

海面上昇の河川デルタへの影響に関する 数値シミュレーション

NUMERICAL SIMULATION OF THE EFFECT OF RISING SEA LEVEL ON RIVER DELTAS

赤松良久¹・Gary Parker²・武藤鉄司³

Yoshihisa AKAMATSU ・ Gary PARKER ・ Tetsuji MUTO

¹正会員 東京工業大学大学院総合理工学研究科日本学術振興会特別研究員

²非会員 ミネソタ大学St. Anthony Falls Laboratory教授

³非会員 長崎大学環境科学部助教授

A consequence of the current global warming is rising sea level as polar ice melts. The future effect of such sea level rise on shorelines, river deltas and river long profiles is not well known. The problem may be understood by studying the consequences of Holocene sea level rise after the last glaciation. The melting of the Pleistocene glaciers caused a sea level rise of ~ 120 m, mostly in a period of 12,000 years. Here the effect of rising sea level on river deltas and long profiles is explored numerically for the Fly-Strickland River System, Papua New Guinea. The results suggest that (1) this river delta experienced the autoretreat and autobreak phenomenon during the sea-level rise, (2) the effect of the sea-level rise has extended to the far upstream reaches of the river delta, and (3) the present Fly-Strickland estuary represents the traces and on-going processes of the recovery from the effect of the past rapid sea-level rise.

Key Words : Delta, Morphodynamic Model, Sea Level Rise, Autoretreat

1. はじめに

約1.8~1.6万年前の最終氷期以降, 海水面は毎年1cm以上の速度で急激に上昇し, 約7~6千年前に現在の海面とほぼ同じレベルか, わずかに高いレベルまでに達した。その後, 何度かの海面の上昇および低下を繰り返し, 約1千年前には現在の海水準とほぼ同じレベルに達し, 安定的に推移してきた。近年の地球温暖化傾向は今世紀末までに数10cmの海水準上昇を招くと懸念されているが, この速度は1.8~0.6万年前の海水準上昇のそれと比べて大きく異なるものではない。そのような急激な海水準上昇に対して河川とそれが造るデルタかどのように応答するかといった問題は社会的関心事でもある。

河川デルタは, 停滞する海水準のもとでは海側へ前進 (progradation) し続けるだけである (図-1a)。一方, 海水準が上昇する場合には, 河川デルタは陸側へ後退する (図-1a)。これは, 上流側からの土砂の供給 (一定) を受けてデルタの表面積が増大していく過程で, デルタ陸域部分を完全に覆い尽くすだけの土砂が必然的に不足する事態を迎えるためである。このような, 海水準上昇

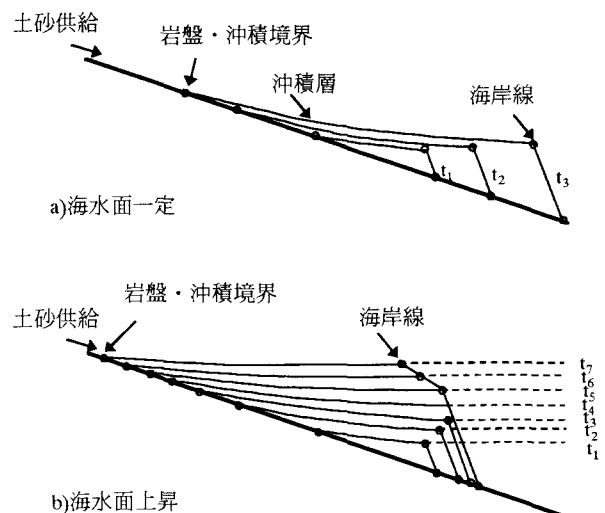


図-1 河川デルタの成長模式図

のもとでデルタ海岸線が陸側へ必然的に後退することを発見したMuto and Steel¹⁾はこの現象をオートリトリート

(autoretreat)と名付けた。Muto²⁾は狭小水路を用いた実験でオートリトリートを確認めるとともに、オートリトリートを開始したデルタがやがて形態上および堆積過程上の急激な変化を迎えることを明らかにした(図-2)。Muto²⁾はこれをオートブレイク(autobreak)と呼んだ。オートブレイク到達以降、供給される土砂のすべてがデルタ陸上部分(沖積)の埋積にのみ使われ、それまでに形成されていたデルタ前置斜面はもはや新たな堆積物で被覆されないようになる。オートリトリートが単にデルタ海岸線の移動方向の転換を指すだけだが、オートブレイクは(オートリトリート達成以後の)デルタの地形発達過程および堆積過程の急変を意味する。Paker and Muto³⁾は、Muto²⁾の実験データをもとに河川デルタの一次元形態力学モデル(morphodynamics model)を作ってオートブレイクの再現計算を行った。この形態力学モデルは河川内の流れを考慮しないものの、Muto²⁾の実験の結果をよく説明している。すなわち、オートブレイクは形態力学モデルでも裏付けられている。

本研究の目的は、Muto²⁾およびPaker and Muto³⁾の研究をさらに発展させ、実スケールのデルタにおいてもオー

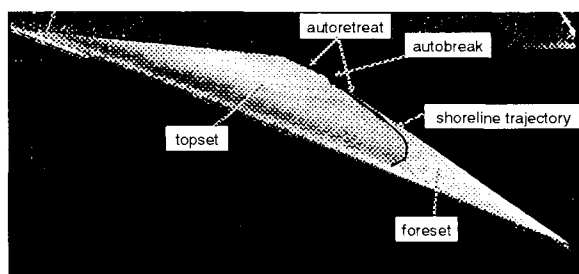
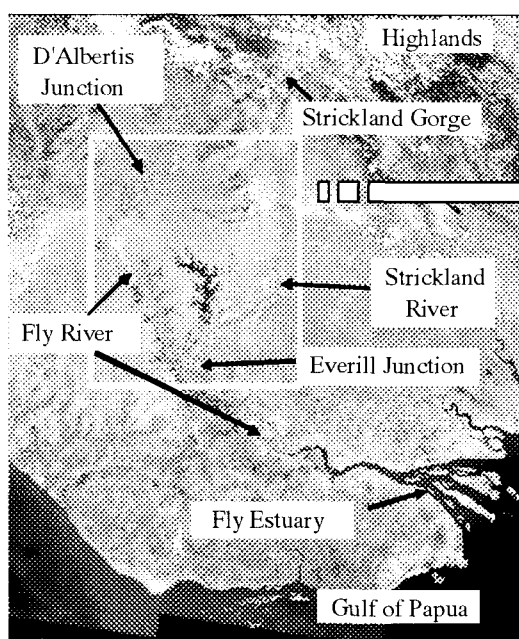


図-2 Mutoの実験結果²⁾



トブレイクが起こりうるか否かを調べることである。以下では、Paker and Muto³⁾では考察が不十分だった河川水面の背水曲線および河川幅の流下方向への変化を考慮して一次元形態力学モデルを改良し、それを用いて最終氷期以降の海水準上昇とその後の高海水準が河川デルタにどのような影響を及ぼしたかを検討する。

2. フライ・ストリックランド川

図-3に研究対象としたパプアニューギニアのフライ・ストリックランド川の衛星写真を示す。フライ・ストリックランド川ではフライ川とストリックランド川の合流部の上流側には多数の湖が見られる。これは、本流が海面上昇に伴って上昇した際に支流がついていけなかったことによって形成されたものと考えられており、フライ・ストリックランド川では前氷期以降の海面上昇の影響が大きかったことを示している。

図-4に合流部より上流のフライ川とストリックランド川の縦断形状を示す。フライ川は河床勾配が約 1×10^{-5} で、合流部より上流の全域で砂床河川である。それに対して、ストリックランド川は合流部より約268km上流に砂床・礫床の遷移点があり(図-3)、河床勾配は砂床区間で約 1×10^{-4} 礫床区間で約 3.7×10^{-4} である。

3. 数値計算モデル

本研究で用いるデルタの地形変動のモデルはSwenson et al.⁴⁾およびKostic and Parker^{5,6)}による研究を参考としている。これらのモデルはデルタの進行を考慮した移動境界を持つことが大きな特徴である。計算に用いるパラメーターを図-5に示す。ここで、 η : 沖積河床高、

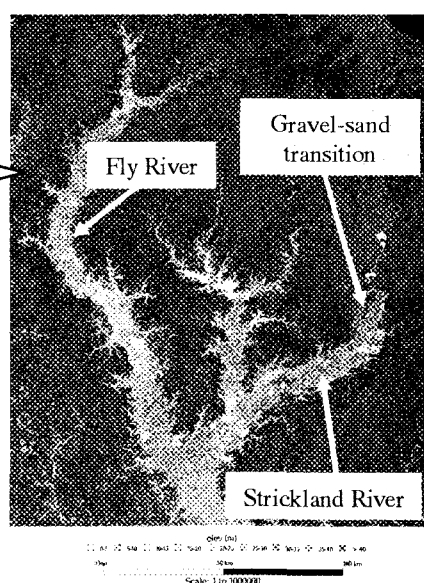


図-3 フライ・ストリックランド川

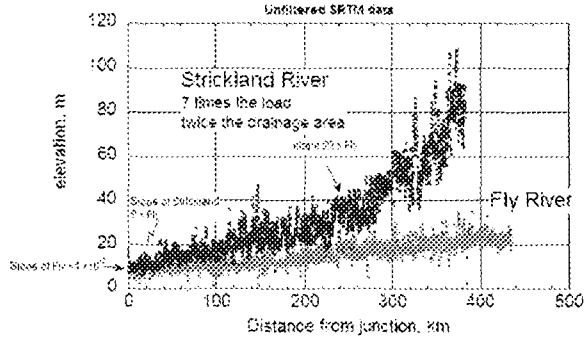


図-4 合流部上流の河床の縦断形状

η_{base} : 地盤高, s : 水平方向の座標, ξ : 海水準, S_{base} : 地盤の勾配, S_a : デルタ前置斜面の勾配である.

(a) 流れの支配方程式

流れの支配方程式は以下のように表される.

$$UH = q_w \quad (1)$$

$$\frac{d}{dx}(U^2 H) = -gH \frac{dH}{dx} + gHS - C_f U^2 \quad (2)$$

ここに, x : 流れ方向の座標, U : 流れ方向の水深平均流速, H : 水深, g : 重力加速度, q_w : 単位幅流量, S : 河床勾配, C_f : 河床摩擦抵抗係数である. 河床勾配は以下のように与えられる.

$$S = -\frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3)$$

本モデルにおいて河床摩擦抵抗係数は一定であると仮定しており, 河床せん断応力は以下のように表される.

$$\tau_b = \rho C_f U^2 \quad (4)$$

ここに, ρ は水の密度を表している. 式(3),(4)を用いて式(1),(2)は以下のように変形できる.

$$U = \frac{q_w}{H} \quad (5)$$

$$\frac{dH}{dx} = \frac{S - S_f}{1 - Fr^2} \quad (6)$$

ここに,

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gH}} \quad S_f = C_f Fr \quad (7a,b)$$

である. 河川の流れは常流つまり $Fr < 1$ を仮定しており式(6)の境界条件は $x = s_s$ において以下のように与えられる.

$$H|_{x=s_s} = \xi - \eta_s \quad (8)$$

ここで, $\eta_s = \eta(s_s, t)$ である.

(b) 土砂保存式

河床の土砂保存はExnerの式を用いて次のように表される.

$$(1 - \lambda_p) \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{I_f (1 + \Lambda)}{B_f} \frac{\partial Q_{ibf}}{\partial x} \quad (9)$$

ここに, B_f : 堆積盆地の幅, λ_p : 堆積土砂の間隙率, I_f : 間欠度 (実時間に対する洪水時の有効時間の割合), Q_{ibf} : 満水時の全流砂量, Λ : 土砂中の砂に対するシルト・粘土の割合であり, 満水時のシルト・粘土の輸送量 Q_{mbf} は次式のように表されると仮定した.

$$\frac{\partial Q_{mbf}}{\partial x} = \Lambda \frac{\partial Q_{ibf}}{\partial x} \quad (10)$$

ここでは, 砂床河川を想定しており, 土砂の移動性は以下のように定義される無次元満水掃流力に支配される.

$$\tau_{bf}^* = \frac{C_f U^2}{RgD} \quad (11)$$

ここに, R : 堆積土砂の水中比重, D : 代表粒径である.

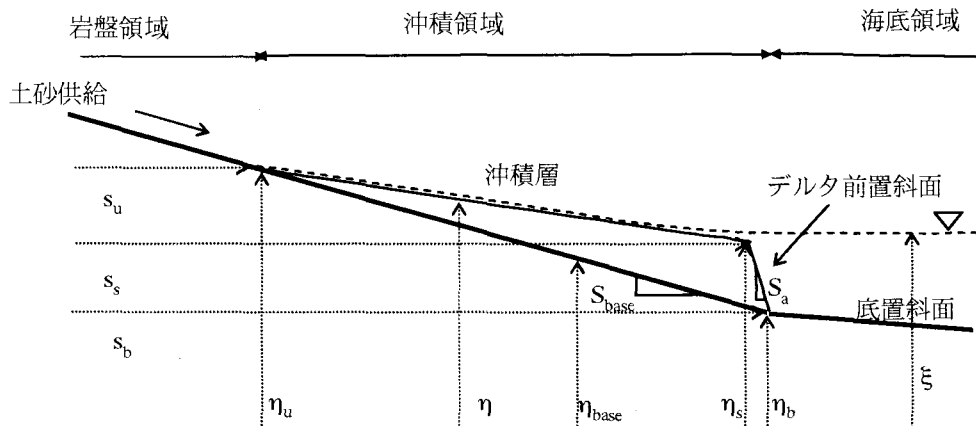


図-5 計算に用いるパラメーター

全流砂量 Q_{tbf} はEngelund and Hansen の式⁷⁾を用いて以下のよう表される。

$$Q_{tbf} = B\sqrt{RgD} D \frac{0.05}{C_f} (\tau_{bf}^*)^{5/2} \quad (12)$$

(c) 満水流量における川幅の流下方向変化

満水流量における川幅は一定ではなく断面形を決定する無次元満水掃流力から求める。Parker et al.⁸⁾によると砂床河川において次式が成り立つ。

$$\tau_{bf}^* = 1.86 \quad (13)$$

τ_{bf}^* を一定とすれば、満水流速は式(10)より下流方向に一定となる。式(11)を式(2)に代入し変形すると

$$\frac{dH}{dx} = S - R\tau_{bf}^* \frac{D}{H}, \quad S = -\frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (14)$$

となる。ここでは支流は考慮していないので、満水流量 Q_{bf} は流下方向に一定であり、以下の式が成り立つ。

$$Q_{bf} = BUH \quad (15)$$

式(11), (13), (15)から河川幅 B は以下のよう表される。

$$B = \left(\frac{C_f}{\tau_{bf}^*} \right)^{1/2} \frac{Q_w}{\sqrt{RgD} H} \quad (16)$$

(d) 移動境界における連続条件

岩盤領域と沖積領域の接点における連続条件は次のように表される。

$$\eta_u \equiv \eta[s_u(t), t] = \eta_{base}[s_u(t)] \quad (17)$$

式(17)の時間微分をとり変形すると

$$\dot{s}_u = -\frac{1}{S_{base} - S_u} \frac{\partial \eta}{\partial t} \bigg|_{s_u} \quad (18a)$$

となる。ここで、ドットは時間微分であり、 S_u は沖積領域の上流端での河床勾配を表す。ここに、 S_u , S_{base} は以下のよう表される。

$$S_u = -\frac{\partial \eta}{\partial x} \bigg|_{s_u}, \quad S_{base} = -\frac{\partial \eta_{base}}{\partial x} \quad (18b,c)$$

また、デルタ前置斜面と底置斜面の接点においても式(17)と同様に以下のような連続条件が成り立つ。

$$\eta_b \equiv \eta[s_b(t), t] = \eta_s - S_a(s_b - s_s) = \eta_{base}[s_b(t)] \quad (19)$$

式(19)の時間微分をとり変形すると

$$\dot{s}_b = \frac{S_a - S_s}{S_a - S_{base}} \dot{s}_s + \frac{1}{S_a - S_{base}} \frac{\partial \eta}{\partial t} \bigg|_{s_s}, \quad S_s = -\frac{\partial \eta}{\partial x} \bigg|_{s_s} \quad (20a,b)$$

となる。ここに、 S_s は海岸線（沖積層とデルタ前置斜面の接点）での河床勾配を表す。

さらに、デルタ前置斜面と底置斜面の接点において土砂流出がないという条件の下で式(9)をデルタ前置斜面の区間において積分すると、以下のような衝撃条件が得られる。

$$(1 - \lambda_p) B_f (s_b - s_s) \left[(S_a - S_s) \dot{s}_s + \frac{\partial \eta}{\partial t} \bigg|_{x=s_s} \right] = I_f (1 + \Lambda) Q_{tbf} \bigg|_{x=s_s} \quad (21)$$

式(6), (9)を式(18), (20), (21)の条件の下で差分化して数値計算を行う。流れに関しては常流を仮定して、下流から上流へ計算を行い、土砂の保存式においては土砂供給のある上流から下流に向けて計算を進める。

(e) 移動境界座標への変換

移動境界座標を導入するために以下の関係式を用いて

$$\bar{x} = \frac{x - s_u}{s_s - s_u}, \quad \bar{t} = t \quad (22)$$

変換を行う。例えば、Exnerの式(9)は以下のように変換される。

$$(1 - \lambda_p) \left\{ \frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}} - \left[\frac{\bar{x} \dot{s}_s + (1 - \bar{x}) \dot{s}_u}{s_s - s_u} \right] \frac{\partial \eta}{\partial \bar{x}} \right\} = -\Omega \frac{I_f (1 + \Lambda)}{B_f (s_s - s_u)} \frac{\partial Q_{tbf}}{\partial \bar{x}} \quad (23)$$

4. 計算結果および考察

フライ・ストリックランド川の河口からストリックランド川の礫床・砂床の遷移部までの砂床河川区間を対象として（合流部より上流のフライ川は無視した）、上記のモデルを用いて数値計算を行った。ここでは、図-3中の砂床・礫床の遷移点を沖積・岩盤領域の境界と置き換えた。以下のパラメータは現地観測データを参考に、洪水時満水流量 $Q_{bf} = 4000 \text{ m}^3/\text{s}$, 間欠度 $I_f = 0.35$, 堆積盆地幅 $B_f = 8 \text{ km}$, 粒径 $D = 0.2 \text{ mm}$, $R = 1.65$, $\lambda_p = 0.4$, $S_{fore} = 0.02$, $S_{bb} = 0.0004$, $S_{sb} = 0.00075$ および $C_f = 0.0025$ とした。また、上流での土砂供給量は現地での実測データから14 Mt/year (Mt=メガトン) とし、 Λ についても高水敷に堆積した土砂中の砂に対するシルト・粘土の割合が1.5倍程度であったことから1.5とした。初期の河川長は650kmで、初期勾配は0.0001とした。

計算は最終氷期以降の海面上昇に対して行った。Case(A)では参考のため2.1万年にわたって海水面が一定として計算をした。また、Case(B)では1.8万年前まで海水面を一定とし、1.8～0.6万年前にかけて海水面が10mm/yearで上昇し、その後1.8～0.6万年前では海水面が一定とした。Liu⁹⁾によると海水面の上昇は段階的に急激

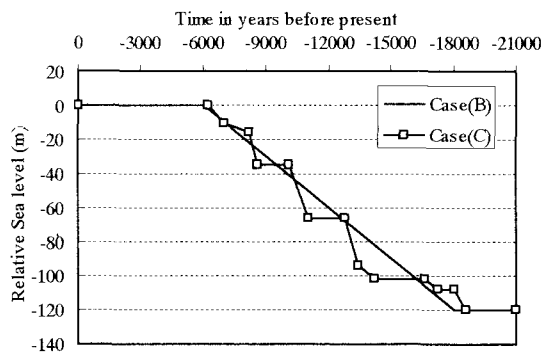


図-6 Case(B), (C)の計算に用いた海水面上昇

に起こったともいわれており、Case(C)では簡略化した段階的な海水面上昇を用いて計算を行った。Case(B), (C)で用いた海水面上昇を図-6にまとめて示す。

Case(A), (B), (C)の数値計算から得られた河床縦断形状の時系列変化を図-7, 8, 9にそれぞれ示す。Case(A)では海水準が不変であるため、河川デルタの海岸線の高度も不変である。デルタは2.1万年間にわたって海側へひたすら前進し続ける(図-7)。前進にともないデルタはより深い海底上を進むため、デルタ前置斜面は長くなり、デルタ海岸線の前進速度は時間とともに減少する。デルタの上流端すなわち岩盤(礫床) 沖積(砂床)境界は、海岸線とは逆に、上流側へ移動する。

一方、Case(B)のデルタは、最初の海水準停滞期のあいだCase(A)の場合と同様に挙動する(図-8)。しかし、海水準が上昇し始めた1.8万年前以降は様子が異なる。デルタ海岸線の海側への前進は急速に減速し、1.5万年前頃からは後退に転じている。すなわち、オートリトリートの開始である。この時点で初期デルタの前置斜面は放棄される。すなわち、オートリトリート開始とほぼ同時にオートブレイクに到達する(図-8)。海水準上昇が終わる時点(0.6万年前)までに海岸線は上流側へ390km移

動する。この間、上流側からは河川が継続的に土砂を運んでいるにも関わらず、明瞭なデルタ前置斜面が生じていない。河口は深い海底と近接するようになり、エスチュアリ(estuary)が出現する。海水準は0.6万年前から再び停滞期に入るが、これ以降は明瞭なデルタ前置斜面が再生成しエスチュアリ内を前進するようになる。0.6万年前から現在までの海岸線の下流側への移動距離は160kmである。エスチュアリが適当に深いためにデルタの前進は遅く、現在のデルタは依然としてエスチュアリ内にとどまっている。このことは、1.8~0.6万年前の海水準上昇の影響が現在も作用しており、現在のデルタはその影響からの回復途上にあることを示唆している。

図-3中のフライエスチュアリが陸域深く入り込んでいる様子は計算で得られたデルタの応答をよく説明している。

オートリトリートおよびオートブレイクはCase(C)においても認められる(図-9)。1.8~0.6万年前の段階的海水準上昇に対してデルタは前進と後退を繰り返している。0.9万年前までに海岸線は上流側へ約460km上流移動しており、Case(B)の場合と比べてより上流まで海岸線が後退している。0.9万年前における海水準はCase(B)に較べて低いにもかかわらずこのような結果になったのは、2度にわたる急激な海水準上昇がデルタの後退を促進させたことによるものと考えられる。0.6万年前からの停滞期においてはデルタ前置斜面の再生がみられ、現在のデルタはCase(B)とほぼ同じ状態にある。

5. 結論

海水準上昇のもとで河川デルタが必然的に経験すると考えられていたオートリトリートとオートブレイクを、背水曲線と川幅変化を考慮した一次元形態力学モデルに基づく数値実験で再現することができた。パプアニューギニアのフライ・ストリックランド川のデルタの現況はこのモデルで説明できることが判明した。すなわち、フライ・ストリックランド川デルタは最終氷期極大期以降

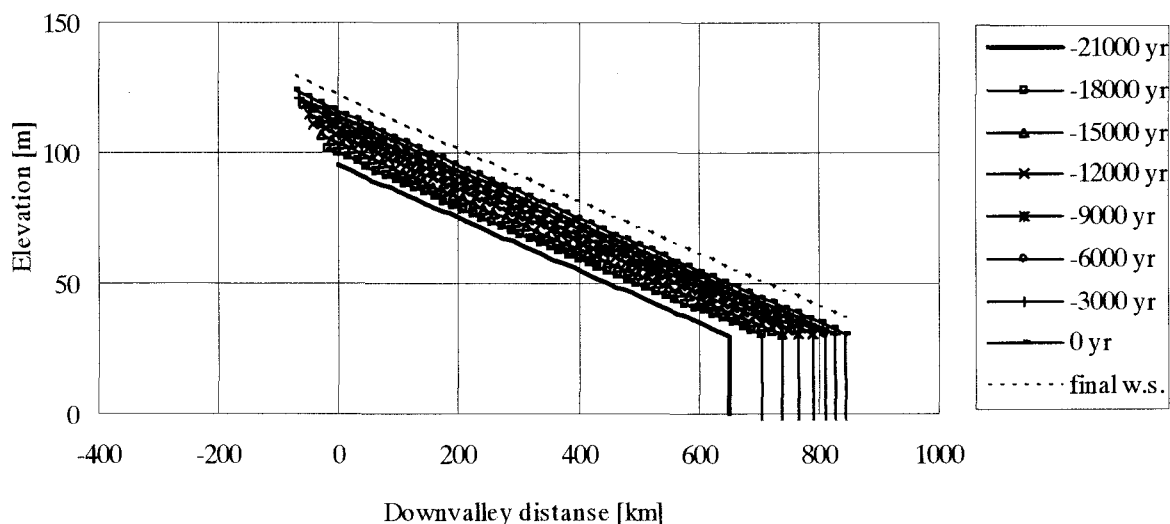


図-7 計算結果 Case(A)：海水面が一定

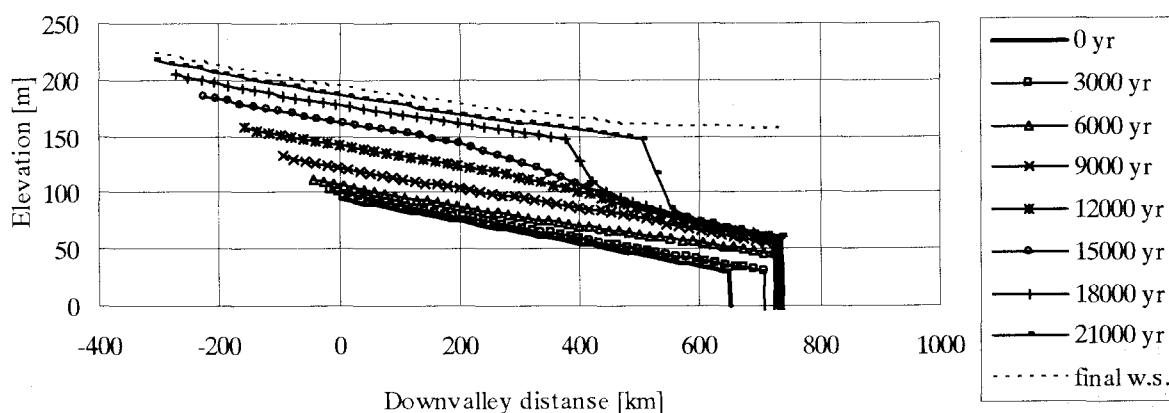


図-8 計算結果 Case(B)：一定の海水面上昇

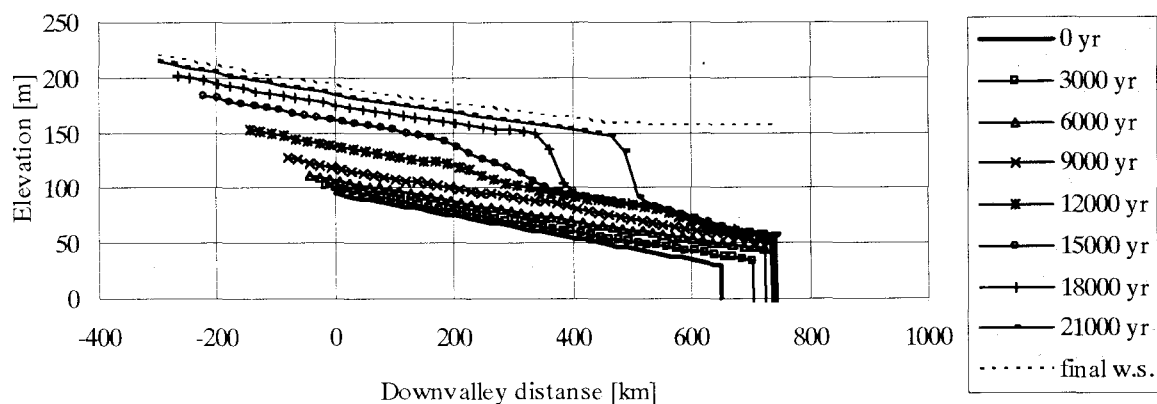


図-9 計算結果 Case(C)：段階的な海水面上昇

の海水準上昇(1.8~0.6万年前)の影響を非常に強く受けて成長し、その過程でオートリトリートおよびオートブレイクを経験した。0.6万年前からの海水準停滞期には、海水準上昇期に発達したエスチュアリの中を前進し続けた。エスチュアリはまだ完全には埋積されていない。この意味で、フライ・ストリックランド川は最終氷期極大期以降の海水準上昇の影響からいまでも回復の途上にあると言える。この数値実験によって、実スケールの河川デルタにおいてもオートリトリートとオートブレイクが十分に起こりうることが確認された。

謝辞：本研究はNational Center for Earth-Surface Dynamics (Project Number:6217) および日本学術振興会特別研究員補助金の補助を受けている。

参考文献

- 1) Muto, T.: Shoreline autoretreat substantiated in flume experiment. *Journal of Sedimentary Research*, 71(2), 246-254, 2001.
- 2) Parker, G and Muto, T.: 1D numerical model of delta response to

rising sea level, *Proceedings, 3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, 558-570, 2003.

- 3) Swenson, J. B., Voller, V. R., Paola, C., Parker, G. & Marr, J.: Fluvio-deltaic sedimentation: A generalized Stefan problem, *European Journal of Applied Math.*, 11, 433-452, 2000.
- 4) Kostic, S. and Parker, G.: Progradational sand-mud deltas in lakes and reservoirs Part 1. Theory and numerical modeling. *Journal of Hydraulic Research*, 41(2), 2003a submitted.
- 5) Kostic, S. and Parker, G.: Progradational sand-mud deltas in lakes and reservoirs Part 2. Experiment and numerical simulation. *Journal of Hydraulic Research*, 41(2), 2003a submitted.
- 6) Engelund, F. and E. Hansen.: *A Monograph on Sediment Transport*, Technisk Forlag, Copenhagen, Denmark, 1972.
- 7) Parker, G., Paola, C., Whipple, K. and Mohrig, D.: Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow: theory, *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(10), 1-11, 1998.
- 8) Liu, J. P. and Milliman, J. D.: Reconsidering Melt-Water Pulses 1A and 1B: Global Impacts of Rapid, *Oceanography*, submitted.

(2004. 9. 30 受付)