HOKKAIDO UNIVERSITY

| | |
|---|---|
| Title | 岩盤床河川における侵食地形に関する研究 |
| Author(s) | サムナー，圭希 |
| Degree Grantor | 北海道大学 |
| Degree Name | 博士(工学) |
| Dissertation Number | 乙第7132号 |
| Issue Date | 2021-06-30 |
| DOI | https://doi.org/10.14943/doctoral.r7132 |
| Doc URL | https://hdl.handle.net/2115/82328 |
| Type | doctoral thesis |
| File Information | Tamaki_Sumner.pdf |

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

博士論文

# 岩盤床河川における侵食地形に関する研究

Study on the Erosional Topography of Bedrock Rivers

2021 年 5 月

サムナー　圭希

Tamaki　Sumner

# 目 次

第 1 章　序論 ..... 1
1.1　研究の背景 ..... 1
1.1.1　岩盤床を有する河川の問題点 ..... 1
1.1.2　北海道の岩盤侵食地形 ..... 5
1.2　岩盤侵食のメカニズム ..... 8
1.2.1　岩盤侵食プロセス ..... 8
1.2.2　流砂の磨耗による岩盤侵食速度 ..... 9
1.2.3　砂礫被覆の概念 ..... 10
1.2.4　岩盤侵食地形に関する既往研究 ..... 11
1.3　岩盤侵食モデルの構築 ..... 13
1.3.1　数値計算法 ..... 13
1.3.2　粘着性河床モデル ..... 18
1.3.3　乾湿風化モデル ..... 18
1.4　研究概要 ..... 21
1.4.1　研究の目的 ..... 21
1.4.2　研究の構成 ..... 21
参考文献 ..... 23
第 2 章　勾配急変点における岩盤侵食地形に関する研究 ..... 28
2.1　概説 ..... 28
2.2　本章の概要 ..... 29
2.2.1　ニックポイント後退の既往研究 ..... 35
2.2.2　ニックポイントを有する豊平川花魁淵周辺の状況 ..... 36
2.3　モデルの検証 ..... 39
2.3.1　周期ステップ地形の再現計算 ..... 39
2.3.2　ニックポイント後退の再現計算 ..... 42
2.4　花魁淵のニックポイント後退再現検証 ..... 44
2.4.1　計算条件 ..... 44

2.4.2 計算結果 46
2.4.3 計算結果の比較 48
2.5 感度分析 51
2.5.1 計算条件 51
2.5.2 粘着性河床の侵食地形との比較 53
2.5.3 侵食地形の形成プロセスの比較 54
2.5.4 河床勾配が異なるケースの比較 58
2.5.5 フルード数の比較 60
2.6 夕張川下流の河床低下の再現計算 61
2.6.1 夕張川の概要 61
2.6.2 計算条件 62
2.6.3 計算結果と考察 63
2.7 まとめ 67
参考文献 69
第 3 章 砂州の形成と移動による岩盤侵食地形に関する研究 71
3.1 概説 71
3.2 本章の概要 72
3.3 水理模型実験 76
3.3.1 実験条件 76
3.3.2 実験結果 81
3.4 数値解析 89
3.4.1 再現計算方法 89
3.4.2 解析結果 89
3.5 考察 93
3.5.1 砂州による岩盤侵食プロセス 93
3.5.2 固定床と岩盤床の比較 94
3.5.3 給砂量と初期砂礫層厚の有無による侵食地形 94
3.5.4 数値解析モデルの適用限界と今後の課題 95
3.6 まとめ 96
参考文献 97
第 4 章 乾湿風化による岩盤侵食地形に関する研究 99
4.1 概説 99

4.2　本章の概要 100
4.3　岩盤床を有する河川の現地調査 104
4.4　数値計算 107
4.4.1　計算条件 107
4.4.2　数値計算の結果 110
4.4.3　乾湿風化と流砂による侵食の相互関係 112
4.5　感度分析 116
4.5.1　感度分析による岩盤侵食地形の影響 116
4.5.2　感度分析の計算結果 117
4.5.3　流砂の摩耗侵食による影響 124
4.5.4　V 字渓谷型の場合の数値計算 125
4.6　砂州形成と移動の影響 127
4.6.1　計算条件 127
4.6.2　計算結果 127
4.7　まとめ 129
参考文献 130
第 5 章　結論 131
論文リスト 133
謝辞 135

# 第1章 序論

## 1.1 研究の背景

### 1.1.1 岩盤床を有する河川の問題点

急流河川が多く流れる我が国では，近年において河床低下が顕著にみられており，砂礫層の流出により河床に岩盤が露出する事例が増えている．主な河床低下の原因として，河川改修による砂利採取や砂防ダムによる土砂供給の減少が挙げられる[1),2)]．河川の岩盤は今まで硬く非侵食性であり固定床という扱いであったが，露岩した河床は，砂礫の衝突や摩耗などによって侵食され澪筋が固定化し河床が局所的に洗堀され，侵食性河床であることが明らかとなった．近年では，平成28年に発生した台風10号による十勝大雨災害によって十勝流域の各河川が氾濫し，上流区域で岩盤が露出し構造物付近の岩盤が洗堀したことによって，構造物の安全性が低下した（図 1-1，図 1-2，図 1-3）．岩盤の洗堀が進行すると護岸や橋脚などの河川構造物の安定性を低下させるため，岩盤侵食による河床低下の抑制が急務となっている[3)]．また，砂礫床が流出した岩盤河床では魚類は産卵することができず，魚類の産卵環境を悪化させ，水生生物の生息環境に与える影響も大きく，環境面からも対策が必要とされている[4),5),6)]．

北海道における露出している岩盤は，主に泥岩，シルト岩，砂岩，凝灰岩などの堆積岩と，火山性の溶結凝灰岩である．堆積岩は圧密作用，科学的・鉱物学的な変化を伴う続成作用（土砂などの堆積物が堆積岩になる作用），弱変成作用の影響を受けて固結・生成したものである[7)]．一方，溶結凝灰岩は大規模な火砕流などで堆積した火山砕屑物が自身の熱で再溶融した後に固結したものである．堆積岩は有効間隙率が小さいものほど岩盤強度が高い傾向を示す[8)]．札幌市南区石山に産出している札幌軟石と呼ばれる溶結凝灰岩は，今からおよそ4万年前に起こった巨大噴火による火砕流が冷えて固まった岩石である。この札幌軟石を地質とする真駒内川は，河道の直線化や流路工などの影響で河道全体のバランスが崩れ，更に岩盤が軟質であったために岩盤侵食が進行したと考えられている（図 1-4）．平成28年から29年にかけて北海道開発局および北海道が管理する河川を対象とした聞き取り調査によると，砂礫が流出し岩盤床が露出している箇所が確認された河川は60以上であり（図 1-5），その数は増加する一方であると考えられる[9)]．

図 1-1　平成 28 年台風 10 号によって岩盤侵食が進行したペケレベツ川上流

図 1-2　平成 28 年台風 10 号によって被災した上士幌川

図 1-3　フーチングの露出が見られる無加川朝日橋

図 1-4　岩盤侵食が進行した真駒内川

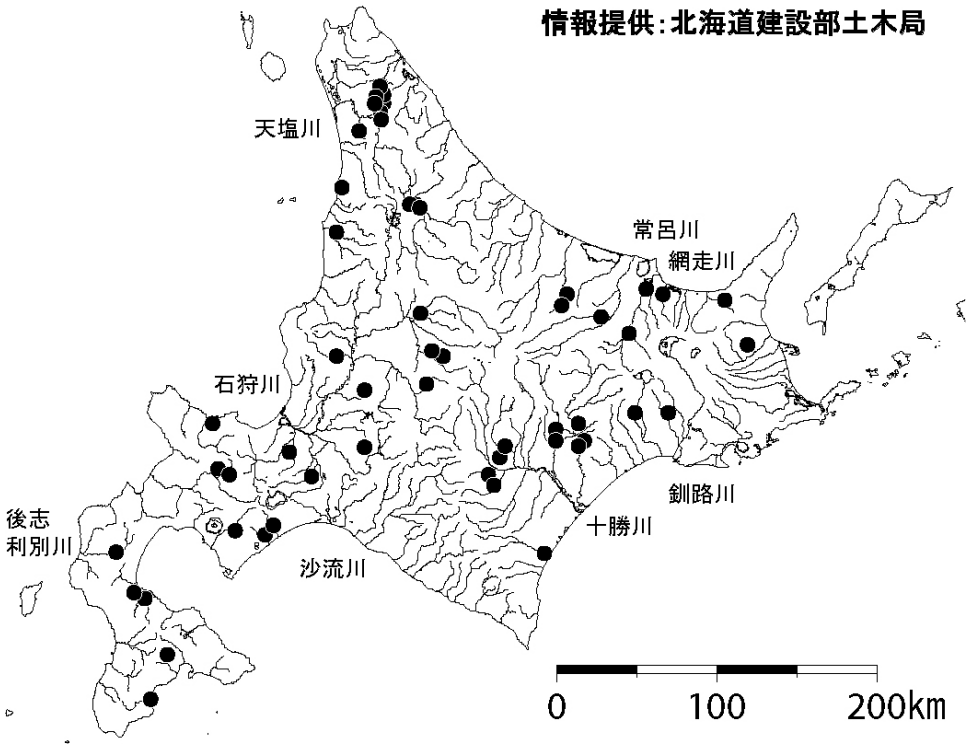



図 1-5　北海道内の土丹河床露出箇所(黒点)

### 1.1.2　北海道の岩盤侵食地形

河道内で露出した岩盤の形状は様々であり，対策を行う上でもその形成された岩盤地形を把握することは大変重要である.「岩盤河床における河床低下危険度評価の手引き（案）」[10]によると岩盤地形は，①平坦な河床に複数の浅い筋を有する複数筋型，②澪筋部に沿って侵食が進行する単一澪筋型，③河道全体が鉛直方向に穿入する渓谷型の 3 つに分類できると述べており，岩盤侵食地形のタイプを図 1-6 に赤の点線で大まかに区分している.

複数筋がみられる網走川や居辺川の調査区間の砂礫の被覆面積の割合は 12.5%～29.9%と低く，砂礫はほとんど堆積していない．また，筋の深さは数 cm から数十 cm と浅いのが特徴である.

流砂量が増加し局所的に流砂が集中すると，澪筋部に沿って岩盤が侵食を始め，澪筋状の侵食地形を形成する．この単一澪筋型は美瑛川や石狩川上流にみられ，澪筋の深さは数 m 程度である．井上ら[11]は石狩川上流部にて現地実験を行い，流砂の集中によって形成された局所的な澪筋地形を確認し，また及川ら[12]は，平面二次元数値解析によってその岩盤床上の澪筋侵食を再現している.

渓谷型の然別川では砂礫被覆面積の割合が 98%（図 1-7）であり，被覆の影響により鉛直方向の侵食が抑制され，相対的に側方侵食が強くなった結果，側壁が切り立ったと推測される．なお然別川の谷の深さは 10m 以上あり，鉛直方向の侵食も起きていると推測される．この鉛直方向の侵食がいつ起きるのかはまだ分かっておらず，被覆率が低い時代があった可能性や，堆積している砂礫層が薄く洪水中は層ごと動いている可能性などを想定し，調査を続けている．いずれにせよ，渓谷型の場合，岩盤床強度は非常に低く，砂礫の衝突に対し脆弱である．このことから，侵食の作用が強いことが渓谷地形の一因であることは容易に推測される．侵食地形と引張強度の関係（表 1.1）を整理すると，岩盤が非常に軟らかいと渓谷型に，やや軟らかいと単一澪筋型に，やや硬いと複数筋型になる傾向にあった．しかし，釧路川は岩盤引張強度が 0.05MPa と比較的低いにも関わらず，渓谷化していない．然別川と比べると，釧路川は披覆率が小さいことから，澪筋型と渓谷型の区分は，岩盤の強度だけでなく，土砂供給にも依ると考えられる.

また，釧路川の調査対象区間では澪筋は深く侵食しているが，それ以外の部分は，岩盤床が露出しており平滑な地形である．流砂の衝突によって岩盤床が平滑に侵食する事例はなく，乾湿風化又は凍結融解等の風化によって岩盤強度が低下し，最終的に岩盤が土砂化した結果，平滑化した可能性も考えられる.

これらのように，河川に存在する岩盤侵食地形の違いは水理条件，岩盤強度，風化しやすさ等が影響されていると考えられる．しかしながら，これらの地形の形成過程については知見が少ないのが現状である．

以上の背景を踏まえると，岩盤侵食が河道形状に与える影響を把握し将来の河道の河床低下対策を講じるためには，岩盤の侵食メカニズムを把握し，岩盤侵食地形の形成機構を明らかにすることが必要であると考えられる．

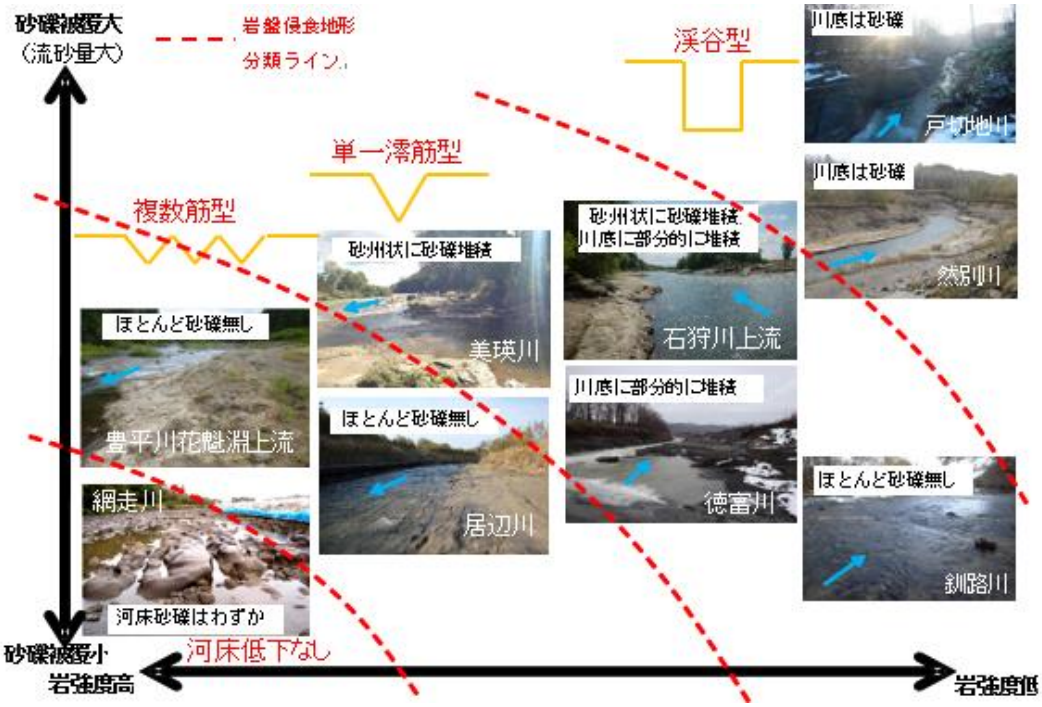



図 1-6　岩盤強度と砂礫の被覆割合による侵食地形の分類

表 1.1　調査対象区間の圧裂引張強度と砂礫の被覆面積割合

| 調査対象河川 | 侵食地形タイプ | 圧裂引張強度(MPa)※ | 被覆面積割合(%) |
|---|---|---|---|
| 網走川 | 複数筋 | 1.03±0.24 | 12.5 |
| 居辺川 | 複数筋 | 0.16±0.04 | 29.9 |
| 釧路川 | 単一澪筋 | 0.05±0.02 | 16.8 |
| 然別川 | 渓谷 | 0.02±0.01 | 97.9 |

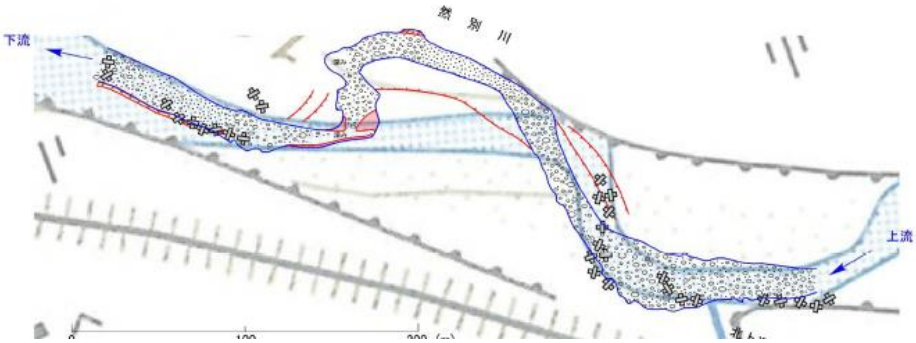



図 1-7　然別川のスケッチ図

## 1.2 岩盤侵食のメカニズム

### 1.2.1 岩盤侵食プロセス

河道に存在する岩盤は侵食によってその地形が形成されており，河道形態を理解し予測するためには岩盤侵食プロセスについて理解する必要がある．ここでは，岩盤侵食を引き起こすプロセスについて説明する．

① 溶解

溶解は化学的なプロセスで，岩石が溶媒である水によって分解されるときに起こる．溶解は、石灰岩やエバポライトのような岩質においては支配的な侵食プロセスである可能性がある[13),14),15)]．例えば，鍾乳洞でみられるスカラップのような微地形（溶食形態）は、溶解プロセスによって形成されている．しかし，多くの河川において溶解は物理的な侵食よりも重要ではないと推測される．

② キャビテーション（空洞現象）

非常に高速な流れでは，流体の圧力が水の蒸気圧よりも下がることがある．低い流速の領域に追い込まれると不安定になり気泡が形成される．気泡が崩壊すると，強力な水流が噴出し近くの岩石表面に損傷を与える可能性がある[16),17),18)]．キャビテーションによる損傷は工学的応用ではよく知られているが、岩盤が侵食する程の流速が発生することは稀であり[17)]，これまでのところ，現地での決定的な証拠は示されていない．

③ 流水のせん断力による剥離

流水は，河床上にせん断力が働き，砂礫粒子はこの力によって輸送される．流水による侵食は、この流水のせん断力によって岩盤河床が削られている侵食プロセスである．このプロセスは、弱い固結体である岩石や粘土などでは重要であると考えられている[19)]．

④ 流砂の衝突または摩耗による侵食

水中で移動する土砂粒子は岩盤床に衝突し，その衝撃により岩盤が削られる．このプロセスは侵食と呼ばれ，地形学的な意味では摩耗で知られている．また，この粒子の衝突は，亀裂の伝播を増長し，基質を弱めてプラッキング（剥離）をしやすくさせる[(例えば 20),21)]．流砂の衝突による侵食は，多くの自然環境において重要であると考えられる．

⑤　プラッキング（剥離）

プラッキングは，岩盤表面が弱くなり剥がれていくことであり，いくつかのプロセスの組み合わせが存在している．岩盤の亀裂、岩盤の結合部や表面の脆弱化は，流砂の衝突によって拡大する．緩んだ岩盤は、流水から受けるせん断力によって剥離し侵食する．節理の多いが岩盤河川のみ支配的なプロセスである．

⑥　風化

地表面に露出する岩石は，自然界の力により膨張と収縮を繰り返し破壊される．この作用を物理的風化と呼ぶ．また，水などが関係した化学反応によって岩石が分解・溶解することを化学的風化と呼ぶ.

流水のせん断力による剥離と流砂による侵食を比較すると，流砂による侵食の方が流水のせん断力流水による侵食より大きい場合が多いこと[20]から，本研究では，主に流砂の衝突・摩耗による侵食について着目することとした.

### 1.2.2　流砂の磨耗による岩盤侵食速度

岩盤の流砂による侵食は，岩床上の流砂運動と岩の物性の 2 つに支配される．流砂運動と侵食速度の関係については，Sklar and Dietrich[21]，Chatanantavet and Parker[22]，井上ら[23),24]，小松ら[25]により研究が行われている．流砂量の増加は，岩盤床に衝突する粒子の個数を増やすことになり，侵食速度の増大につながる．一方で，流砂量の増加により，岩盤床を被覆する砂礫面積も増加し，衝突する粒子の個数は減少する．つまり，流砂量の増加は岩盤侵食を促進する作用と抑制する作用の相反する 2 つの作用を持っている.

本研究では，井上ら[23),24]が提案した実験結果から求めた侵食速度式を用いることとする.

井上らの岩盤侵食速度式は以下の式で表される.

$$E = \beta \left(\frac{d}{k_s}\right)^{0.5} q_{bs}(1 - P_c) \tag{1}$$

ここで、$E$ は侵食速度（m/s），β は岩盤の摩耗係数（m-1），d は給砂される粒径（m），ks は岩盤の水理学的な粗度高さ（m），qb は岩盤上を通過する単位幅流砂量（$m^3$/s/m），Pc は砂礫による岩盤の被覆面積割合である．舟木ら[9]が調査した結果によると，侵食速度

$E$は岩盤引張強度$\sigma_T$の 2 乗に比例することが分かった．ここで，摩耗係数 β は以下の式で表される．

$$\beta = \beta_c {\sigma_T}^{-2} \tag{2}$$

ここで$\beta_c$は定数である．

### 1.2.3　砂礫被覆の概念

Chatanantavet and Parker[22]の研究によると，岩盤床の露出は主に流砂量の減少，河床勾配，岩盤床の粗度，岩盤床上の初期砂礫層厚および巨礫の有無が影響することが確認されている．一度露出した岩盤床は，岩盤床の粗度が低く滑らかな場合，砂礫床に復元することが困難である．Chatanantavet and Parker は，この流砂量があるにも関わらず岩盤床が砂礫によって被覆されない現象を runaway alluviation と呼んでいる．

岩盤侵食に大きく影響を及ぼす砂礫の被覆は，Sklar and Dietrich[21]によって提案された給砂量と飽和流砂量の比を表す線形モデルが一般的である。ただし，この線形モデルは最終的な平衡状態を表すものであり，被覆率が非定常的に変化する場合は適応できない．

Parker ら [26]および田中ら [27]は，岩盤の巨視的な粗度高さと砂礫層厚の割合が被覆率に影響すると提案しており，本研究では，この被覆率モデルである macro roughness model を用いる．

$$P_c = \begin{cases} \frac{\eta_a}{L} \; for \; 0 \leq \frac{\eta_a}{L} < 1 \\ 1 \; for \; \frac{\eta_a}{L} \geq 1 \end{cases} \tag{3}$$

ここで，$\eta_a$は砂礫層厚，$L$ は岩盤床が完全に被覆して侵食されなくなる砂礫層厚である．Parker[26]らは，粗い岩盤河川を対象に$L$は岩盤床の物理的な凹凸高さ $L_b$に等しいと定義している．また，田中ら [27]は滑らかな岩床河川を対象に，$L$ は砂礫床の凹凸高さ $La$(=2.5d)と等しいと定義している．井上ら [28]は，滑らかな岩床と粗い岩床の両方に対応できるように，$L=L_b+L_a$ と定義する．

岩盤侵食モデルにおいての河床変動高は，変化した砂礫層厚$\eta_a$と岩盤侵食によって変化した岩盤高$\eta_b$を併せたものとなり，トータルの河床変動高は以下の式で算出する．

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial \eta_a}{\partial t} + \frac{\partial \eta_b}{\partial t} \tag{4}$$

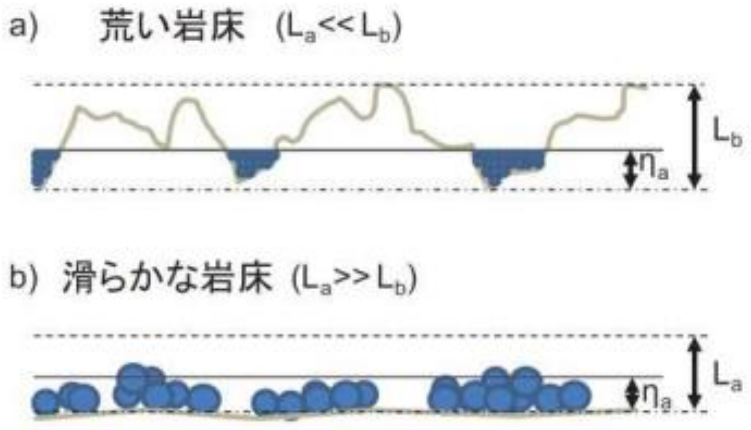



図 1-8　井上ら[29]が提案する岩盤床と砂礫層厚の概念図

### 1.2.4　岩盤侵食地形に関する既往研究

1.1.2 で述べたような岩盤の侵食地形に関する既往研究は，水理模型実験や数値解析および理論解析によって行われている．Wohl and Ikeda[30]の粘着性河床を対象にした実験では, 河床勾配の増加によって平行な縦筋の侵食地形から弱い起伏がある河床形状をとなり, さらに勾配を大きくすると深いステップ状の地形が形成されることが確認されている. また，岩盤の侵食形状は砂礫の被覆率や給砂量が多いほど，その澪筋の侵食幅は大きくなる[31),32)]．河岸湾曲部に着目した実験[33)]では，湾曲水路内岸に堆積した砂礫と露出した岩盤の境界において，砂礫の摩耗により侵食がみられた．このように，岩盤侵食地形は，砂礫の被覆や河床勾配が影響を大きく及ぼしていると言える.

実河川の岩盤侵食地形は複雑であり, 岩盤床を有する河川においては石狩川上流のように岩盤床上に砂州が形成されており，その露岩している区間での侵食が確認されている. Inoue et al.[34)]の数値解析において岩盤床上の砂州と岩盤の侵食が確認されているが，実際に岩盤床上で砂州がどのように形成され, 岩盤はどのように侵食するかについては明らかとなっていない.

また，岩盤の縦断形状に着目した既往研究は，主に滝の後退についての内容が多く，日光華厳の滝[35),36)]，やナイアガラの滝例えば[37)]など，硬質の岩盤が落差を作ることによる岩石制約地形（ロック・コントロール地形）であるものが多い．滝の後退の主な要因は，滝壺の流水が滝直下にある岩盤を侵食し滝頭部がオーバーハングする形となり, 徐々に崩落して滝が後退していくと考察されていた[35),38)]．しかし，Scheingross and　Lamb[39)]の実験結

果によると，滝直下流は流水と砂礫の衝突により侵食するが滝壺が上流側に移動しないことが明らかとなった．一方で，滝の頭部は河川の急変点でありニックポイントとも呼ばれており，流水の掃流力によってニックポイントの法面が徐々に侵食されて上流移動すると考えられてきた[40]．山口ら[41]の実験から，ニックポイントの上流部が深堀れが生じ、深掘れが進行することによりニックポイントの位置が上流に更新していくことが確認されている．また，池田[42]は，上流から流れてくる砂礫が少ないと砂礫による岩盤の摩耗量が減少するため，軟岩層にかかった滝でも後退速度が遅くなり，滝は長期間にわたって保存されると述べており，これを岩層制約地形（デブリ・コントロール地形）と呼んでいる．泉ら[43]，横川ら[44]は，急流河川において形成される周期ステップについて研究しており，このステップも流砂の衝突によって侵食し形成されており，またこのステップ地形は上流に移動することが確認されている．このように，岩盤の強度および上流からの砂礫の流入・摩耗が滝・ニックポイントなど縦断的な岩盤地形に大いに影響していることが示される．

しかし，岩盤の縦断的な侵食形状，特に勾配急変点の上流移動など，その形成要因についてまだ知見が十分と言えず，更なる研究が必要とされる．

また，岩盤を有する河川を見ると，砂礫の衝突により侵食している箇所の他に，乾燥した岩盤表面が脆くなりスレーキング（土砂化）していることがある．岩盤は，乾湿や凍結融解の繰り返しによって風化し，岩盤表面の劣化が起こる[45),46),47),48)]．亀裂や間隙の増加は岩盤強度を低下させるため，風化によって岩盤は侵食されやすくなる．そのため，岩盤侵食メカニズムを解明する場合，風化による岩盤の侵食速度も考慮する必要がある．Inoue et al.[49]や日下部ら[48]によると，岩盤強度の変化率は乾湿繰返しまたは凍結融解サイクル数に対し指数的に減少し，岩盤強度の減少率は初期吸水率と初期引張強度の比に依存すると述べている．Hancock et al.[50]は風化の影響を考慮したモデルを用いて岩盤侵食地形の把握を行った．この計算では，岩盤侵食は流水のせん断力に依存しており，流砂の衝突・摩耗による侵食は考慮していない．乾湿風化を考慮した流砂の摩耗による岩盤侵食地形については，現時点ではあまり把握されていないと言える．

## 1.3 岩盤侵食モデルの構築

### 1.3.1 数値計算法

本研究では，主に数値計算によって進化プロセスの解明を試みる．本研究で使用する数値計算モデルは，非定常の平面二次元流況計算を採用している．数値計算は井上ら[51]が開発した岩盤侵食モデルを用いて行う．本研究では Nays2DH (http://i-ric.org/ja/software/18/) と同じ非定常の平面 2 次元流況計算を採用している．

#### 1.3.1.1 流れの基礎式

はじめに、直交座標系($x$、$y$)における 2 次元流れの基礎式を以下のように示す。

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial(hu)}{\partial x}+\frac{\partial(hv)}{\partial y}=0 \tag{5}$$

$$\frac{\partial(uh)}{\partial t}+\frac{\partial(hu^2)}{\partial x}+\frac{\partial(huv)}{\partial y}=-gh\frac{\partial H}{\partial x}-\frac{\tau_x}{\rho}+D^x-\frac{F_x}{\rho} \tag{6}$$

$$\frac{\partial(vh)}{\partial t}+\frac{\partial(huv)}{\partial x}+\frac{\partial(hv^2)}{\partial y}=-gh\frac{\partial H}{\partial y}-\frac{\tau_y}{\rho}+D^y-\frac{F_y}{\rho} \tag{7}$$

ただし、

$$\frac{\tau_x}{\rho}=C_f u\sqrt{u^2+v^2} \qquad \frac{\tau_y}{\rho}=C_f v\sqrt{u^2+v^2} \tag{8}$$

$$D^x=\frac{\partial}{\partial x}\left[\nu_t h\frac{\partial u}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[\nu_t h\frac{\partial u}{\partial y}\right] \tag{9}$$

$$D^y=\frac{\partial}{\partial x}\left[\nu_t h\frac{\partial v}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[\nu_t h\frac{\partial v}{\partial y}\right] \tag{10}$$

$$\frac{F_x}{\rho}=\frac{1}{2}C_D a_s h_v u\sqrt{u^2+v^2} \qquad \frac{F_y}{\rho}=\frac{1}{2}C_D a_s h_v v\sqrt{u^2+v^2} \tag{11}$$

ここで、$h$ は水深、$t$ は時間、$u$ 、$v$ は $x$ 、$y$ 方向の水深平均流速、$g$ は重力加速度、$H$ は水位、$\tau_x$ 、$\tau_y$ は $x$ 、$y$ 方向の河床せん断力、$F_x$ 、$F_y$ は、$x$ $y$ 方向の植生による抵抗力、$C_f$ は河床せん断係数、$\nu_t$ は渦動粘性係数、$C_D$ は植生の抗力係数、$a_s$ は単位体積に占める植生の遮断面積、$h_v$ は植生高さと水深の小さい方である。

次に直交座標における 2 次元流れの基礎式を一般座標($\xi$ 、$\eta$ )に変換する。一般座標に変換することにより、任意形状（境界条件に沿って）に計算メッシュを設定可能となる。

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{h}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{hu^{\xi}}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hu^{\eta}}{J}\right)=0 \tag{12}$$

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial u^{\xi}}{\partial t}+u^{\xi}\frac{\partial u^{\xi}}{\partial \xi}+u^{\eta}\frac{\partial u^{\xi}}{\partial \eta}+\alpha_1 u^{\xi}u^{\xi}+\alpha_2 u^{\xi}u^{\eta}+\alpha_3 u^{\eta}u^{\eta}= \\
&\quad -g\left[\left(\xi_x^2+\xi_y^2\right)\frac{\partial H}{\partial \xi}+\left(\xi_x\eta_x+\xi_y\eta_y\right)\frac{\partial H}{\partial \eta}\right] \\
&\quad -\left(C_f+\frac{1}{2}C_D a_s h\right)\frac{u^{\xi}}{hJ}\sqrt{\left(\eta_y u^{\xi}-\xi_y u^{\eta}\right)^2+\left(-\eta_x u^{\xi}+\xi_x u^{\eta}\right)^2}+D^{\xi}
\end{aligned} \tag{13}$$

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial u^{\eta}}{\partial t}+u^{\xi}\frac{\partial u^{\eta}}{\partial \xi}+u^{\eta}\frac{\partial u^{\eta}}{\partial \eta}+\alpha_4 u^{\xi}u^{\xi}+\alpha_5 u^{\xi}u^{\eta}+\alpha_6 u^{\eta}u^{\eta}= \\
&\quad -g\left[\left(\eta_x\xi_x+\eta_y\xi_y\right)\frac{\partial H}{\partial \xi}+\left(\eta_x^2+\eta_y^2\right)\frac{\partial H}{\partial \eta}\right] \\
&\quad -\left(C_f+\frac{1}{2}C_D a_s h\right)\frac{u^{\eta}}{hJ}\sqrt{\left(\eta_y u^{\xi}-\xi_y u^{\eta}\right)^2+\left(-\eta_x u^{\xi}+\xi_x u^{\eta}\right)^2}+D^{\eta}
\end{aligned} \tag{14}$$

ただし、

$$\alpha_1=\xi_x\frac{\partial^2 x}{\partial \xi^2}+\xi_y\frac{\partial^2 y}{\partial \xi^2},\quad \alpha_2=2\left(\xi_x\frac{\partial^2 x}{\partial \xi\partial \eta}+\xi_y\frac{\partial^2 y}{\partial \xi\partial \eta}\right),\quad \alpha_3=\xi_x\frac{\partial^2 x}{\partial \eta^2}+\xi_y\frac{\partial^2 y}{\partial \eta^2} \tag{15}$$

$$\alpha_4=\eta_x\frac{\partial^2 x}{\partial \xi^2}+\eta_y\frac{\partial^2 y}{\partial \xi^2},\quad \alpha_5=2\left(\eta_x\frac{\partial^2 x}{\partial \xi\partial \eta}+\eta_y\frac{\partial^2 y}{\partial \xi\partial \eta}\right),\quad \alpha_6=\eta_x\frac{\partial^2 x}{\partial \eta^2}+\eta_y\frac{\partial^2 y}{\partial \eta^2} \tag{16}$$

$$\begin{aligned}
&D^{\xi}= \\
&\left(\xi_x\frac{\partial}{\partial \xi}+\eta_x\frac{\partial}{\partial \eta}\right)\left[\nu_t\left(\xi_x\frac{\partial u^{\xi}}{\partial \xi}+\eta_x\frac{\partial u^{\xi}}{\partial \eta}\right)\right]+\left(\xi_y\frac{\partial}{\partial \xi}+\eta_y\frac{\partial}{\partial \eta}\right)\left[\nu_t\left(\xi_y\frac{\partial u^{\xi}}{\partial \xi}+\eta_y\frac{\partial u^{\xi}}{\partial \eta}\right)\right]
\end{aligned} \tag{17}$$

$$\begin{aligned}
&D^{\eta}= \\
&\left(\xi_x\frac{\partial}{\partial \xi}+\eta_x\frac{\partial}{\partial \eta}\right)\left[\nu_t\left(\xi_x\frac{\partial u^{\eta}}{\partial \xi}+\eta_x\frac{\partial u^{\eta}}{\partial \eta}\right)\right]+\left(\xi_y\frac{\partial}{\partial \xi}+\eta_y\frac{\partial}{\partial \eta}\right)\left[\nu_t\left(\xi_y\frac{\partial u^{\eta}}{\partial \xi}+\eta_y\frac{\partial u^{\eta}}{\partial \eta}\right)\right]
\end{aligned} \tag{18}$$

$$\xi_x = \frac{\partial \xi}{\partial x}, \quad \xi_y = \frac{\partial \xi}{\partial y}, \quad \eta_x = \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad \eta_y = \frac{\partial \eta}{\partial y} \tag{19}$$

$$u^{\xi} = \xi_x u + \xi_y v, \quad u^{\eta} = \eta_x u + \eta_y v \tag{20}$$

$$J = \frac{1}{x_{\xi} y_{\eta} - x_{\eta} y_{\xi}} \tag{21}$$

また、一般座標の運動方程式中の拡散項$D^{\xi}$、$D^{\eta}$については展開すると項の数が膨大になるので以下様な条件を仮定して簡略化を行う。

1.メトリック係数の2階微分量を局所的にゼロとする。
2.局所的に擬似直交座標として扱う。

この結果、拡散項は近似的に以下のように表せる。

$$D^{\xi} \simeq \frac{\partial}{\partial \xi}\left(\nu_t \xi_r^2 \frac{\partial u^{\xi}}{\partial \xi}\right) + \frac{\partial}{\partial \eta}\left(\nu_t \eta_r^2 \frac{\partial u^{\xi}}{\partial \eta}\right) \tag{22}$$

$$D^{\eta} \simeq \frac{\partial}{\partial \xi}\left(\nu_t \xi_r^2 \frac{\partial u^{\eta}}{\partial \xi}\right) + \frac{\partial}{\partial \eta}\left(\nu_t \eta_r^2 \frac{\partial u^{\eta}}{\partial \eta}\right) \tag{23}$$

ここで、$\xi_r$、$\eta_r$は一般座標上の局所的な格子サイズと、実距離の比率を表す係数で、次式で定義される。

$$\frac{\Delta \xi}{\Delta \tilde{\xi}} = \xi_r, \quad \frac{\Delta \eta}{\Delta \tilde{\eta}} = \eta_r \tag{24}$$

なお、上記$D^{\xi}$、$D^{\eta}$の近似式の誘導には局所的な直交関係の仮定より以下の関係が用いられている。

$$\xi_x^2 + \xi_y^2 = \xi_r^2\left(\tilde{\xi}_x^{\,2} + \tilde{\xi}_y^{\,2}\right) = \xi_r^2\left(\sin^2\theta + \cos^2\theta\right) = \xi_r^2 \tag{25}$$

$$\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y = \xi_r \eta_r\left(\tilde{\xi}_x \tilde{\eta}_x + \tilde{\xi}_y \tilde{\eta}_y\right) = \xi_r \eta_r\left(-\cos\theta \sin\theta + \cos\theta \sin\theta\right) = 0 \tag{26}$$

$$\eta_x^2 + \eta_y^2 = \eta_r^2\left(\tilde{\eta}_x^{\,2} + \tilde{\eta}_y^{\,2}\right) = \eta_r^2\left(\sin^2\theta + \cos^2\theta\right) = \eta_r^2 \tag{27}$$

$$J=\xi_x\eta_y-\xi_y\eta_x=\xi_r\eta_r\left(\tilde{\xi}_x\tilde{\eta}_y-\tilde{\xi}_y\tilde{\eta}_x\right)=\xi_r\eta_r\left(sin^2\,\theta+cos^2\,sin\theta\right)=\xi_r\eta_r \tag{28}$$

ただし、$\theta$ は $x$ 軸と $\xi$ 軸（または、$y$ 軸と $\eta$ 軸）のなす角度である。

(1) 乱流場の計算方法

乱流場の計算方法は、ゼロ方程式モデルとする。渦動粘性係数 $\nu_t$ は、カルマン係数 $\kappa$ (0.4)、摩擦速度 $u_*$ を用いて次式のようになる。

$$\nu_t=\frac{\kappa}{6}u_*h \tag{29}$$

(2) 流砂の連続式

岩盤上の流砂の連続式は，Luu[52]らが粘着性河床の研究で提案した式に，井上ら[49]が被覆率を考慮した式を用いる．

$$\frac{\partial V_b}{\partial t}+(1-\lambda)P_c\frac{\partial \eta_a}{\partial t}+\left(\frac{\partial q_{b,x}}{\partial x}+\frac{\partial q_{b,y}}{\partial y}\right)=0 \tag{30}$$

ここで， $V_b$ は単位面積あたりの掃流砂の体積(掃流層の厚さと掃流層内の流砂濃度の積)， $t$ は時間， $\lambda$ は砂礫層の空隙率， $\eta_a$ は砂礫層厚， $x$ は縦断方向の座標軸，y は横断方向の座標軸， $q_{b,x}$， $q_{b,y}$ はそれぞれ $x$， $y$ 方向の単位幅流砂量である．

岩盤床上の流砂量は，砂礫堆積層の存在に依存しており，飽和流砂量(平衡流砂量)を下回る場合があるため補正が必要である．そこで，岩盤床上の流砂量 $q_{bc,x}$， $q_{bc,y}$ は飽和流砂量 $q_{bc,x}$， $q_{bc,y}$ を $V_b/V_{bc}$ で補正することで算出する．飽和流砂量の補正は以下の式を用いる．

$$\left(q_{bx},q_{by}\right)=\begin{cases}\dfrac{V_b}{V_{bc}}\left(q_{bcx},q_{bcy}\right) & for \quad 0\le\dfrac{V_b}{V_{bc}}<1\\ \left(q_{bcx},q_{bcy}\right) & for \quad \dfrac{V_b}{V_{bc}}=1\end{cases} \tag{31}$$

ここで、$Vbc$ は掃流層が飽和した状態の $V_b$ であり，井上らの研究[51]と同様に，飽和流砂量の絶対値を砂礫粒子のサルテーション速度 $u_s$ で除した値とする．

$$V_{bc}=\frac{q_{bc}}{\bar{u}_s} \tag{32}$$

$qbcx$、$qbcy$ はそれぞれ $x$,y 方向の単位幅飽和流砂量であり, 流線方向の飽和流砂量を Meyer-Peter Müller の掃流砂量式より求め，これを二次流と勾配の影響を考慮して $x$,y 方向に分配したものである．なお，一般座標系においては，渡邊の式[53]を用いて配分する．

$$q_{bc} = \alpha_{qb}\left(\tau_* - \tau_{*c}\right)^{1.5}\sqrt{s_g g d^3} \tag{33}$$

$$q_{bcn} = q_{bc}\left(\frac{u_{bn}}{u_{bs}} - \frac{\gamma}{\sqrt{\tau_*}}\frac{\partial \eta}{\partial n}\right) \tag{34}$$

$$\frac{u_{bn}}{u_{bs}} = N_*\left(\frac{h}{r_s}\right) \tag{35}$$

無次元せん断力 は以下の式から導かれる．

$$\tau_* = \frac{C_f V^2}{R_g g d} \tag{36}$$

ここで，$V$ は流れ場の計算から得られる水深平均流速, $R_g$ は砂礫粒子の水中比重(1.65), は重力加速度, $d$ は粒径である. $C_f$ は河床せん断係数であり, Manning の流速公式, Manning-Strickler の関係式を用いて以下の式から導かれる．

$$C_f = \frac{g n_m{}^2}{D^{1/3}} = \frac{g}{D^{1/3}}\left(\frac{k_s{}^{1/6}}{7.66\sqrt{g}}\right)^2 \tag{37}$$

ここで，$D$ は流れ場の計算から得られる水深， $n_m$ は Manning の粗度係数， $k_s$ は等価粗度高さである．等価粗度高さは，岩床上の砂礫被覆面積割合によって線形的に変化すると仮定する[14]．

$$k_s = P_c k_{sa} + \left(1 - P_c\right)k_{sb} \tag{38}$$

ここで，$Pc$ は砂礫が岩盤床を被覆している面積割合，$k_{sa}$ は砂礫床の等価粗度高(平坦砂礫床の場合，粒径の 2 倍)， $k_{sb}$ は岩盤床の等価粗度高である．

無次元限界せん断力は $\tau_{*c}$，砂礫床と岩盤床でそれぞれ異なるため，被覆率 $P_c$ を用いて以下の式で与える[11]．

$$\tau_{*c} = P_c \tau_{*ca} + \left(1 - P_c\right)\tau_{*cb} \tag{39}$$

ここで，$\tau_{*ca}$は砂礫床上の無次元河床せん断力，$\tau_{*cb}$は岩盤床上の無次元河床せん断力である．$\tau_{*ca}$は岩垣[54]の式より算出し，$\tau_{*cb}$は井上らの式[23]より算出する．被覆率 $Pc$ の概念については1.2.3 で説明しているため，ここでは省略する．

### 1.3.2　粘着性河床モデル

第 2 章で計算を行う粘着性河床の侵食式は，関根ら[55]によって提案された摩擦速度に依存する浸食予測式を用いた．粘着性土河床の浸食速度は，摩擦速度の 3 乗，水温および水含有率の 2.5 乗に依存することが関根らによって確認されており，これを泥炭床に適用した以下の式を用いる．

$$E_p = \Theta u*^3 \tag{40}$$

$$\Theta = \alpha(T) R_{wc}{}^{2.5} \tag{41}$$

ここで，$E_p$ は粘着性土の浸食速度，$\Theta$ は粘土鉱物の種類や水温などに依存する係数，$u*$ は摩擦速度，$\alpha$は水温の係数，$T$ は水温，$R_{wc}$ は水含有率である．

### 1.3.3　乾湿風化モデル

第 4 章では，乾湿の繰り返しによって岩盤強度が低下する処理を組み込む．

Inoue et al.[49]は，乾湿の繰り返しによって岩盤強度が指数的に低下することを実験的に確認（図 1-9）し，以下の式を提案している．

$$\frac{\sigma_{TN}}{\sigma_{T0}} = \exp(-\alpha_{dw} N) \tag{42}$$

$$\alpha_{dw} = C_{dw} \frac{W_{a0}}{\sigma_{T0}} \tag{43}$$

ここで，$\sigma_{TN}$ は風化後の引張強度，$\sigma_{T0}$ は風化前の引張強度，$W_{a0}$ は初期吸水率（密度試験JGS2132），$N$ は乾湿サイクル数，$C_{dw}$は定数である．乾湿サイクル数 $N$ によって低下した引張強度$\sigma_{TN}$ は，(2)式の$\sigma_T$ に代入される．乾湿サイクルは一定時間乾燥と湿潤を繰り返したものを1サイクルと設定する．

また本研究では，風化による岩盤の土砂化を新たにモデルに組み込む（図 1-10）．岩盤の土砂化は，岩盤の吸水膨張によって岩盤強度が低下し，その強度が限界を超えることにより岩自身の結合力が消失し発生する[56]と言われている．そこで，土砂化させる岩盤強度

の閾値$\sigma_{TC}$を設定する．岩盤強度$\sigma_{TN}$が初期岩盤強度$\sigma_{T0}$と同じかそれよりも低く土砂化の閾値$\sigma_{TC}$より大きい場合，岩盤高に変化はない．岩盤強度$\sigma_{TN}$が低下し，土砂化の閾値$\sigma_{TC}$に達した場合，岩盤河床は土砂化により一定量河床低下する．この風化による岩盤侵食深さ（以後，風化消滅深）を$\Delta\eta_{bw}$とする．$\Delta\eta_{bw}$河床低下した岩盤床の引張強度は，またフレッシュな状態に戻るため風化前の引張強度$\sigma_{T0}$を再設定する（図 1-11）．

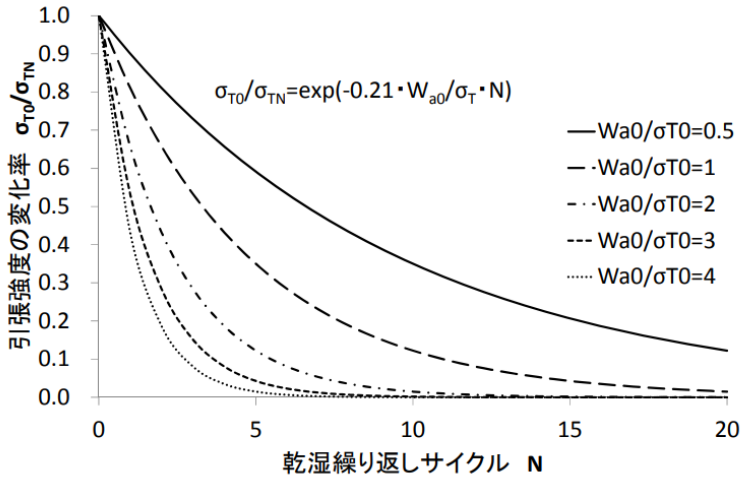



図 1-9　引張強度とサイクル数の関係（Inoue et al.[49]）

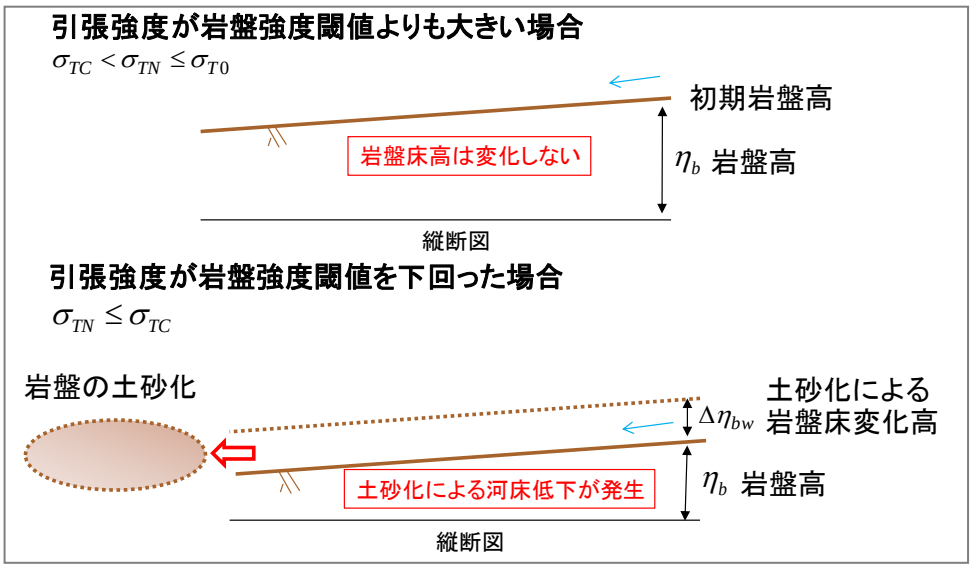



図 1-10　風化による岩盤の土砂化

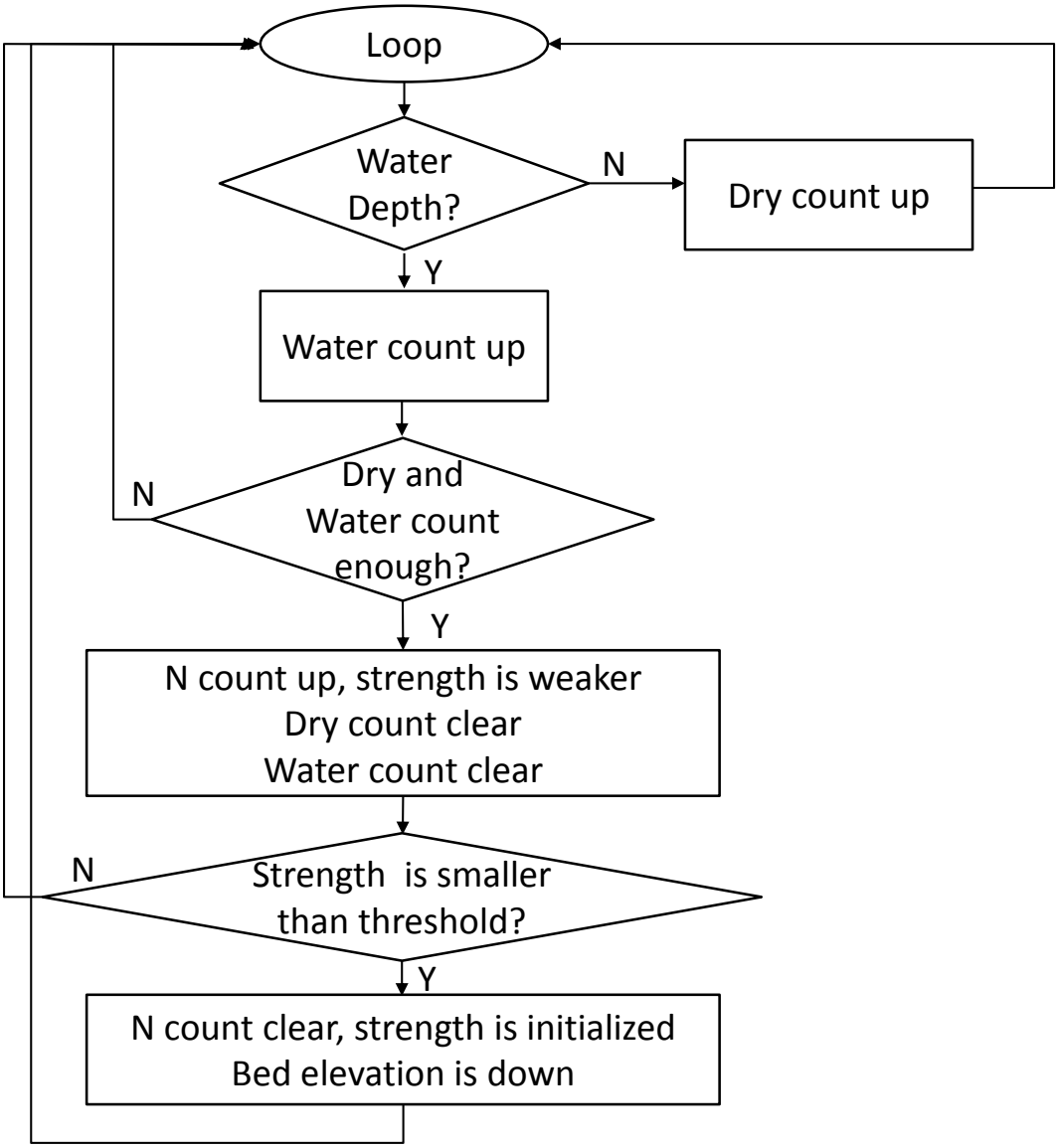



図 1-11　風化による土砂化のフロー図

## 1.4 研究概要

### 1.4.1 研究の目的

本論文は，上記のような背景を踏まえ，流砂を侵食要因と考え岩盤侵食地形の進化プロセスを再評価するため，岩盤の侵食メカニズムを理解し，岩盤侵食地形の形成機構の解明を試みたものである．本研究の対象プロセスは，滝・ニックポイントの後退プロセス，岩盤床上の砂州形成および移動による岩盤侵食地形，乾湿風化による侵食地形への影響の３つとし，各章で対象プロセスによる岩盤侵食地形の把握を行った.

### 1.4.2 研究の構成

本論文の構成は，以下に示すとおりである.

第１章：序論
第２章：勾配急変点における岩盤侵食地形に関する研究
第３章：砂州の形成と移動による岩盤侵食地形に関する研究
第４章：乾湿風化による岩盤侵食地形に関する研究
第５章：結論

各章の具体的内容は以下のとおりである.

第1章では，岩盤床河川における侵食地形に関する研究の背景と目的を示し，本論文の構成について述べた．また、既往研究について現在までの岩盤侵食のレビューを行い，岩盤床上の砂礫被覆と流砂の磨耗による侵食との関係性及び乾湿風化による岩盤侵食の影響について整理した. 更に, 複合的な地形進化プロセスを考慮できるモデルの構築を行い, 第4章では乾湿風化についてモデルで検証を行うため, 乾湿の繰り返しによっておこる岩盤強度の低下と風化による土砂化を組み込んだ.

第2章では，岩盤床の縦断形状に着目し，ニックポイント後退の既往研究と研究の動機についてまとめた．次に，第1章で構築した岩盤侵食モデルを用い，周期ステップ地形とニックポイントが形成された既往研究を対象に一次元的な再現計算を行い, 形成された侵食地形からモデルの検証を行いその有効性を確認した．次に，ニックポイントの後退が見られる豊平川花魁淵を対象に，モデルを用いて再現検証を行った．花魁淵の川幅は上流と下流で異なるため, 川幅の変化がニックポイント後退にどのように影響を及ぼしているか

考察を行った．また，キャニオン地形が出現した泥炭床を有している夕張川を対象に，泥炭床の侵食モデルを構築し再現計算を試みた．

第3章では，岩盤床上の砂州による流砂の挙動に着目し，平面的な岩盤侵食地形に関する既往研究を把握し，また，現地において岩盤床上に砂州形成が見られる石狩川上流や無加川の岩盤侵食地形の特徴から研究の動機についてまとめた．次に，水理模型実験から砂州の形成と移動による岩盤侵食地形の把握を試みた．単列交互砂州が形成する条件下において，岩盤床を模した低強度モルタルを用いた水理模型実験を行った．更に，構築した岩盤侵食モデルを用いて実験結果の再現計算を実施し，侵食プロセスの考察を行いモデルの適用限界についてまとめた．

第4章では，乾湿風化による岩盤侵食プロセスに着目し、岩盤河川の風化の影響と研究の動機についてまとめた．数値計算に先立って，岩盤床を有する河川の現地調査を行った．次に，第1章で構築した乾湿風化による岩盤侵食を考慮した数値解析モデルを用い，乾湿風化による岩盤侵食地形の把握を試み，流砂の摩耗による侵食と風化の相互関係について把握を行った．更に，風化に関するパラメータ変更による感度分析を行い岩盤侵食地形の影響を把握した．

第5章は，本論文で得られた成果のまとめと共に今後の課題と展望を述べた．

# 参考文献


1) 中村太士：ダム構造物が水辺林の更新動態に与える影響，応用生態工学，第 2 巻，pp.125-139，1999
2) 辻本哲郎 : ダムが河川の物理環境に与える影響，応用生態工学，第 2 巻，pp.103-112，1999
3) 松本勝治，田代隆志，根本深 : 石狩川上流における河床低下について，第 52 回北海道開発技術研究発表会資料，2009.
4) Kondolf G.M. & Wolman M.G.: The sizes of salmonid spawning gravels,Water Resources Research 29, pp.2275-2285, 1993
5) 石山信雄，渡辺恵三，永山滋也，中村太士，劒持浩高，高橋 浩揮，丸岡昇，岩瀬晴夫 : 河床の岩盤化が河川性魚類の生息環境に及ぼす影響と礫河床の復元に向けた現地実験の評価，応用生態工学，Vol. 12，No. 1，pp.57-66，2009.
6) 中村智幸 : 河床の露盤化がヤマメの繁殖を阻害する，応用生態工学会第 8 回研究発表講演集，2004.
7) 軟岩の調査試験の指針(案)，土木学会，1991.
8) 田中富男,野地正保,大島紀房 : 北海道の土質 4 北海道の軟岩，土と基礎，37-9，pp.30-35，1989.
9) 船木淳悟，井上卓也，川村里実 : 積雪寒冷地域における土丹河床の侵食過程と河川構造物等の影響に関する研究，2015
10) 「岩盤河床における河床低下危険度評価の手引き（案）」寒地土木研究所
11) 井上卓也，渡邊康玄，斎藤大作，根本深，松本勝治，江崎國夫，濱木道大 : 軟岩の洗掘を考慮した河床変動計算手法の開発，河川技術論文集，15，2009.
12) 及川森，岩崎理樹，山口里実，清水康行，木村一郎 : 流砂の摩耗作用による岩盤侵食に関する実験的検討と数値シミュレーション，土木学会論文集 B1，67(4)，751-756，2011.
13) Allen JRL (1971) Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance. Sedimentary Geology, 5, 167-385

14) Smith DI, Greenaway MA, Moses C and Spate AP (1995) Limestone weathering in eastern Australia. Part 1: Erosion rates. Earth Surface Processes and Landforms, 20, 541-463
15) Richardson K and Carling PA (2006) The hydraulics of a straight bedrock channel: Insights from solute dispersion studies. Geomorphology, 82, 98-125
16) Barnes HL (1956) Cavitation as a geological agent. American Journal of Science, 254, 493-505
17) Hancock GS, Anderson RS and Whipple KX (1998) Beyond power: Bedrock river incision processes and form. In Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels, Tinkler KJ and Wohl EE (eds), Geophysical Monograph Series 107, American Geophysical Union, Washington DC, pp. 237-260
18) Whipple KX, Hancock GS and Anderson RS (2000a) River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. Geological Society of America Bulletin, 112, 490-503
19) Howard AD (1998), Long-profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels, Tinkler KJ and Wohl EE (eds), Geophysical Monograph Series 107, American Geophysical Union, Washington DC, pp. 237– 260
20) 山口里実：岩盤河床における異常侵食現象の解明，科研費報告書, 2014.
21) Sklar, L. S., and Dietrich, W. E.：A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, Water Resour. Res.,40, W06301, 2004.
22) Chatanantavet, P., and Parker, G.：Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion, J. Geophys. Res., 114, F04018, 2009.
23) 井上卓也，泉典洋，米元光明，旭一岳：軟岩上の限界掃流力と軟岩の洗掘速度に関する実験，河川技術論文集，第 17 巻，pp.77-82，2011.
24) 井上卓也，山口里実，船木淳悟：乾湿風化を伴う流砂による岩床侵食，土木学会論文集 B1(水工学), Vol.70, No.4,2014.
25) 小松祐輔，渡邊康玄，泉典洋，竹林洋史：モルタルで擬似した軟岩の流砂の衝突による洗掘，河川技術論文集，第 17 巻, pp.167-172, 2011.
26) Parker, G., Fernández, R., Viparelli, E., Stark, C. P., Zhang, L.,Fu, X., Inoue, T., Izumi, N., and Shimizu, Y.：Interaction between waves of alluviation and incision in mixed bedrock-slluvial rivers, Advances in River Sediment Research, Proc. of 12th InternationalSymposium on River Sedimentation, ISRS, pp.615-622, 2013..

27) 田中岳，泉典洋 ： 部分的に覆礫した岩盤河床における掃流砂量と流れの抵抗則，土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 69, No. 4, I_1033-I_1038, 2013.

28) 井上卓也，松元一馬，清水康行，泉典洋，Gary Parker，伊藤 丹： 岩床粗度と砂礫被覆に関する実験的研究, 土木学会論文集 A2 （応用力学）, Vol. 70, No. 2, I_727-I_734, 2014.

29) 井上卓也，舟木淳悟 : 岩床と砂礫床が混在した河川における河床変動計算手法の構築, 寒地土木研究所月報， No.737， 2014.

30) Wohl, E.E., and Ikeda, H. : Experimental simulation of channel incision into a cohesive substrate at varying gradients, Geology 25, 295-298, 1994.

31) Finnegan, N. J., L. S. Sklar, and T. K. Fuller (2007), Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel, J. Geophys. Res., 112, F03S11, doi:10.1029/2006JF000569.

32) Johnson, J. P. L., and Whipple, K. X. : Evaluating the controls of shear stress, sediment supply, alluvial cover, and channel morphology on experimental bedrock incision rate, J. Geophys. Res., 115, F02018, 2010

33) 田口真矢，小澤春貴，リマアドリアーノ，泉典洋 : 一様湾曲水路における岩盤河床の侵食および水成地形に関する実験的研究， 土木学会論文集 B1 （水工学）， Vol. 73, No. 4， I_847-I_852， 2017.

34) T. Inoue, T. Iwasaki, G. Parker, Y. Shimizu, N. Izumi, C. P. Stark, J. Funaki: Numerical Simulation of Effects of Sediment Supply on Bedrock Channel Morphology, ournal of Hydraulic Engineering-ASCE 142,7,2016.

35) 三野(石川)与吉(1958):日光,華厳滝について， 藤本治義教授還暦論文集,国際文献出版,344-363.

36) 早川裕一, 松倉公憲 : 日光, 華厳滝の後退速度, 地学雑誌, journal of Geography, 112(4), pp521-530， 2003.

37) Selby, M.J.: A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand, Zeitschrift für Geomorphologie, N. F., 24, 31-51, 1980.

38) Thanos Papanicolaus : The effect of headcut and knickpoint propagation on bridges in Iowa, 2008

39) Scheingross, J. S., & Lamb, M. P.: Sediment transport through self-adjusting, bedrock-walled waterfall plunge pools. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 121, 939–963. 2016

40) Kristen L. Cook, Jens M. Turouski, Niels Hovius : A demonstration of importance of bedload transport for fluvial bedrock erosion and knickpoint propagation, Earth Surface Processes and Landforms, 2012
41) 山口進，井上卓也，前田育彦，佐藤大介，清水康行 : 豊平川ニックポイントの現地調査および砂礫流入の再現実験による形状変動の考察，土木学会論文集 B1（水工学）Vol.73，No.4，I_913-I_918，2017.
42) 池田宏：軟岩と河川地形ーデブリ・コントロールの見方ー，日本地形学連合変「地形工学セミナー2　水辺環境の保全と地形学」，古今書院，pp37-58，1998.
43) 泉典洋，横川美和, Gary Parker :基盤岩上に形成される周期的ステップ地形，土木学会論文集 B1, 68(4), 955-960, 2012.
44) 横川 美和，京極 晃年，泉 典洋:基盤岩上の周期的ステップの形態に関する実験的研究，土木学会論文集 B1（水工学） Vol.71，No.4 ，I_997 - I_1002，2015.
45) 磯安奈，森井俊広 : 乾湿繰り返し作用を受ける泥岩の強度特性，新潟大学農学部研究報告，第 56 巻 2 号，119-127，2004.
46) 松倉公憲：地形学からみた風化研究の問題点と今後の課題，地学雑誌，126(3)，271-296，2017.
47) 堤大三，藤田正治，泉山寛明 : 気象上昇による土砂生産に対する凍結融解の影響変化予測，水工学論文集，第 53 巻，649-654，2009.
48) 日下部祐基，伊東佳彦，佐藤博知 : 岩石の凍結融解による強度劣化の推定方法と現地観測による検証，日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会，平成 24 年研究発表会公演予稿集，第 32 号，2012.
49) Inoue, T., Yamaguchi, S., and Nelson, J. M.: The effect of wet-dry weathering on the rate of bedrock river channel erosion by saltation gravel, Geomorphology, 285, 152-1161, 2017.
50) Hancock, G.S., Small, E.E., Wobus, C., 2011. Modeling the effects of weathering on bedrock-floored channel geometry. J. Geophys. Res. 116, F03018. doi.org/10.1029/2010JF001908.
51) 井上卓也，清水康行，Gary Parker，山口里実，伊藤丹:：給砂量と岩床侵食地形の関係，土木学会論文集 B1，70(4)，1039- 1044，2014.
52) Luu, L. X., Egashira, S., and Takebayashi, H.: Investigation of Tan Chau reach in lower Mekong using field data and numerical simulation, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE., 48, 31057-1062, 2004.
53) 渡邉明英，福岡捷二，安竹悠，川口広司 :河道湾曲部における河床変動を抑制する樹木群水制の配置方法，河川技術論文集, 7, 285-290, 2001.
54) 岩垣雄一 :限界掃流力に関する基礎的研究, (Ⅰ)限界掃流力の流体力学的研究，土木

学会論文集, 41, 1-21, 1956.
55) 関根正人，西森研一郎，藤尾健太，片桐康博：粘着性土の浸食進行過程と浸食速度式に関する考察，水工学論文集，第 47 巻，2003.
56) 土質工学会（編）：日本の特殊土，土質基礎工学ライブラリー10，土質工学会，東京．314-342，1974.

# 第2章 勾配急変点における岩盤侵食地形に関する研究

## 2.1 概説

第 2 章では，岩盤床の縦断形状に着目し，ニックポイント後退の既往研究と研究の動機についてまとめた．次に，第 1 章で構築した岩盤侵食モデルを用い，周期ステップ地形とニックポイントが形成された既往研究を対象に一次元的な再現計算を行い，形成された侵食地形からモデルの検証を行いその有効性を確認した．次に，ニックポイントの後退が見られる豊平川花魁淵を対象に，モデルを用いて再現検証を行った．花魁淵の川幅は上流と下流で異なるため，川幅の変化がニックポイント後退にどのように影響を及ぼしているか考察を行った．また，ショートカット工事によりキャニオン地形が出現した泥炭床を有する夕張川下流の再現計算を試み，モデルの精度について考察を行った．

上記数値計算，考察を通じて，上下流の勾配変化や川幅変化がニックポイント後退プロセスに及ぼす影響の把握について整理した．

## 2.2 本章の概要

岩盤河川では河床勾配は一定ではなく、ニックポイントと呼ばれる急変点を有することが多い。札幌市南区藻南公園内に位置する豊平川花魁淵では，右岸側に札幌軟岩の断崖が聳え立っており，川幅の広い上流から流れる水は，ニックポイントから滝壺に向かって激流となり渦まいている．現在の花魁淵周辺の河床は岩盤床で形成されており，上流では砂礫の堆積も見られる．1966 年から 2008 年までの花魁淵の変遷を航空写真から確認したところ（図 2-1，図 2-2），1966 年では完全に礫床河川であり，写真から当時はまだ十分な土砂が上流から供給されている．1971 年には岩盤の一部が露出しており，このころからダムの増設により土砂供給が減少していることを示唆している．1984 年になると，澪筋は完全に固定化されており，ニックポイントのような勾配変化点が形成されている．ニックポイントより下流は以前砂州が形成されていた地点が樹林化しており，そのため低水路幅が狭くなり掃流力が大きくなったことが原因の可能性も考えられる．2008 年の花魁淵周辺は，更に樹林化が拡大し，ニックポイントは上流に後退している．上流の河床は川幅全体露岩していることから，花魁淵は 30 年から 40 年かけて河床低下し，礫床河川から岩盤床河川へと変遷したことがわかった．また，図 2-3 の 2007 年と 2017 年の豊平川花魁淵の写真を比較してみると，ニックポイントが侵食し後退していることがわかる．山口ら[1)]は花魁淵の現地調査を実施しており，山口らの UAV を用いた測量結果と過去の LP データとの比較によると約 10 年で 5m 程度上流に移動していることが確認されている．花魁淵の岩盤が隆起したとの報告がないことから，Scheingross et al.[2)]が述べているようにニックポイントの維持と後退の形成プロセスの要因は外部から強制的に形成されたものではなく，流水や土砂移動などによって自己形成されたものである可能性が強い．

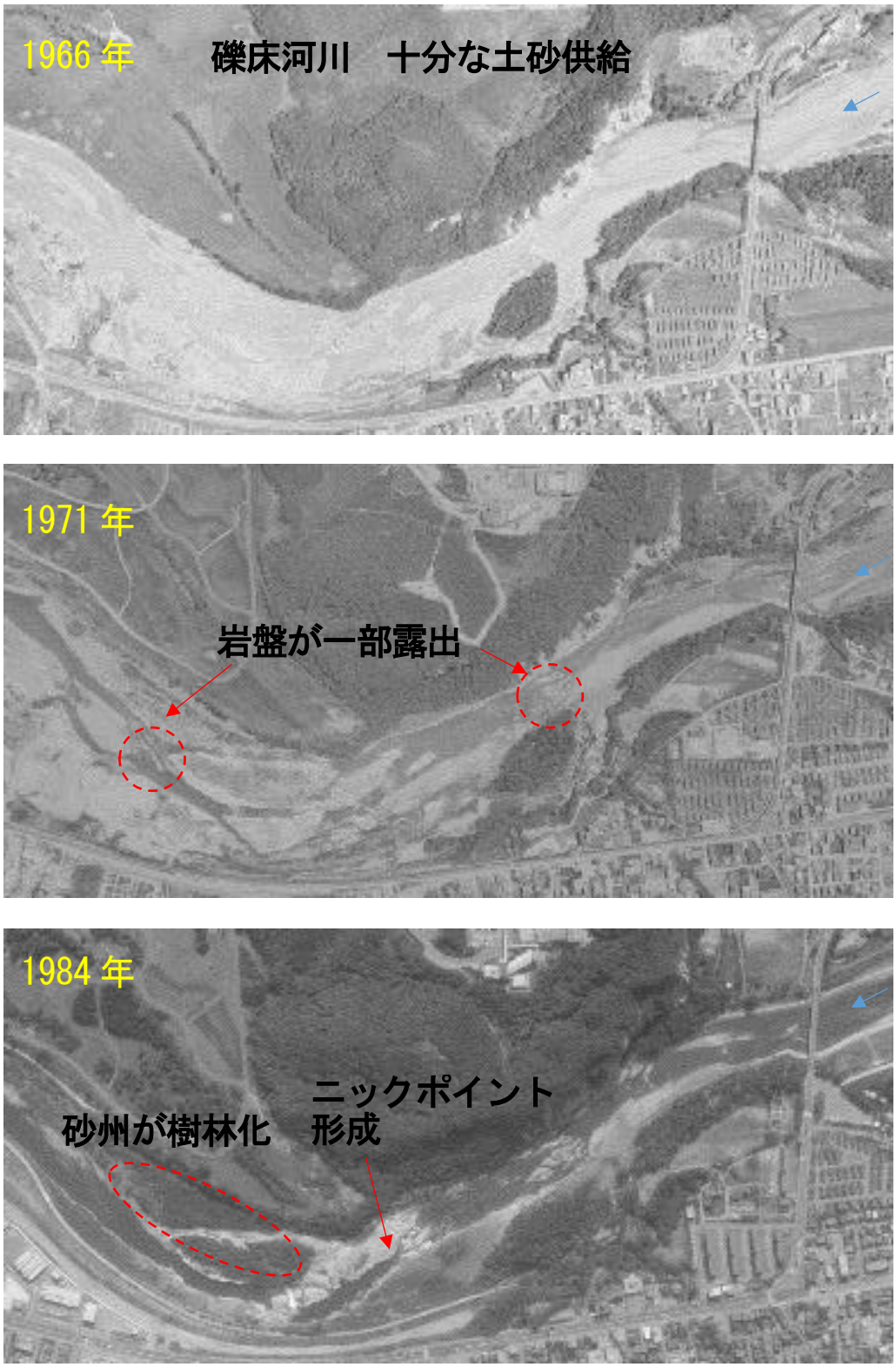



図 2-1　航空写真による豊平川花魁淵の河道変遷

（上段 1966 年、中段 1971 年、下段 1984 年）

図 2-2　航空写真による豊平川花魁淵の河道変遷（2008 年）

図 2-3　豊平川花魁淵のニックポイントの上流移動（上 2007、下 2017）

また，河川改修等によって本来の河床勾配を変化させた場合，河床が急激に低下することがある．例えば，ショートカット工事（捷水路）が行われた夕張川下流のようにナイアガラの滝のようなキャニオン（図 2-4）が出現した河川[3]もあり，対策として床止工などが設置されている（図 2-5）．町田ら[4]によると，人為介入は河川地形システムに影響を及ぼすと述べており，砂利採取で土砂が失われた河床は，バランスを取るために上流・下流側へ影響が波及する．また，勾配変化点での特徴的な現象として，変化点上流では粗砂が堆積することも確認されている[5]．砂鉄川におけるショートカット後の河川環境のハビタット予測[6]や，床止工設置における流れと河床変動の数値計算[7,8]など，ショートカットによる河川への影響についてはすでに研究されている．

キャニオンが出現した夕張川下流の河床は，砂礫床とは異なりほとんどが泥炭質である．これまでの河床変動解析では，砂礫床を取り扱った事例が多く見られるが，泥炭床を対象に解析している事例はほとんどない．土質工学用語辞典[9]によると，一般に 50%以上の有機成分を含むものを高有機質土と呼び，未分解で繊維質なものを泥炭としている．泥炭地はその 90%が北半球の寒冷地に分布しており，日本ではその大部分が北海道に分布している．泥炭性軟弱地盤対策工マニュアル[10]によると，泥炭は軟弱粘土に比べて，高含水比，高間隙比および高圧縮性を有するのが特徴である．現地にて夕張川 KP6.5 右岸の泥炭を確認ところ，腐敗した有機物が重なりあい，粘着質が混入したふかふかした土であった（図 2-6）．夕張川下流に形成されたナイアガラの滝のような洗掘は，当時 1 日に 5～7m の速度で上流に移動しており，滝にみられるニックポイントの上流移動と類似している．

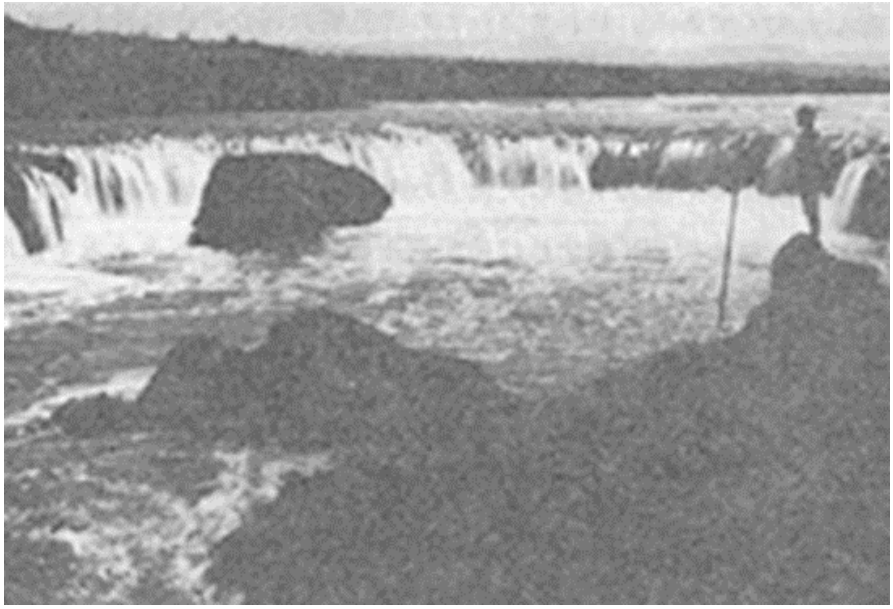


図 2-4　新水路に出来たナイアガラ（石狩川治水史より）

図 2-5　現在の清幌床止（2016 年 9 月）

図 2-6　夕張川の泥炭

### 2.2.1　ニックポイント後退の既往研究

滝やニックポイントの形成及び後退は, 岩盤侵食メカニズムを解明する上で大変重要であり，その侵食プロセスは地殻変動や気候，流水のせん断力[11]や流砂の磨耗など様々な要因が考えられ, ハワイ州カウアイ島のニックポイント後退の要因については海面水位も影響も上げられている[12]．早川らの研究において，ニックポイント後退に関する研究は流水の掃流力を対象としている．Cook et al.[13]の調査によると台湾の大安渓では，1998 年の集集地震によって 10m 隆起し，2004 年から 2008 年の間に 620m もニックポイントが上流に移動し，最大で 20m 落差が形成されたと報告している．この原因として，大量の土砂が上流から流入し岩盤床を削ったためと考えられており，このことから，ニックポイント後退の要因のひとつである流砂の衝突や磨耗は特に岩盤侵食に影響を及ぼしやすいことが示唆されている.

急勾配を有する岩盤河川においては, ニックポイント後退だけでなく連続的にステップが形成される地形もみられることがある．実際に，仙台市内に位置する竜の口渓谷[14]や，山梨県七ツ釜五段の滝[15]，カリフォルニア州 Seven Teacups Trail[16]など，岩盤床状に形成されたステップ地形がそれぞれ確認されている．Parker and Izumi[17]は，粘着性河床を用いた模型実験において，ステップ形状を維持しながら上流側へ移動する地形を cyclic step と名づけており，その地形を解析的に導いている．岩盤床上の周期ステップ地形は，模型実験[18),19]においても観測されており, 急勾配河川において射流と常流が混在した流れが生じて形成される可能性が高い.

また，山口らの実験[1]から，上流からの流砂の衝突によってニックポイント上流部の深堀れが生じステップ状の地形が形成され、深掘れが進行することによりニックポイントの位置が上流に更新していくことが確認されており, 周期ステップ地形とニックポイント後退は関連している可能性があると述べている.

ニックポイント後退プロセスを把握するために，一次元的に様々な実験[18),19),20]や数値解析[21]が行われており，上下流の勾配の変化やフルード数による影響が重要であることが報告されている．上下流の勾配が同じ場合，ニックポイントの後退は見られるが同時に上流側の河床低下が下流側に比べて速く, やがてニックポイントは消失していく結果となっている．この場合は，流れが常流であることが多く，上下流の勾配が同じで射流の条件である場合，周期ステップ地形が形成される．泉らの実験において射流の条件下において上流面の勾配が下流面よりも小さい場合において, 下流面の侵食速度が速くニックポイントの落差が維持されながら上流側に後退していく結果が得られ，現在までの研究結果では,

図 2-7　台湾大安渓におけるニックポイント後退の調査結果 [5)]

ニックポイントが維持されながら上流移動するのは, 流れが射流の条件で上流面の勾配が下流面より小さい場合のみとなっている.

### 2.2.2　ニックポイントを有する豊平川花魁淵周辺の状況

ニックポイントが後退している花魁淵周辺の縦断図経年変化（図 2-8）から河床勾配を確認してみると、上流の勾配は約 1/135 に対して下流は 1/143 であり，上下流であまり変化がないことがわかった．しかし，ニックポイントは 1978 年から 2006 年までに上流側に後退しており，既往研究で得られた侵食プロセスとは異なる傾向を示している.

そこで，現地のニックポイント周辺を上空から観察すると、下流の川幅に対し上流の川幅は広く 2 倍程度であり、川幅はニックポイントを境に川幅は大きく変化している．そこで，花魁淵上下流の横断図をそれぞれ確認すると，上流側では 1999 年から 2006 年の間で河床高の変化は少なく幅広の河床形状である．しかし，下流側の横断形状をみると V 字渓谷のような地形であり，1999 年から 2006 年の間で約 5m 河床低下しており，上流と下流で河床低下量が異なっていることが確認できた.

花魁淵の地形から，この川幅の変化がニックポイント後退に影響を与えており，川幅の変化が勾配の変化と同じように侵食プロセスに影響を与える役割を果たしているのではないかと考え, 本章では構築したモデルを使ってこのニックポイント後退の侵食プロセスの解明を試みることとした.

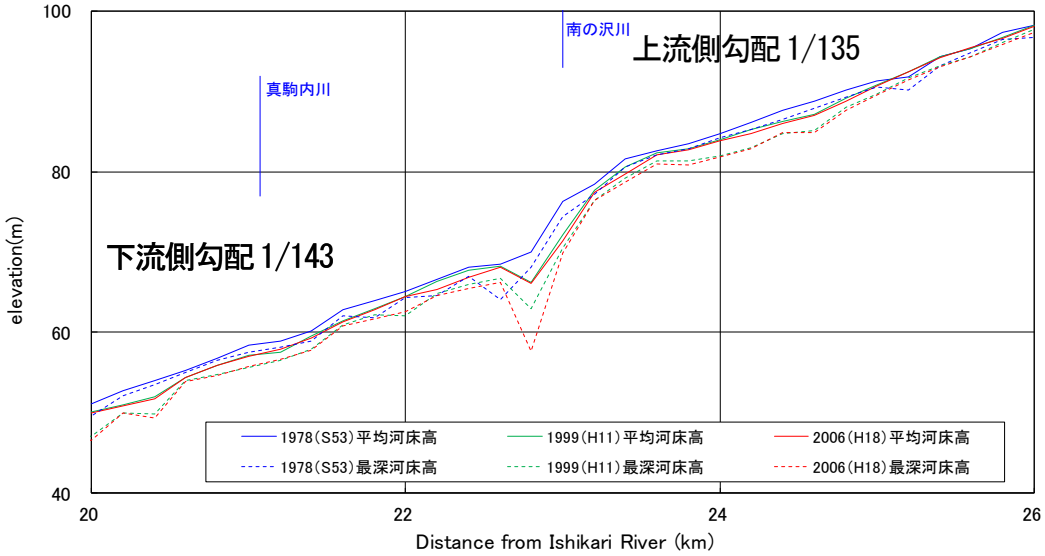



図 2-8　豊平川花魁淵付近の河床縦断図経年変化

図 2-9　豊平川花魁淵付近の垂直写真河床

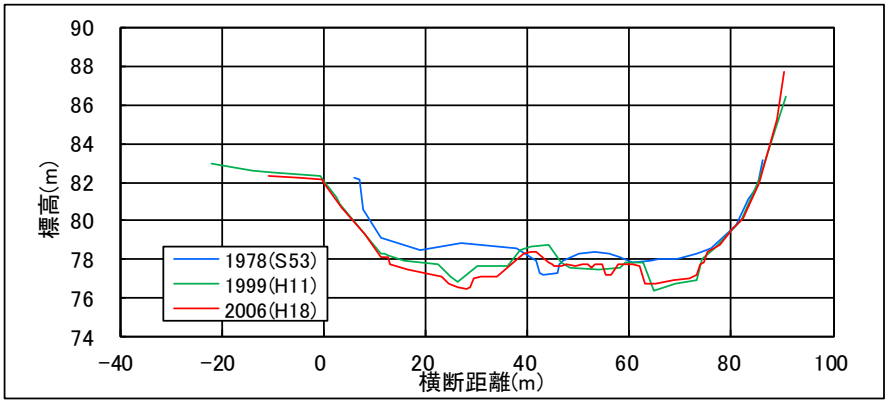



図 2-10　豊平川花魁淵上流（KP23.2）の河床横断図経年変化

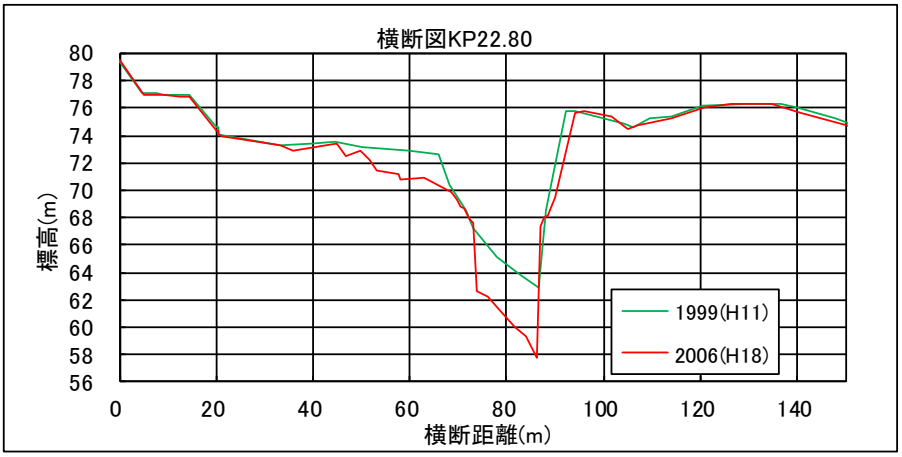



図 2-11　豊平川花魁淵下流（KP22.8）の河床横断図経年変化

## 2.3 モデルの検証

### 2.3.1 周期ステップ地形の再現計算

まず，第 1 章で構築したモデルを検証するため、小峰らが行った実験[19]においてステップ地形が形成されたケースの再現計算を試み定性的な比較を行った．この実験は，横断方向の流れの影響を抑えるため水路幅 1cm と小さくそのままでは計算できないため，実験スケールの 10 倍の縮尺で計算を行った．小峰らの実験水路は，長さ 300cm，水路幅 1cm，水路勾配 1/10 とし，水路全体に河床岩盤を模したポリウレタンのフォーム（商品名 OASIS）を設置している．水路の下流端から 90～95 cm の区間と 180～185 cm の区間に高低差 5 cm，勾配角 45 度のステップを 1 カ所ずつの合計 2 箇所配置している．流量は $1.1\times10^{-4}$ m$^3$/s，給砂量は 100 g/min を与え，粒径は 2.5mm である．ポリウレタンフォームの岩盤強度は計測しておらず，計算では実験結果の侵食速度に合うよう磨耗係数 $\beta$ に 0.005 を設定した．

実験結果では，上流と下流のステップにおいて侵食地形が異なっていた．上流は，ステップ直下流において滝壺が形成されるが，その後の地形変化があまり見られない結果となっている．下流側のステップ地形の変化は上流よりも大きく，滝壺形成後に滝壺前後に連続して侵食が見られ，720 分後には波状の侵食が形成されている．上下流のステップで地形変化が異なる理由として，上流の流れの不安定性が下流側の方が強く，輸送される砂礫が反砂堆のように縦断的に分布していたためと考えられる．本計算では，この地形変化が大きい下流側の実験結果と比較を行うこととした．

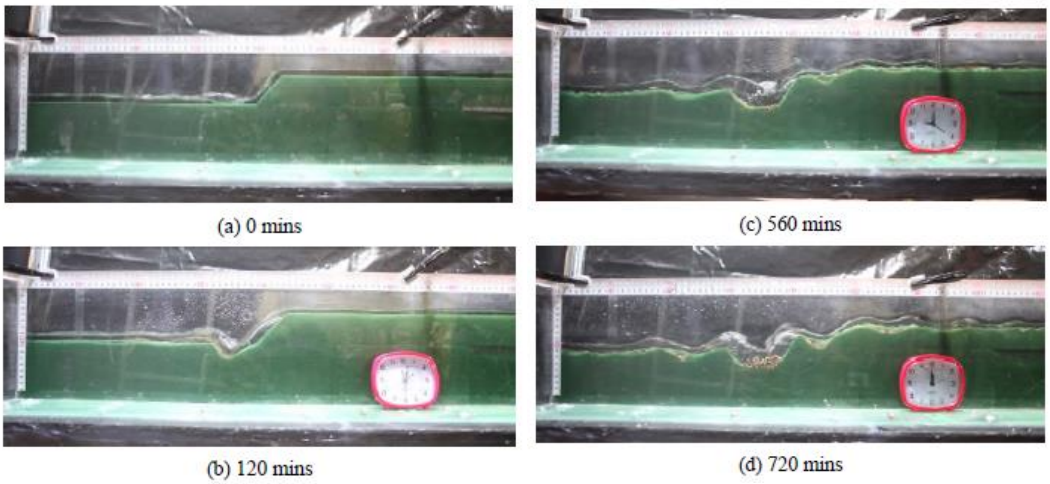



図 2-12　小峰ら[19]の実験結果

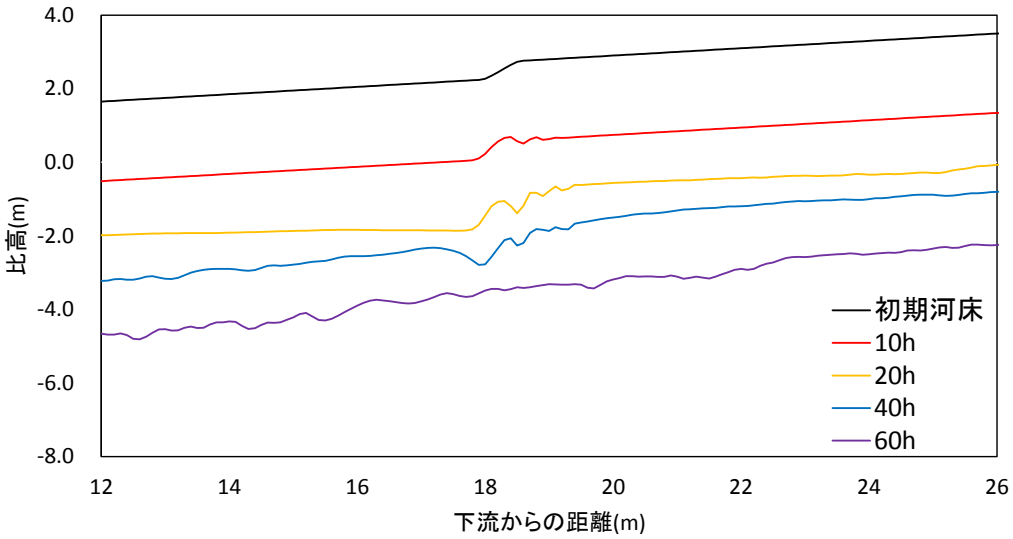



図 2-13　計算結果の岩盤高縦断図

計算結果の岩盤高縦断図を図 2-13 に示す．計算結果の侵食地形をみると，全体的に河床低下しており，ニックポイントより上流は徐々に洗掘し始め，連続的に侵食箇所が上流に向かって増加する傾向がみられた．また，20 時間後以降は，ニックポイントより直下流も滝壺のような地形が形成され，40 時間後には，ニックポイントは消失し，全体的にステップ状の地形が形成された．40 時間後の計算結果は，720 分後の実験結果の縦断地形と類似しており，定性的に再現されていることが確認できた．また，計算結果の 60 時間後をみても，ニックポイントが再形成されるような地形とはならず，縦断的に連続した凹凸がある地形と変化した．

全体的に侵食速度が大きい原因として，河床勾配が大きく流砂量が多いこと，被覆率がステップ状の地形が形成されるまで，ほぼゼロであることが考えられる．また，実験で使用した模擬岩盤床の岩盤強度と侵食速度の関係がわかっていないことから，侵食速度の比較や整合性の議論を行うことは出来ない．

計算結果では，流れの擾乱がニックポイント上流に発生し流砂量に分布が見られ始めると，侵食地形が連続して形成された．山口らの模型実験においても，ニックポイント上流が深掘れするという結果が得られている．その理由としてニックポイント上流側の水面は微少に振幅しており，この水面変化に起因して流砂衝突速度の鉛直方向成分が局所的に増加すると述べている．そこで，計算初期（計算 10 分後）の水深と岩盤高を重ね合わせると（図 2-14），ニックポイント近傍の水深が振幅していることが確認できた．

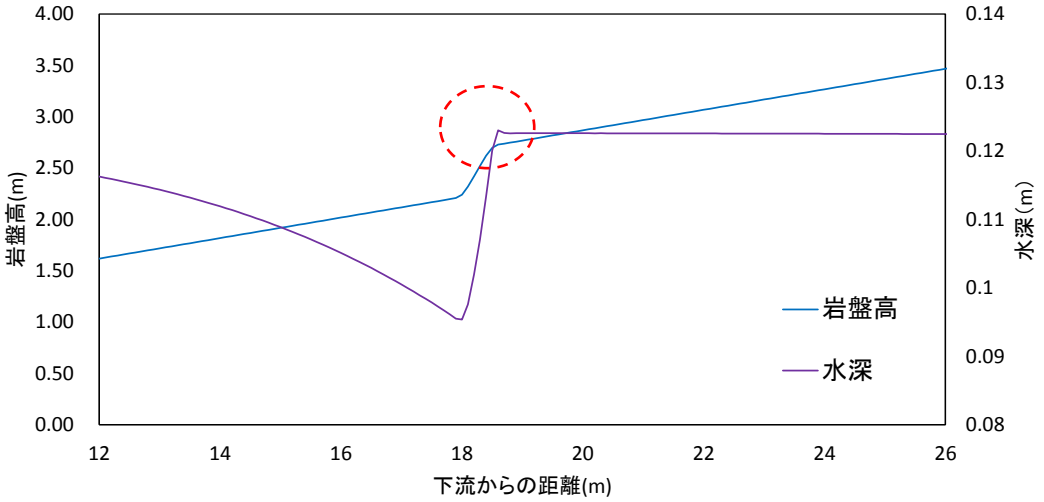



図 2-14　計算初期（10 分後）の水深と岩盤高縦断図

計算では，ステップ地形がニックポイントの上流側から形成され始めたのに対し，実験ではニックポイントの直下流が洗掘したのち下流側にステップが波及した. 通水開始直後の写真（図 2-12(a)）では，跳水のようなものが見られており，120 分後では，下流側で滝壺付近の常流の流れから射流に遷移しているようにみえる．しかし，計算結果フルード数は, 3.3～4.8 の間であり, 流れの性質が変わることはなく, 跳水は発生しない条件である. 実験においては, 砂礫がニックポイント上流から下流に向かって衝突や磨耗した際に岩盤床に不規則な凹凸が生じ, そこに砂礫が集中して移動することにより下流側の洗掘が生じやすくなったと推測できる．このことから，岩盤の侵食は流れや地形の擾乱に影響を受けやすいことがわかる．いずれにせよ，計算結果と実験結果で初期の侵食プロセスは擾乱の影響で異なるものの，最終的には類似した地形を形成した結果となっている.

### 2.3.2　ニックポイント後退の再現計算

次に泉らが行った実験[20]において，ニックポイントの維持と上流移動がみられたケース（図 2-15）の再現計算を行った．

実験水路は，延長 180 cm，水路幅 1 cm である．水路全体に岩盤を模したモルタルを打設し，下流端から 95-100 cm の区間に高低差 5 cm，勾配角 45 度のステップをあらかじめ形成している．上流の河床勾配を 1/50，下流の河床勾配は 1/20 と急勾配となっている．流量 $4.0\times10^{-5}m^3/s$，初期水深 0.8cm，給砂量 10.2g/min，粒径は 1.2mm で実験を実施している．モルタル強度については，計測不能と記載されていることから，かなり軟質であったと考えられる．

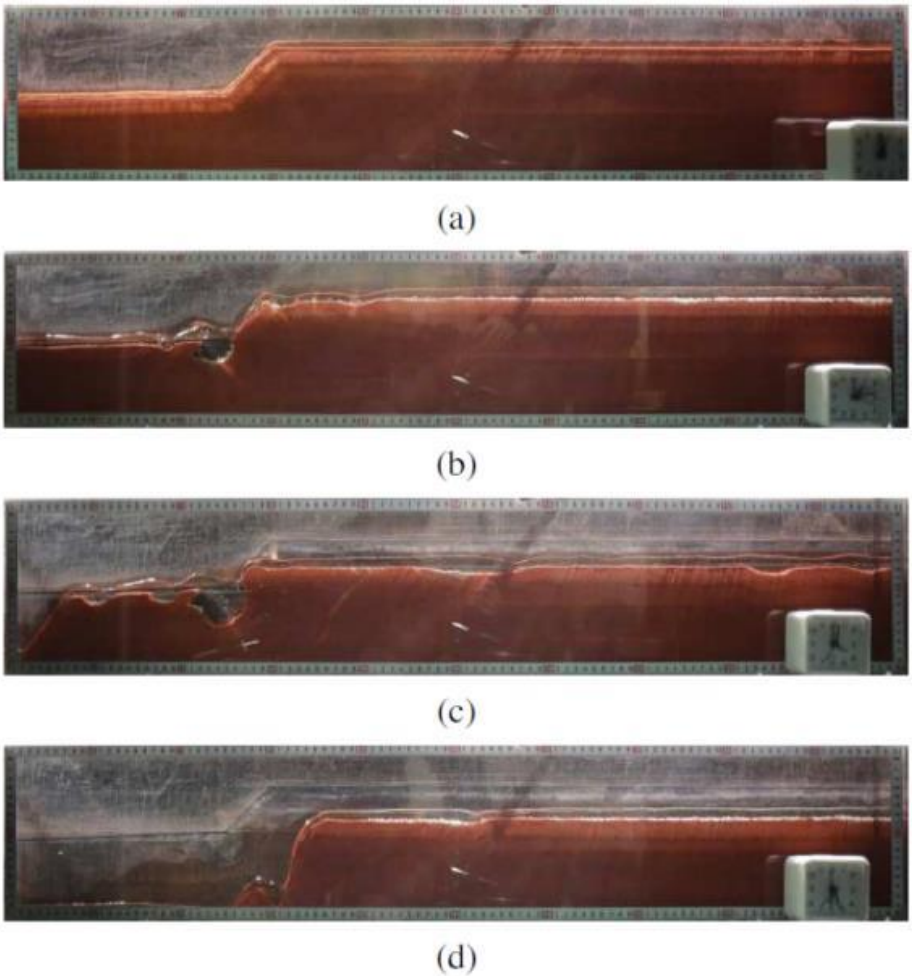



図 2-15　ニックポイントの後退がみられた泉ら[20]の実験結果の河床

(a) 0 mins, (b) 73 mins,(c) 300 mins, (d) 447 mins.

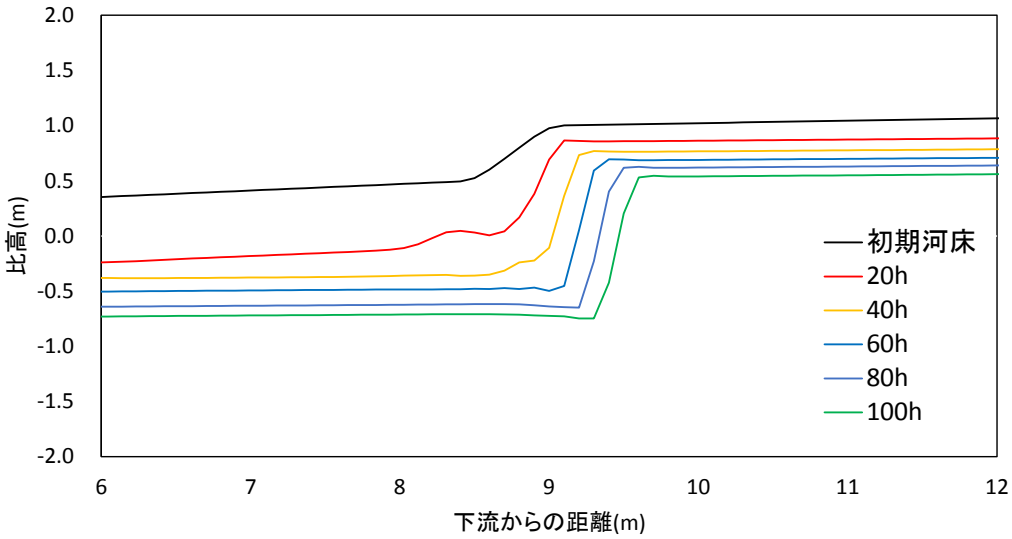



図 2-16　ニックポイント再現計算結果の岩盤高縦断図

実験結果では，73 分後に滝壺が形成されており，上下流の河床が全体的に低下していることが確認できる．300 分後には，下流の侵食が上流に向かって伝播され波状の地形を形成し，ニックポイントの直下流まで侵食が波及すると，落差が大きいニックポイントが形成される結果となっている．

泉らの実験結果を踏まえ，小峰らの再現計算同様に，計算スケールをフルード相似により 10 倍とし再現計算を試みた．計算は一次元的に計算を行い，縦断方向に 0.1m 間隔で格子を設定した．計算結果の岩盤高縦断図を図 2-16 に示す．

計算結果は，実験結果の岩盤侵食プロセスを良好に再現できた結果となった．計算 20 時間後では，ニックポイントの直下流で滝壺のような深掘れた地形が形成され，その下流はステップ状の地形が見られた．40 時間後には，下流からの侵食がニックポイント直下流まで伝播している．実験結果と同様に，下流側の侵食速度が大きく，上流も侵食するが下流側に比べて緩やかに侵食した．実験では，ニックポイントの上流移動速度は上流側の鉛直方向の侵食速度よりも遅かったと述べているが，447 分後の写真をみると，上流部で砂礫の堆積が見られることから，砂礫が岩盤を被覆したことによって侵食を抑制させたことが考えられる．計算結果でも，上流側の河床には砂礫の被覆が確認されていることからも，岩盤侵食モデルはニックポイントの上流移動実験を良好に再現できたと言える．

## 2.4 花魁淵のニックポイント後退再現検証

### 2.4.1 計算条件

次に，花魁淵のニックポイント後退について検証を行った．計算は，川幅を一定とした場合(case1)と，上下流で川幅に変化を与えた場合(case2)の 2 ケース実施した．case1 は，横方向の流れの影響を受けないよう横断方向の格子数を 3 とし，一次元的に計算を行った．case2 は，上流の川幅を 70m，下流の川幅を 30m とし，ニックポイント部分の川幅は上下流で擦り付けるように設定した（図 2-18）．

実験条件を表 2.1 に示す．上流と下流の河床勾配は 1/150 とし延長はそれぞれ 1,500m とした．また，ニックポイントの区間の河床勾配は 1/50 として 250m を設定した．河床粗度は, KP21.4 の計画粗度であるマニング粗度 0.034 をマニングストリックラーの式から水理学的粗度高さ ks を導き 0.35m を与えた．流量は， 1973 年から 2015 年までの石山観測所の平均年最大流量とした.

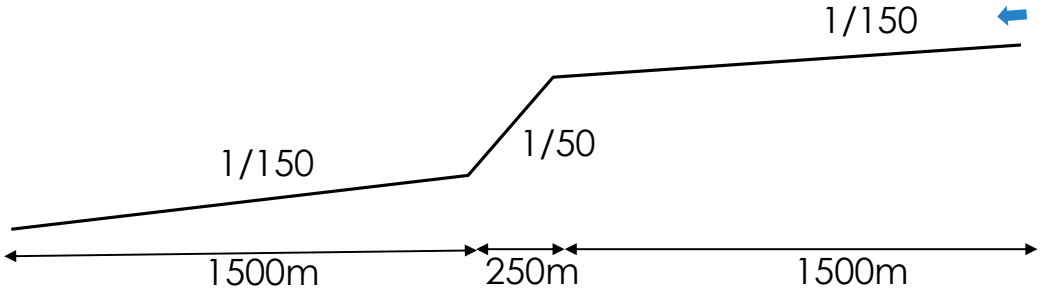



図 2-17　花魁淵初期岩盤床縦断図

図 2-18　川幅変化を考慮した case2 の平面図

表 2.1　花魁淵再現計算の計算条件

| 条件 | 設定値 | 備考 |
|---|---|---|
| 川幅 | case1　上下流 30m<br>case2　上流 70m<br>下流 30m | |
| 河床勾配 | 上・下流 1/150 | |
| マニング粗度 | 0.035 | KP21.4 の計画粗度 |
| 流量 | 310$m^3$/s | 平均年最大流量<br>(1973 年から 2015 年までの石山観測所データ) |
| 粒径 | 80mm | |
| 水深 | case1　上流 2.4m<br>case2　上流 1.5m | |
| 無次元掃流力 | case1　上流 0.12<br>case2　上流 0.07 | |
| 給砂量 | 8.0$e^{-04}$ m3/s | 川幅 30m の場合の飽和流砂量 |
| フルード数 | case1　上流 0.86<br>case2　上流 0.79 | |
| 磨耗係数 | 0.01 | |

### 2.4.2　計算結果

計算結果の各ケースの最深河床縦断図を図 2-19, 図 2-20 に示す. case1 の縦断図では, 河床は全体的に低下しており，30 時間後ではステップ状の地形が形成された．ニックポイントは上流に移動しているがその後退速度は大きく, 落差は小さくなる傾向がみられた. つまり，case1 のように川幅が一定の条件においては，図 2-8 のような侵食地形が形成されていないことが確認された.

しかし，川幅の変化を考慮した case2 の縦断図では，上流の河床低下速度が遅く，下流側とニックポイント周辺が侵食し, ニックポイントが維持され, 上流の移動が確認された. ニックポイント下流の凹凸地形は, 射流と常流の境界で形成される滝壺のような侵食の他に，中流部の侵食速度と，下流部の侵食速度の境界で落差が生じたことが推察される．また，岩盤侵食量コンター図（図 2-21）にみられる上流部の凹凸地形は，山口ら [22]の論文で述べているような上流近傍の深掘れの現象であると考えられる．実際に，花魁淵のニックポイント上流において計算結果のような上流部の深掘れがみられている．しかし，山口らはこの深掘れ部の河床低下が進行し，ニックポイントが更新すると述べているが，花魁淵の上流部は川幅が広く山口らの川幅が狭い条件と異なる点から, ニックポイント更新の侵食プロセスも異なることが推察される.

case2 計算結果は，上下流の河床勾配があまり変化しておらず現地の花魁淵の侵食地形と類似していることから, モデルによって花魁淵のニックポイント後退プロセスが再現できていることを示唆した.

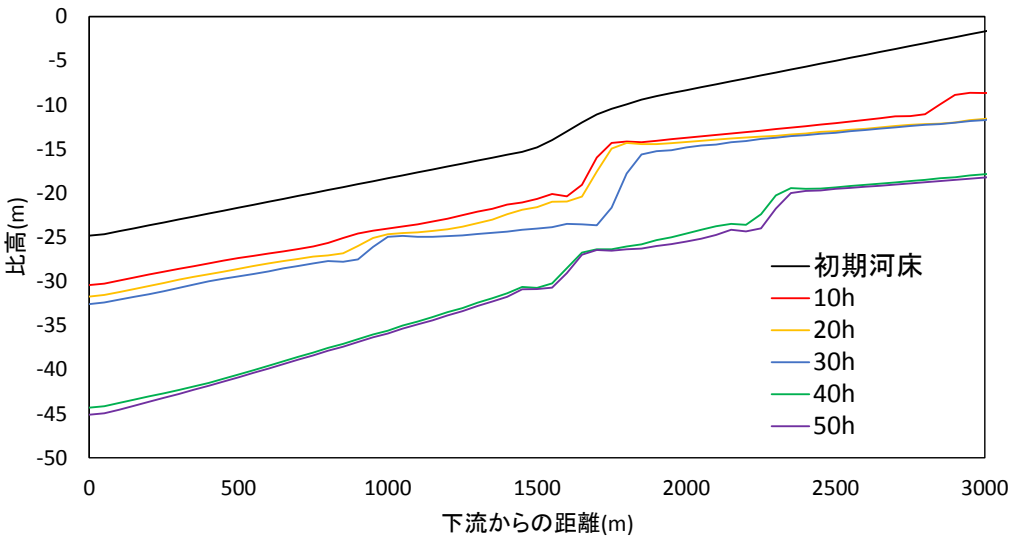



図 2-19　case1 の最深河床高縦断図

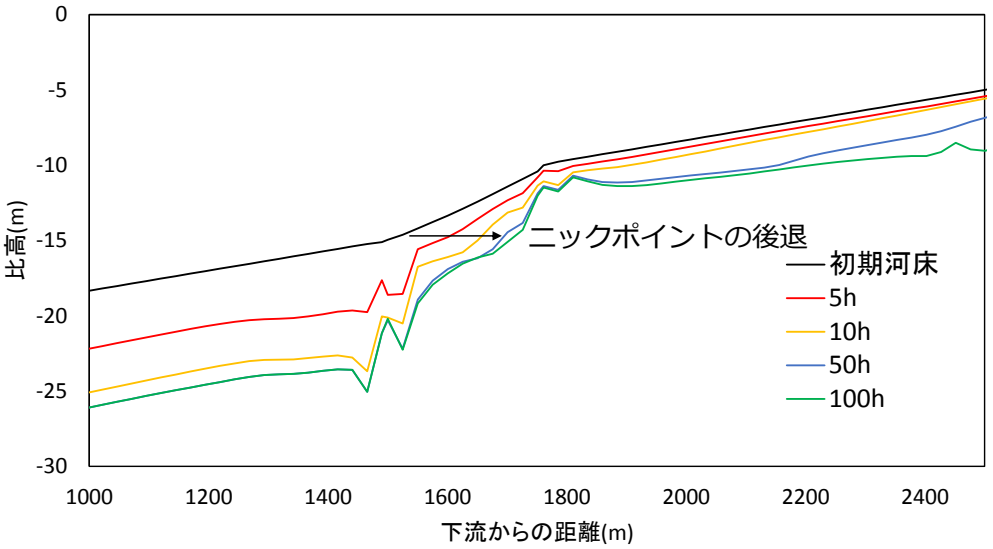



図 2-20　case2 の最深河床高縦断図

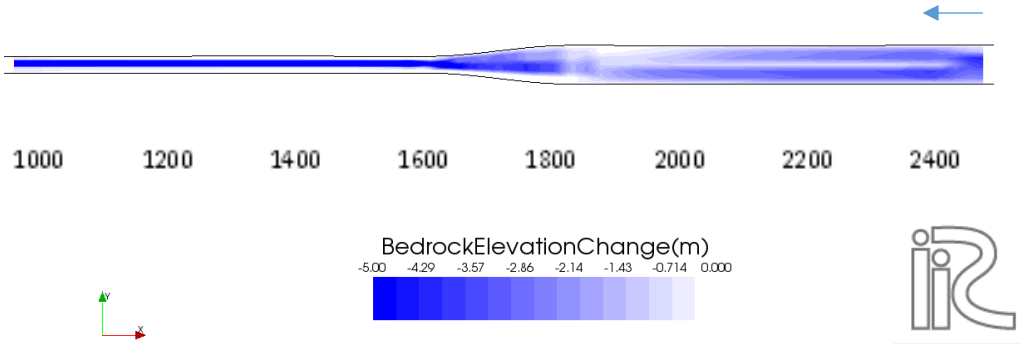



図 2-21　case2 の計算 100 時間後の岩盤侵食量コンター図

図 2-22　花魁淵におけるニックポイント上流の深掘れ部

### 2.4.3　計算結果の比較

川幅の変化がどのように侵食地形に影響を及ぼしているのか，2 ケースの計算結果の比較を行った．比較は計算 5 時間後と比較的早い時間の計算結果とした．侵食が進行してから比較を行うと，侵食地形が影響して複雑になり定量的に比較しづらいためである．比較は，図 2-23 の最深河床高，図 2-24 のフルード数，図 2-25 の単位幅流砂量の縦断図で行った．

まず, 最深河床高の縦断図をみると、川幅が一定の河床は, 全体的に河床低下しており，ニックポイントより上流にステップが形成されているが，川幅変化ありの上流は、変化なしに比べて河床低下が少なくニックポイントが維持されている地形となった. 一次元的な実験や数値計算では, 射流と常流の分布が侵食地形に影響を及ぼしていることが報告されているが，フルード数の縦断図をみると，川幅変化ありとなしで違いがあまりみられず，両ケース共ニックポイント周辺で跳水が発生していた．つまり，川幅に変化があるとフルード数では侵食地形の評価をできないことが示唆された．次に，単位幅流砂量の比較をみ

ると、case2 の上流は，case1 に比べて流砂量が少なく，このことから上流側の川幅が広いと流砂の摩耗する量が少なくなり，侵食速度が低下することが確認された.

ここで case1 の上流の水深は 2.4m であるのに対し, case2 の上流の水深は 1.5m である. フルード数は，開水路流れの流速を長波の波速で割ったものであるが，水深はここでほとんど相殺されるため，水深の変化はほとんど影響しなくなるため，勾配や粗度が変化しない限りフルード数に影響はなくなる. フルード数の比較を行ってもその違いが見られなかった理由はこのためと考えられる.

逆に、掃流力は水深に比例するため，掃流力の影響を直接うける流砂量は，水深の影響が強い．そのため case2 の流砂量が case1 に比べて少なくなり，結果として川幅変化ありの上流側の河床低下量が少なくなったと考えられる．このことから、上下流の川幅の変化が勾配の変化と同じように侵食速度に影響を与える役割がある可能性があることが研究から明らかとなった.

しかしながら, 川幅の変化を考慮しただけでは花魁淵の後退を精度よく再現できたとは言えない．出水時の花魁淵の滝壺の水面は，激しく波立ち渦巻いている 3 次元性が強い乱流場であり, その流れに伴い砂礫は滝壺の側面向かって衝突や摩耗を繰り返しその滝壺形状を広げてゆく．流砂の摩耗による滝壺形成を評価できるモデルは少なく，模型実験等の経験的なデータを基にしていることが現状である．粒子法により,礫の移動を追跡し摩耗侵食を同時に考慮することで滝壺の 3 次元地形をある程度捉えることができるが, 実河川への適応は計算処理に多大な時間と容量を要することが考えられるため, 現実的ではない. ただし，ニックポイントの後退は滝壺の上流方向の成長が寄与する考え方に対して，Scheingross and Lamb[23]の実験では下流方向の滝壺の壁の侵食が進行したと報告されていることから，ニックポイントの後退のみに着目するのであれば，3 次元性の強い流砂の挙動の影響は少ないことを示唆している.

また，花魁淵の右岸の侵食履歴を観ると，ニックポイントからの迂回流による侵食地形が形成されている. 迂回流によって露呈した岩盤は乾燥と湿潤を繰り返しやすくなるため, 花魁淵の河岸は風化によるスレーキングが多くみられる. 風化によって花魁淵下流の地形は滑らかなV字型渓谷になっており, この風化による侵食地形がニックポイント後退速度や，ニックポイント更新に寄与している可能性も考えられる．本章の計算結果では，川幅を強制的に変化させているため迂回流は見られず, また本章のモデルでは風化による侵食を考慮していない．花魁淵の侵食地形を精度よく再現するためには，上記に述べたような花魁淵の流況や風化による侵食プロセスを考慮する必要があると考える.

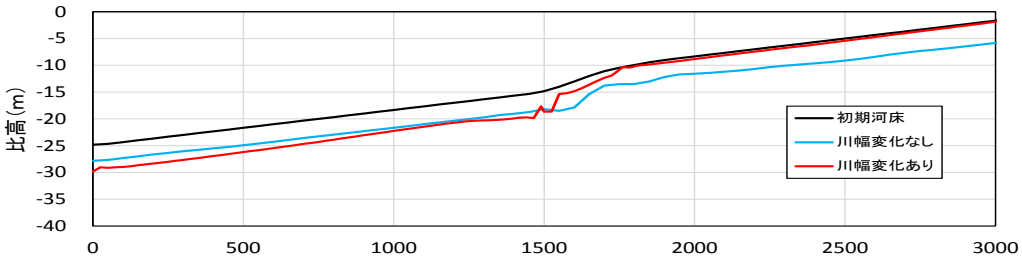



図 2-23　case1 と case2 の 5 時間後の最深河床高縦断図

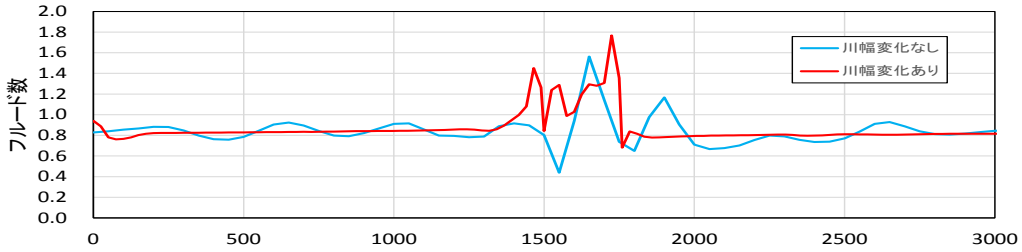



図 2-24　case1 と case2 の 5 時間後のフルード数縦断図

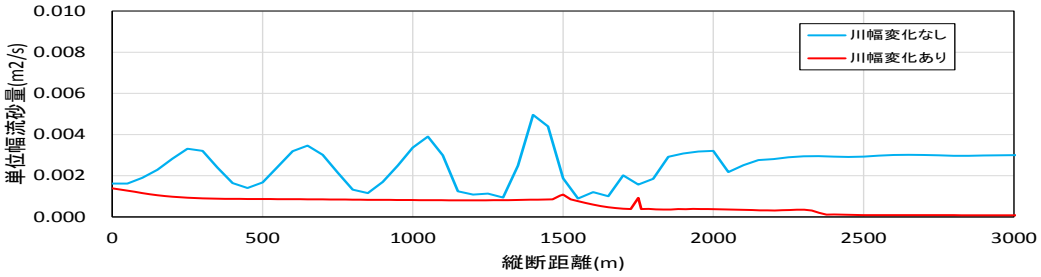



図 2-25　case1 と case2 の 5 時間後の単位幅流砂量縦断図

## 2.5 感度分析

### 2.5.1 計算条件

2.3 のモデル検証では，射流下の条件で検証を行ったため，常流を条件とした場合の侵食地形については述べていない. ここで, 勾配が比較的緩やかな場合の計算を行う. また, 流水によって侵食される粘着性河床との侵食地形の比較も行った.

水路は，長方形断面矩形水路とし水路全長は 500m そのうち検討区間は 100m である. 水路幅 0.1m，上流 250m と下流 240m，中流 10m の河床勾配を 1/50 としてショートカットした区間と想定した．格子サイズを縦 0.5m×横 0.05m とした．粒径 0.75mm，マニング粗度 0.015 とし，上下流の勾配を変えた岩盤床 3 ケースと粘着性河床 1 ケース（表 2.2）実施した．基本の河床勾配は 1/300，単位幅流量 0.125$m^2/s$ とする.

岩盤床は流砂の摩耗によって侵食するため, 土砂が堆積しないで岩盤侵食が進行する程度の流砂量を与える必要がある．本研究では，河床勾配 1/300 に対する平衡流砂量の 10% である $1.2\times10^{-4}m^2/s$ を上流端から供給した．砂礫床の無次元限界せん断力は岩垣の式 [24] から算出し 0.034，泥炭床の無次元限界せん断力は河床粗度に伴い変化する井上らの式 [25] に適応させると 0.05 である．岩盤床の摩耗係数 $\beta$ は 0.5 である.

粘着性河床の粘土鉱物の種類や水温などに依存する係数 $\Theta$ は，係数の感度分析を行ない 0.05 とした．本研究では，粘着性河床は岩盤床との比較対象であるため，水温および水含有率の値は一定であるとした．係数 $\Theta$ の値の妥当性については，今後検討すべき課題である．また，粘着性河床は流水のみによって侵食するので給砂の供給はしていない.

上下流の河床勾配が同じ bedrock_1 と cohesive_1 は 15 時間，上下流の勾配が異なる bedrock_2 と bedrock_3 は 30 時間計算を行なった.

表 2.2　実験ケース

| ケース名 | 河床タイプ | 上流河床勾配 | 下流河床勾配 | 単位幅流量 $m^2/s$ | 平衡流砂量 $m^2/s$ |
|---|---|---|---|---|---|
| bedrock_1 | 岩盤床 | 1/300 | 1/300 | 0.125 | $1.2\times10^{-4}$ |
| bedrock_2 | 岩盤床 | 1/500 | 1/100 | 0.125 | $1.2\times10^{-4}$ |
| bedrock_3 | 岩盤床 | 1/300 | 1/100 | 0.125 | $1.2\times10^{-4}$ |
| cohesive_1 | 粘着性河床 | 1/300 | 1/300 | 0.125 | - |

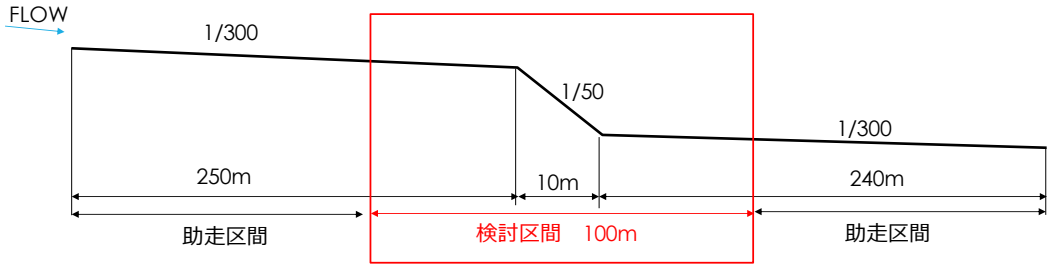



図 2-26 ケース bedrock_1 の岩盤床縦断図

### 2.5.2　粘着性河床の侵食地形との比較

初めに，上下流の河床勾配が同じで河床タイプが異なる bedrock_1（岩盤床）と cohesive_1（粘着性河床）の計算結果をそれぞれ示す．2 ケース共河床勾配は一定に近づいたが，その河床低下過程は異なった．

岩盤床の 15 時間後の河床勾配は一定となり勾配は 1/285 であった．上流側は河床低下が著しいが中流部から下流にかけては河床低下量が少ない．通水初期では，中流の急勾配の岩盤床表面が侵食しニックポイントの上流移動のような現象が見られた．しかし，徐々に上流に向かって侵食が進行するとニックポイントのような勾配変化点が平滑になり消失し，最終的に一定勾配となった．

一方，粘着性河床の場合は，中流部上流側の勾配変化により流れが常流から射流に遷移する地点から侵食が生じ，河床に落差ができステップのような地形が形成された．このステップ地形は，その形状を保持しながら時間の経過とともに上流側へ移動した．岩盤床とは異なり，中流部から下流にかけて河床低下が進行しその侵食速度は時間の経過とともに速くなっていった．

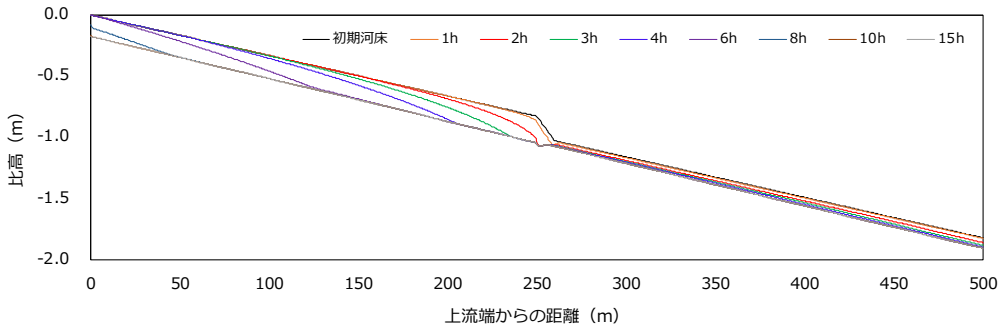



図 2-27　bedrock_1　岩盤床高の時間変化

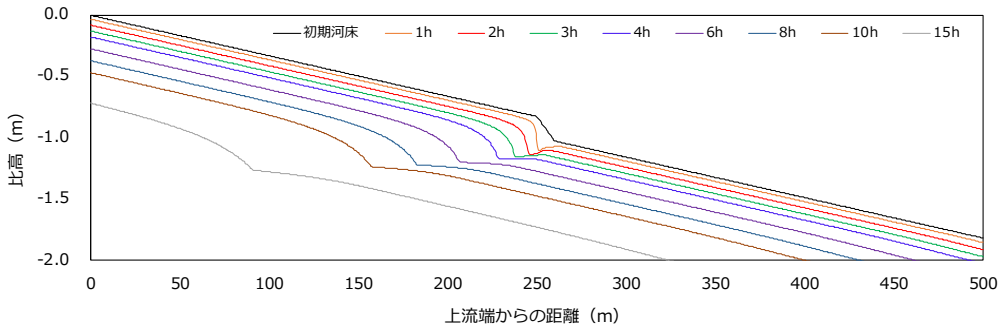



図 2-28　cohesive_1　粘着性河床高の時間変化

### 2.5.3　侵食地形の形成プロセスの比較

(1)　岩盤床

Bedrock_1 の計算結果から，勾配変化がある河床での岩盤床侵食地形の形成プロセスについて考察する（図 2-29）．

岩盤の侵食は，無次元掃流力の大きさが影響することから，縦断図に無次元掃流力も追記した．通水初期は，急勾配 1/50 である中流部の無次元掃流力の大きい箇所で侵食が始まる．この時，上流 1/300 勾配の急勾配付近は下流の急勾配の影響で掃流力は上流側に比べて大きく侵食しやすい．落差直下流の跳水部では掃流力は小さくなり砂礫が堆積する（図 2-29　1h）．急勾配の侵食が進むと同時にその上流の緩勾配河床も侵食が進行するため，急勾配の縦断距離は短くなる（図 2-29　2h）．この時，下流側の緩勾配は被覆しており，河床低下していないため，急勾配の縦断距離の縮小化を助長している．3 時間後（図 2-29　3h）は，上流側の緩勾配の河床低下により中流部の急勾配区間が消失する．上流と下流の勾配変化点は，235m 付近まで上流に移動しており，200m から 235m の河床勾配は初期 1/300 に対し 1/148 と大きくなり，それに伴い侵食速度も大きくなる．4 時間後には，200m から 300m 区間において河床勾配は一定に近づいた．河床勾配は一定量給砂することにより，河床はその給砂量に応じ平衡を維持しようとして結果，侵食性河床の勾配は一定となり動的平衡状態になると考えられる．（図 2-29　4h）．

計算結果から，初期に岩盤床が露出している条件下では，勾配変化点であるニックポイントは，侵食が進行し上流に移動はするが，上流に向かって徐々に消失することが確認された．ニックポイントが上流に平行移動するためには，上流の緩勾配の岩盤床が侵食しないこと，または急勾配河床の侵食と同時に下流の緩勾配河床も侵食することが河床低下の条件となると推測する．

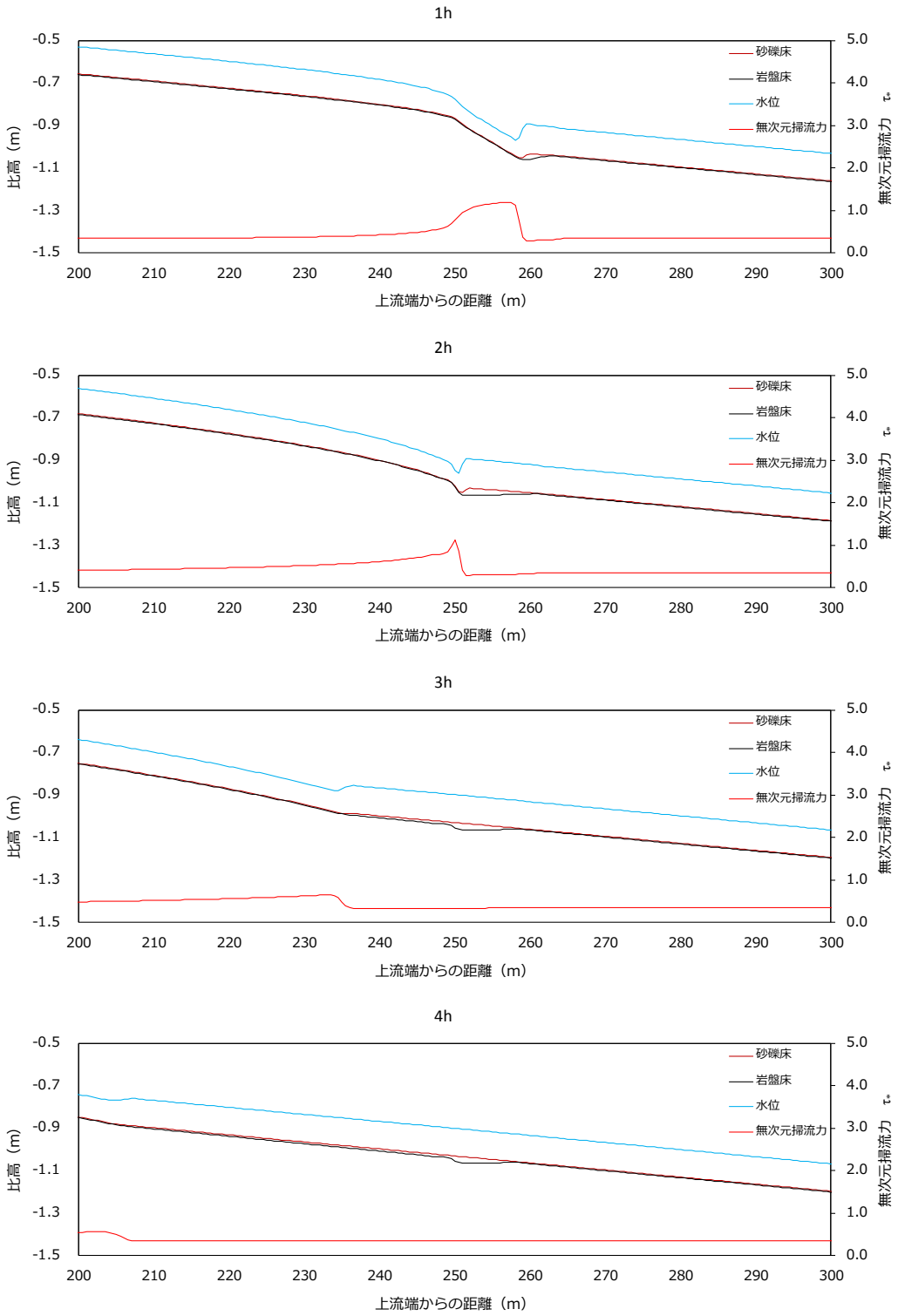



図 2-29　bedrock_1　上下流の河床勾配が同じ岩盤床の侵食地形縦断図

(2)　粘着性河床

次に，cohesive_1 の計算結果から，勾配変化がある河床での粘着性河床侵食地形の形成プロセスについて考察する（図 2-30）．

粘着性河床の侵食は流速の大きさが影響することから，縦断図に流速も追記している．

通水初期は，急勾配の流速が大きい区間の河床が大きく侵食する．この時，岩盤床とは異なり，流速が小さくても河床は低下するため上下流の緩勾配区間も全体的に河床低下する．河床が侵食したことにより，流下方向の流速に分布がうまれ常流から射流，射流から常流と遷移しステップ地形を形成し河床に落差ができる．Parker and Izumi[17]は，粘着性土におけるステップ形状を解析的に導いており，河川急流部においてステップ地形が形成されることが確認されている．計算結果からも急勾配部にステップ地形が形成され，これと一致する．また Parker and Izumi は，ステップ地形が上流に移動することも述べているが，計算結果ではこれも確認された．ステップ地形が消失せず上流移動した理由として，上下流の緩勾配河床が上流移動と同時に一定量河床低下し続けたため，ステップ地形に必要な落差が十分保持できたからと推測される．

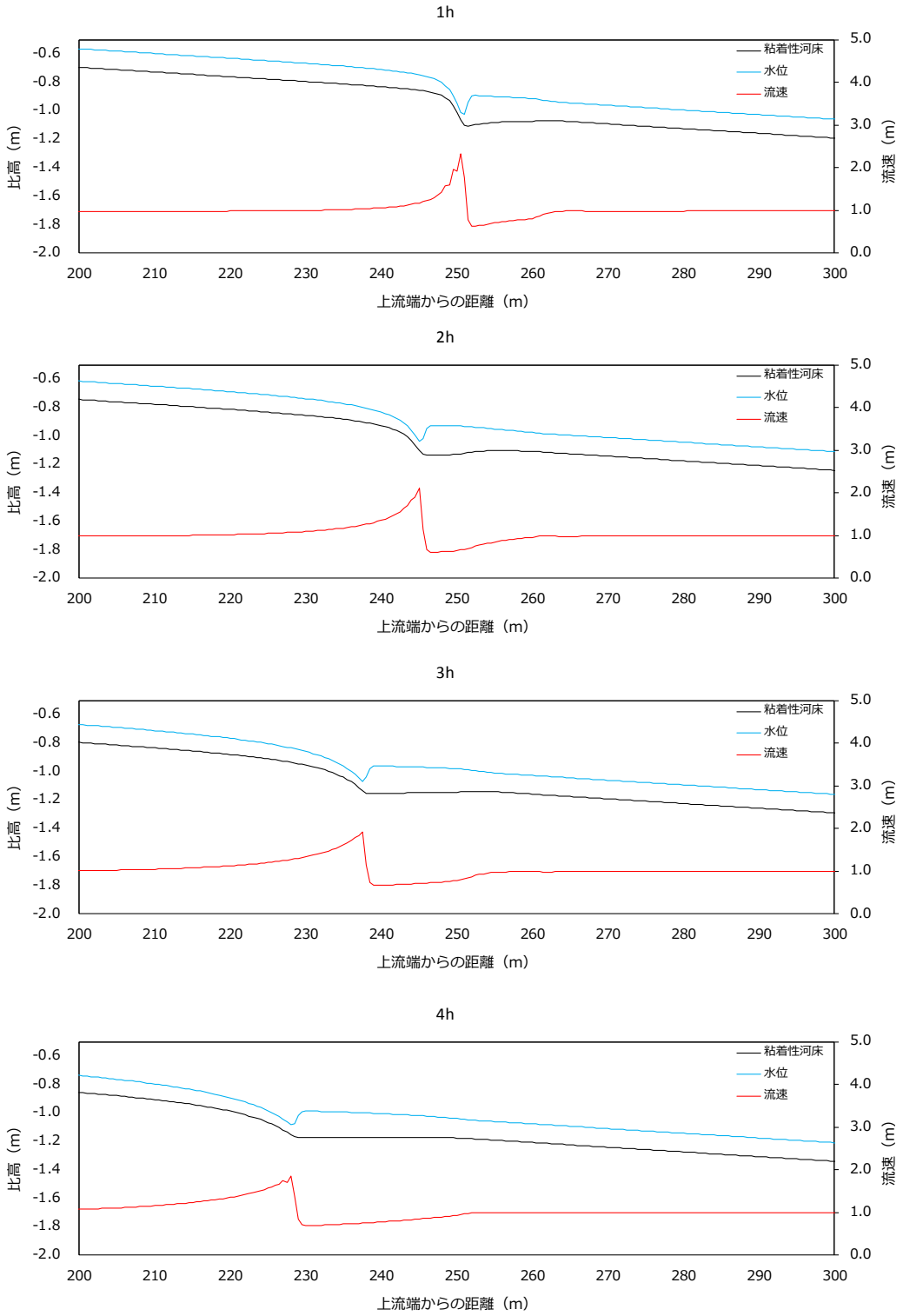



図 2-30　cohesive_1 上下流の河床勾配が同じ粘着性河床の侵食地形縦断図

### 2.5.4　河床勾配が異なるケースの比較

そこで，初期河床勾配の違いが岩盤侵食地形にどう影響を及ぼすかを検証するため，下流勾配が bedrock_1 よりも急な 1/100 とした bedrock_2 と下流勾配が 1/100 で上流勾配が緩やかな 1/500 とした bedrock_3 の計算結果を示す.

bedrock_2（図 2-31）の計算結果，下流勾配が急であるため、上下流の河床が同程度の速度で侵食し落差が維持され，勾配急変点をきっかけとして河道全体に周期的なステップが形成した．bedrock_3 の計算結果（図 2-32）は，上流勾配が緩く下流勾配が急であり，下流側の河床低下速度が速く落差が保持された．勾配点が侵食し，その下流に向かってステップ状の地形が波及した．また，勾配急変点は約 1.5m 低下し約 5m 上流移動する結果となった. このことから下流勾配が上流勾配よりも急なケースにおいて周期ステップが形成されたことを確認した.

泉ら [14]の理論解析から，勾配が大きい場合にステップの波長が小さくなると述べており，bedrock_2 のステップが形成されている区間の河床勾配は bedrock_3 と比べ小さくステップの波長も大きいことからも理論解析と一致する.

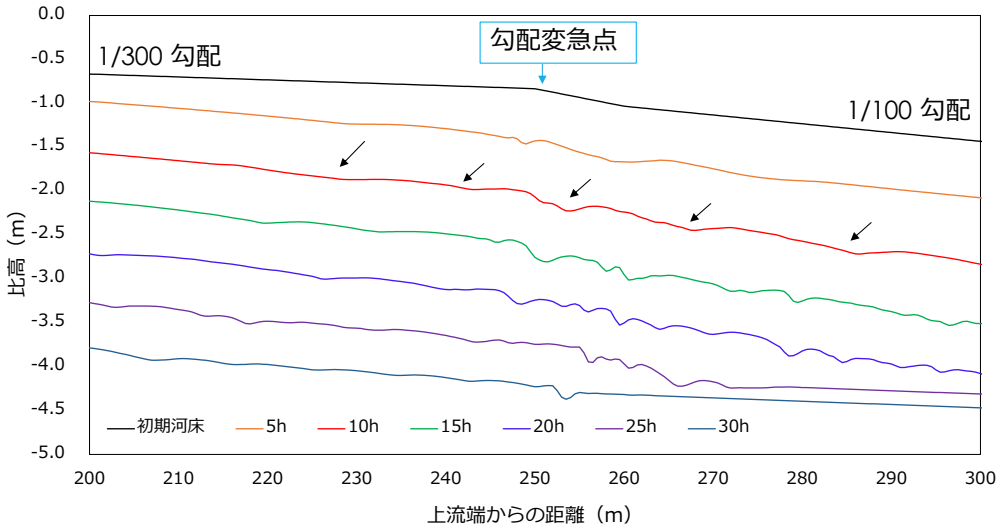



図 2-31　bedrock_2　下流勾配が急なケースの岩盤床の侵食地形縦断図

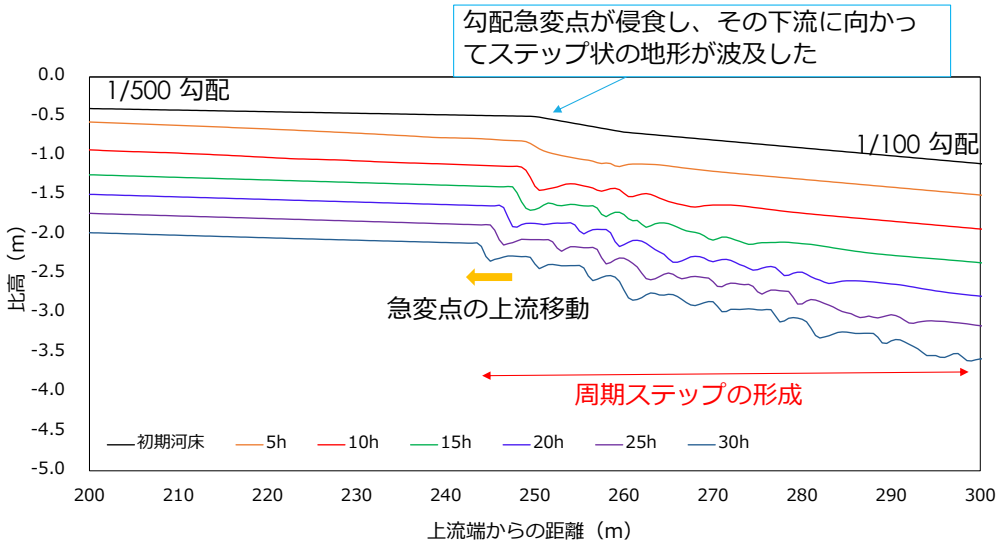



図 2-32 bedrock_3　上流勾配が緩やかで下流勾配が急なケースの岩盤床高の時間変化

### 2.5.5　フルード数の比較

計算結果では下流勾配が上流勾配よりも急な 2 ケースに周期的なステップ地形がみられた．岩盤の周期ステップは常流と射流が連続的に存在する場合に形成されることから、2 ケースのフルード数の比較を行った。上の図が上流勾配 1/300、下流勾配 1/100 のケースで、下が上流勾配 1/550、下流勾配 1/100 のケースのフルード数である．赤は 10 時間後のフルード数，青は 20 時間後のフルード数を示す（図 2-33）．

下流が緩い bedrock_2 の 10 時間後のフルード数は全体的に 1 を超える箇所が多く、常流から射流と遷移するする箇所は 5 つ存在しており、ステップ地形の数も同じであった．また 20 時間後と比較すると，フルード数が高い射流部は上流側に遷移しているのが確認できた．上流が緩く、下流が緩い bedrock_3 のフルード数をみると、上流の緩勾配部はほぼ常流であり，勾配急変点付近から常流と射流を繰り返している．また、bedrock_2 同様に、射流部が上流移動しているのが確認できた．

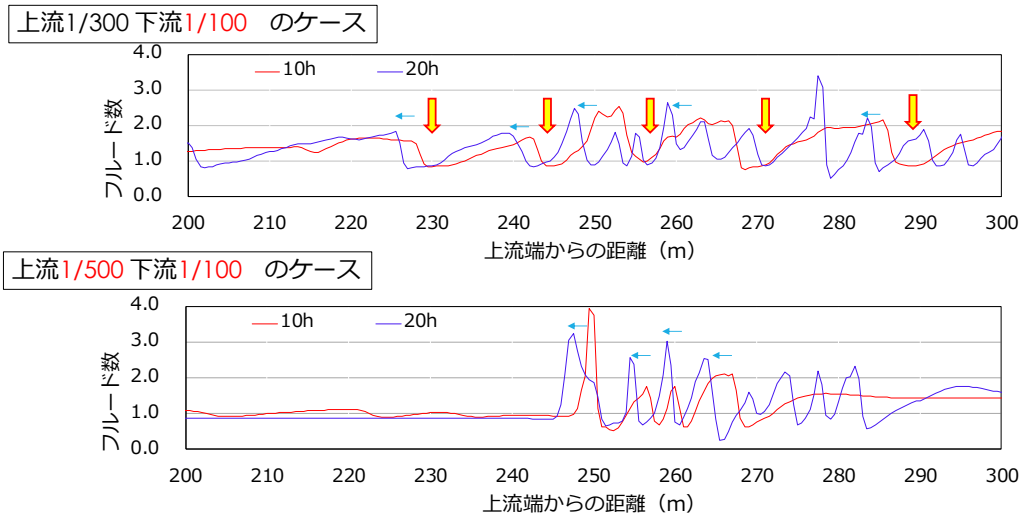



図 2-33　bedrock_2（上）と bedrock_3（下）のフルード数縦断図

## 2.6　夕張川下流の河床低下の再現計算

### 2.6.1　夕張川の概要

夕張川は，北海道の道央地帯に位置する石狩川水系の支川である．本研究で対象としている夕張川下流部の低平地は，明治初頭には泥炭分布域にあわせて湿原が広がっており軟弱な土地であった．また，融雪出水や洪水によって毎年氾濫が起こる不安定で湿潤な環境におかれていた．低平地の洪水氾濫を防止する治水対策として，千歳川に合流していた夕張川を直接石狩川に切り替える夕張川新水路事業が昭和 11 年に完成し通水している（図 2-34）．しかし，通水から一年後，KP2.2 付近で落差 4m のナイアガラの滝のような洗掘が発生し，洗掘は 1 日に 5～7m の速度で上流に移動した．新水路事業では，農業用サイフォンと清幌橋の洗掘防止のために，事業のなかで KP8 地点に床止工を設置していた．しかし，想定していた以上の洗掘が生じたため第 2 基目の床止を下流側に施工した．河床勾配 1/1200 で実施された河道は 1/4000 にまで緩やかになり，清幌床止で落差が大きくなっている．

図 2-34　夕張川治水計画平面図（捷水路[3] から）

### 2.6.2　計算条件

石狩川合流点から夕張川新水路区間（KP-2 から KP16 栗沢頭首工）を対象に河床勾配を人為的に変化させた場合の再現計算を行なう（図-8）．本研究では，泥炭床は微小の流速でも浸食は生じると考えて，計算モデルは cohesive_1 で使用した泥炭床の浸食速度式を採用する．粘土鉱物の種類や水温などに依存する係数 Θ は，0.05 とした．計算の水路形状は，夕張川捷水路工事の計画諸元 [3)]から低水路敷幅を 72m の矩形断面とし，水路全長は 18km とした．格子サイズを 100m×72m とした．水路の河床勾配は，新水路設置時の河床勾配 [3)]に合わせ KP0 から KP11 まで 1/1200，KP11 から KP16 まで 1/1500，また石狩川合流地点 KP-1 から KP0 まで 1/360，石狩川本川 KP-2 から KP-1 の河床勾配を 1/4000 とした（図 2-35）．流量は 1973 年から 2014 年までの平均年豊水流量の 40m3/s，給砂量は勾配 1/1200 の単位幅平衡流砂量である $2.67\times10^{-4}m^2/s$ とした．粒径は昭和 43 年の河床材料篩い分け試験表から単一粒径 1mm，マニング粗度は 0.025 とした．

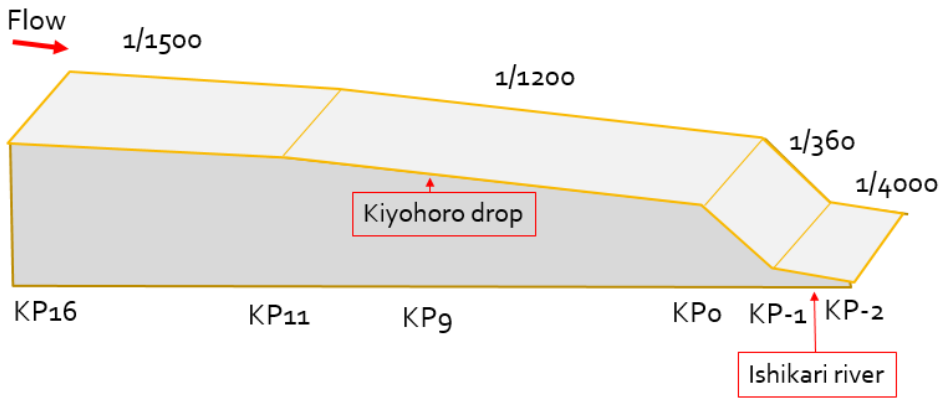



図 2-35 夕張川の初期河床勾配

### 2.6.3　計算結果と考察

図 2-36 から図 2-39 には計算開始から 500 時間までの河床高と被覆率 Pc およびフルード数の計算結果を示す．KP0 付近の勾配急変点から泥炭床が露出し浸食が生じ，KP2 付近でフルード数が大きくなっており，その地点から下流が浸食されていることがわかる（50 時間後 図 2-36）．被覆率のグラフをみると，泥炭床が浸食した KP2 より下流区間では砂礫が堆積している地点と泥炭床が露出している地点が混在しているのがわかる．100 時間後（図 2-37）には，更に上流側が浸食されており，浸食が上流へ波及している．KP4 付近より上流側は，砂礫が堆積しているため浸食されず平坦河床のままであった．200 時間後（図 2-38）には， KP8.5 付近にキャニオン地形が形成された．フルード数をみると射流になっており，射流によって河床が洗堀され落差が形成されたと推測される．キャニオンの落差は 1.5m であった．500 時間後には，キャニオン地形が助長され KP8.5 でその落差は 2.4m となった．

現地でキャニオン地形が出現した当時（1937 年）の河床高の記録が残っていない．そこで現存する 1953 年から 2003 年までの実測の平均河床高[26]とキャニオン地形が清幌床止付近に形成された 500 時間の計算結果の平均河床高を比較した（図 2-40）．実測が残っている中で最も古い 1953 年の平均河床高と比較してみると，清幌床止直下流から KP6.5 区間の河床高は，実測よりも 1m 程度高く計算されているものの，夕張川下流の河床低下の特徴である，下流から浸食が始まりキャニオンが形成され，それが上流へ遡る様子をある程度表現できたといえる．また，前述した粘着性河床の計算結果（cohesive_1）と同様に，ステップのような地形が上流移動し浸食地形を形成した．しかし，今回の数値計算では，粘土鉱物の種類や水温などに依存する係数や流量パラメータの妥当性については予測の域から出ておらず，今後の十分な検討が必要である．

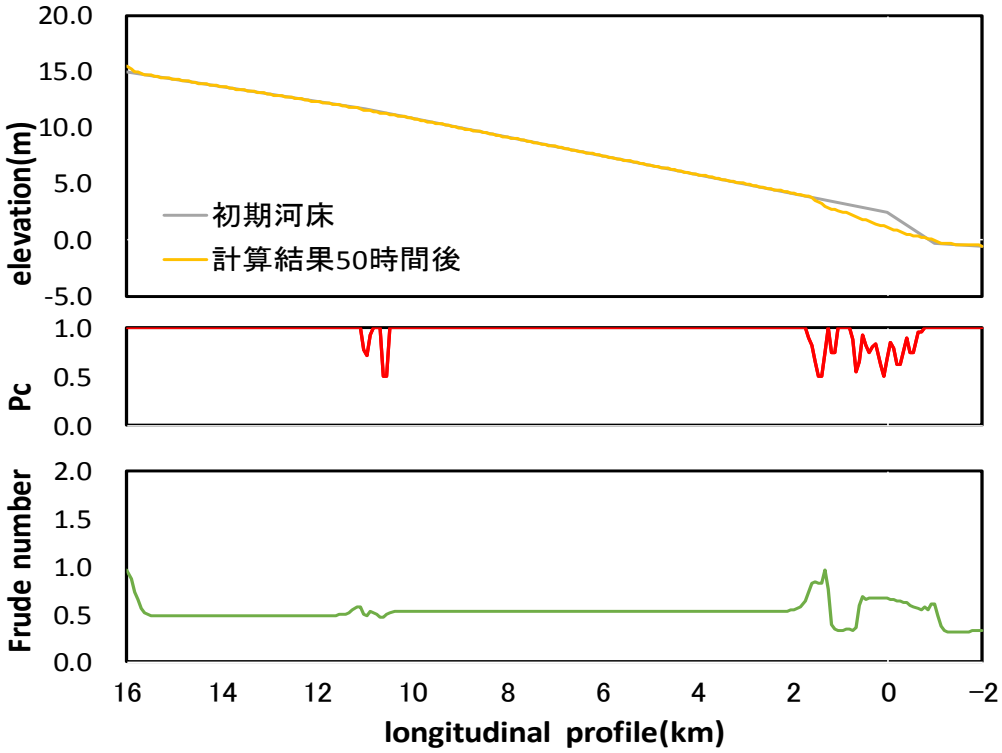



図 2-36 50 時間後の河床高（上），被覆率（中），フルード数（下）

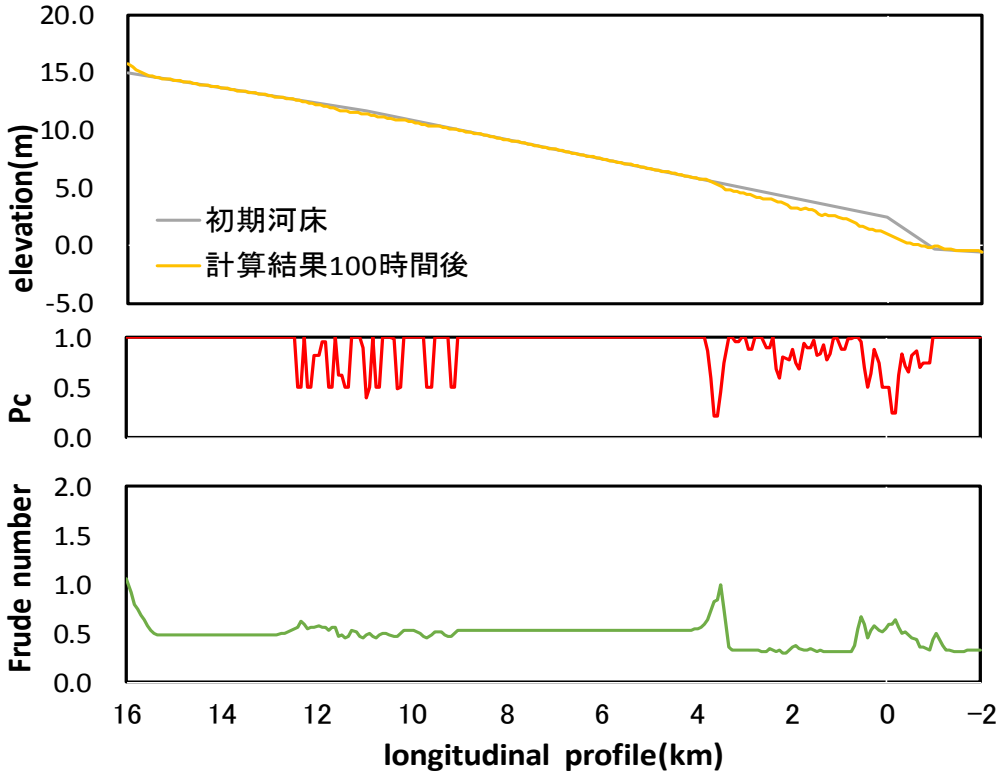



図 2-37 100 時間後の河床高（上），被覆率（中），フルード数（下）

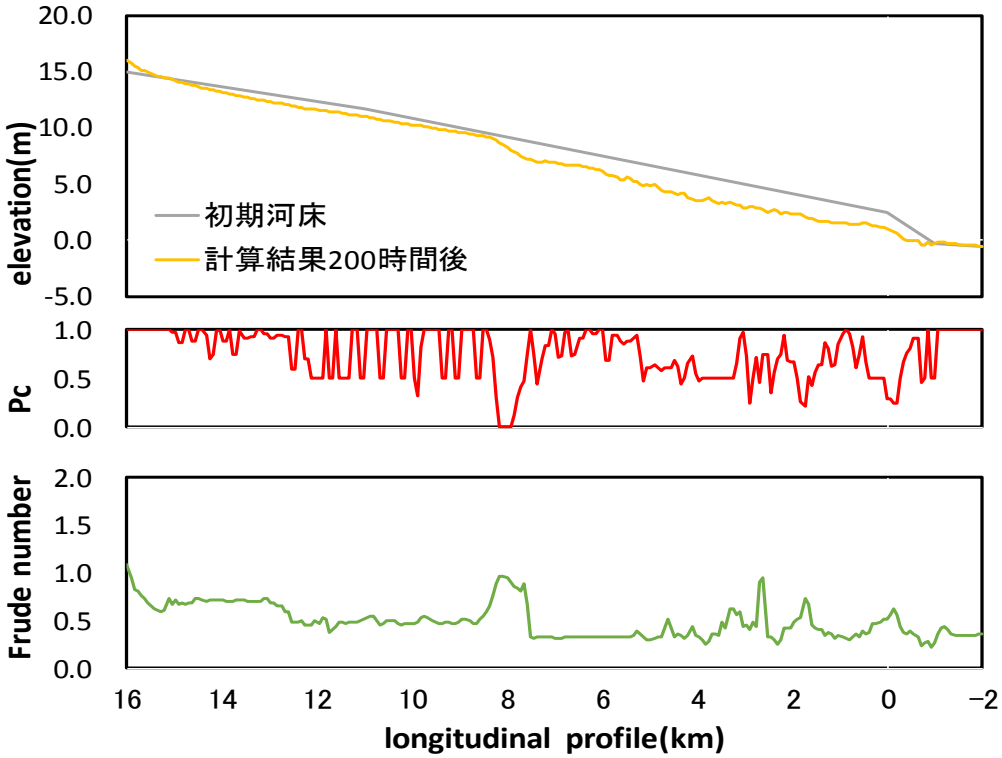



図 2-38 200 時間後の河床高（上），被覆率（中），フルード数（下）

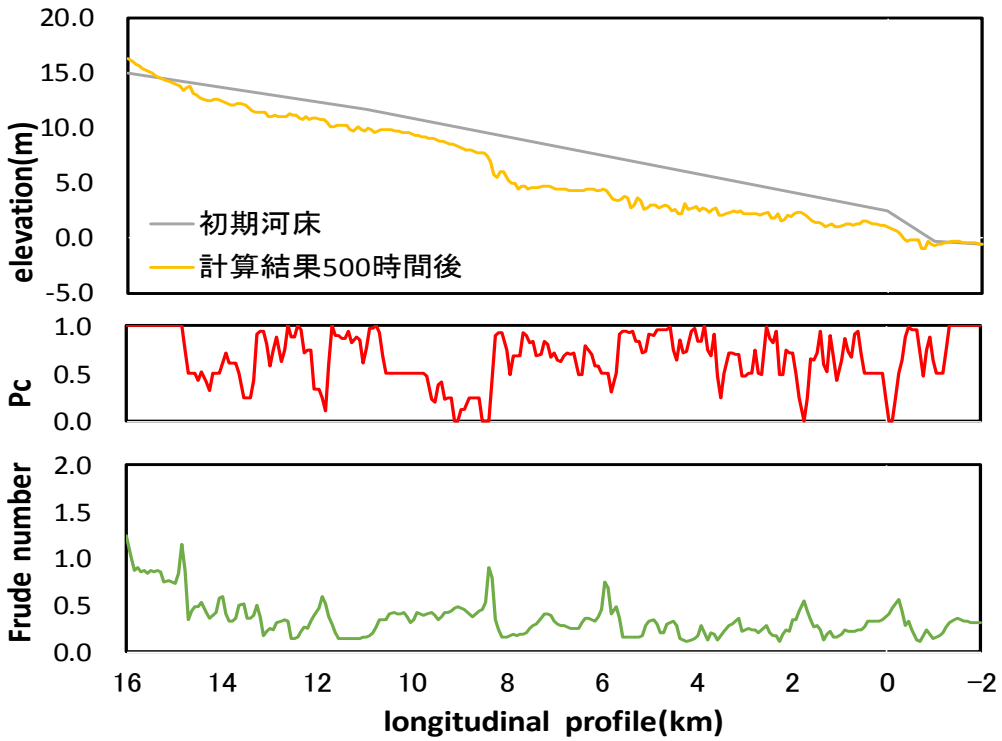



図 2-39 500 時間後の河床高（上），被覆率（中），無次元掃流力（下）

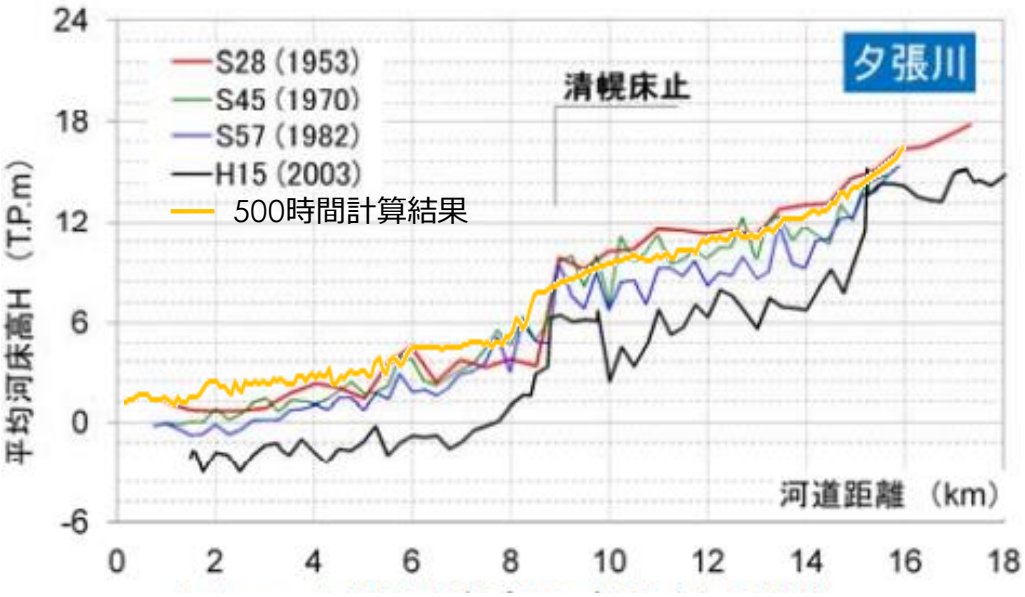



図 2-40　夕張川の実測と計算結果の平均河床高の比較

## 2.7 まとめ

本研究で得られた知見を以下に列記する.

(1) 岩盤床の縦断形状に着目し，勾配変化がある岩盤床において岩盤侵食モデルを用い縦断的な侵食地形の形成について把握した．まず，第 1 章で構築した岩盤侵食モデルを用いて，模型実験の再現計算を実施した．計算結果からそれぞれ周期ステップ地形と射流下のニックポイント後退を定性的に再現でき，構築したモデルはニックポイント後退を評価できるものであることが確認できた.

(2) 花魁淵の再現計算により，上下流の川幅変化によって流砂量が変化するため，上下流の勾配が同じでも侵食速度が異なり侵食プロセスに影響を及ぼした結果となり，勾配変化だけでなく川幅変化がニックポイントの維持と後退に重要な役割を果たしていることが示唆された.

(3) 上下流の勾配が緩く中流の勾配が急な河床条件とし，流量と給砂を一定量上流から供給し岩盤侵食地形の形成プロセスを確認した．計算結果から，上流側の緩勾配河床は，勾配変化点による低下背水により侵食速度が下流緩勾配河床よりも大きく，最終的に勾配変化点は消失し一定勾配に近づくことが確認された．また，河床勾配を変化させて感度分析を行った結果，下流側の勾配が上流側の勾配よりも急なケースにおいて，上下流緩勾配河床の侵食速度が同程度となり勾配変化点における落差が維持され，また勾配変化点が上流に移動することが確認できた.

(4) 岩盤床と粘着性河床の河床変動過程の相違を把握するため数値計算を行なった．その結果，岩盤床の場合は勾配急変点が侵食し上流に移動しながら最終的に一定勾配河床に遷移したが，粘着性河床の場合は摩擦速度の影響によりステップのような地形を形成し，そのステップ地形は上流へ移動しながら落差がある浸食地形を形成することがわかった.

(5) キャニオン地形が出現した夕張川下流に泥炭床の浸食モデルを使用し河床変動の再現計算を行なった．その結果，石狩川合流付近の勾配変化点から射流による浸食が生じ，その浸食地形は徐々に上流へ移動し落差が大きいキャニオン地形を形成した．その現象は夕張川下流のショートカットによる河床低下過程をある程度表現できるものであった．ただし夕張川下流でキャニオン地形が出現した 1937 年当時の河床高や

流量データが残っていないことや粘土鉱物の種類や水温などに依存する係数など諸条件の妥当性については今後検討の余地がある.

# 参考文献


1) 山口進，井上卓也，前田育彦，佐藤大介，清水康行 : 豊平川ニックポイントの現地調査および砂礫流入の再現実験による形状変動の考察，土木学会論文集 B1（水工学）Vol.73，No.4，I_913-I_918，2017.
2) Scheingross, J.S., Lo, D.Y., and Lamb, M.P.: Self-formed waterfall plunge pools in homogeneous rock, GRL, 2017.
3) 山口甲，品川守，関博之 : 捷水路，北海道河川防災研究センター，1996.
4) 町田尚久 : 荒川中流河道への人為的インパクトに対する河川地形システムの応答，地球環境研究，Vol.15，2013.
5) 青木拓也，池田裕一 : 勾配・川幅の変化点近傍での河床変動に関する基礎的研究，土木学会関東支部技術研究発表会，Vol.32-2，111-112，2005.
6) 劔持浩高，田村秀夫，田中久義，萱場祐一，林尚 : 砂鉄川におけるショートカット後の河床変動に関する検討，リバーフロント研究所報告，第 15 号，2004.
7) 清水康行，藤田陸博，平野道夫 : 連続床止め工を有する複断面河道における流れと河床変動計算，水工学論文集，第 43 巻，1977.
8) 山下彰司，清水康行，渡邊康玄 : 急流河川の床止め近傍の河床変動，北海道開発局技術研究発表会，第 35 回，1991.
9) 地盤工学会：土質工学用語辞典，1985.
10) 寒地土木研究所：泥炭性軟弱地盤対策工マニュアル，2010.
11) Bressan, F., Papanicolaou, A.N., and Abban, B.: A Model for Knickpoint Migration in First- and Second-order Streams, Geophysical Research Letters, 41, 4987–4996, 2014.
12) Mackey, B.H., Scheingross, J.S., Lamb, M.P., and K.A. Farley.: Knickpoint formation, rapid propagation, and landscape response following coastal cliff retreat at last-interglacial sea-level highstand: Kaua‘i, Hawai‘i, GSA Bulletin, 2014.
13) Cook, K. L., Turowski, J. M. and Hovius, N.: River gorge eradication by downstream sweep erosion, Nature Geoscience, 7(9), 682–686, 2014.
14) 泉典洋・横川美和・Parker, G. : 基盤岩上に形成される周期的ステップ地形．土木学会論文集 B1（水工学），68, I_955-I_960, 2012.

15) Izumi, N., Yokokawa, M. and Parker, G.: Incisional cyclic steps of permanent form in mixed-bedrock-alluvial rivers, J. Geophys. Res. Earth Surf., 121, 2017.
16) Scheingross J. S. and Lamb M. P.: A mechanistic model of waterfall plunge-pool erosion into bedrock, J. Geophys. Res. Earth Surf., 122, 2017.
17) Parker, G, and Izumi, N.: Purely erosional cyclic and solitary steps created by flow over a cohesive bed, *Journal of Fluid Mechanics*, 419, 203-238, 2000.
18) 横川美和，京極晃年，泉典洋：基盤岩上の周期的ステップの形態に関する実験的研究，土木学会論文集 B1(水工学), Vol.71, No.4, I_997-I_1002, 2015.
19) 小峰秋房，泉典洋，井上卓也：岩盤侵食による滝や滝群の発生機構，土木学会北海道支部論文報告集，第 76 号，B-32, 2019
20) 泉典洋，井上卓也，武田魅智：基盤岩上に形成された滝の維持と消滅のメカニズム，土木学会論文集 B1(水工学), Vol.75, No.2, I_961-I_966, 2019.
21) Zhang, L., Parker, G., Stark, C. P., Inoue, T., Viparelli, E.,Fu, X., and Izumi, N.: Macro-roughness model ofbedrock-alluvial river morphodynamics, Earth Surf.Dynam., 3,113138, doi:10.5194/esurf-3-113-2015, 2015
22) 山口 進，井上卓也，赤堀良介，佐藤大介，清水康行，泉 典洋: ニックポイント近傍における流砂衝突速度の PTV 解析，土木学会論文集 B1（水工学）, 74(4), I_1153-I_1158, 2018.
23) Scheingross, J. S., & Lamb, M. P.: Sediment transport through self-adjusting, bedrock-walled waterfall plunge pools. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 121, 939–963. 2016
24) 岩垣雄一 :限界掃流力に関する基礎的研究, (Ⅰ)限界掃流力の流体力学的研究，土木学会論文集, 41, 1-21, 1956.
25) 井上卓也，泉典洋，米元光明，旭一岳：軟岩上の限界掃流力と軟岩の洗掘速度に関する実験，河川技術論文集, 17, 77-82, 2011.
26) 五十嵐武，柏木才助，岩田直人：夕張川等の低平地における水循環に関する研究，リバーフロント研究所報告，第 25 号，2014.

# 第3章　　砂州の形成と移動による岩盤侵食地形に関する研究

## 3.1　概説

本章では，交互砂州が形成される水理条件において，初期河床条件や給砂量の違いが岩盤侵食地形に及ぼす影響を把握することを目的とする．

第 3 章では，H28 年に寒地土木研究所にて岩盤床を模した低強度モルタルを用いた水理実験を行い，岩盤床の侵食地形の形成要因について考察を行った．また，岩盤侵食を考慮した平面二次元数値解析モデルを用いて岩盤侵食の過程の再現を試み，再現計算結果と実験結果を比較し，モデル精度やモデルの適用限界について考察を行った．

上記実験及び数値計算，考察を通じて，初期河床条件や給砂量の違いが岩盤侵食地形に及ぼす影響の把握について整理した．

## 3.2 本章の概要

既往研究[1),2),3),4)]によると，流砂量の増加は，岩盤床に衝突する粒子の個数を増やすことになり，侵食速度の増大につながる．一方で，流砂量の増加により，岩盤床を被覆する砂礫面積も増加し，衝突する粒子の個数は減少する．つまり，流砂量の増加は岩盤侵食を促進する作用と抑制する作用の相反する 2 つの作用を持っている．

岩盤床上の被覆は，流砂量だけなく，河床勾配，岩盤床の粗度，岩盤床上の初期砂礫層厚にも依存する[5)]．特に，岩盤床の粗度が低く滑らかである場合，砂礫床の一部が露岩すると急激に露岩範囲が広がり，一度広域的に露出した岩盤床に平衡流砂量程度の砂礫を与えても完全な砂礫床に戻らない[6),7)]．また，交互砂州発生領域においては，岩盤床上にも砂州の類似物が形成され，砂州の移動に伴い露岩部も移動することが確認されている[4),7),8)]．

旭川市街を貫流する石狩川上流では，河床低下が進行し岩盤床の露出と侵食がみられており，現在は拡幅・覆礫などの対策が行われている．図 3-1 は対策前の写真であり，垂直写真から岩盤床上に砂州が形成されていることがわかる．また，露出した岩盤は侵食していた．また，同じく岩盤の露出と河床低下が問題となっている無加川の KP5.0 周辺では，帯工設置による試験施工が行われている[9)]．図 3-2 上の 2015 年では右岸に砂州が形成されているが，2016 年 8 月の大規模な出水後では砂州が移動し，左岸側に砂州が形成されていることが確認された．

岩盤の侵食地形を調査するために，低強度のモルタルを用いた実験がこれまでにいくつか行われている[3),10)]．Finnegan et al.[11)]や Johnson and Whipple[12)]の岩盤侵食の実験では，砂州は形成されておらず澪筋状に岩盤が侵食している．また Chatanantavet and Parker[5)]の実験においては，岩盤床上に砂州が形成されているが岩盤床は非侵食性であったため，砂州による侵食形状は確認できていない．つまり，砂州形成の過程で露出した岩盤床が砂礫の移動と衝突によりどのような形状に侵食されるのか未だ確認されていない．図 3-3，図 3-4 は石狩川と無加川の横断経年変化を示しているが，どちらも両河岸際が時間の変化とともに侵食し，カマボコのような地形を形成している．

本研究では，交互砂州が形成される水理条件において，覆礫の有無や給砂量の違いが岩盤侵食地形に及ぼす影響を把握することを目的とし，低強度モルタルを用いた水理実験を行う．また，岩盤侵食を考慮した平面二次元数値解析モデルを用いて砂州形成と岩盤侵食の過程の再現を試み，その結果とモデルの適用限界について考察する．

図 3-1　石狩上流（KP160.5 付近）の砂礫の堆積と岩盤侵食

図 3-2　無加川（KP5.0 付近）の岩盤床上の砂州移動[9)]

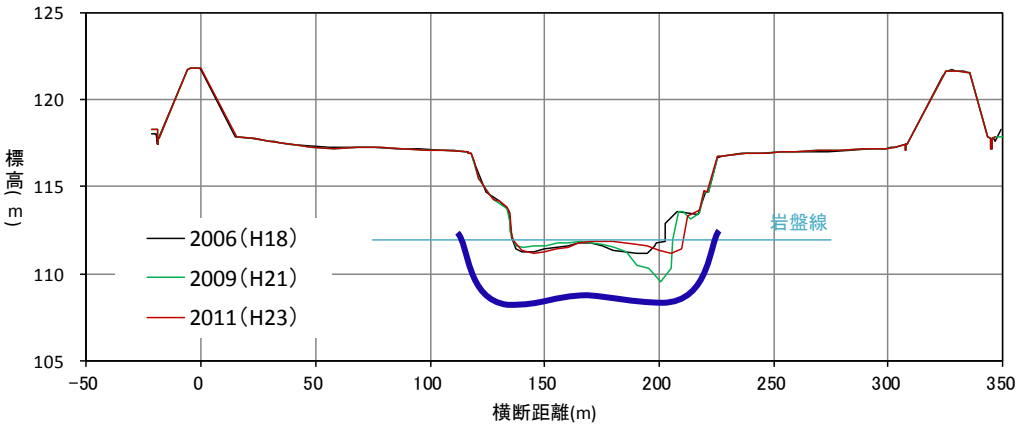



図 3-3　石狩川（KP160.5）の横断経年変化

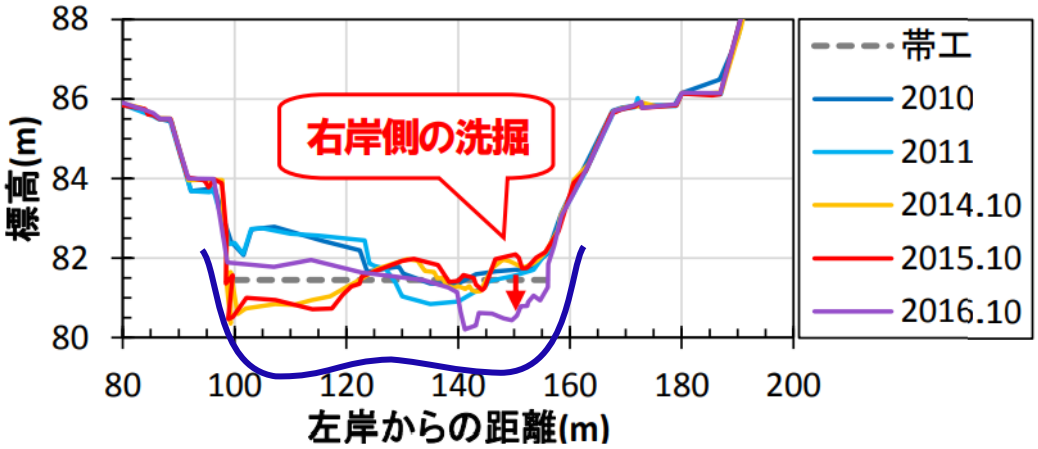



図 3-4　無加川（KP5.0）の横断経年変化[9)]

## 3.3 水理模型実験

### 3.3.1 実験条件

(1) 実験水路

本研究の実験は，延長 52m，水路幅 0.9m，河床勾配 1/200 の実験水路（図 3-5 図 3-6）を使用し，寒地土木研究所で実施した．40m 区間に厚さ 10cm の軟岩を模した低強度のモルタル床が打設され，水路上流端には整流槽と，モルタル床の上下流には助走区間として固定床が設けられた．モルタル床の配合は，既往研究[9]を参考に 1 : 150 : 24.3 : 0.1(白セメント : 粒径 0.34mm の 6 号硅砂 : 水 : 色粉)であった．なお，今回の実験条件下においてモルタル床は流砂の衝突によって摩耗するが，流水のせん断力のみではほとんど剥離しないことを予備実験で確認している．モルタル床の色は，砂礫堆積形状を撮影する際に給砂および覆礫材料(白色の硅砂)と識別が容易な黒色とした．モルタル床の初期表面は木鏝を用いて滑らかかつ平らな状態であった．モルタル床は各ケース実験終了後に全て取り壊され，次のケースでは新たに打設された．モルタル床の養生後強度を針貫入ペネトロ試験で測定（図 3-7）し，各ケースの岩盤強度は 0.05MPa 程度であることを確認した．

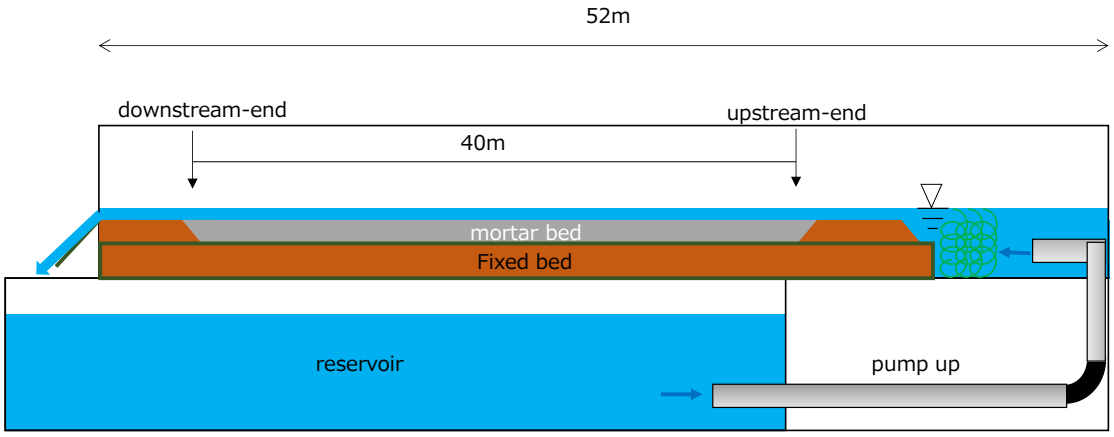



図 3-5 実験水路概要

図 3-6　実験水路を下流から望む

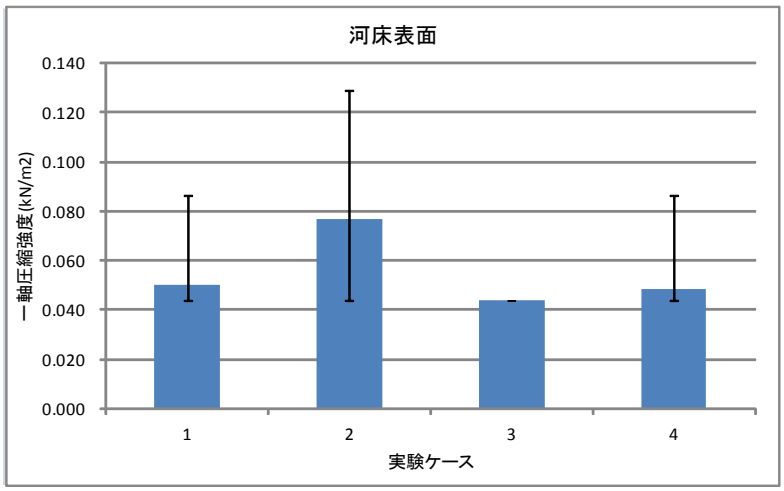



図 3-7　各実験ケースの岩盤強度比較

(2)　実験ケース

表 3.1 に実験ケースを示す．全ケース同じ流量 0.01m$^3$/s を 20 時間通水した．case1 と case2 では初期砂礫層厚 1cm をモルタル床(以後，岩盤床と呼ぶ)の全面に敷き詰めた．

給砂材料には，覆礫材料と同じ粒径 0.77mm のほぼ均一な硅砂を用い，水路上流から連続的かつ横断方向に一様になるように給砂した．case2 の単位幅給砂量は，上流端の初期砂礫層厚が大きく変動しない 5.56×10$^{-6}$m$^2$/s とした．なお，case2 の下流端で計測した流砂量の時間平均値は 5.51$^{-6}$m$^2$/s であった．このことから，case2 の給砂量は砂礫部と岩盤部が混在した河道の平衡流砂量であったと考えられる．case1 の給砂量は case2 の 130%である 7.40×10$^{-6}$m$^2$/s，case3 の給砂量は case2 の 30%である 1.78×10$^{-6}$m$^2$/s，case4 の給砂量は case2 と同じとした．

初期河床が砂礫床である case1 と case2 の初期水位から逆算した等価粗度高さは 0.0022m であり，初期河床が岩盤床である case3 と case4 の等価粗度高さは 0.0006m であった．中規模河床形態の区分 [13]によると，砂礫床の場合，単列交互砂州が発生する水理条件（図 3-8）である．

**表 3.1　水理模型実験の水理条件**

| | 水路幅 (m) | 水路勾配 | 粒径 (mm) | 流量 (L/s) | 無次元掃流力 $\tau_*$ | 水深 (m) | 単位幅給砂量 (m$^2$/s) | 平衡流砂量に対する給砂量の割合 ($q_b/q_{bc}$) | 初期砂礫層厚 (m) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| case1 | 0.9 | 1/200 | 0.77 | 10 | 0.106 | 0.027 | 7.40×10$^{-6}$ | 1.3 | 0.01 |
| case2 | | | | | | | 5.56×10$^{-6}$ | 1 | 0.01 |
| case3 | | | | | 0.091 | 0.023 | 1.78×10$^{-6}$ | 0.3 | - |
| case4 | | | | | | | 5.56×10$^{-6}$ | 1 | - |

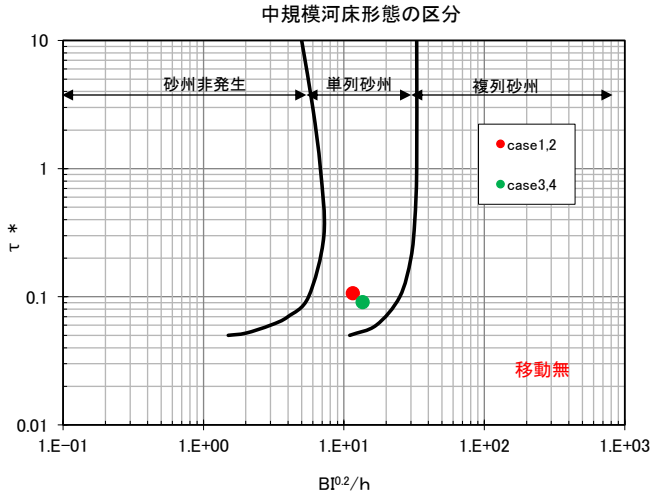



**図 3-8　交互砂州の形成領域区分図**

(3)　計測方法

通水中の水位および河床高を把握するために，1 時間毎に，測定区間 40m，測定位置は水路センター1 点，縦断方向に 5m 間隔でポイントゲージにより測定した（図 3-9　左）．また，岩盤床侵食状況，砂州波長および砂礫の被覆状況を把握する目的で，1 時間毎に水路上方からのデジタル一眼レフカメラによる写真撮影を行った（図 3-9　右，図 3-10）．河床上の砂礫堆積量および岩盤侵食量を把握するため，通水前，通水終了後(砂礫撤去前と砂礫撤去後)の河床高を縦断方向に 0.25m 間隔，横断方向に 5mm 間隔でレーザー砂面計により測定した．なお，砂面計測定は下流から 7m から 27m までの 20m 区間とした．

図 3-9　計測状況

（左：ポイントゲージによる水位測定，右：カメラ架台を使用した写真撮影）

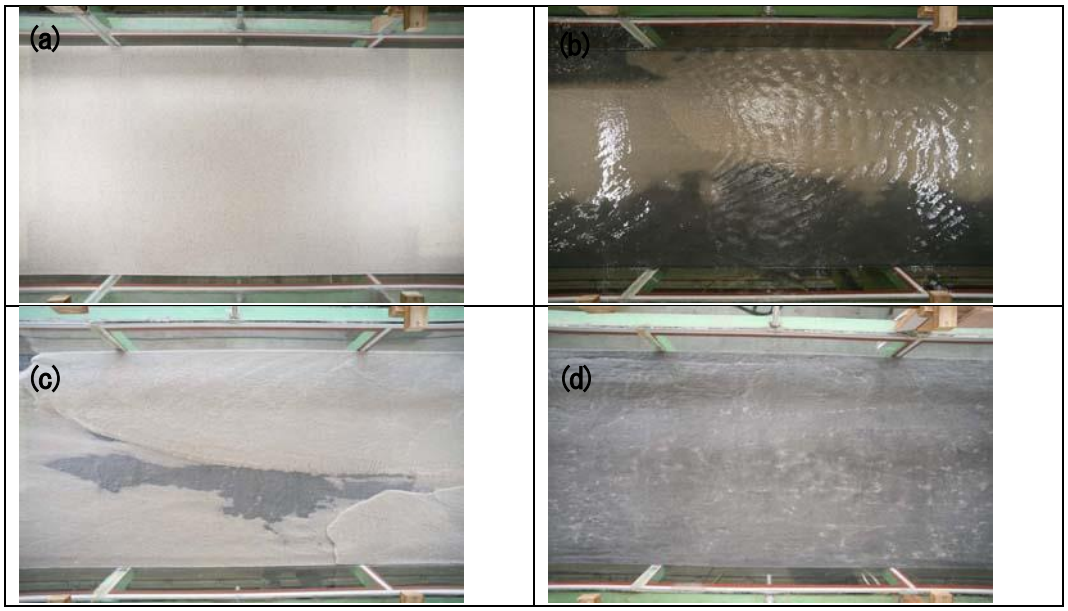



図 3-10　一眼レフカメラによる垂直写真（case2）

（a:初期河床，b：通水中河床，c：通水後河床（砂礫撤去前），d：通水後河床（砂礫撤去後））

### 3.3.2　実験結果

(1)　砂礫の堆積状況

20 時間通水後の砂礫撤去前に撮影した河床状況写真を図 3-11 に示す．白色が砂礫床，黒色が岩盤床である．case1，case2，case3 の岩盤床上には砂州の類似物が形成された（図 3-11 図 3-13）．case3 の岩盤床上には数本の縦筋状に砂礫が堆積した（図 3-14）．

20 時間通水後河床から初期河床（岩盤床を 0m とする）を引いた河床変動コンター図を図 3-12 示す. 砂州が形成されている case1, case2, case3 を比較すると, 給砂量が多い case1 の砂州波高が一番大きく，給砂量が同じ case2 と case4 では，初期砂礫層厚が 0.01m の case2 の方が砂州波高は大きい結果となった．縦筋状に砂礫が堆積した case3 は，全体的に河床は低下しており，岩盤床が筋状に侵食していることが確認された.

図 3-15 に各ケースの平均砂州波長の時間変化を示す．波長は，砂州前縁線頭部から上流に向かって同河岸際の砂州前縁線頭部までの直線距離とした.

これによると，case1，2，4 の砂州波長は，通水 10 時間までは大きく変化しているが，通水 10 時間以降は大きく変化しなかった．10 時間以降の砂州波長をみると，給砂量が平衡流砂量より大きい case1 の砂州波長が, 他のケースに比べ長くなる傾向にあった. また, 給砂量が等しい case2 と case4 の砂州波長は, 初期被覆の有無に関わらず同程度となった.

給砂量が平衡流砂量より少ない case3 では，実験開始 5 時間まで，流砂は蛇行しながら流下していたが，その後ほぼ直線的に流下し砂州は確認できなかった.

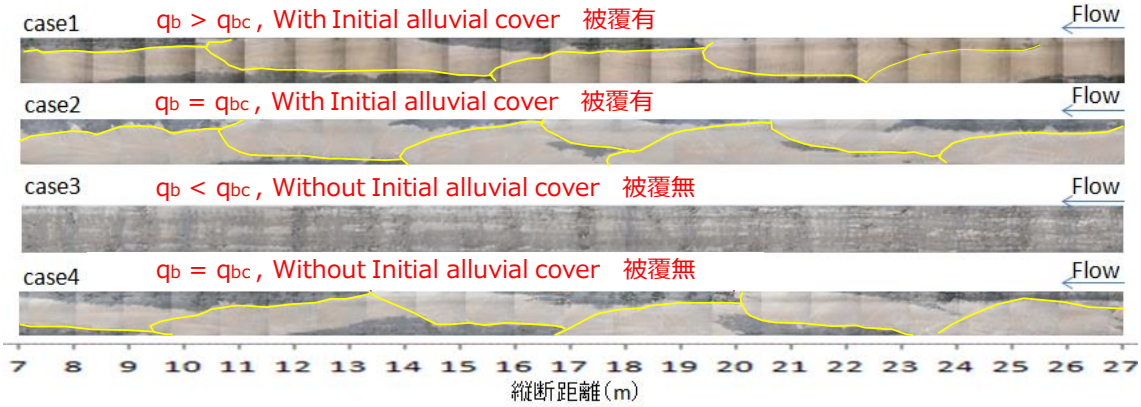



図 3-11　20 時間通水後の河床状況

図 3-12　20 時間通水後の河床変動コンター図

図 3-13　20 時間通水後の case1 の砂礫撤去前河床状況

図 3-14　20 時間通水後の case3 の砂礫撤去前河床状況

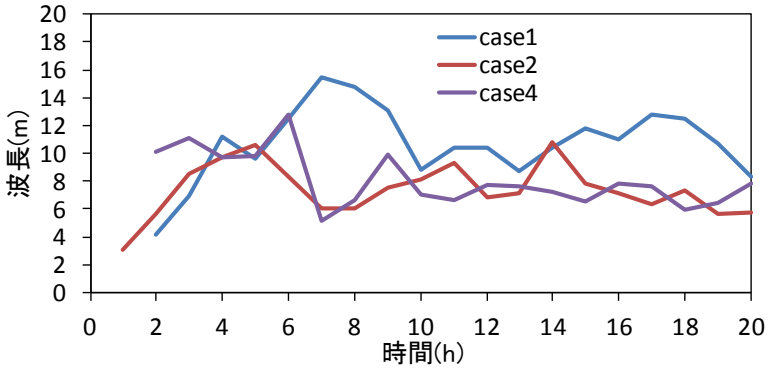



図 3-15　平均砂州波長の時間変化

(2)　被覆率

1 時間毎に撮影した垂直写真より，Adobe Photoshop を使用して 2 値化処理（図 3-16）を行い，ピクセル数から被覆率を算出した(図 3-17)．被覆率は，計測区間 7m から 27m までの全水路面積に対する砂礫面積の割合である．ただし，case3 では通水中の被覆率が算出できなかった．これは，case3 の実験当日の天候が他の実験日に比べ良く，窓から差し込む太陽光が白く水面に反射し，砂礫堆積部の判定が難しかったためである．また，図-1 に示したように砂礫が細い筋状に堆積したことも，光の反射と砂礫堆積部の識別を難しくした．

初期砂礫層がある case1，case2 の場合，被覆率は通水 6～7 時間まで減少を続け，その後，概ね一定からやや増加傾向を示した．初期砂礫層がない case4 の場合，被覆率は通水 6～7 時間まで増加を続け，その後，被覆率は 75～85%の範囲で大きく変化しなかった．

case1 の給砂量は，case2 と case4 より大きいため，被覆率も case2 と case4 より大きくなると予想されたが，実際は 3 ケースとも被覆率が大きく変わらない結果となった．一方，給砂量が少ない case3 の通水終了後の被覆率は，予想通り他のケースより小さい値となった．この要因については後述する．

図 3-16　20 時間通水後の case3 の砂礫撤去前河床の 2 値化写真

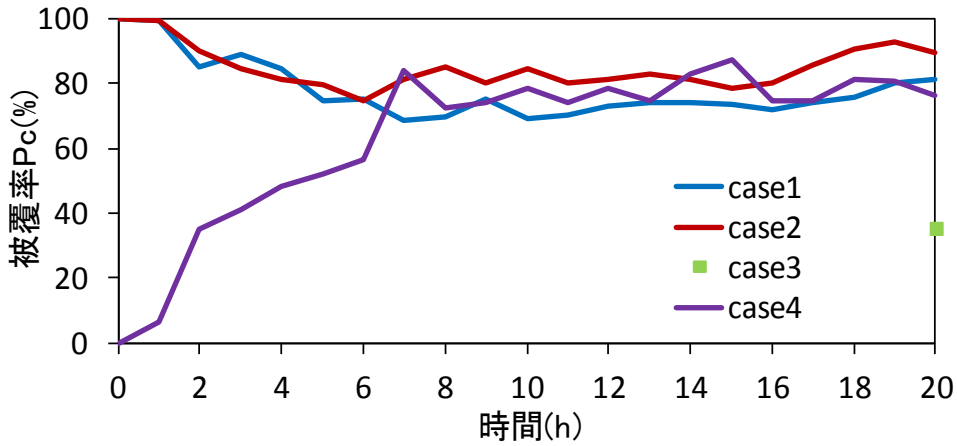



図 3-17　被覆率の時間変化

(3)　岩盤侵食地形

図 3-18 に各ケースの通水 20 時間後の岩盤床横断図を示す.

case1 では, 砂州の発生に伴い砂州の淵で徐々に露岩面積が拡大し, 露岩した岩盤はそこを通過する流砂の衝突や摩擦により侵食された. 砂州の下流移動に伴い, 両岸の淵に現れた露岩部も下流へ移動するため, 両岸付近の岩盤は縦断的に侵食されていった. 一方, ほとんどの時間, 砂礫で覆われていた水路中央部の侵食はわずかであった. 両岸付近の侵食形状を詳細に見ると, 流砂の移動経路に沿った細長い溝や複雑な凸凹状の侵食地形が確認された. なお計測区間の最大侵食深は 41mm であった.

case2 も case1 と同様に砂州の形成に伴い両岸付近が侵食された. ただし, 両岸部の侵食箇所を詳細に見たとき, 細長い溝は case1 より少なく, 複雑に凸凹した侵食形状が多く見られた. なお最大侵食深は case1 より小さい 20mm であった. これは,被覆率が概ね同じなら(図 3-17), 流砂量の多い方が衝突する粒子数も多くなり, 侵食量が増加するためである.

case3 と case4 は通水開始時から露岩状態であるため, 水路全体で岩盤侵食が進行し, 計測区間の河床は平均でそれぞれ 7.5mm 低下した(図 3-19). 給砂量が少ない case3 では, 通水 6 時間後から縦筋状に河床全体が侵食し, そこに流砂が集中し岩盤はさらに侵食され筋が深くなっていった. やがて集中しすぎた流砂が筋の底部に堆積しはじめ, 筋底部の岩盤は堆積した砂礫に護られ侵食が収まり, かわりに筋の側面が侵食され筋の幅が拡がった.

case4 の場合, はじめ case3 と同じように岩盤床全体が侵食されたが, やがて岩盤上に砂礫が堆積し, 堆積した砂礫によって砂州が形成されると, case1, case2 と同様に河岸際の露岩箇所が侵食し始めた. 最大侵食深は 51mm であり, 流砂量が等しい case2 より大きい値であった. これは, 流砂量が同じならば, 被覆率が少ない方(図 3-17 の通水 7 時間までを参照)が, 岩盤に衝突する粒子数が多くなり, 侵食量が増加するためである.

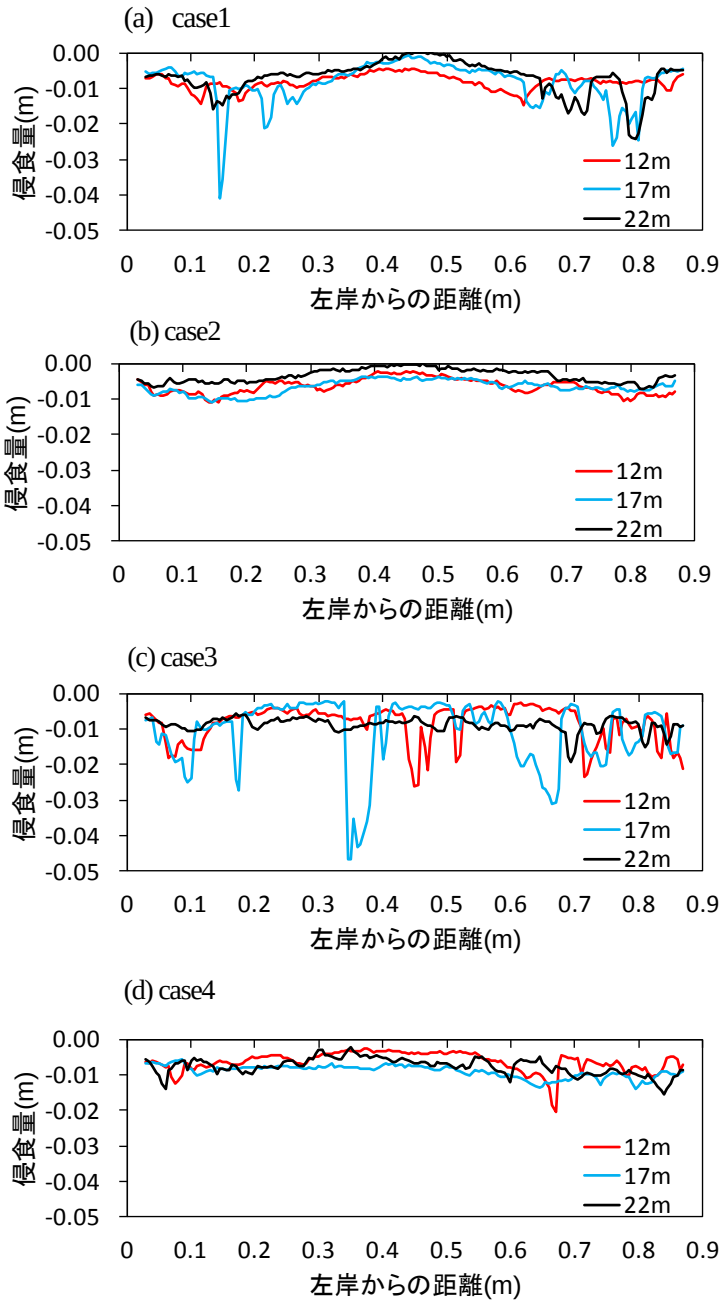



図 3-18　20 時間通水後の各ケースの岩盤床横断図

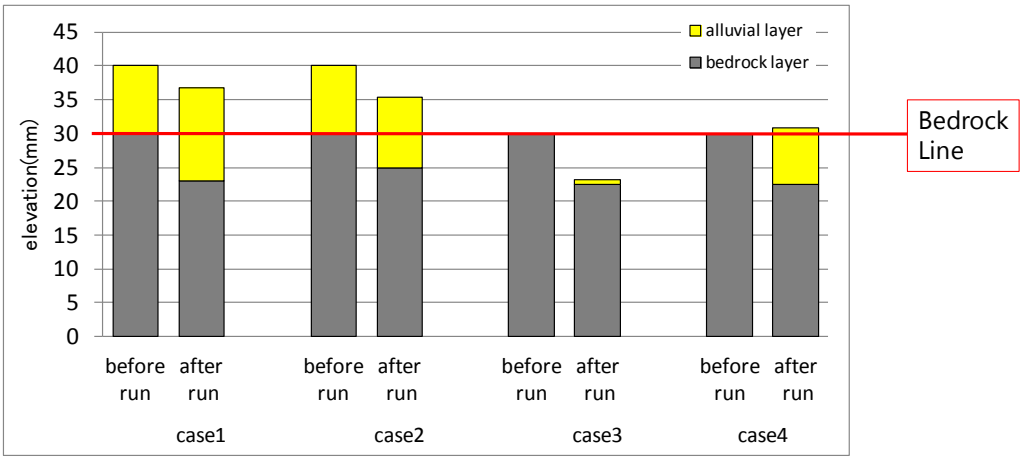



図 3-19　通水前と通水後の平均河床高（初期岩盤床高を 30㎜ とする）

## 3.4 数値解析

### 3.4.1 再現計算方法

本実験で確認された岩盤侵食形状の数値解析による再現を試みる．数値計算は第 1 章で構築した岩盤侵食モデルを用いて行う．計算格子の延長は実験の水路延長よりも長い 100m とし，水路幅は 0.9m である．1 格子のサイズは流下方向に 0.4m，横断方向に 0.05m とした．初期岩盤床には，微小な擾乱を与えるため上流端に最大粒径（1mm）程度の凹凸を横断方向に 5cm 間隔で設定した．砂礫床の等価粗度高$k_{sa}$は，平坦砂礫床の場合粒径の 2 倍の 0.00154m に設定し，岩盤床の等価粗度高$k_{sb}$は岩盤が露出した状態で給砂を行う前の水位から逆算し 0.0006m とした．無次元限界掃流力$\tau_{*c}$は，砂礫床と岩盤床でそれぞれ異なっており，砂礫床上の無次元限界掃流力$\tau_{*ca}$は岩垣の式[14]より 0.034 とし，岩盤床上の無次元限界掃流力$\tau_{*cb}$は井上らの式[15]より 0.025 とした．磨耗係数βは，実験で使用した侵食性モルタルの強度σが 0.05MPa, 磨耗定数$\beta_c$が $10^{-4}$ であることから, 本計算では 0.01 を設定した．また，岩盤の巨視的な粗度高さは粒径の 2.5 倍[16]とし，各ケース 20 時間計算を行った.

### 3.4.2 解析結果

図 3-20 から図 3-23 に各ケースの岩盤床変化高のコンター図とトータルの河床変化高のコンター図をそれぞれ示す．初期砂礫層厚がある case1 と case2 の数値解析では，砂州形成に伴い河岸際が露岩した．case4 では，同様に露岩状態から，次第に砂礫が堆積し単列交互砂州が形成された． case3 では砂州は形成されなかった．計算結果は実験の特徴をよく捉えている. ただし, 計算の砂州波長の方が実験結果より長くなる傾向にあった（図 3-24）.

また，case1, case2, case4 では，砂州形成によって露岩した河岸際の岩盤が侵食され，砂礫によって被覆されていた水路中央の岩盤は，両岸より侵食されなかった．これは，実験結果の侵食形状と概ね一致した．一方，case3 では，実験結果のような縦筋状の侵食が水路全面に形成されたものの，縦筋の間隔が実験結果よりも大きく，その侵食量も少なかった.

このように本研究で用いた数値解析モデルは，砂州形成による両河岸際の侵食と，給砂量が少ない場合に砂礫が堆積せず砂州を形成しないという現象を表現できたといえる

が，砂州波長が実験よりやや長く，case3 で形成された縦筋の間隔を精度よく表現できていないことが分かった．これらの要因については次の章で考察を加える．

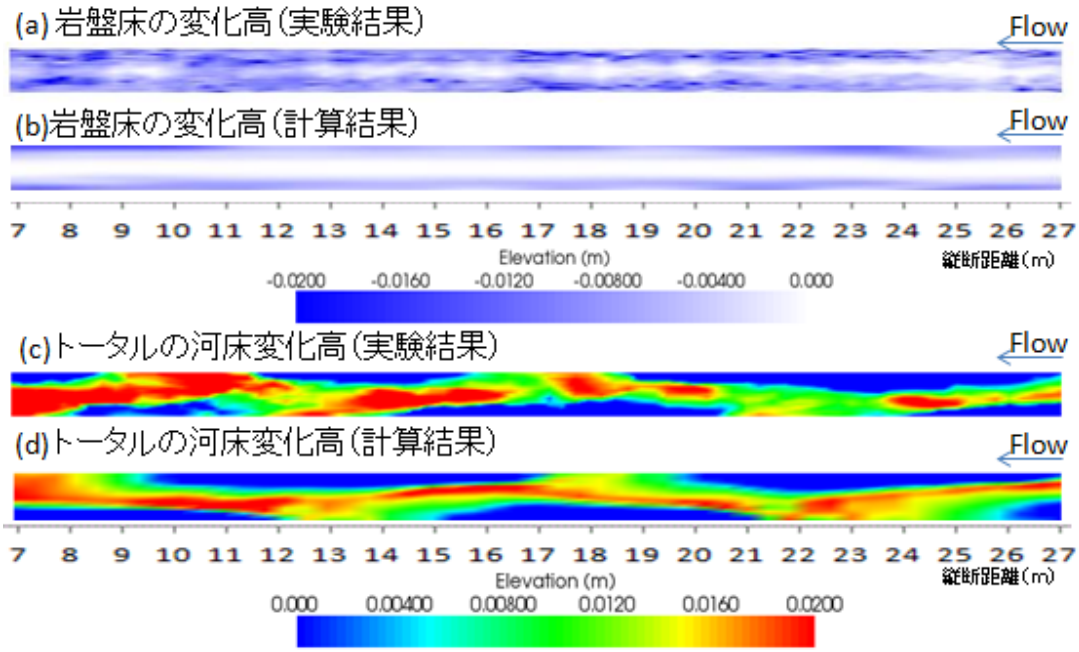



図 3-20　上：case1 の岩盤床の変化高の実験結果(a)と計算結果(b)の比較

下：case1 のトータルの河床変化高の実験結果(c)と計算結果(d)の比較

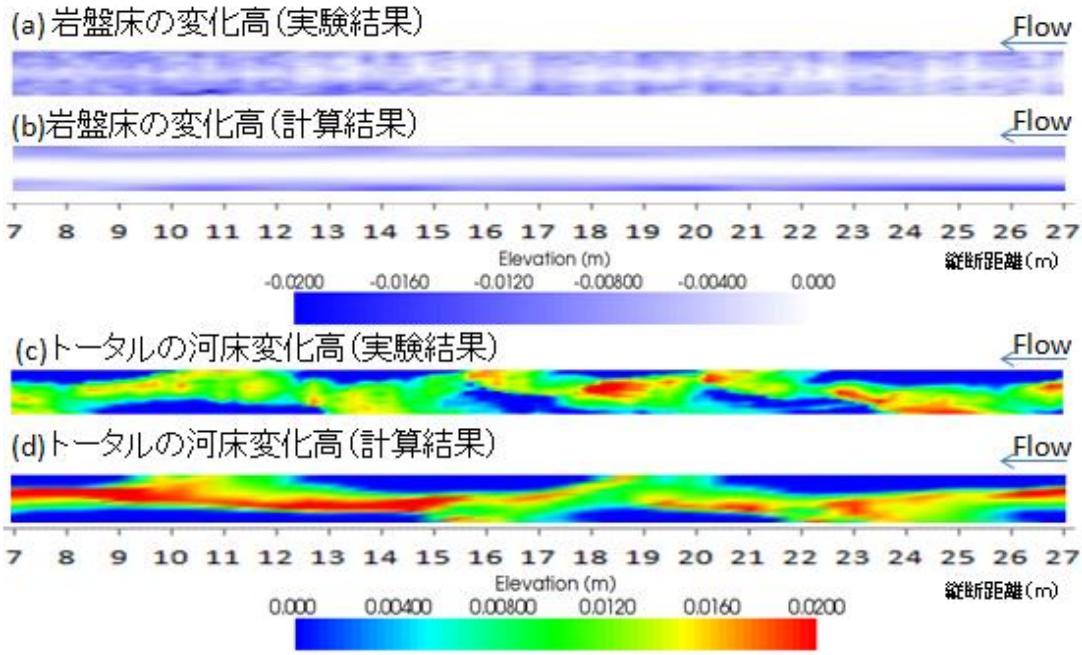



図 3-21　上：case2 の岩盤床の変化高の実験結果(a)と計算結果(b)の比較

下：case2 のトータルの河床変化高の実験結果(c)と計算結果(d)の比較

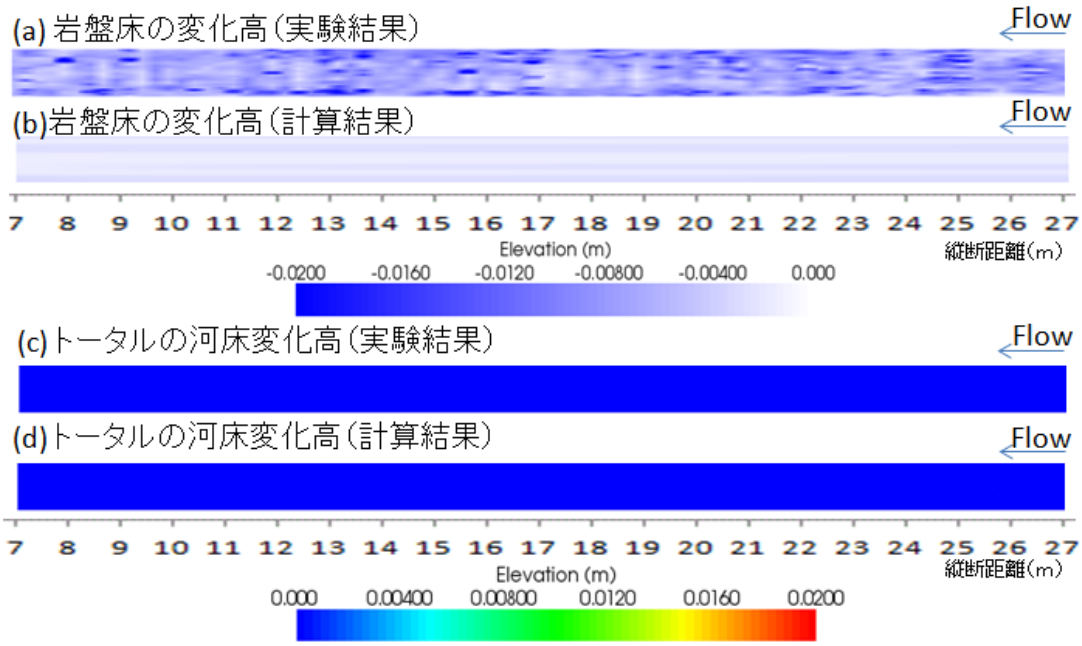



図 3-22　上：case3 の岩盤床の変化高の実験結果(a)と計算結果(b)の比較

下：case3 のトータルの河床変化高の実験結果(c)と計算結果(d)の比較

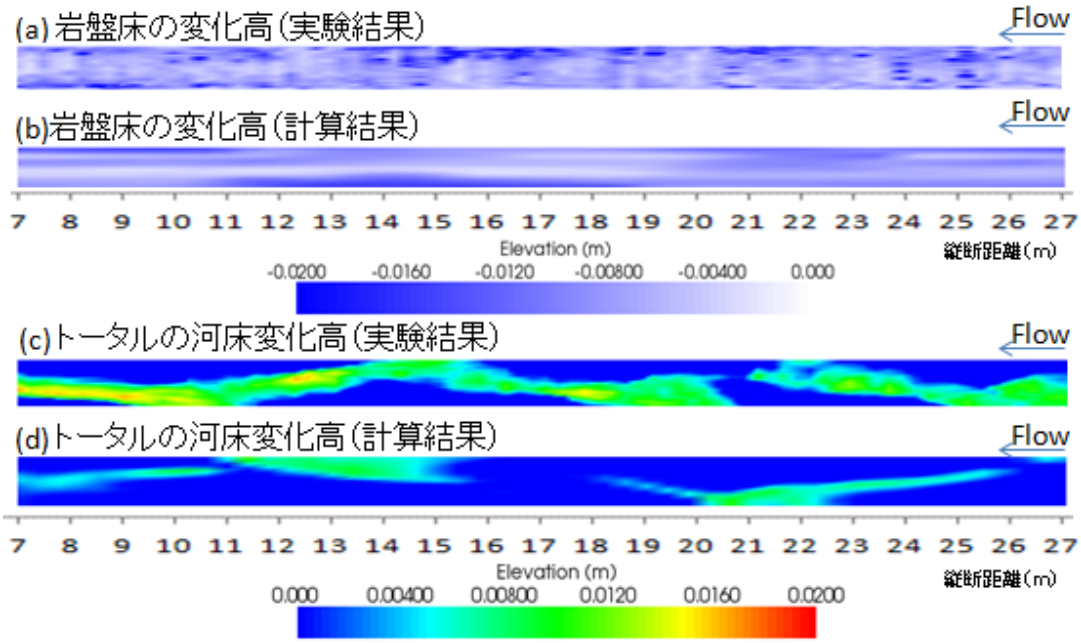



図 3-23　上：case4 の岩盤床の変化高の実験結果(a)と計算結果(b)の比較

下：case4 のトータルの河床変化高の実験結果(c)と計算結果(d)の比較

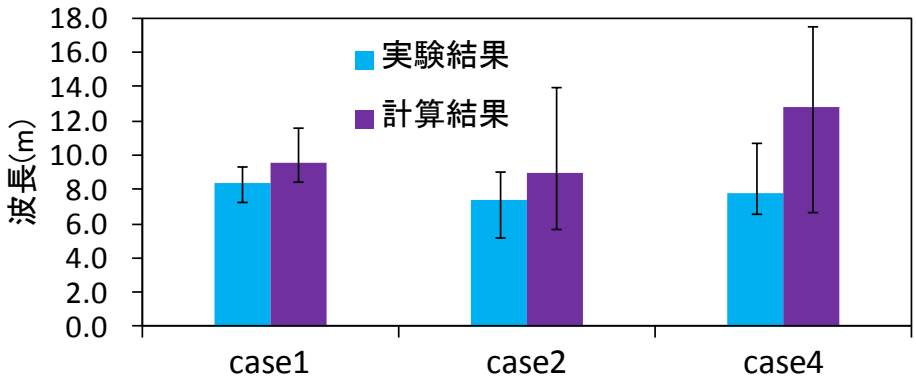



図 3-24　実験結果と計算結果の砂州波長の比較

## 3.5 考察

### 3.5.1 砂州による岩盤侵食プロセス

実験によって，砂州形成に伴い岩床の露出部において侵食が確認されたが，その過程で侵食箇所に違いが見られた．砂州による岩盤侵食のプロセスを以下に示す．

①砂州形成の初期段階(図 3-25 (a))では露岩部が少なく，砂州形成によって前縁部の砂礫が放射状に流送され河岸際が露岩する．②砂州の移動と放射状に流送される流砂によって複雑な形状に岩盤が侵食する．③砂州は次第に発達して波長が伸びると(図 3-25 (b))，粗度の低い露岩部で流れと流砂の方向は直線的(下流に直進)になる．④露岩部の流砂は砂州の側面に沿って多く移動するので侵食箇所は河岸から 10～20cm あたりで大きくなる．

実験 case1 において，case2 や case4 よりも両岸付近で侵食量が多い要因として，給砂量の多い case1 では河床勾配が増加し続け（初期 1/200→実験後 1/182），この結果砂州の波長が伸び，露岩部の流れと流砂の直進性が増したためと推測される．図 3-11 の case1 の実験結果からも，上流側の砂礫堆積高が下流側に比べ高いことがわかる．また，勾配が増し河道全体の飽和流砂量が上昇した結果，給砂量は case2 よりも多いにも関わらず，被覆率は case2 と同程度になったと考えられる．

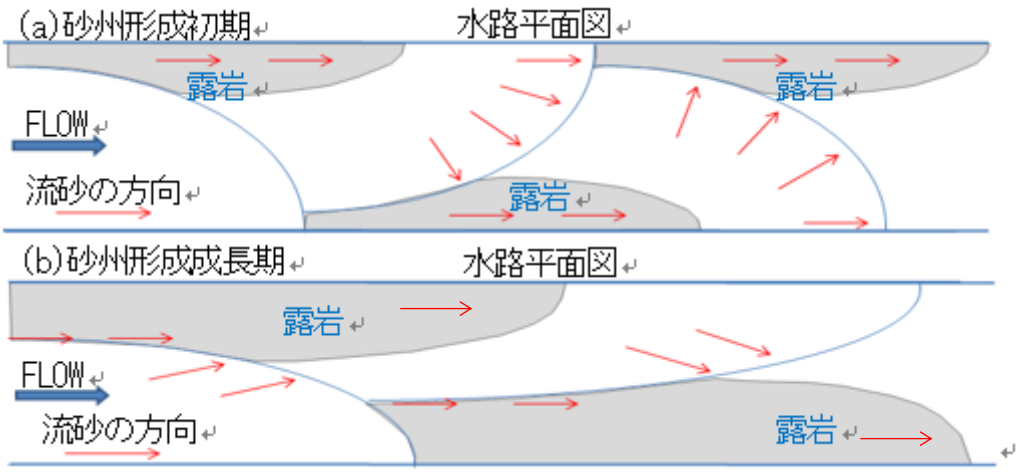



図 3-25　岩盤床上の砂州成長による流砂の変化

### 3.5.2　固定床と岩盤床の比較

固定床の粗度が低い場合，砂州波長が伸び，被覆率が低下することが既往実験[8]により指摘されている．しかし，本実験の case1，case2，case4 では，一度伸びた砂州波長が次第に短くなる傾向にあった．これは，侵食性岩盤床で行われた本実験では，砂州が形成され露岩した後，そこが侵食され局所的に岩盤の凹凸と粗度が大きくなった．この結果，流砂がそこに堆積し，露岩部の拡大を抑制すると伴に，伸びかけた砂州波長を若干縮小させたと考えられる．

### 3.5.3　給砂量と初期砂礫層厚の有無による侵食地形

縦筋は，平坦河床において河川横断面内に水深程度を直径とする縦渦（第二種二次流）が並列し，流れの方向に砂礫が集中し形成されることが報告[16,17]されている．case3 では第二種二次流の発生により，流砂が横断方向に分布を持ち，流砂量の多いところで，岩盤が多く侵食され縦筋が形成されたと推測される（図 3-26）．

乱流起因で発生する第二種二次流は，流れの湾曲により発生する第一種二次流に比べ弱い．砂州が形成された case1, case2, case4 では，砂州による蛇行流により第一種二次流が発達し，第二種二次流の影響が弱まり，結果として水路全面に縦筋が形成されなかったと考えられる．

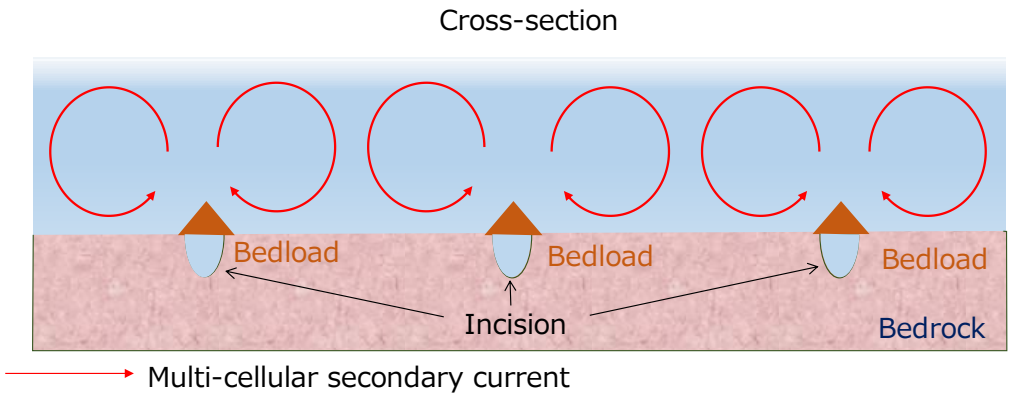



図 3-26 第二種 2 次流による岩盤侵食の概念図

### 3.5.4　数値解析モデルの適用限界と今後の課題

図 3-15 に示したように，数値解析の砂州波長は実験の砂州波長に比べて長くなった．これは，数値計算では最初の平らな岩盤に見合った低い粗度 $k_{sb}$ が，時間的に変化しないためである．実際は岩盤侵食に伴い岩盤表面が凹凸を形成するため岩盤粗度も時間的に変化するはずである．砂州波長をより正確に再現するには，岩盤侵食に伴う粗度上昇効果をモデルに加味していく必要がある．

計算結果と実験結果の侵食地形の横断図の比較を図 3-27 に示す．比較した箇所は，砂州が左岸側に形成されている地点の横断図を重ねた．計算結果の岩盤侵食深は実験結果に比べ過小評価した結果となっている．実験では，岩盤床の微小な擾乱によって流砂が偏在し局所洗掘が生じやすいのに対し，数値計算の侵食深はメッシュサイズにも依存するため，滑らかな侵食形状になりやすく局所洗堀が起こりづらいことが考えられる．

また，本計算モデルでは初期河床の上流端に設置した擾乱によって，流砂の横断方向のばらつきが生じ，流砂量の多い部分が速く洗掘され，岩盤上に縦筋が発生する．つまり縦筋が成長するプロセスは再現できている．しかし，本モデルは長谷川の式を通じて第一種二次流は考慮しているが，第二種二次流の効果は考慮していない．このため，縦筋の本数や間隔は再現できない．また，本研究では横侵食の評価していないことも今後の課題とされる．

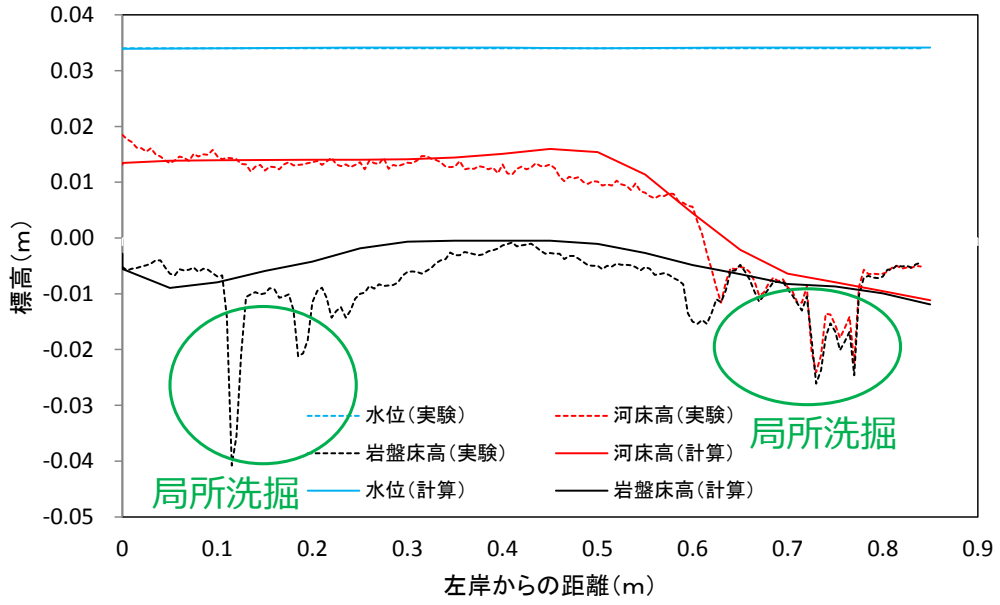



図 3-27 計算結果と実験結果の横断図比較

## 3.6 まとめ

本研究で得られた知見を以下に列記する.

(1) 第3章では、砂州移動による岩盤侵食地形を水理模型実験で把握し，数値解析による再現検証を行った．給砂量と初期被覆の有無によって侵食地形が大きく異なった．給砂量が飽和流砂量（平衡流砂量）と同程度かそれより多い場合，初期被覆の有無にかかわらず，岩盤上に交互砂州が形成された．両岸付近にあらわれた露岩部は下流に移動するため，両河岸際の岩盤は縦断的にほぼ均等に侵食されカマボコ状の侵食形状となった.

(2) 初期被覆がないケースでは，初期被覆があるケースでは見られなかった水路全体の河床低下が発生した．このことから，砂礫による岩盤の被覆が岩盤侵食を抑制する効果を持つことが確認できた．初期被覆が無く，給砂量が飽和流砂量より少ない場合，砂州は形成されず，複数の縦筋状の侵食地形が形成された．この縦筋状は，第二種二次流の発生により，流砂が横断方向に分布を持ち，流砂量の多いところで，岩盤が多く侵食され形成されたと推測される.

(3) 砂州が形成されたケースでは，低粗度の岩盤の影響によって、流れの直進性が増し，砂州波長と露岩面積が拡大した．しかし，ある程度侵食が進むと粗度が増加し，砂州波長はわずかに短くなり，露岩面積も少し減少する傾向にあった.

(4) 構築した岩盤侵食モデルによる数値解析により，砂州形成によって形成される両河岸際が侵食したカマボコ状の岩盤侵食地形を表現することができた．ただし，侵食に伴う粗度の変化，側方への侵食，複数縦筋の本数の再現などは今後改良が必要である.

# 参考文献


1) Sklar, L. S., and Dietrich, W. E.: A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, Water Resour. Res., 40, W06301, 2004.
2) Chatanantavet, P., and Parker, G. :Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion, J. Geophys. Res., 114, F04018, 2009.
3) 小松佑輔,渡邊康玄,泉典洋,竹林洋史 :モルタルで擬似した軟岩の流砂の衝突による洗掘,河川技術論文集, 17, 167-172, 2011.
4) 井上卓也, 泉典洋, 米元光明, 旭一岳 : 軟岩上の限界掃流力と軟岩の洗掘速度に関する実験, 河川技術論文集, 17, 77-82, 2011.
5) Chatanantavet, P. and Parker, G.: Experimental study of bedrock channel alluviation under varied sediment supply and hydraulic conditions, Water Resour. Res., 44, W12446, 2008.
6) Inoue, T., Izumi, N., Shimizu, Y. and Parker, G. : Interaction among alluvial cover, bed roughness and incision rate in purely bedrock and alluvial-bedrock channel, J. Geophys. Res., 2014.
7) 久加朋子, 竹林洋史, 藤田正治 : 固定床と移動床が混在する場における動的平衡河床の不可逆性, 土木学会論文集 B1, 70(2), 727-734, 2015.
8) 矢野雅昭, 渡邊康玄, 井上卓也, 山口里実, 渡邊和好, 平井康幸 :岩河床河川における覆礫厚が自由砂州形状に及ぼす影響, 土木学会論文集 B1, 71(4), 1003- 1008, 2015.
9) 濱木道大, 戸村翔, 渡邊康玄, 井上卓也, 安田裕一, 古溝幸永 : 水理模型実験と現地試験施工を踏まえた軟岩露出河川に対する河床低下対策工の検討, 河川技術論文集, 23, 477-482, 2017.
10) 泉典洋, 横川美和, Gary Parker :基盤岩上に形成される周期的ステップ地形, 土木学会論文集 B1, 68(4), 955-960, 2012.
11) Finnegan NJ, Sklar LS, Fuller TK., “Interplay of sediment supply,river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel.”, Journal of Geophysical, Research 112 (2007), pp. F03S11.
12) Johnson, J. P. L. and Whipple, K. X.: Evaluating the controls of shear stress, sediment supply, alluvial cover, and channel morphology on experimental bedrock incision rate, J. Geophys. Res., 115, F02018, 2010.
13) 土木学会　水理公式集　社団法人　土木学会, pp.184, 1999.
14) 岩垣雄一 :限界掃流力に関する基礎的研究, (Ⅰ)限界掃流力の流体力学的研究, 土木学会論文集, 41, 1-21, 1956.

15) Parker, G., Fernández, R., Viparelli, E., Stark, C. P., Zhang, L.,Fu, X., Inoue, T., Izumi, N., and Shimizu, Y. : Interaction between waves of alluviation and incision in mixed bedrock-slluvial rivers, Advances in River Sediment Research, Proc. of 12th InternationalSymposium on River Sedimentation, ISRS, pp.615-622, 2013..
16) 杉山嘉雄, 河田恵昭, 布村明彦 :砂礫河川の掃流砂に関する基礎的研究, 京大防災研究所年報, 20, B-2, 451-474, 1977.
17) 木村一郎, Wim S. J. Uijittewaal.: 粗面滑面平行開水路における横断方向運動量輸送に関する数値解析, 土木学会論文集 B1, 69(4), 847- 852, 2013.

# 第4章　乾湿風化による岩盤侵食地形に関する研究

## 4.1　概説

本章では，乾湿風化による岩盤侵食を考慮した数値解析モデルを構築し，風化による平滑河床地形についての考察を行うことを目的としている．

第 5 章では，まず，現地河川において岩盤強度と風化の関係について調査を行った。次に第 1 章で構築した風化を考慮した岩盤侵食モデルを用いて、風化による岩盤強度の低下と風化による岩盤の土砂化が岩盤地形に及ぼす影響を把握した．また，風化に関するパラメータを変更し、それに伴う岩盤侵食地形の影響を把握するため感度分析を行った．

## 4.2 本章の概要

風化がしやすい軟岩を有する河川では，平滑な岩盤侵食河床が見られることが多い．また，平滑な岩盤河床は土砂供給が少なく，流砂の摩耗による侵食速度が遅い条件下の河川に存在することが明らかとなっている[1)].

平滑岩盤河床は全国の河川で見られ，鹿児島の花瀬川（溶結凝灰岩），房総半島の小櫃川（砂岩泥岩互層），北海道では釧路川（緑色凝灰岩）や長流川の白絹の床（緑色凝灰岩）などが良く知られている．豊平川の花魁淵や四万十川滑床渓谷では，遷急点上流において平滑岩盤河床がみられる．遷急点周辺の流砂は，流れが集中する落ち口で移動し岩盤床を磨耗し下刻が進行する．結果として渇水期に水が着かない岩盤が露出し，岩盤表面の乾燥と出水による湿潤の繰り返しによって風化による土砂化が起こり，平滑になったと考えられる．

風化は主に，物理的風化と化学的風化の 2 種類に分類される．物理的風化は、岩盤の温度変化や岩盤が含んでいる水分の乾湿の繰り返しまたは、凍結による水分の堆積増加などの作用によって岩石が破壊される風化のことである．化学的風化は，水分などが関係した化学反応によって岩盤が分解・融解する風化のことであり，本研究では前者の物理的風化のうち乾湿風化を風化として述べていく．

風化による亀裂や間隙の増加は，結果として岩盤強度を低下させる[2),3),4),5)]．また，Inoue et al.[6)]や日下部ら[5)]によると，岩盤強度の変化率は乾湿繰返しまたは凍結融解サイクル数に対し指数的に減少し，岩盤強度の減少率は初期吸水率と初期引張強度の比に依存すると述べている．つまり，岩盤は初期サイクルで大きく低下してその後は緩やかに低下し一定値に収束する傾向であり，また，水を含みやすく柔らかい岩盤ほど，乾湿の繰り返しによって強度が低下しやすいと言える．

風化による侵食地形に着目した既往研究はあまり多くはない．Hancock et al.[7)]の研究では，風化と流水によって河道の断面が全体的に広がるような侵食地形の形成が確認されている．また，Johnson and Finnegan[8)]の研究では，岩盤河川の蛇行部はスレーキングによって外岸が河床低下しベンチが形成されることが確認されている．

川底と河岸とコアを採取して比較した Small et al.[9)]の研究においては、風化による岩盤強度の低下によって、流砂の衝突による侵食速度も増加すると述べている．しかし，流水と異なり流砂は河底を集中して移動するため，流砂による侵食範囲と乾湿サイクルによっておこる風化の影響範囲が異なるのではないかという疑問ができる．

また，南弟子屈付近を流れる釧路川では，流路の中心の水深が深く澪筋が形成されており，水が着いていない箇所の岩盤は平滑なテラスが形成されている（図 4-1，図 4-2）．図 4-3 の河床状況から，平滑河床は湿潤と乾燥を繰り返しやすい区間であることが確認でき，平滑河床のごく一部に砂礫の堆積が確認されている．また，流路には礫が認められている．岩盤調査結果[10]（表 4.1）によると，釧路川の岩種は泥岩であり換算圧裂引張強度は 0.11MPa と小さく，吸水率が 44.9%と水分を含みやすい岩質であり，風化しやすいことがデータからも確認できる．鈴木・池田[1]によって平滑な岩盤床は風化作用による可能性が示唆されていることからも，釧路川は風化の影響が強い場所であると考えられる．

図 4-4 に釧路川の横断経年変化を示す．H21 年で河床低下がしているが右岸にテラスが形成されている．左岸から中央にかけて幅広に深く侵食が進行しているが，それとは対照的に右岸のテラスはゆっくりと低下しており，澪筋の侵食とそのプロセスは異なっていることを示唆している．

本研究では、前述したように，流砂による侵食範囲と乾湿サイクルによっておこる風化の影響範囲が異なるのではないかという疑問に対し，乾湿風化はどのように侵食地形に影響を及ぼすのかモデルを用いて把握すること，また，風化を考慮して計算した場合、釧路川のような侵食地形が形成されるのか把握することを本章の目的とした．

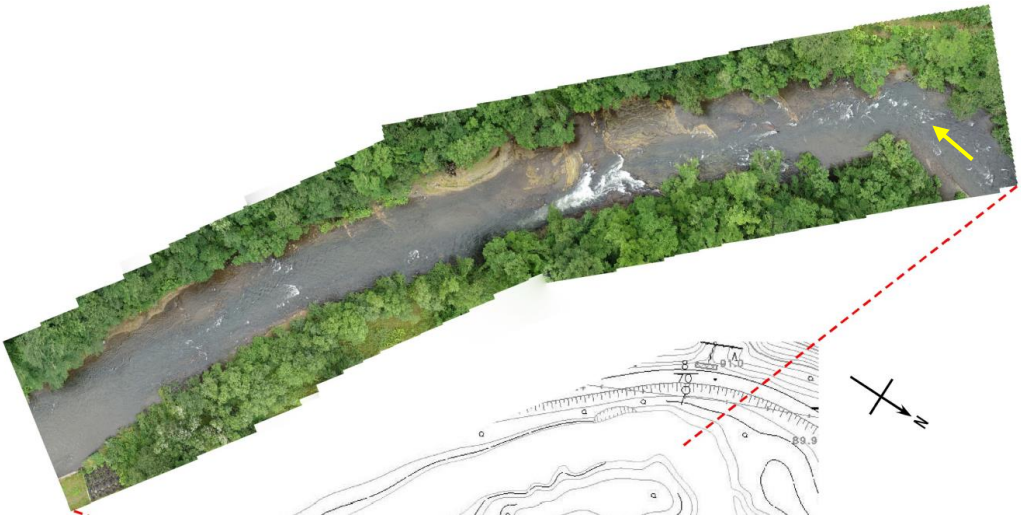


図 4-1 計算結果と実験結果の横断図比較

図 4-2 釧路川の平滑河床

湿潤状態

乾燥状態

図 4-3 釧路川の河床状況

表 4.1　「岩盤の侵食されやすさ」の評価結果[10)]

| 河川名 | 資料名 | 岩種 | 換算圧裂引張強度 $\sigma_T'$ (Mpa) | 吸水率 Wa (%) | $Wa/\sigma_T$ | 岩盤の侵食されやすさ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 空知川 | So | 砂岩 | 3.72 | 1.91 | 0.01 | d |
| 徳富川 | Top Ⅰ | 砂岩 | 0.36 | 17.49 | 0.49 | c |
| | Top Ⅱ | 砂質泥岩 | 0.28 | 30.04 | 1.07 | c |
| 後志利別 | Shir | 泥岩 | 0.42 | 59.49 | 1.42 | c |
| 戸切地川 | Heki | 泥岩 | 0.05 | 35.07 | 6.69 | a |
| 砂蘭部川 | Sara | 砂岩 | 0.22 | 35.03 | 1.59 | b |
| 釧路川 | Ks | 泥岩 | 0.11 | 44.86 | 3.93 | a |
| 然別川 | Sk | シルト岩 | 0.10 | 47.95 | 5.05 | a |
| 居辺川 | Or | シルト岩 | 0.17 | 38.08 | 2.25 | a |
| 常呂川 | Tw | 礫岩 | – | – | – | 針貫入未実施 |
| 無加川 | Ms | シルト岩 | – | – | – | 針貫入未実施 |
| 無加川 | Mh | シルト岩 | 0.05 | 33.20 | 6.06 | a |
| 古丹別川 | Kota Ⅰ | 砂岩 | 0.42 | 16.57 | 0.40 | c |
| | Kota Ⅱ | 砂岩 | 0.40 | 18.28 | 0.45 | c |
| 歴舟川 | Rek | シルト岩 | 0.25 | 31.55 | 1.26 | c |
| 石狩川 | Is Ⅰ | 砂岩 | 0.09 | 37.33 | 4.29 | a |
| | Is Ⅲ | 泥岩 | 0.04 | 36.31 | 9.76 | a |
| | Ishi | 砂岩 | 0.15 | 29.79 | 2.00 | b |
| 美瑛川 | Bi Ⅰ | 礫岩 | 0.27 | 11.80 | 0.44 | c |
| | Bi Ⅱ | 弱溶結凝灰岩 | 0.09 | 41.23 | 4.61 | a |
| | Bi Ⅲ | 中溶結凝灰岩 | 0.32 | 18.61 | 0.58 | c |
| 真駒内川 | Mako | 中溶結凝灰岩 | 2.41 | 16.33 | 0.07 | d |
| 夕張川 | Yuub | 礫岩 | 1.19 | 7.07 | 0.06 | d |
| 歴舟川 | Reki | シルト岩 | 0.25 | 36.71 | 1.46 | c |
| 野田追川 | Noda | 砂岩 | 0.11 | 31.46 | 2.79 | a |
| 久著呂川 | Kuch | 弱溶結凝灰岩 | 0.10 | 43.85 | 4.32 | a |
| 網走川 | Abas | 砂岩 | 0.47 | 25.46 | 0.54 | c |

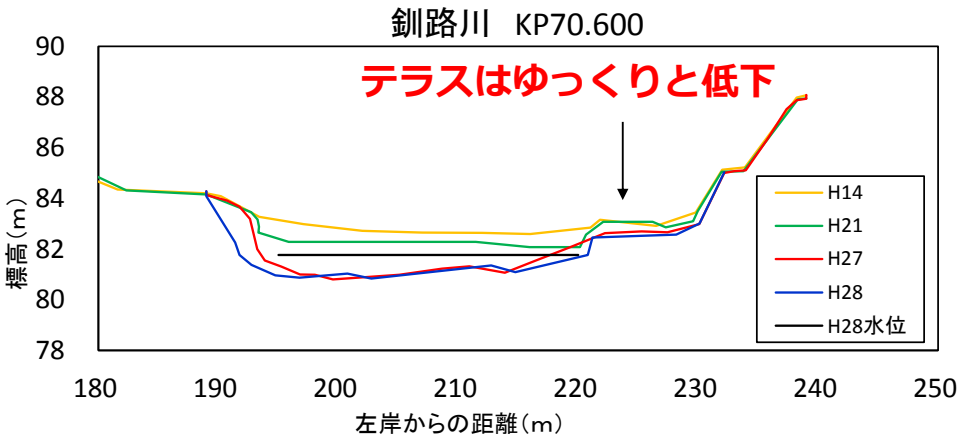



図 4-4 釧路川の横断経年変化

## 4.3 岩盤床を有する河川の現地調査

本研究では，北海道札幌市を流れる豊平川花魁淵上流を対象に，岩盤強度を計測し乾湿風化による影響の把握を試みた．花魁淵（図 4-5）は，落差が 5m 程度の小滝が形成されており，その上流は平滑岩盤河床である．露出して乾燥している岩盤表面は，薄く重なり合った岩盤層が風化により破壊されボロボロと剥離している．花魁淵より下流には，根固めブロック群が河道より数メートル上に残っており，いかに河床低下が進行し岩盤が露出・侵食したのかを物語っている．これは，ダムの築造や砂利採取による土砂供給の減少により，岩盤床上の砂礫は流出したためである．平水時においては砂礫の移動が見られず，出水時のみ土砂移動が活発になり，流砂の摩耗により下刻が進行していると考えられる．

平滑岩盤河床である花魁淵上流左岸、ニックポイント左岸及び下流左岸の計 3 地点において，河岸寄りの乾燥部，湿潤状態である水際，ある程度水深がある水中部の河床状況が異なる 3 箇所（図 4-6）の岩盤引張強度の計測をそれぞれ行った．計測は軟岩ペネトロ計（丸東製作所・SH-70）を使用し，各箇所 5 回計測した平均値を表 4.2 に示した．花魁淵上流の岩盤は，西野層基底部の硬質の八垂別集塊岩（図 4-7）であり，その河床は砂礫の堆積が少なく，平滑な河床と複数の澪筋が混在している． 調査結果（表 4.2）をみると，水中が非常に硬く，水際の岩盤強度はかなり低下していることがわかる．水際は，乾湿の繰り返しによる影響が他の河床状況に比べ強いことから，花魁淵周辺の岩盤床の形成には，乾湿風化が影響している可能性が高い．

図 4-5　豊平川上流花魁淵を下流から望む

図 4-6　岩盤強度計測地点

図 4-7　花魁淵上流の八垂別集塊岩と軟岩ペネトロ計

表 4.2　花魁淵の換算引張強度

| 調査箇所 | 河床状況 | 換算引張強度（MPa） |
|---|---|---|
| 花魁淵上流左岸 | 乾燥 | 0.76±0.72 |
| | 水際 | 0.49±0.00 |
| | 水中 | 1.17±1.74 |
| ニックポイント左岸 | 乾燥 | 0.52±0.12 |
| | 水際 | 0.33±0.05 |
| | 水中 | 0.68±0.20 |
| 花魁淵下流左岸 | 乾燥 | 0.24±0.11 |
| | 水際 | 0.55±0.21 |
| | 水中 | 0.66±0.20 |

## 4.4 数値計算

### 4.4.1 計算条件

計算河道は，釧路川を想定した直線水路とし，計算水路長は40m，水路幅は40m，縦断方向の河床勾配は0.01の周期境界条件とした．横断形状は，風化の影響が表現できるよう横勾配の緩いV字型とし，水路中央と両水路際の河床高差は0.5mに設定した．格子サイズは横断0.5m×縦断2mである．また，河床が乾燥と湿潤を繰り返す条件にするため，流量は，釧路川のstudy siteより下流の標茶観測所の流量規模に近いため，標茶の平均年最大流量と渇水流量の0.75倍である渇水流量15m$^3$/sと平均年最大流量程度である150m$^3$/sを10時間おきに変化させるよう山型のハイドロを1000時間与えた（図 4-10）．150m$^3$/sの流量は水路が満杯になる流量であり，15m$^3$/sは両水路際の河床が露出する流量としている．今回の数値実験では，乾燥と湿潤を3回繰り返すと乾湿サイクル数が1とカウントすることとした．

初期河床は，初期砂礫層10cmを敷設し，粒径は50mmとした．岩盤床の等価粗度高さは粒径の2.5倍とし0.125mとした．Inoue et al.の実験[6]によると，(4)式の$C_{dw}$の値は0.21，$\beta_c$は0.00014である．

風化しやすさを検証するために釧路川の泥岩をモデルとし，現地調査のデータ[10]を基に岩盤の吸水率$W_{a0}$は0.45，初期岩盤強度$\sigma_{T0}$は0.1MPaに設定した．釧路川と同程度の強度を持つ岩盤の風化実験では，おおよそ0.02MPa～0.18MPaで，岩盤が割れしまう[2]．そこで，風化による岩盤の土砂化閾値を$\sigma_{TC}$ 0.01MPaとした．また，既往研究[3),6),9)]によると風化の深さはおよそ数mmから数m程度と報告されている．本研究では，風化消滅深$\Delta\eta_{bw}$を松倉の論文[3]から0.05mとした．土砂化の閾値及び風化による侵食深さの値については十分に研究されておらず，有用なデータがないため今後検討が必要である．

計算ケースは，乾湿風化（土砂化）による侵食のみを考慮したケース，流砂の衝突による侵食のみを考慮したケース，乾湿風化と流砂の摩耗による侵食を考慮したケースの3ケースとし，計算を行った．

表 4.3　計算条件一覧表

| 条件 | 設定値 | 備考 |
|---|---|---|
| 磨耗係数β | $1e^{-05}$ | |
| 初期河床高 | 10cm | |
| 初期含水率 | 0.45 | |
| ksa&ksb | 0.125 | 2.5d |
| 岩盤強度 | 0.1 | |
| 岩盤強度風化閾値 | 0.01 | |
| macro roughness | 0.05 | 1d |
| 計算格子 | 1:4(0.5m×2.0m) | 40m×40m |
| 周期境界 | on | |
| 流量 | 15-150$m^3/s$ | |
| 加速係数 | 10 | |
| 計算時間 | 1000hr | |
| 風化消滅深 | 50mm | |

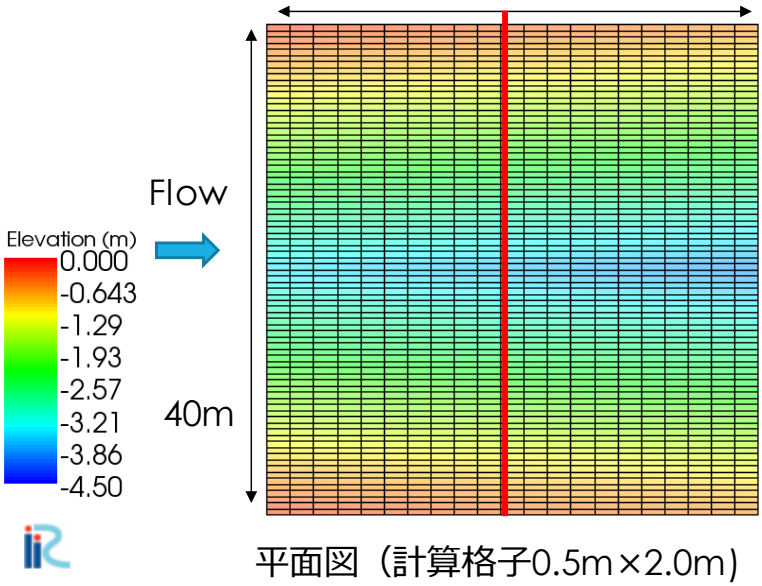



図 4-8　水路平面図

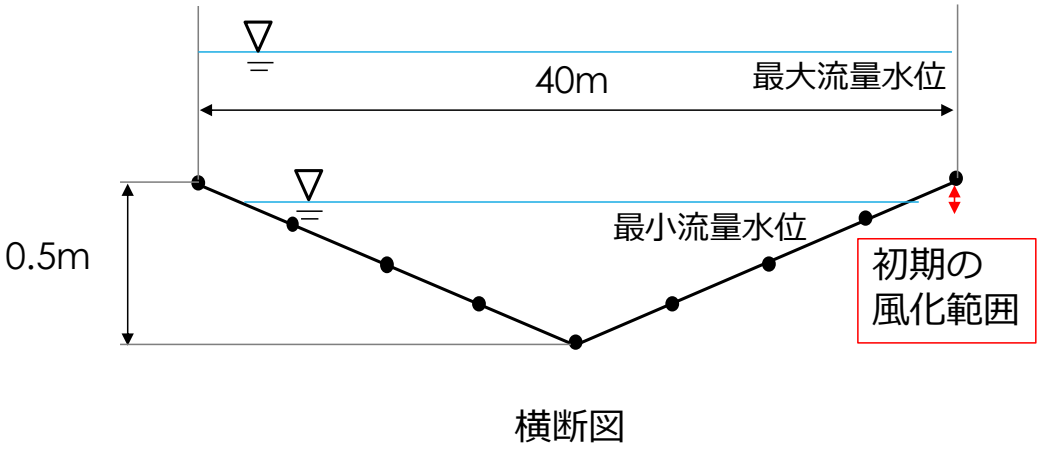



図 4-9　水路横断図

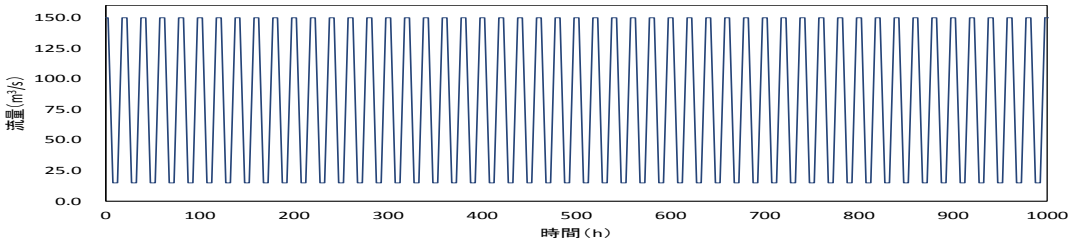



図 4-10 流量ハイドログラフ

### 4.4.2　数値計算の結果

図 4-11 から図 4-13 に 3 ケースの 250 時間計算後の縦断距離 20m 区間の河床横断図を示す．灰色は初期岩盤河床高を表わしている．乾湿風化のみの侵食を考慮したケースの計算結果（図 4-11）によると，岩盤床は河岸際のみ侵食し平滑な地形を形成した．これは，両水路際の乾湿サイクルの繰り返しにより水路際から風化による侵食（土砂化）が起ったためである．風化の対象区間が狭いため，風化による侵食箇所は限定的であった．50 時間後で侵食した後は，常に浸水状態であり風化対象区間が消滅したためそれ以後の河床低下はみられなかった．土砂の供給が皆無である河床では，このような平滑な岩盤床が形成される可能性が高いと考えられる．

流砂の衝突のみによる侵食を考慮したケースの計算結果（図 4-12）によると，水路中央の河床低下が顕著である．流砂が水路中央に集中し下刻が進むと深い V 字型の渓谷のような地形が形成された．

乾湿風化と流砂の衝突による侵食を考慮したケースの計算結果（図 4-13）によると，水路中央は澪筋状を形成し両水路際は平滑に侵食しており，河床は全体的に低下しているのを確認した．流砂は，河床が低い水路中央に集中したため澪筋が固定され下刻が進行した．釧路川の岩盤床は，平坦な河床に深い澪筋が形成されているが，この乾湿風化と流砂の摩耗による侵食を考慮した計算結果の地形と類似している．

3 ケースの数値実験の結果から，流砂が存在しない状況において，岩盤床が浸水している状態になると風化による侵食は起こらず河床高は変化しなくなる．逆に，流砂が存在しその流砂の衝突による侵食が起こると，その河床低下に伴い，岩盤が渇水期に乾燥状態になる区間が発生する．そのため乾湿の繰り返しによる風化侵食が起こり河床は全体的に低下する．風化によって侵食する岩盤の区間と流砂の衝突によって侵食する区間は異なるものの，互いに影響を及ぼしていることが確認された．

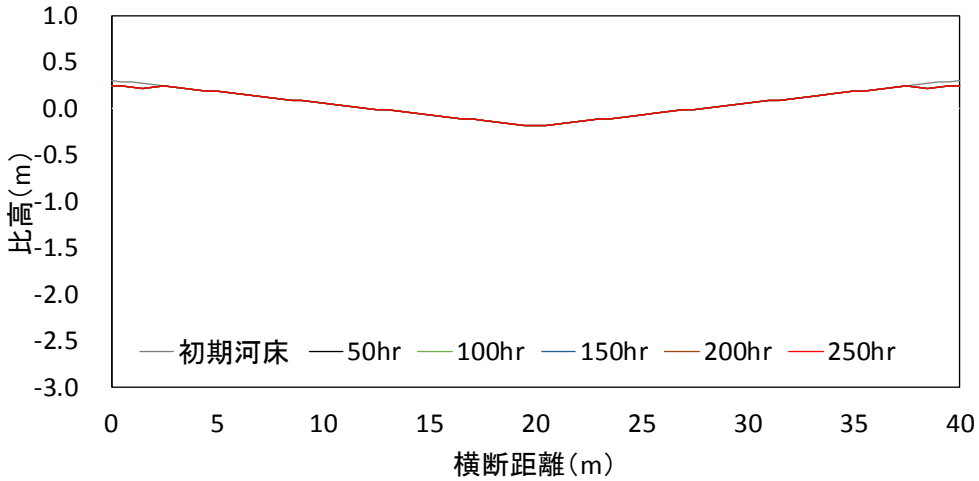



図 4-11　風化のみ考慮したケース 50 時間毎の岩盤床高の横断図

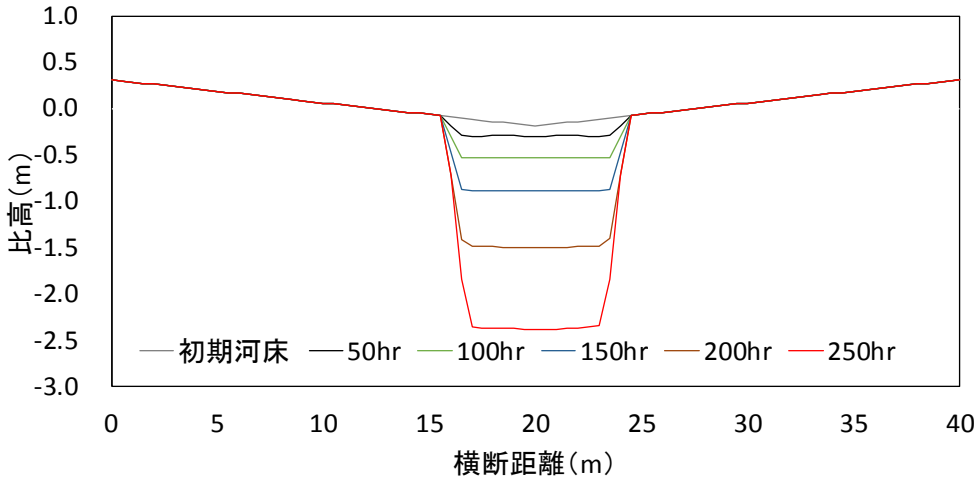



図 4-12　流砂の摩耗のみ考慮したケース 50 時間毎の岩盤床高の横断図

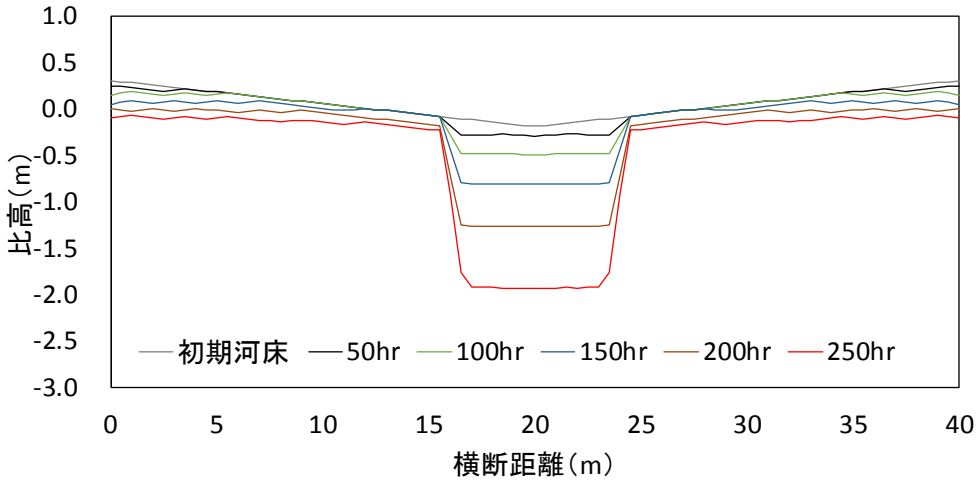



図 4-13　風化と流砂の摩耗を考慮したケース 50 時間毎の岩盤床高の横断図

### 4.4.3　乾湿風化と流砂による侵食の相互関係

風化と侵食を考慮した計算結果から，風化による侵食区間と流砂による侵食区間は異なっているようであったため，岩盤強度の時間変化と流砂量からその影響範囲を検証した．

風化の影響範囲を把握するため，岩盤強度の横断時間変化を図 4-14 に示す．岩盤強度は水位の変動によって風化が起こり変化する．河道中央は常に浸水しているため岩盤強度が変化しておらず風化の影響がないことを示した．次に，流砂の摩耗による侵食の影響範囲を把握するため，単位幅流砂量の横断時間変化を図 4-15 に示す．流砂は河道中央のみに集中して流下しており，流砂によって岩盤が侵食する範囲が河道中央のみであることを示している．両横断図から，本研究の計算条件においては，風化侵食区間と磨耗侵食区間は異なる結果であることが確認された．

この結果から，風化侵食と磨耗侵食はお互いが干渉していないようにみえる．しかし，風化のみと風化と磨耗侵食のみ考慮した計算結果の水位（図 4-16）を比較してみると，風化のみの計算結果では，流砂の磨耗による河床低下がないため，水位の変動がほとんどないのに比べ，風化と侵食を考慮した計算結果では，磨耗侵食による河床低下により水位が変動し，250 時間後には最大水位は 0.5m，最小水位は 1.5m 低下がみられた．水位が変化することは，風化対象範囲が同時に変化することであり、すなわち摩耗侵食が乾湿風化に間接的な影響を与えていることを示唆している．

図 4-17 に摩耗侵食のみと風化と摩耗侵食を考慮したケースの 250 時間後の河床高の比較した横断図を示す．横断図から，風化と摩耗侵食を考慮したケースの流砂による河床低下量が摩耗侵食のみのケースよりも少ない結果となっている．ここで，河道中央の無次元掃流力を比較する（図 4-18）と，両方の侵食を考慮したケースは，最大流量時の $\tau^*$が摩耗侵食のみのケースに比べて小さいことがわかる．つまり，風化侵食により河岸の侵食が進行することによって河道全体に流れが生じたことにより流れは分散され，河道中央の掃流力が減少し岩盤侵食速度に影響を及ぼしたと推測される．言い換えると，風化による侵食が，流砂の磨耗侵食速度に影響を与えており，これらの検証から，風化による侵食と流砂の摩耗侵食は，直接的な影響はほとんどなく，風化によって岩盤強度が低下し，流砂の侵食速度を大きくさせることはないが，お互いに間接的に影響を与えていることが示された．

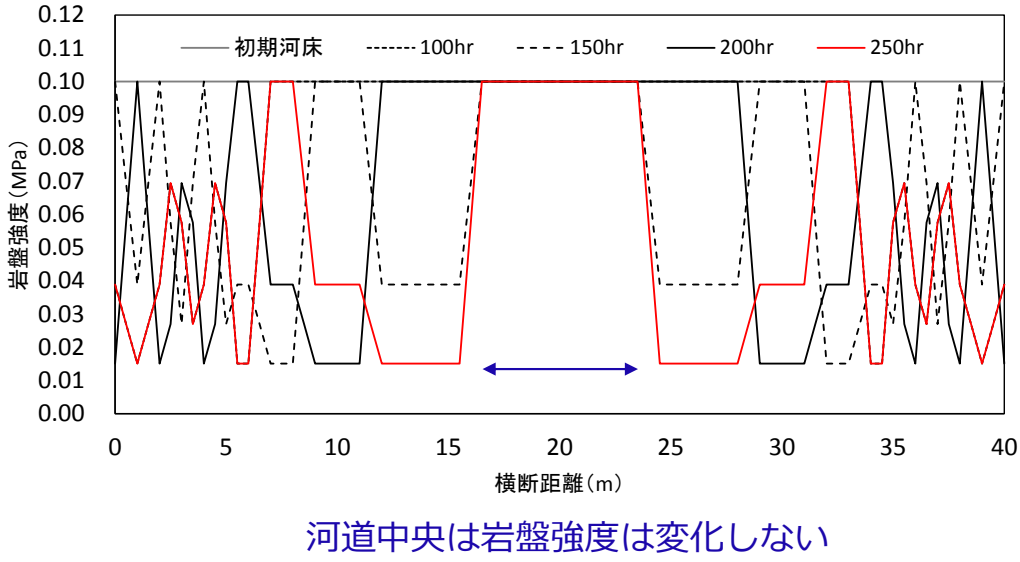



図 4-14　岩盤強度の横断時間変化

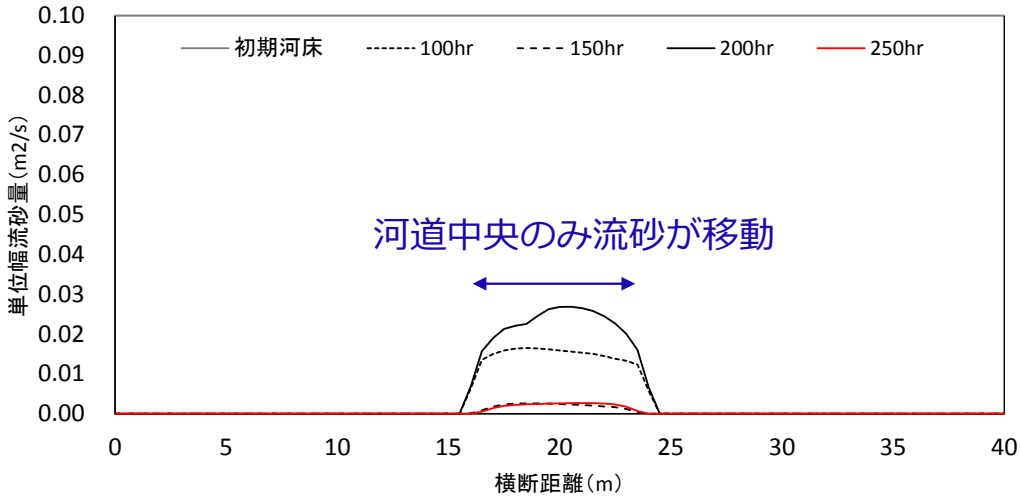



図 4-15　単位幅流砂量の横断時間変化

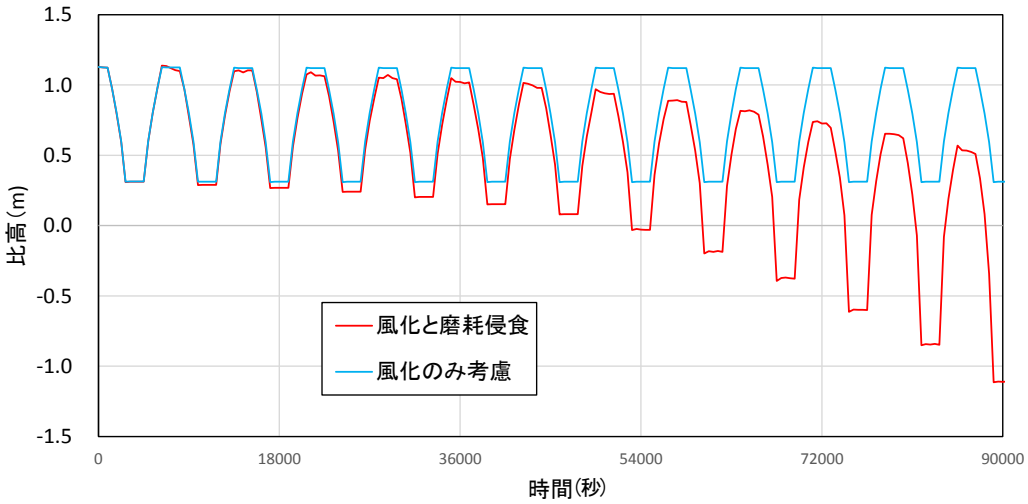



図 4-16　風化のみ考慮したケースと風化と流砂の摩耗を考慮したケースの水位の時間変化

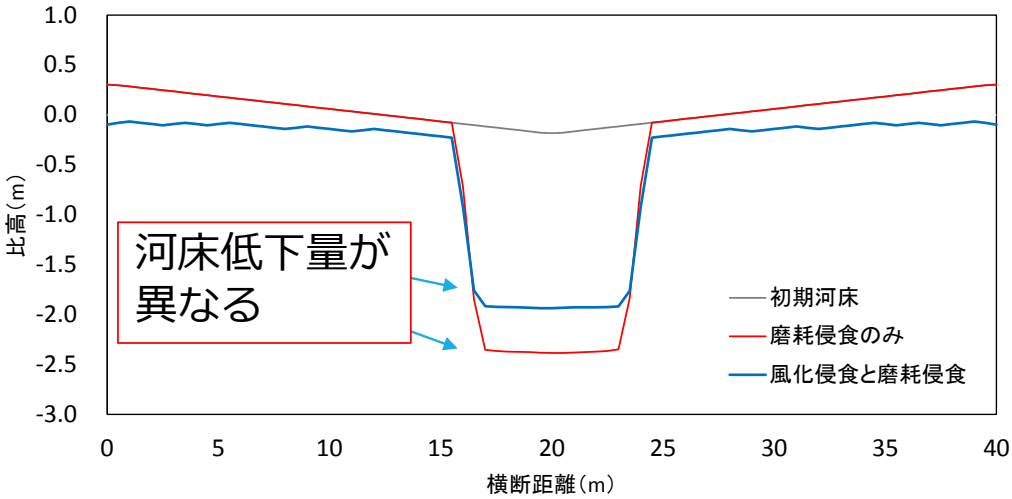



図 4-17　摩耗侵食のみ考慮したケースと風化と流砂の摩耗侵食を考慮したケースの河床高横断図の比較

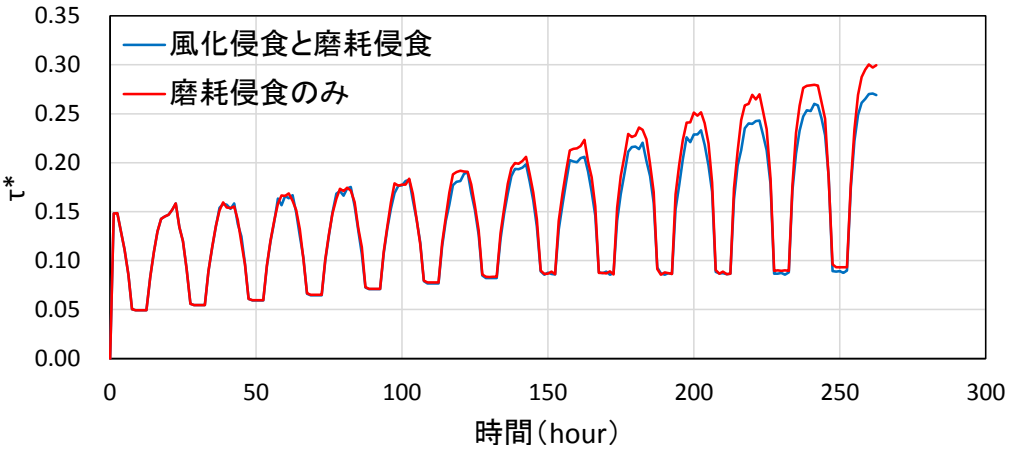



図 4-18　摩耗侵食のみ考慮したケースと風化と流砂の摩耗侵食を考慮したケースの無次元掃流力の時間変化の比較

## 4.5 感度分析

### 4.5.1 感度分析による岩盤侵食地形の影響

次に，風化に関するパラメータ変更による感度分析を行い岩盤侵食地形の影響を把握した．計算ケースは表 4.4 に示す．基本ケースは，4.4.1 の風化と流砂の摩耗による侵食を考慮したケースとし，基本ケースのパラメータを変更して計算を行った．変更したパラメータは，初期砂礫層厚，初期岩盤強度，岩盤強度風化閾値，流量，風化消滅深である．計算格子は，基本ケースと同じとする．

表 4.4 感度分析の計算ケース

| ケース | 初期砂礫層厚 (m) | 初期岩盤強度 (Mpa) | 岩盤強度風化閾値 (Mpa) | 最大流量 ($m^3/s$) | 最小流量 ($m^3/s$) | 風化消滅深(m) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 風化と流砂の摩耗による侵食を考慮したケース (基本ケース) | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 150 | 15 | 0.05 |
| 初期砂礫層厚の比較 | 0.05 | 0.1 | 0.01 | 150 | 15 | 0.05 |
| | 0.2 | 0.1 | 0.01 | 150 | 15 | 0.05 |
| 初期岩盤強度の比較 | 0.1 | 0.05 | 0.01 | 150 | 15 | 0.05 |
| | 0.1 | 0.5 | 0.01 | 150 | 15 | 0.05 |
| 岩盤強度風化閾値の比較 | 0.1 | 0.1 | 0.03 | 150 | 15 | 0.05 |
| | 0.1 | 0.1 | 0.05 | 150 | 15 | 0.05 |
| 最大流量の比較 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 100 | 15 | 0.05 |
| | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 200 | 15 | 0.05 |
| 最小流量の比較 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 150 | 5 | 0.05 |
| | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 150 | 25 | 0.05 |
| 風化消滅深の比較 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 150 | 15 | 0.01 |
| | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 150 | 15 | 0.1 |

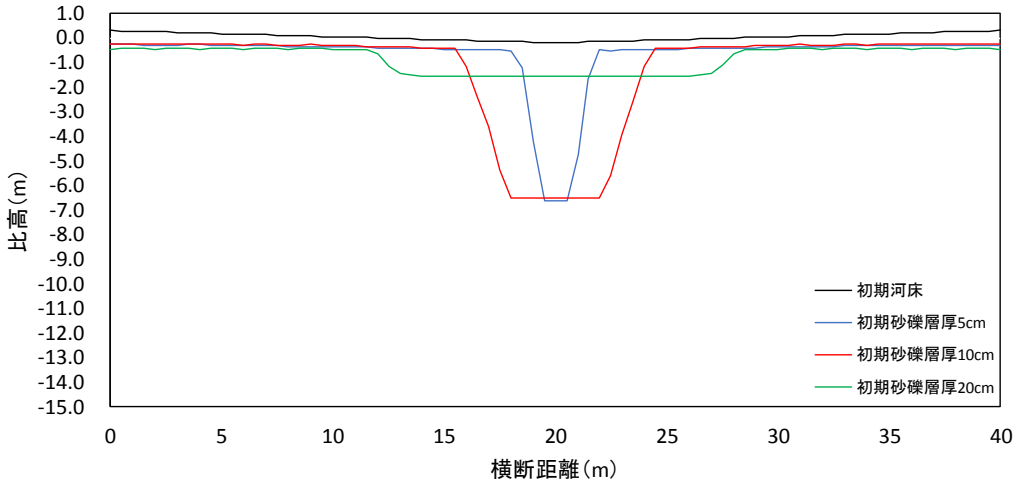
### 4.5.2　感度分析の計算結果

①　初期砂礫層厚

初期砂礫層厚は，基本ケースの 10cm の他に 5cm と 20cm に設定し，計算を行った（図 4-19）．計算結果から，初期砂礫層厚が小さいほど初期横断河床が V 字のため砂礫堆積幅は狭くなり、その幅で砂礫が摩耗し，岩盤の侵食は鉛直方向に進行した．しかし，移動する砂礫粒子が少ないため，全体的な侵食量は少なかった．初期砂礫層厚が大きいと，逆に砂礫堆積幅は広くなり，礫厚が大きいため岩盤床の侵食が護られる．そのため，鉛直方向の侵食速度は遅くなり，1000 時間後の侵食地形は丸みを帯びた形状となった．また，砂礫層厚が多いケースでは，風化による河岸側の侵食量が多い結果となった．

また，図 4-20 の砂礫層厚と澪筋深さの関係図をみると，砂礫層が多くなってくるにつれて澪筋の深さが大きくなるが，ある地点からその澪筋深さが小さくなっており，Sklar and Dietrich[11]が述べている，砂礫の tool effect と cover effect が確認された．本研究では，砂礫層厚 10mm 付近が侵食速度のピークであり，砂礫層厚が 10mm 以上になると砂礫が岩盤を被覆し保護したため，侵食量は低下したと推測される．

500 時間



1000 時間

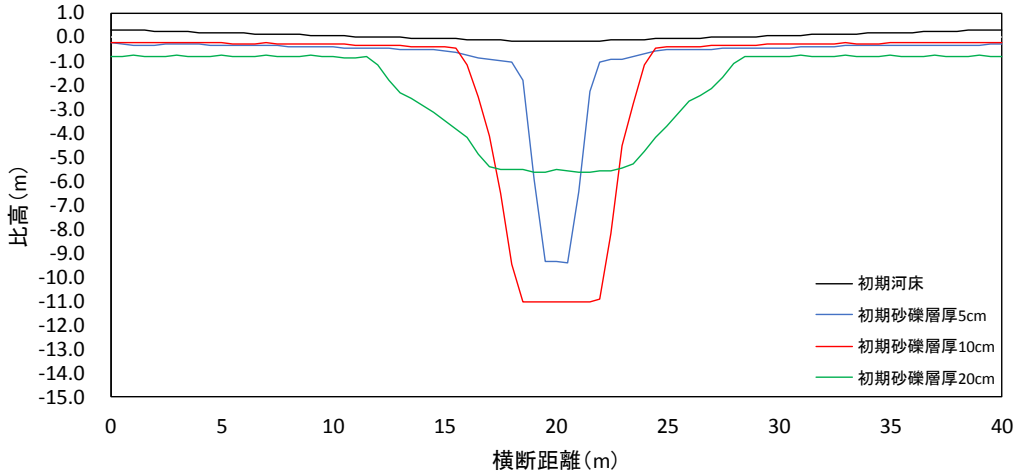



図 4-19　500 時間後（上），1000 時間後（下）の岩盤床高横断図（砂礫層厚の比較）

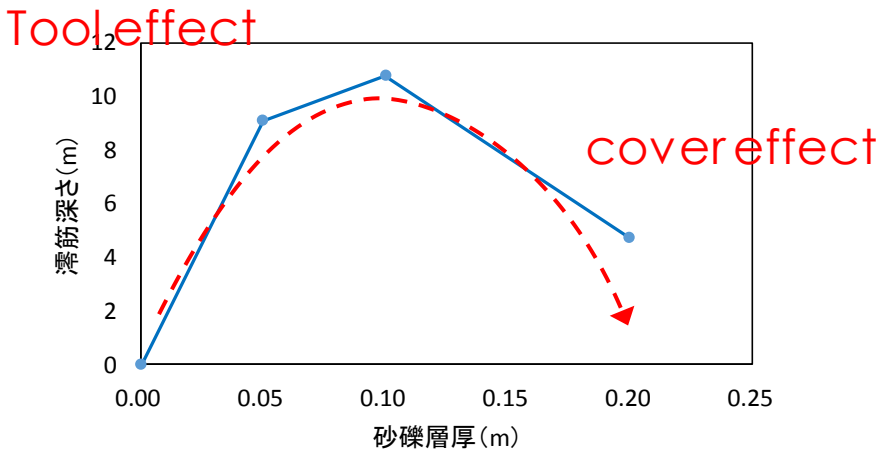
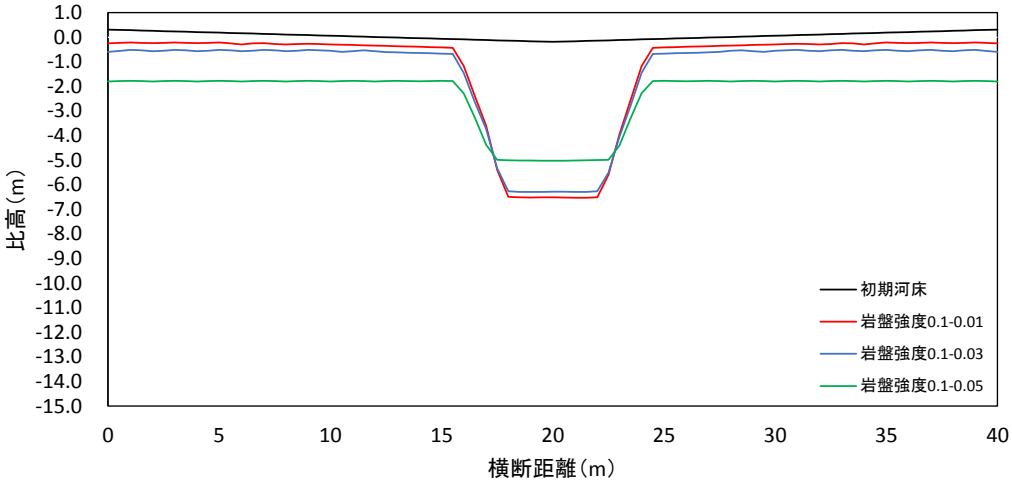



図 4-20　砂礫層厚と澪筋深さの関係図

② 岩盤強度（閾値の比較）

岩盤強度閾値は，基本ケースの 0.01MPa の他に 0.03MPa と 0.05MPa に設定し，計算を行った（図 4-21）．岩盤強度閾値が大きい（ここでは 0.05MPa）ほど岩盤が硬い条件で風化による土砂化が起こるため、風化の速度が速く河岸際の河床低下量が多い．流砂の摩耗による河道中央の侵食速度が遅くなり，横断の高低差は少ない結果となった．1000 時間後の結果では，流砂の摩耗による侵食が卓越し平滑面（河岸際）に水が着かなくなると、風化による侵食の影響は弱くなる．

500 時間後




1000 時間後

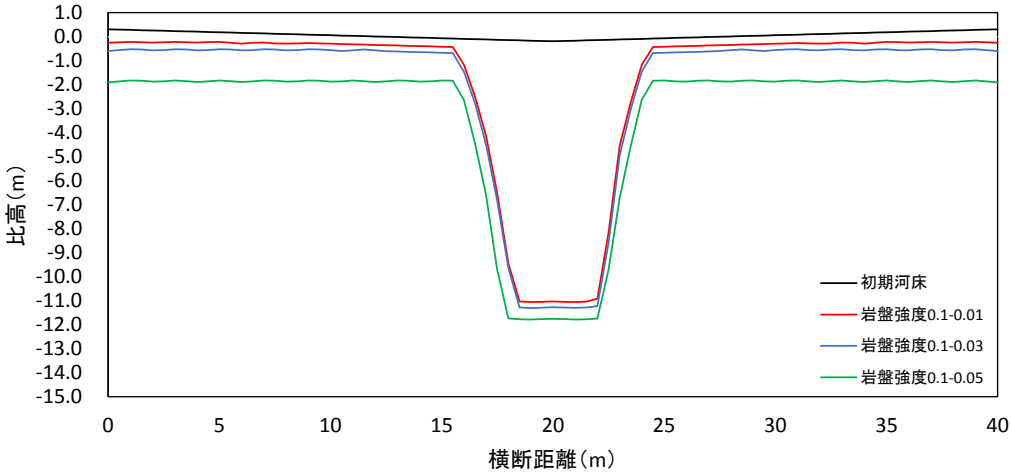


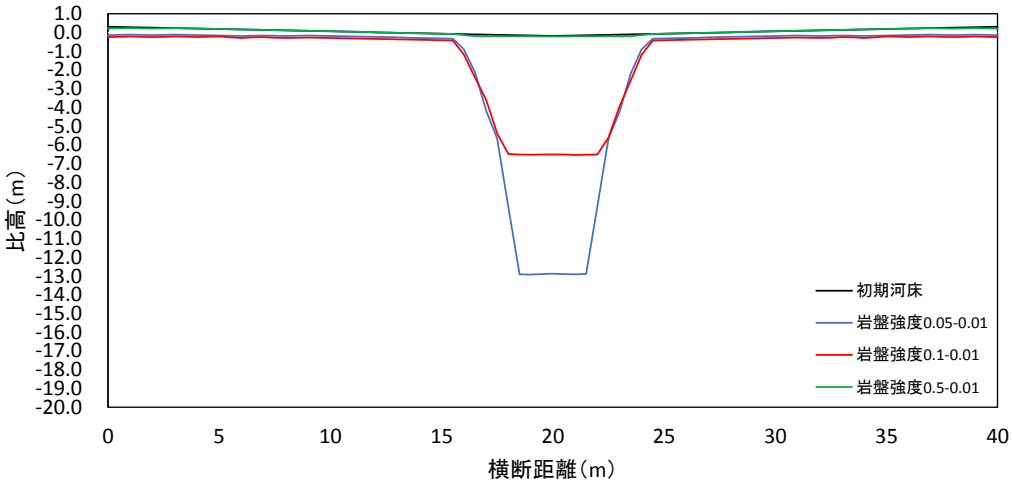

図 4-21　500 時間後（上），1000 時間後（下）の岩盤床高横断図

（岩盤強度閾値の比較）

③ 岩盤強度（初期岩盤強度の比較）

初期岩盤強度は，基本ケースの 0.1MPa の他に 0.5MPa と 0.05MPa に設定し，計算を行った（図 4-22）．初期岩盤強度が大きい（ここでは 0.5MPa）と岩盤が硬いため磨耗による侵食量は小さくなり，結果全体の河床高は下がらないため、風化も起こりづらい結果となった．初期岩盤強度が小さいと磨耗侵食が大きく進行したため，最大流量でも両河岸の河床に着水せず，乾湿の繰り返しが起きず風化の影響も少なかった．

500 時間




1000 時間

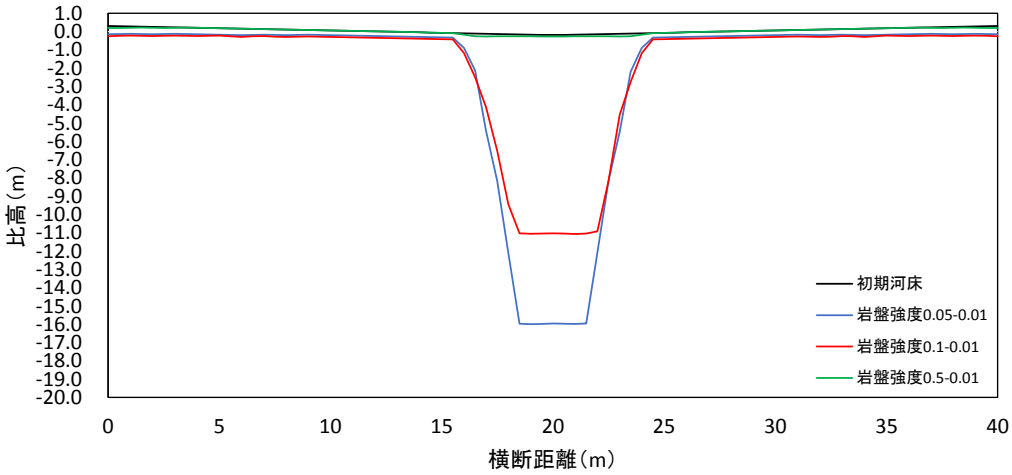


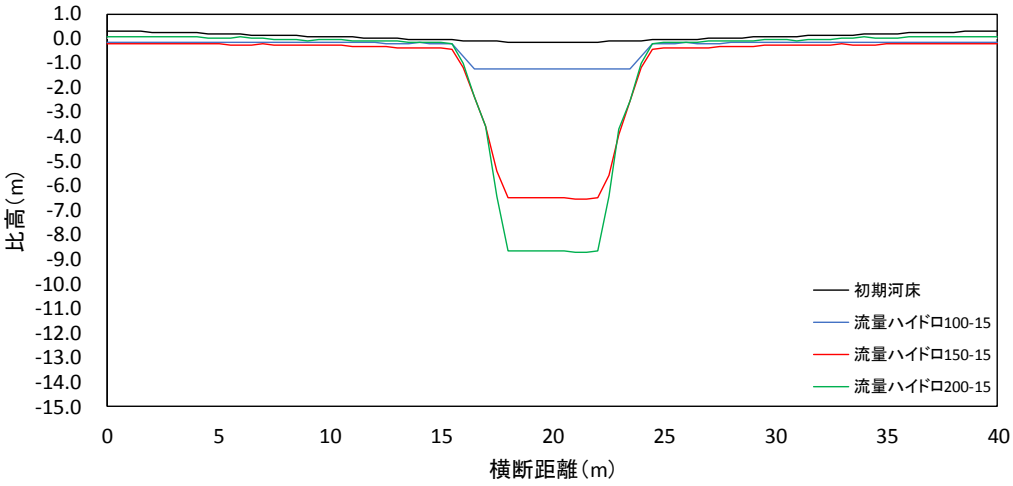

図 4-22　500 時間後（上），1000 時間後（下）の岩盤床高横断図

（初期岩盤強度の比較）

④ 流量ハイドロ（最大流量比較）

流量ハイドロの最大流量を比較したケースでは，基本ケースの 150m³/s の他に 100m³/s と 200m³/s に設定し，計算を行った（図 4-23）．流量が大きいほど、掃流力が大きくなるため磨耗の侵食が大きくなった．磨耗侵食速度が小さいケースほど、風化の影響を受けやすい結果となった．

500 時間




1000 時間

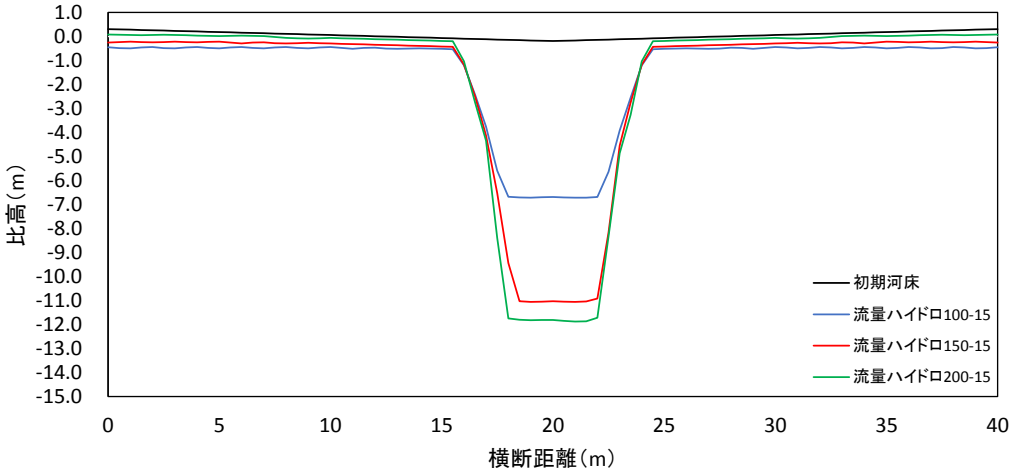


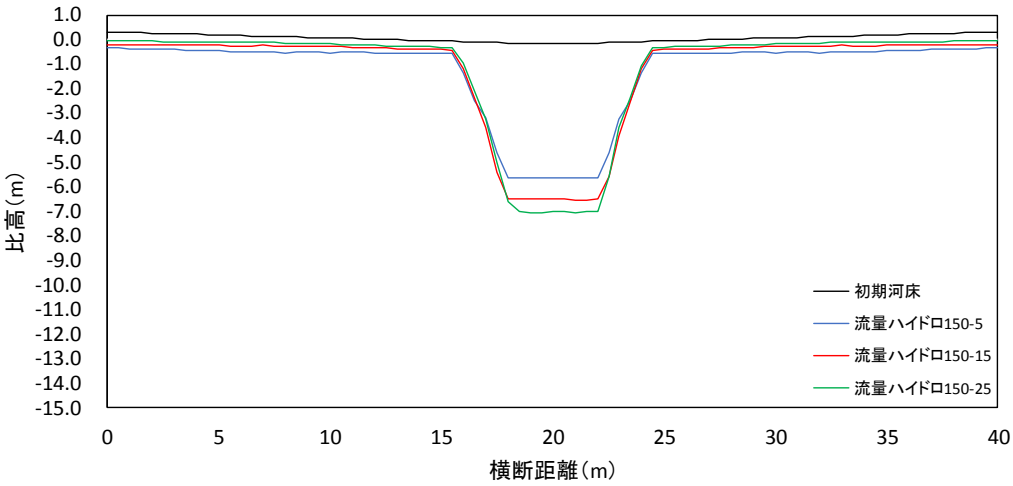

図 4-23　500 時間後（上），1000 時間後（下）の岩盤床高横断図

（最大流量の比較）

⑤ 流量ハイドロ（渇水流量比較）

流量ハイドロの渇水流量を比較したケースでは，基本ケースの 15m³/s の他に 5m³/s と 25m³/s に設定し，計算を行った（図 4-24）．渇水流量が大きいほど、掃流力が大きくなるため磨耗の侵食が大きくなった. ④の最大流量を比較した計算結果においても同様の結果であり，流量が多いと流砂の移動量が多くなり摩耗侵食が卓越することが確認された.

500 時間




1000 時間

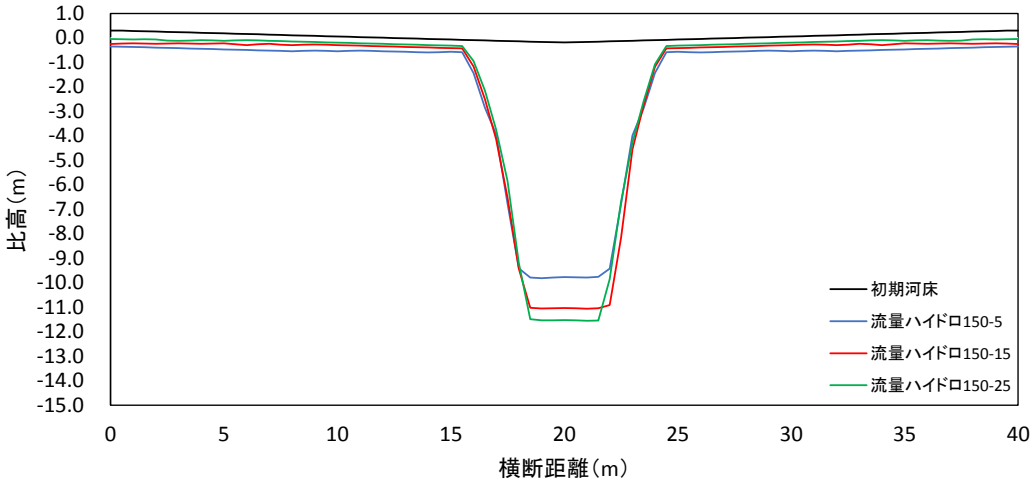


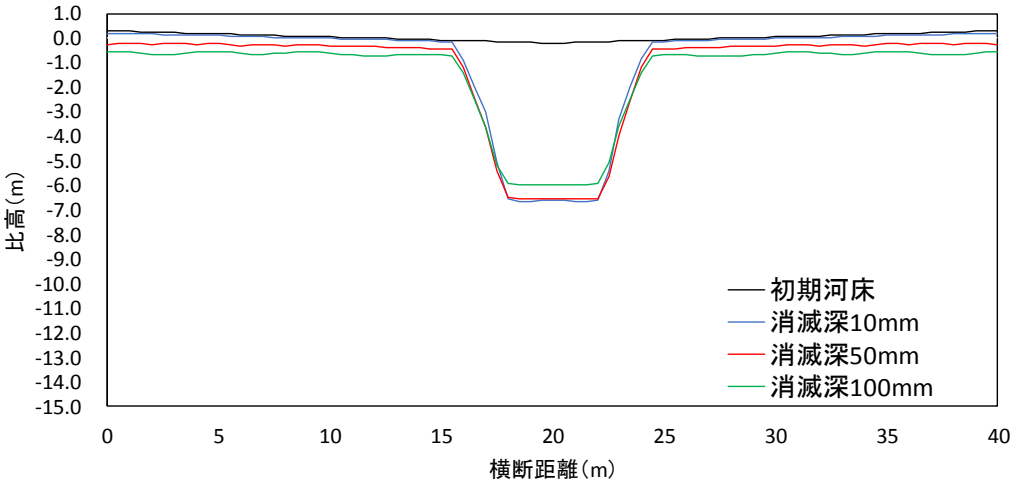

図 4-24　500 時間後（上），1000 時間後（下）の岩盤床高横断図

（渇水流量の比較）

⑥ 風化消滅深

風化消滅深を比較したケースでは，基本ケースの 50mm の他に 10mm と 100mm に設定し，計算を行った（図 4-25）．消滅深が小さいほど（ここでは 10mm），風化による土砂化量が少なく風化の影響が少なくなる．消滅深が大きい（ここでは 100mm）ほど，河岸際の侵食が大きいため河床は全体的に低下した．しかし，1000 時間後では，流砂の摩耗侵食が卓越し，消滅深の違いによる影響はなくなる．

500 時間




1000 時間後

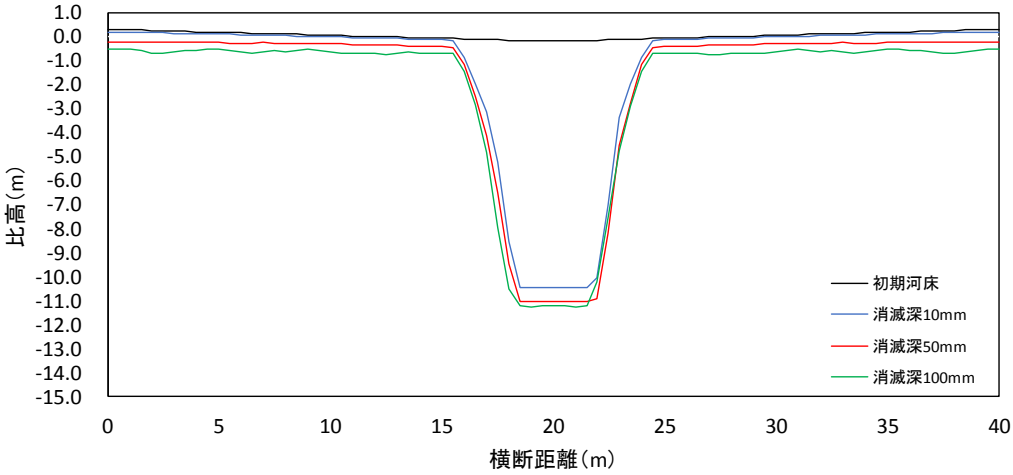



図 4-25　500 時間後（上），1000 時間後（下）の岩盤床高横断図

（風化消滅深の比較）

### 4.5.3　流砂の摩耗侵食による影響

感度分析の計算結果（4.5.2）をみると，流砂の摩耗による河道中央の侵食量（侵食深）が風化に影響を及ぼしている結果となった．

感度分析の結果を例にすると，岩盤強度が大きくほとんど侵食しない，砂礫層（流砂の移動量）が多く被覆効果によって岩盤が保護されている，岩盤が脆い（ここでは硬さとは異なる），流量が小さい場合に，流砂の摩耗による侵食が遅くなる結果となった．流砂の摩耗侵食が小さく河床低下が遅い場合，風化の侵食速度と摩耗の侵食速度の差が縮まり，風化による侵食の影響を受ける時間が長いと推測される．

逆に，岩盤強度が小さい，流砂の衝突する量が多い，岩盤が土砂化しにくい，流量が大きい場合は，流砂の摩耗による侵食が卓越し澪筋化（下刻）が進行した．この場合，乾湿の繰り返しによって風化し土砂化する前に河床低下が進行するので，風化侵食の影響を受けにくいと考えられる．

表 4.5 に示すように，感度分析の計算結果から，どのケースにおいても最初に起こる侵食プロセスにより，別の侵食プロセスが影響されることが確認された．

表 4.5　感度分析の計算結果

| 風化パラメータ | 設定内容 | 最初に起こる現象① | 現象①によっておこる現象② |
|---|---|---|---|
| 初期岩盤強度 | 大きい | 摩耗侵食による河床低下が起こりづらい | 河床低下しないため風化がおこりづらい |
| | 小さい | 摩耗侵食による河床低下速度が大きい | 風化速度が河床低下速度よりも遅いため風化の影響が少ない |
| 砂礫層厚 | 厚い | 砂礫が岩盤床を保護するため河床低下速度が遅い | 摩耗侵食速度が遅いため風化侵食の影響は受けやすい |
| | 薄い | 砂礫が河道中央に集中し鉛直に河床低下する | 風化速度が河床低下速度よりも遅いため風化の影響が少ない |
| 流量 | 多い | 掃流力が大きく摩耗侵食による河床低下速度が大きい | 風化速度が河床低下速度よりも遅いため風化の影響が少ない |
| | 少ない | 掃流力が小さく摩耗侵食による河床低下速度が小さい | 摩耗侵食速度が遅いため風化侵食の影響は受けやすい |
| 土砂化のタイミング（岩盤強度閾値） | 速い | 風化侵食速度が速く河道全体が平坦になりやすい | 掃流力が小さく摩耗侵食による河床低下速度が小さい |
| | 遅い | 風化の影響が少ない | 摩耗侵食による河床低下が卓越 |

### 4.5.4　V 字渓谷型の場合の数値計算

初期河床の横勾配を大きくした V 字渓谷の地形を初期の地形とした場合の数値実験を行った．河道中央の比高は河岸から-3.5m 低い設定とし，最大流量時も水際が岩盤に接している条件とした．それ以外の条件は，4.4 の風化と摩耗侵食を考慮したケースと同じ設定である．

河床高の横断図を図 4-26 に示す．流砂により澪筋の深掘れが進行し，風化の土砂化によって河岸が侵食した結果となっている．これまでの計算結果と異なり，平坦な河床に侵食されていない．ここで，風化が見られる花魁淵の下流の横断図（図 4-27）をみると V 字渓谷型のような地形であり，H11 年から H18 年に掛けて澪筋の進行と，土砂化によると思われる河岸部の侵食が確認できる．計算結果は，この花魁淵下流の侵食地形と類似していることから，構築した岩盤侵食モデルは花魁淵下流の侵食地形を再現できることを示唆した．

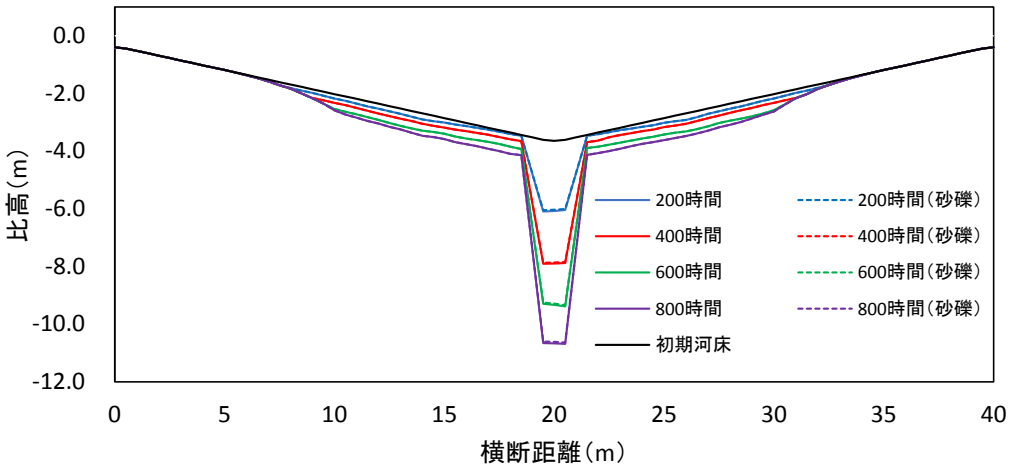



図 4-26　河床高横断の時間変化

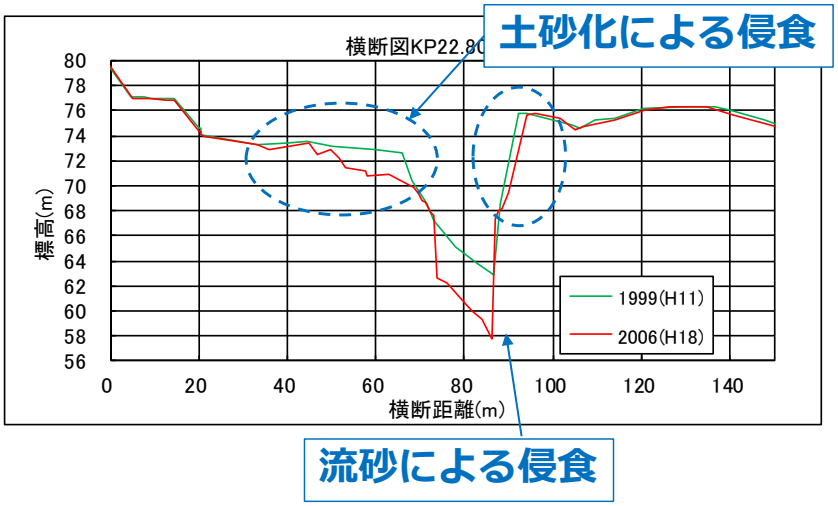



図 4-27　花魁淵下流の横断経年変化

## 4.6 砂州形成と移動の影響

### 4.6.1 計算条件

本章の計算ケースは，水路延長が 40m と短く砂州が形成に必要な長さではない．砂州の影響を考慮するには，砂州波長が川幅（40m）の 5 倍程度必要であり，砂州が 4 から 5 つ程度形成されるよう水路延長を 1000m としたケースの計算を実施する．横断形状は前ケースと同様の緩やかな V 字形状とする．十分な砂州波高が形成されるよう初期砂礫層厚を 0.3m とし，周期境界条件で流量ハイドロを与え 300 時間計算を実施した．計算は，乾湿風化の侵食と流砂の摩耗侵食を考慮したケースとする．

### 4.6.2 計算結果

300 時間後の計算結果のコンター図を図 4-28 に示す. 上段の砂礫層厚のコンター図では，岩盤床上に砂州が形成された．通水中は，流量が大きいときに砂州が下流に移動し，流量が小さい時は砂州が停止する動きを繰り返していた．岩盤床は，砂州が移動することで河床が侵食し，第 3 章の計算結果でみられた河岸中央の侵食が少ないという形状（図 4-29）を本ケースでも確認できた．砂州の移動による河床低下により，乾湿風化による土砂化が発生して河岸際も徐々に侵食したため，図 4-28 の中段の岩盤変化高コンター図のような侵食をみられた．下段の岩盤強度コンター図（図 4-28）をみると，水路中央部は岩盤強度が大きい．これは，通水中は常に湿潤状態であり，乾湿の繰り返しによる岩盤強度の低下が発生しなかったためである．風化対象区間部は，岩盤強度が一定になっていないことから，常に岩盤強度の低下と土砂化による岩盤表面のフレッシュ化（初期岩盤強度に再設定）を繰り返していると推測される．

風化を考慮しないケースと比較すると（図 4-29），両岸側が風化によって侵食しており，岩盤床の高低差が小さくなっており，全体的に岩盤床は平坦な河床に近づいていることがわかる．

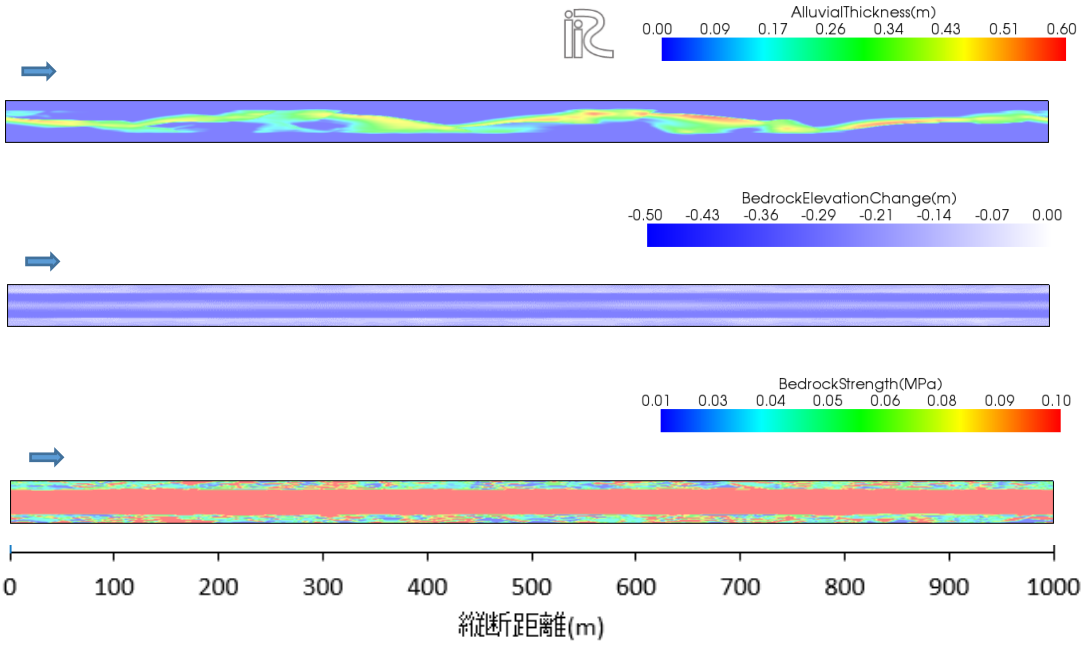



図 4-28 300 時間後のコンター図（上：砂礫層厚，中：岩盤変化高，下：岩盤強度）

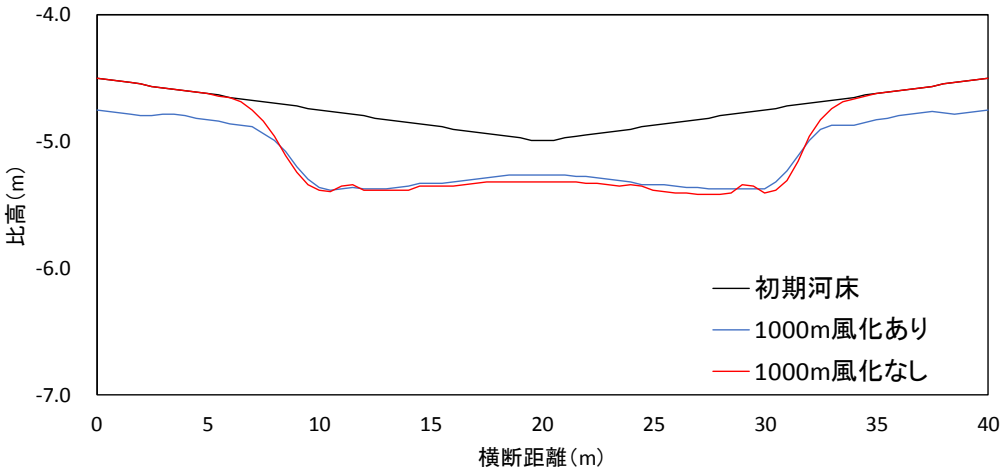



図 4-29　300 時間後の風化ありと風化なしの岩盤横断図（上流端から 500m の地点）

## 4.7 まとめ

本研究で得られた知見を以下に列記する.

(1) 第4章では，風化メカニズムを考慮した岩盤侵食モデルを用いて，風化による侵食地形プロセスを検証した．乾湿の繰り返しによって水位が変動し，風化によるテラスの形成とテラスの低下を再現した．構築したモデルは，風化の影響による侵食地形を再現できるモデルであることを確認した.

(2) 乾湿風化が侵食地形にどのように影響を及ぼすか把握を試みた．本研究の条件においては，乾湿を繰り返す風化侵食区間と流砂が移動する摩耗侵食区間は異なっており，風化による岩盤強度の変化が流砂の摩耗侵食速度に影響を与えることはなかった.

(3) 風化のみを考慮した計算結果と風化と磨耗侵食のみ考慮した計算結果を比較したところ，風化のみの計算結果では，流砂の磨耗による河床低下がないため水位の変動がほとんどないのに比べ，風化と侵食を考慮した計算結果では、磨耗侵食による河床低下により水位が変動し風化対象範囲が変化するため，乾湿風化に間接的な影響を与えていることが確認された.

(4) 感度分析を行った結果，流砂の摩耗による河道中央の侵食量（侵食深）が風化に影響を及ぼしている結果となった．①岩盤強度が大きくてほとんど侵食しない，②砂礫層（流砂の移動量）が多く被覆効果によって岩盤が保護されている，③岩盤が脆い（ここでは硬さとは異なる），④流量が小さい場合に，流砂の摩耗による侵食が遅くなる結果となった．流砂の摩耗侵食が小さく河床低下が遅い場合，風化の侵食速度と摩耗の侵食速度の差が縮まり，風化による侵食の影響を受ける時間が長いと推測される.

(5) また，①岩盤強度が小さい，②流砂の衝突する量が多い，③岩盤が土砂化しにくい，④流量が大きい場合は，流砂の摩耗による侵食が卓越し澪筋化（下刻）が進行した．この場合，乾湿の繰り返しによって風化し土砂化する前に河床低下が進行するので，風化侵食の影響を受けにくいと考えられる．つまり，摩耗侵食速度と風化侵食速度のバランスが侵食地形に影響することが明らかとなった.

# 参考文献


1) 鈴木睦仁，池田宏 : 愛知県豊川上流の乳岩川における平滑な岩盤河床の成因について，筑波大学水理実験センター報告，No.19，pp45-56，1994 年.

2) 磯安奈，森井俊広 : 乾湿繰り返し作用を受ける泥岩の強度特性，新潟大学農学部研究報告，第 56 巻 2 号，119-127，2004.

3) 松倉公憲：地形学からみた風化研究の問題点と今後の課題，地学雑誌，126(3)，271-296，2017.

4) 堤大三，藤田正治，泉山寛明 : 気象上昇による土砂生産に対する凍結融解の影響変化予測，水工学論文集，第 53 巻，649-654，2009.

5) 日下部祐基，伊東佳彦，佐藤博知 : 岩石の凍結融解による強度劣化の推定方法と現地観測による検証，日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会，平成 24 年研究発表会公演予稿集，第 32 号，2012.

6) Inoue, T., Yamaguchi, S., and Nelson, J. M.: The effect of wet-dry weathering on the rate of bedrock river channel erosion by saltation gravel, Geomorphology, 285, 152-1161, 2017.

7) Hancock, G. S., Small, E. E., & Wobus, C.: Modeling the effects of weathering on bedrock-floored channel geometry. Journal of Geophysical Research, 2011.

8) Johnson, K. N., & Finnegan, N. J.: A lithologic control on active meandering in bedrock channels. Geological Society of America Bulletin, 127(11–12), 1766–1776, 2015.

9) Small, E. E., Blom, T., Hancock, G. S., Hynek, B. M., Wobus, C. W.: Variability of rock erodibility in bedrock-floored stream channels based on abrasion mill experiments, J. Geophys. Res. Earth Surf. 120, 1455-1469, 2015

10) 北海道開発局，国立研究開発法人土木研究所寒地土木研究所 : 岩盤河床における河床低下危険度評価の手引き（案），2016.

11) Sklar, L. S., and Dietrich, W. E.：A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, Water Resour. Res.,40, W06301, 2004.

# 第5章　　結論

本論文は，流砂を侵食要因と考え岩盤侵食地形の進化プロセスを再評価するため，岩盤の侵食メカニズムを理解し，岩盤侵食地形の形成機構の解明を試みたものである．本研究の対象プロセスは，滝・ニックポイントの後退プロセス，岩盤床上の砂州形成および移動による岩盤侵食地形，乾湿風化による侵食地形への影響の 3 つとし，各章で対象プロセスによる岩盤侵食地形の把握を行った.

第 1 章では，岩盤床河川における侵食地形に関する研究の背景と目的を示し，本論文の構成について述べた．また、既往研究について現在までの岩盤侵食のレビューを行い，岩盤床上の砂礫被覆と流砂の磨耗による侵食との関係性及び乾湿風化による岩盤侵食の影響について整理した. 更に, 複合的な地形進化プロセスを考慮できるモデルの構築を行い, 第 4 章では乾湿風化についてモデルで検証を行うため, 乾湿の繰り返しによっておこる岩盤強度の低下と風化による土砂化を組み込んだ.

第 2 章では，岩盤床の縦断形状に着目し，ニックポイント後退の既往研究と研究の動機についてまとめた．次に，第 1 章で構築した岩盤侵食モデルを用い，周期ステップ地形とニックポイントが形成された既往研究を対象に一次元的な再現計算を行い, 形成された侵食地形からモデルの検証を行った. 計算結果からそれぞれ周期ステップ地形と射流下のニックポイント後退を定性的に再現でき, 構築したモデルはニックポイント後退を評価できるものであることが確認できた．次に，ニックポイントの後退が見られる豊平川花魁淵を対象に，モデルを用いてニックポイント後退の再現検証を行った．花魁淵の計算結果は, 上下流の川幅変化によって流砂量が変化するため, 上下流の勾配が同じでも侵食速度が異なり侵食プロセスに影響を及ぼした結果となり, 勾配変化だけでなく川幅変化がニックポイントの維持と後退に重要な役割を果たしていることが示唆された．また，キャニオン地形が出現した泥炭床を有している夕張川を対象に泥炭床の侵食モデルを構築し再現計算を試みた．石狩川合流付近の勾配変化点から射流による浸食が生じ，その浸食地形は徐々に上流へ移動し落差が大きいキャニオン地形を形成し, 夕張川下流のショートカットによる河床低下過程をある程度表現できた結果となった.

第3章では，岩盤床上の砂州による流砂の挙動に着目し、水理模型実験から砂州の形成と移動による岩盤侵食地形の把握を試みた．単列交互砂州が形成する条件下において，岩盤床を模した低強度モルタルを用いた水理模型実験を行ったところ，砂州が形成されたケースでは，砂州形成と移動により両河岸際の岩盤床が縦断的に侵食され，水路中央は常に砂礫が堆積しており侵食されない結果となった．岩盤侵食を考慮した平面二次元岩盤侵食モデルを用いて実験結果の再現計算を実施した結果，岩盤床上の砂州形成と砂州による岩盤侵食地形が概ね再現可能であることを確認した．

第4章では，乾湿風化による岩盤侵食プロセスに着目し、乾湿風化による岩盤侵食を考慮した数値解析モデルを構築し，乾湿風化による岩盤侵食地形の把握を試みた．釧路川をモデル河川とし計算した結果，流砂の磨耗侵食によって岩盤床が低下しそれに伴い水位が低下するため，渇水期に露岩する箇所が増加し風化されやすい範囲が広がり，結果，乾湿風化による侵食が発生した．また，その風化によって侵食した岩盤床は平滑な地形であり，風化によるテラスの形成とテラスの低下を再現した．また，本研究の条件においては，乾湿を繰り返す風化侵食区間と流砂が移動する摩耗侵食区間は異なっており，風化による岩盤強度の変化が流砂の摩耗侵食速度に影響を与えることはなかった．しかし，風化と侵食を考慮した計算結果では、磨耗侵食による河床低下により水位が変動し風化対象範囲が変化するため，乾湿風化に間接的な影響を与えていることが確認された．また，風化に関するパラメータを変更し感度分析を行い，摩耗侵食速度と風化侵食速度のバランスが侵食地形に影響することが明らかとなった．

本研究により，岩盤侵食を考慮したモデルにより対象とした3つの地形進化プロセスが明らかとなり、実河川の岩盤侵食地形を評価できるモデルを構築できたという成果が得られた．特に，一次元的に考えられていたニックポイント後退プロセスを平面2次元計算によって把握できたことは大きな成果と思われる．また，砂州移動によって河岸際が侵食するといる新しい知見により，護岸の安全性を低下させる可能性を提示できた．　しかし，風化によって侵食した実河川の侵食地形については，まだ把握されていないことが多い．今後，岩盤の侵食が著しい河川を対象に，風化によって侵食された河川の侵食地形を調査し，更なる岩盤侵食地形の基礎資料としたい．

# 論文リスト

■論文（学位論文関係）

1）サムナー圭希，井上卓也，清水康行：岩盤床上の砂州形成に伴う侵食地形，水工学論文集 B1(水工学) Vol.72, No.4, I_817-I_822, 2016 年 3 月.

2）サムナー圭希，井上卓也，清水康行：河床勾配変化が浸食地形に与える影響，水工学論文集 B1(水工学) Vol.73, No.4, I_859-I_846, 2017 年 3 月.

3）サムナー圭希，井上卓也，人見美哉，清水康行：乾湿風化を考慮した岩盤侵食モデルの構築，水工学論文集 B1(水工学) Vol.74, No.4, I_1045-I_1050, 2018 年 3 月.

4）Tamaki Sumner, Takuya Inoue, Yasuyuki Shimizu: The Influence of Bed Slope Change on Erosional Morphology, Journal of JSCE, Vol.7, 15-21, 2019

■論文（その他）

1）井上卓也，サムナー圭希，加藤一夫，六浦和明，矢部浩規，清水康行：2016 年北海道豪雨における九線橋被災メカニズムの調査と解析，河川技術論文集，23 巻，2017 年 6 月

2）加藤一夫，柿沼孝治，山口昌志，井上卓也，清家拓哉，サムナー圭希：橋脚周辺の軟岩侵食対策の効果検証に関する水理模型実験による検討，河川技術論文集，23 巻，2017 年 6 月

3）濱木道大，岩崎理樹，井上卓也，佐藤大介，サムナー圭希，清水 康行：着色流砂実験によるトレーサーとの移動分散現象に関する実験と数値計算, 水工学論文集 B1(水工学) Vol.74, No.4, I_1033-I_1038, 2018 年 3 月.

4）加藤一夫，井上卓也，山口昌志，サムナー圭希，清水 康行：流域条件の変化を組み込んだ土砂流出モデルの提案，水工学論文集 B1(水工学) Vol.74, No.4, I_901-I_906, 2018 年 3 月.

5） Jagriti Mishra, Takuya Inoue, Yasuyuki Shimizu, Tamaki Sumner, Jonathan M. Nelson: Consequences of Abrading Bed Load on Vertical and Lateral Bedrock Erosion in a Curved Experimental Channel, JGR Earth Surface Volume 123,Issue 12, 2018

6）加藤一夫，サムナー圭希，三浦忠昭，菅野貴詳，千葉喜一，井上卓也，清水 康行：流木捕捉施設における流木の挙動に関する数値解析，水工学論文集 B1(水工学) Vol.75, No.2, I_1441-I_1446, 2019 年 8 月

7）加藤一夫，村上泰啓，谷瀬敦，中村大，中陣実咲希，佐々木寿史，サムナー圭希：寒冷地における河川堤防法面植生に関する水理実験による耐侵食性評価，河川技術論文集，26 巻，2020 年 6 月

8）Takuya Inoue, Jagriti Mishra, Kazuo Kato, Tamaki Sumner, Yasuyuki Shimizu：Supplied Sediment Tracking for Bridge Collapse with Large-Scale Channel Migration, Water 2020, 12, 1881, 2020

■学会発表（講演会）

1）サムナー圭希，柿沼孝治，谷瀬敦，山口里実，加藤一夫：急流河川における樹木群の水理的影響に関する検討，土木学会第 72 回年次学術講演会，2017 年 9 月

2）吉沢朋樹，久加朋子，清水康行，加藤一夫，サムナー圭希，今日出人：準三次元流れにおける流木の挙動に関する研究，土木学会北海道支部論文報告集，75，2019

# 謝辞

2013 年 12 月に株式会社水工リサーチに入社し，以後約 7 年間，岩盤床を有する河川における侵食地形の研究を本日に至るまで継続し学位論文としてまとめることができました．河川における岩盤侵食については日本では広く研究されておらず，それだけに研究の遂行は難しいものでしたが，新規性があり大変やりがいがあるものでした．この学位論文は，多くの方々のご協力や貴重なご意見を頂いたおかげで成し得たものあり，心から感謝しております．

研究を進めるにあたって，北海道大学清水康行教授には指導教官として本研究の実施の機会を与えていただき，研究の遂行に関しては終始あたたかいご指導と激励を頂きました．河川工学に関する知識と経験の深さを分け隔て無く提供し続ける姿に深く感銘を受け，また多くのことを学ばせて頂きました．ここに深く御礼申し上げます．

北海道大学泉典洋教授には，論文審査を通して本研究の細部にわたり的確なご助言を頂き，特にニックポイントの後退プロセスに関しては専門的な知見を数多くご教授頂きました．厚く御礼申し上げます．北海道大学山下俊彦特任教授には，論文審査を通して本研究の核心から細部に渡り，専門的なご指摘を数多く頂きました．深く感謝申し上げます．北海道大学岩崎理樹准教授には，論文構成の考え方から論文審査に対する姿勢等数多くのご助言を頂き，心より御礼申し上げます．北海道大学渡部靖典教授には，学位授与審議にあたり数値解析に関する専門的なご指摘を頂き，心から御礼申し上げます．

広島大学井上卓也准教授（元寒地土木研究所主任研究員）には，研究の進め方や論文執筆，数値解析手法，岩盤侵食メカニズムとモデルの構築手法，学会発表に至るまで，長きに亘って熱心にご助言と指導をして頂きました．研究開始当初の河川工学の知識が乏しかった著者に対し辛抱強く丁寧に指導してくださり，著者が研究を進める上での基礎を作って頂きました．本研究の遂行は，井上准教授のご指導があったからこそ成し得たものであり，深い敬意と感謝を示し，御礼申し上げます．

イリノイ大学 Gary Parker 教授には，岩盤侵食の研究に関する有益なご意見を多く頂きました．公私に亘りあたたかく見守っていただき，心から感謝しております．

株式会社ドーコン人見美哉氏，北海道河川財団，北海道開発局旭川開発建設部の数多くの土木技術者には，貴重な現地調査のデータを提供して頂きました．深く御礼申し上げます．

北開水工コンサルタント先端技術センター長谷川和義所長，北海道河川財団山本太郎博士には，「河川基礎技術勉強会」において，河川の技術者を対象とした水理学などの基礎をご教授して頂きました．勉強する場を提供して頂いたことが，今日の自分の成長へと繋がったと感じております．厚く感謝申し上げます．

寒地土木研究所主任研究員川村里実博士，富山県立大学准教授久加朋子准教授（元北海道大学特任准教授），北見工業大学吉川泰弘准教授には，水理模型実験や講演会等を通して数多くの専門的な知見をご教授頂きました．深く感謝申し上げます．

岩盤ゼミの仲間である寒地土木研究所 Dr. Jagriti Mishra，国土交通省山口進氏，株式会社構研エンジニアリング六浦和明氏，同時期に博士論文の研究を進めていた株式会社開発工営社濱木道大博士には，日々研究を進める中で多くの助言や協力を頂きました．あたたかい励ましのおかげで論文を完成することができました．心から感謝しております．また，小口史乃秘書には，博士論文申請の手続きからスケジュール調整，公開論文説明会の調整までして頂き，心より御礼申し上げます．

株式会社環器滑川眞永社長には，現地調査や仕事に対する姿勢等，貴重なご意見を頂き，また公私に亘って励ましを頂きました．心から感謝しております．

株式会社水工リサーチの皆様には，博士論文の執筆にご理解を頂き，水理模型実験やデータ提供を含め多大なるご支援を頂きました．特に，加藤一夫氏には，入社当初から長きに亘り，業務や研究遂行のサポートをして頂きました．ここに感謝の意を表します．

研究を進めると同時に空手を通い始め，2020 年には初段審査に合格することが出来ました．和道会北空館勝原宏先生の御指導により精神力や集中力が鍛えられ，また厳しい指導に耐え抜いた自信が博士論文完成の糧となりました．深く感謝申し上げます．

最後に，研究に協力してくださった全ての方々に御礼申し上げるとともに，深夜や休日の執筆作業を理解してくれた娘　空と，私達親子を支えてくれた両親をはじめとする家族や友人に対しては深い感謝の意を表して謝辞と致します．

サムナー　圭希