

岩盤河床における 河床低下危険度評価の手引き(案)

平成29年2月

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

【目 次】

はじめに	1
第1章 北海道における岩盤河川事例と河床低下問題	3
1.1 北海道における岩盤河川事例	3
1.2 北海道における河床低下問題について	6
1.3 岩盤床の河床低下メカニズムについて	8
1.3.1 概要	8
1.3.2 侵食を受ける岩盤について	10
1.3.3 侵食の外力となる流砂について	13
1.3.4 岩盤床の河床低下メカニズム	17
第2章 岩盤の侵食されやすさの評価	22
2.1 概要	22
2.2 岩盤の引張強度の把握	23
2.2.1 原位置試験の共通留意事項	23
2.2.2 針貫入試験方法	25
2.2.3 岩盤の引張強度の把握	28
2.3 岩盤の風化しやすさの把握	29
2.3.1 岩盤の採取方法	29
2.3.2 吸水率試験方法	29
2.3.3 風化しやすさの把握	31
2.4 岩盤の侵食されやすさの評価	32
第3章 岩盤の露出しやすさの評価	36
3.1 概要	36
3.2 縦断的な砂礫層厚の把握	37
3.3 砂礫層厚の変化傾向の把握	41
3.3.1 河床変化傾向	41
3.3.2 河床の岩盤露出状況	41
3.3.3 流砂の交換層厚（移動層厚）	41
3.3.4 1洪水での最大洗掘深	43
3.4 岩盤の露出しやすさの評価	46
第4章 岩盤河床における河床低下危険度評価	47
4.1 概要	47
4.2 岩盤河床における河床低下危険度評価	48

第 5 章 岩盤河川におけるモニタリング項目	50
5.1 縦横断測量	50
5.2 定点現地写真撮影	50
5.3 河床材料調査	50
5.4 航空写真撮影	50
5.5 水位観測	50
5.6 河川環境関連	51
おわりに	52
参考資料	54
参考 1 流砂による岩盤侵食の既往研究	53
参考 2 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	59
参考 3 侵食速度試験手法	67
参考 4 全道岩盤調査結果一覧	69
参考 5 参考文献	81

はじめに

近年全道各地で、河床低下の進行にともない河床砂礫が流失し、河床に岩盤が露出している河川が多く見られる。それら河床に露出した岩盤が、流水や流砂に侵食されやすい岩盤（軟岩）である場合には、岩盤が侵食されることで更に河床低下が進行する。そのため河川の管理にあたっては、それら現象を理解しその影響について十分考慮する必要がある。

岩盤河川の河床変化の特徴を以下に示す。

- [1] 主として砂礫が岩盤に衝突し、岩盤が侵食されることで河床が変化する
- [2] 降雨や河川水位の変化による乾湿繰り返しや、北海道のような積雪寒冷地での凍結融解の繰り返しによる風化で河床が変化する

このような特徴を有する岩盤河川では、侵食された岩が元の形状に復元されることはなく、河床形状は不可逆的に変化する。一方、砂礫河川では、土砂収支で河床形状が変化するため、土砂収支をコントロールできれば、河床形状の復元が可能となる。そのため河川管理上、砂礫河川であれば、砂礫を維持していくこと、既に岩盤が露出している河川においては、砂礫河川に復元することが重要となる。

しかしながら現時点では、軟岩が露出する時期や場所の予測が困難であり、また、砂礫河川への復元方法についても、未だ確立された対策はない状況である。

このような背景のもと、本書では、岩盤が露出した河川や、現状で砂礫層の下部に位置する岩盤層を有する河川等において、河床低下の危険度予測や対策が講じられるよう、効率的・効果的な調査・危険度判定手法を取りまとめる。

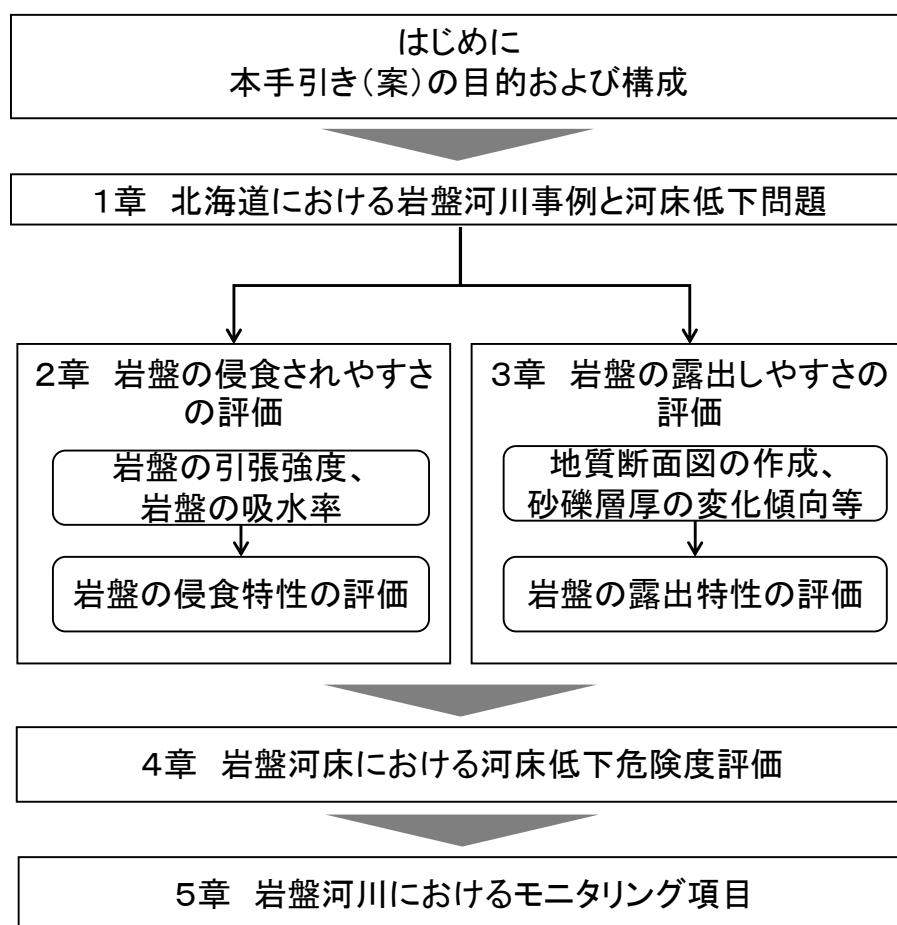
第1章では、全道各地で見られる岩盤河川を紹介するとともに、岩盤河川で生じた河床低下現象が引き起こす河道管理上の問題点を紹介する。また、岩盤侵食現象を岩盤（侵食される側）と砂礫（侵食させる側）に分類し、岩盤特性や流砂の挙動特性を踏まえ、岩盤侵食現象のメカニズムを示す。

第2章では、岩盤の侵食されやすさを評価するために必要な原位置試験やその方法、および、評価方法について示す。

第3章では、現時点において岩盤が露出していない河川（砂礫層厚のある河川）で将来的に岩盤が露出する危険度を評価する方法について示す。

第4章では、第2章と第3章の評価結果を踏まえ、岩盤河川の河床低下に対する危険度評価手法について示す。

第5章では、岩盤河川における効果的・効率的な河川管理のために必要なモニタリング項目について示す。



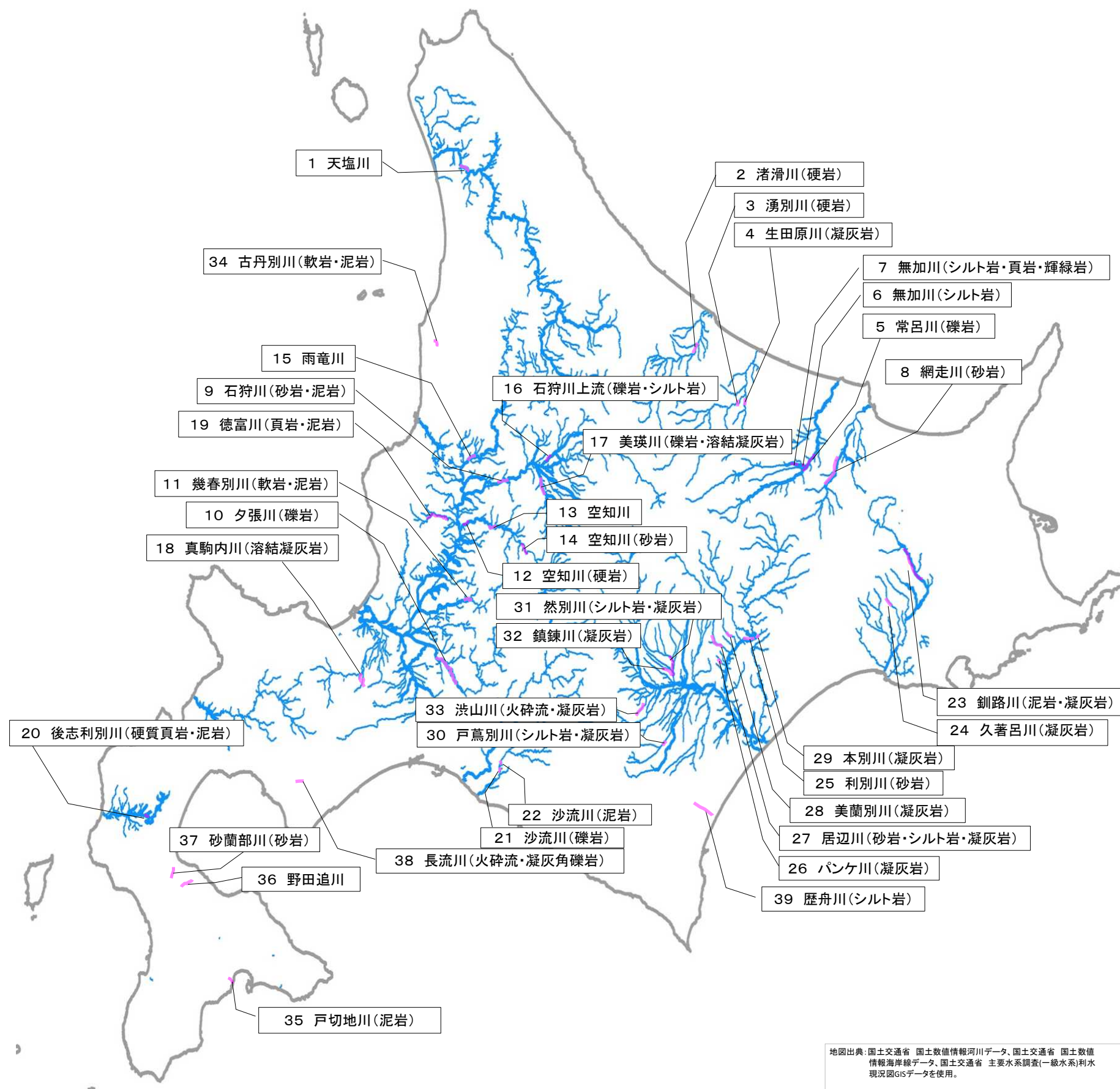
第1章 北海道における岩盤河川事例と河床低下問題

1.1 北海道における岩盤河川事例

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結果をもとに、河床に岩盤が露出した区間を図示したものを図 1.1 に示す。今回の調査で確認できただけでも露岩区間は40 近くあり、その多くは現在も河床低下が進行している。

露出している岩盤は、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が主である。堆積岩は圧密作用、化学的・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¹⁾。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。なお、火山灰などが堆積し圧密作用により固結したものは、凝灰岩と呼ばれ、成分は火山由来であるが、生成条件から堆積岩に分類される。

次に、岩盤が露出した河川の状況をみると、侵食地形は大きく分けて、①筋状の侵食（滞筋発達初期）、②滞筋の発達・固定化、③渓谷化に分類できる。そして、この侵食地形は岩盤の種類だけでは決定されていないことが分かる。例えば図 1.3 で示した無加川と図 1.6 で示した然別川は、岩種は同じシルト岩である。しかし、無加川の河床は、滞筋部に沿って岩盤が侵食され、滞筋が固定化している。一方、然別川は切り立った岩壁を持つ渓谷地形となっている。これは、岩種が同じでもその強度や間隙率が異なり、それによって侵食されやすさや風化しやすさが異なるためである。また、上流からの土砂供給や流量規模、気候などの外的要因も岩盤の侵食地形に影響を与えるためである。



No	水系	河川名	管轄	岩種
1	天塩川	天塩川	留萌開発建設部	—
2	渚滑川	渚滑川	網走開発建設部	硬岩
3	湧別川	湧別川	網走開発建設部	硬岩
4	湧別川	生田原川	北海道	凝灰岩
5	常呂川	常呂川	網走開発建設部	礫岩
6	常呂川	無加川	網走開発建設部	シルト岩
7	常呂川	無加川	北海道	シルト岩・頁岩・輝緑岩
8	網走川	網走川	網走開発建設部	砂岩
9	石狩川	石狩川	札幌開発建設部	砂岩・泥岩
10	石狩川	夕張川	札幌開発建設部	礫岩
11	石狩川	幾春別川	札幌開発建設部	軟岩・泥岩
12	石狩川	空知川	札幌開発建設部	硬岩
13	石狩川	空知川	札幌開発建設部	—
14	石狩川	空知川	札幌開発建設部	砂岩
15	石狩川	雨竜川	札幌開発建設部	—
16	石狩川	石狩川上流	旭川開発建設部	砂岩・泥岩
17	石狩川	美瑛川	旭川開発建設部	礫岩・溶結凝灰岩
18	石狩川	真駒内川	北海道	軟岩Ⅰ（溶結凝灰岩）
19	石狩川	徳富川	北海道	軟岩（頁岩泥岩）
20	後志利別川	後志利別川	函館開発建設部	硬質頁岩（八雲層）・泥岩
21	沙流川	沙流川	室蘭開発建設部	礫岩
22	沙流川	沙流川	室蘭開発建設部	泥岩
23	釧路川	釧路川	釧路開発建設部	泥岩・凝灰岩
24	釧路川	久暮呂川	北海道	凝灰岩
25	十勝川	利別川	帯広開発建設部	砂岩
26	十勝川	パンケ川	北海道	凝灰岩
27	十勝川	居辺川	北海道	砂岩・シルト岩・凝灰岩
28	十勝川	美蘭別川	北海道	凝灰岩
29	十勝川	本別川	北海道	凝灰岩
30	十勝川	戸蔭別川	北海道	シルト岩・凝灰岩
31	十勝川	然別川	北海道	シルト岩・凝灰岩
32	十勝川	鎮練川	北海道	砂岩・シルト岩・凝灰岩
33	十勝川	洪山川	北海道	火砕流・凝灰岩
34	古丹別川	古丹別川	北海道	砂岩・泥岩
35	戸切地川	戸切地川	北海道	泥岩
36	野田追川	野田追川	北海道	—
37	遊楽部川	砂蘭部川	北海道	砂岩（瀬棚層）
38	長流川	長流川	北海道	火砕流堆積物・凝灰角礫岩
39	歴舟川	歴舟川	北海道	シルト岩

図 1.1 北海道における岩盤河川（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結果をもとに作成）

■①浅い筋状の侵食事例

比較的平坦な岩盤上に、浅い複数の縦筋が形成されている。筋の深さは数 cm から数十 cm。砂礫はほとんど堆積していない。



図 1.2 網走川

■②滞筋の発達・固定化事例

滞筋部に沿って岩盤が侵食され、滞筋が固定化している。滞筋の深さは数 m 程度。砂礫は部分的に堆積している。



図 1.3 無加川



図 1.4 徳富川

■③渓谷化事例

河道全体が鉛直方向に穿入し、切り立った地形となっている。谷の深さは 10m 以上になる場合もある。谷底の河床には砂礫が多く堆積している。



図 1.5 渋山川



図 1.6 然別川

1.2 北海道における河床低下問題について

1.1 で示したように、全道的に河床が低下し、河床に岩盤が露出している河川が増加している。ここでは、岩盤河川の特徴を踏まえ、河床が低下、河床に岩盤が露出した場合の河川管理上の問題について整理する。

(1) 治水への影響

岩盤強度、土砂供給、気候などによって侵食速度は異なるものの、岩盤河床は必ず侵食され、下へ下へと穿入（河床低下）していく。特に、河岸際で滯筋が発達したり、渓谷化が進行すると、護岸が浮き上がり、洪水時に護岸機能が発揮されず、高水敷さらには堤防が侵食され、破堤の要因となることが懸念される。また、破堤対策としての護岸の維持管理費用が増大する可能性もある。

さらに、流水や流砂に極端に侵食されやすい岩盤が河床に露出した場合、そこで局所的な侵食が生じる。それら脆弱な箇所を事前に把握し、局所的な侵食箇所を事前に予測することは非常に困難である。局所的な侵食が橋脚近傍で生じた場合は、橋脚の根入れ不足により橋梁自体の安全性が損なわれることが懸念される。

(2) 利水への影響

河床低下が進行し河積が増加すると、取水時期の水位が低下する。水位が取水施設設計で想定した水位と大きく異なると、それら取水施設等の機能が十分に発揮できないことが懸念される。

(3) 河川環境への影響

既往報告によると砂礫床に比べ、岩盤床では水生昆虫や魚類の生息種や生息数が少なく、生物多様性の観点から河川環境への影響が確認されている。岩盤床面積が広がることで、サケの産卵適地が減少するなど河川環境への影響が懸念される。

コラム：護岸や横断工作物の機能喪失事例

河床低下の進行により、現況河床が低水護岸の基礎や構造物の安定に必要な高さよりも大幅に低下し、設置された構造物が破壊され、それらの機能を喪失している箇所が確認されている。



図 1.7 浮き上がった状態の低水路護岸



図 1.8 帯工の被災

また岩盤河床では、急激な河床低下が生じる場合もある。下図は、橋脚付近の最深河床部が 4m 以上も低下した事例である。今後、このように急激な河床低下が橋脚周辺で発生した場合、橋脚の安定性が損なわれる可能性もある。



図 1.9 橋脚付近における急激な河床低下

1.3 岩盤床の河床低下メカニズムについて

1.3.1 概要

(1) 様々な岩盤侵食プロセス

岩盤河床の侵食プロセスには、流水による侵食、流砂の衝突による侵食、プラッキング、溶食など様々なプロセスが含まれる。

流水による侵食とは、流水のせん断力によって岩盤河床が少しずつ削られる侵食プロセスである²⁾。流砂の衝突による侵食とは、流水によって輸送された砂礫粒子が岩盤河床に衝突し、その衝撃力で岩盤河床が削られる侵食プロセスである³⁾⁴⁾。この2つは岩質によらず生じる普遍的な侵食プロセスである。

一方、プラッキングと溶食はある特定の岩質でのみ重要となる。プラッキングとは、亀裂や節理などの結合の弱い箇所、その割れ目に沿って岩塊が剥離する侵食プロセスであり⁵⁾、節理の多い岩盤河川でのみ支配的なプロセスである（例えば道内では真駒内川がこれにあたる）。溶食とは、水との化学反応によって岩石が溶ける侵食プロセスである、石灰岩や蒸発岩で形成された岩盤河川でのみ顕著な侵食プロセスである⁶⁾。

岩質によらず普遍的な流水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による侵食より大きい場合が多い（図 1.10）。そこで、本書では、以後流砂による侵食のみを扱うこととする。

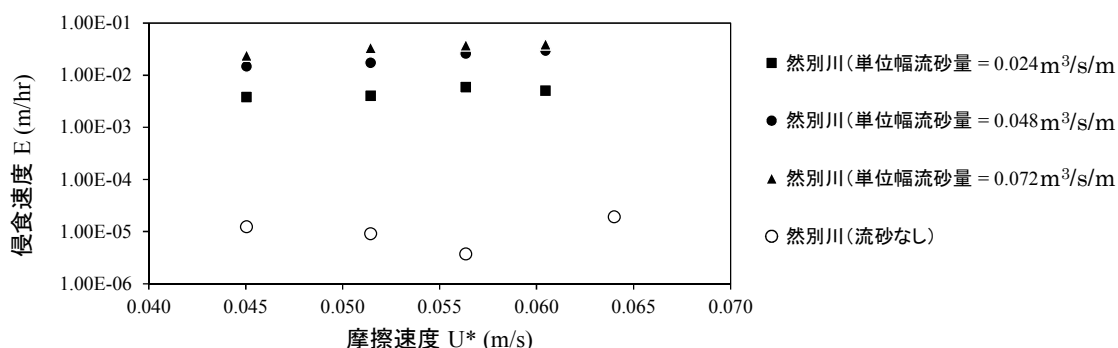


図 1.10 流砂の有無による侵食速度の違い⁷⁾

(2) 流砂による岩盤侵食

既往研究³⁾⁴⁾⁸⁾⁹⁾によると、流砂による岩盤の侵食速度は以下の式で表される。

$$E = \underbrace{\beta}_{\text{侵食される側（岩床）の特性を表す項}} \cdot \underbrace{\left(\frac{d}{k_s} \right)^{0.5} \cdot q_b \cdot (1 - P_c)}_{\text{侵食させる側（流砂）の特性を表す項}} \quad (1.1)$$

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）、 k_s は岩盤の水理学的な粗度高さ（m）、 q_b は岩盤上を通過する単位幅流砂量（ $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ ）、 P_c は砂礫による岩盤の被覆面積割合である。なお、(1.1)式の詳細な導出方法は、「参考 1 流砂による岩盤侵食の既往研究」に記載した。

(1.1)式の中で、赤枠で囲んだ摩耗係数 β は、「侵食される側である岩盤の特性」を表しており、青枠で囲んだ残りの項は「侵食させる側である流砂の特性」を表している。

本書では、1.3.2で「侵食される側の特性」を、1.3.3で「侵食させる側の特性」をそれぞれ解説し、1.3.4で「岩盤河川の河床低下メカニズム」について総合的な解説を行う。

1.3.2 侵食される側である岩盤について

(1) 岩盤強度と侵食速度の関係

同じ量の流砂が岩盤に衝突しても、硬い岩盤は侵食されにくく、軟らかい岩盤は侵食されやすい。侵食速度と岩盤強度との関係を調査する簡易的な方法として、アブレーションミルを用いた侵食速度試験がある³⁾⁹⁾ (図 1.11)。この試験は、(1.1)式の中で流砂の特性を表す粒径 d 、流砂量 q_b 、被覆面積率 P_c を一定にすることで、岩盤強度の違いによる質量侵食速度 E_g の違いを調べる試験である。また、この試験で得られた質量侵食速度 E_g は摩耗係数 β に比例するため、摩耗係数 β の特性を調べるのにも適している。

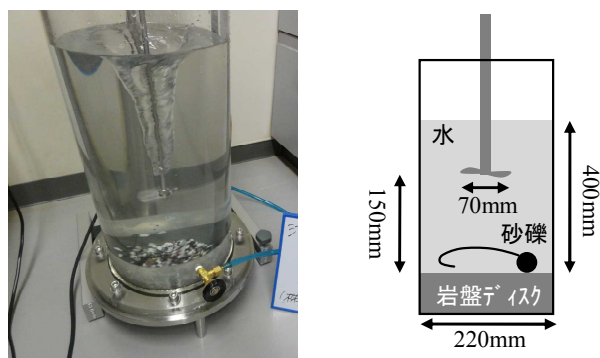


図 1.11 アブレーションミルを用いた侵食速度試験の概要⁹⁾

この試験方法を用いて、全道の 19 河川 25 箇所の岩盤の侵食特性と各種物性値の関係を調査した。この調査結果のうち、岩盤の質量侵食速度 E_g と相関性の高かった引張強度 σ_T との関係を整理した結果が図 1.12 である。この図から、①岩種(岩を構成する材料)の違いは侵食速度(または、摩耗係数)に大きな影響を与えないこと、②質量侵食速度 E_g (または、摩耗係数 β) は岩盤の引張強度 σ_T の $\cdot 2$ 乗に比例することが分かる。なお、アブレーションミルの実験方法、全道の調査結果一覧等については「参考 3 侵食速度試験手法」、「参考 4 全道岩盤調査結果一覧」に記載した。

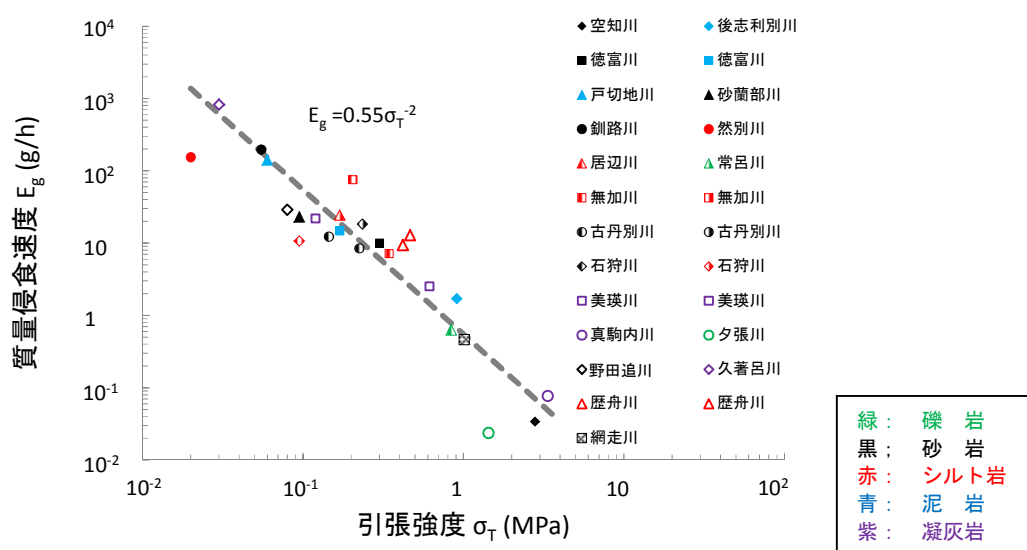


図 1.12 引張強度と侵食速度の関係

(2) 岩盤強度と乾湿風化の関係

岩盤は乾湿や凍結融解の繰り返しによって風化し、亀裂や間隙の多い状態に変化することが知られている¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾ (図 1.13)。亀裂や間隙が増えると岩強度は低下し、侵食されやすくなる¹³⁾。

前出の全道の岩盤調査結果のうち、図 1.14 は初期岩盤の引張強度 σ_{T0} と乾湿風化後の引張強度 σ_{TN} の関係、図 1.15 は初期岩盤の質量侵食速度 E_{g0} と乾湿風化後の質量侵食速度 E_{gN} の関係である¹³⁾。なお、図中の N は乾湿の繰返し回数を示している。これによると、乾湿の繰返しによって引張強度は低下し、結果的に侵食速度が増加することがわかる。

ただし、乾湿繰返し回数 N に対する強度低下割合は、岩盤毎に大きく異なり、例えば、空知川 (So) の岩盤は 10 回乾湿を繰り返しても 10%弱しか強度が低下しなかったが、美瑛川 (BiII) の岩盤は 2 回の乾湿繰返しによって約 85%も強度が低下している。



図 1.13 乾湿繰返しにより表層が劣化した岩盤 (石狩川)

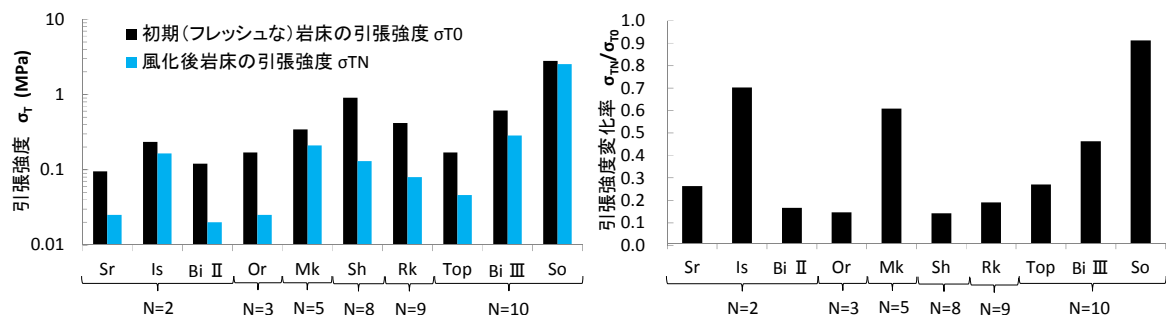


図 1.14 人工的風化処理前後の引張強度とその比

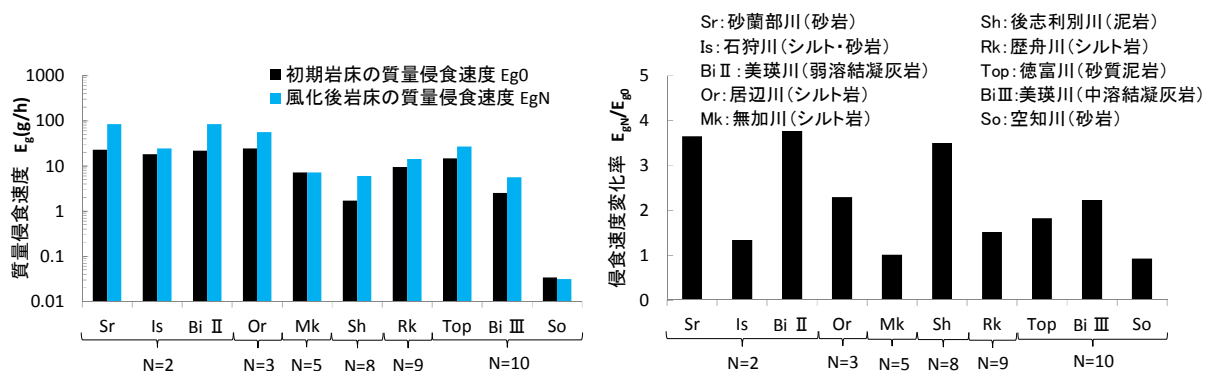


図 1.15 人工的風化処理前後の質量侵食速度とその比

井上ら¹³⁾および日下部ら¹²⁾によると、岩強度の変化率は乾湿繰り返しまたは凍結融解サイクル数 N に対し指数関数的に減少し、岩盤強度の減少率は、初期吸水率 W_{a0} と初期引張強度 σ_{T0} の比に依存するという知見を得ている。このことから、水を含みやすく軟らかい岩 (W_{a0}/σ_{T0} が大きい岩) 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。図 1.16 は全道の岩盤調査結果をもとに、乾湿繰り返しサイクル N と引張強度の変化率 σ_{TN}/σ_{T0} の関係を整理したものである。

なお、ここでいう初期吸水率 W_{a0} は百分率 (%) ではなく、比率 (1.0 が最大) を用いる。

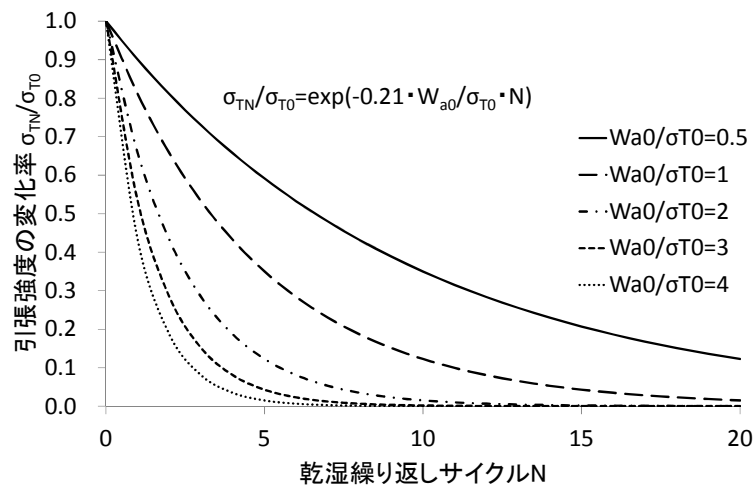


図 1.16 乾湿繰り返しサイクル N と引張強度の変化率の関係

1.3.3 侵食の外力となる流砂について

(1) 流砂の役割

(1.1)式に示したように、岩盤上を通過する流砂量 q_b の増加に伴い、岩盤の侵食速度 E は増加する。しかし、岩盤上の流砂量が増加していくと、水の力で流せなくなった砂礫が岩盤上に堆積していく。岩盤が砂礫によって覆われると、流砂が岩盤に直接衝突しなくなるため、岩盤侵食量は減少する³⁾。

図 1.17 は流砂量に対する被覆割合 P_c と侵食速度 E の変化を示している。図中の q_{bcb} は岩盤が流しうる最大の流砂量、 q_{bca} は完全な砂礫床が流しうる最大の流砂量(または、平衡流砂量)である。図のように岩盤の侵食速度は流砂量に対してピークを持つ形となる。したがって、流砂は岩盤を侵食させる効果と、岩盤を被覆して侵食を抑える効果の相反する 2 つの効果を有している³⁾。

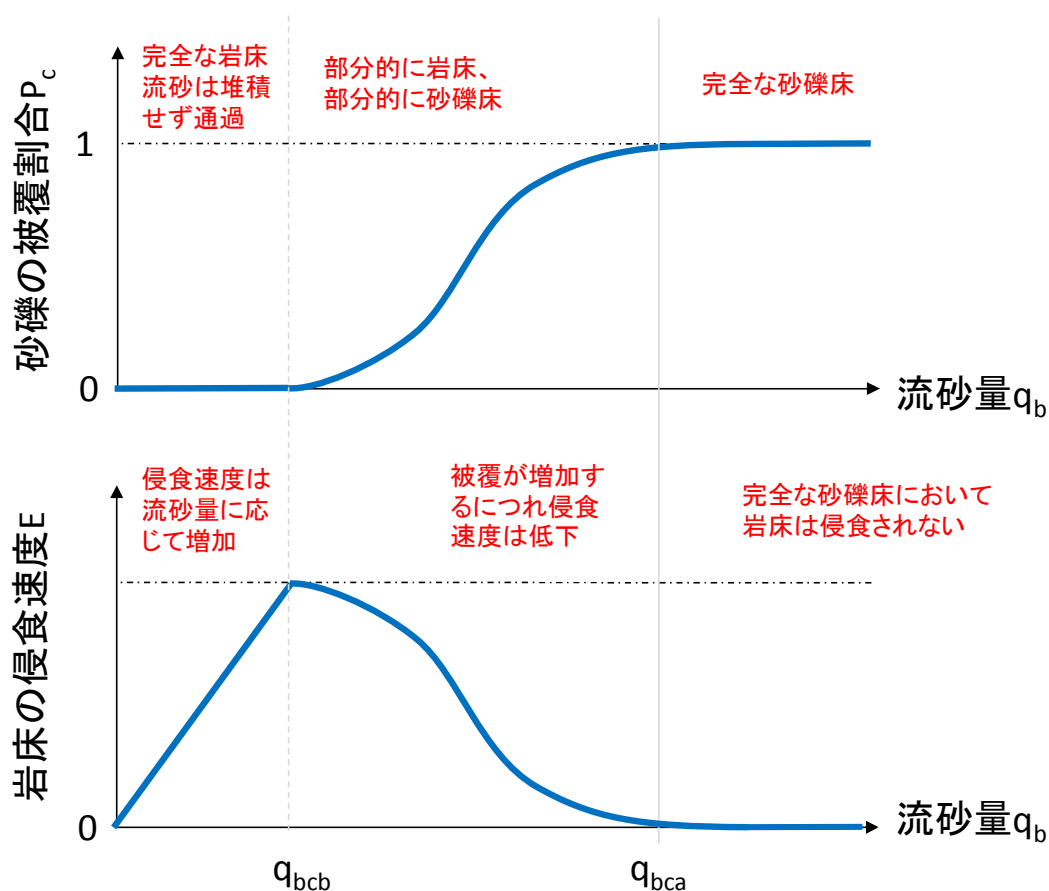


図 1.17 流砂量に対する被覆割合と侵食速度の変化

コラム：砂礫の被覆面積割合と流砂量

砂礫床河川における流砂量 q_{bca} は、芦田・道上の式¹⁴⁾などの平衡流砂量式で表され、その大きさは流水が砂礫を運ぶ力（無次元掃流力）に伴い変化する。しかし、岩盤河川には十分な砂礫が無い場合、その流砂量は、無次元掃流力だけで無く砂礫の被覆面積割合に強く依存する。

この概念を最も簡単に表したのが、Sklar and Dietrich (2004)⁴⁾が提案した以下の式である。

$$q_b = P_c q_{bca} \quad (1.2)$$

ここで、 q_b は岩盤上の単位幅流砂量 ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$)、 P_c は砂礫による被覆面積割合、 q_{bca} は完全な砂礫床が流しうる最大の単位幅流砂量 ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$) (または、平衡流砂量) である。

この式は、ある条件下（滑らかな岩盤河川）では適用できないことが、後の研究によって明らかにされている¹⁵⁾¹⁶⁾。しかし、岩盤上の流砂量が、被覆面積割合によって変化することを分かり易く伝えた式であるため、ここにコラムとして紹介する。

また、参考として、平衡流砂量 q_{bca} として一般的に使用されている式を以下に示す。

■ 芦田・道上の式¹⁴⁾

$$q_{bca} = 17 \tau_{*c}^{1.5} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*} \right) \left(1 - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}} \right) \sqrt{s_g g d^3} \quad (1.3)$$

■ Meyer-Peter and Muller の式¹⁷⁾

$$q_{bca} = 8 (\tau_* - \tau_{*c})^{1.5} \sqrt{s_g g d^3} \quad (1.4)$$

ここで、 τ_* は無次元掃流力、 τ_{*e} は有効無次元掃流力、 τ_{*c} は無次元限界掃流力、 s_g は砂礫の水中比重、 g は重力加速度 (m/s^2)、 d は砂礫の粒径 (m)、 d は給砂される粒径 (m) である。

(2) 砂礫被覆と砂礫層厚の関係

砂礫の被覆面積割合 P_c は、岩盤上の平均的な砂礫層厚 η_a と強い相関を持つ。岩盤上に砂礫の層厚が全く無ければ、被覆面積割合 P_c はゼロ（完全な露岩）となり、岩盤上に砂礫の層厚が十分にあれば、被覆面積割合 P_c は 1（完全な砂礫床）となる。

完全な砂礫床とみなせる砂礫層厚 L_{min} については、流砂の交換層厚程度¹⁸⁾、岩盤面の巨視的な凹凸高さ程度¹⁹⁾、砂州の波高程度²⁰⁾などの幾つかの提案がなされているが、本書では、砂礫層の時空間的変動を考え、一洪水による砂礫層の侵食で岩盤が露出しないことを目安として、既往洪水における砂礫層の最大洗掘深 L 程度とする（ L_{min} の詳細は P46 を参照）。

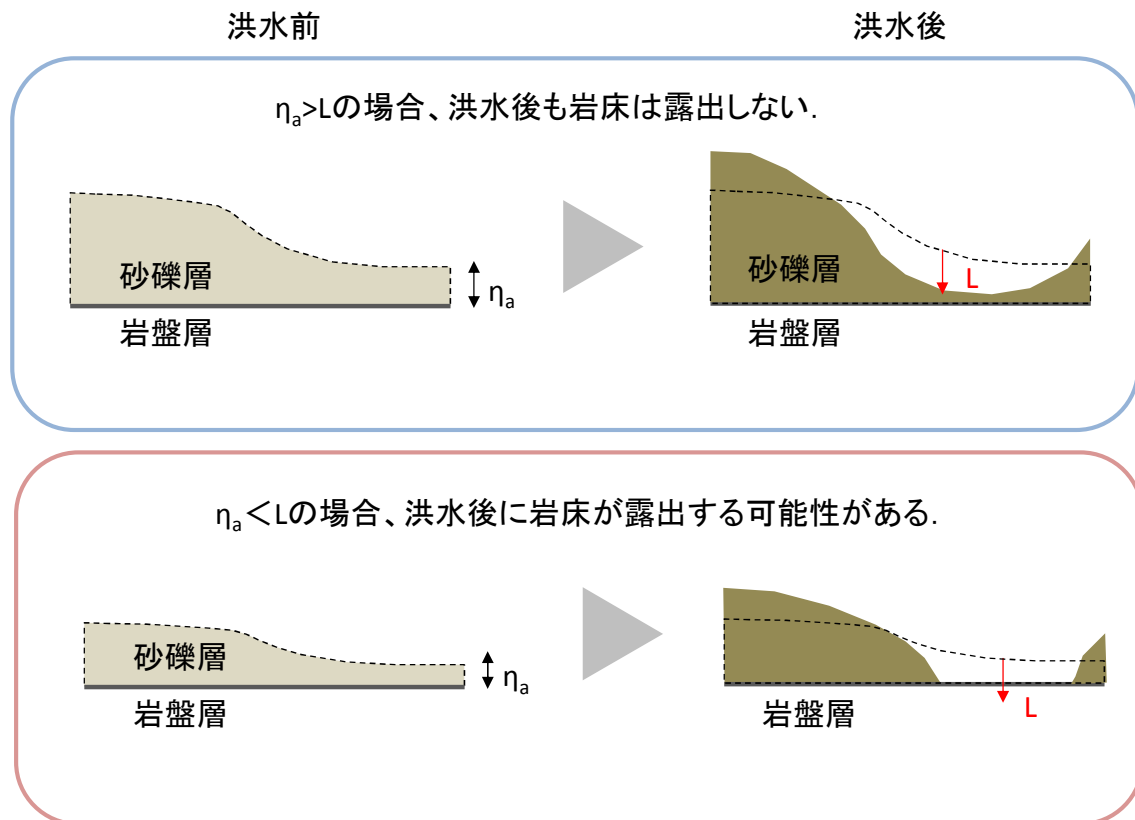


図 1.18 砂礫層厚と露岩のイメージ図

コラム：岩盤の形状と砂礫被覆率の関係

(1.1)式には、粒径 d と岩盤の粗度高さ k_s の比 d/k_s が含まれているため、粒径が大きく滑らかな岩盤河川の侵食速度は大きくなる。しかし、粒径と岩盤の粗度高さの比がもたらす問題は、侵食速度の増加よりも急激な砂礫被覆の減少にある。岩盤の粗度高さが粒径の 2 倍以下の滑らかな岩盤河川では、河床の一部が露岩すると一気に露岩化が進む現象や、砂礫が露岩部に堆積することなく通過する現象が発生しやすいので注意が必要である¹⁵⁾。

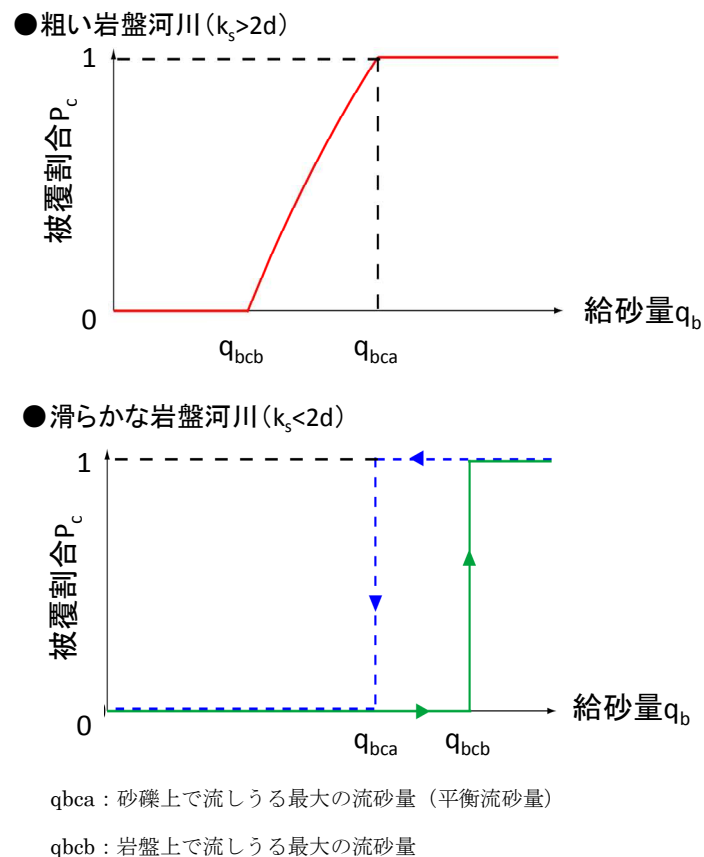


図 1.19 岩盤上の給砂量と被覆率の概念図¹⁵⁾

粗い岩盤河川では、岩盤の粗度高さが、砂礫床の粗度高さより大きいため、岩盤が一部露出すると河道全体的な粗度は上昇し、砂礫は留まりやすくなる。一方、滑らかな岩盤河川では、岩盤の粗度高さが、砂礫床の粗度高さより小さいため、岩盤が一部露出すると河道全体の粗度は低下し、さらに砂礫を流出させやすくなる。この結果、下図の青色の線のように、給砂量が砂礫床の平衡流砂量 q_{bca} を下回ると急激に露岩へ遷移する。一度、露岩化した滑らかな岩盤河川に砂礫を堆積させるには、岩盤が流しうる流砂量 q_{bcb} より大きい土砂供給が必要である（緑線）。しかし、滑らかな岩盤河川では、 q_{bcb} が q_{bca} よりも大きいため、砂礫層が無くなったときの土砂供給よりかなり大きな土砂供給が必要となる。

1.3.4 岩盤床の河床低下メカニズム

(1) 砂礫床と岩盤床の河床低下メカニズムの違い

砂礫床の変動は流入する流砂量と流出する流砂量の収支によって決定される。たとえ河床が低下しても、流入する流砂量の増加や流出する流砂量の減少によって、河床高は再び上昇する。

岩盤床の河床低下は、流砂の衝突による摩耗により起こる。一度侵食された岩盤は、基盤岩が地殻変動で隆起する以外に元には戻ることには無い。岩盤河川の河床低下対策を検討する際は、岩盤侵食が不可逆現象であることを念頭に置く必要がある。

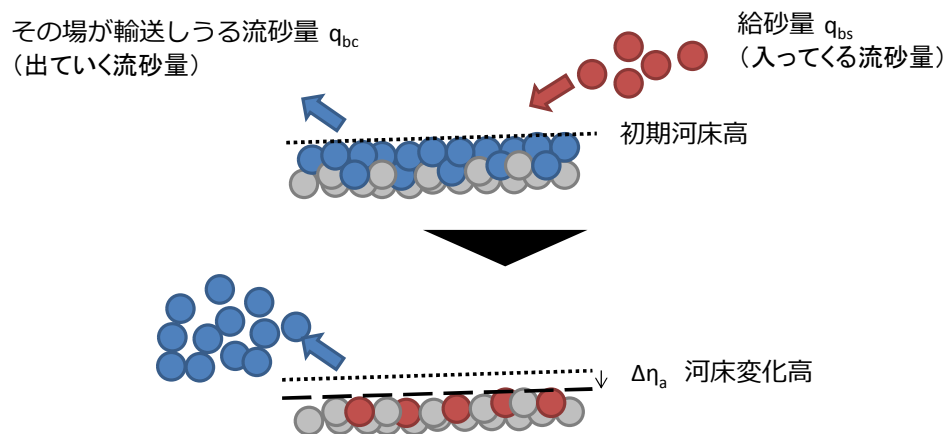


図 1.20 砂礫床の河床低下メカニズム

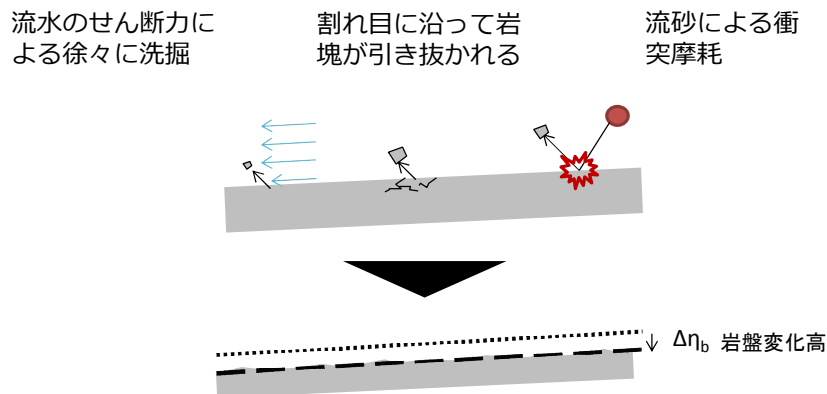


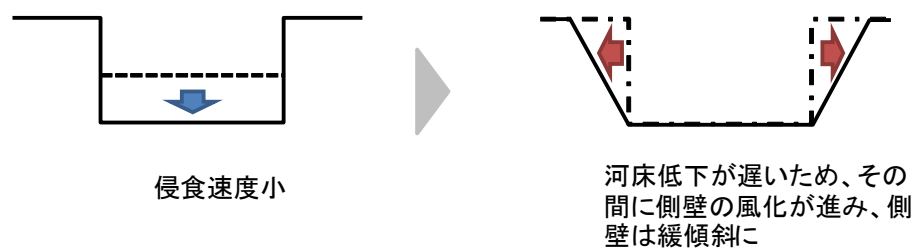
図 1.21 岩盤の河床低下メカニズム

(2) 岩盤河川の侵食地形と岩盤強度

前述したとおり、岩盤の侵食速度は、岩盤強度が小さいほど大きくなる。このため、岩盤強度の大きい岩盤河川はゆっくりと河床が低下し、岩盤強度の小さい岩盤河川は急激に河床が低下する。ゆっくりと河床が低下する場合、その間に側壁は、何度も乾湿の繰り返しを受けるため、なだらかになる。一方、急激に河床が低下する場合、側壁の風化が追いつかないため切り立った側壁になりやすい¹⁰⁾²¹⁾。なお、風化作用は岩質だけでなく、気候にも作用されるため、ほとんど雨の降らない地域（例えばグランドキャニオン）では、岩盤が硬くても切り立った岩壁になる。

※風化速度が一定の場合

●岩盤強度が高い軟岩河川



●岩盤強度が低い軟岩河川

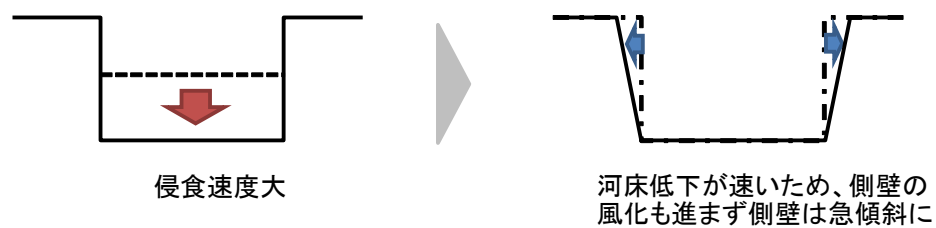


図 1.22 侵食地形と岩強度のイメージ図

(3) 岩盤河川の侵食地形と流砂量

流砂量が多いほど侵食速度は増加するが、流砂量が増加しすぎると逆に侵食速度は低下する。砂礫が堆積すると、岩盤上に砂州などの砂礫床由来の河床形態が形成されるため、侵食地形は複雑に変化する。岩盤侵食地形と流砂量の関係については、未解明な部分が多いのが現状であるが、既往研究²²⁾²³⁾²⁴⁾²⁵⁾から類推すると概ね以下の図のような傾向になる。

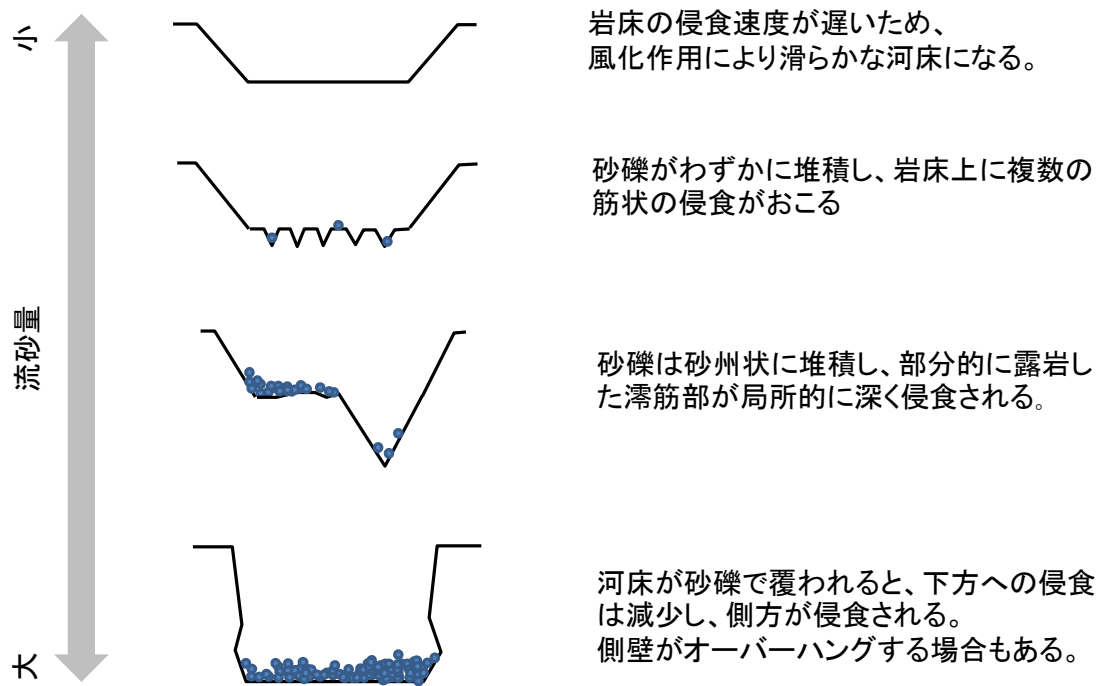


図 1.23 侵食地形と流砂量のイメージ図

コラム：岩盤の強度と砂礫の被覆割合による河道地形の分類

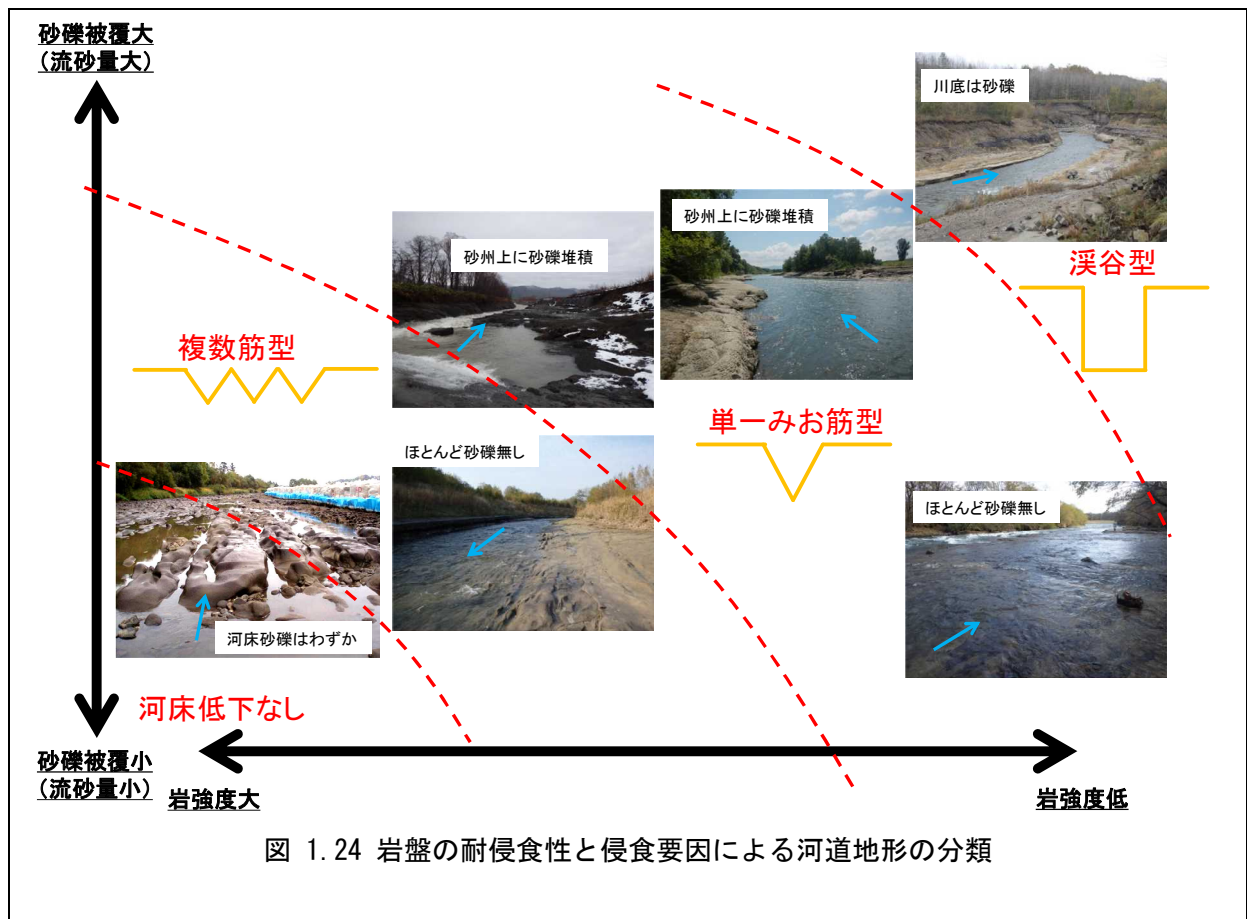
軟岩が露出したとき、その河川が今後のどのような地形になるか予測することが重要である。将来地形を知るためには、軟岩侵食を考慮した河床変動計算を行うのが良いが、計算には時間とコストがかかり、全ての河川で予測計算を行うのは困難である。そこで、現地で計測できる「岩盤の強度」や「砂礫の被覆割合」などデータから、軟岩河川の地形を分類できるか試みた。

まず、道内の軟岩河川の地形を、①切り立った岩壁を有する渓谷型、②やや緩やかな岩壁と岩床の一部に単一の滯筋を有する単一滯筋型、③なだらかな岩床に複数の浅い筋を有する複数筋型の3つに大きく分類した。渓谷型の然別川、単一滯筋型の徳富川・釧路川、複数筋型の網走川を対象に、「岩盤の強度」と「砂礫による被覆割合」を調査した。岩床の砂礫による被覆割合を調査した理由は、被覆割合が土砂供給量の増加に伴い増加する傾向を持つため、被覆割合を調べることで、その河川の土砂供給量が多いか少ないかを類推できると考えたからである。

侵食地形と引張強度 σ の関係を整理すると、岩盤が非常に軟らかい($\sigma < 0.1$ MPa)と渓谷型に、やや軟らかい($0.1 < \sigma < 0.6$ MPa)と単一滯筋型に、やや硬い($\sigma > 0.6$ MPa)と複数筋型になる傾向にあった。このことから、岩盤の強度が分かればある程度どのような地形になるか予想できることが分かった。しかし、然別川と釧路川の引張強度はともに0.1 MPa以下であるが、前者は渓谷型、後者は単一滯筋型となり、侵食地形が岩盤強度のみで分類できないことも確認された。

砂礫被覆割合の調査結果をみると、渓谷型の然別川は98%、単一滯筋型の釧路川は17%であった。これは前ページに示した図1.23と同じ傾向である。このことから、釧路川が然別川と異なり渓谷化していない理由として、岩盤を削る要因である流砂が少ないためと推測される。

以上のことから、軟岩強度に加え、岩床の砂礫による被覆割合を調べることで、将来の侵食地形を推測し、ある程度分類できることが示唆された。



第2章 岩盤の侵食されやすさの評価

2.1 概要

「岩盤の侵食されやすさ」の評価は、調査の簡便性・経済性を考慮し①岩盤強度（原位置試験による引張強度の換算）と岩盤の風化しやすさ（①岩盤強度と②吸水率（室内試験）の比率）を用いて評価することを基本とする。

第1章 1.3.2 で示したとおり、岩盤の侵食速度は、岩盤強度と乾湿風化特性に密接な関係がある。岩盤の侵食速度を直接計測（前述のアブレーションミルによる実験を実施）することは、試験設備の制約等から容易ではないが、岩盤強度と乾湿風化特性は比較的容易に試験で把握することが可能である。

本章では岩盤強度の原位置試験方法と吸水率の室内試験方法の概要、その結果を用いた岩盤の侵食されやすさの評価方法について示す。以下に岩盤の侵食されやすさの評価フローを示す。

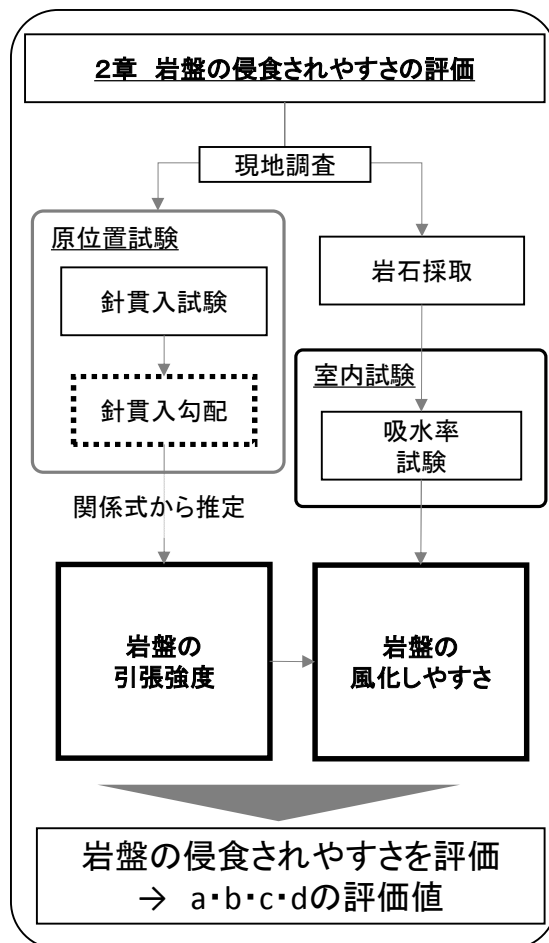


図 2.1 岩盤の侵食されやすさの評価フロー

2.2 岩盤の引張強度の把握

岩盤の引張強度の把握は、調査の簡便性・経済性を考慮し原位置試験（針貫入試験）から引張強度を換算することを基本とする。

前出の全道岩盤調査結果において、岩盤強度（引張強度）との相関性が高い原位置試験は、針貫入試験であった。このため、原位置試験は、針貫入試験を基本とする。

ただし、可能であれば室内試験（JGS2551-2009）²⁶⁾を実施し、圧裂引張強度を把握することが望ましい。

2.2.1 原位置試験の共通留意事項

（1）試験箇所を選定

原位置における岩盤強度試験結果は、試験箇所によって差異が大きくなる場合がある。そのため、調査は可能な限り多地点で実施することが望ましい。試験箇所を選定するにあたり以下に留意する。

- ・ 試験箇所は、可能な限りゆるみや風化の影響が少なく湿潤状態である水際、もしくは水中を選択する事が望ましい。
- ・ 水面から離れた場合でも可能な限り水際に近い位置を選択する事が望ましい。
- ・ 試験箇所の表面は、極力風化部を取り除き新鮮な状況となるよう掘削面を整形する事が望ましい。



図 2.2 試験箇所は水際（左）もしくは水中（右）を選択する

(2) 試験方法の記録

試験と同時に試験箇所の地質状況、風化状況、周辺の河床低下状況について、記録する(図 2.3)事を基本とする。また、試験箇所の全景、掘削面整形後の状況が分かる写真を撮影する事を基本とする。

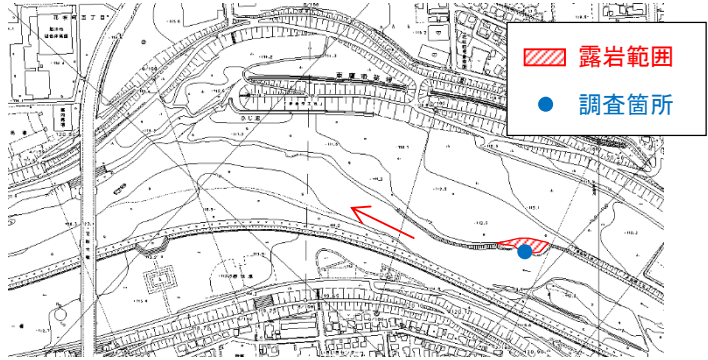
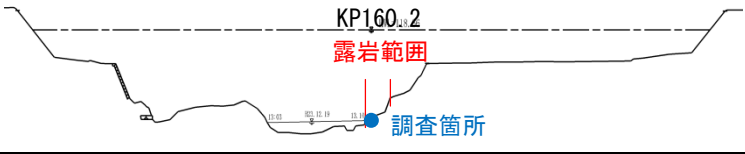
No.	河川名	調査箇所	調査者	調査年月日
35	石狩川	KP160.2 右岸露岩箇所	〇〇	H25/08/21
基本情報	項目	記入欄		
	平面図			
	横断図			
	岩種	シルト岩		
	風化状況	風化により緑灰色から褐色に変化し、層状のひび割れが確認できる		
	ハンマー打等による確認	ハンマーの軽打で碎ける程度の強度		
原位置試験(針貫入試験)	全景写真			
	試験箇所写真			
	試験結果	①針貫入量 10mm 貫入力 20N ②針貫入量 10mm 貫入力 25N ③針貫入量 10mm 貫入力 25N		
室内試験	サンプリング	なし		

図 2.3 試験箇所の記録事項(例)

2.2.2 針貫入試験方法

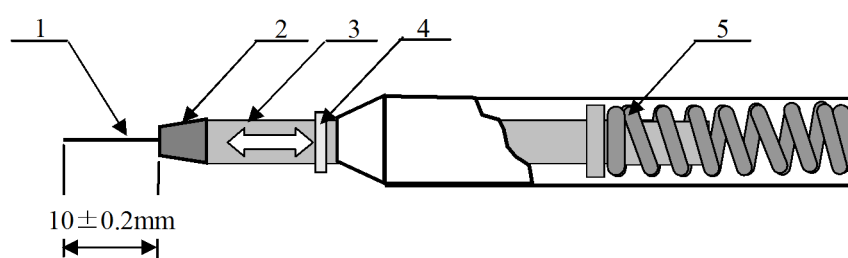
針貫入試験は、公益社団法人 地盤工学会が示す規格・基準²⁷⁾に基づき、実施する。

(1) 概要

本試験は、岩盤に針を貫入し、その貫入長さと貫入荷重を測定して、その関係から針貫入勾配を求めることで岩盤の強度を測る試験である。

(2) 試験器具

原位置試験では、図 2.4 に示す携行型の針貫入試験機を利用する。



- 1 貫入針
- 2 チャック
- 3 スピンドル
- 4 浮動指標
- 5 ばね

図 2.4 携行型針貫入試験機²⁷⁾

(3) 試験方法

試験は、準備、針の貫入、貫入長さ、貫入荷重の読み取りの順で行う。

1) 準備

針に折れ・曲がり、先端の摩耗がないかなど針の状態を確認し、針の貫入長さ測定部と貫入荷重測定部の遊動指標等をゼロの位置にセットする。

2) 針の貫入

針先端を測定面に垂直に当てて偏心しないように徐々に、一定の速さで貫入する。

3) 貫入長と貫入力の読み取り

針の貫入長さ l が 10mm に達するか、あるいは貫入荷重 P がその試験機の最大に達したところで、針の貫入長さ l と貫入荷重 P を読み取る。

4) 針貫入勾配の算定

針貫入勾配 N_p を算定する。針の貫入長さ l と貫入荷重 P の関係から針貫入勾配 N_p を次式により求める。

$$N_p = \frac{P}{l} \quad (2.1)$$

ここで N_p は針貫入勾配(N/mm)、 P は貫入荷重(N)、 l は針の貫入長(mm)。

コラム：針貫入試験と他の原位置試験との比較

原位置試験方法としては、針貫入勾配（軟岩ペネトロ計）のほか、土壌硬度（土壌硬度計）や、シュミットハンマー反発度（シュミットハンマー）がある。一般的に、土壌硬度計は土壌や固化処理土等の土壌硬度測定に用い、軟岩ペネトロ計は軟岩、シュミットハンマーは硬岩の硬度を計測するために用いられる。

しかし、前出の全道の岩盤調査結果によると、圧裂引張強度 σ_T と各原位置試験値の関係から、土壌硬度は圧裂引張強度 σ_T との相関性が低いこと、シュミットハンマー反発度は圧裂引張強度 σ_T との相関性は高いものの、軟質（低強度）の岩盤のサンプル数が少ないことから、本書では針貫入勾配との関係式を採用することとした。

なお、原位置試験値から圧裂引張強度 σ_T を推定する方法は簡易的なものであり、その精度は必ずしも高くない。このため、可能であればボーリングコア採取を行い、「圧裂による岩石の引張り強さ試験（JGS2551-2009）」を実施することが望ましい。

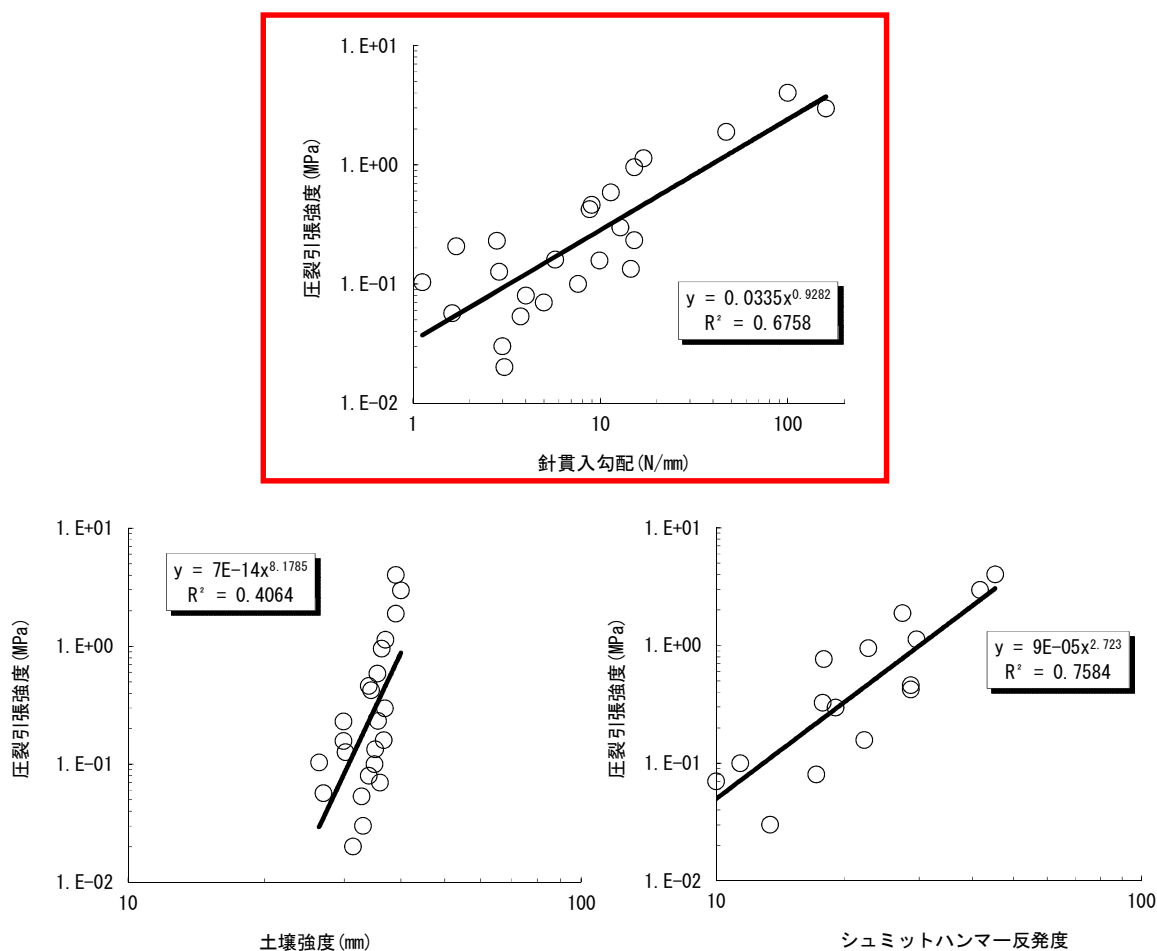


図 2.5 圧裂引張強度 σ_T と各原位置試験値の関係

2.2.3 岩盤の引張強度の把握

岩盤の引張強度 σ_T は、前出の全道岩盤調査結果における岩盤強度（圧裂引張強度）と針貫入試験結果（針貫入勾配）の関係式から、換算することを基本とする。

図 2.6 は北海道内の主要な露岩箇所（全道の 18 河川 24 箇所）において調査された、圧裂引張強度 σ_T と針貫入勾配 N_p の関係である。(2.2)式に針貫入試験で得られた「 N_p ：針貫入勾配」を代入することで、圧裂引張強度 σ_T の値を求める。

ただし、可能であれば室内試験（JGS2551-2009）²⁸⁾を実施し、圧裂引張強度を把握することが望ましい。

$$\sigma_T = 0.0335 \times N_p^{0.9282} \quad (2.2)$$

σ_T ：換算圧裂引張強度（MPa）

N_p ：針貫入勾配（N/mm）

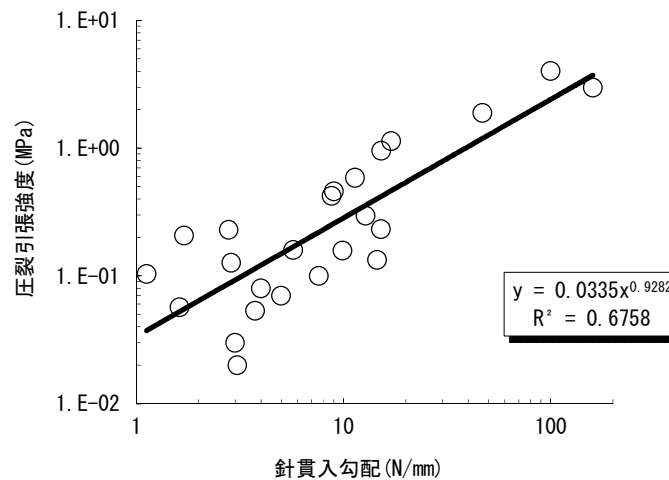


図 2.6 圧裂引張強度と針貫入勾配の関係

2.3 岩盤の風化しやすさの把握

岩盤の風化しやすさの把握は、吸水率と引張強度を指標として判定することを基本とする。

「1.3.2 (2)岩盤強度と乾湿風化の関係」において、水を含みやすく軟らかい岩ほど、乾湿の繰り返しによって強度が低下しやすい事が指定されている。このため、室内試験により、岩石の密度試験方法（JGS2132-2009）²⁹⁾をもとに岩盤の吸水率の計測を行い、岩盤の風化しやすさを把握する。なお、吸水率を計測するため、原位置試験を実施した箇所周辺から岩石を採取する。

2.3.1 岩盤の採取方法

吸水率の計測に用いる岩盤は、原位置試験を実施した箇所周辺の岩石から風化部を取り除いた新鮮部をツルハン等を用いて採取する事が望ましい。

採取する岩塊は、50g 以上を基本とし複数採取する事が望ましい。

採取した岩塊は、スレーキングによる崩壊を防止するため、ラップやパラフィン紙等で密閉する事が望ましい。

2.3.2 吸水率試験方法

岩石の密度試験方法（JGS2132-2009）²⁹⁾をもとに岩盤の吸水率の計測を行う。

■密度試験において計測する主な重量

$W1$ ：自然状態の岩石の重量（g）※吸水率の算定には不要

$W2$ ：乾燥させた岩石の重量（g）

$W3$ ：水で飽和させた岩石の重量（g）

$W4$ ：水中重量（g）※吸水率の算定には不要

(1) 重量測定

吸水率を算定するために、現地で採取した岩石の $W2$ および $W3$ を計測する。

1) $W3$ の計測方法

$W3$ は試料を水に入れ飽和状態とした後、表面の水を拭き取り、その重量を計測する。（浸水時間は概ね 48～72 時間）

2) $W2$ の計測方法

$W2$ は試料を乾燥させ、その重量を計測する。（乾燥は 110 度で 24 時間以上等）

(2) 吸水率の算定

吸水率 W_a は以下の算定式から求める。

$$W_a = (W3 - W2) / W2 \quad (2.3)$$

なお、ここでいう吸水率 W_a は百分率 (%) ではなく、比率 (1.0 が最大) を用いる。

2.3.3 風化しやすいさの把握

岩盤の風化しやすいさは、 W_{a0}/σ_{T0} （初期吸水率 W_{a0} と初期引張強度 σ_{T0} ）を指標とし、 $W_{a0}/\sigma_{T0}=2$ 以上となる岩盤を風化しやすい（乾湿繰り返しによって強度が低下しやすい）と判定する事を基本とする。

図 2.7 は、乾湿繰り返し回数と風化前後の引張強度の変化率の関係を示したものである。 W_{a0}/σ_{T0} を変化させたときの引張強度の変化の感度分析結果である。これをみると、 W_{a0}/σ_{T0} が大きい岩盤ほど、乾湿の繰り返し（風化）によって強度が低下しやすい結果となっており、概ね $W_{a0}/\sigma_{T0}=2$ 以上になると、少ない乾湿繰り返しサイクルでも、引張強度の変化率が大きく、強度の低下量が著しい。

このため、本書では、 $W_{a0}/\sigma_{T0}=2$ 以上となる岩盤を風化しやすい（乾湿繰り返しによって強度が低下しやすい）ものと判定する。

なお、ここでいう初期吸水率 W_{a0} は百分率（%）ではなく、比率（1.0 が最大）を用いる。

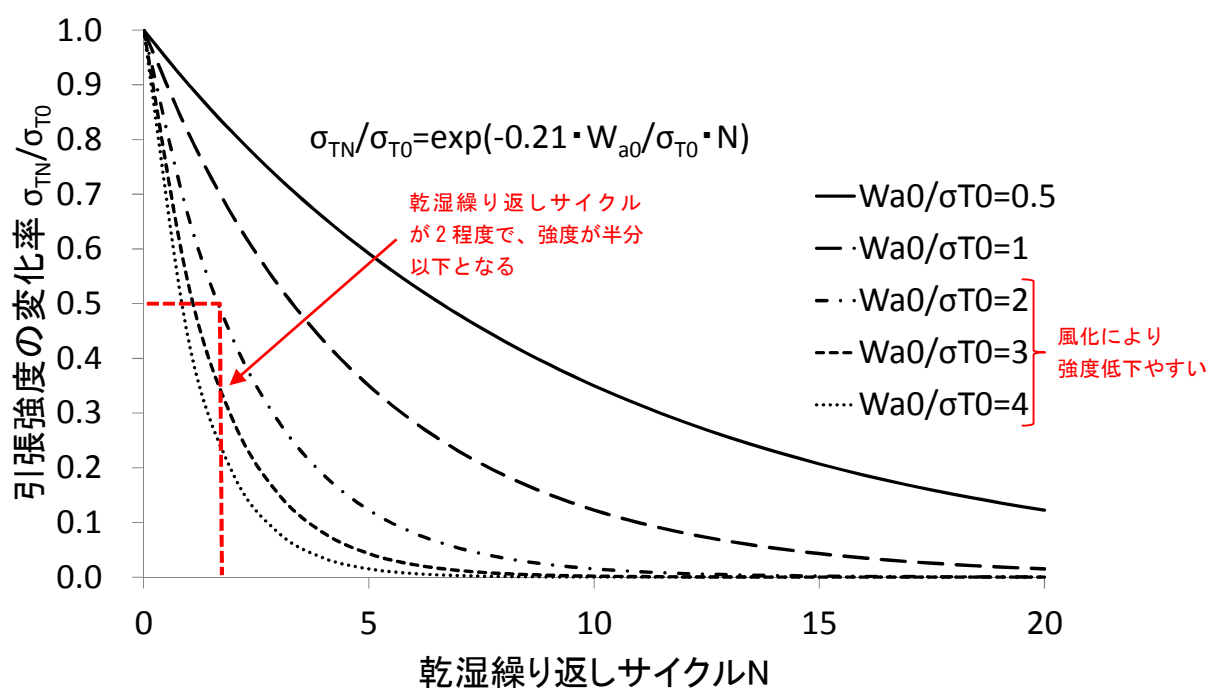


図 2.7 乾湿繰り返し回数と風化前後の引張強度の変化率の関係（風化しやすいさ）

2.4 岩盤の侵食されやすさの評価

「岩盤の侵食されやすさ」の評価は、岩盤強度（圧裂引張強度 σ_T ）に加え、風化しやすさ（図 2.7）を考慮し、表 2.1 に示すマトリックスを用いて a、b、c、d で評価する事を基本とする。

圧裂引張強度 σ_T のしきい値には、前出の全道の岩盤調査結果と実際の河床低下状況を踏まえ、「岩盤の侵食されやすさ」評価と実河川における河床低下量との比較（次項のコラム：表 2.3、表 2.4）を行い、評価マトリックスが実際の河床低下状況に最も近くなる値（ $\sigma_T = 0.25$ と $\sigma_T = 1.00$ ）を目安として設定した。また、風化のしやすい岩盤については、評価を 1 ランク危険側に設定した。「岩盤の侵食されやすさ」評価マトリックスの凡例を表 2.2 に示す。

表 2.1 「岩盤の侵食されやすさ」評価マトリックス

σ_T \ W_a/σ_T	2 以上	2 以下
$\sim 0.25\text{MPa}$	a	b
$0.25 \sim 1.0\text{MPa}$	b	c
$1.0\text{MPa} \sim$	c	d

表 2.2 「岩盤の侵食されやすさ」評価マトリックスの凡例

侵食されやすさの評価	説明
a	侵食されやすい
b	
c	
d	
	侵食されにくい

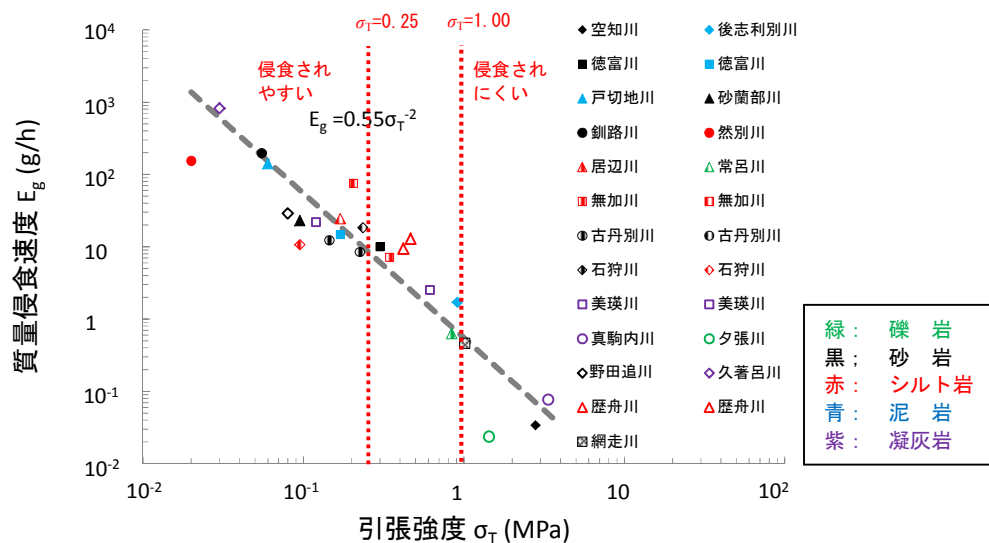


図 2.8 引張強度と質量侵食速度の関係（侵食されやすさ） P10 参照

コラム：「岩盤の侵食されやすさ」の評価のしきい値について

参考として、全道の岩盤調査結果を基に上記しきい値を用いた場合の、「岩盤の侵食されやすさ」の評価結果（例）と実河川における河床低下量との比較結果を、表 2.3、表 2.4 に示す。

表 2.4 の①は、実測の河床高横断面図から平均河床高もしくは最深河床高の低下量を測量年の間隔で除して、年平均の河床低下変動量が大きい物からランク分けしたものである。また、②は表 2.3 に示した「岩盤の侵食されやすさ」の評価結果（例）である。①と②の評価結果が同等であれば、判定結果整合性が「○」、1 ランク以内の差であれば「△」、2 ランク以上の差であれば「×」となる。

これによると、しきい値を用いた「岩盤の侵食されやすさ」評価の結果は、実際の河床低下状況とほぼ同様の結果となっており、判定結果にズレが生じた場合においても 1 ランク以内の差となっている。

表 2.3 「岩盤の侵食されやすさ」評価結果（例）

河川名	資料名	岩種	換算圧裂 引張強度 σ_T' (Mpa)	吸水率 Wa (%)	Wa/ σ_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

※美瑛川 Bi I（礫岩）は、礫の影響で針貫入勾配が大きく出やすく、供試体も崩れやすいため参考値とした。

※圧裂引張強度は針貫入勾配からの換算値を使用した。

表 2.4 「岩盤の侵食されやすさ」評価と実河川における河床低下量との比較結果（例）

河川名		岩種	低下状況	年数	低下量 (m)	低下速度 m/年	① 実測 低下速度 の評価	② 「岩盤の侵 食されやす さ」評価	判定結果 整合性
空知川	So	砂岩	経年的に河床低下が進行していない。岩は非常に硬く、ほとんど風化していない。	-	-	-	d	d	○
徳富川	Top I	砂岩	H8からH23にかけて平均河床高が1～3m程度低下。	15	3.0	0.20	b	c	△
	Top II	砂質泥岩	H8年以前から低下している?	-	-	-	-	c	-
後志利別川	Shir	泥岩	H8からH16にかけて最深河床高が0.5m程度低下。H16からH22は概ね安定傾向。	8	0.5	0.06	d	c	△
戸切地川	Heki	泥岩	河床低下が著しい。	-	-	-	a	a	○
砂蘭部川	Sara	砂岩	H14からH23にかけて最深河床高が3.5m程度低下。河床低下が著しい。	14	3.5	0.25	b	b	○
釧路川	Ks	泥岩	S60からH7にかけて平均河床高が2～3m程度低下。H7からH21は概ね安定傾向。	10	3.0	0.30	a	a	○
然別川	Sk	シルト岩	S59以降で4～8m程度低下。河床低下が著しい。(平均河床高か最深河床高かは不明)	-	-	-	a	a	○
居辺川	Or	シルト岩	5m程度低下(写真より推定)	-	-	-	-	a	-
常呂川	Tw	礫岩	S63からH22にかけて平均河床高、最深河床高ともに1～1.5m程度低下。現地踏査では硬く感じた。	22	1.5	0.07	d	-	-
無加川	Ms	シルト岩	H15からH23にかけて平均河床高、最深河床高ともに2m程度低下。	8	2.0	0.25	b	-	-
	Mh	シルト岩	H1からH23にかけて平均河床高は1.0～4.0m程度、最深河床高は2.0～5.0m程度低下。	22	5.0	0.23	b	a	△
古丹別川	Kota I	砂岩	河床低下はそれほど進行しておらず、硬い岩質である。	-	-	-	-	c	-
	Kota II	砂岩	河床低下はそれほど進行しておらず、硬い岩質である。	-	-	-	-	c	-
歴舟川	Rek	シルト岩	不明	-	-	-	-	c	-
石狩川	Is I	砂岩	S60からH18にかけて平均河床高は2.0m程度、最深河床高は4.3m程度低下。H13からH23は概ね安定傾向。	21	4.3	0.20	b	a	△
	Is III	泥岩	H13からH23にかけて平均河床高は1.5～2m程度、最深河床高は1～3m程度低下。	10	3.0	0.30	a	a	○
	Ishi	砂岩	同上	10	3.0	0.30	a	b	△
美瑛川	Bi I	礫岩	S59からH9にかけて最深河床高が1.5～2.5m程度低下。H9以降はデータがないため河床変動傾向は不明。	13	2.5	0.19	c	c	○
	Bi II	弱溶結凝灰岩	S59からH9にかけて最深河床高が1.5～3.5m程度低下。H9以降はデータがないため河床変動傾向は不明。	13	3.5	0.27	b	a	△
	Bi III	中溶結凝灰岩	S59からH9にかけて最深河床高が1.0m程度低下。H9以降はデータがないため河床変動傾向は不明。	13	1.0	0.08	d	c	△
真駒内川	Mako	中溶結凝灰岩	S63からH23にかけて最深河床高が2～3m程度低下。	23	3.0	0.13	c	d	△
夕張川	Yuub	礫岩	岩河床低下なし。	-	-	-	d	d	○
歴舟川	Reki	シルト岩	不明	-	-	-	-	c	-
野田追川	Noda	砂岩	不明	-	-	-	-	a	-
久著呂川	Kuch	弱溶結凝灰岩	H15からH21にかけて最深河床高が1～2m程度低下。河床低下が著しい。	6	2.0	0.33	a	a	○
網走川	Abas	砂岩	岩河床低下なし。	-	-	-	d	c	△

実測低下速度m/年の評価

～ -0.09 m/年	d
-0.10 ～ -0.19 m/年	c
-0.20 ～ -0.29 m/年	b
-0.30 ～ -0.39 m/年	a

凡例

○: 合っている

△: ランク差±1

×: ランク差±2

※美瑛川 Bi I (礫岩) は、礫の影響で針貫入勾配が大きく出やすく、供試体も崩れやすいため参考値とした。

コラム：互層となっている場合の評価

河川によっては評価対象とすべき岩盤層が、強度の異なる岩盤による互層となっている場合（シルト岩と火山灰層、砂岩と礫岩など）がある。このような場合、針貫入試験の試験箇所によって侵食されやすさの評価値にバラツキが生じやすい。

強度の異なる層で針貫入試験を複数回行うなどして、侵食されやすさの評価に幅を持たせるとともに、現地の露岩（露頭）状況や土層縦断図等から、実際の河床低下がどの層に支配的に生じているか等を含め、総合的に判断する必要がある。



図 2.9 岩盤が互層状になっている例（石狩川：シルト岩と礫岩）

第3章 岩盤の露出しやすさの評価

3.1 概要

将来的に岩盤が露出する、または露出が拡大する等の「岩盤の露出しやすさ」の評価は、①河床の変化傾向（低下傾向にあるか否か）、②現時点の河床の岩盤露出状況、③河床材料（流砂の交換層厚の推定）、④1洪水での最大洗掘深（岩盤が露出するか否かの推定）を用いて評価することを基本とする。

第1章 1.3.3 で示した通り、岩盤の侵食は流砂の衝突に起因して発生するが、岩盤上に砂礫層厚が充分にある場合は、岩盤侵食は発生しない。また、現段階では河床が砂礫に覆われていたとしても、その砂礫層厚が薄い場合は、将来的に岩盤層が河床に露出する可能性があり、露出した岩盤が侵食に対して脆弱である場合は、岩盤層露出後、急激に河床低下を引き起こすことも懸念される。

本章では、岩盤の露出しやすさの評価方法について示す。以下に岩盤の露出しやすさの評価フローを示す。

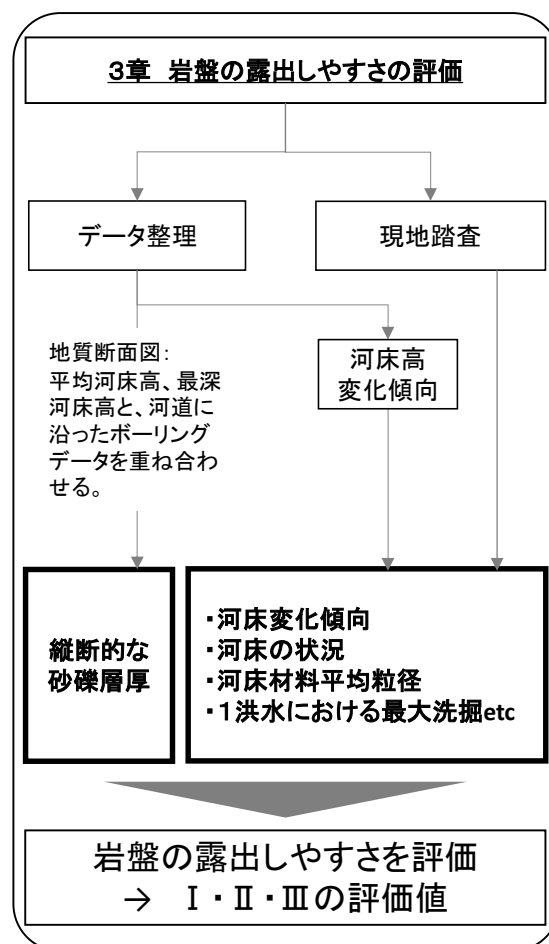


図 3.1 岩盤の露出しやすさの評価フロー

3.2 縦断的な砂礫層厚の把握

岩盤床上の砂礫層厚の把握は、河道に沿った地質縦断図から判断する事を基本とする。

既存に地質縦断図がある場合は、それを利用することが望ましい。既存に地質縦断図が古いもしくは無い場合には、地質縦断図は以下の手順で作成する事を基本とする。

- ① 地質図や既往ボーリングデータ等の基礎資料を整理する
- ② ボーリングの孔名、調査位置、右岸・左岸と堤防、堤頂、堤外、孔口標高、掘削深度、簡易柱状図の有無が分かるように一覧で整理する

表 3.1 既往ボーリング一覧の例

年度	報告書名	平面図 有無	孔名	場所			孔口標高 (m)	掘削深度 (m)	孔口標高 -掘削深度	電子データ 有無	備考(築堤名、他)
				河川名	R/L	KP					
H19	帯広河川事務所管内 堤防詳細点検業務 報告書	有	B-1	十勝川	L	67.4	57.92	16.50	41.42	有(p21) bor作成済み	美蔓築堤
			B-1-2	十勝川	L	67.4	57.35	8.50	48.85		
			B-2	十勝川	L	69.4	62.90	14.15	48.75		
			B-2-2	十勝川	L	69.4	61.72	7.50	54.22		熊牛築堤
			B-3	十勝川	L	81.0	97.57	11.20	86.37		
			B-3-2	十勝川	L	81.0	96.32	5.50	90.82		
			B-4	十勝川	L	84.4	109.78	11.15	98.63		
			B-4-2	十勝川	L	84.4	109.02	6.42	102.60		
			B-5	十勝川	L	86.4-40.0m	117.70	10.23	107.47		
			B-5-2	十勝川	L	86.4-40.0m	116.72	5.50	111.22		
			B-6	十勝川	L	88.2	125.67	16.13	109.54		屈足築堤
			B-6-2	十勝川	L	88.2	124.46	6.50	117.96		
			B-7	十勝川	L	96.8	163.23	19.24	143.99		
			B-7-2	十勝川	L	96.8	162.44	6.50	155.94		
			B-8	十勝川	L	98.4+60.0m	172.97	10.33	162.64		
			B-8-2	十勝川	L	98.4+60.0m	171.80	5.50	166.30		

- ③ 河川測量データから平均河床高と最深河床高の縦断図を作成する
- ④ 河床高縦断図にボーリング位置に応じた簡易柱状図を貼り付ける。なお、ボーリングデータが複数（堤内、堤外、堤頂など）ある場合は最も深くまで掘削されているボーリングデータを貼り付ける

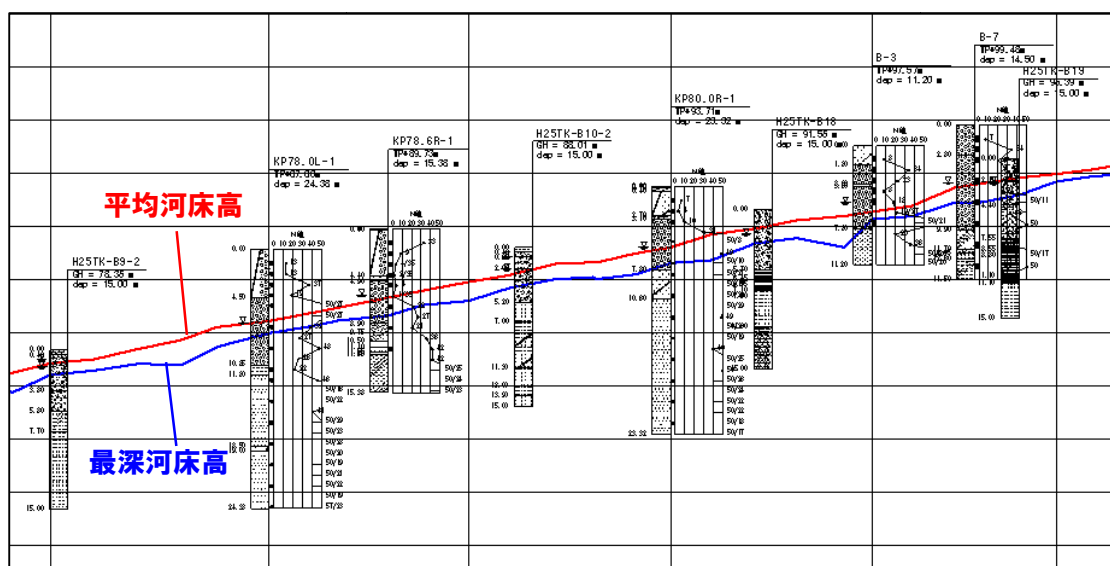


図 3.2 河床高縦断面図に簡易柱状図を貼り付けた例

⑤ 柱状図の情報に加え現地状況や地質図等の情報を考慮して土層縦断面図を作成する

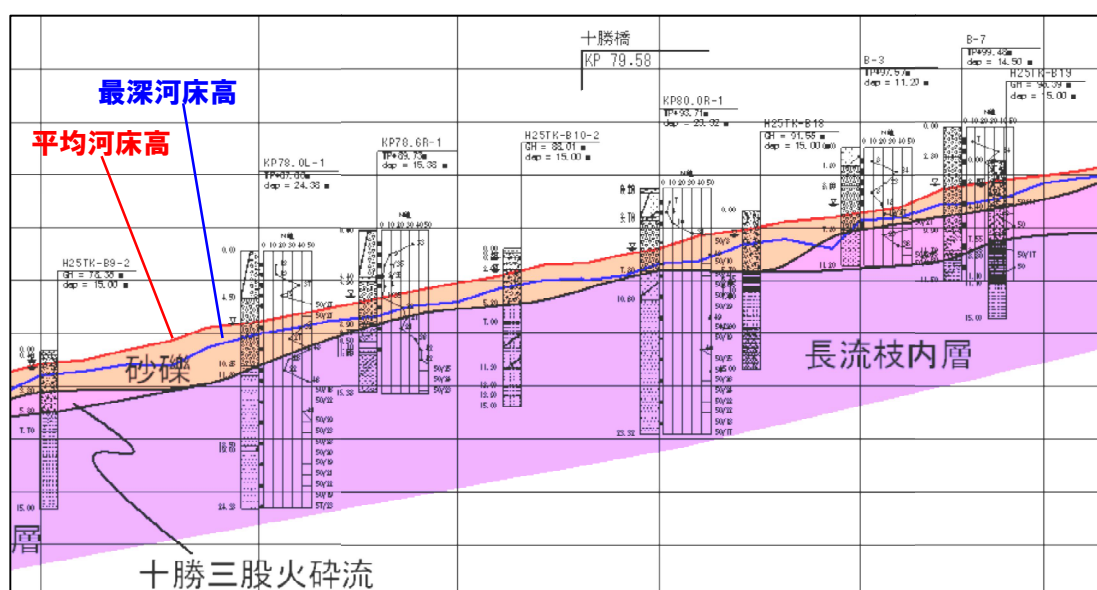


図 3.3 土層縦断面図の作成例

⑥ 地質縦断面図をもとに、現況の平均河床高・最深河床高から岩盤面（図 3.5 の緑線）までの砂礫層厚をそれぞれ確認する

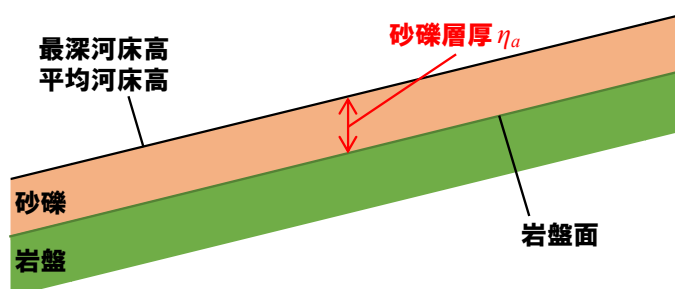


図 3.4 砂礫層厚のイメージ図

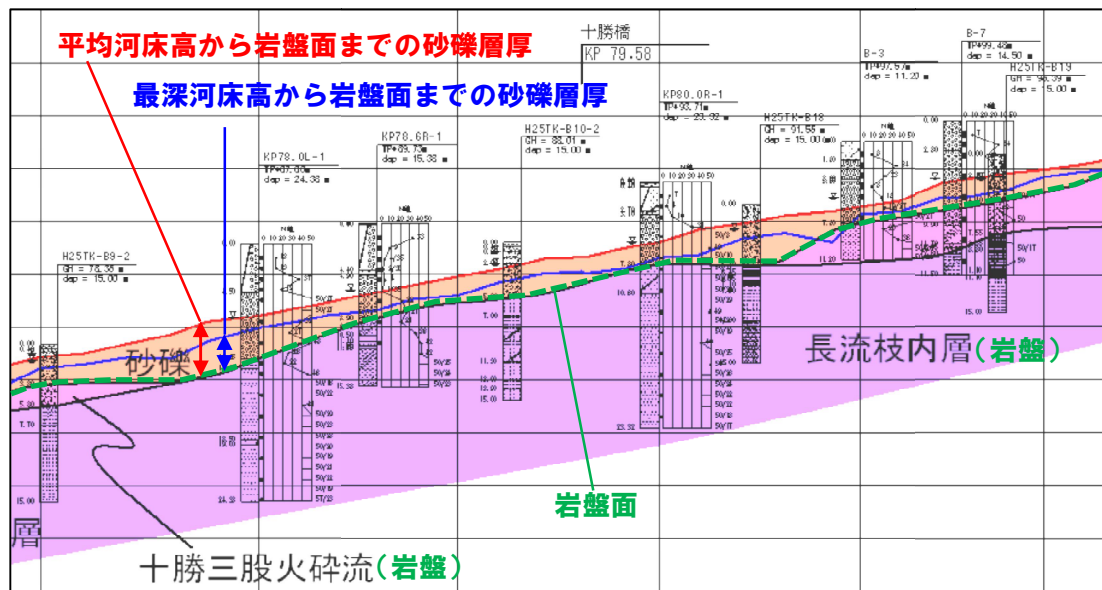


図 3.5 砂礫層厚の確認例

コラム：砂礫層下の岩盤の侵食されやすさの評価

1. 直接評価

現段階では河床に露出していない、つまり河床砂礫層下にある岩盤の侵食されやすさを直接評価するためには、ボーリングを実施する必要がある。ボーリングで取得されたコアに対して、第2章に示した各試験を実施し、岩盤の侵食されやすさを評価する。直接試験により適切な試験結果を取得するためには、ボーリングを多地点で実施する必要がある。

2. 間接評価

既往の地質図を活用し、河床砂礫下の地質の侵食されやすさを評価できる場合がある。つまり、河床砂礫下の地質と類似した地質を地表面上で確認することができれば、該当する地表面上の地質の侵食されやすさを第2章で示した各試験により評価することで、間接的に河床砂礫下の地質の侵食されやすさを推定することが可能である。

しかしながら、地質図は必ずしも岩盤の侵食されやすさの観点から整理されたものではないため、可能な範囲でボーリングによる直接評価を実施し、岩盤の侵食されやすさの観点から適時地質データを蓄積していくことが重要である。

3.3 砂礫層厚の変化傾向の把握

砂礫層厚の変化傾向の把握は、データ整理および現地踏査等により、河床低下傾向・岩盤露出状況・流砂の交換層厚（移動層厚）・1洪水での最大洗掘深等を基に把握する事を基本とする。

3.3.1 河床変化傾向

経年的な縦横断測量データを重ねあわせることで、対象区間の河床変化傾向（堆積 or 低下）を確認する事を基本とする。

なお、経年的な横断測量データが不足している場合は、河岸の侵食状況や既設護岸等の根入れ状況等を考慮して河床低下傾向を推定する等の方法が考えられる。

3.3.2 河床の岩盤露出状況

河床に岩盤が露出しているか否かを目視により確認する。地形図(1/25,000)や平面図(1/2,500、1/5,000)等を利用し、露岩している箇所やその上下流の状況、すでに露岩している箇所はその凹凸程度、露岩していない箇所は河床材料の粒径等、河床状況の記録を行う。河床状況の記録例を図 3.7 に示す。

3.3.3 流砂の交換層厚（移動層厚）

流砂の交換層厚（移動層厚）は、河床材料の 90%粒径程度の値とする事を基本とする。³⁰⁾

河床材料の粒度分布は、現地踏査や既存データを活用することが望ましいが、粒度分布の確認のため新たな調査が必要な場合は、①面積格子法、②線格子法、③容積法³¹⁾、④現地状況からの推定等の方法が考えられる。

- ① 面積格子法：適当な大きさの木枠等を用いて、測定対象河床上の最大礫径間程度で糸を張り、糸の交点下の石を採取する
- ② 線格子法：河床上に巻尺等で直線を張り、一定間隔（河床材料の最大径以上）に区分し、その直下にある石を採取する
- ③ 容積法：0.5m四方の採取面を設定し、表層 30cm を取り除いた下層を対象に 30cm の深さから砂礫を採取する。

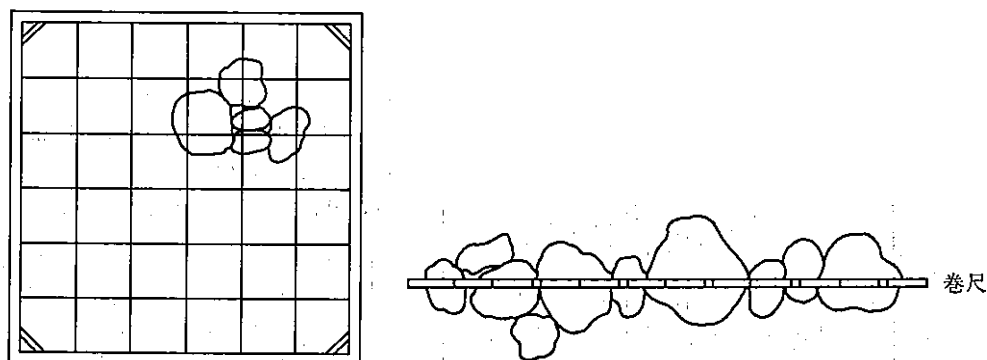


図 3.6 サンプルングイメージ（左図：面積格子法、右図：線格子法）



【写真①】
右岸側は砂礫が堆積し、左岸側は岩盤が見られる。
岩盤上に砂礫はほとんど見られない。



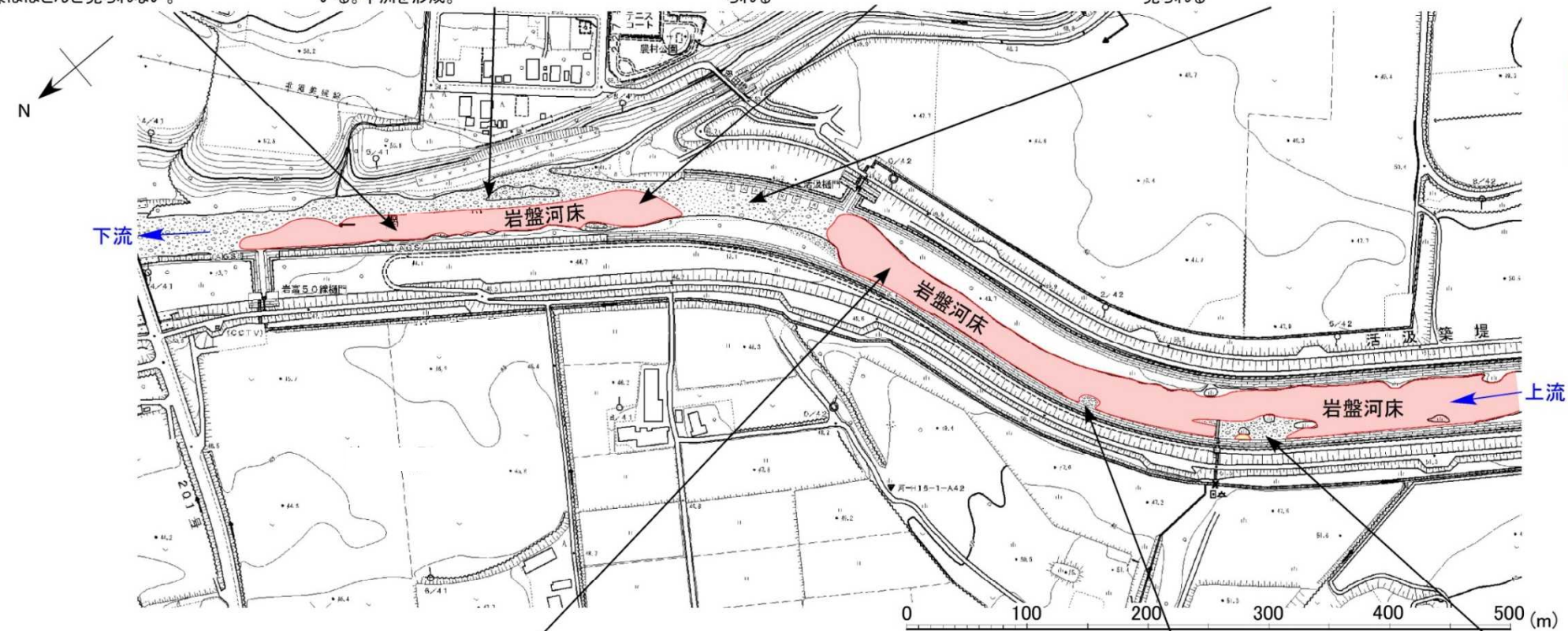
【写真②】
シンケビホロ川合流点には砂礫が多量に堆積して
いる。中洲を形成。



【写真③】
周辺の岩盤はみお筋が形成され、筋沿いに砂礫が見
られる



【写真④】
砂礫が見られる。下流ほど流れが緩く、細粒分が多く
見られる



【写真⑤】
ほぼ全面岩盤河床。みお筋に砂礫が見られる場合があるが、量的には少ない。
流れが非常に速い。



【写真⑥】
局所的に砂礫が堆積。礫は円礫で、最大φ約30cm。



【写真⑦】
砂礫堆砂対策工と推定される「かごマット」が設置され
ている。周辺にはφ20cm以下の砂礫が堆積。

図 3.7 河床状況の記録例

3.3.4 1 洪水での最大洗掘深

1 洪水での最大洗掘深は、「改訂護岸の力学設計法」³²⁾を参考に以下のいずれかの手法により推定する方法が考えられる。

方法 1：経年的な縦横断測量の経年変化（洪水前後の変化量）からの評価

方法 2：既往研究成果から砂州波高を目安として評価

方法 3：数値計算による評価

方法 4：移動床水理模型実験による評価

経年的な縦横断測量データの重ねあわせから、洪水前後の河床変化量を推定可能な場合は、「方法 1」を基本とする。ただし、計画高水位相等の洪水を経験していない場合や、洪水後の埋戻し現象によって必ずしも洪水中の洗掘深を把握できていない場合、経年的な横断測量データの蓄積が不足している場合などでは、「方法 2」により砂州波高を目安として設定する方法が望ましい。その他、「方法 3」、「方法 4」により推定する手法も考えられるが、評価の簡便性・経済性を考慮すると「方法 1」、「方法 2」のいずれかの手法が現実的な手法となる。

(1) 方法 1：経年的な縦横断測量の経年変化（洪水前後の変化量）からの評価

既往洪水前後の横断図を比較することで、1 洪水の河床変化高の推定を行う。複数の洪水前後のデータがある場合や一連区間で複数の断面で比較可能な場合は、変化高の最大値とする。

なお、「方法 1」の場合の最大洗掘深 ΔZ_1 は最深河床高からの洗掘量として評価する。

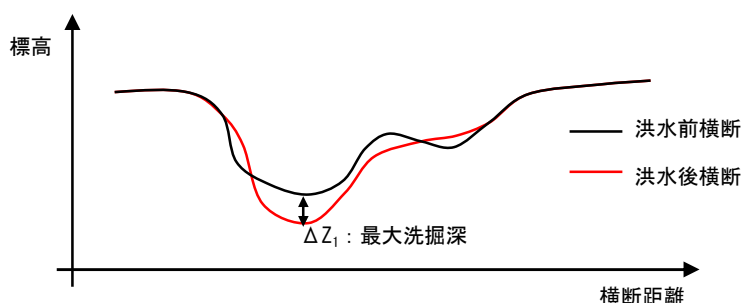


図 3.8 横断図の経年変化

(2) 方法 2：既往研究成果から砂州波高を目安として評価

砂州波高の推定には、「改訂護岸の力学設計法」に記載されている多くの実験データから整理された図 3.9 からの読取方法の他³²⁾、実験データをもとに池田³³⁾が提案した近似式 (3.4) 式を参考とするなどの方法が考えられる。これらは実験データを整理することで得られた近似的な式であるが、ここでいう「1 洪水あたりの最大侵食深」を定量化する上で、参考となる値が得られる。

a. セグメント 1、2-1 の河道

図 3.9 は、流量一定の定常状態で行われた水理模型実験によって得られた砂州波高・水深比

(H_s/H_n) と低水路幅・水深比 (B/H_n) との関係を表すものである³⁴⁾。ここで、 H_n は実験水路の平均水深である。

最大洗掘部の水深 ($H_{\max-s}$: 図 3.10 参照) はこれまでの実験データ等から、以下のように評価される。

$$H_{\max-s}/H_n = 1 + 0.8 H_s/H_n \quad (3.1)$$

実河川の砂州波高の最大値は、概略平均年最大流量時の平均水深 H_m に対応するものとなっているため、計画高水流量時の砂州波高は、 $H_n = H_m$ とみなして評価して良い。

従って、最大洗掘部の洗掘深 ΔZ_2 (平均河床高と最深河床高の差) は、以下のように評価できる。

$$\Delta Z_2/H_m = 0.8 H_s/H_m \quad (3.2)$$

$$\Delta Z_2 = 0.8 H_s \quad (3.3)$$

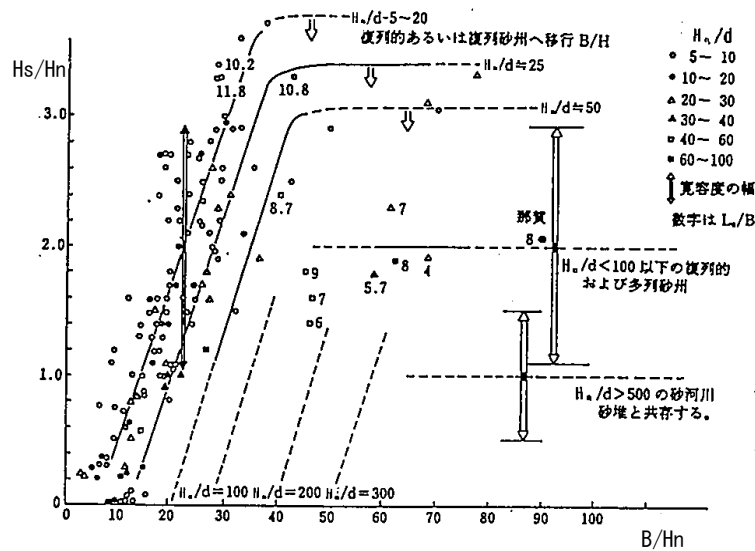


図 3.9 H_s/H_n と B/H_n の関係 (ただし、 τ_* は 0.03~0.4 の範囲) ³²⁾

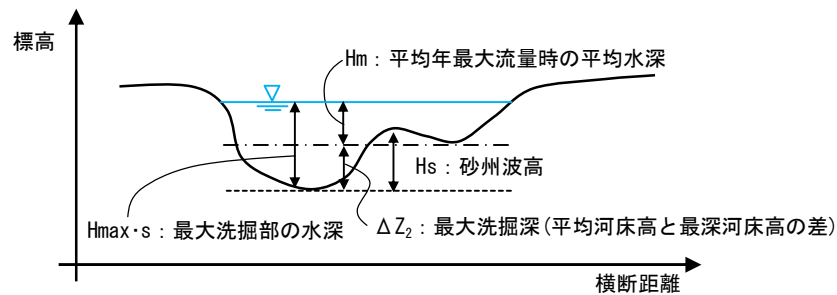


図 3.10 実河川の最大洗掘部の水深

b. セグメント 2-2、3 の河道

セグメント 2-2、3 の場合は、岩盤露出の伴う河床低下問題があまり顕在化していないことが多いため、本書では詳述しない。必要がある場合は、「改訂護岸の力学設計法」³²⁾等を参考に評価する事が望ましい。

なお、「方法 2」の場合の最大洗掘深 ΔZ_2 は、平均河床高からの最大洗掘部までの洗掘量として

評価する。

(3) 方法 3：数値計算による評価

数値計算（河床変動計算）は、流れの予測モデルと流砂の運動モデルを結合して数値計算より河床変動を求める手法である。近年、比較的容易に河川の流れ・河床変動を予測するフリーソフトとして、iRIC（<http://i-ric.org/ja/>）等が公表されており、これを活用する等の方法が考えられる。また、岩盤を考慮した河床変動計算法については、「参考 2 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」に詳細を記載した。

数値計算は、水理模型実験に比べ相似則の問題がなく、さまざまな地形条件等について容易に対応することが可能であるものの、解析方法の適用性やパラメータの設定に関して十分な考慮が必要であり、現地の河床変動資料による検証を行い、計算モデルの妥当性を明らかにする必要がある。

(4) 方法 4：移動床水理模型実験による評価

河道計画上特に重要な区間となっている場合には、移動床水理模型実験によって河床変動を評価する手法も考えられる。

ただし、最深河床高や洗掘深の評価にあたっては、相似則について十分留意し、模型縮尺や実験に用いる河床材料を十分に検討する必要がある。

コラム：近似式等による手法

砂州波高を推定する手法としては、多くの実験データの整理から池田³³⁾が提案した近似式を参考とするなどの方法もある。

$$\frac{H_s}{H_m} = 1.51 C_f \left(\frac{B}{d} \right)^{1.45} \quad (3.4)$$

ここで、 H_s は砂州波高、 H_m は平均年最大流量時の平均水深、 C_f は摩擦抵抗係数、 B は水路幅、 d は河床材料の平均粒径である。

3.4 岩盤の露出しやすさの評価

「岩盤の露出しやすさの評価」は、『地質縦断図から確認できる平均的な砂礫層厚： η_a 』と『完全な砂礫床とみなせる最小層厚： L_{min} 』を比較し、現時点の砂礫層厚に対し評価する事を基本とする。なお、 L_{min} には種々の定義が考えられるが、ここでは『1洪水あたりの最大洗掘深』を基準として定義する。

$$L_{min} = \text{『1洪水での最大洗掘深』} + \text{『河床砂礫の交換層厚』} \quad (3.5)$$

ここで、『1洪水での最大洗掘深』は、3.3.4に示した推定方法による最大洗掘深さ ΔZ を用い、『砂礫床の交換層厚』には、3.3.3で確認された河床材料の90%粒径程度の値とする³⁰⁾事を基本とする。

また、『地質縦断図から確認できる砂礫層厚』は、『1洪水での最大洗掘深』に「方法1」による最深河床高からの最大洗掘深 ΔZ_1 を用いた場合は、最深河床高までの砂礫層厚 η_{a1} を用い、「方法2」による平均河床高からの最大洗掘部までの洗掘量 ΔZ_2 を用いた場合は、平均河床高までの砂礫層厚 η_{a2} を用いて評価する事を基本とする。砂礫層厚に対する評価は、『完全な砂礫床とみなせる最小層厚： L_{min} 』に加え、3.3.1河床変化傾向および3.3.2河床の岩盤露出状況（露岩の有無等）を踏まえ、表3.2に示すマトリックスを用いてⅠ、Ⅱ、Ⅲで評価する事を基本とする。「砂礫層厚」評価マトリックスの凡例を表3.3に示す。

なお、低下傾向にある場合において、すでに露岩している場合、砂礫層厚が十分になく完全な砂礫床とみなせない場合（ $\eta_a < L_{min}$ ）については、最低評価のⅠとした。また、 $\eta_a > L_{min}$ 及び $\eta_a < L_{min}$ の場合において、対象河川が河床低下傾向にない場合については、「砂礫層厚」評価を1ランク安全側に設定した。

表 3.2 「砂礫層厚」評価マトリックス

砂礫層厚	河床低下傾向あり	河床低下傾向なし
すでに露岩している	Ⅰ	Ⅰ
$\eta_a < L_{min}$	Ⅰ	Ⅱ
$\eta_a > L_{min}$	Ⅱ	Ⅲ

表 3.3 「砂礫層厚」評価マトリックスの凡例

砂礫層厚の評価	説明
Ⅰ	すでに露岩しているか、 将来的に露岩する可能性が高い
Ⅱ	現状で露岩していないが、 将来的に露岩する可能性がある
Ⅲ	現状で露岩しておらず、 将来的にも露岩する可能性が低い

第4章 岩盤河床における河床低下危険度評価

4.1 概要

本章では、岩盤河床における河床低下危険度の評価は、岩盤自体の特性に由来する「岩盤の侵食されやすさ」の評価（第2章）と、将来的に岩盤が露出する危険度を評価する「岩盤の露出しやすさ」の評価（第3章）の2つを評価指標として評価する事を基本とする。図 4.1 に岩盤河床の河床低下危険度評価フローを示す。

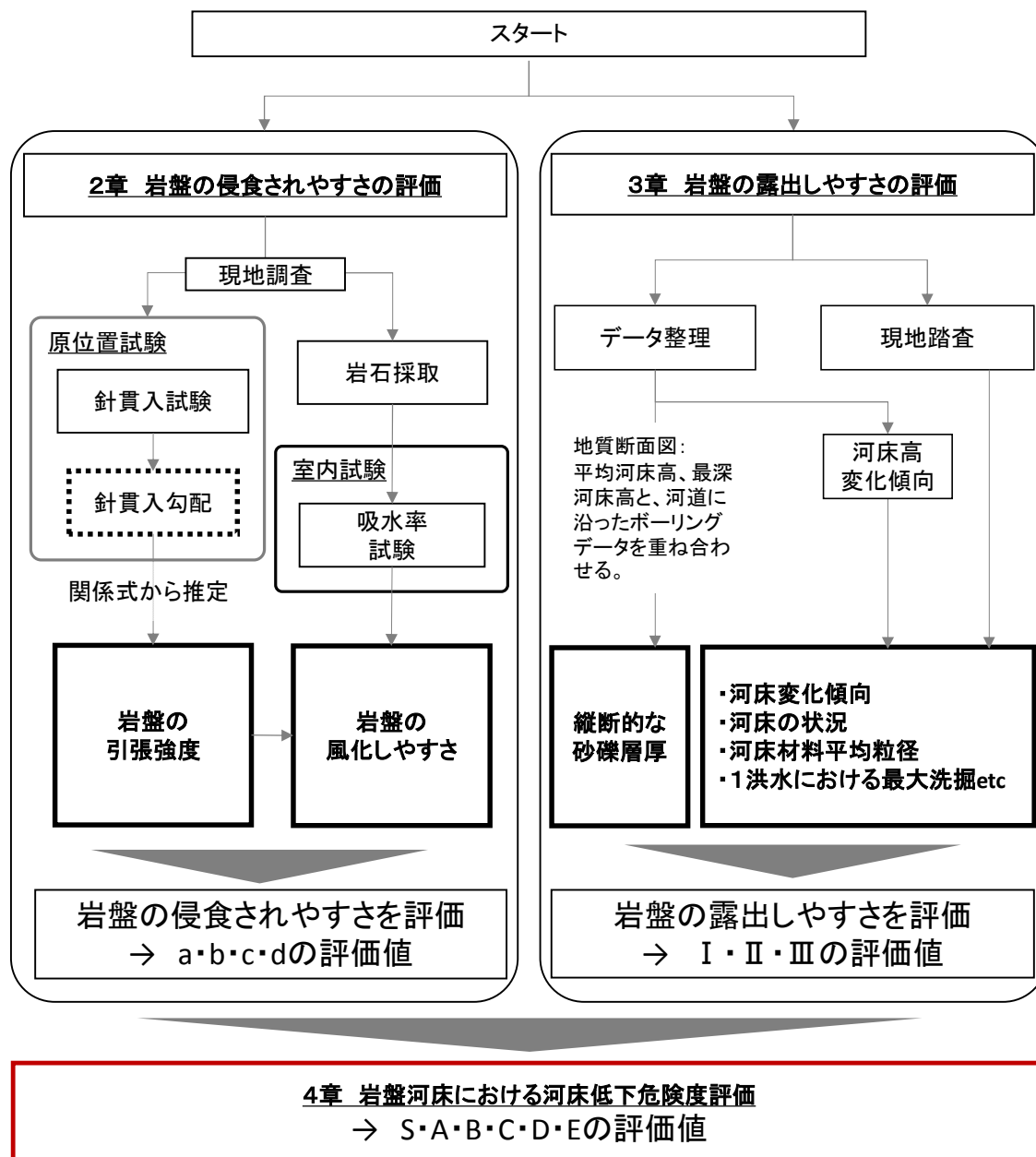


図 4.1 岩盤河床における河床低下危険度評価フロー

4.2 岩盤河床における河床低下危険度評価

岩盤河床における河床低下の危険度評価は、第2章2.4「岩盤の侵食されやすさ」の評価及び第3章3.4「岩盤の露出しやすさ」の評価を組み合わせ、S～Eの6段階で評価する事を基本とする。設定した岩盤河床における河床低下の危険度評価マトリックスを表4.1に、危険度評価マトリックスの凡例を表4.2に示した。

なお、砂礫層厚がすでになく露岩している場合（Ⅰ）においては、岩盤層が最も侵食されにくい場合（d）でも真駒内川のように層状に剥離する岩盤もあるため、C評価（要経過観察（不定期））とした。また、砂礫層厚が十分にある場合（Ⅲ）においては、現時点では将来的に河床低下する危険性はないものの、河川整備の進捗や流域の土砂動態の変化などの要因で河床低下が進行する可能性があるため、岩盤層が侵食されやすい場合（a、b）については、B、C評価（要経過観察）とした。

表 4.1 岩盤河床における河床低下の危険度評価マトリックス

		岩盤層の侵食されやすさの評価(第2章2.4)			
		a	b	c	d
岩盤の露出しやすさの評価 (第3章3.4)	Ⅰ	S	A	B	C
	Ⅱ	A	B	C	D
	Ⅲ	B	C	D	E

表 4.2 危険度評価マトリックスの凡例

危険度評価		説明
S A	対策必要	現状で岩盤河床の河床低下が進行中か、進行する危険性が高く、縦横断測量等のモニタリングを実施し、対策の検討・実施が必要である。 また、対策実施後もモニタリングを継続し、対策の効果検証・計画の見直し等の検討を行う。
B	要経過観察 (定期)	現状で河床低下が問題となることは少ないが、将来的に河床低下が進行する危険性が高い。 このため、定期的に縦横断測量等のモニタリングを実施し、将来の河床変動傾向を把握する。
C	要経過観察 (不定期)	将来的に河床低下が進行する危険性は低いが、河川整備の進捗や流域の土砂動態の変化などの要因で河床低下が進行する可能性がある。 このため、大きなインパクト（計画規模の出水後、河川横断工作物の設置等）があった場合に、縦横断測量等のモニタリングを実施し、将来の河床変動傾向を把握する。
D E	対策不要	河床低下の危険性は低い。

コラム：「河床低下危険度」の評価事例について

参考として、全道の岩盤調査結果を基に本書の評価手法を用いて、河床低下危険度の評価結果（例）を、表 4.3 に示す。

この評価結果（例）では、調査箇所が全て露岩している箇所のため、砂礫層厚の評価はすべて I とした。また、対策が必要と判定された河川のうち、石狩川、無加川、久著呂川では、河床低下対策が実施されている。

表 4.3 「河床低下危険度」の評価結果（例）

河川名	資料名	岩種	岩盤の侵食 されやすさ	砂礫層厚	危険度評価
空知川	So	砂岩	d	I	C:要経過観察II
徳富川	Top I	砂岩	c	I	B:要経過観察I
	Top II	砂質泥岩	c	I	B:要経過観察I
後志利別	Shir	泥岩	c	I	B:要経過観察I
戸切地川	Heki	泥岩	a	I	S:対策必要
砂蘭部川	Sara	砂岩	b	I	A:対策必要
釧路川	Ks	泥岩	a	I	S:対策必要
然別川	Sk	シルト岩	a	I	S:対策必要
居辺川	Or	シルト岩	a	I	S:対策必要
常呂川	Tw	礫岩	—	I	※針貫入未実施
無加川	Ms	シルト岩	—	I	※針貫入未実施
無加川	Mh	シルト岩	a	I	S:対策必要
古丹別川	Kota I	砂岩	c	I	B:要経過観察I
	Kota II	砂岩	c	I	B:要経過観察I
歴舟川	Rek	シルト岩	c	I	B:要経過観察I
石狩川	Is I	砂岩	a	I	S:対策必要
	Is III	泥岩	a	I	S:対策必要
美瑛川	Bi I	礫岩	c	I	B:要経過観察I
	Bi II	弱溶結凝灰岩	a	I	S:対策必要
	Bi III	中溶結凝灰岩	c	I	B:要経過観察I
真駒内川	Mako	中溶結凝灰岩	d	I	C:要経過観察II
夕張川	Yuub	礫岩	d	I	C:要経過観察II
石狩川	Ishi	砂岩	b	I	A:対策必要
歴舟川	Reki	シルト岩	c	I	B:要経過観察I
野田追川	Noda	砂岩	a	I	S:対策必要
久著呂川	Kuch	弱溶結凝灰岩	a	I	S:対策必要
網走川	Abas	砂岩	c	I	B:要経過観察I

※美瑛川 Bi I（礫岩）は、礫の影響で針貫入勾配が大きく出やすく、供試体も崩れやすいため参考値とした。

第5章 岩盤河川におけるモニタリング項目

直轄管理区間におけるモニタリングは、定期的実施される縦横断測量や河床材料調査を基に経年的な変化を把握することが可能であるが、北海道における岩盤河床は北海道管理区間などでも多く分布しており、モニタリングデータが不足することが懸念される。このため、以下に示すモニタリング項目を実施し、効果的・効率的な河床低下対策の立案に向けた河川管理の基礎資料とする事が望ましい。

本章では、岩盤河川の河床低下危険度の評価手法と評価結果を受けて実施するモニタリング項目等について示す。

5.1 縦横断測量

河床低下・岩盤河床化による砂礫層厚の変化状況、河道の安定性（岩盤侵食、河岸侵食状況）等の河床変動傾向を把握することを目的とし、縦横断測量を実施する事が望ましい。

調査範囲は、既往の調査結果等を踏まえ経年変化が把握できるように適切に設定し、定期的な調査に加え出水後等にも実施する事が望ましい。

5.2 定点現地写真撮影

河床低下・岩盤河床化による河道形成状況、露岩状況、河畔林増加状況、構造物周辺の洗掘状況、出水時の流況（水位）などの変化、景観の変化をピンポイントで把握することを目的とし、定点現地写真撮影を実施する事が望ましい。

調査箇所は対象箇所が俯瞰できるよう、堤防上や橋梁上など適切に設定する事が望ましい。

5.3 河床材料調査

河床低下・岩盤河床化による粒度分布変化状況（粗粒化、細粒化）、魚類産卵環境などを把握することを目的とし、河床材料調査を実施する事が望ましい。

調査箇所は対象箇所の勾配変化点や横断工作物等の配置、既往の調査地点等を踏まえ、なるべく対象箇所を含む広範囲の粒度分布の経年変化が把握できるように適切に設定する事が望ましい。

5.4 航空写真撮影

河床低下・岩盤河床化による河道形成状況、露岩状況、河畔林増加状況などの変化を面的に把握することを目的とし、航空写真撮影（UAV等）を実施する事が望ましい。

調査箇所は対象箇所の上下流を含む一連区間とし、流砂の移動状況等が把握可能なように適切に設定する事が望ましい。

5.5 水位観測

河床低下・岩盤河床化による流況への影響（縦断的な水位の変化、水面幅の変化、冠水頻度な

ど)、掃流力の変化状況（縦横断測量、河床材料調査結果と組み合わせて掃流力を算出）、などを把握することを目的とし、縦断的な水位観測もしくは経年的な定点水位観測を行う事が望ましい。

5.6 河川環境関連

河床低下・岩盤河床化による河川環境の変化（魚類の種数・個体数、サケ類の産卵床など）を把握することを目的とし、魚類調査、底生動物調査、産卵床調査、河畔林調査などを実施する事が望ましい。

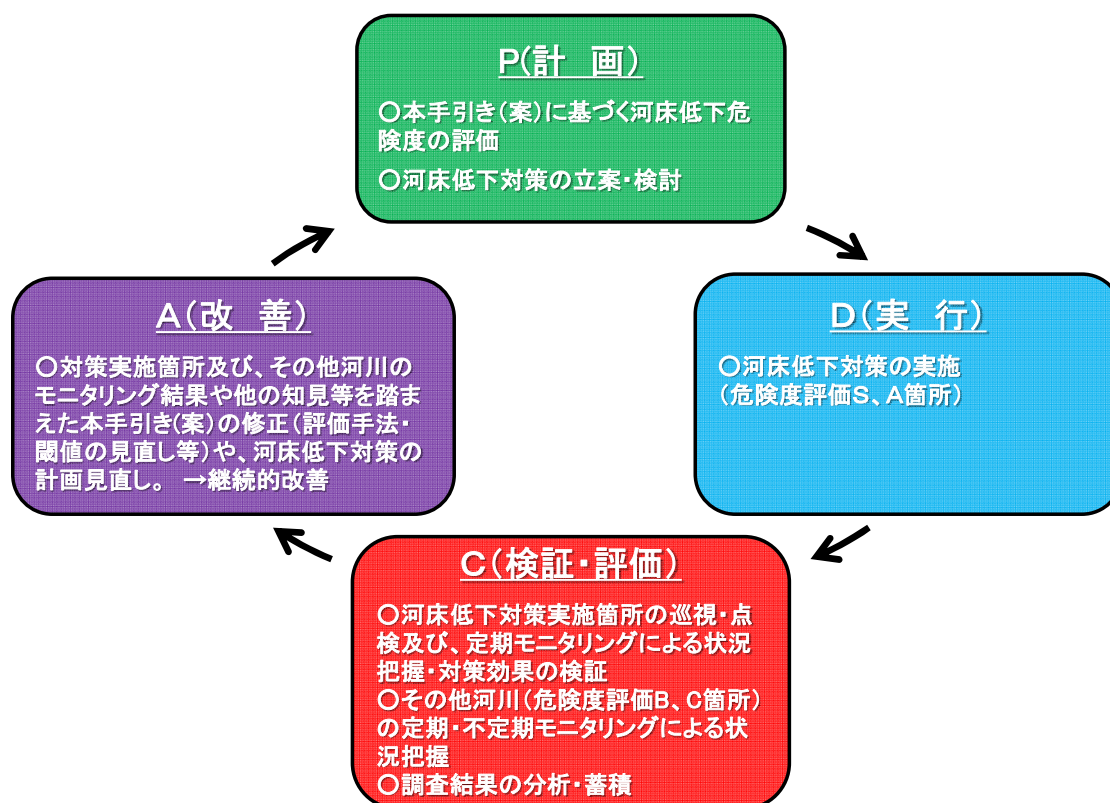
また、河川環境情報図や水辺の国勢調査等により、代替可能な場合は、調査項目や調査数量を軽減し、コストを抑制するよう努める。

おわりに

岩盤（軟岩）が露出した河床を安定して維持管理する技術は発展途上にあり、未だ確立されていない。

本書では比較的簡易な現位置試験を行い、低コストで岩盤侵食の危険度評価を行う手法について取りまとめた。

今後は、本書を用いた調査結果を蓄積するとともに、河川巡視や点検による状況把握の継続、新しい知見の導入、他河川の事例収集、水理模型実験や試験施工等による対策効果のフィードバックを行い、PDCA サイクル体系による順応的管理を行っていく事が望ましい。



効果的・効率的な岩盤河床の河床低下対策の PDCA イメージ

参考資料

参考1 流砂による岩盤侵食の既往研究

軟岩河床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 Dietrich⁴⁾、Chatanantavet and Parker⁵⁾、Johnson and Whipple²⁴⁾、井上ら⁸⁾¹⁵⁾、及川ら³⁵⁾、小松ら³⁶⁾、大澤ら³⁷⁾により研究が行われている。

ここでは、流砂による軟岩侵食の基本的な考え方と、侵食式の導出を解説する。

1. 流砂による軟岩侵食の基本的な考え方

流砂（砂礫の粒子）による軟岩侵食のイメージ図を図1に示す。

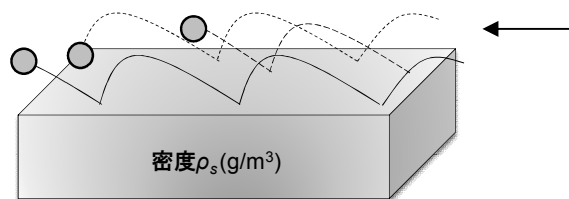


図1 軟岩侵食のイメージ図

ここで、 ρ_s は岩床の密度 (kg/m^3) (ただし、本手引き (案) では岩床の密度と砂礫の密度は同等として扱っている)、 E は岩床の侵食速度 (m/s)、 W は粒子1個による損傷量 (g)、 N は単位時間単位面積当たりに粒子が衝突する回数とすると、岩床の侵食速度 E は次式で表される。

$$E = N \left(\frac{W}{\rho_s} \right) \quad (1)$$

粒子1個による損傷量 W は、衝突する粒子のエネルギーに比例するものとする (例えば、Bitter³⁸⁾³⁹⁾、Finnie⁴⁰⁾、石橋ら⁴¹⁾の研究) と、次式で表される。

$$W = \alpha \frac{1}{2} m [v_{si} f(\theta)]^2 \quad (2)$$

ここで、 α は定数、 m は粒子の質量 (g)、 v_{si} は粒子の衝突速度 (m/s)、 θ は衝突角度である。

衝突する粒子の数 N は、のように粒子の跳躍距離 L_s を考慮すると、次式で表される。

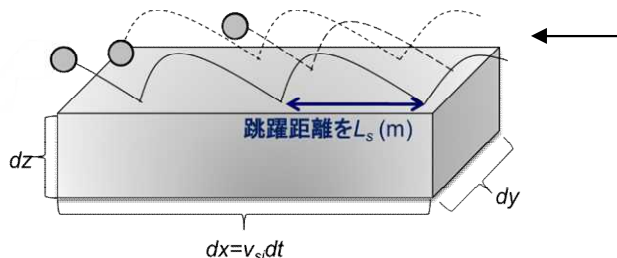


図2 跳躍距離を考慮した衝突する粒子の数

$$N = \underbrace{q_s dy dt / v_p}_{\text{通過する粒子の総数}} \times \underbrace{v_{si} dt / L_s}_{\text{粒子の衝突回数}} / v_{si} dt dy dt = \frac{q_s}{v_p L_s} \quad (3)$$

ここで、 q_s は上流からの単位幅給砂量 (m^2/s)、 dy は単位幅 (m)、 dx は単位時間あたりの粒子の移動距離 (m)、 dt は単位時間 (sec)、 v_p は粒子 1 個の体積 (m^3) である。

さらに、岩盤が砂礫で完全に被覆されると、岩盤に流砂が衝突しないため、岩盤は侵食されない。砂礫による被覆の効果を(3)式に追加すると以下の式となる¹⁾。

$$N = \frac{q_s}{v_p L_s} (1 - P_c) \quad (4)$$

ここで、 P_c は岩床の砂礫による被覆面積割合を表している。河床が完全に露岩している場合 P_c は 0 になり、流砂は全て岩盤に衝突する ((3)式で算出した衝突頻度になる)。一方、河床が完全に砂礫で覆われる場合 P_c は 1 になり、衝突頻度はゼロになる。

(1)式に(2)式、(4)式を代入すると、岩床の侵食速度 E (m/s) は次式のように表される。

$$E = N \left(\frac{W}{\rho_s} \right) = \frac{\alpha}{2} \frac{q_s}{L_s} \underbrace{v_{si}}_{\text{衝突速度}} \underbrace{f(\theta)}_{\text{衝突角度}} (1 - P_c) \quad (5)$$

跳躍距離

このモデルは saltation-abrasion⁴⁾モデル (跳躍－摩耗モデル) と呼ばれ、定数 α 、衝突速度 v_{si} 、跳躍距離 L_s 、衝突角度の与え方によって、様々な侵食モデルが提案されている。

2. Sklar and Dietrich のモデル

Sklar and Dietrich⁴⁾は、サルテーション運動の既往実験データを基に、以下の実験式を導いている。

$$u_s = 1.56 [\tau_* / \tau_{*c} - 1]^{0.56} \sqrt{R_b g d} \quad (6)$$

$$L_s = 8.0 [\tau_* / \tau_{*c} - 1]^{0.88} d \quad (7)$$

$$H_s = 1.44 [\tau_* / \tau_{*c} - 1]^{0.5} d \quad (8)$$

ここで、 u_s は砂礫の移動速度 (m/s)、 L_s は砂礫の跳躍距離 (m)、 H_s は砂礫の跳躍高さ (m)、 τ_* は無次元せん断力、 τ_{*c} は無次元限界せん断力、 R_b は砂礫の水中比重、 g は重力加速度 (m^2/s)、 d は砂礫粒子の粒径 (m) である。

また、流砂の衝突速度のうち鉛直方向成分 w_{si} (m/s) だけが侵食に寄与すると考え、 w_{si} を砂礫移動速度 u_s と跳躍高さ H_s 、跳躍距離 L_s を用いて以下の式で表している。

$$v_{si}f(\theta) = w_{si} \approx \frac{3H_s}{L_s}u_s \quad (9)$$

(6)～(9)式を(5)式に代入すると、以下の式となる。

$$E = \frac{\alpha}{2} 0.08 R_b g (\tau_*/\tau_{*c} - 1)^{-0.5} q_s (1 - P_c) \quad (10)$$

さらに鋼材の摩耗を扱った Bitter³⁸⁾³⁹⁾の研究を基に、 $\alpha/2$ が以下の式で表され则认为している。

$$\frac{\alpha}{2} = \frac{Y}{k_v \sigma_T^2} \quad (11)$$

ここで、 ρ_s は砂礫の密度 (kg/m^3)、 Y は基盤岩のヤング率 (Mpa)、 k_v は無次元の侵食係数 (約 10^6)、 σ_T は岩の引張強度 (Mpa) である。

Sklar and Dietrich⁴⁾は流砂の衝突による衝突速度を可能な限り物理的なメカニズムに則って表しており、その後の岩盤侵食研究に多大な影響を与えた。ただし、彼らのモデルでは、侵食速度は $\tau_*/\tau_{*c}-1$ の-0.5 乗に依存するが、その後の研究によって侵食速度が τ_* に依存しないこと¹⁵⁾²⁴⁾が明らかにされている。

3. Chatanantavet and Parker のモデル

Chatanantavet and Parker⁵⁾は、岩盤が摩耗する分、衝突する砂礫も摩耗すると考えた。そして、砂礫の流下分級現象に関する研究⁴²⁾を基に、岩床侵食速度が τ_* に依存しないと仮定し、以下のモデルを提案している。

$$E = \beta_c q_s (1 - P_c) \quad (12)$$

ここで、 β_c は岩床により異なる侵食耐性を表す摩耗係数 (m^{-1}) である。Chatanantavet and Parker⁵⁾によると、 β_c はおよそ 10^{-6}m^{-1} (硬岩) $\sim 10^{-4} \text{m}^{-1}$ (軟岩) である。

4. 井上らのモデル⁸⁾¹⁵⁾

井上らは、砂礫粒子の移動速度 u_s は以下の式で表している。

$$u_s = u_b - u_c \quad (13)$$

ここで、 u_b は粒子の位置での流速 (m/s) であり、 u_c は移動限界状態での流速である。粗面に対する対数分布が成り立つとし、流速を評価する位置を粒子の α 倍の高さとする、その位置の流速は対数流速分布を用いて、次のように表される。

$$\frac{u_b}{u_*} = f_v \left(\frac{d}{k_s} \right) \quad f_v \left(\frac{d}{k_s} \right) = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{30.1 \alpha d}{k_s} \right) \quad (14)$$

ここで、 u_* は摩擦速度 (m/s)、 κ はカルマン定数 (0.4)、 d は粒径 (m)、 k_s は岩盤の水理的な粗度高さ (m) である。流速を評価する位置を掃流砂の交換層厚程度 (粒径の 2 倍) と考えた場合、(14)式は以下の式で近似できる。

$$\frac{u_b}{u_*} = \alpha_v \left(\frac{d}{k_s} \right)^{0.25} \quad (15)$$

したがって次式が得られる。

$$u_s = f_v(u_* - u_{*c}) \approx \alpha_v (d/k_s)^{0.25} (\tau_* - \tau_{*c})^{0.5} \sqrt{R_b g d} \quad (16)$$

ここで、 α_v は定数、 u_{*c} および τ_{*c} は移動限界における摩擦速度 (m/s) および無次元河床せん断力である。

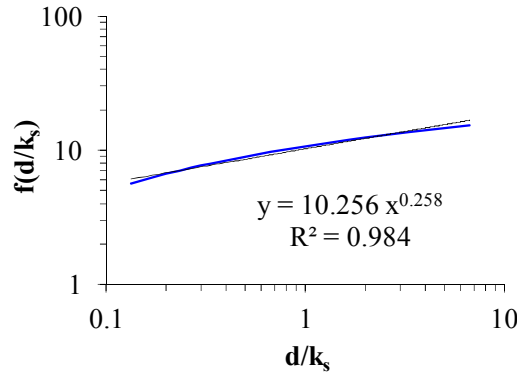


図 3 対数流速分布式の近似

砂礫河床における平均的な跳躍距離 L_s は Sklar and Dietrich⁴⁾ や土屋⁴³⁾ によって論じられているものの、軟岩上における跳躍距離については未だ良く分かっていない。そこで底面せん断力の関数と仮定する。また衝突角度 θ についても軟岩上ではよくわかっていないが、これも底面せん断力によって決まると考えられる。そこでこれらをまとめて侵食速度の実験結果から求めることとする。

すなわち次式を仮定する。

$$\frac{f(\theta)^2}{L_s} = \frac{\alpha_p}{d} (\tau_* - \tau_{*c})^j \quad (17)$$

すると(5)式は次のようになる。

$$\begin{aligned} E &= \frac{\alpha \alpha_v \alpha_p R g}{2} \left(\frac{d}{k_s} \right)^{0.5} (\tau_* - \tau_{*c})^j q_s (1 - P_c) \\ &= \beta \left(\frac{d}{k_s} \right)^{0.5} (\tau_* - \tau_{*c})^j q_s (1 - P_c) \end{aligned} \quad (18)$$

ここで、 β は摩耗係数 (m^{-1}) である。

石狩川の現地水路を用いて行われた岩盤侵食実験⁸⁾をみると、(18)式の想定通り、侵食速度は流砂量（給砂量）に比例して増加する。なお、侵食速度は被覆率 P_c がゼロの区間の平均値である。

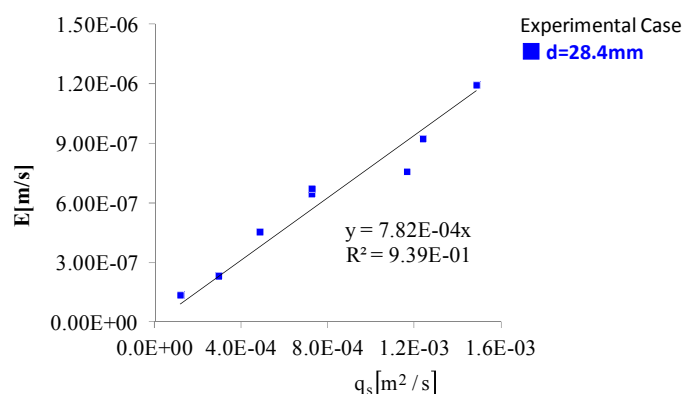


図4 単位幅給砂量と侵食速度の関係

また、侵食速度を給砂量で正規化すると、(18)式の想定通り侵食速度は粒径の 0.5 乗に依存する。（同じ給砂量ならば粒径が大きいほど侵食速度が大きい。）

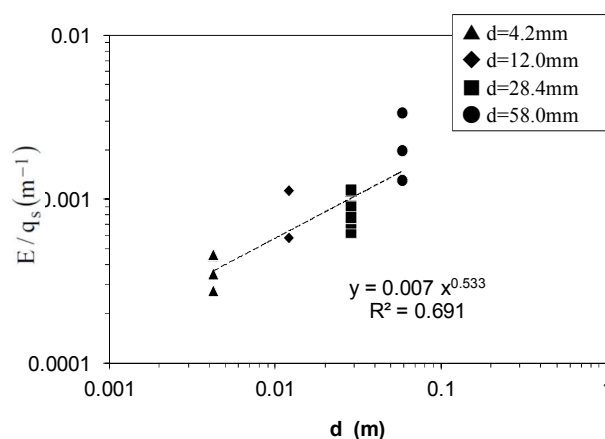


図5 粒径と単位幅給砂量あたりの侵食速度の関係

さらに、既往の岩盤侵食に関する実験結果を整理し、侵食速度を給砂量と粒径で正規化すると、侵食速度が無次元せん断力に依存しない ((18)式の j はゼロ)。

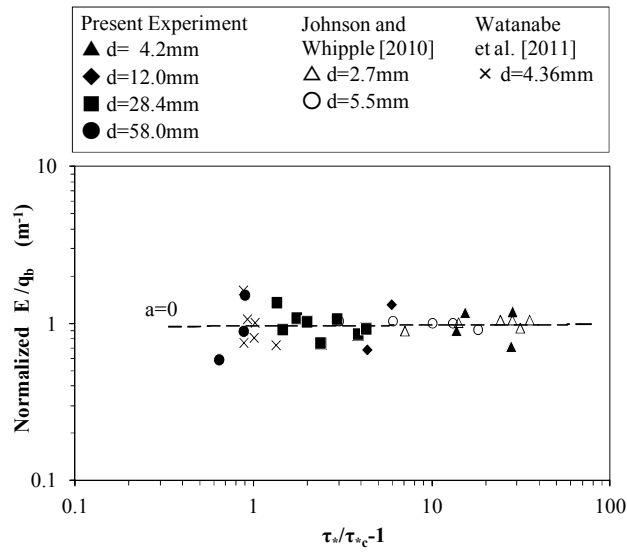


図 6 河床剪断力と単位幅流砂量あたりの侵食速度の関係

したがって、(18)式は以下の式で置き換えられる。

$$E = \beta \left(\frac{d}{k_s} \right)^{0.5} q_s (1 - P_c) \quad (19)$$

なお、摩耗係数 β は概ね以下の式で表される⁹⁾¹³⁾。

$$\beta \approx 0.0001 \sigma_T^{-2} \quad (20)$$

ここで、 σ_T は岩盤の引張強度 (MPa) である。



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

Numerical Modeling of Riverbed Evolution in a Mixed Bedrock - Alluvial Channel

井上 卓也* 船木 淳悟**

INOUE Takuya and FUNAKI Jungo

多くの岩床河川は、部分的に砂礫が堆積し部分的に岩床が露出した状態にある。砂礫が移動すると、その衝突により岩床が摩耗される。流砂による岩床侵食は、多くの岩床河川において、普遍的で重要な穿入メカニズムと考えられている。本研究では、岩床侵食と砂礫移動の両方を考慮した平面2次元の河床変化計算モデルを開発し、石狩川の露岩区間を対象にモデルの検証を行った。検証の結果、本モデルによって、岩床侵食に伴う滞筋形成が再現できること、岩床が露出しやすい箇所とその度合いを予測できることが確認された。

《キーワード：岩盤河床；侵食；数値計算モデルの開発》

Many bedrock channels are composed partly of alluvium and partly of bare rock, and abrasion from the influence of bed load is known to be a ubiquitous and principal mechanism of fluvial bedrock incision. The results of recent investigations have suggested that the bedrock incision rate depends on sediment supply, grain size and rock strength. In this study, we developed a new numerical model for predicting temporal and spatial variations in bedrock channel morphology in consideration of these effects. Then we compared the data observed in the field with the results simulated by our models. The comparisons illustrate that our model can predict the bedrock erosional morphology and the areal fraction of bedrock exposure.

《Keywords：bedrock；incision；numerical modeling》

1. 序論

北海道内の複数河川において、砂礫層の流出に伴い露出した軟岩が侵食されることによる急激な河床低下が顕在化している。軟岩床の急激な河床低下によって、橋脚などの構造物の安定性が低下するなどの様々な問題が引き起こされている。

近年、岩床の侵食メカニズムに関する研究¹⁾²⁾³⁾⁴⁾は着実な進歩を遂げ、流砂量が侵食速度に対し、相反する2つの効果を持つことが明らかにされている。1つは、流砂量の増加により、岩床に衝突する粒子の個数が増え、結果として侵食速度が増大する tools effect (侵食効果)。もう一つは、流砂量の増加により、岩床を保護する砂礫床の面積が増え、結果として侵食速度が減少する cover effect (被覆効果)である¹⁾。

多くの岩床河川は、露岩箇所と砂礫床箇所が混在した状態にあるため、岩床河川の地形変化を予測するためには、移動する砂礫による岩床侵食と堆積する砂礫による岩床被覆の両方を考慮する必要がある。そこで、本研究では、岩床河川の地形変化を再現できる新たな平面2次元河床変動モデルの開発を行った。

2. モデル構築

本モデルは、Shimizu and Itakura⁵⁾が提案した砂礫床河川の河床変動モデルに、新たに①岩床侵食、②岩床の砂礫による被覆面積率、③被覆面積率の変化に伴う粗度の変化の3つ組み込みこむことで構築した。

2. 1 流れの基礎式

流れの基礎式には、円筒座標系・定常流れ場における運動方程式および連続式を用いる。

$$\frac{r_0}{r_0+n} U_s \frac{\partial U_s}{\partial s} + U_n \frac{\partial U_s}{\partial n} + \frac{U_s U_n}{r_0+n} = -\frac{r_0}{r_0+n} g \frac{\partial H}{\partial s} - \frac{\tau_s}{\rho D} + 2 \frac{\partial}{\partial s} \left(\varepsilon \frac{\partial U_s}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left(\varepsilon \frac{\partial U_s}{\partial n} \right) \quad (1)$$

$$\frac{r_0}{r_0+n} U_s \frac{\partial U_n}{\partial s} + U_n \frac{\partial U_n}{\partial n} - \frac{U_s^2}{r_0+n} = -g \frac{\partial H}{\partial s} - \frac{\tau_n}{\rho D} + \frac{\partial}{\partial s} \left(\varepsilon \frac{\partial U_n}{\partial s} \right) + 2 \frac{\partial}{\partial n} \left(\varepsilon \frac{\partial U_n}{\partial n} \right) \quad (2)$$

$$\frac{r_0}{r_0+n} \frac{\partial (U_s D)}{\partial s} + \frac{U_n D}{r_0+n} + \frac{\partial (U_n D)}{\partial n} = 0 \quad (3)$$

ここで、 s は流線方向の座標軸、 n は横断方向の座標軸、 U_s と U_n は s 軸方向および n 軸方向の水深平均流速、 D は水深、 H は水位、 r_0 は河道中心線の曲率、 τ_s と τ_n は

s 軸方向および n 軸方向の河床せん断力、 ρ は水の密度、 g は重力加速度、 ε は渦動粘性係数($=\kappa u_* D/6$)、 κ はカルマン定数、 u_* は摩擦速度である。

Shimizu and Itakura⁵⁾のモデルは定常流れ場の運動方程式を用いているため、本来、非定常的な流量の変動を考慮できない。しかし、Shimizu and Itakura⁵⁾は、流量が変化する毎に定常解を求めることで、擬似的に非定常流量も扱っている。このようなモデルは準非定常モデルと呼ばれ、非定常モデルに比べ、計算速度が速い利点がある。

河床せん断力 τ_s 、 τ_n と摩擦速度 u_* は以下の式で表される。

$$\tau_s = \frac{\rho g n_m^2}{D^{1/3}} U_s \sqrt{U_s^2 + U_n^2} \quad (4)$$

$$\tau_n = \frac{\rho g n_m^2}{D^{1/3}} U_n \sqrt{U_s^2 + U_n^2} \quad (5)$$

$$u_* = \frac{\sqrt{\tau_s^2 + \tau_n^2}}{\rho} \quad (6)$$

ここで、 n_m はマンニングの粗度係数であり、以下のマンニング-ストリックラー式より導かれる。

$$n_m = \frac{k_s^{1/6}}{7.66 \sqrt{g}} \quad (7)$$

ここで、 k_s は流れに対する河床の抵抗を表す等価粗度高さである。

2. 2 砂礫変動の基礎式

流砂の連続式は、Luu ら⁶⁾が粘性河床の研究で提案した以下の式を岩床河川に適用して用いる。

$$\frac{\partial V_b}{\partial t} + (1-\lambda) \frac{\partial \eta_a}{\partial t} + \left(\frac{\partial q_{b,s}}{\partial s} + \frac{\partial q_{b,n}}{\partial n} \right) = 0 \quad (8)$$

ここで、 V_b は単位面積あたりの掃流砂の堆積、 η_a は砂礫層の厚さ、 $q_{b,s}$ と $q_{b,n}$ は s 軸方向および n 軸方向の単位幅流砂量である。

図-1は完全な岩床河道、砂礫床-岩床の混在河道、完全な砂礫床河道の概念図である。単位幅流砂量の絶対値 q_b は、岩床表面からある高さにおける掃流砂濃度 C_b と砂礫の跳躍速度 u_s の積の積分で表される⁷⁾。

$$q_b = \int_0^{h_s} C_b u_s = \bar{C}_b h_s \bar{u}_s = V_b \bar{u}_s \quad (9)$$

ここで、 h_s は砂礫の跳躍高さ、 $\bar{C}_b$ は平均的な掃流砂濃

度、 $\bar{u}_s$ は砂礫粒子の平均的な跳躍速度である。 V_b は $\bar{C}_b$ と h_s の積として定義され、長さの次元を持つ変量である。なお、 $\bar{C}_b$ が飽和濃度 $\bar{C}_{bc}$ になると、 V_b も飽和体積 V_{bc} になる。

砂礫層が十分にある場合、砂礫層から掃流層へ流砂が絶えず供給されるため、流砂量は常に飽和流砂量と等しい。しかし、岩床河川においては、砂礫層厚が存在せず、流砂量が飽和流砂量を下回る場合がある。そこで、岩床上の掃流砂体積 V_b と十分に砂礫層がある状態(飽和状態)の掃流砂体積 V_{bc} の比を用いて飽和流砂量を補正する。

$$(q_{b,s}, q_{b,n}) = \begin{cases} \frac{V_b}{V_{bc}} (q_{bc,s}, q_{bc,n}) & \text{for } 0 \leq \frac{V_b}{V_{bc}} < 1 \\ (q_{bc,s}, q_{bc,n}) & \text{for } \frac{V_b}{V_{bc}} = 1 \end{cases} \quad (10)$$

ここで、 $q_{bc,s}$ と $q_{bc,n}$ は s 軸方向および n 軸方向の単位幅飽和流砂量である。

砂礫層厚 η_a が 0 の場合、(8)式における砂礫層厚の時間微分項(左辺第2項)は 0 である。

このとき、 V_b は 0 から V_{bc} の間で時間的に変化する。 V_b が V_{bc} 以上になった瞬間、河床の状態は完全な岩床から砂礫床と岩床の混在場に遷移する。砂礫層厚 η_a がある場合、礫は砂礫層と掃流層の間で交換されたため、 V_b は常に V_{bc} と等しい。したがって、(8)式における掃流砂体積の時間微分項(左辺第1項)は 0 となる。このとき、砂礫層厚 η_a が時間的に変化する。

再び砂礫層厚 η_a が 0 になれば河床は完全な岩床へ遷移し、砂礫層厚 η_a が L より大きくなれば完全な砂礫床へ遷移する。なお、 L とは完全な砂礫床になる砂礫層厚(岩床が侵食されなくなる砂礫層厚)である(図-1)。流線方向の飽和流砂量は以下の式で表される。

$$q_{bc,s} = \alpha_b (\tau_* - \tau_{*c})^{1.5} \sqrt{R_b g d^3} \quad (11)$$

ここで、 α_b は掃流砂量式の係数、 τ_* は無次元掃流力 ($=u_*^2/R_b g d$)、 τ_{*c} は無次元限界掃流力、 R_b は砂礫の水中比重(1.65)である。

α_b については、これまでに様々な値が提案されている。Meyer-Peter Müller⁸⁾によれば $\alpha_b = 8$ 、Fernandez Luque and van Beek⁹⁾によれば $\alpha_b = 5.7$ 、Wong and Parker¹⁰⁾によれば $\alpha_b = 3.97$ である。本モデルでは、岩床侵食の研究で Sklar and Dietrich¹⁾が使用した 5.7 を用いる。

横断方向(n 軸方向)の単位幅飽和流砂量は、長谷川¹¹⁾や Mosselman¹²⁾によって提案された以下の式で算出される。

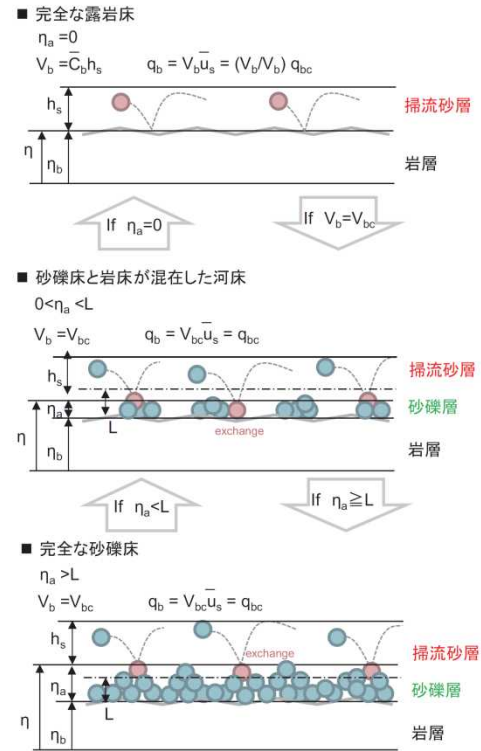


図-1 完全な岩床、砂礫床-岩床の混在河床、完全な砂礫床河床の概念図

$$q_{bc,n} = q_{bc,s} \left(\frac{u_{b,n}}{u_{b,s}} - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\mu_s \mu_c \tau_*}} \frac{\partial \eta}{\partial n} \right) \quad (12)$$

$$\frac{u_{b,n}}{u_{b,s}} = N_* \left(\frac{D}{r_s} \right) \quad (13)$$

ここで、 $u_{b,s}$ と $u_{b,n}$ は河床近傍流速のベクトル成分、 N_* は二次流強度、 μ_s および μ_c は静止摩擦係数および動摩擦係数、 r_s は流線の曲率、 η は岩床標高に砂礫層厚を足したトータル河床標高である。Engelund¹³⁾によれば N_* は約 7.0。Hasegawa¹¹⁾によれば、 μ_s は 1、 μ_c は 0.5 である。

V_{bc} は、飽和流砂量の絶対値を、砂礫粒子のサルテーション速度で除した値と等しくなる。

$$V_{bc} = \frac{\sqrt{q_{bc,s}^2 + q_{bc,n}^2}}{\bar{u}_s} \quad (14)$$

ここで、 $\bar{u}_s$ は砂礫粒子のサルテーション速度であり、Sklar and Dietrich¹⁾がサルテーション運動に関する既往の実験データを収集し導いた経験式を用いて算出す

る。

$$\frac{\bar{u}_s}{\sqrt{R_b g d}} = 1.56(\tau_* / \tau_{*c} - 1)^{0.56} \quad (15)$$

Egashira and Ashida¹⁴⁾によると、飽和状態における掃流層厚と掃流砂濃度の積(すなわち V_{bc})は、河床せん断力の1乗に比例する。本研究の V_{bc} も(11) (15)式を(14)式に代入すると、概ね河床せん断力の1乗に依存する形となるため、彼らの研究と類似している。

2. 3 岩床侵食の基礎式

岩床は主に流砂の衝突によって侵食されると考えられている。これまでに、いくつかの岩床侵食式が提案されているが、本研究では最もシンプルな Chatanantavet and Parker²⁾の式を用いる。

$$\frac{\partial \eta_b}{\partial t} = -E = -\beta \sqrt{q_{b,s}^2 + q_{b,n}^2} (1 - P_c) \quad (16)$$

ここで、 η_b は岩床の標高、 E は侵食速度、 β は岩床の摩耗係数、 P_c は岩床の砂礫による被覆面積率である。

Johnson and Whipple³⁾は岩床侵食実験によって、摩耗係数 β は河床せん断力に依存しないことを明らかにしている。また、著者らは給砂粒径と摩耗係数の関係に着目し、摩耗係数が給砂粒径の1/2乗に依存し⁴⁾、岩床強度の-2乗に比例^{15) 16)}することを示している。そこで、本モデルでは、既往研究を踏まえ、摩耗係数 β を以下の式で表す。

$$\beta = \beta_c \sigma^{-2} d^{0.5} \quad (17)$$

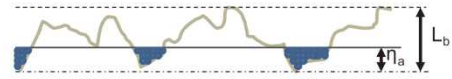
ここで、 σ は岩床の一軸圧縮強度(MPa)、 d は岩床上を通過する砂礫の粒径(m)、 β_c は定数である。石狩川の既往実験⁴⁾を基に逆算すると、 $\beta_c = 0.007$ 程度である。

2. 4 砂礫による岩床の被覆面積率

被覆率に関する最も簡単なモデルは、Sklar and Dietrich¹⁾によって提案された線形モデルである。彼らのモデルにおいて、被覆率 P_c は、その場の流砂量と飽和流砂量の比 q_b/q_{bc} で表される。ただし、Sklar and Dietrich¹⁾のモデルは、あくまでも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用できない。非定常的に変化する被覆率は、流砂量と飽和流砂量の比だけでなく、それまでに堆積した砂礫層厚にも支配されるはずである。

このような背景から、Parker ら¹⁷⁾ および田中ら¹⁸⁾は、被覆率を砂礫層厚の関数で表す、新たな被覆率モデルを提案している(図-2)。

a) 荒い岩床 ($L_a \ll L_b$)



b) 滑らかな岩床 ($L_a \gg L_b$)

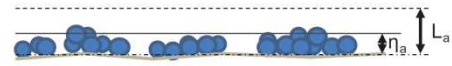


図-2 被覆率と砂礫層厚の概念図

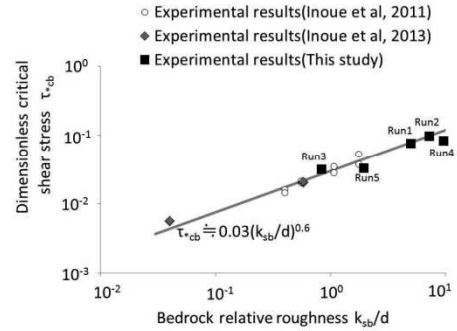


図-3 岩床等価粗度と無次元限界掃流力の関係

$$P_c = \begin{cases} \frac{\eta_a}{L} & \text{for } 0 \leq \frac{\eta_a}{L} < 1 \\ 1 & \text{for } \frac{\eta_a}{L} \geq 1 \end{cases} \quad (18)$$

ここで、 η_a は砂礫層の厚さ、 L は岩床が侵食されなくなる砂礫層厚である。

Parker ら¹⁷⁾は、粗い岩床河川を対象に L は岩床の物理的な凹凸高さ L_b に等しいと定義している。一方、田中ら¹⁸⁾は、滑らかな岩床河川を対象に L は砂礫床の物理的な凹凸高さ L_a ($= 1 \sim 2.5d$) と等しいと定義している。本モデルでは、滑らかな岩床と粗い岩床の両方に対応できるように、 $L = L_a + L_b$ と定義する。

2. 5 岩床と砂礫床の粗度

ここでは、式(7)で用いられた等価粗度高さ k_s について説明を加える。砂礫床の等価粗度高さは、一般的に粒径の1~4倍程度¹⁹⁾である。一方、岩床の等価粗度高さは、岩床表面の凹凸高さや、凹凸の配置に依存するため、砂礫床の等価粗度高さより高い場合も低い場合もある^{20) 21)}。

そこで、本モデルでは、Nelson and Seminara²²⁾や田中ら¹⁸⁾研究を基に、等価粗度高さを以下の式より与

える。

$$k_s = P_c k_{sa} + (1 - P_c) k_{sb} \quad (19)$$

ここで、 k_s はある計算格子における合成粗度高さともなされる、 P_c はその格子における被覆率、 k_{sa} は砂礫床の等価粗度高さ、 k_{sb} は岩床の等価粗度高さである。

また、無次元限界掃流力 τ_{*c} も砂礫床と岩床では異なることが指摘されている^{15) 21)}。そこで、本モデルでは、等価粗度高さと同様に、無次元限界掃流力を以下の式で与える。

$$\tau_{*c} = P_c \tau_{*ca} + (1 - P_c) \tau_{*cb} \quad (20)$$

ここで、 τ_{*ca} は砂礫床上の無次元掃流力(単一粒径の場合0.05程度²³⁾)、 τ_{*cb} は岩床上の無次元掃流力である。

著者らの実験^{15) 24)}によると、岩床上の無次元限界掃流力は以下の式で表される(図-3)。

$$\tau_{*c} = 0.03(k_{sb}/d)^{0.6} \quad (21)$$

3. 数値計算モデルの検証

3. 1 初期地形と初期被覆率

石狩川上流の露岩区間(KP160～KP163)を対象にモデルの検証を行った。初期河床は平成13年横断測量、初期岩床高は平成20年に行われた縦断的なボーリング測量より設定した。初期被覆率は、初期砂礫層厚(初期河床高と初期岩床層高の差)を用いて(18)式より設定した。

3. 2 粒径と粗度

粒径は平成8年度河床材料調査結果を基に、代表粒径程度の50mmの単一粒径で与えた。砂礫床の等価粗度高さ k_{sa} は粒径の2.5倍(1～4倍¹⁹⁾の中央値)、岩床の等価粗度高さ k_{sb} は、石狩川で行われた岩床侵食の現地実験を基に、30mmとした¹⁵⁾。

軟岩ベネトロ計(丸東製作所 SH-70)を用いて、石狩川露岩区間の一軸圧縮強度を調査したところ、平均1.2MPaであった(図-4)。この値を(17)式に代入し、摩擦係数 β を決定した。なお、 β_c は0.007を用いた。

石狩川露岩区間において、岩床の凹凸高さ L_b の計測を行った。計測方法は、2本のアルミスタッフを直角に交差させ、岩床凹凸の最も低い箇所と最も高い箇所の差を計測した。計測箇所と地点数は、河口から160.2km左岸水際で8地点、河口から162.0km左岸水際で6地点、河口から162.0km右岸水際で10地点であ



図-4 岩床の強度および凹凸高さの計測状況

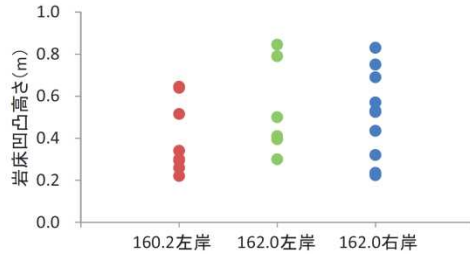


図-5 岩床凹凸高さの計測結果

る(図-4)。この結果、計測した岩床凹凸の最小値は22cm、最大値84.5cm、平均値は48.2cmであった(図-5)。

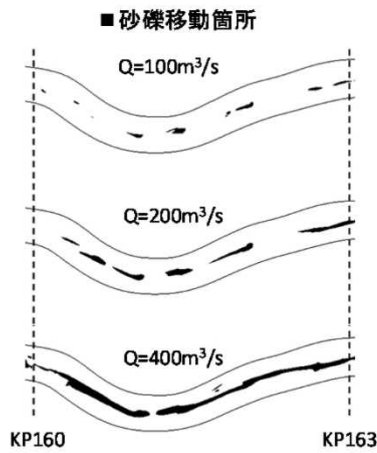
岩床の凹凸高さ L_b は、計測結果の平均値程度50cm(=10d)とし、岩床が侵食されなくなる砂礫層厚 L は、 L_b に砂礫床の凹凸高さ L_a (=2.5d¹⁸⁾)を加えた12.5dとした。

3. 3 計算流量と上下流端の境界条件

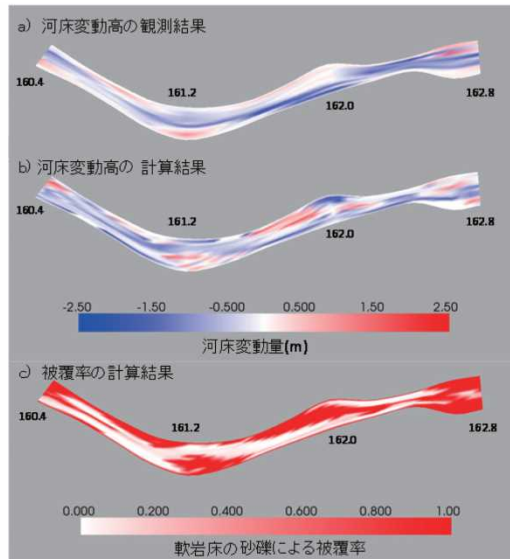
平面2次元計算の場合、流砂が移動しないような低流量時まで含めて計算を行うと、計算時間が膨大になる。そこで、あらかじめ流量100m³/s、200m³/s、400m³/sの流れ場のみを計算し、その結果を基に無次元掃流力と無次元限界掃流力を算出し、どの流量から流砂が移動し始める(無次元掃流力>無次元限界掃流力)か確認した。

図-6によると、200m³/s以下の場合、流砂移動箇所は、縦断方向に断続的である。岩床からは砂礫は発生しないため、KP163上流の礫床区間から給砂される砂礫が、岩床上を縦断方向に連続的に移動しないと、軟岩はほとんど侵食されない。そこで、本研究では、永山流量観測所(KP164)で観測された、平成13年から平成18年までの時刻流量のうち流砂が連続的に移動する400m³/s以上の流量を対象とした。

助走区間は上下流に3kmずつ設定し、助走区間下流端において等流起算とする。また、研究区間の上流区間(河口から164km～166km)は露岩しておらず、砂礫層厚は10m以上あり、近年変動は少ないため、助走



図－6 流量毎の砂礫移動箇所

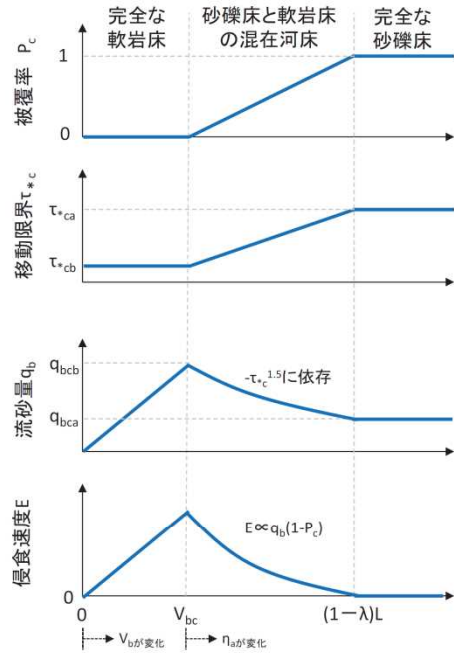


図－7 観測結果と計算結果の比較(低水路のみ表示)

区間上流端において動的平衡状態を仮定する。

4. モデルの検証結果

図－7 a) b)は、観測結果と計算結果のトータルの河床変動高の比較である。ここで、観測結果は平成13年横断測量結果と平成18年横断測量結果の差である。観測結果によると、河床は流下方向に筋状に低下し、細い滞筋が形成されている。計算結果においても、滞筋が形成され、その侵食深も概ね一致している。この



格子における単位面積あたりの砂礫体積 $[=V_b + (1-\lambda)\eta_a]$

図－8 格子における砂礫量に対する被覆率、移動限界、流砂量、侵食速度の概念図(τ_* 一定の場合)

ことから、本モデルによって、岩床侵食に伴う滞筋形成を再現可能なことが確認された。

図－7 c)に、被覆率の計算結果を示す、これによると、滞筋に沿って被覆率の低い箇所が連続している。このように、岩床が露出しやすい区間とその割合を予測できる点が、本研究モデルのメリットである。

5. 考察

5. 1 被覆率と岩床侵食

被覆率 P_c を考慮したことにより、砂礫の移動限界 τ_{*c} [(20)式]、飽和流砂量 q_{bc} [(11) (12)式]、流砂量 q_b [(10)式]、侵食速度 E [(16)式] も、格子における砂礫体積(すなわち、 $V_b + (1-\lambda)\eta_a$)によって変化する。図－8は、無次元掃流力 τ_* を一定とした場合の、砂礫体積に対する被覆率、移動限界、流砂量、侵食速度を示している。

図－8のように被覆率によって、岩床の侵食速度がピークを持つ形で変化することは、Sklar and Dietrich¹⁾の実験によって明らかにされている。本研究の数値計算モデルは、既往モデル^{26) 27)}と異なり、岩床侵食に対

する砂礫被覆の影響を含んでいる点に新規性を有する。

また、図-8のように岩床の粗度 k_{sb} が砂礫床の粗度 k_{so} より小さい場合、被覆率 P_c が減少するにつれ飽和流砂量 q_{bc} は増加する。つまり、岩床上の砂礫が流出しやすくなる。したがって、岩床の粗度 k_{sb} が砂礫床の粗度 k_{so} より小さい河川では、一度岩盤が露出すると(被覆率が1を下回ると)加速度的に露岩面積が増加(被覆率が低下)する危険性があるので注意が必要である。

5. 2 本モデルの汎用性と適用限界

これまで、Chatanantavet and Parker²⁾の岩床侵食式 [(16)式] では、摩耗係数 β を感度分析的に求めるしか無かったが、本モデルでは、この摩耗係数 β を衝突する粒径と岩床強度の関数として与えている [(17)式]。この結果、本モデルは、粒径や岩床強度の異なる様々な岩床河川に適用可能となっている。ただし、[(17)式] の定数 β_c の値(0.007)は、石狩川の現地実験のみから得られた値である。Johnson and Whipple らの実験³⁾や及川らの実験²⁷⁾もふくめて β_c を逆算すると、0.007 ~ 0.5 と幅を持つ。このことから、摩耗係数 β は粒径や強度以外の要素にも依存する可能性があるため、今後実験サンプル数を増やして分析を続けていく必要がある。

また、本モデルは、流砂の衝突に伴う岩床侵食のみを対象としており、流水のせん断力や、浮遊砂の衝突による岩床摩耗は考慮されていない。多くの場合、流水や浮遊砂による侵食は、掃流砂による侵食よりもかなり小さいが¹⁾、岩質がとてつもない弱い岩床河川では、流水や浮遊砂の作用を無視できない場合もあるので、注意が必要である。さらに、岩盤の強度は、乾湿や凍結融解の繰り返しによって低下することが知られている。今後は、風化・侵食現象も踏まえたモデル開発が求められる。

6. 結論

本研究では、岩床侵食と砂礫被覆を考慮した河床変動計算モデルを構築し、石狩川上流の露岩区間を対象に、モデルの妥当性の検証を行った。この結果、岩床侵食に伴う滲筋形成と露岩箇所を精度良く再現可能なことが確認された。

本モデルは、粒径や岩床強度の異なる様々な岩床河川に適用できる高い汎用性も有しており、既に石狩川と無加川の露岩区間の将来予測と対策検討にも利用されており、岩床河川の維持管理を検討する上で、有用性の高いツールと考えられる。

謝辞：本研究にあたっては、多くのご意見を賜りました。泉教授(北海道大学)、パーカー教授(イリノイ大学)には粗度変化の定式化について、清水教授(北海道大学)には数値計算方法について、濱木氏、清家氏(開発工営)、旭氏(RIC)、川村氏(CERI)には計算流量の設定と現地調査についてそれぞれご協力頂きました。また、北海道開発局旭川開発建設部からは貴重な実験データや観測データをたくさん提供して頂きました。ここに記して深く感謝の意を表します。

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) 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.
- 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, 第17巻, pp.77-82, 2011.
- 5) Shimizu, Y. and Itakura, T. : Calculation of bed variation in alluvial channels, J. Hydraul. Eng., 115, 367-384, 1989.
- 6) 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, Vol.48, 1057-1062, 2004.
- 7) 芦田和男, 道上正規 : 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第206号, 59-69, 1972.
- 8) Meyer-Peter, E. and Müller, R. : Formulas for bed-load transport, Proc. 2nd Congress IAHR, Stockholm, Sweden, 1948.
- 9) Fernandez Luque, R., and van Beek, R. : Erosion and transport of bed-load sediment, J. Hydraul. Res., 14, 127-144, 1976.
- 10) Wong, M. and Parker G. : Re-analysis and correction

- of bedload relation of Meyer Peter and Müller using their own database. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 132, pp. 1159-1168, 2006.
- 11) Hasegawa, K.: Universal bank erosion coefficient for meandering rivers, *J. Hydraul. Eng.*, 115(6), 744-765, 1989.
 - 12) Mosselman, E., and Crosato, A.: Discussion of "Universal Bank Erosion Coefficient for Meandering Rivers" by Kazuyoshi Hasegawa (June, 1989, Vol.115, No.6), *J. Hydraul. Eng.*, 117(7), 942-943, 1991.
 - 13) Engelund, F.: Flow and Bed Topography in Cannel Bends, *Jour. of Hydraulic Div., ASCE*, Vol.100, HY11, 1631-1648, 1974.
 - 14) Egashira, S., and Ashida, K.: "Unified View of the Mechanics of Debris Flow and Bed Load," *Advances in Micromechanics of Granular Materials* (Shen H. H. et al. Eds), Elsevier, 391-400, 1992.
 - 15) 井上卓也, 村上泰啓, 伊藤丹, 数馬田貢: 流砂による軟岩侵食と岩の物性値の関係, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.69, No.4, I_1039-I_1044, 2013.
 - 16) 軟岩河川の侵食特性調査マニュアル(案), 独立行政法人 土木研究所 寒地土木研究所 寒地河川チーム, 2013.
 - 17) 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 International Symposium on River Sedimentation*, ISRS, 615-622, 2013..
 - 18) 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.
 - 19) Kamphius, J. W.: Determination of sand roughness for fixed beds, *J. Hydraul. Res.*, 12, 193-203, 1974.
 - 20) Chatanantavet, P. and Parker, G.: Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion, *J. Geophys. Res.*, 114, F04018, 2009.
 - 21) Chatanantavet, P., Whipple, K. X., Adams, M., and Lamb, M. P.: Experimental study on coarse grain saltation dynamics in bedrock channels, *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 2013.
 - 22) Nelson, P. A., and Seminara, G.: A theoretical framework for the morphodynamics of bedrock channels, *Geophys. Res. Lett.*, 2012.
 - 23) 岩垣雄一: 限界掃流力の流体力学的研究, 土木学会論文集, 第41号, 1-21, 1956.
 - 24) 井上卓也, 伊藤丹: 軟岩河床における粗度, 無次元限界掃流力と飽和流砂量の関係, 第68回土木学会年次講演会報告集, II -072, 2013.
 - 25) Turowski, J. M.: Stochastic modeling of the cover effect and bedrock erosion, *Water Resour. Res.*, 45, W03422, 2009.
 - 26) 井上卓也, 渡邊康玄, 齋藤大作, 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, 第15巻, 321-326, 2009.
 - 27) 及川森, 岩崎理樹, 山口里実, 清水康行, 井上卓也: 河床における岩盤上の流砂の集中度合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 (水工学), Vol.68, No.4, I_949-I_954, 2012.



井上 卓也*
INOUE Takuya

寒地土木研究所
寒地水圏研究グループ
寒地河川チーム
研究員
博士(工学)
技術士(建設)



船木 淳悟**
FUNAKI Jungo

寒地土木研究所
寒地水圏研究グループ
寒地河川チーム
上席研究員

参考3 侵食速度試験手法

平成 25 年度 石狩川上流外岩盤河床浸食特性調査業務報告書より引用

3.2 浸食速度試験

(1) 試験装置

浸食速度試験は、既往論文 Sklar and Dietrich (2001)で使用されたアブレーションミルと同様の機能を有する試験装置を製作し、実施した。装置の製作にあっては、既往報告書「平成 23 年度 河床軟岩浸食度調査業務」(独立行政法人 寒地土木研究所)と同様の規格とした(図 3.5)。アブレーションミルの本体は、アクリルパイプ、アクリル板、ステンレス鋼で構成されている。

動力源、攪拌用のプロペラおよび研磨材についても、上記の「平成 23 年度 河床軟岩浸食度調査業務」に基づき、下記の仕様のものを採用した。

- ・動力源 デジタル表示付き可変モータ(AC100V、10~1,200rpm)
- ・攪拌用プロペラ 直径 70mm 十字字型
- ・研磨材 天然石(観賞魚水槽用敷礫、垂角礫、礫種は雑多)
篩のメッシュ 7mm 通過、5mm 非通過の礫 150g(図 3.6)

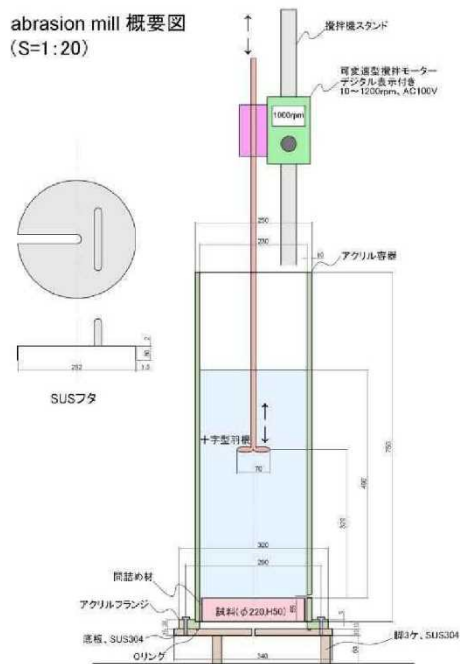


図 3.5 試験装置 (アブレーションミル)

(2) 試験方法

- 1) 試験装置 (アブレーションミル) の下端に供試体をセットし、水と研磨材を投入。供試体を固定するため、パイプと供試体の間にウレタンスポンジ等の間詰め材を使用。
- 2) 所定の回転数で研磨材の礫が適度に回転するように供試体上端からプロペラまでを 150mm、液面までを 400mm としてプロペラを回転。回転数は 1,000rpm。

- 3) 単位時間あたりの浸食量に応じ最大 72 時間まで試験を継続。浸食条件が試験開始時と終了時で極端に変わらないように、浸食量の上限の日安を 100g 程度として試験時間を調節。



図 3.6 研磨材

(3) 浸食量測定

浸食量の測定は、重量変化を指標とした。

重量変化は、試験前後の湿潤状態について電子天びん(新光電子、AJ-6200JS、図-4.2.3)で測定して求めた。最大ひょう量 6,200g、最小指示値 0.01g。

試験前の測定は、供試体保管用の水槽から取り出しタオルで表面の水分を除去後、供試体内部の含水状態が変化しないよう直ちに実施した。また、試験後も、浸食速度試験装置から取り出した後、同様の手順で実施した。



図 3.7 電子天びん

また、試料の一部については、表面形状を三次元レーザースキャナー(DAVID LASERSCANNER、ウェブカメラ、レッドレーザーで構成、図 3.8)で測定した。



図 3.8 三次元レーザースキャナー

参考4 全道岩盤調査結果一覧

北海道開発局によって、平成 25 年度に実施された道内河川の岩盤侵食特性の調査結果を以下に示す。

調査箇所図を図 7 に、岩石試料の位置及び原位置試験項目を表 1 に、各調査地点の詳細地図と露岩状況等の写真を図 8～図 25 に、調査結果一覧表を表 2、表 3 に、それぞれ示す。

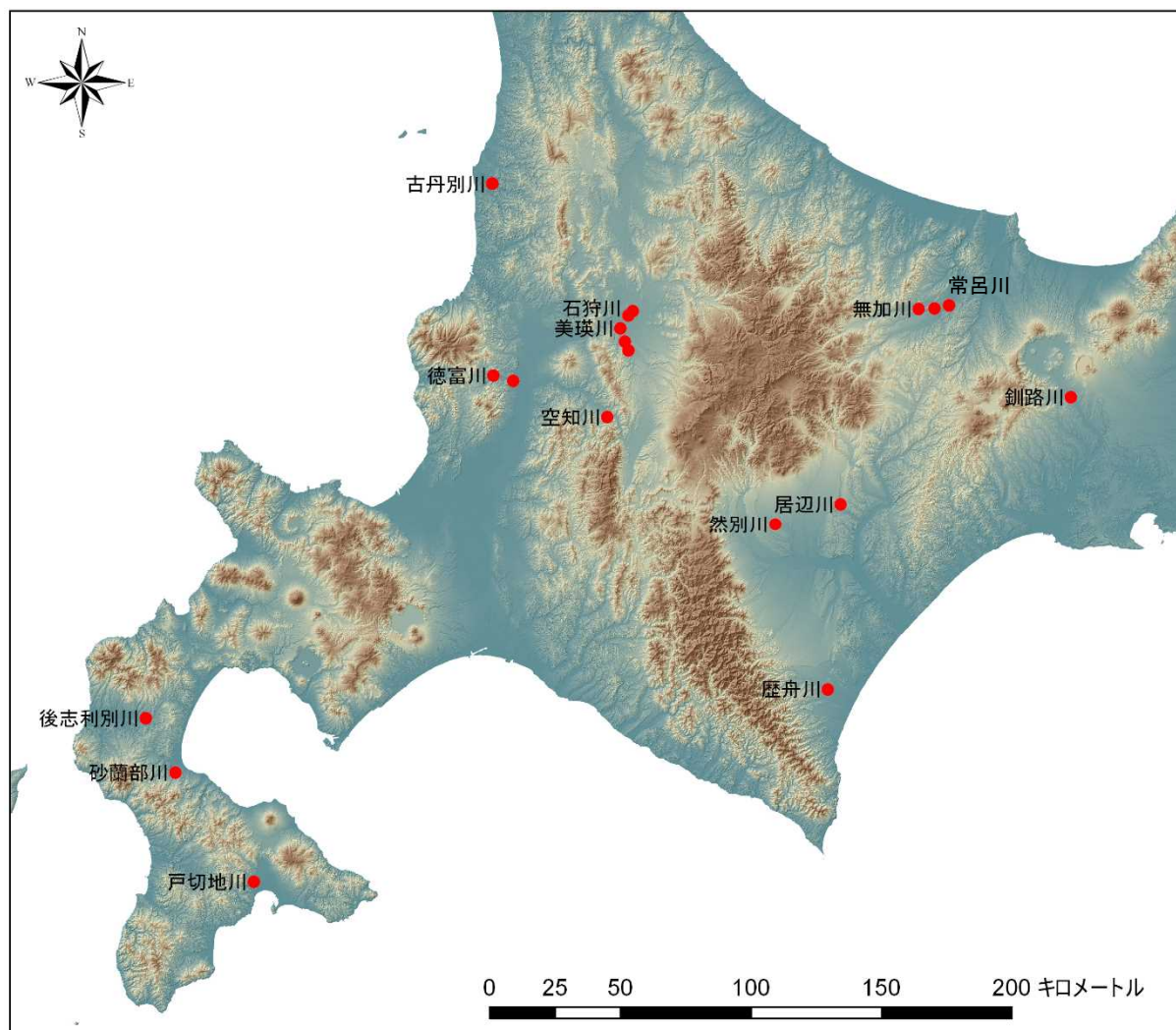


図 7 試料採取地点案内図

表 1 岩石試料の位置及び原位置試験項目

河川名	試料名	岩種(予定)	岩種(変更)	緯度			経度			原位置試験※		
				度	分	秒	度	分	秒	針貫入	土壌硬度	シュミット
空知川	So	砂岩	砂岩	43	26	48.8	142	16	36.5	○		○
徳富川	Top I	泥岩	砂岩	43	35	38.8	141	44	26.5	○	○	○
	Top II	砂岩	砂質泥岩	43	34	30.0	141	49	57.4	○	○	○
後志利別川	Shir	泥岩	泥岩	42	24	40.0	140	6	31.1	○	○	○
戸切地川	Heki	砂岩	泥岩	41	51	9.2	140	36	52.1	○	○	○
砂蘭部川	Sara	砂岩	砂岩	42	13	29.2	140	14	51.3	○	○	○
釧路川	Ks	泥岩	泥岩	43	28	10.2	144	28	20.8	○	○	
然別川	Sk	泥岩	シルト岩	43	3	52.0	143	3	29.4	○	○	
居辺川	Or	シルト岩	シルト岩	43	7	42.8	143	22	10.1	○	○	
常呂川	Tw	礫岩	礫岩	43	48	2.2	143	54	41.4			○
無加川	Ms	シルト岩	シルト岩	43	47	31.5	143	46	0.3			○
	Mh	シルト岩	シルト岩	43	47	32.4	143	50	30.5	○		
古丹別川	Kota I	礫岩(硬質)	砂岩	44	15	14.0	141	44	33.8	○	○	
	Kota II	礫岩(軟質)	砂岩	44	15	14.0	141	44	34.2	○	○	
歴舟川	Rek	シルト岩	シルト岩	42	29	30.7	143	17	4.2	○	○	
石狩川	Is I	砂岩	砂岩	43	47	39.0	142	23	2.0	○	○	
	Is III	泥岩	泥岩	43	48	33.0	142	24	20.0	○	○	
美瑛川	Bi I	礫岩	礫岩	43	45	4.0	142	20	47.0	○	○	
	Bi II	弱溶結凝灰岩	弱溶結凝灰岩	43	42	21.0	142	21	56.0	○	○	
	Bi III	中溶結凝灰岩	中溶結凝灰岩	43	40	29.0	142	22	56.0	○	○	

※ 針貫入: 針貫入試験
土壌硬度: 土壌硬度試験
シュミット: シュミット式ハンマー試験

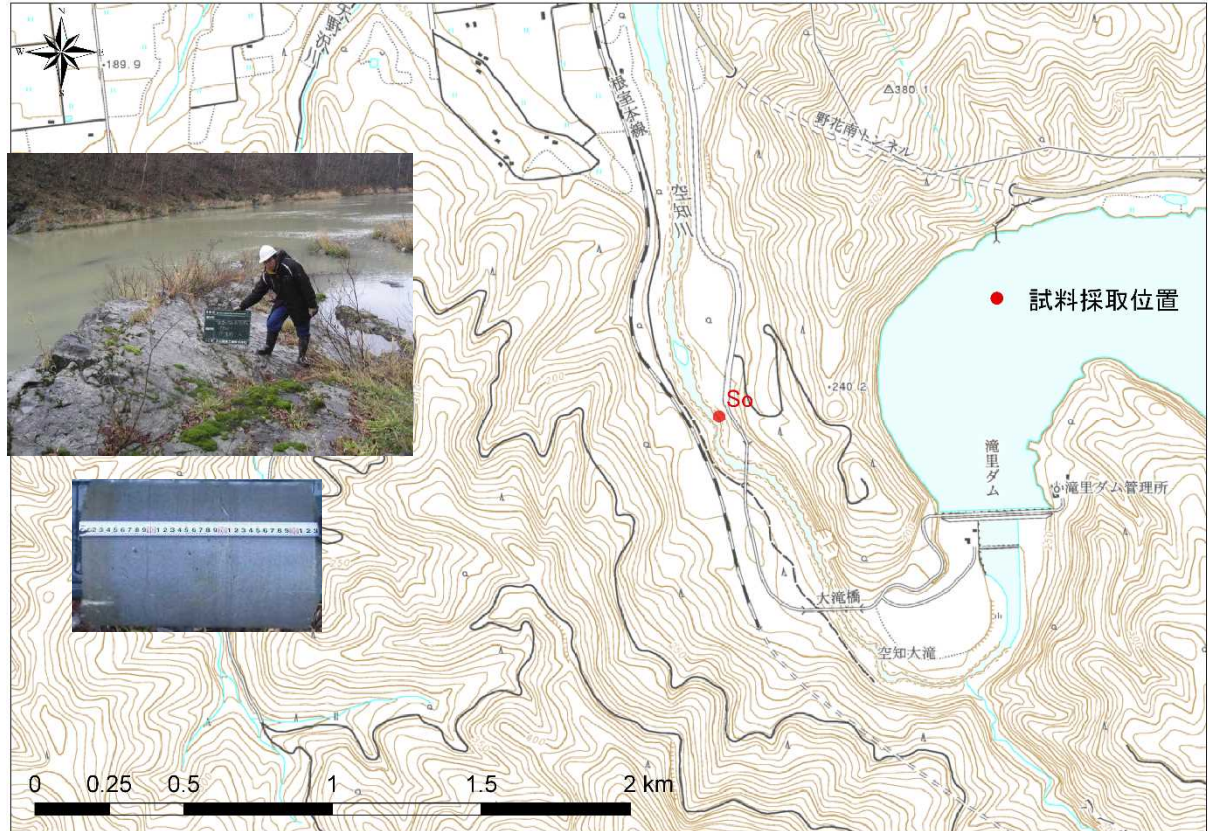


図 8 空知川の試料採取地点 (So 地点) の状況

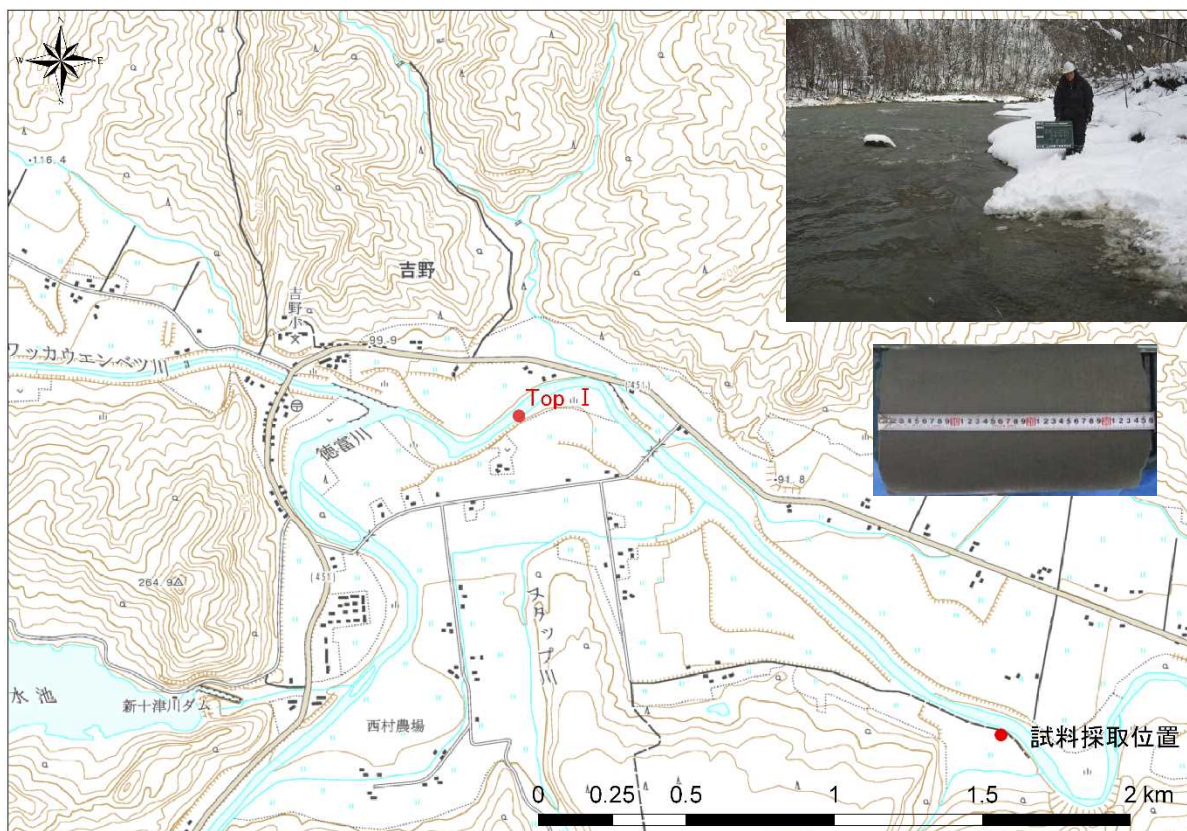


図9 徳富川の試料採取地点(Top I 地点)の状況

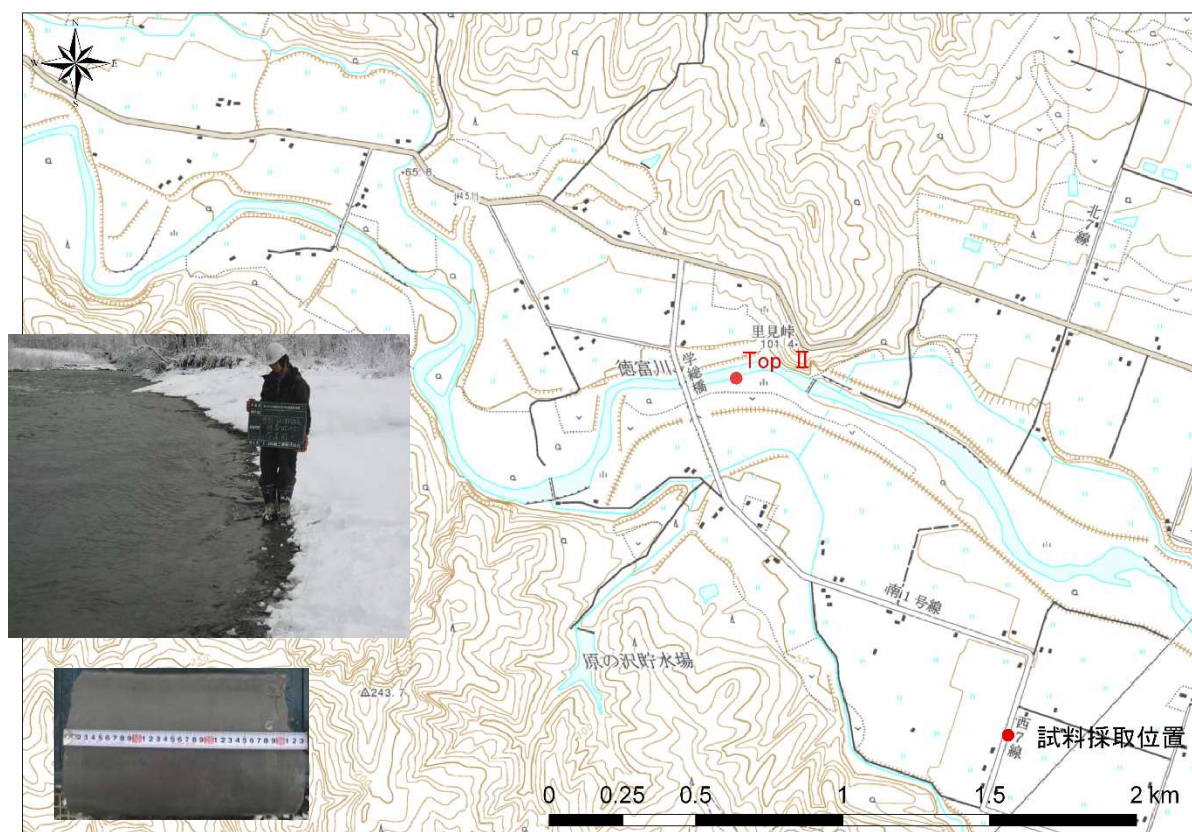


図10 徳富川の試料採取地点(Top II 地点)の状況

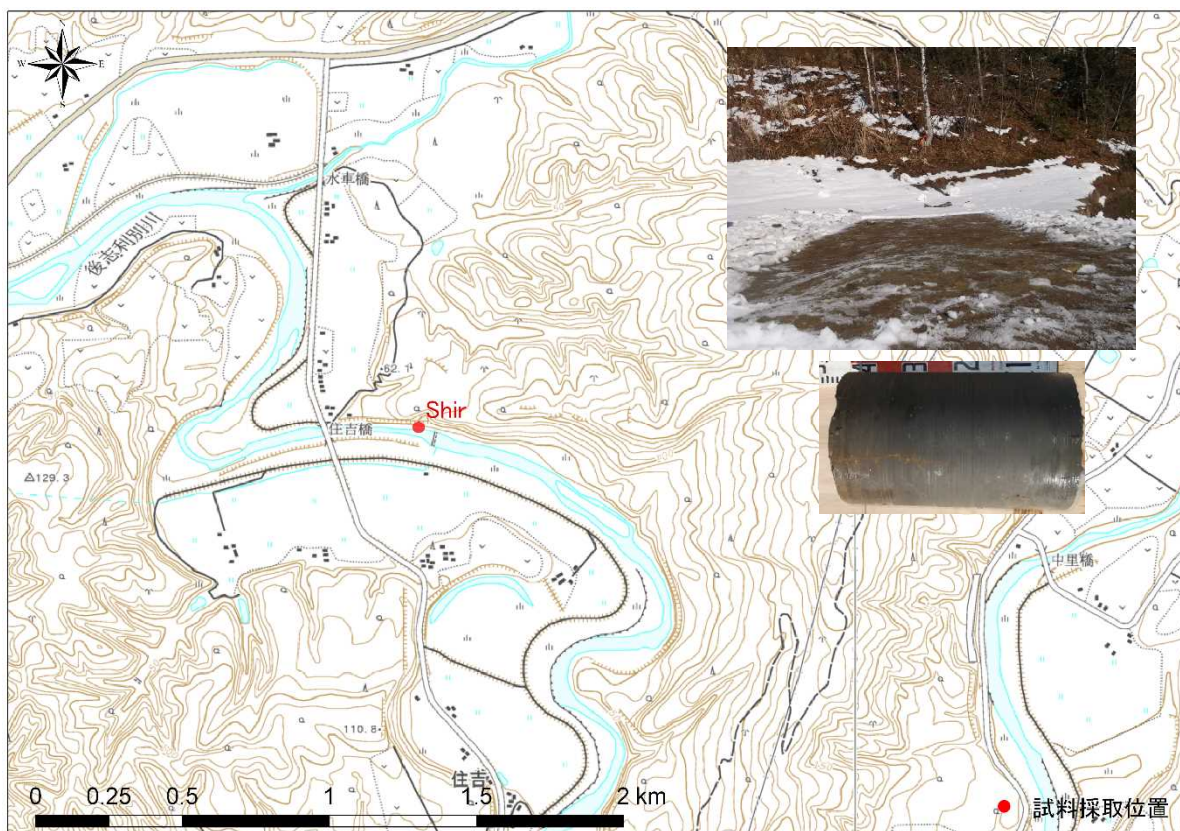


図 11 後志利別川の試料採取地点（Shiri 地点）の状況

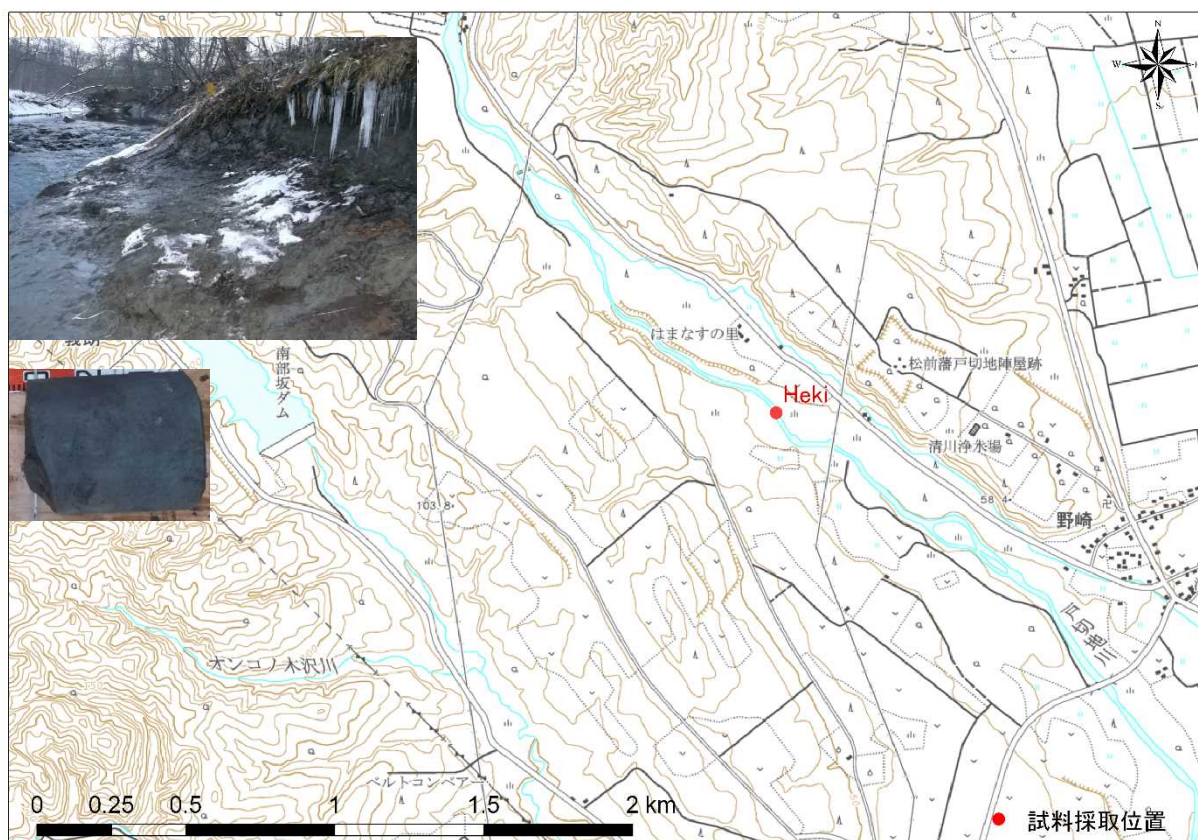


図 12 戸切地川の試料採取地点（Heki 地点）の状況

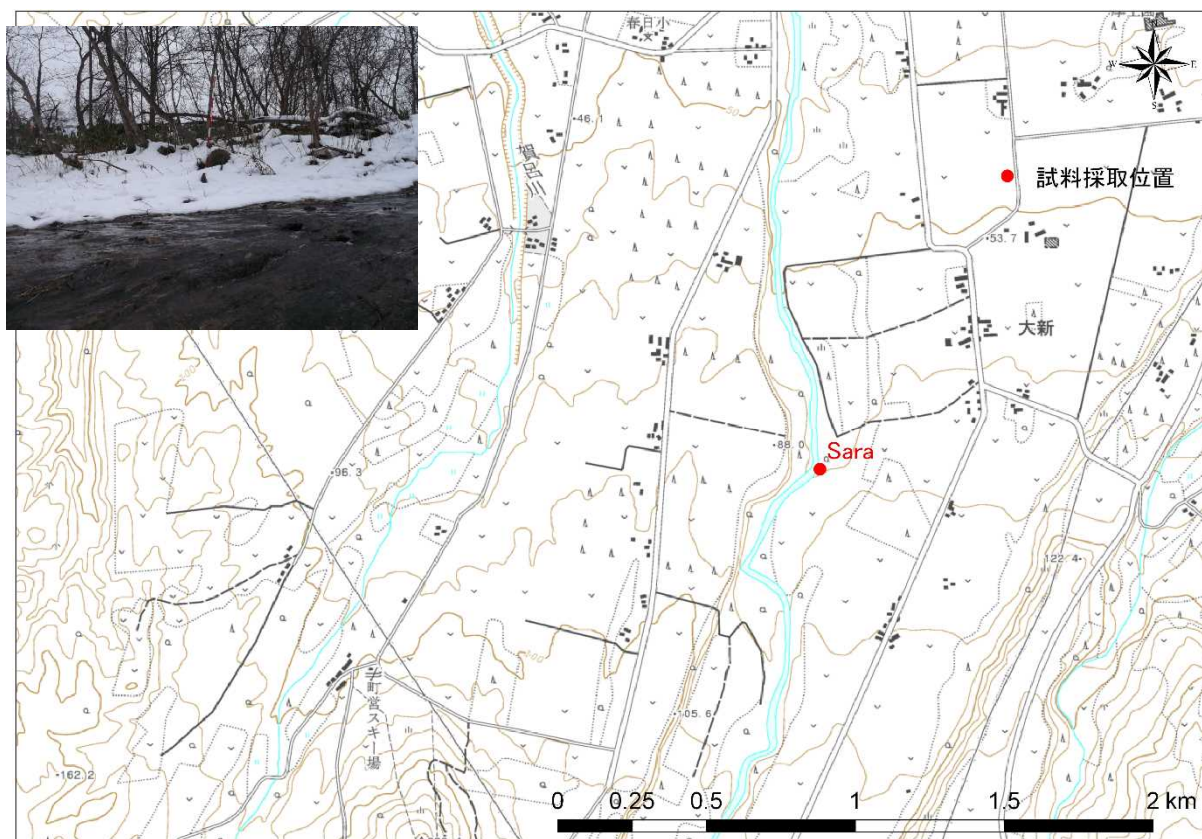


図 13 砂蘭部川の試料採取地点（Sara 地点）の状況

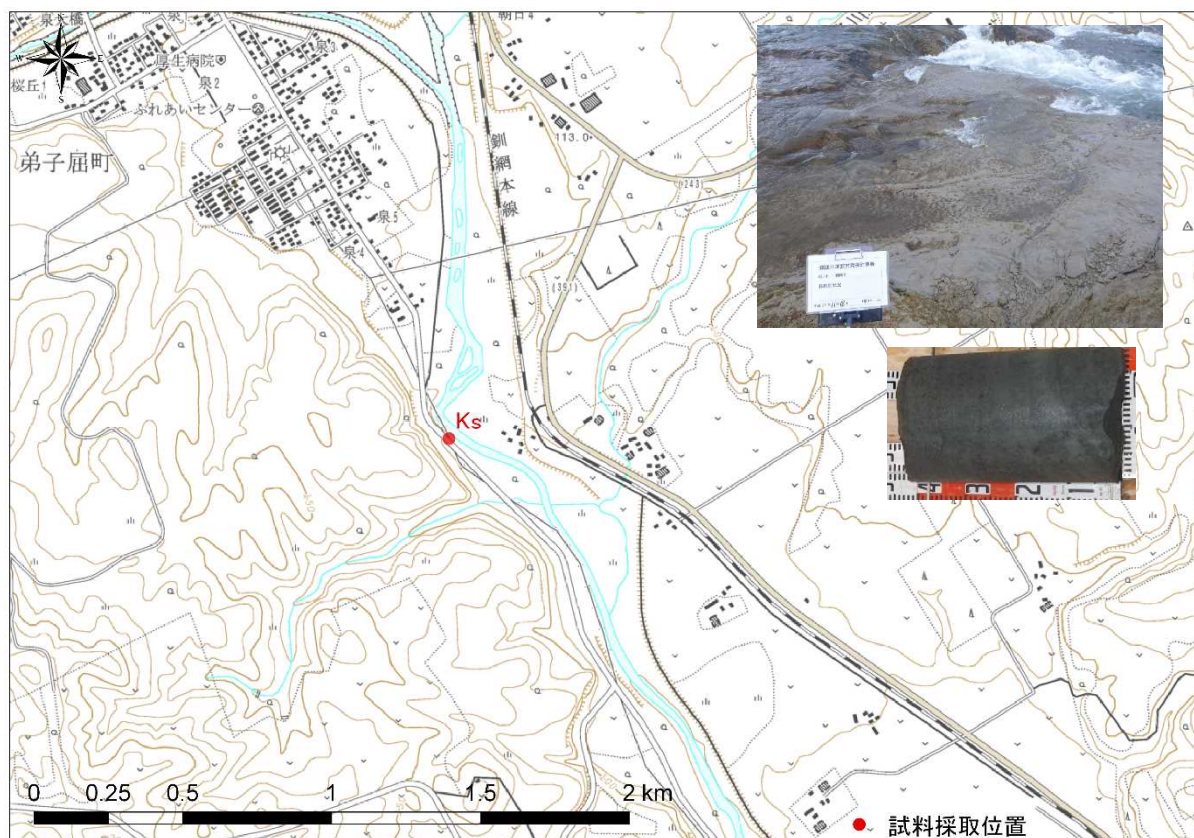


図 14 釧路川の試料採取地点（Ks 地点）の状況



図 15 然別川の試料採取地点（Sk 地点）の状況

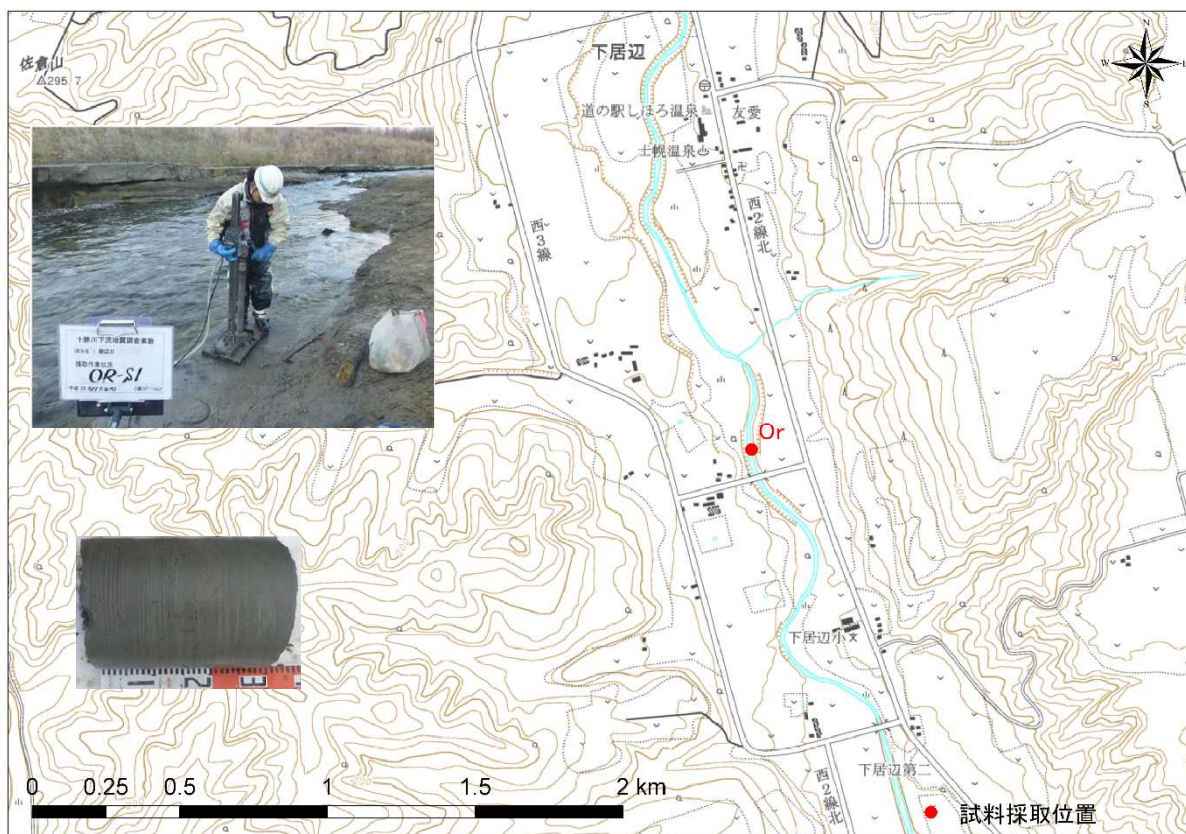


図 16 居辺川の試料採取地点（Or 地点）の状況

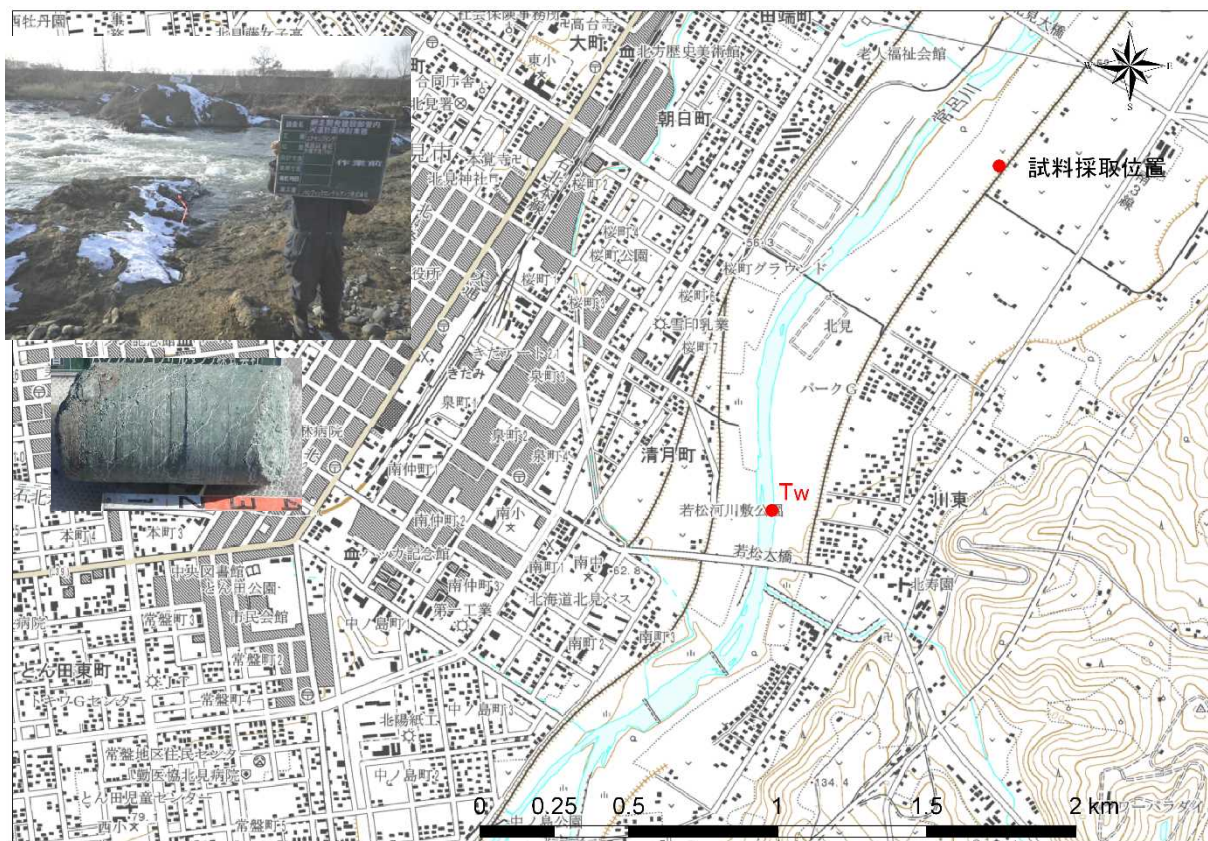


図 17 常呂川の試料採取地点（Tw 地点）の状況

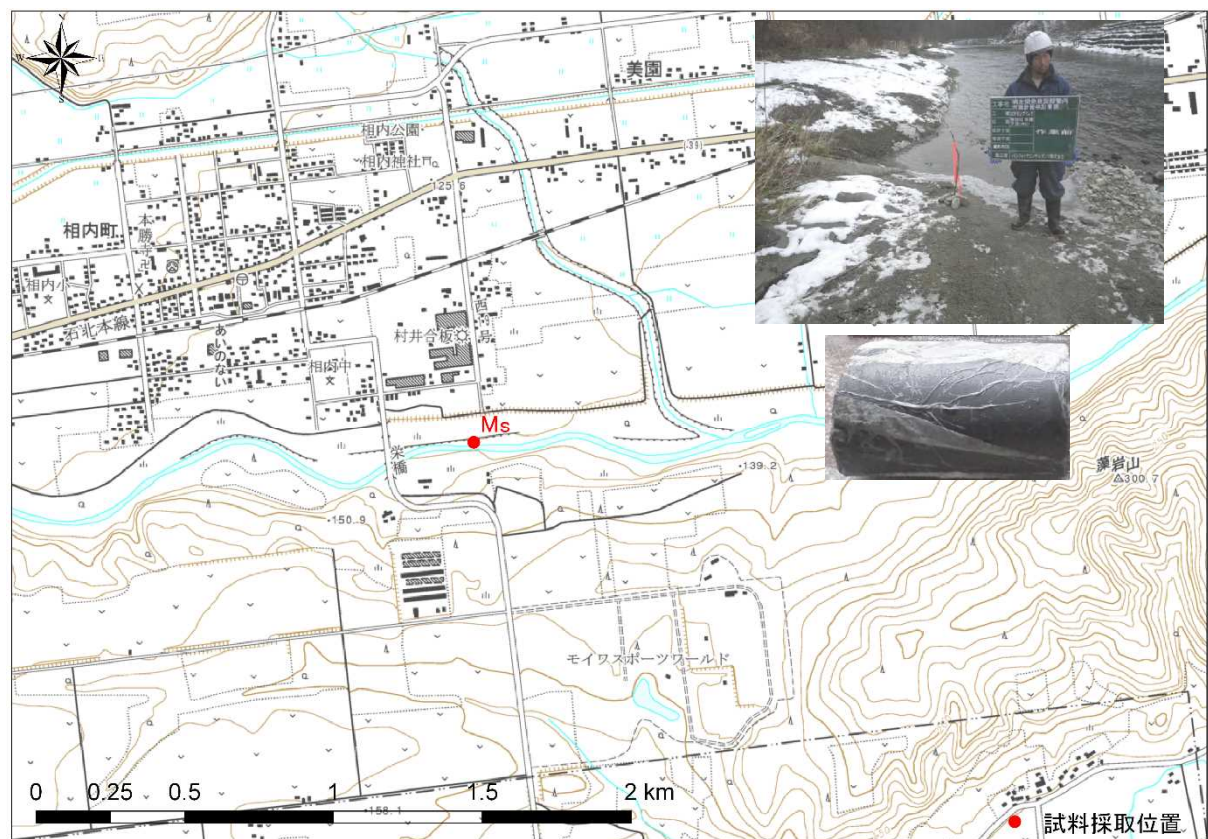


図 18 無加川の試料採取地点（Ms 地点）の状況

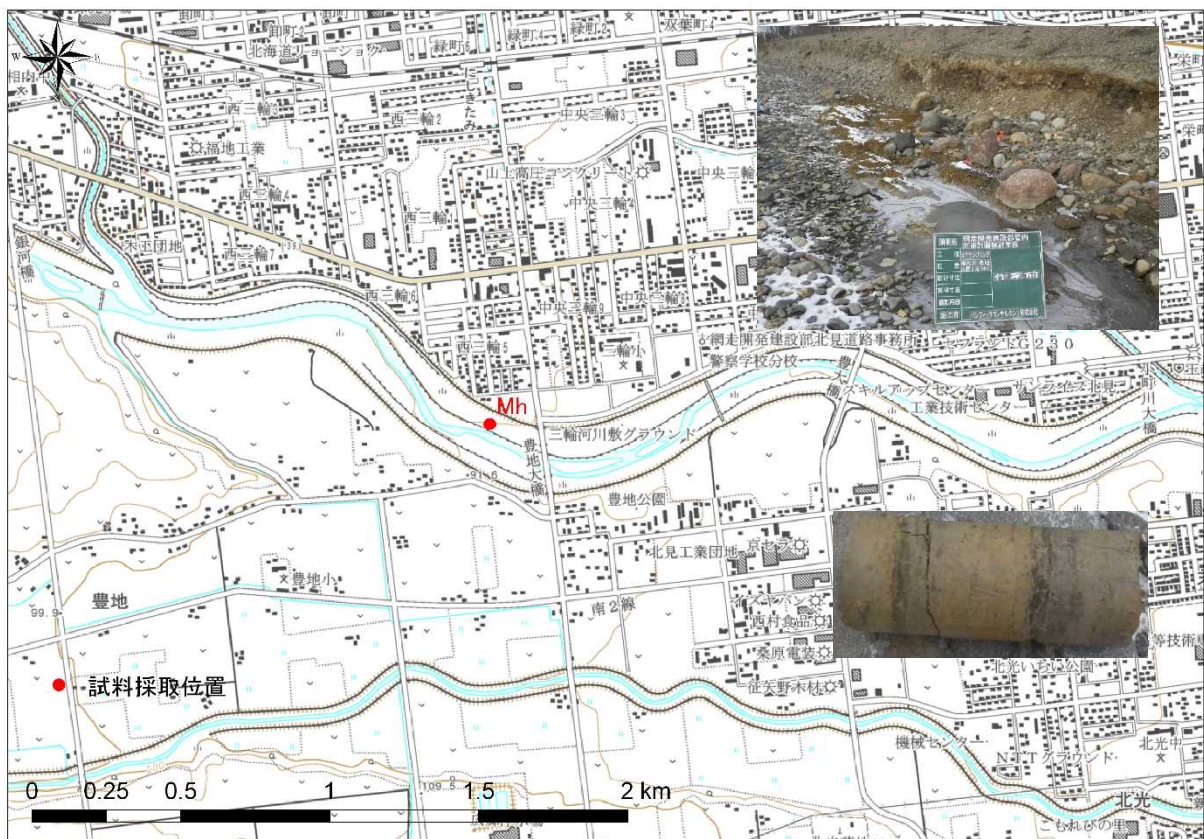


図 19 無加川の試料採取地点（Mh 地点）の状況

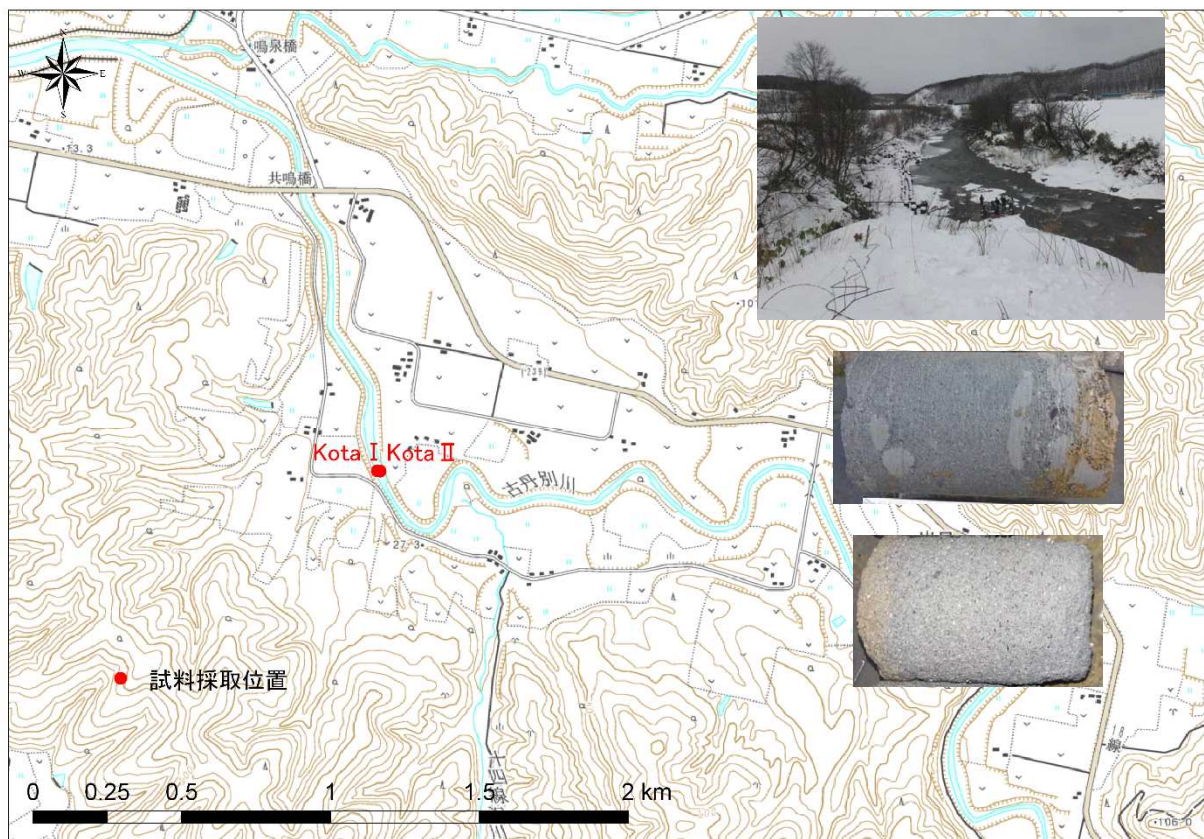


図 20 古丹別川の試料採取地点（KotaI と KotaII 地点）の状況

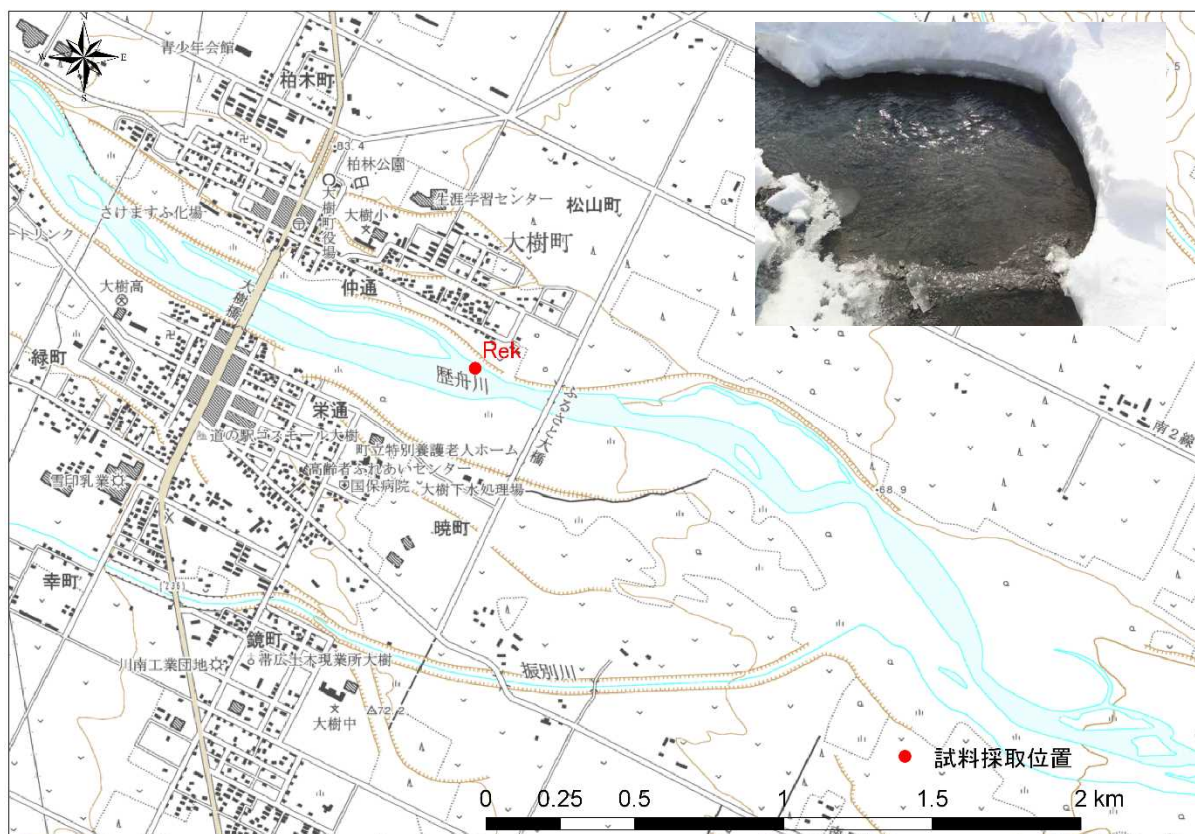


図 21 歴舟川の試料採取地点（Rek 地点）の状況

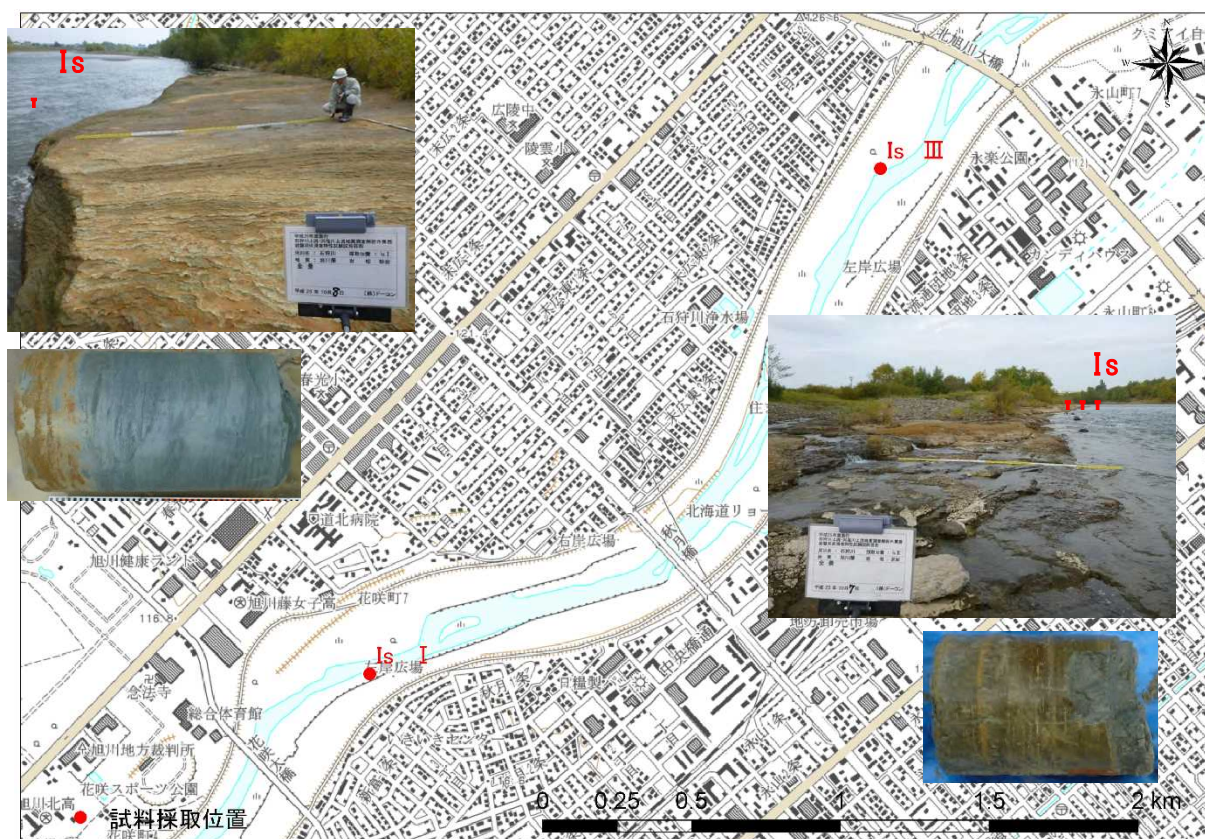


図 22 石狩川の試料採取地点（Is I と Is III 地点）の状況

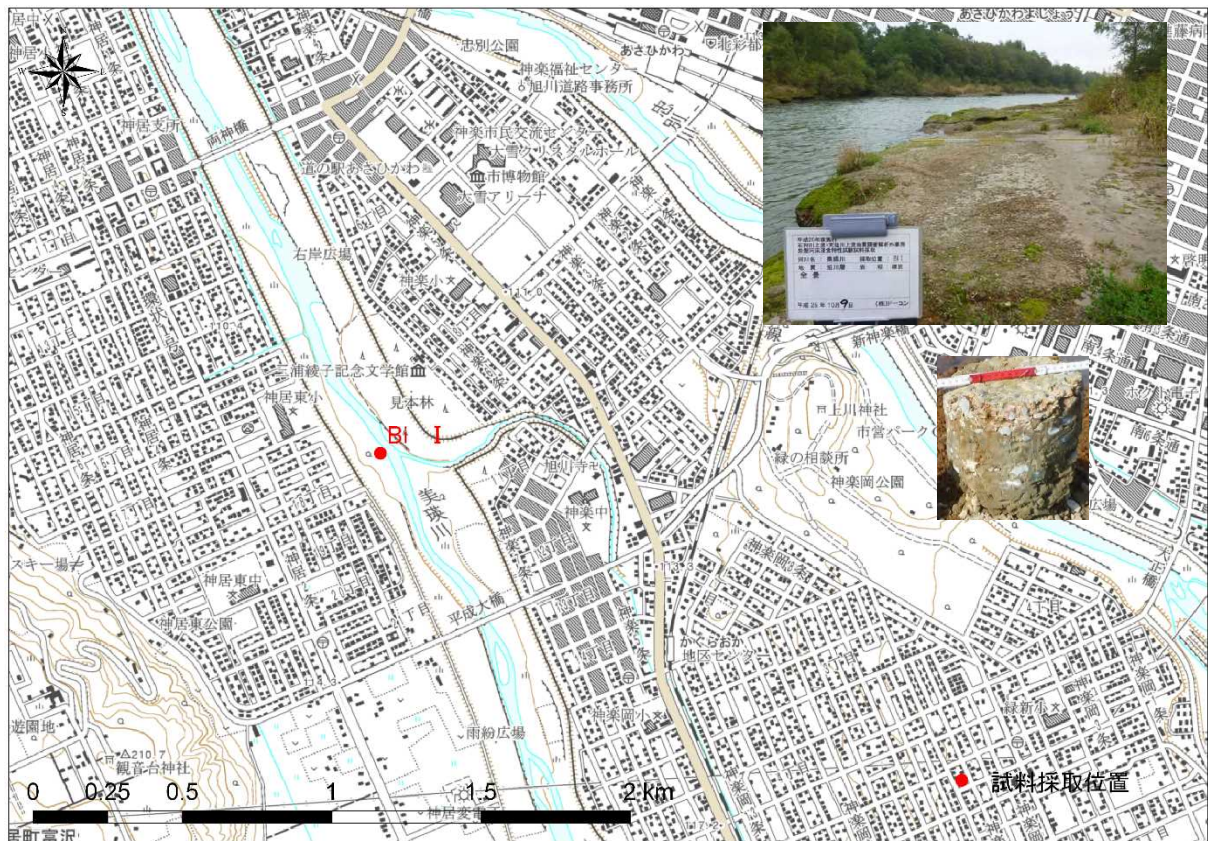


図 23 美瑛川の試料採取地点 (Bi I) の状況

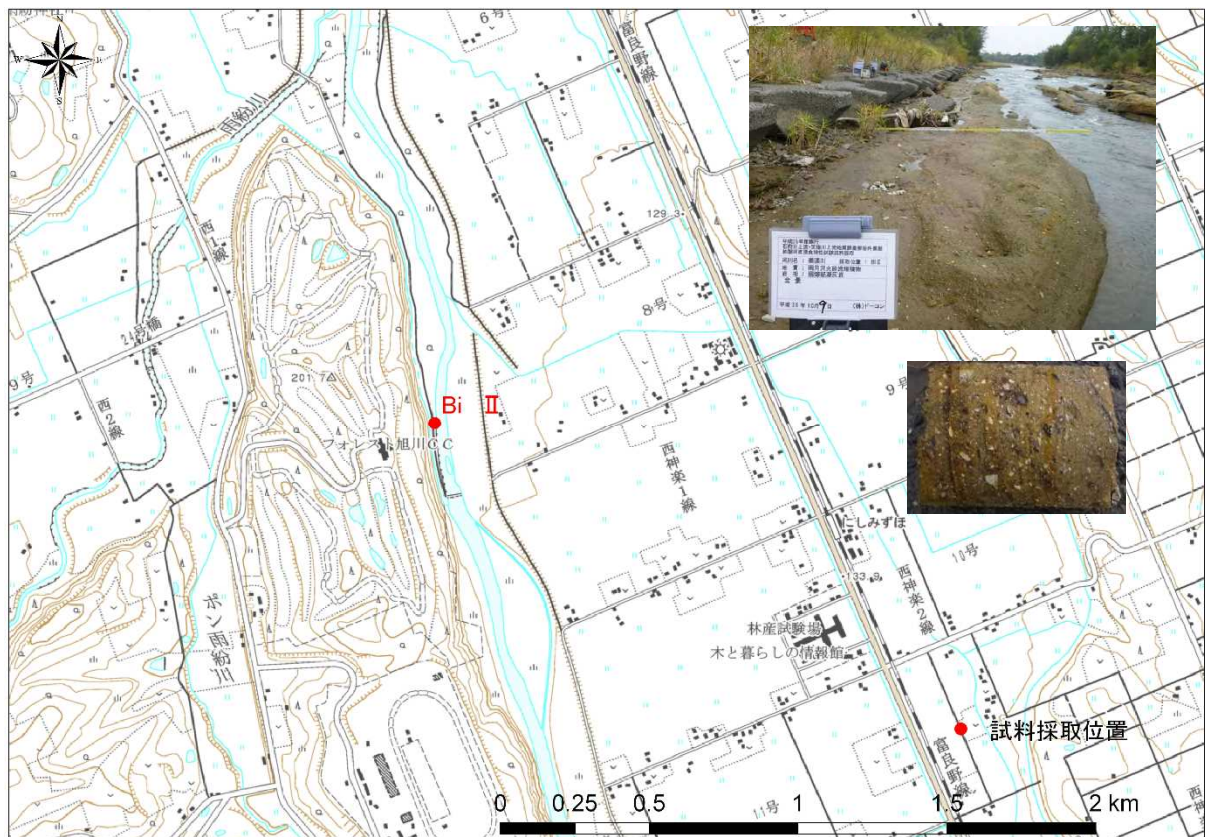


図 24 美瑛川の試料採取地点 (Bi II) の状況

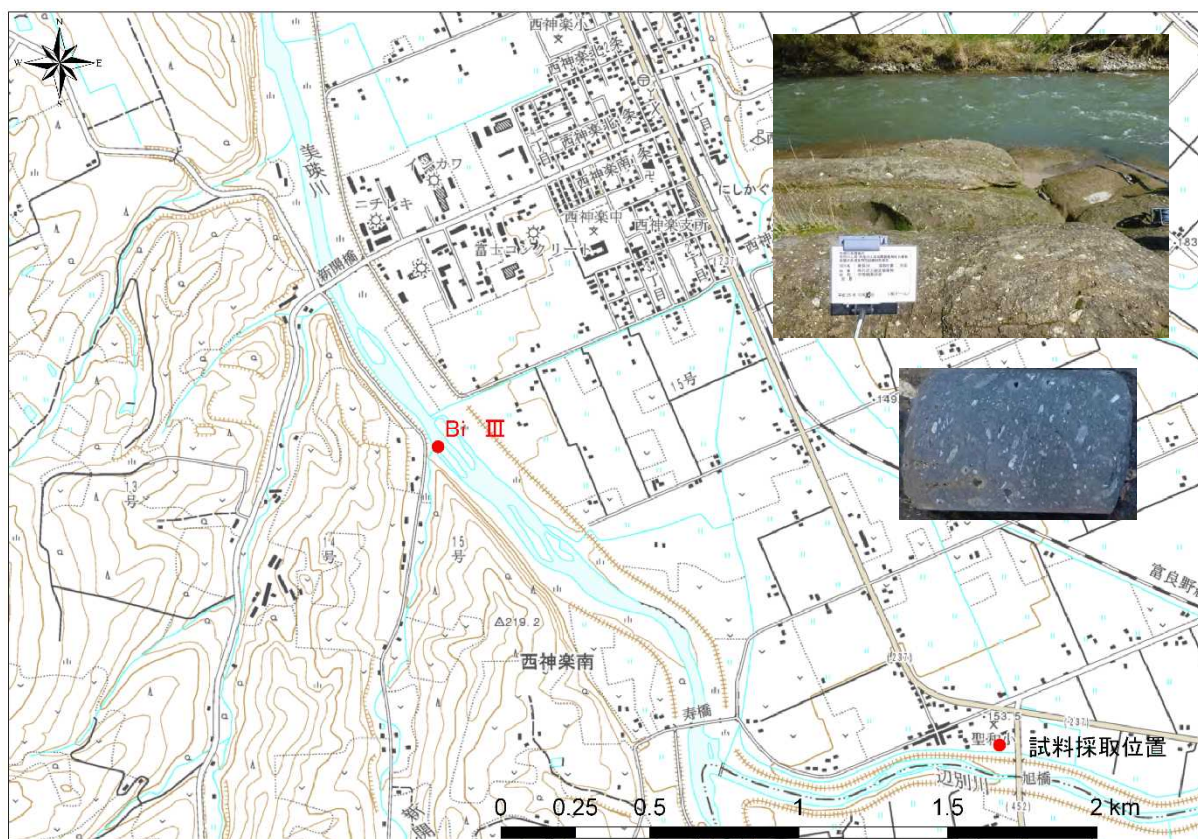


図 25 美瑛川の試料採取地点 (Bi III) の状況

表 2 現況試料の検討データ一覧

河川名	試料名	岩種	湿潤密度 (g/cm3)	乾燥密度 (g/cm3)	飽和密度 (g/cm3)	吸水率 Wa (%)	有効 間隙率 (%)	含水比 (%)	吸水増加率 (%/回)		一軸圧縮 強度 (Mpa)	変形係数 (Mpa)	圧裂引張 強度 σ _T (Mpa)	浸食速度		ハンマー 反発度	指標硬度 (mm)	針貫入 勾配 Np(N/mm)
									110℃	20℃				(g/h)	(cm/h)			
空知川	So	砂岩	2.60	2.55	2.60	1.91	4.87	1.87	0.16	0.08	50.03	8580	2.96	0.04	4.41E-05	41.7	40	159.9
徳富川	Top I	砂岩	2.15	1.83	2.15	17.49	32.09	17.24	54.55	3.58	3.37	146	0.30	9.93	1.22E-02	19.1	36.9	12.8
	Top II	砂質泥岩	1.84	1.42	1.84	30.04	42.64	30.01	2.90	0.10	1.40	199	0.16	14.39	2.06E-02	22.3	29.9	9.9
後志利別川	Shir	泥岩	1.57	0.99	1.58	59.49	58.94	58.80	0.94	0.09	7.02	1157	0.95	1.84	3.07E-03	22.8	36.3	15.2
戸切地川	Heki	泥岩	1.82	1.37	1.85	35.07	47.77	32.93	17.02	9.39	0.47	24	0.06	141.47	2.05E-01	9.2	27	1.6
砂蘭部川	Sara	砂岩	1.84	1.38	1.86	35.03	48.30	32.97	23.89	2.83	0.70	134	0.10	26.18	3.75E-02	11.4	35	7.6
釧路川	Ks	泥岩	1.70	1.18	1.71	44.86	52.80	44.30	1.12	1.84	1.43	179	0.05	193.16	2.99E-01		32.8	3.8
然別川	Sk	シルト岩	1.65	1.12	1.66	47.95	53.76	47.80	47.96	2.36	0.45	55	0.02	140.90	2.24E-01		31.374	3.1
居辺川	Or	シルト岩	1.78	1.29	1.78	38.08	49.20	37.47	6.67	1.66	1.41	191	0.16	20.47	3.03E-02		36.7	5.7
常呂川	Tw	礫岩	2.43	2.24	2.43	8.34	18.62	8.16	32.17	2.29	3.21	520	0.77	0.65	7.00E-04	17.9		
無加川	Ms	シルト岩	1.67	1.17	1.68	43.70	51.16	42.44	3.17	3.47	2.91	455	0.33	7.31	1.15E-02	17.8		
	Mh	シルト岩	1.87	1.41	1.88	33.20	46.77	32.38	0.49	1.39	1.45	277	0.21	75.92	1.07E-01			1.7
古丹別川	Kota I	砂岩	2.16	1.87	2.17	16.57	30.63	16.07	2.77	1.29	1.98	231	0.23	8.63	1.06E-02		35.6	15.2
	Kota II	砂岩	2.12	1.80	2.13	18.28	32.84	17.68	8.14	0.28	2.32	336	0.13	11.97	1.49E-02		35.1	14.5
歴舟川	Rek	シルト岩	1.90	1.45	1.90	31.55	45.68	31.50	0.51	0.64	3.84	450	0.42	9.25	1.28E-02	28.7	34.4	8.8
石狩川	Is I	砂岩	1.86	1.36	1.87	37.33	50.82	37.13	19.86	5.75	1.31	244	0.23	18.61	2.63E-02		29.9	2.8
	Is III	泥岩	1.89	1.40	1.91	36.31	50.49	34.98	28.88	8.93	0.49	237	0.10	9.91	1.38E-02		26.4	1.1
美瑛川	Bi I	礫岩	2.38	2.13	2.38	11.80	25.16	11.77	0.18	0.21	0.24	24	0.07	2.52	2.79E-03		33.2	9.4
	Bi II	弱溶結凝灰岩	1.72	1.22	1.72	41.23	50.23	41.21	1.30	2.13	0.83	148	0.13	22.05	3.38E-02		30.2	2.9
	Bi III	中溶結凝灰岩	1.98	1.68	1.99	18.61	31.10	18.60	0.05	1.53	4.34	248	0.59	2.58	3.43E-03		35.5	11.4
真駒内川	Mako	中溶結凝灰岩	1.94	1.67	1.94	16.33	27.3	16.15			35.20	5,780	4.00	0.08	1.15E-04	45.3	39	100.0
夕張川	Yuub	礫岩	2.48	2.32	2.48	7.07	16.4	7.01			18.70	4,030	1.88	0.03	2.75E-05	27.4	39	46.7
石狩川	Ishi	砂岩	1.92	1.48	1.92	29.79	44.2	29.79			0.72	230	0.07	17.74	2.43E-02	10.0	35.6	5.0
歴舟川	Reki	シルト岩	1.83	1.34	1.83	36.71	49.1	36.71			3.88	456	0.46	12.93	1.86E-02	28.7	34.4	8.8
野田追川	Noda	砂岩	1.91	1.46	1.91	31.46	45.8	31.27			1.25	299	0.08	29.43	4.05E-02	17.2	33.8	3.7
久著呂川	Kuch	弱溶結凝灰岩	1.71	1.19	1.71	43.85	52.0	43.85			0.44	52	0.03	760.68	1.17E+00	13.4	32.6	3.3
網走川	Abas	砂岩	2.00	1.60	2.01	25.46	40.9	24.45			10.20	2,270	1.13	0.46	6.06E-04	29.6	37	17.2

※Is III の針貫入勾配は、平成 25 年度施行 石狩川上流河床低下対策検討業務による現地調査結果を記載した。 ※元データのうち、美瑛川 Bi I（礫岩）は、礫の影響で針貫入勾配が大きく出やすく、供試体も崩れやすいため参考値とした。

※上記のうち、下段の橙色網掛けは、寒地土木研究所により調査された結果であり、それ以外は北海道開発局の調査結果である。

表 1 風化試料の検討データ一覧

河川名	試料名	岩種	湿潤密度(g/cm3)			乾燥密度(g/cm3)			飽和密度(g/cm3)			吸水率(%)			有効間隙率(%)			含水比(%)			一軸圧縮強度(Mpa)			変形係数(Mpa)			圧裂引張強度(Mpa)			浸食速度(g/h)			浸食速度(cm/h)		
			風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後	風化前	中風化	風化後
空知川	So	砂岩	2.60	2.58	2.58	2.55	2.52	2.51	2.60	2.58	2.58	1.91	2.54	2.69	4.87	6.39	6.77	1.87	2.50	2.53	50.03	54.90	59.10	8580	7500	8360	2.96	2.56	3.45	0.04	0.03	0.03	4.41E-05	3.21E-05	3.47E-05
徳富川	Top II	砂質泥岩	1.84	1.82	1.78	1.41	1.43	1.40	1.84	1.82	1.81	30.24	27.65	28.95	42.78	39.41	40.60	30.21	27.46	27.37	1.50	0.95	0.70	215	114	62	0.17	0.19	0.05	14.39	17.79	26.86	2.06E-02	2.58E-02	3.96E-02
後志利別川	Shir	泥岩	1.57	1.57	1.56	0.99	0.99	0.98	1.58	1.57	1.57	59.49	58.47	59.22	58.94	58.15	58.64	58.80	58.13	59.02	7.02	0.90	0.26	1157	161	88	0.95	0.19	0.13	1.84	5.89	5.97	3.07E-03	9.87E-03	1.00E-02
砂蘭部川	Sara	砂岩	1.84	1.80	1.74	1.38	1.31	1.27	1.86	1.80	1.76	35.03	37.35	38.57	48.30	48.91	48.88	32.97	37.34	37.58	0.70	0.25	0.31	134	23	31	0.10	0.03	0.02	26.18	70.13	84.05	3.75E-02	1.03E-01	1.27E-01
居辺川	Or	シルト岩	1.78	1.86	1.87	1.29	1.42	1.43	1.78	1.88	1.89	38.08	32.71	32.06	49.20	46.39	45.84	37.47	31.17	30.54	1.41	0.80	1.06	191	81	88	0.16	0.02	0.05	20.47	56.03	103.54	3.03E-02	7.92E-02	1.46E-01
無加川	Ms	シルト岩	1.67	1.66	1.62	1.17	1.18	1.15	1.68	1.66	1.64	43.70	40.06	42.50	51.16	47.47	48.99	42.44	39.79	40.55	2.91	1.38	2.17	455	303	242	0.33	0.21	0.23	7.31	7.23	9.32	1.15E-02	1.15E-02	1.52E-02
古丹別川	Kota I	砂岩	2.15		2.16	1.85		1.89	2.16		2.17	17.08		14.71	31.21		27.82	16.53		14.63	1.96		0.17	212		7	0.26		0.01	8.63		196.20	1.06E-02		2.39E-01
古丹別川	Kota II	砂岩	2.12	2.13	2.11	1.80	1.82	1.79	2.13	2.13	2.11	18.28	17.11	17.87	32.84	30.85	31.84	17.68	17.09	17.85	2.32	0.36	0.19	336	31	8	0.13	0.04	0.03	11.97	52.30	130.59	1.49E-02	6.46E-02	1.63E-01
歴舟川	Rek	シルト岩	1.90	1.82	1.80	1.45	1.36	1.33	1.90	1.83	1.83	31.55	34.71	36.76	45.68	47.08	47.72	31.50	34.43	36.14	3.84	0.91	0.16	450	72	10	0.42	0.13	0.08	9.25	17.38	14.34	1.28E-02	2.51E-02	2.09E-02
石狩川	Is I	砂岩	1.86		1.89	1.36		1.45	1.87		1.89	37.33		30.45	50.82		44.09	37.13		30.42	1.31		1.39	244		20	0.23		0.17	18.61		17.95	2.63E-02		2.50E-02
美瑛川	Bi II	弱溶結凝灰岩	1.72	1.58	1.56	1.22	1.19	1.18	1.72	1.58	1.56	41.23	33.15	32.30	50.23	39.39	38.10	41.21	32.86	31.82	0.83	0.23	0.10	148	33	11	0.13	0.02	0.02	22.05	84.21	127.68	3.38E-02	1.41E-01	2.16E-01
美瑛川	Bi III	中溶結凝灰岩	1.98	1.87	1.91	1.67	1.67	1.70	1.98	1.87	1.91	18.80	12.30	11.96	31.28	20.54	20.42	18.79	12.11	11.96	3.42	4.70	4.29	185	257	226	0.65	0.56	0.29	2.58	2.71	5.61	3.43E-03	3.81E-03	7.74E-03

参考5 参考文献

- 1) 軟岩の調査試験の指針(案), 土木学会, 1991.
- 2) Howard, A. D. : 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* (eds K. J. Tinkler and E. E. Wohl), American Geophysical Union, Washington, D. C., 1998.
- 3) Sklar, L. S., and W. E. Dietrich: Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock, *Geology*, 29, 1087- 1090, 2001.
- 4) Sklar, L. S., and W. E. Dietrich, A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resour. Res.*, 40, W06301, 2004.
- 5) Chatanantavet, P., and G. Parker : Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion, *J. Geophys. Res.*, 114, F04018, 2009.
- 6) Smith, D. I., Greenaway, M. A., Moses, C. and Spate, A. P. : Limestone weathering in Eastern Australia. Part 1: Erosion rates. *Earth Surf. Process. Landforms*, 20: 451-463, 1995.
- 7) 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.
- 8) 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, 77-82, 2011.
- 9) 井上卓也, 村上泰啓, 伊藤丹, 数馬田貢 : 流砂による軟岩侵食と岩の物性値の関係, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.69, No.4, I_1039-I_1044, 2013.
- 10) 松倉公憲 : 風化による斜面形成プロセス-筑波大学における研究の展開-, 筑波大学水理実験センター報告, No.15, 41-49, 1991.
- 11) 堤大三, 藤田正治, 泉山寛明 : 気温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.
- 12) 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 年度研究発表会講演予稿集, 第 32 号, 2012.
- 13) 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.
- 14) Ashida, K., and M. Michiue : Study on hydraulic resistance and bedload transport rate in alluvial streams, *Trans. Jpn. Soc. Civ. Eng.*, 206, 59-69, 1972.
- 15) Inoue, T., Izumi, N., Shimizu, Y., and G. Parker : Interaction among alluvial cover, bed roughness and incision rate in purely bedrock and alluvial-bedrock channel, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119, 2123-2146, 2014.
- 16) Johnson, J. P. L. : A surface roughness model for predicting alluvial cover and bed load transport rate in bedrock channels, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119, 2147-2173, 2014.
- 17) Meyer-Peter, E and Muller, R. : Formulas for bedload transport, *IAHSR, Report on the Second Meeting*, Vol. 3, pp.39-64, 1948.
- 18) 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.
- 19) Zhang, L., G. Parker, C.S. Stark, T. Inoue, T., E. Viparelli, X.D, Fu and N. Izumi, N.: Macro-roughness model of bedrock-alluvial river morphodynamics, *Earth Surface Dynamics. Discuss.*, 2, 297-355, 2014.
- 20) 牛山智夫, 旭一岳, 米元光明, 井上卓也 : 大型模型実験による岩盤床を含む河床低下対策に関する一考察, 河川技術論文集, 第 20 巻, 77-82, 2014.
- 21) Hancock, G., Small, E. and Wobus, C. (2011). "Modeling the effects of weathering on bedrock-floored channel geometry." *J. Geophys. Res.*, 116, F03018, doi:10.1029/2010JF001908..
- 22) Wohl, E.E., and Ikeda, H. : Experimental simulation of channel incision into a cohesive substrate at varying gradients, *Geology* 25, 295-298, 1994.
- 23) 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.
- 24) 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.
- 25) 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(水工学), Vol.70, No.4, I_1039-I_1044, 2014.
- 26) JGS 2551-2009 :
http://www.jiban.or.jp/organi/bu/kijyunbu/kouji/200807/JGS_2551_080411.pdf
- 27) JGS 3431-2012 : http://www.jiban.or.jp/file/organi/bu/kijyunbu/kouji/jgs_harikannyu.pdf
- 28) JGS 2551-2009 :
http://www.jiban.or.jp/organi/bu/kijyunbu/kouji/200807/JGS_2551_080411.pdf
- 29) JGS 2132-2009 :
http://www.jiban.or.jp/organi/bu/kijyunbu/kouji/200807/JGS_2132_080411.pdf
- 30) 芦田和男, 江頭進治, 劉炳義 : 蛇行流路における流砂の分級および河床変動に関する数値解析, 水工学論文集, 35(1991), 383-390.
- 31) 国土交通省 水管理国土保全局 : 河川砂防技術基準【調査編】, 第4章第3節 18-19, 2012.6.
- 32) (財)国土技術研究センター : 改訂護岸の力学設計法, pp.49-60, 2007.11
- 33) 池田駿介 : 単列交互砂州の波長と波高、第27回水理講演会論文集、pp.689-696、1983.
- 34) 山本晃一 : 沖積河川学, 山海堂, 1994, および建設省土木研究所 : 河道特性論, 土木研究所資料第2662号, 1988
- 35) 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, 水工学論文集, 第55巻, pp.751-756, 2011.
- 36) 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.
- 37) 大澤亮介, 渡邊康玄, 鰐目淑範 : 混合砂礫の衝突による軟岩の洗掘機構, 土木学会北海道支部論文報告集, 第68号, B-48, 2012.
- 38) Bitter, J. G. A. : A study of erosion phenomena, part I, Wear, 6, 5 - 21, 1963.
- 39) Bitter, J. G. A. : A study of erosion phenomena, part II, Wear, 6, 169 - 190, 1963.
- 40) Finnie, I. : Erosion of surfaces by solid particles, Wear, 3, pp. 87-103, 1960.
- 41) 石橋毅 : ダム排砂設備の流下砂礫による摩耗・損傷に関する水理学的研究, 土木学会論文報告集, 第334号, 1983.
- 42) Parker, G. : Selective sorting and abrasion of river gravel. 1: Theory, J. Hydraul. Eng., 117(2), 131-149, 1991.
- 43) 土屋義人, 青山俊樹 : 水流による砂れき saltation の機構(2), 京都大学防災研究所年報, 第13号 B, pp.199-216, 1970.
- 44) 井上卓也, 船木淳悟 : 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, 2014.10