q(\theta^{(t)} | a) f_p(\theta^{(t)})}{q(a | \theta^{(t)}) f_p(a)} \right) \quad (8)$$

ここで, q は提案分布, f_p はパラメーターの事前分布である. θ はステップ t におけるパラメーターのセットであり, a は提案分布に従って発生させた乱数である. この提案分布 q および採択率 r に基づいて作成したマルコフ連鎖は詳細つり合い条件を満たしており (Hastings, 1970), 無限回の試行を行えば得られる分布が事後分布と一致することが示されている.

本研究では, 最適化計算に MCMC 法を利用するため, パラメーターの事前分布としては隆起速度 $0 - 1000$ m/Myr の範囲の一様分布とし, 尤度関数として以下のボルツマン分布を用いた.

$$P_T(x) = \frac{1}{Z_T} \exp\left(\frac{-H}{T}\right) \quad (9)$$

このとき、 P_T は目的関数、 Z_T は正規化パラメーター、 T は温度パラメーターである。目的関数 H が最小値を取るとき、この尤度関数 $P_T(x)$ は最大値となる。なお、 Z_T は以下の式で与えられる。

$$Z_T = \sum_{x \in X} \exp\left(\frac{-H}{T}\right) \quad (10)$$

MH 法においては尤度関数と事前分布の積の比が採択率を決めるため、この正規化パラメーターは分母と分子で打ち消しあう。したがって、MH 法のサンプリングの際にこの正規化パラメーターの計算は必要とされない。

なお、 T は最適化計算の際のハイパーパラメーターとなっており、0 に近いほど尤度関数の確率分布が鋭いピークを取るため、最適解の探索精度は上がる。しかし、その一方で、 T が小さい場合には局所的最適解に陥りやすくなるという欠点がある。本研究では、簡単のため $T = 1.0$ としている。

本研究ではこの計算を Python 上で行っており、ライブラリ PyMC2.3.8 を用いてサンプリングを行った。また、MH 法によるサンプリングの収束を早めるため、初期パラメーターについては L-BFGS 法による MAP(maximum a posterior) 推定を行って得られた値を用いている。MCMC の計算ステップ回数は 30 万回とし、バーンイン区間として最初の 20 万回のデータを切り捨てた結果、合計 10 万サンプルを得た。さらに、サンプルの自己相関を避けるため、得られたサンプルから 4 つごとにサブサンプリングを行った (Fig. 6)。その結果、最終的に得られたのは 2 万 5 千サンプルであり、このサンプルを本研究では隆起速度パラメーターの事後分布とみなした。そして、得られた事後分布の期待値 (EAP 値) を逆解析によって得られた隆起速度の復元値とした。また、事後分布から無作為に 100 サンプルを抽出し、それらのばらつきを図示することで、逆解析結果の信頼性を検討した。

3 結果

3.1 紀伊半島

紀伊半島の紀ノ川・熊野川の二河川系において河川縦断系の逆解析を行った結果、設定した合計 18 地点において、過去 1.5 Ma の間は隆起速度が概ね 200 m/Myr 以下であっ

たことが復元された (Fig. 7). 紀伊半島の中央部にあたる地点 6–8, 11–13 では, 1.5Ma 以降の隆起速度の事後分布は極めて狭い範囲 (± 50 m/Myr 程度) に収まっており, 復元結果の信頼性は高い. ただし, 1.5 Ma 以前の隆起速度事後分布のばらつきは極めて大きい. また, 解析領域の周縁部に位置する地点 1–5, 9, 14–18 の隆起速度の事後分布は分散が極めて大きい. ただし, これらの地点の隆起速度は, 調査領域における隆起速度の空間補間結果に大きな影響を与えない.

復元結果の事後分布が狭い範囲に収まった過去 0.0–1.5 Ma の隆起速度の空間分布を検討すると, 隆起速度の空間分分傾向は現在から過去まで大きく変化していないことが読み取られる (Fig. 8). 1.0 Ma 以前は紀伊半島の南端部の隆起速度が大きいようにも見えるが, この地域に位置する地点 4, 9, 14 の隆起速度の事後分布は極めて分散が大きく, 復元値の信頼性は低い.

隆起速度の EAP 値を用いてフォワードモデル計算を行い, 得られた河川縦断形を観測値と比較すると, 概ね紀伊半島の河川地形は逆解析結果によって復元できていることが読み取られる (Fig. 9). ただし, 紀ノ川・熊野川ともに最上流部では河川地形の一致が悪くなる傾向がある.

3.2 四国

四国の 6 河川系において河川縦断系の逆解析を行った結果, 設定した合計 21 地点において, 過去 1.5 Ma の間は隆起速度が概ね 200 m/Myr 以下であったものの, 室戸岬の周辺では隆起速度が 800 m/Myr と極めて高かったことが復元された (Fig. 10). 四国の中央部にあたる地点 1–3, 6–8, 11–14, 16, 17 では, 1.5Ma 以降の隆起速度の事後分布は狭い範囲 (± 100 m/Myr 程度) に収まっており, 復元結果の信頼性は高い. ただし, 1.5 Ma 以前の隆起速度は事後分布のばらつきが大きい地点がいくつか見られ, 復元結果の信頼性は高くない. また, 解析領域の周縁部に位置する地点 0, 4, 9, 10, 12, 18, 19, 20 の隆起速度の事後分布は分散が極めて大きい. ただし, これらの地点の隆起速度は, 調査領域における隆起速度の空間補間結果に大きな影響を与えない.

復元結果の事後分布が狭い範囲に収まった過去 0.0–1.5 Ma の隆起速度の空間分布を検討すると, 四国における隆起速度の空間分分傾向は大きく変化していない (Fig. 11). 室戸岬の隆起速度は高いまま長期間にわたって維持されている. この地域に位置する地点 15 の隆起速度値の事後分布は分散が小さく, この高い隆起速度の復元値の信頼性は比較的高い.

隆起速度の EAP 値を用いてフォワードモデル計算を行い, 得られた河川縦断形を観測

値と比較すると、概ね四国の河川地形は逆解析結果によって復元されていることがわかる (Fig. 12). ただし、吉野川に関しては全体的に再現性が悪く、特に上流部での復元結果は観測値と大きな相違が見られた。

3.3 東北地方

東北地方の河川地形の逆解析を行った結果、設定した合計 17 地点において過去 0.8 Ma の間で隆起速度が概ね 200–500 m/Myr であったことが復元された (Fig. 13). 東北地方の中央部にあたる地点 6–9, 11–12 では、0.4Ma 以降の隆起速度の事後分布は比較的狭い範囲 (± 100 m/Myr 程度) に収まっており、比較的信頼できる復元値が得られている。ただし、ほとんどの地点で、0.6 Ma 以前の隆起速度事後分布のばらつきは極めて大きい。また、地点 1–5, 10, 13–17 の隆起速度の事後分布は分散が極めて大きい。ただし、これら解析領域の周縁部に位置する地点の隆起速度は、調査領域における隆起速度の空間補間結果に大きな影響を与えない。

復元結果の事後分布が狭い範囲に収まった過去 0.0–0.4 Ma の隆起速度の空間分布を検討すると、東北地方の北上山地においては比較的速い隆起速度が過去 40 万年間に渡って維持されていたことが読み取られる (Fig. 14). 一方、仙台平野からその北部にかけては隆起速度が遅い状態が維持されている。現在と 40 万年前の隆起速度分布の傾向に大きな違いは無いが、越後山脈については、その隆起速度が現在よりもやや速かった可能性が示唆される。

隆起速度の EAP 値を用いてフォワードモデル計算を行い、得られた河川縦断形を観測値と比較すると、概ね東北地方の河川地形が逆解析結果によって復元できていることが読み取られる (Fig. 15). ただし、多くの河川系で上流域では地形の再現性がやや悪く、特に子吉川の上流部では復元結果があまり実河川のデータと一致していない。

4 議論

本研究は、河川縦断系逆解析手法を初めて島弧の河川系に適用し、紀伊半島・四国の河川地形を解析した。また、モデルの普遍性を確かめるため、テクトニックセッティングの異なる東北地方の河川系にも手法を適用した。その結果、それらの地域の第四紀テクトニクスを復元した。本研究の手法的な独自性としては、隆起速度パラメーターの推定手法として MCMC 法 (Hastings, 1970) を用いたことが挙げられる。ここでは、本研究の解析結果の妥当性を検討した後、河川縦断形逆解析手法の島弧テクトニクス研究における意義

と課題について考察する。

4.1 隆起速度復元結果の妥当性

本研究の成果として得られたそれぞれの地域での隆起速度復元結果について、その妥当性を検討する。日本列島の隆起速度は、過去 12 万年の海岸部に関しては、段丘比高やダム堆砂などに基づいた比較的信頼性の高い復元結果が存在する (例, 藤原他, 2004, 2005; Ota and Omura, 1991)。本研究で用いた侵食パラメーターは既存研究の結果を利用したものであるため、河川縦断形逆解析による隆起速度復元結果は既存研究と平均値として一致して当然である。しかし、侵食パラメーターは各地域で一定の値を使っているため、隆起速度の空間分布については一致する保証はない。したがって、これら既存研究の結果と本研究の解析結果を隆起速度の空間的異方性という観点から比較することで、解析結果の妥当性を判断できるものとする。

実際に、現世に近い年代における隆起速度の空間分布の傾向を既存研究と逆解析結果で比較すると、両者は定性的にも定量的にもよく一致することがわかる。紀伊半島および四国の隆起速度については、逆解析結果と既存研究はおおよそ一様かつ低い (~ 300 m/Myr) 隆起速度という点で先行研究と良く一致している (Fig. 8, 11)。藤原他 (2004) および Ota and Omura (1991) は、地形学的な解析から過去 10 万年の西南日本の隆起速度を推定し、紀伊半島は 300 m/Myr でおおよそ一様な隆起速度を示すことを復元している。本研究の成果はこれとよく一致し、その傾向は過去 100 万年以上に渡ってほぼ一定であるとの復元結果が得られている。また、四国についても同様にほぼ一様な隆起速度 (300 m/Myr) が既存研究で推定されているものの、室戸岬のみ、一部では 900 m/Myr を上回るような極めて速い隆起速度が復元されている。これらの既存研究の復元結果は、本研究の結果と整合的である。

また、0.0-0.2 Ma における東北地方の隆起速度分布について藤原他 (2004) と本研究の結果を比較すると、両者の結果は北上山地の隆起速度が速く仙台平野北部の隆起速度が遅いという点でよく一致した (Fig. 14)。藤原らは北上山地の隆起速度を 300–600 m/Myr、牡鹿半島から仙台平野北部にかけての地域の隆起速度を 0–300 m/Myr と見積もった。一方、本研究の解析結果はこれとよく一致しており、北上山地では 600 m/Myr に近い隆起速度が推定されるのに対し、仙台北部から牡鹿半島にかけての地域では 200 m/Myr 程度の低い隆起速度が復元されている。一方で、藤原他 (2004) は秋田県の男鹿半島や青森県の西海岸の狭い範囲で局所的に 600 m/Myr 以上の極めて高い隆起速度を推定している。このようなスポット的な高い隆起速度は本研究の復元結果には見られないが、これは、隆

起速度設定点の配置間隔（約 80 km）がこのスケールの解析には大きすぎることが原因である可能性が高い。研究手法上の解像度の限界とみるべきだろう。

総じて、西南日本に加えて東北地方においても、本研究で復元された隆起速度の空間分布は従来の地形学的研究の結果とよく一致した。空間解像度に限界はあるものの、河川縦断系の逆解析手法は少なくとも段丘やダム堆砂に基づく手法と同程度の復元能力をもつといえるだろう。

4.2 島弧テクトニクス復元に河川縦断系逆解析を用いることの問題点と意義

本研究は、河川縦断形の逆解析手法を初めて島弧の河川に適用した。河川縦断形の逆解析手法は近年になって実用化された比較的新しい研究手法であり、その研究例の大半は、安定大陸の長大な河川を適用対象としている (Roberts and White, 2010)。安定大陸ではなく島弧の河川を解析対象とする際には、両者の性質の様々な違いが研究上の障害となる可能性がある。

まず、安定大陸と島弧では河川の長さが大きく異なることが河川縦断形逆解析に大きな影響を与える。河川縦断形の保持する隆起履歴の長さは河川の流路の長さに依存する。例えば、Roberts et al. (2012) で対象としている北アメリカ大陸の河川は流路長が 2000 km を優に超えており、それらの縦断形からは過去 6 千万年間の大陸の隆起履歴が復元されている (Roberts et al., 2012)。しかし、日本列島の多くの河川の長さはせいぜい 100 km 程度である。島弧の河川は大陸河川と比較して短く、とてもそのような過去まで遡ることは不可能である。しかし、逆に言えば、第四紀のような短い期間に解析対象を限定すれば、島弧の河川から隆起速度履歴を復元できる可能性は十分にある。本研究で扱ったのは第四紀の 200 万年前までの履歴である。MCMC によって得られた事後分布の分散を見る限り、島弧の河川であっても 150 万年前ほどまでの履歴を保持していることは十分にありうる。したがって、第四紀テクトニクスの解析手法としては、河川縦断形逆解析手法には十分な意義があるものと思われる。

島弧ならではの特徴として、基盤岩の岩質の多様性が大きいことは逆解析を行う上で問題となる可能性がある。先行研究における検討では、基盤岩の強度は河川縦断形に大きな影響を及ぼさないことが報告されている (Roberts and White, 2010)。彼らはアフリカの複数の河川を調査し、先カンブリア時代の火成岩から新生代の堆積岩まで幅広い物性をもつ基盤岩の上を流れる河川であっても、その削剥速度は岩質にほとんど依存しないことを見出した。これは、削剥に関しては、基盤岩本来の強度よりも風化作用によるクラックの

密度などがより支配的な要因であるためと解釈されている。しかし、島弧の基盤岩で岩質に応じて削剥速度がどのように変化し、それをどのようにフォワードモデルへ組み込むべきか（もしくは組み込む必要がないか）については、まだ研究例が十分ではない。

島弧河川の特性を考え、逆解析の対象を第四紀に設定したことで、海水準変動も考慮する必要があるかもしれない。第四紀には氷河性海水準変動が4-10万年周期で起こっており、河川が記録する隆起速度はこの高周波の相対的海水準変動と低周波のテクトニックな地殻変動が合わさったものとなっている。しかし、現時点のフォワードモデルには海水準変動の影響が組み込まれていない。このことが深刻な障害となるかは今後の検討が必要だが、現時点では、復元すべき隆起速度履歴の時間間隔を十分に大きくとる（20-50万年）ことで、海水準変動の高周波成分の地形的影響が平均化されることを期待している。実際、測定された河床勾配には高頻度の地形遷急点は見られず、河岸段丘という形では保存されているかもしれないが、河床の基盤岩地形には顕著な海水準変動の特徴は判別できない。今後は、フォワードモデルに海水準変動も組み込み、その影響が解析結果に与える影響を検討していく必要があるだろう。近年になって、基盤岩の強度を組み込んだ河川削剥のフォワードモデルがいくつか提案されている (Sklar and Dietrich, 2004; Campforts 他, 2020)。将来的には、これらの基盤岩強度を組み込んだ河川縦断形フォワードモデルを逆解析に利用することが望ましいだろう。そのため、筆者らは日本列島各地の堆積岩・火成岩を採取し、その引っ張り強度の測定を進めている。

さらに、河川の流路の位置が変化することも、本研究の手法にはある程度の影響を与えるかもしれない。河川縦断形逆解析は、流路の長さや流域面積の関係が一定であることを仮定している。そのため、河川争奪などが起こって流路が大幅に変化すると、解析結果にもある程度の影響がでることが予想される。しかし、たとえ流路の水平位置が変化しても、流路長と流域面積の統計的な特徴があまり変わらなければ、解析結果には大きな影響は現れない。新たな支流が合流したり、これまで存在していた支流が別の本流へ注ぎ込むようになったとしても、両者の流域面積が似たようなものであれば、解析にはそれほど支障はないはずである。この点に関しては、むしろ大陸河川よりも島弧の河川の方が解析に適しているかもしれない。アマゾン川のような長大な河川が大幅に流路を変えれば、そのことは河口の位置と流域面積の大幅な変化を伴うため、解析結果にも影響が出ることは避けられないだろう。実際、アマゾン側は約10 Maに大幅な河川争奪を経験していることが想定されている (Hoorn et al., 2010)。しかし、日本列島でしかも第四紀に限定すれば、そのような大規模な流域の変化は（人為的なものを除いて）多くはないだろう。

このように、さまざまな解析上の問題点を抱えているにも関わらず、本研究の結果は従来の地形学的解析手法と整合的な隆起速度分布を河川縦断形逆解析によって復元した。こ

のことは、基盤岩の岩質や海水準変動のような要素は解析結果に本質的な影響を与えていないという可能性を示唆している。海水準変動は河口近傍では間違いなく河川遷急点を作り出したはずだが、上流部にそれらが見られないことから、地形の拡散作用によって高周波のベースレベルの変動の影響が河川縦断形から失われたことを想定できる。基盤岩強度についても、既存研究の示す通り、小断層やジョイントの発達程度などの方が削剝に与える影響が大きく、付加体の年代の違いなどによる微妙な岩盤強度の違いの影響は相対的に小さいものであるのかもしれない。これらの点については、今後の詳細な検討が必要だろう。

いずれにせよ、河川縦断形の逆解析が島弧地殻でもある程度は有用な手法であることがわかった意義は大きい。本研究の手法は、従来の限界であった酸素同位体ステージ 5e (12.5 万年) よりも過去に遡って島弧の隆起速度履歴を復元することができる。また、本研究で導入した MCMC 法は、パラメーターの復元結果が点推定ではなく事後分布という形で得られるという特徴がある。これは、解析精度を吟味しながら進めなくてはならない島弧テクトニクス研究には最適であると考えられる。以上のことから、本研究で検討した河川縦断形逆解析法は日本列島の第四紀テクトニクスを探る上で大きな可能性を秘めていると言えるだろう。

5 結論

本研究は、MCMC 法を用いた河川縦断形の逆解析により、日本列島の第四紀における隆起速度履歴を検討した。その結果、紀伊半島における河川縦断形逆解析の結果は、この地域での隆起速度が 100 年以上にわたって時間的にも空間的にも一定 (約 200 m/Myr) であることを示している。四国での解析結果は、この地域の中央構造線以南の隆起速度は空間的に一様だが、室戸岬周辺だけは隆起速度が極めて速い (約 900 m/Myr) ということを示した。東北地方に関しては、過去 40 万年にわたって 200–500 m/Myr の速度で隆起しており、特に北上山地での隆起速度が速いことが示された。一方で、仙台から牡鹿半島にかけては隆起速度が長期的に見ても遅いことが復元された。これらの結果は、既存研究で海岸段丘やダム堆砂を用いて復元された過去 10 万年間の隆起速度の推定結果とよく一致している。

すなわち、まだ予察的な段階ではあるが、河川縦断形逆解析法は島弧の第四紀テクトニクスを遡って復元するのに適した手法であることを本研究は示唆している。今後は、フォワードモデルの単純化のために省略された基盤岩強度や海水準変動が解析結果にどの程度本質的な影響を与えるか、より詳細な検討が必要となるだろう。

参考文献

- Anthony, Darlene M. and Darryl E. Granger (2007) “An empirical stream power formulation for knickpoint retreat in Appalachian Plateau fluviokarst,” *Journal of Hydrology*, Vol. 343, No. 3, pp. 117–126, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.013>.
- Bershaw, John, Sandra M Penny, and Carmala N Garzione (2012) “Stable isotopes of modern water across the Himalaya and eastern Tibetan Plateau: Implications for estimates of paleoelevation and paleoclimate,” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Vol. 117, No. D02110, DOI: 10.1029/2011JD016132.
- Campforts, Benjamin • Veerle Vanacker • Frédéric Herman • Matthias Vanmaercke • Wolfgang Schwanghart • Gustavo E. Tenorio • Patrick Willems • Gerard Govers (2020) 「Parameterization of river incision models requires accounting for environmental heterogeneity: insights from the tropical Andes」, 『Earth Surface Dynamics』, 第2号, 447–470 頁, URL : <https://dx.doi.org/10.5194/esurf-8-447-2020>.
- Fox, Matthew, Liran Goren, Dave A. May, and Sean D. Willett (2014) “Inversion of fluvial channels for paleorock uplift rates in Taiwan,” *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. 119, No. 9, pp. 1853–1875, DOI: <https://doi.org/10.1002/2014JF003196>.
- Gallagher, Kerry, Karl Charvin, Soren Nielsen, Malcolm Sambridge, and John Stephenson (2009) “Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems,” *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 26, No. 4, pp. 525–535.
- Gupta, Sanjeev (1997) “Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin,” *Geology*, Vol. 25, No. 1, pp. 11–14.
- Hastings, W. K. (1970) “Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications,” *Biometrika*, Vol. 57, No. 1, pp. 97–109, DOI: 10.1093/biomet/57.1.97.
- Hayakawa, Yuichi and Yukinori Matsukura (2003) “Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation,” *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, Vol. 28, No. 6, pp. 675–684.

- Hoorn, C., F. P. Wesselingh, H. ter Steege et al. (2010) “Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity,” *Science*, Vol. 330, No. 6006, pp. 927–931, DOI: 10.1126/science.1194585.
- Howard, Alan D. (1998) “Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport,” *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, Vol. 107, pp. 297–319.
- Howard, Alan D. and Gordon. Kerby (1983) “Channel changes in badlands,” *GSA Bulletin*, Vol. 94, No. 6, pp. 739–752, June, URL: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<739:CCIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2).
- Ikeda, Yasutaka, Shinsuke Okada, and Masayoshi Tajikara (2012) “Long-term strain buildup in the Northeast Japan arc-trench system and its implications for gigantic strain-release events,” *The Journal of the Geological Society of Japan*, Vol. 118, No. 5, pp. 294–312, DOI: 10.5575/geosoc.2012.0018.
- Martin, Yvonne and Michael Church (1997) “Diffusion in landscape development models: on the nature of basic transport relations,” *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 22, No. 3, pp. 273–279, DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199703)22:3<273::AID-ESP755>3.0.CO;2-D.
- Ota, Yoko and Akio Omura (1991) 「Late Quaternary shorelines in the Japanese Islands」, 『第四紀研究』, 第30卷, 第3号, 175–186頁, DOI: 10.4116/jaqua.30.175.
- Paul, Jonathan D., Gareth G. Roberts, and Nicky White (2014) “The African landscape through space and time,” *Tectonics*, Vol. 33, No. 6, pp. 898–935, DOI: <https://doi.org/10.1002/2013TC003479>.
- Pritchard, D., G. G. Roberts, N. J. White, and C. N. Richardson (2009) “Uplift histories from river profiles,” *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, No. 24, DOI: <https://doi.org/10.1029/2009GL040928>.
- Roberts, G. G., N. J. White, G. L. Martin-Brandis, and A. G. Crosby (2012) “An uplift history of the Colorado Plateau and its surroundings from inverse modeling of longitudinal river profiles,” *Tectonics*, Vol. 31, No. 4, DOI: <https://doi.org/10.1029/2012TC003107>.
- Roberts, Gareth G. and Nicky White (2010) “Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples,” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 115, No. B2, DOI: <https://doi.org/10.1029/2009JB006692>.
- Roberts, Gareth G., Jonathan D. Paul, Nicky White, and Jeffrey Winterbourne (2012)

- “Temporal and spatial evolution of dynamic support from river profiles: A framework for Madagascar,” *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 13, No. 4, pp. n/a–n/a, DOI: 10.1029/2012gc004040.
- Rosenbloom, Nan A. and Robert S. Anderson (1994) “Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California,” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 99, No. B7, pp. 14013–14029, DOI: <https://doi.org/10.1029/94JB00048>.
- Rudge, John F., Gareth G. Roberts, Nicky J. White, and Christopher N. Richardson (2015) “Uplift histories of Africa and Australia from linear inverse modeling of drainage inventories,” *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. 120, No. 5, pp. 894–914, DOI: 10.1002/2014jf003297.
- Sklar, Leonard and William E. Dietrich (1998) “River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply,” *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, Vol. 107, pp. 237–260.
- Sklar, Leonard S. and William E. Dietrich (2004) “A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load,” *Water Resources Research*, Vol. 40, No. 6, pp. n/a–n/a, DOI: 10.1029/2003wr002496.
- Stock, Jonathan D. and David R. Montgomery (1999) “Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law,” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 104, No. B3, pp. 4983–4993, DOI: <https://doi.org/10.1029/98JB02139>.
- Sueoka, Shigeru, Barry P Kohn, Takahiro Tagami, Hiroyuki Tsutsumi, Noriko Hasebe, Akihiro Tamura, and Shoji Arai (2012) “Denudation history of the Kiso Range, central Japan, and its tectonic implications: Constraints from low-temperature thermochronology,” *Island Arc*, Vol. 21, No. 1, pp. 32–52.
- Whipple, Kelin X. and Gregory E. Tucker (2002) “Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution,” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 107, No. B2, pp. ETG 3–1–ETG 3–20, DOI: <https://doi.org/10.1029/2000JB000044>.
- 吉井敏尅 (2005) 「GPS 観測による日本列島の最近の上下地殻変動」, 『日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要地球システム科学』, 第 40 巻, 67–72 頁.
- 増田富士雄・藤原治・酒井哲弥・荒谷忠 (2001) 「房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起」, 『地学雑誌』, 第 110 巻, 第 5

号, 650–664 頁.

小池一之・町田洋 (2001) 『日本の海成段丘アトラス (Atlas of Quaternary Marine Terraces in the Japanese Islands)』, 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press).

池田安隆 (1996) 「活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス」, 『活断層研究』, 第 15 号, 93–99 頁.

藤原治・柳田誠・三箇智二 (2004) 「日本列島の最近約 10 万年間の隆起速度の分布 (地質環境の長期安定性 (下) 高レベル放射性廃棄物の地層処分と地球科学)」, 『月刊地球』, 第 26 巻, 第 7 号, 442–447 頁.

藤原治・柳田誠・三箇智二・守屋俊文 (2005) 「地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究」, 『原子力バックエンド研究』, 第 11 巻, 第 2 号, 113–124 頁.

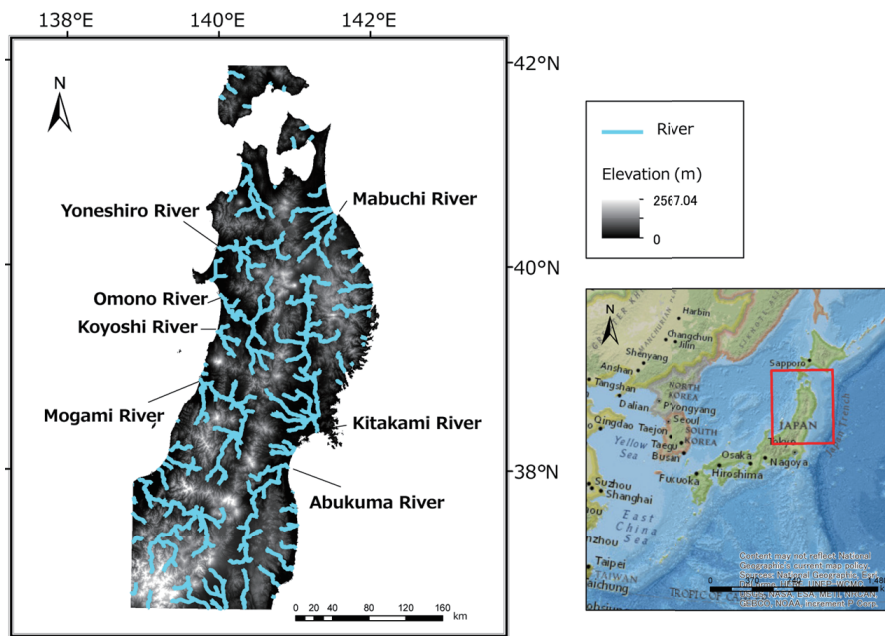


図1 Location of measured rivers in Tohoku area.

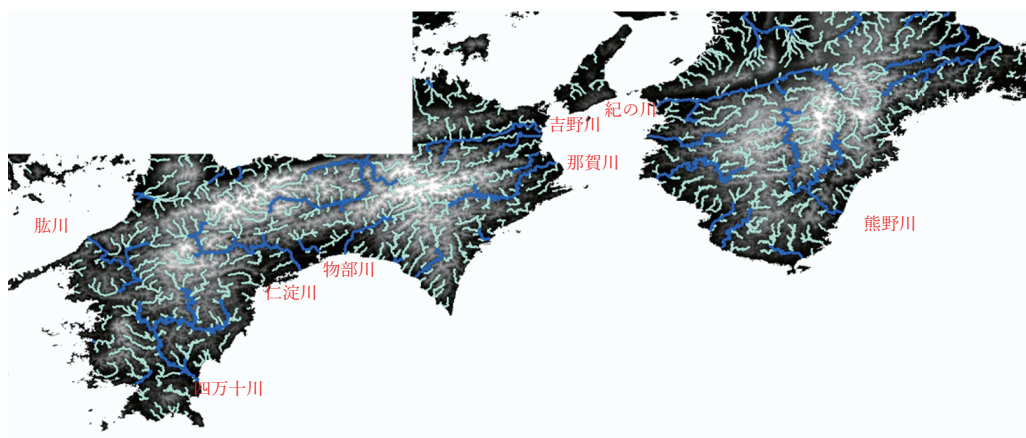
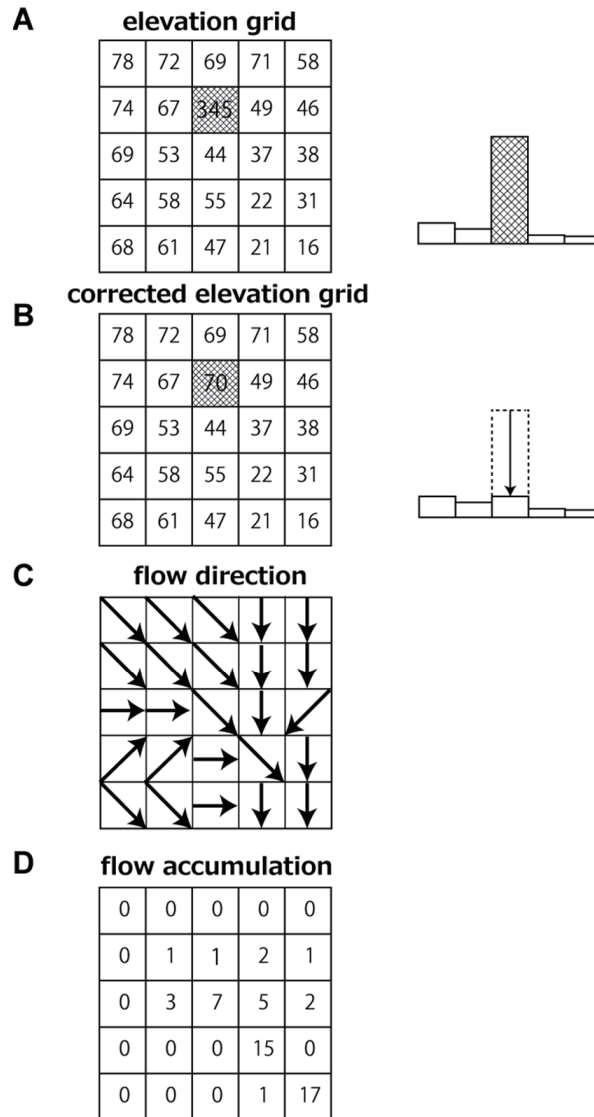


図2 Location of measured rivers in Shikoku and Kii areas.



☒ 3 Method for obtaining location and drainage areas of river channels. A. Elevation in 10-m grid obtained from DEM data. B. Elevation smoothed by median filter. C. Detection of the steepest direction at each cell for estimation of flow direction. D. Cumulative number of cells that flow into each cell.

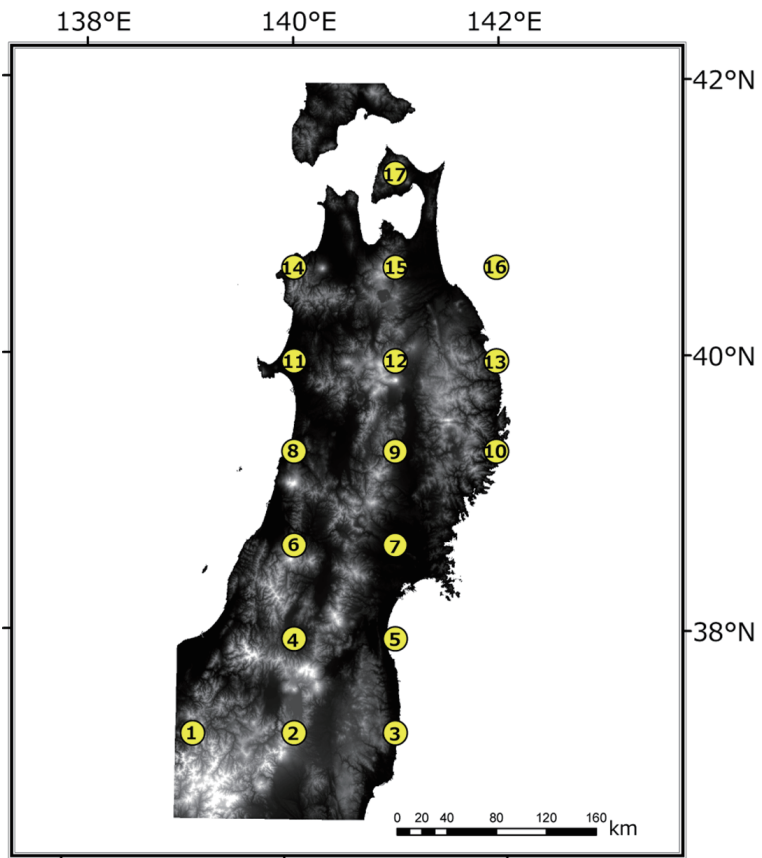


図 4 Location of points where uplift rates were set in Tohoku Area.

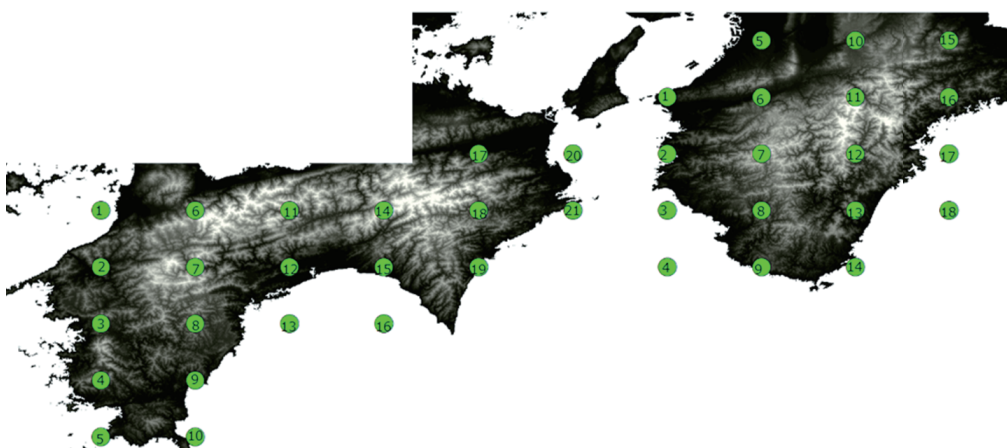


図 5 Location of points where uplift rates were set in Shikoku and Kii Areas.

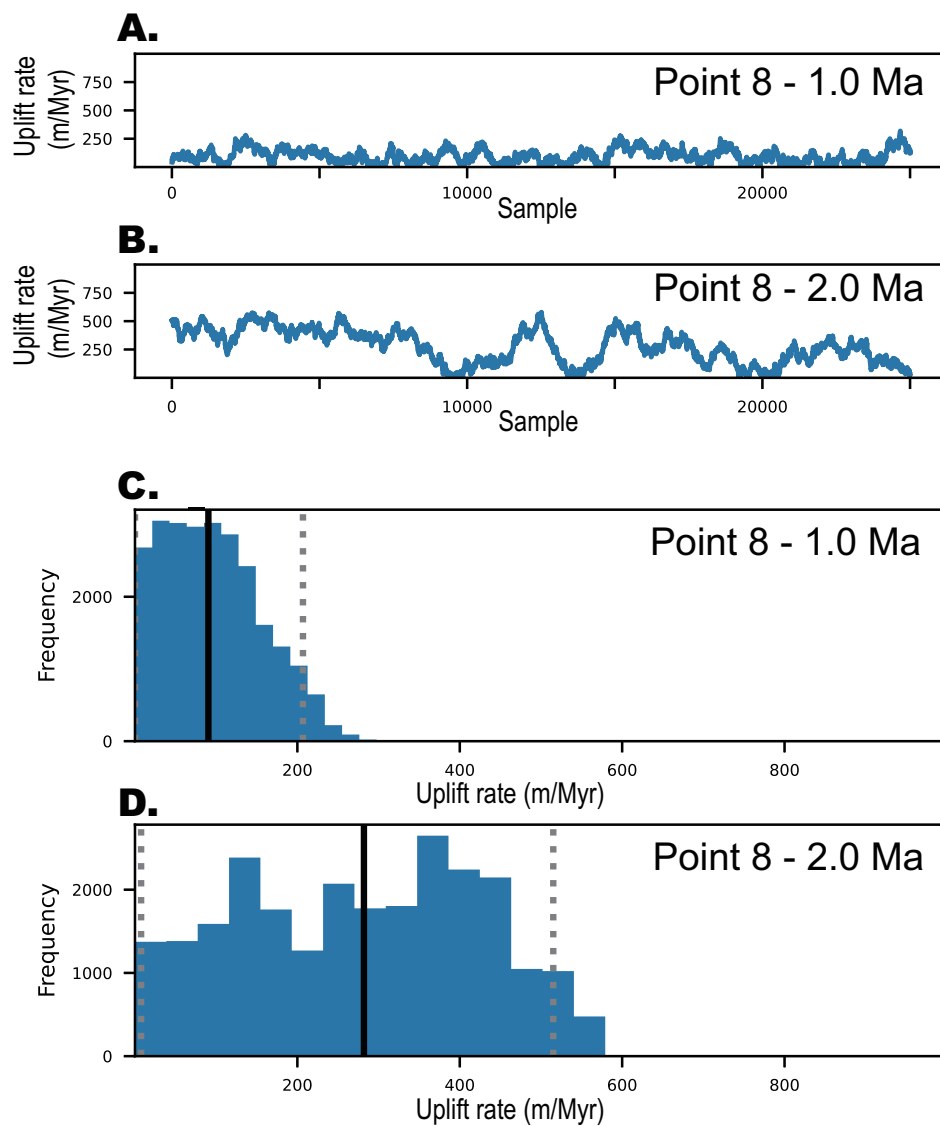


Figure 6 Examples of MCMC sampling results. A. Trace of MCMC sampling of the uplifting rate at Location 7 of Shikoku Area at 1.0 Ma. B. Trace of MCMC sampling of the uplifting rate at Location 7 of Shikoku Area at 2.0 Ma.

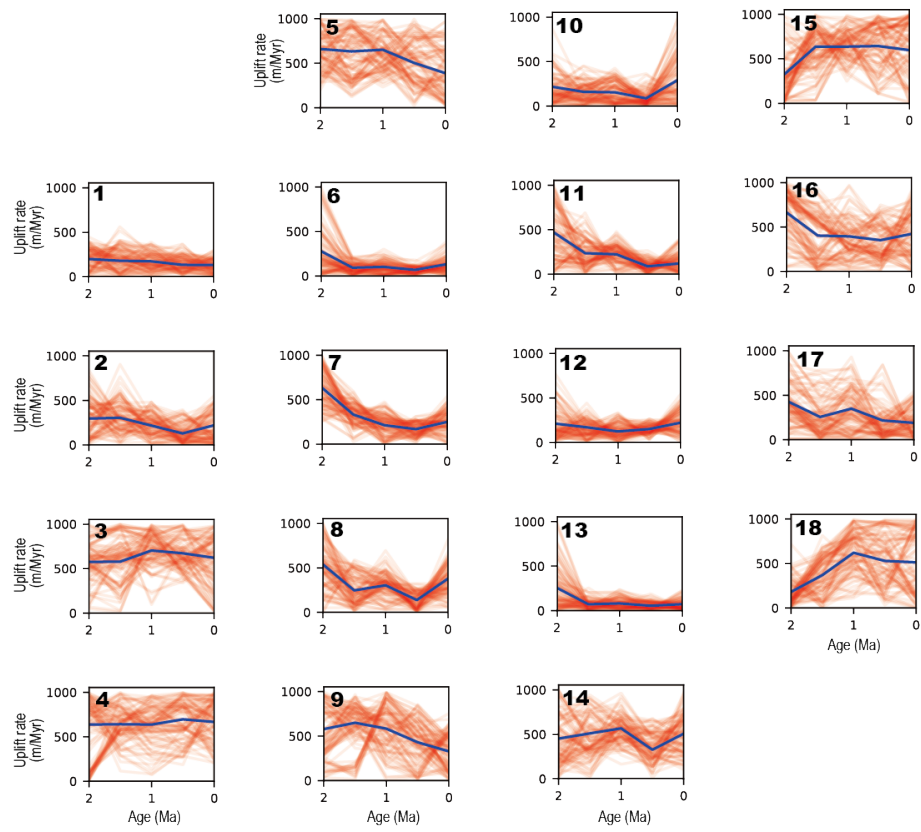


図 7 Reconstructed crustal uplift history in Kii Area. Blue line indicates EAP values of uplift rates. Red lines are 100 uplift histories that are randomly chosen from posterior distribution.

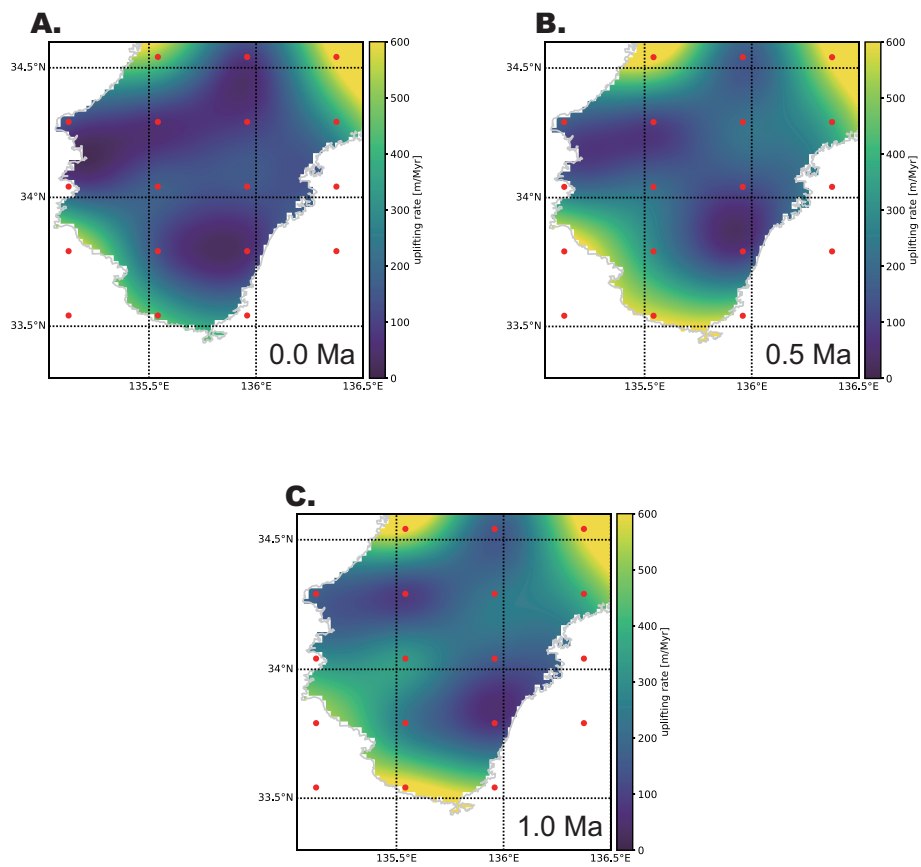


図 8 Spatial distribution of reconstructed uplift rates in Kii Area. A. Uplift rates at present. B. Uplift rate at 0.5 Ma. C. Uplift rate at 1.0 Ma.

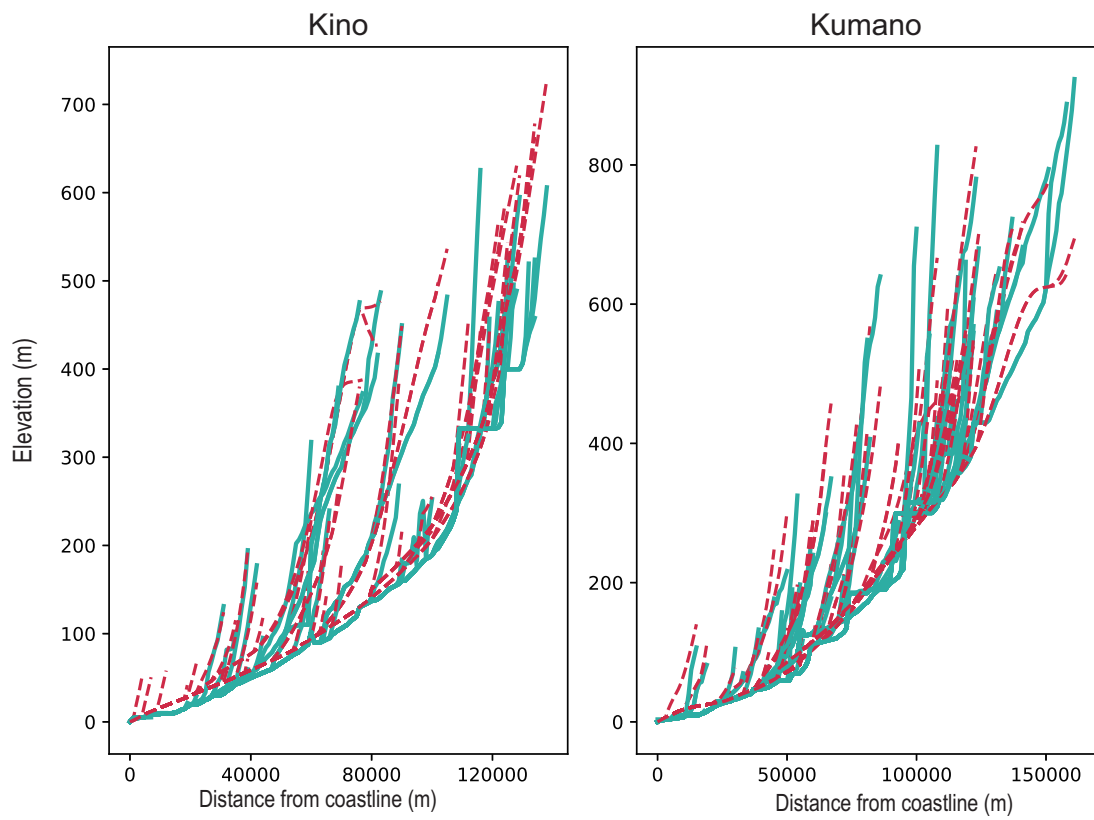


図9 Measured and reconstructed river profiles in Kii Area. Green lines indicate the measured profiles of rivers. Red dash lines are reconstructed profiles.

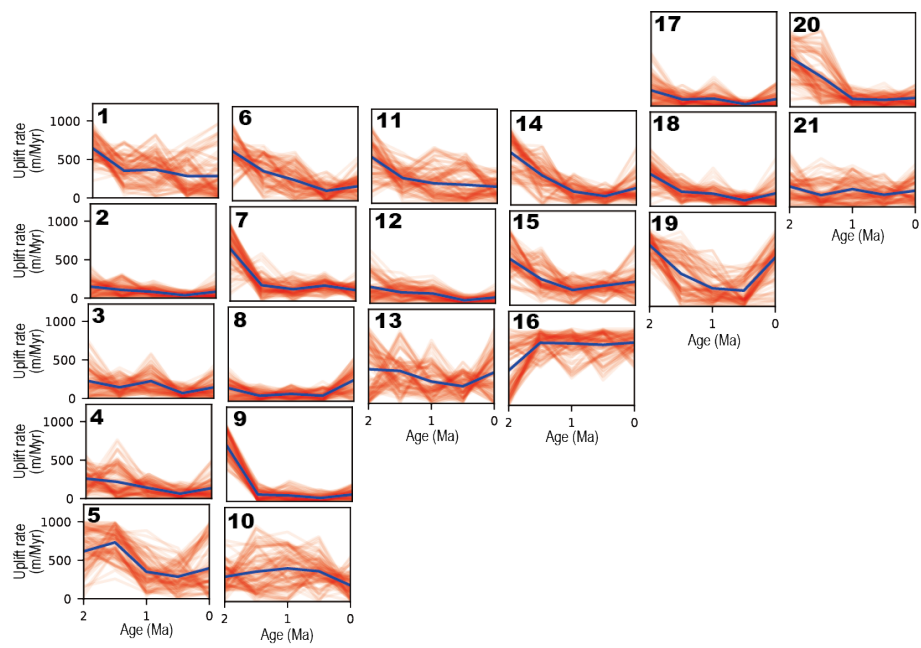


Figure 10 Reconstructed crustal uplift history in Shikoku Area. Blue line indicates EAP values of uplift rates. Red lines are 100 uplift histories that are randomly chosen from posterior distribution.

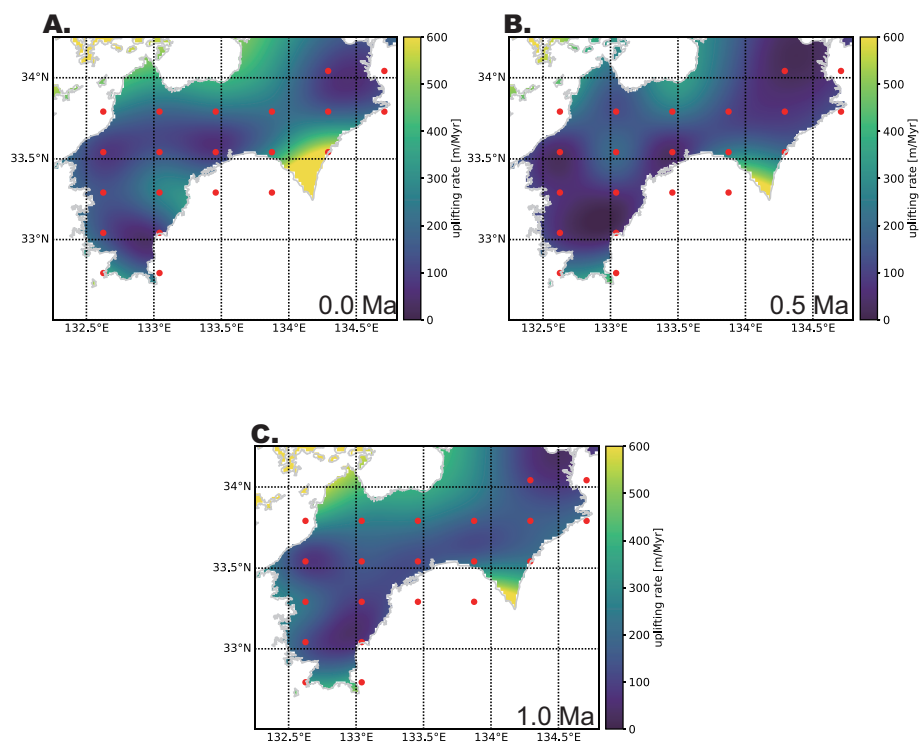


図 11 Spatial distribution of reconstructed uplift rates in Shikoku Area. A. Uplift rates at present. B. Uplift rate at 0.5 Ma. C. Uplift rate at 1.0 Ma.

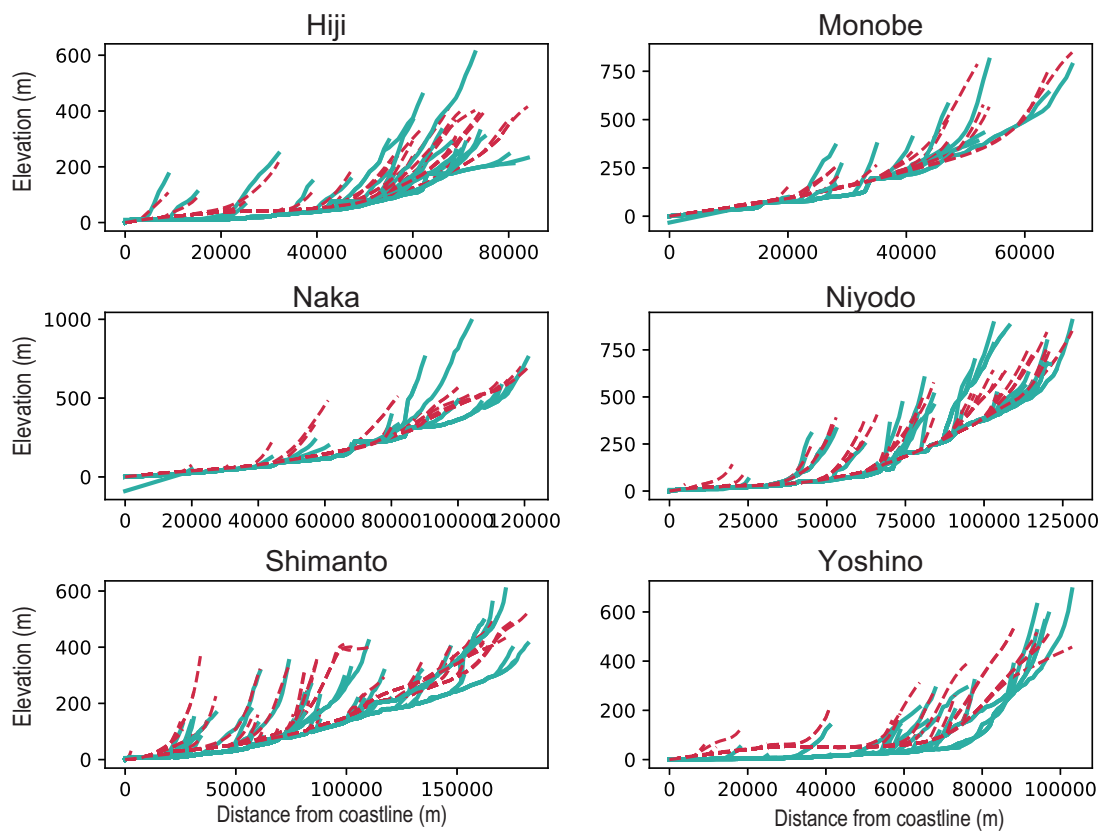


図 12 Measured and reconstructed river profiles in Shikoku Area. Green lines indicate the measured profiles of rivers. Red dash lines are reconstructed profiles.

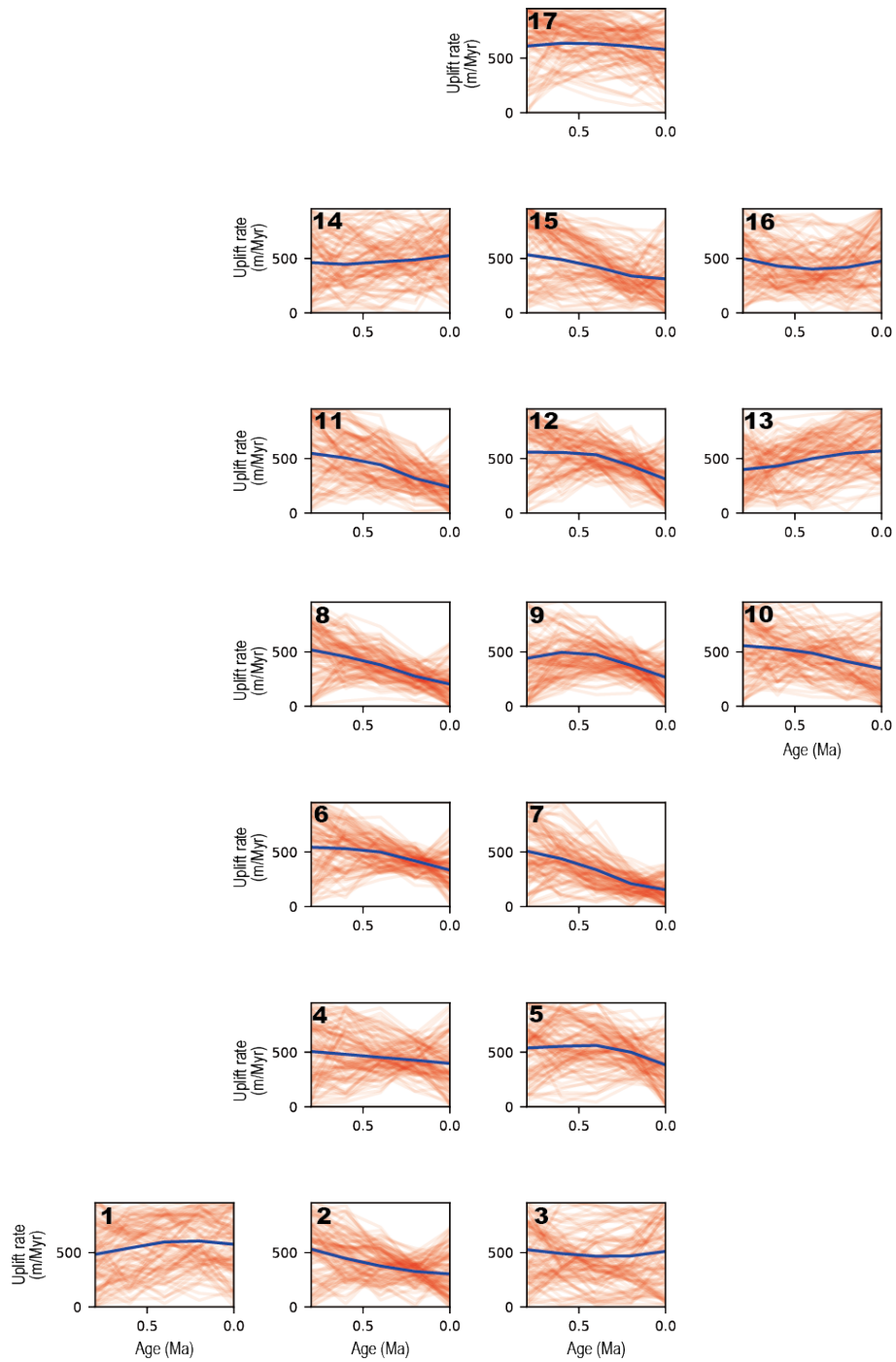


Figure 13 Reconstructed crustal uplift history in Tohoku Area. Blue line indicates EAP values of uplift rates. Red lines are 100 uplift histories that are randomly chosen from posterior distribution.

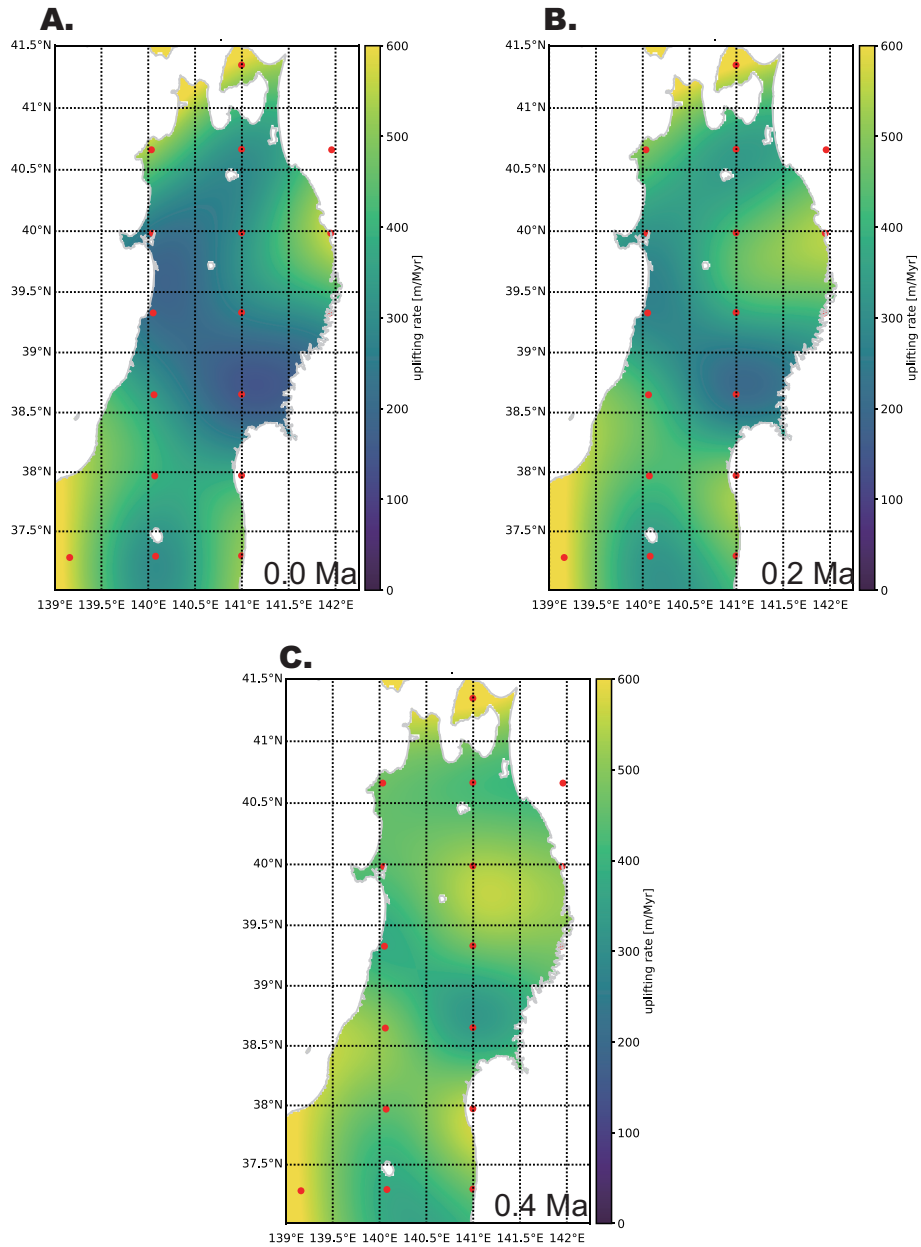


図 14 Spatial distribution of uplift rates in Tohoku Area. A. Uplift rates at present. B. Uplift rates at 0.2 Ma. C. Uplift rates at 0.4 Ma.

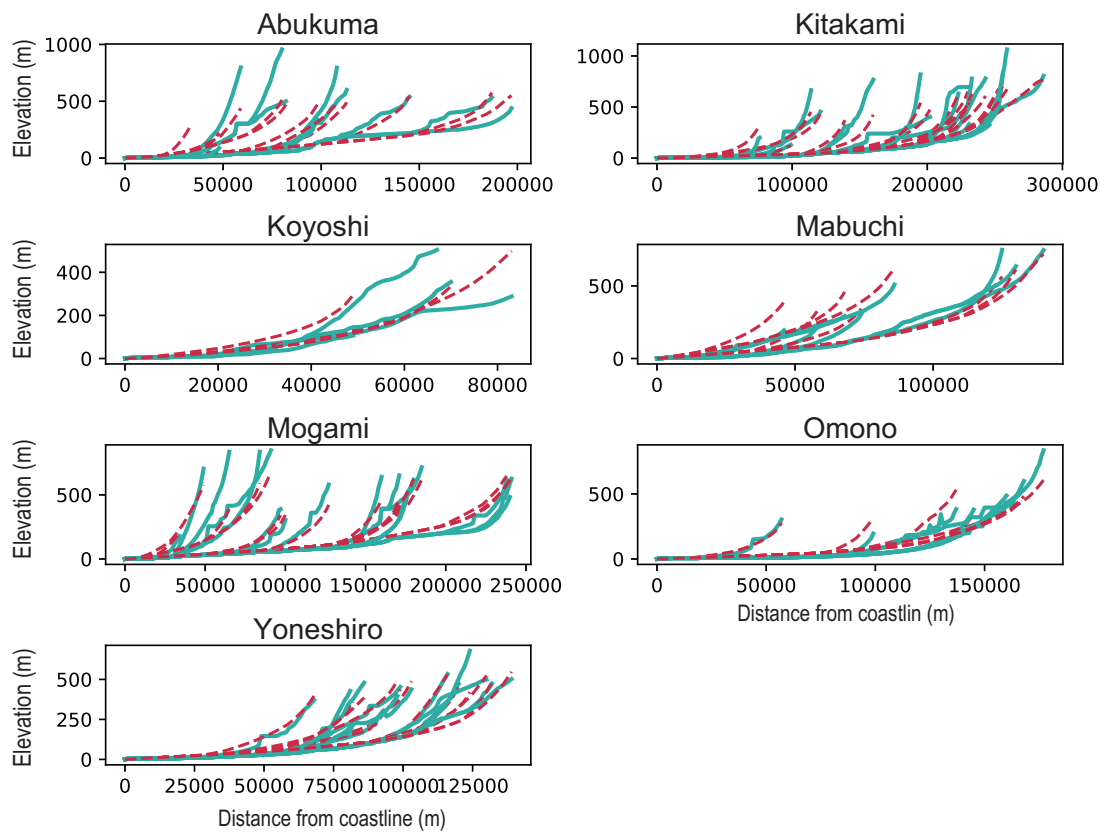


図 15 Measured and reconstructed river profiles in Tohoku Area. Green lines indicate the measured profiles of rivers. Red dash lines are reconstructed profiles.