

河川結氷時の流量推定手法マニュアル (案)

2012年3月

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

河川結氷時の流量推定手法マニュアルの発刊について

本マニュアルは、現時点での知見を基に、河川結氷時の流量を連続的に推定する手法を示したものである。今後、結氷河川を多く抱える北海道開発局管内における試行調査を踏まえ、本格運用をむけて、適時、改訂していく予定である。なお、本マニュアルの作成資料として、北海道開発局より流量観測データのご提供を頂いている。

目次

第1章 序論	1
1.1 河川結氷時の流量推定手法の概要	1
1.2 対象河川	2
1.3 本マニュアルの構成	2
第2章 流量推定手法の流れと適用例	3
2.1 流量推定手法の流れ	3
2.1.1 現地観測の実施	3
2.1.2 観測データの整理	3
2.1.3 河川結氷期間の抽出	8
2.1.4 観測データの補完	9
2.1.5 連続流量の算出	11
2.2 流量推定手法の適用例	12
2.2.1 確定値の算出	12
2.2.2 リアルタイム値の算出	13
2.2.3 連続流量の算出結果	14
第3章 河川結氷時の流量推定手法の導出	16
3.1 河川結氷時の流量推定手法の開発	17
3.2 河川結氷時の流量推定手法の精度比較	31
3.3 第3章の結論	40
付録A 北海道の河川結氷図	42
付録B 各河川のC値、喫水dの時系列変化	49
付録C 横断測量データから水位Hと流積Aを計算するプログラム	68

第1章 序論

1.1 河川結氷時の流量推定手法の概要

背景 積雪寒冷地の河川は、冬期間の気温の低下によって河道内に氷が形成され河川結氷する。北海道における河川結氷の期間は、各河川によって前後するが12月下旬から4月上旬の年間の約100日間を占める。

必要性 河川結氷時の流量は、渇水流量を記録することが多く、年間を通した水資源計画における正常流量を決定するための重要な基礎資料となる。ダムが存在する河川において、ダム下流のリアルタイムの流量は、正常流量が流れているかの判断材料となり、ダム放流量を決定するための重要な判断材料となる。また、今後の気候変動により冬期間の流量が増減する場合には、今よりも増して河川結氷時の流量を精度よく推定することが必要となる。

- ・渇水流量：年間を通じて355日はこれを下回らない流量
- ・正常流量：流水の正常な機能を維持するために必要な流量

現在までの課題 河川結氷時の流量を連続的に推定する手法については、各河川毎に推定手法が異なる。これらの推定手法は、各河川毎に検討が重ねられて得られたものである。流量の推定手法が統一されていないため、各河川毎に推定流量の精度のばらつきが懸念される。また、これらの推定手法は、流水により河水の粗度が小さくなる現象などの河川結氷時の現象を踏まえた手法となっていない。このため、河川結氷時の現象を踏まえた河川結氷時の流量推定手法の統一的な運用が望まれている。

本手法の利点 本マニュアルで示している流量推定手法は、導出根拠が明確で、河川結氷時の現象を踏まえたものであり、流量の推定精度は従来手法に比べて高い。本手法は、各流量観測所の観測データを入れ替えるだけで運用することができ、流量を推定する手順は変わらない。このため、河川結氷時の流量推定手法の統一的な運用が可能である。また、本手法は、渇水等による被害のない持続的発展が可能な水活用社会の実現に向けた社会的ニーズに応えた技術であり、コスト低減を考慮して、追加の観測は必要が無く、現行の観測資料のみで流量を推定することが可能である。さらに、結氷河川の管理技術の向上を図ることが可能である。

本手法の留意点 (1) 河床変動を考慮していないため、その影響を見積れない。(2) 喫水 d を算出する際に用いる積雪密度、氷板密度、晶氷密度を定数として与えているが、観測地点および時間によって、その値が変化することが予見されるため、これらの値の与え方については検討を要する。(3) 河川結氷時を対象としているため、開水時から結氷時の初期結氷期間、結氷時から解氷時の解氷期間の流量を推定するためには検討を要する。

流量推定式 本マニュアルで取り扱っている河川結氷時の流量推定式は、流量 Q 、河水底面粗度を表す値 C 、川幅 B_w 、流積 A_o として以下の式である。

$$Q = C B_w^{-\frac{1}{4}} A_o^{\frac{5}{4}} \quad (1.1)$$

1.2 対象河川

本マニュアルの対象河川は、冬期間に全面結氷（水面が全て河水で覆われる状態）する河川である。部分結氷（水面が部分的に河水で覆われる状態）する河川については、別途、適用可能かの検討が必要である。

なお、本マニュアルでは、河川内に存在する氷を総称して河水とし、この河水を水面に存在する硬い氷板、流水内に存在する柔らかい晶氷、氷板の上に堆積する雪の3種別に区分している。

1.3 本マニュアルの構成

第1章では、本推定手法の概要と対象河川について述べた。

第2章では、本推定手法を具体的に実河川に適用する手順について述べた。この手順は一例であり改善すべき点が見つかれば改善が望ましい。なお、本章の適用例を一読して頂ければ概要が分かるようになっている。

第3章では、本推定手法の導出過程および従来手法との精度比較について詳細に述べた。本推定手法を運用する上では読む必要はないが、本手法の適用にあたり疑義が生じた場合には参考にされたい。

付録Aでは、北海道の河川結氷図を示した。付録Bでは、本推定手法に用いる値である C 値、喫水 d 、水面幅 B_w の時系列変化を示した。付録Cでは、横断測量データから水位に応じた流積を計算するプログラムを掲載した。

第2章 流量推定手法の流れと適用例

本推定手法の具体的な作業の流れを説明し、一事例として、常呂川の河口から49.4km上流の北見観測所を対象として、本推定手法を適用例を示す。期間は2005年12月から2006年5月までとしている。なお、適用例を一読して頂ければ概要が分かるようになっている。

2.1 流量推定手法の流れ

河川結氷時の流量推定手法のフロー図を図-2.1に示す。推定の流れは、現地観測の実施、観測データの整理、河川結氷期間の抽出、観測データの補完、連続流量の算出と5つの作業を順に行う。それぞれの作業の詳細を以下に記述する。

2.1.1 現地観測の実施

流量観測の実施

河川結氷時の定期的な流量観測を実施する。河川結氷下の積雪断面積 A_s 、氷板断面積 A_i 、晶氷断面積 A_f 、流下断面積 A_o を算出するために、各測線で水深測定を行う場合は、氷板上の積雪の厚さ、氷板の厚さ、氷板下に滞留する晶氷の厚さ、実質的な流積を形成する河床から流水上面までの厚さを測定すること。河川結氷時の横断図を図-2.2に示す。

横断測量の実施

水位 H と流下断面積 A_o の関係式（HA式）を求めるために、河川結氷前に観測所断面の横断測量を実施する。横断測量の実施の時期は、横断測量実施日から河川結氷開始時まで、大規模な河床変動が生じない時期に行うことが望ましい。

2.1.2 観測データの整理

流量観測の結果を用いて、水位 H 、流量 Q 、川幅 B_w および積雪断面積 A_s 、氷板断面積 A_i 、晶氷断面積 A_f 、流下断面積 A_o を算出する。

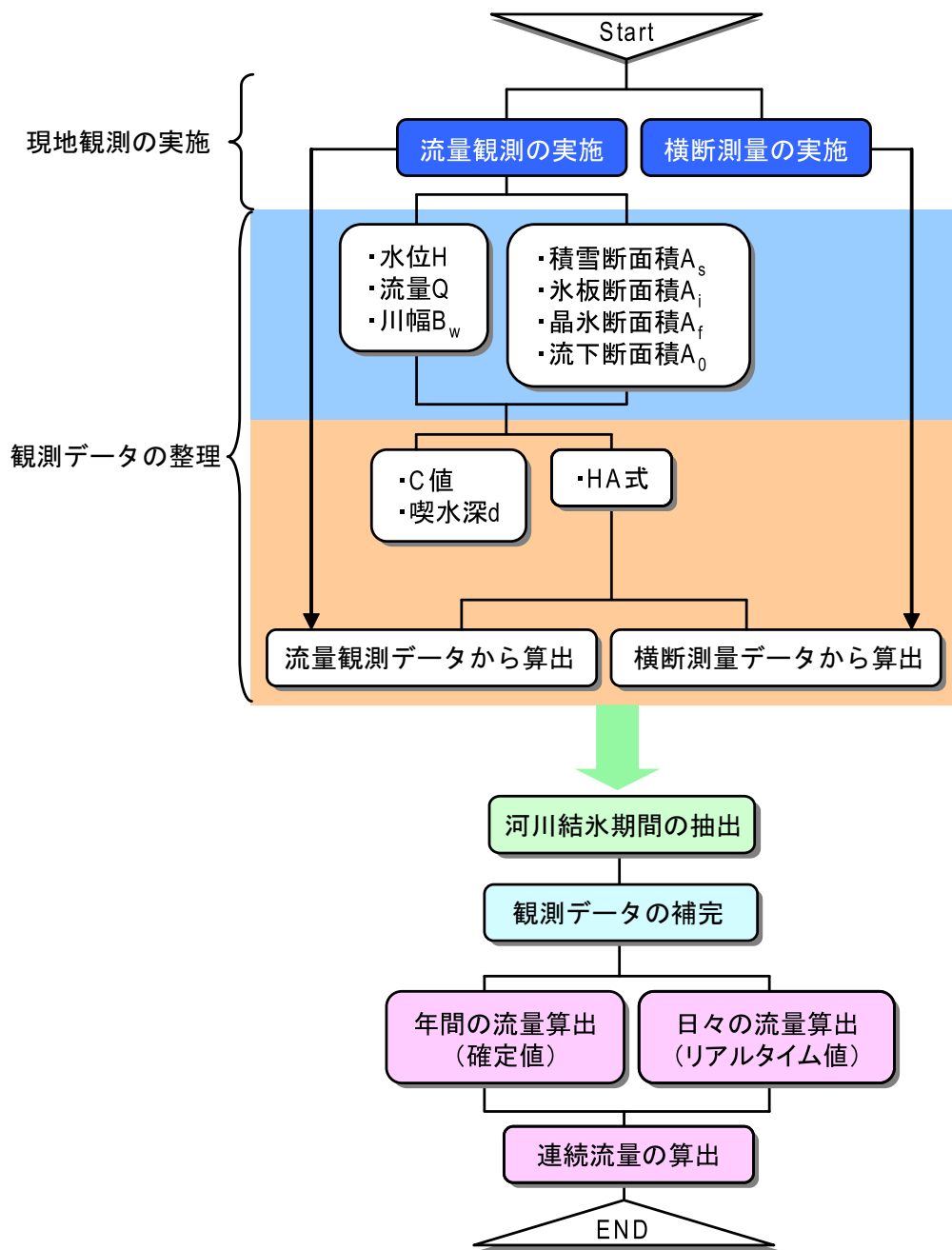


図 2.1: 流量推定手法のフロー

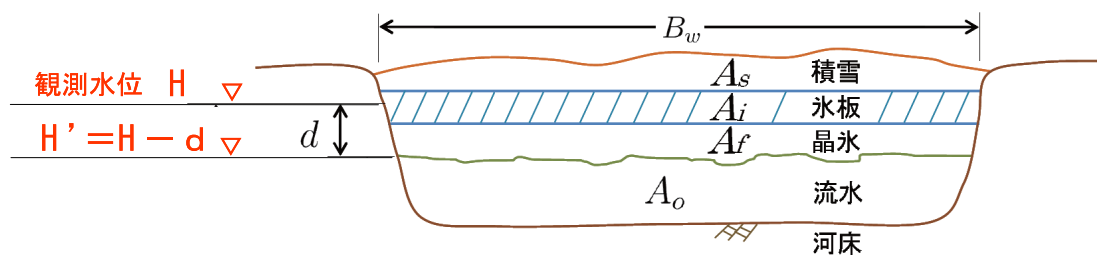


図 2.2: 河川結氷時の横断図

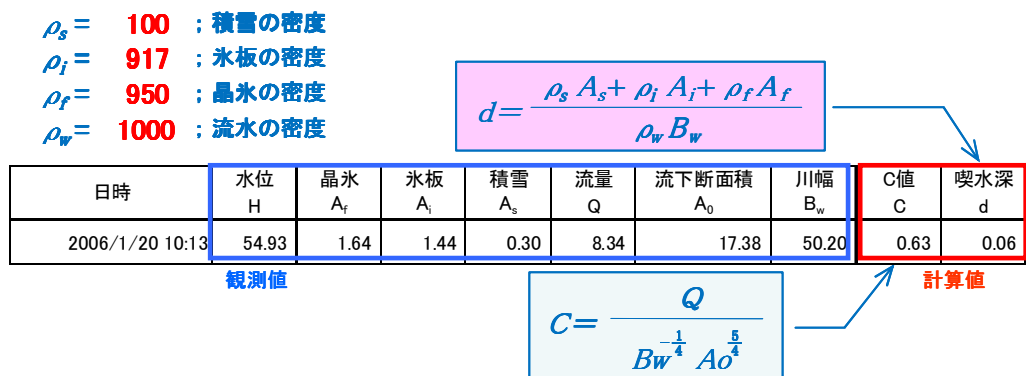


図 2.3: C 値と喫水深 d の算出方法

C 値と喫水深 d の算出

C 値と喫水深 d の算出方法を図-2.3 に示す。

C 値は、流量 Q、川幅 B_w 、流下断面 A_o から算出する。

喫水深 d は、川幅 B_w 、積雪断面 A_s 、氷板断面 A_i 、晶氷断面 A_f と積雪の密度 ρ_s 、氷板の密度 ρ_i 、晶氷の密度 ρ_f 、流水の密度 ρ_w から算出する。なお、各密度は図-2.3 に示す定数を用いる。

HA 式の算出

水位 H' と流下断面 A_o の関係式 (HA 式) を算出する方法は、「流量観測データから求める方法」と「横断測量データから求める方法」の 2 通りある。ここで、水位 H' は観測水位 H から喫水深 d を引いた値となる。

流量観測データから求める方法 河川結氷時の流量観測データを用いて、水位 H' ($=H-d$) と流下断面 A_o の関係式 (HA 式) を算出する。図-2.4 に算出方法を示す。関係式は、式 (2.1) の 2 次の多項式近似を基本とし、表計算ソフト等を用いて算出する。式 (2.1) の a 、 b 、 c は定数である。

$$A_o = a(H - d)^2 + b(H - d) + c \quad (2.1)$$

河川結氷期間の流量観測データ量が少ない場合は、HA 式の精度が下がる可能性があるため、複数年の流量観測データを用いて関係式を算出することが望ましい。複数年の流量観測データを用いる場合には、河床変動によって河川横断面に変化がないかを確認した上で、使用することが必要である。

横断測量データから求める方法 横断測量データを用いて、水位 H' ($=H-d$) と流下断面 A_o の関係式 (HA 式) を算出する。算出方法は以下の手順で行う。

(1) 横断測量データを図-2.5 の右表のように整理する。

日時	水位 H	晶氷 A _f	氷板 A _i	積雪 A _s	流量 Q	H' H-d	流下断面積 A ₀	川幅 B _w	C値 C	喫水深 d
2005/01/11 13:35	54.81	0.00	3.34	0.80	7.78	54.75	16.69	50.30	0.61	0.06
2005/01/24 11:25	54.81	0.00	1.54	2.00	7.79	54.78	15.84	50.40	0.66	0.03
2005/02/01 13:40	54.78	0.00	1.66	0.00	8.04	54.75	16.28	50.20	0.65	0.03
2005/02/16 10:50	54.78	0.00	0.32	0.20	8.50	54.77	15.38	50.20	0.74	0.01
2005/03/01 14:40	54.79	0.00	1.04	0.56	7.96	54.77	16.43	50.20	0.64	0.02
2005/03/11 11:08	54.80	0.00	0.80	0.32	9.85	54.78	17.28	50.20	0.74	0.02
2005/12/15 10:25	54.75	0.00	0.54	0.18	8.87	54.74	16.83	50.20	0.69	0.01
2006/01/10 15:10	54.78	0.00	3.80	0.00	9.38	54.71	15.57	50.20	0.81	0.07
2006/01/20 10:13	54.93	1.64	1.44	0.30	8.34	54.87	17.38	50.20	0.63	0.06
2006/02/21 11:30	54.71	0.00	0.23	0.27	7.72	54.71	15.82	49.80	0.65	0.00



HA式（流量観測結果からの算出）

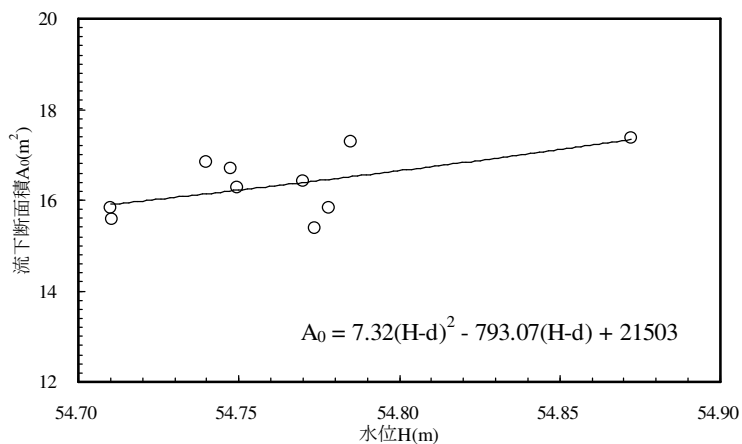


図 2.4: 流量観測データから HA 式を求める方法

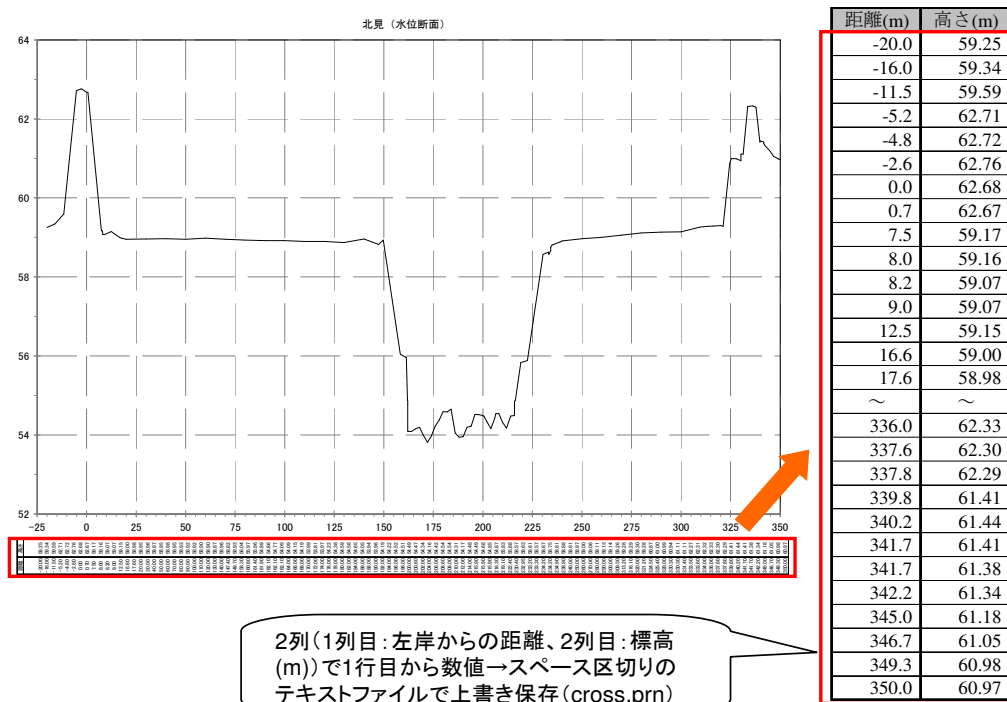


図 2.5: 横断測量データの整理

H(m):水位	A(m ²):流積	B(m):水面幅	S(m):潤辺	R(m):径深
53.86	0.03	1.181	1.185	0.025
53.91	0.118	2.361	2.37	0.05
53.96	0.289	5.905	5.919	0.049
54.01	0.644	8.228	8.25	0.078
54.06	1.111	10.323	10.357	0.107
54.11	1.709	14.391	14.461	0.118
54.16	2.508	17.726	17.862	0.14
54.21	3.535	23.457	23.667	0.149
54.26	4.81	27.113	27.398	0.176
54.31	6.243	30.215	30.574	0.204
54.36	7.824	33.031	33.465	0.234
54.41	9.545	35.747	36.257	0.263
54.46	11.396	38.296	38.883	0.293
54.51	13.448	44.695	45.375	0.296
54.56	15.834	49.214	50.01	0.317
54.61	18.372	52.524	53.429	0.344
54.66	21.036	53.8	54.812	0.384
54.71	23.727	53.8	54.912	0.432
54.76	26.417	53.8	55.012	0.48
54.81	29.107	53.8	55.112	0.528
54.86	31.798	54	55.402	0.574
54.91	34.516	54.526	55.95	0.617
54.96	37.247	54.695	56.16	0.663
55.01	39.986	54.864	56.369	0.709
55.06	42.733	55.034	56.578	0.755

図 2.6: 計算ソフトの出力結果 (HA.txt)

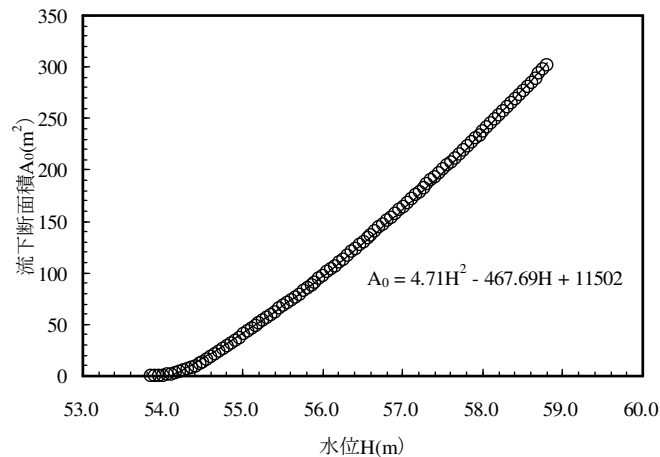


図 2.7: 水位と流積の関係式（横断測量データから算出）

(2) 任意の水位に応じた流積を算出する計算ソフトをダウンロードする。計算ソフトは、寒地土木研究所の以下の URL から HA.zip をダウンロードする。

<http://river.ceri.go.jp/data/HQ/HA.zip>

HA.zip をダウンロードして解凍すると、HA.exe, cross.prn, HA.txt, 説明.txt の 4 ファイルが得られる。なお、この計算ソフトのプログラムは、本マニュアルの付録に掲載している。上記の URL のリンクが切れた場合はこちらを参照されたい。

(3) (1) で整理したデータを用いて、2 列（距離・標高）のスペース区切りテキストファイル（cross.prn）を作成する。

(4) (2) で得られた HA.exe を実行する。実行すると図-2.6 のように、HA.txt に水位、流積、水面幅、潤辺、径深のデータが書き込まれる。

(5) 表計算ソフト等で HA.txt を開き、図-2.7 に示すように、水位 H と流積 A の関係式（HA 式）を算出する。関係式は 2 次の多項式近似を基本とする。

結氷時		日時	水位 H	晶氷 A _f	氷板 A _i	積雪 A _s	流量 Q	流下断面積 A ₀	川幅 B _w	C値 C	喫水深 d
		2005/12/06 11:25	54.76	0.00	0.00	0.00	10.67	18.02	50.20	0.76	0.00
		2005/12/15 10:25	54.75	0.00	0.54	0.18	8.87	16.83	50.20	0.69	0.01
		2006/01/10 15:10	54.78	0.00	3.80	0.00	9.38	15.57	50.20	0.81	0.07
		2006/01/20 10:13	54.93	1.64	1.44	0.30	8.34	17.38	50.20	0.63	0.06
		2006/02/07 15:25	54.74	0.00	0.00	0.00	7.21	16.30	50.20	0.59	0.00
		2006/02/21 11:30	54.71	0.00	0.23	0.27	7.72	15.82	49.80	0.65	0.00
		2006/03/07 13:50	54.79	0.00	0.00	0.00	11.82	19.27	50.20	0.78	0.00
		2006/03/15 11:00	54.79	0.00	0.00	0.00	11.52	18.93	50.20	0.78	0.00
		2006/04/11 14:40	54.85	0.00	0.00	0.00	16.41	22.59	50.20	0.89	0.00
		2006/04/19 10:18	55.12	0.00	0.00	0.00	44.95	35.64	51.20	1.38	0.00
		2006/05/17 14:45	55.10	0.00	0.00	0.00	46.37	41.25	49.80	1.18	0.00
		2006/05/22 13:38	55.00	0.00	0.00	0.00	37.09	36.31	49.80	1.11	0.00
		解氷時									

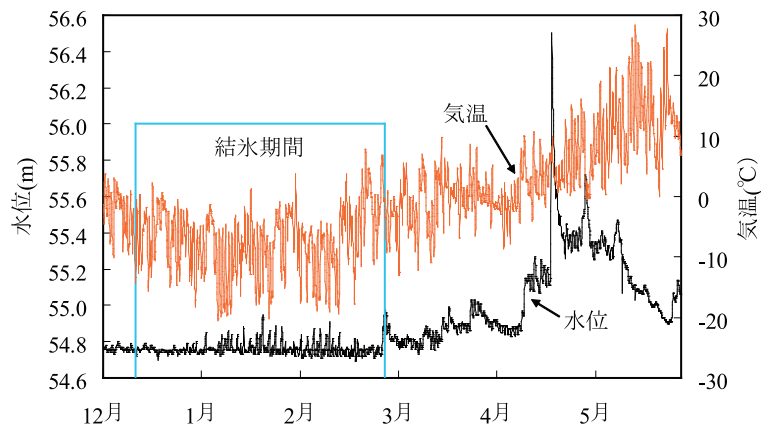


図 2.8: 河川結氷期間の一例

2.1.3 河川結氷期間の抽出

本推定手法は、河川結氷時を対象としているため、適用にあたっては河川結氷期間を抽出する必要がある。現時点では、結氷初期と結氷終期の明確な判断基準がないが、水位変動、流量観測データ、気温変化などから、現場状況に応じて判断されたい。

現場状況によっては、結氷初期は河水が上流から流れ河道を閉塞させることにより水位が急激に上昇することや、結氷終期は河水が下流へと流れることによる水位の急激な低下や、河水が上流から流れ河道を閉塞させることによる一時的な水位の急激な上昇がみられることがある。このため、水位の変動に注視することが重要である。

本マニュアルで一例として示している常呂川北見観測所では明瞭な水位の変動はみられていない。このような場合は、図-2.8 に示す流量観測データおよび気温変化より判断する。結氷初期については、12月6日で河水が無く12月15日では河水が存在しており、気温をみると12月11日から-10℃以下が連続しているため、12月11日を結氷初期と判断した。結氷終期については、2月21日で河水が存在し3月7日では河水が無く、水位変動をみると2月27日に水位が急激に上昇しているため、2月27日を結氷終期と判断した。以上の考察から、河川結氷期間は2005年12月11日から2006年2月27日と判断した。

日付	川幅 B_w	C値 C	喫水深 d		
2005/12/01 01:00	50.2	0.76	0		
～	～	～	～		
2005/12/11 06:00	50.2	0.726	0	結氷時(推定)	
～	～	～	～		
2005/12/15 10:00	50.2	0.69	0.01		
～	～	～	～		T
2006/01/10 15:00	50.2	0.807	0.069	★観測値C1	1
2006/01/10 16:00	50.2	0.806	0.069		2
2006/01/10 17:00	50.2	0.806	0.069		3
2006/01/10 18:00	50.2	0.805	0.069		4
2006/01/10 19:00	50.2	0.804	0.069		5
2006/01/10 20:00	50.2	0.803	0.069		6
2006/01/10 21:00	50.2	0.803	0.069		7
2006/01/10 22:00	50.2	0.802	0.069		8
2006/01/10 23:00	50.2	0.801	0.069		9
2006/01/11 00:00	50.2	0.800	0.069		10
2006/01/11 01:00	50.2	0.800	0.068	ここを推定	11
2006/01/11 02:00	50.2	0.799	0.068		12
2006/01/11 03:00	50.2	0.798	0.068		13
2006/01/11 04:00	50.2	0.797	0.068		14
2006/01/11 05:00	50.2	0.796	0.068		15
2006/01/11 06:00	50.2	0.796	0.068		16
2006/01/11 07:00	50.2	0.795	0.068		17
2006/01/11 08:00	50.2	0.794	0.068		18
2006/01/11 09:00	50.2	0.793	0.068		19
2006/01/11 10:00	50.2	0.793	0.068		20
～	～	～	～		～
2006/01/20 10:00	50.2	0.626	0.058	★観測値C2	236
～	～	～	～		～
2006/02/27 15:00	49.974	0.706	0	解氷時(推定)	
～	～	～	～		
2006/03/07 14:00	50.2	0.78	0		

$$0.068 = \frac{(0.058(C2) - 0.069(C1))}{236(T2 + T1)} \times 13(T) + 0.069(C1)$$

図 2.9: 観測データの補完方法

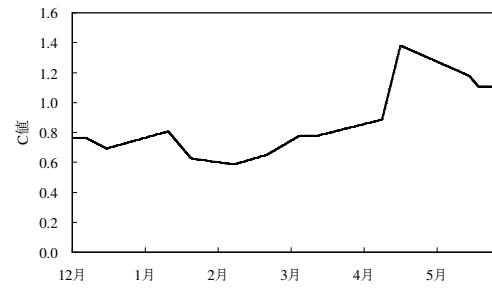
2.1.4 観測データの補完

連続流量を算出するためには、連続した川幅 B_w 、C 値、喫水深 d の値が必要である。このため、流量観測データから得られた川幅 B_w 、C 値、喫水深 d の値を、連続データとなるように、流量観測日と次の流量観測日の期間の値を補完する必要がある。

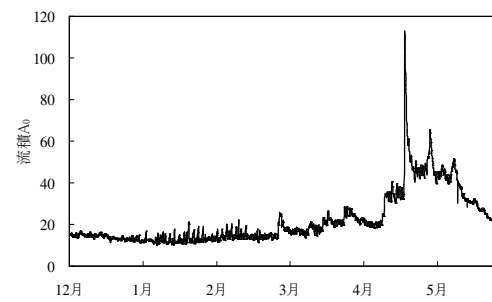
図-2.9 は、喫水深 d を対象に、流量観測日 (C1) から流量観測日 (C2) までの期間 (T) の値を補完する方法を示している。補完に用いた式は線形式としている。川幅 B_w 、C 値についても、喫水深 d と同様に補完を行う。なお、河水が無い場合の喫水深 d はゼロとする。



a) 川幅



b) C値



c) 流積

図 2.10: 観測データの補完の結果

図-2.10 に、観測データを補完して得られた川幅 B_w 、C 値、喫水深 d と水位 H から算出した流積 A_o を示す。

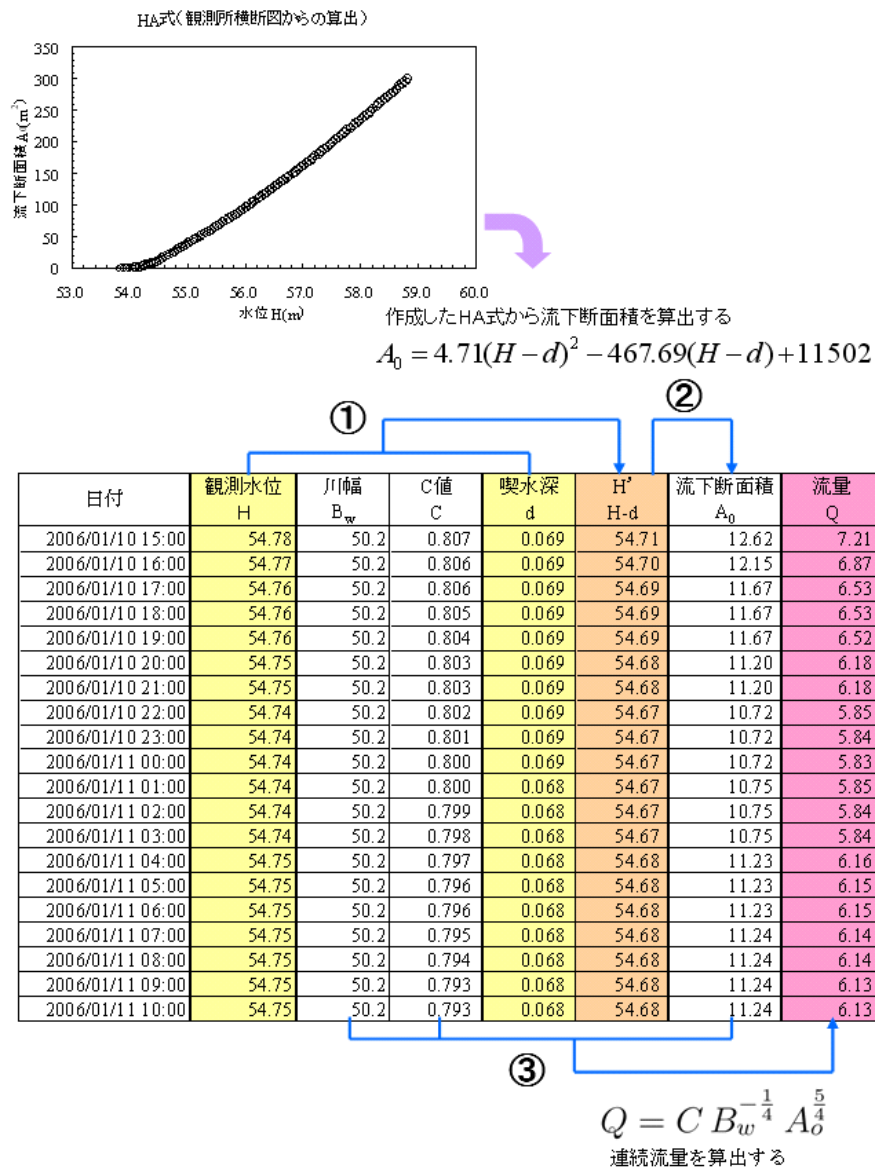
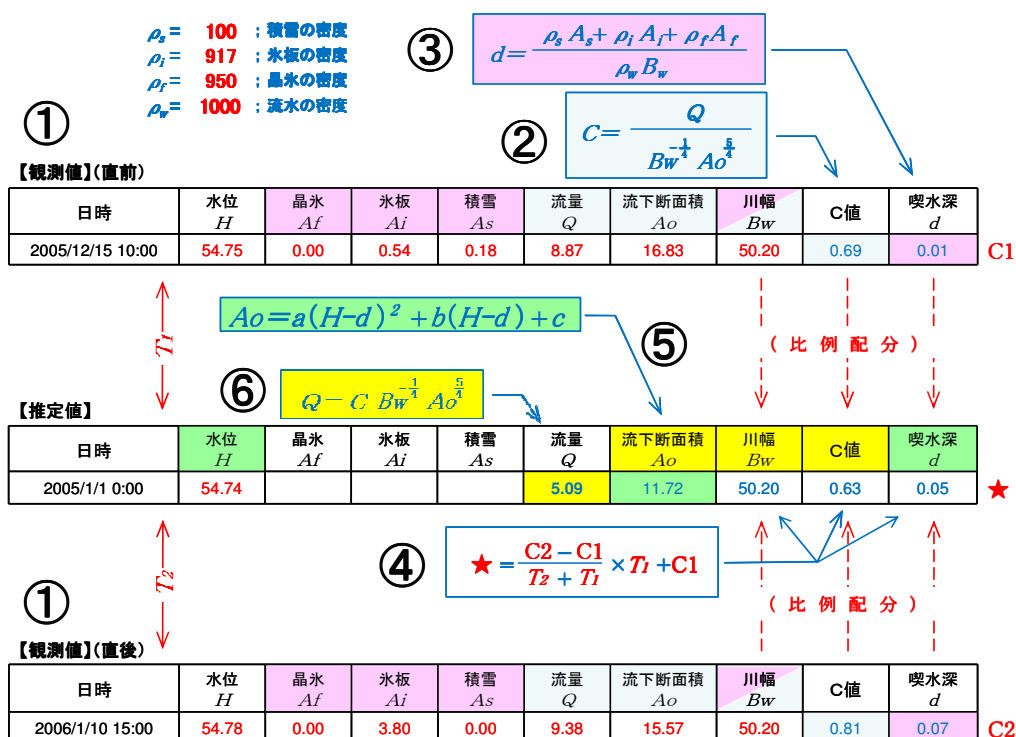


図 2.11: 連続流量の算出手順

2.1.5 連続流量の算出

算出した各々のデータを用いて、河川結氷時の連続流量を算出する。図-2.11 に具体的な数値を用いた算出手順を示す。

- ① H' を算出.
- ② 流下断面積 A₀ を算出.
- ③ 流量推定式を用いて流量を算出.



2.2 流量推定手法の適用例

2.2.1 確定値の算出

算出手法を以下に示し、**図-2.12**に具体的な数値を示す。

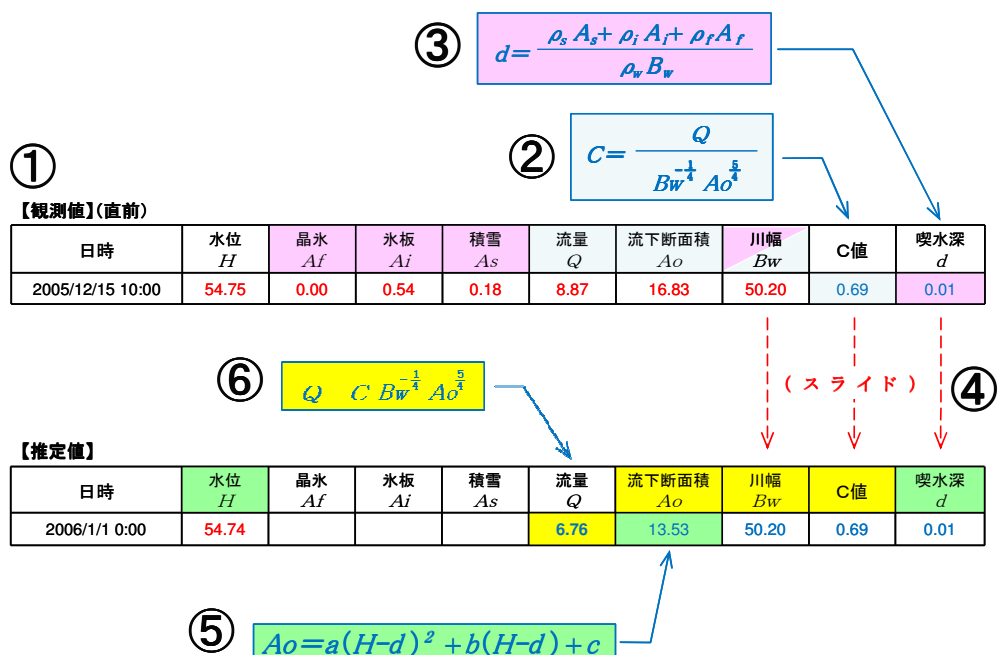


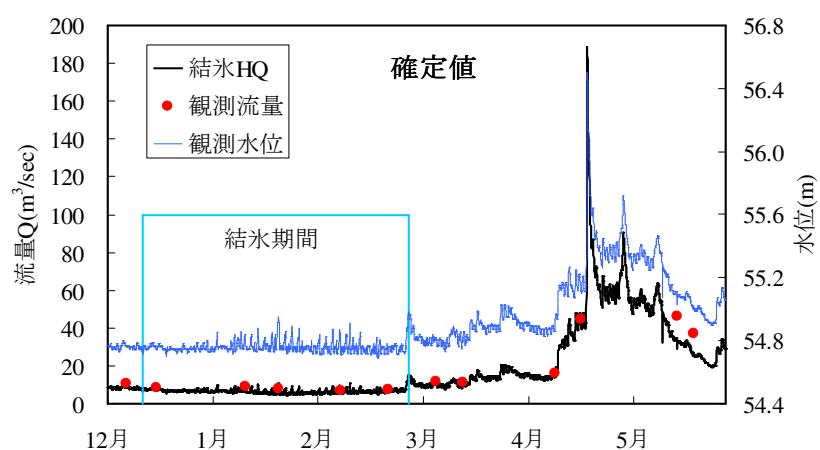
図 2.13: 流量のリアルタイム値の算出手法

2.2.2 リアルタイム値の算出

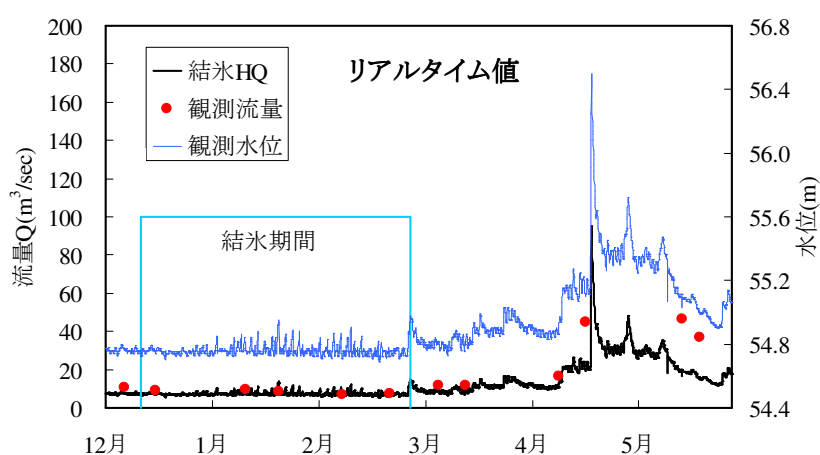
算出する時期は，リアルタイムとなる．必要データは，直前の流量観測データとリアルタイム水位データとなる．

算出手法を以下に示し，**図-2.13**に具体的な数値を示す．

- ① 水位，晶氷断面積，氷板断面積，積雪断面積，流量，流下断面積を求める．
- ② C 値を求める．
- ③ 喫水深 d を求める．
- ④ 直前の流量観測データの川幅 B_w ，C 値，喫水深 d を，そのままスライドさせる．
- ⑤ リアルタイム水位 H と d を HA 式に代入して，流下断面積 A_o を求める．
- ⑥ 流量推定式をから流量を求める．



a) 流量の確定値の算出結果



b) 流量のリアルタイム値の算出結果

図 2.14: 連続流量の算出結果

2.2.3 連続流量の算出結果

図-2.14 に、流量の確定値の算出結果と流量のリアルタイム値の算出結果を示す。また、図-2.15, 2.16 に結氷期間の拡大図を示す。

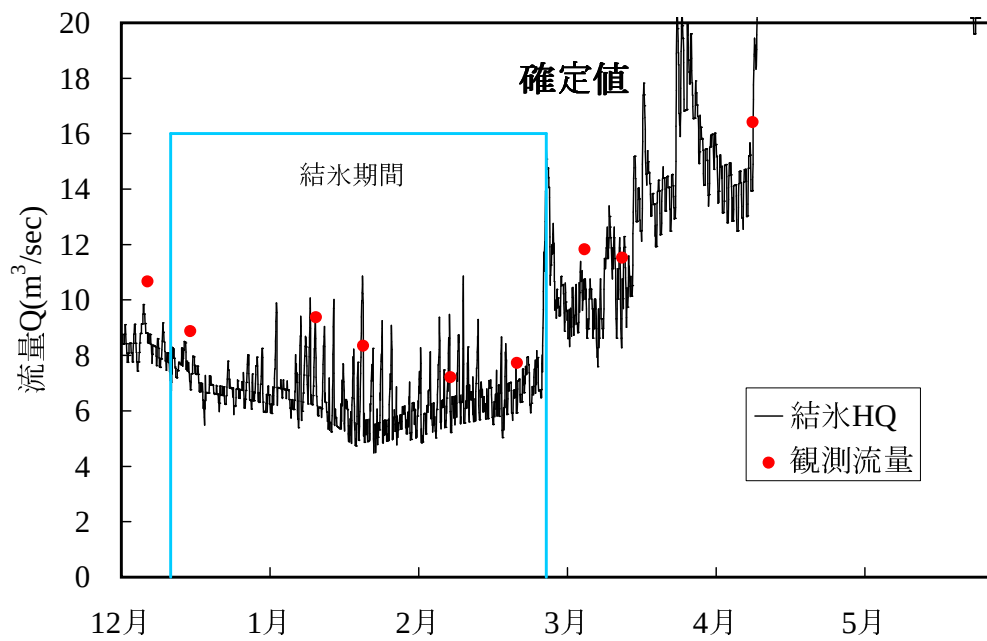


図 2.15: 流量の確定値の算出結果（結氷期間拡大）

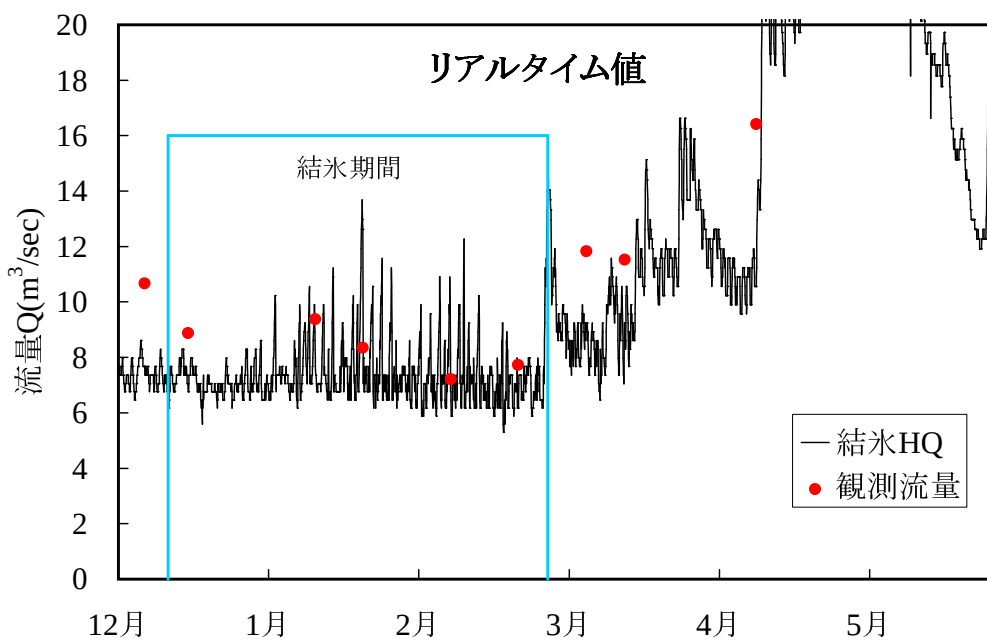


図 2.16: 流量のリアルタイム値の算出結果（結氷期間拡大）

第3章 河川結氷時の流量推定手法の導出

開水時において、運用されている河川流量を連続的に推定する手法は、測定した連続水位 H を水位流量曲線 ($H-Q$ 曲線) に代入することにより、連続流量 Q を算出する手法である。結氷時においては、水位は河床高と有効水深に加えて河水の喫水深の影響を受けるため、開水時のような水位と流量との関係 ($H-Q$ 曲線) は得られず、水位と流量の関係よりも有効水深と流量との関係の方がより合理的であるとの指摘 [1] がなされている。

上記を踏まえて、現行の河川結氷時の流量推定手法は、結氷時の観測流量を開水時の $H-Q$ 曲線に代入して相当水位 H' を求め、観測時の水位 H と相当水位 H' との差 $\Delta H (=H-H')$ を算出する。そして、測定した連続水位 H から ΔH を差し引くことにより連続的な相当水位 H' を求めて、この相当水位 H' を開水時の $H-Q$ 曲線に代入することにより連続的な河川結氷時の流量を推定している。この手法は、水位の上昇量 ΔH に、河水底面の粗度係数、河水面積、エネルギー勾配の影響を織り込む形となっている。しかし、既往研究において、河水底面の粗度係数および河水面積は経時変化することが観測 [2] されており、エネルギー勾配は結氷時の流量に影響を与える [3] ことから、 ΔH は結氷状況および水理現象に影響を受けるため一意ではないと考えられる。

この問題に対して平山 [4][5][6] は、開水時と結氷時の粗度係数およびエネルギー勾配を関数とする K 値を定義して、結氷時の流水断面積、径深および K 値を用いて開水時の相当水位 H' を算出し、開水時の $H-Q$ 曲線を用いて河川結氷時の流量を推定する手法を提案している。この手法は、河水底面の粗度係数、河水面積、エネルギー勾配の影響を適切に評価できるため、 $\pm 20\%$ 誤差内に全 58 データの内、83% が入り、推定流量は観測流量と良く一致している。しかし、この手法は晶氷が滞留する地点においては適用範囲外であり、 K 値は氷板厚と相関が高いことが示されているものの、河水底面の粗度係数の変化が大きい地点においては、 K 値が大きく変動するが、この変動に関する十分な知見が得られていないため、現場への適用には至っていない。

現行の河川結氷時の流量推定手法は、結氷時において $H-Q$ 曲線は成立しないことを前提に、結氷時の水位 H をその流量に相当する開水時の水位 H' に補正して、開水時の $H-Q$ 曲線から結氷時の流量を推定する手法であるため、推定流量の精度は開水時の $H-Q$ 曲線の精度に影響を受けることになる。

本章の目的は、新たな河川結氷時の流量推定手法を開発することであり、河川

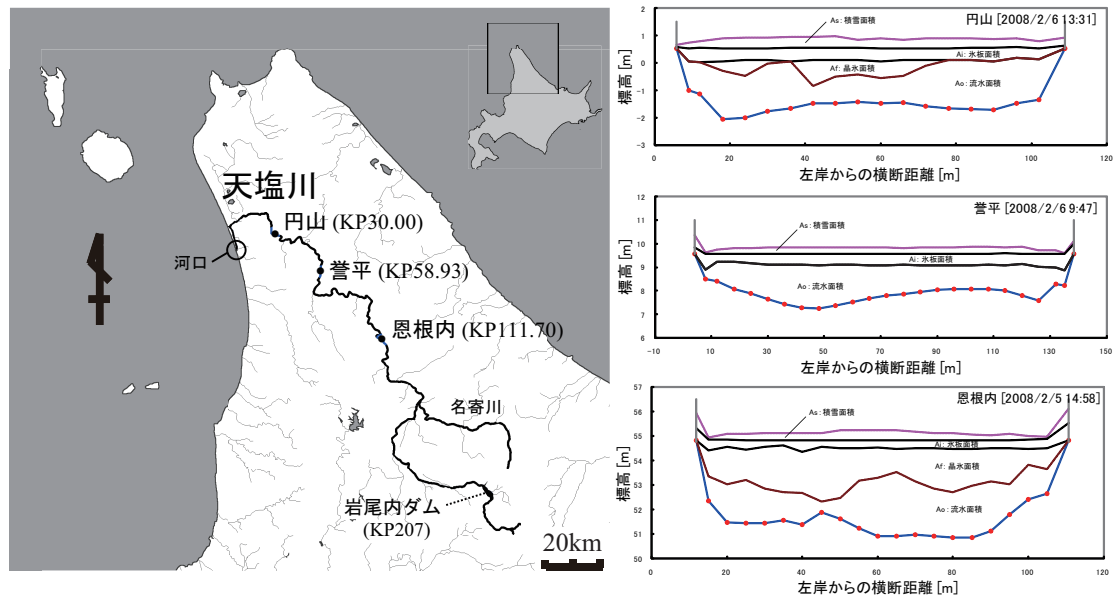


図 3.1: 天塩川における観測位置と横断図

結氷時において詳細な現地観測を行い、これらのデータを基にして河川結氷時の流量推定手法を開発し、本手法を現場へ適用した場合の推定精度を示した。

3.1 河川結氷時の流量推定手法の開発

天塩川における現地観測

北海道北部に位置する天塩川 (流路延長 256km, 流域面積 5,590km²) を対象に、観測期間を 2008 年 1 月から 3 月にかけて、円山 (まるやま) 観測所 KP30.00, 天塩川の基準地点である誉平 (ぼんぴら) 観測所 KP58.93, 恩根内 (おんねない) 観測所 KP111.70 の 3 地点で詳細な現地観測を実施した。観測期間中の 3 地点の結氷状況は、河川水面が全て河水で覆われる完全結氷であった。なお、恩根内は、円山および誉平に比べて晶氷が多く滞留する地点である。本研究では、結氷河川における河水を、硬い氷板と水面および氷板下に存在する軟らかい晶氷に大別して検討しており、KP とはキロポストの略で河口からの距離 km である。円山、誉平、恩根内の位置および横断図を図-3.1 に示す。

各地点において水位と流量の観測を行った。水位はデータロガー付絶対圧水位計 (Mc-1100, 光進電気工業製, 測定精度 $\pm 1\text{cm}$) を用いて、10 分毎に測定を実施した。流速は河川用電磁流速計 (AEM1-D, アレック電子, 測定精度 $\pm 0.005\text{m/s}$ 又は測定値の $\pm 2\%$) を用いて、正確な値を得るために流速の測定間隔を水深方向に 10cm 毎とした。流量はこの流速計を用いて、円山と誉平で各 10 回、恩根内で 20 回の観測を行った。恩根内は、例年の観測結果より晶氷の変動が大きいので、詳細な観測が必要であり、他の地点よりも観測回数を多くした。流速測定を行う地点は、図-3.1 の横断図における約 5m 間隔で設定した赤点の地点で実施した。流

水、氷板、晶氷の面積の測定については、観測期間中、観測断面の横断方向の水位は一定で水位の上下変動はないと仮定して、量水標の水位を読み取り、ポールおよびL型ポールを用いて水面から河床、晶氷、氷板までの距離を観測穴の四辺において測定し、その平均値を測定値とした。

各地点の上流の流況を把握するために、円山と誉平においては、各観測地点の上流250mにおいて、水位の10分毎の測定と10回の低水流量観測を実施した。恩根内においては、観測地点の上流400mにおいて、水位の10分毎の測定を実施した。なお、上流地点は各現場状況に合わせて選定した。

結氷状況および水理現象の経時変化

河川結氷時の観測流量と流水断面積、径深、流速係数、エネルギー勾配との相関をみるために、本観測データを基にして検討を行った。

現地観測から得られた観測流量 $Q[\frac{m^3}{s}]$ 、流水断面積 $A_o[m^2]$ 、氷板断面積 $A_i[m^2]$ 、晶氷断面積 $A_f[m^2]$ および Manning の粗度係数 $n[\frac{s}{m^{1/3}}]$ を図-3.2 に示す。Manning の粗度係数は、河床底面と河水底面の合成粗度となる値として、観測データを式(3.1)に代入して求めた。

$$n = \frac{A_o R^{2/3} I_e^{1/2}}{Q} \quad (3.1)$$

径深 $R[m]$ は流水断面積と潤辺から求め、エネルギー勾配 I_e [無次元] は、式(3.2)の運動方程式に断面平均流速 $u_m[m/s]$ と水位 $H[m]$ を代入して求めた。

$$I_e = -\frac{d}{dx} \left[\alpha \frac{u_m^2}{2g} + H \right] \quad (3.2)$$

重力加速度 $g[m/s^2]$ は9.8、エネルギー係数 α [無次元] は1.1とした。なお、恩根内におけるエネルギー勾配 I_e は、上流の断面平均流速 u_m を観測していないため、水面勾配 I_w をエネルギー勾配 I_e と仮定して与えた。

図-3.2 より、氷板断面積 A_i は各地点で時間経過に伴い増加しているが、晶氷断面積 A_f は地点により時間的な変動が異なる。Manning の粗度係数について、円山では0.012から0.038の範囲で推移しているのに対して、誉平では0.026から0.083の範囲で時間経過に伴い小さくなっている。恩根内は0.126から0.042の範囲であり、その変動は誉平同様に時間経過に伴い小さくなっているが、誉平に比べて上下に値が変動している。今回の詳細な現地観測結果から、地点によって結氷状況および水理現象が異なることを示した。

各地点において観測した観測流量 Q と流水断面積 A_o 、径深 R 、流速係数 ϕ 、エネルギー勾配 I_e の4つの因子との相関係数を表-3.1 に示す。なお、本研究ではManning の粗度係数の水理学的な意味が明確となるように、式(3.3)に示す流速係数 ϕ [無次元] を用いて検討した。式(3.3)の $u_*[m/s]$ は摩擦速度 ($=\sqrt{gRI_e}$) である。

$$\phi = \frac{u_m}{u_*} = \frac{R^{1/6}}{n\sqrt{g}} \quad (3.3)$$

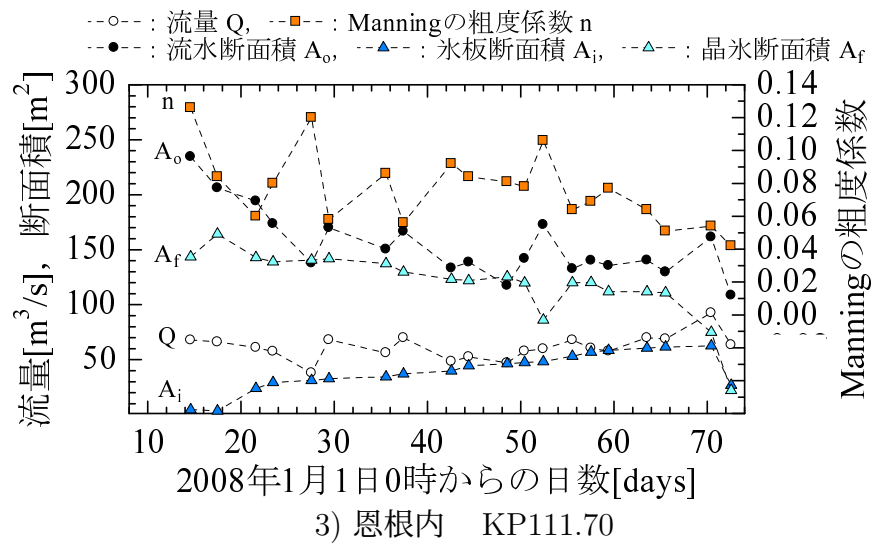
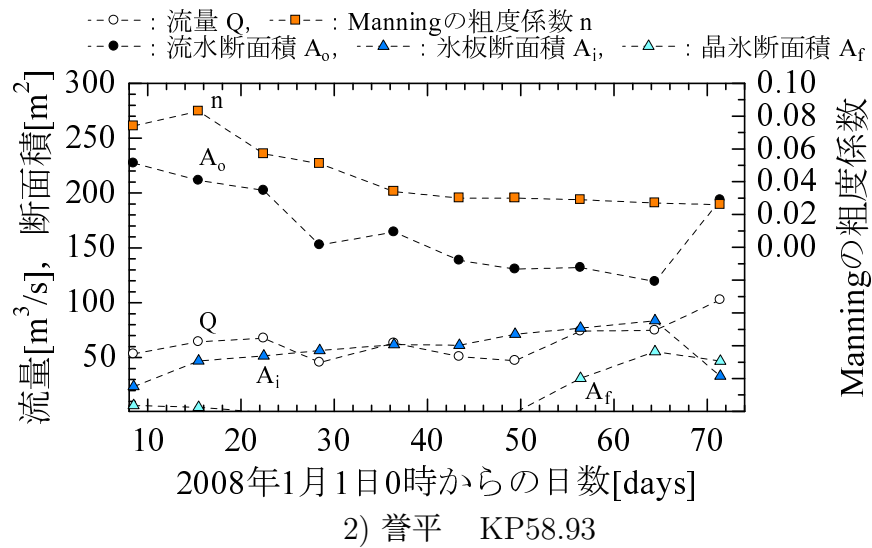
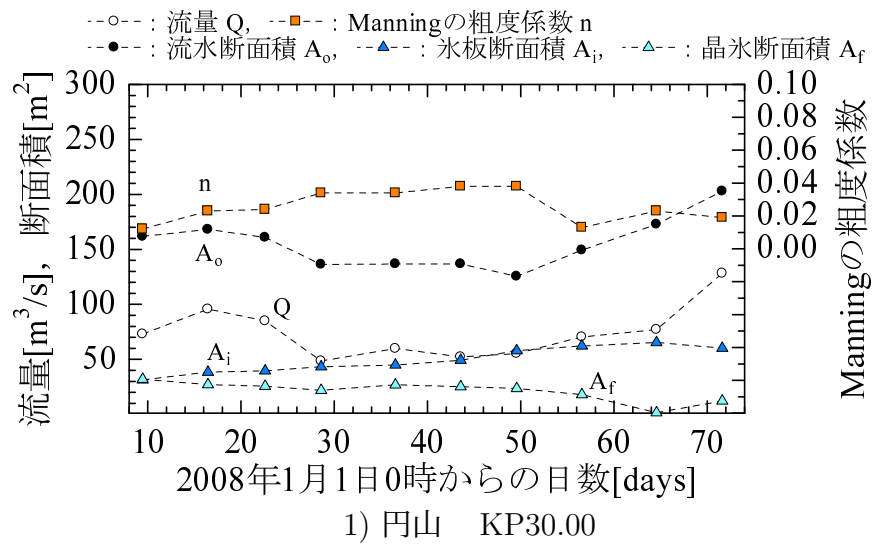


図 3.2: 流量 Q , 流水断面積 A_o , 氷板断面積 A_i , 晶氷断面積 A_f ,
 Manning の粗度係数 n の経時変化

表 3.1: 観測流量 Q と各値との相関係数 r

	A_o	R	ϕ	I_e
円山	0.940	0.934	0.401	0.463
誉平	0.154	0.132	0.493	0.151
恩根内	0.302	0.318	0.611	0.436

表-3.1 より、観測流量 Q に対して、 A_o , R は円山で高い相関を示しているが誉平、恩根内では相関が低く、 ϕ は相対的に各地点とも同程度の相関があり、 I_e は円山と恩根内では誉平に比べて相関がある。既往研究においては、観測流量 Q と有効水深 h_w との関係 [1]、観測流量 Q とエネルギー勾配 I_e との関係 [3] が指摘されているが、今回の詳細な現地観測結果から、これらの関係についてある程度の相関はあるものの、全ての地点において適用可能な関係ではなく、その関係は一義的には決まらなないと判断できる。河川結氷時の流量は、結氷状況および水理現象から相互に影響を受けていることが示された。

河川結氷時の流量推定手法

現地観測結果から、河川結氷時の観測流量は一義的には決まらないことが示された。このため、本研究では流量推定の基礎式を式 (3.4) として、式 (3.4) における A_o , ϕ , R , I_e の簡便な推定式を立てて、これらの推定式を式 (3.4) に代入し、河川結氷時の流量推定式を導出した。なお、 ϕ は流速係数である。

$$Q = A_o \phi \sqrt{g R I_e} \quad (3.4)$$

エネルギー勾配 I_e の推定

流量観測時の流れは等流状態であると仮定すれば、エネルギー勾配 I_e と水面勾配 I_w の関係は式 (3.5) となる。

$$I_e \simeq I_w \quad (3.5)$$

本観測データから得られた水面勾配 I_w とエネルギー勾配 I_e の関係を図-3.3 に示す。図-3.3 より両者は良く一致しており、このことは、河川結氷時において、水面勾配 I_w を測定すればエネルギー勾配 I_e として近似可能であることを示唆している。なお、 I_w と I_e は、各地点とその上流地点の観測データから算出し、 I_e の算出は式 (3.2) を用いた。

流水断面積 A_o 、径深 R の推定

流水断面積 A_o の推定について、まず、開水時の横断測量データを用いて図-3.4 に示した水位 H' と流水断面積 A_o の関係式 ($H - A$ 式) を事前に求めた。式 (3.6)

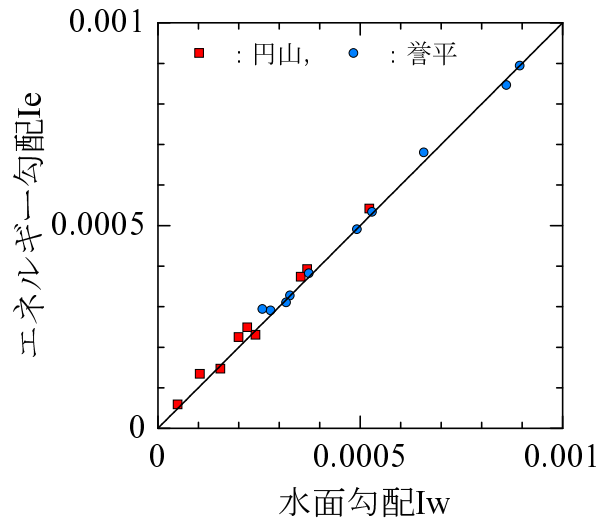


図 3.3: 水面勾配 I_w と水面勾配 I_e

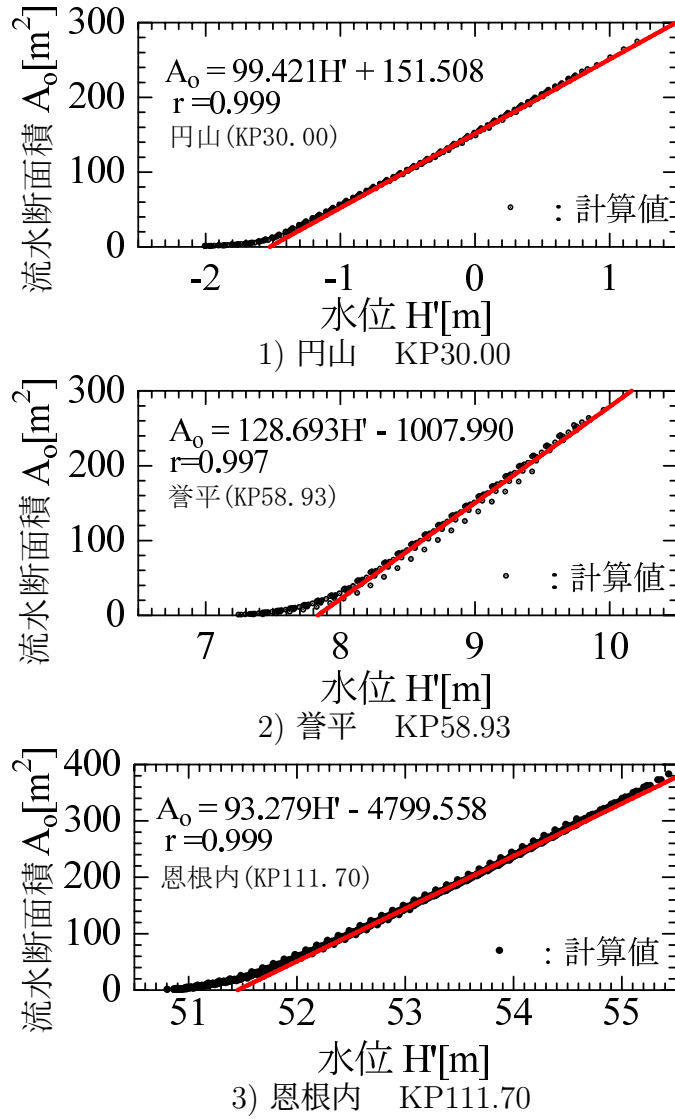


図 3.4: 開水時における水位 H' と流水断面積 A_o

より結氷時の水位 H から喫水 d を差し引いて水位 H' を求め、この H' を $H - A$ 式に代入して A_o を算出した。なお、結氷時の水位 H' は河水底面の横断面平均標高となり、喫水 d は式 (3.7) より算出した。

$$H' = H - d \quad (3.6)$$

$$d = \frac{\rho_s A_s + \rho_i A_i + \rho_f A_f}{\rho_w B_w} \quad (3.7)$$

川幅 B_w [m]、氷板断面積 A_i [m²]、 ρ [$\frac{kg}{m^3}$] は密度であり、水の密度 $\rho_w=1000.00$ 、雪の密度 $\rho_s=100.00$ 、氷の密度 $\rho_i=917.40$ 、晶氷の密度 $\rho_f=950.38$ とした。

式 (3.7) の喫水 d の導出について、河水は水位の変化により上下変位するため、河水と河岸は固定条件ではなく自由条件 [1] となる。 A_i を水位より上の氷板断面積 A_{iu} [m²] と水位より下の氷板断面積 A_{id} [m²] に区分して考え、河水は浮力を受けると仮定すると、浮力 $\rho_w g(A_{id} + A_f)$ と浮体の空気中での重量 $\rho_s g A_s + \rho_i g(A_{iu} + A_{id}) + \rho_f g A_f$ は等しい。 $(A_{id} + A_f) = B_w d$ とすると喫水 d は式 (3.7) となる。連続的に喫水 d を得るためには、連続的に河水面積を得る必要があり、この方法として氷板形成融解式を用いる方法がある。しかし、この式は硬い氷板のみを対象としており晶氷は計算できないため、適用にあたっては再度、検討が必要である。一方、河水面積を定期的に観測している場合においては、河水面積を線形で補完して与える簡便な方法がある。

径深 R の推定について、河水潤辺 S_i [m]、河床潤辺 S_b [m] とすると式 (3.8) で表され、 $B_w \gg h_w$ として $S_i \simeq S_b \simeq B_w$ と仮定することにより、径深 R は有効水深 h_w で表される。有効水深 h_w は平均河床高 Z [m] を用いて式 (3.9) から推定できる。 Z は横断測量結果より、円山で -1.441m、誉平で 7.898m、恩根内で 51.604m を与えた。

$$R = \frac{A_o}{S_i + S_b} \simeq \frac{A_o}{2B_w} = \frac{h_w}{2} \quad (3.8)$$

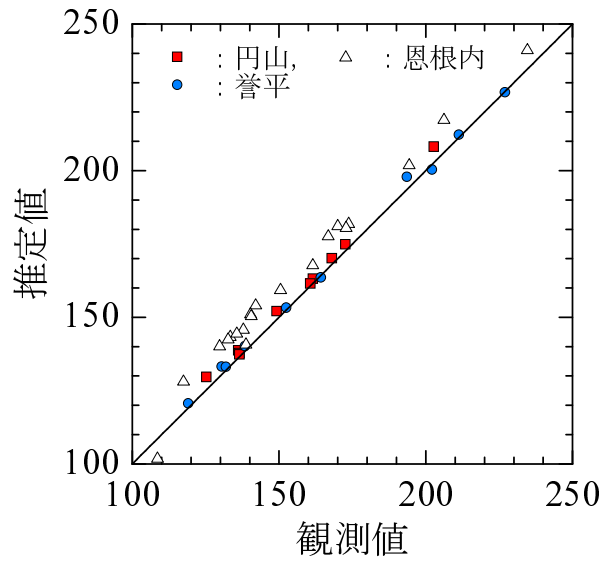
$$h_w = H - d - Z \quad (3.9)$$

A_o と R の観測値と推定値を図-3.5 に示す。図-3.5 より推定値は観測値を良く再現しているのが分かる。

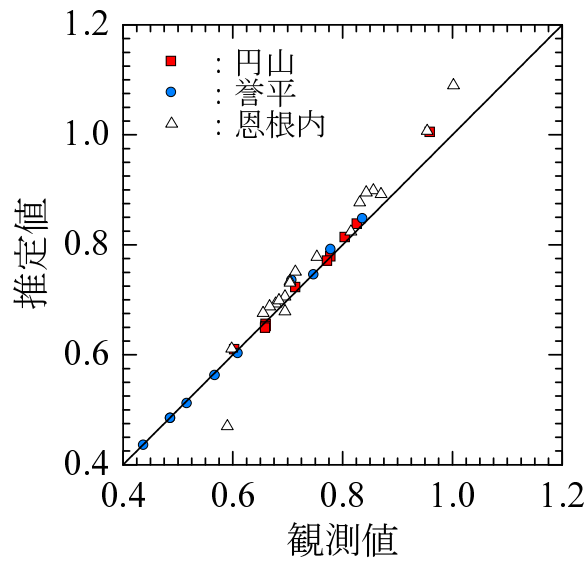
流速係数 ϕ の推定

河川結氷時の流速係数 ϕ に関する基礎的な知見は、現在、十分には得られていないため、本研究では ϕ の関数である相当粗度高 k_s に着目して、その変動要因を検討し、 ϕ の推定式を提案した。

河川結氷時の相当粗度高 k_s 河川結氷時では、流水と河床面、流水と河氷面において摩擦抵抗によるエネルギー損失が生じている。このため摩擦抵抗に関しては、河川結氷時の流路は管路流と考えられる。本研究の流速係数 ϕ の検討に際して、河川結氷時の流路を管路流と仮定して検討を進めた。なお、結氷河川内の圧力は、河



1) 流水断面積 A_o [m^2]



2) 径深 R [m]

図 3.5: A_o と R の観測値と推定値

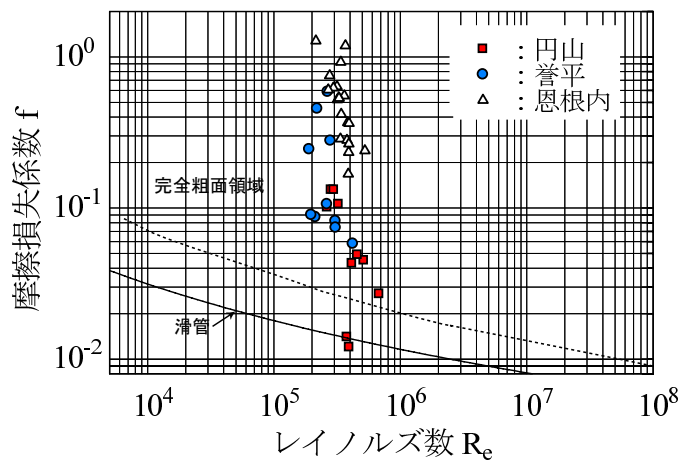


図 3.6: 河川結氷時のレイノルズ数 R_e と摩擦損失係数 f

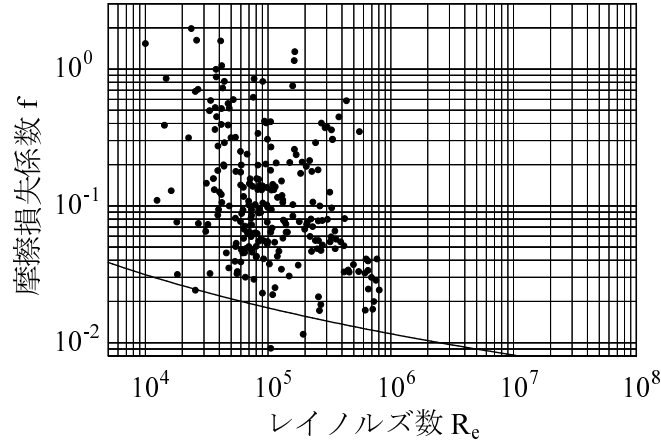


図 3.7: 河川結氷時のレイノルズ数 R_e と摩擦損失係数 f
(北海道全域における 249 回の流量観測データをプロット)

岸における河水の割れ目において解放され自由水面を持つため、水理学で定義される管路流とはならない。本研究では摩擦抵抗に関してのみ管路流の考え方を適用した。

管路流におけるエネルギー損失は、式 (3.10) の Darcy-Weisbach の式で表わされ、式 (3.10) を流速係数 ϕ で整理すると式 (3.11) となる。ここで、 f [無次元] は摩擦抵抗係数、 D は管径で $D=4R$ の関係にある。

$$I_e = \frac{f}{D} \frac{u_m^2}{2g} \quad (3.10)$$

$$\phi = \sqrt{8/f} \quad (3.11)$$

管路としての河川結氷時の壁面について、滑面か粗面であるかを明らかにするために、本観測データを用いて式 (3.3) から ϕ を求め、式 (3.11) から f を求めて、Moody 図 [7] に、この f と $R_e(=Ru_m/\nu)$ をプロットした結果を図-3.6 に示す。なお、動粘性係数 ν [m²/s] は、0℃の時の値 1.785×10^{-6} を与えた。図-3.6 より、40 データ中、2 データが滑管領域であり、残り 38 データは完全粗面領域であった。滑管領域が 2 データあるものの、全 40 データの 95% の観測値が完全粗面領域であることから、管路としての結氷河川の壁面は粗面であると判断した。なお、滑管領域の 2 データは円山の観測値である。これらのデータは、計 10 回の観測の内、1 回目 (1 月 10 日) と 8 回目 (2 月 26 日) であり、エネルギー勾配 I_e は 0.000041 と 0.000057 であったことから f が小さく見積もられたと推察できる。1 月 8 日は新月、2 月 21 日は満月であり潮位の影響が想定されるが、他の観測日においても新月、満月に近い観測日があるため、潮位の影響だけではなく、上流の河水の滞留による流水の堰き止めなどが原因の一つとして考えられるが、現時点では、これ以上のことは不明である。

2005 年 12 月から 2006 年 3 月までの北海道全域における計 249 の観測データを Moody 図にプロットすると、図-3.7 より、全データの 99% が粗面領域であった。

相当粗度高 k_s の経時変化をみるために、壁面が粗面の場合における f と k_s の関係式 [8] である式 (3.12) から相当粗度高 k_s を求めた.

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2.0 \log_{10} \frac{7.40D}{2k_s} \quad (3.12)$$

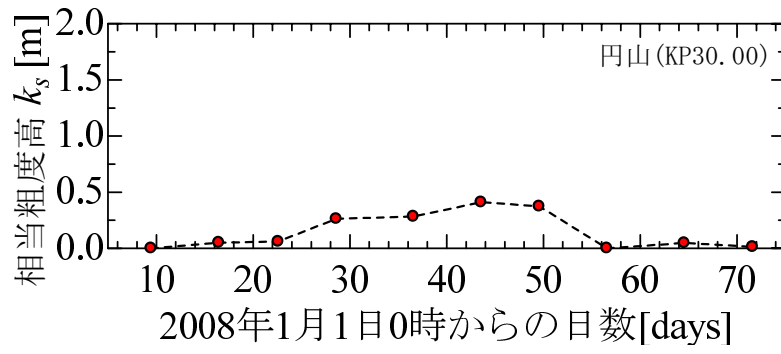
k_s [m] の経時変化を図-3.8 に示す. 図-3.8 の k_s の経時変動について、円山では 0.0004 から 0.4111 の範囲で推移しているのに対して、誉平では 0.0874 から 2.5670 の範囲で時間経過に伴い小さくなる. 恩根内は 0.5252 から 5.8330 の範囲であり、上下に値を変動させながら時間経過に伴い小さくなる. これらの変動は Manning の粗度係数と同様の変動を示していることが図-3.2 より推察されるため、Manning-Strickler の式 (3.13) を適用して、 ϕ と $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$ の関係を図-3.9 に示す.

$$\phi = \frac{k_s^{1/6}}{n\sqrt{g}} \left(\frac{R}{k_s} \right)^{1/6} \quad (3.13)$$

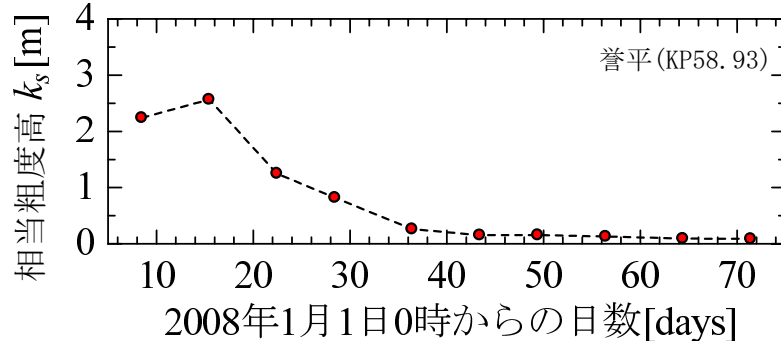
図-3.9 より ϕ は 2 から 25 の範囲で変動している. 一般には管路や開水路流れにおける ϕ の値は 8~25 程度であることから、実用上、この間では近似的に $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})=7.66$ が用いられている [8]. しかし、今回の現地観測結果より、 ϕ は小さな値となることから、河川結氷時における $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$ を定数として扱えないことが示唆された.

円山の k_s は、誉平と恩根内に比べて、40 日まで増加している. 誉平と恩根内よりも下流に位置している円山は、上流から流下する河水が氷板下に滞留しやすい. このため、円山の河水底面の形状は、経時的に変化していると考えられ、円山の河水底面の粗度を表わす k_s は、滞留した河水によって増加したと推察できる.

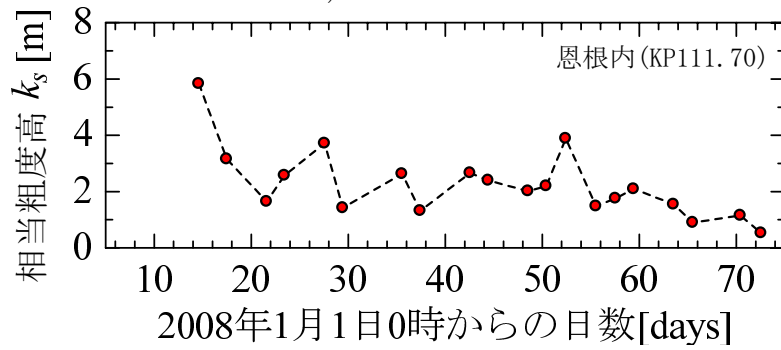
河川結氷時の流速係数 ϕ 図-3.8 の k_s が時間経過に伴い小さくなる変動要因について、河床と河水の構成材料の変化および河床と河水の底面形状の変化が考えられる. 渇水流量を記録することが多い河川結氷時において河床変動は無視できる程度に小さいと仮定すれば、 k_s の変動要因は河水の構成材料および河水の底面形状の変化に起因する. 河水の構成材料および河水の底面形状に影響を与える因子として、気温、水温および流速が想定される. 特に、河水底面が流水により融解されて滑らかになり、相当粗度高 k_s が小さくなることが予見される.



1) 円山 KP30.00



2) 誉平 KP58.93



3) 恩根内 KP111.70

図 3.8: k_s の経時変化

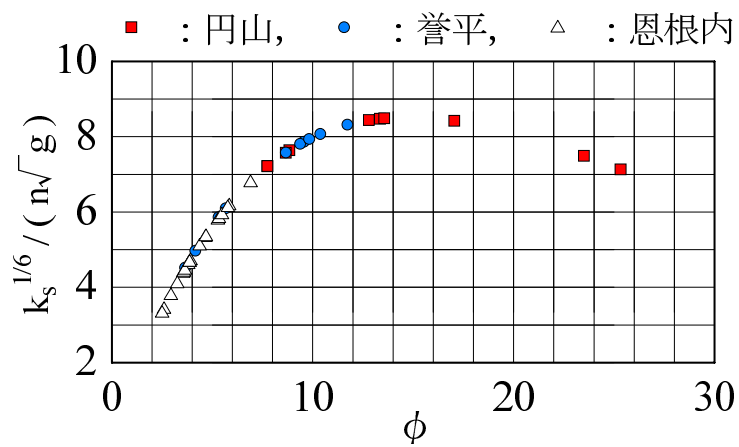


図 3.9: 河川結氷時の ϕ と $k_s^{1/6} / (n\sqrt{g})$

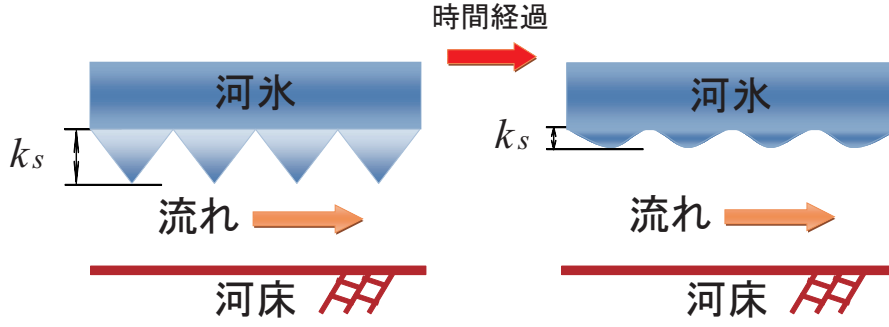


図 3.10: 河水の底面形状の時間変化の概念図

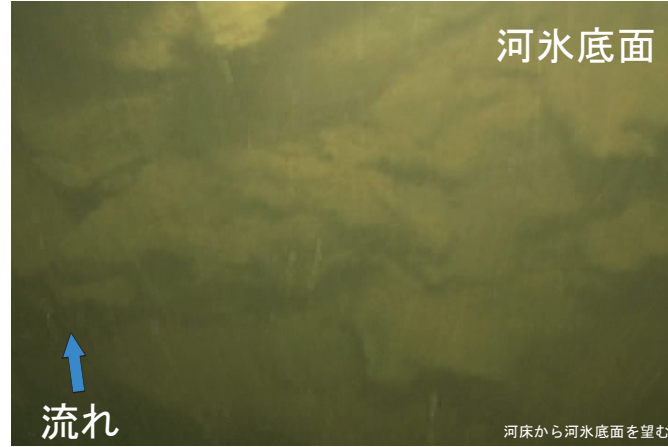


図 3.11: 恩根内における河水底面形状 [2011/2/15]

本研究では、以下の仮定を設けて検討を行った．河水の構成材料の変化は考慮せず、河水の底面形状の変化のみに着目した．河水の底面形状の変化の評価については、河水の底面形状に影響を及ぼす流水近傍の相当粗度高 k_s [m] を仮想して、この k_s の時間変化 (dk_s/dt) により評価した．観測期間中の気温はマイナスを多く記録し河水底面を融解する主要因とはならず、河水の底面形状の変化は融解が主要因と考え、この融解を流水から河水底面への熱フラックスで表し、熱フラックスによる河水の底面形状の変化を式 (3.14) で表現した．河水の底面形状の時間的な変化の概念図を図-3.10 に示す．また、恩根内における実際の河水底面形状を図-3.11 に示す．図-3.11 より、河水の底面形状は平坦でないことが分かる．

$$\rho_i L_i \frac{dk_s}{dt} = -\phi_w \quad (3.14)$$

$$\phi_w = C_{wi} \frac{u_m^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T_w - T_{id}) \quad (3.15)$$

$L_i [\frac{J}{kg}]$ は氷の潜熱、 k_s [m] は流水近傍の相当粗度高であり、流水から河水底面への熱フラックス $\phi_w [\frac{W}{m^2}]$ は式 (3.15) となる． C_{wi} は $1622 \frac{W \cdot s^{0.8}}{^\circ C \cdot m^{2.6}}$ であり、 $T_w [^\circ C]$ は水温、 $T_{id} [^\circ C]$ は河水底面の温度であり $0^\circ C$ とした．

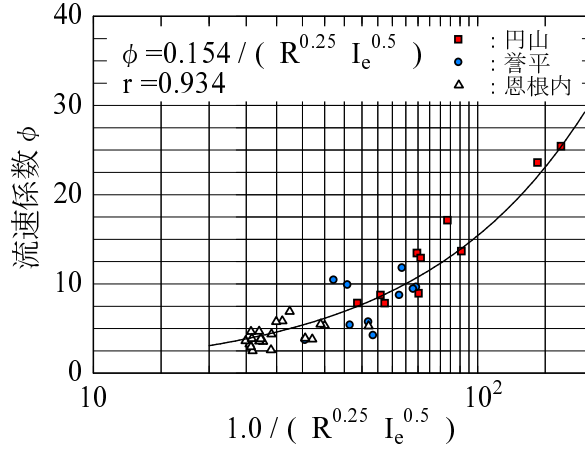


図 3.12: 結氷河川における $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$ と ϕ

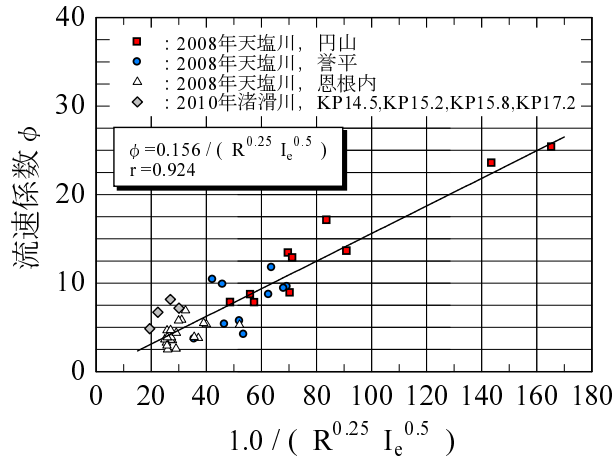


図 3.13: 結氷河川における ϕ と $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$
渚滑川のアイスジャムの観測データを追加

式 (3.14) に式 (3.15) を代入し，式 (3.17) で $C_o[m^{\frac{1}{4}}]$ を定義して，流速係数 ϕ で整理すると式 (3.16) が導かれる．本観測データを用いて $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$ と ϕ の関係を図-3.12 に示す．図-3.12 より dk_s/dt および T_w を定数としたことによる誤差が含まれるが，全データの相関係数は 0.934 であり高い相関を示している．

$$\phi = \frac{C_o}{R^{0.25} I_e^{0.5}} \quad (3.16)$$

$$C_o = \left(-\frac{dk_s}{dt} \frac{\rho_i L_i 2^{\frac{1}{5}}}{C_{wi} T_w g^{\frac{2}{5}}} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (3.17)$$

一方，2010 年 2 月 26 日の渚滑川のアイスジャムの現地観測から得られた流速係数 ϕ ，径深 R ，エネルギー勾配 I_e を用いて，図-3.13 にプロットした．なお，エネルギー勾配は水面勾配としている．図-3.13 より，アイスジャム発生時においても， ϕ と $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$ の関係があることが分かる．このことは，現地観測が困難なアイスジャム発生時において，径深 R およびエネルギー勾配 I_e ，または有効水深 h_w および水面勾配 I_w を観測することが出来れば，図-3.13 を用いて流速係数 ϕ が推定可能であることを示唆している．

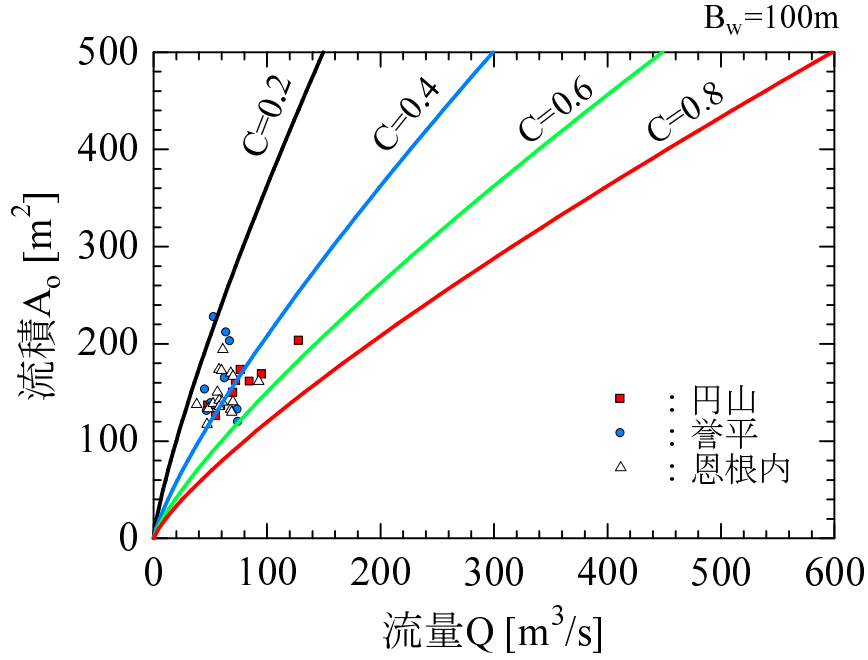


図 3.14: 流量推定式の C 値の変化に対する流量 Q と流積 A_o .

河川結氷時の流量推定式

河川結氷時の流量推定式は，エネルギー勾配の推定式 (3.5)，径深の推定式 (3.8)，流速係数 ϕ の推定式 (3.16) を流量算出の基礎式である式 (3.4) に代入すると式 (3.18) が導かれる．なお， $C[\frac{m^{\frac{3}{4}}}{s}]$ は式 (3.19) で定義した． C 値の物理的意味は，河水底面が流水により融解されて，滑らかになることによる粗度の減少の程度を表している．なお，本推定式は，河床の変動は無視し河床の粗度は一定と考えて，その影響は C 値に織り込まれていると仮定している．また， C 値は式 (3.20) の関係がある．

$$Q = C B_w^{-\frac{1}{4}} A_o^{\frac{5}{4}} \quad (3.18)$$

$$C = \left(-\frac{dk_s}{dt} \frac{\rho_i L_i}{C_{wi} T_w} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (3.19)$$

$$C = C_o \left(2^{-\frac{1}{4}} g^{\frac{1}{2}} \right) = \phi u_* h_w^{-\frac{1}{4}} = \frac{Q}{B_w^{-\frac{1}{4}} A_o^{\frac{5}{4}}} \quad (3.20)$$

本推定式の C 値の変化に対する流量 Q と流積 A_o の応答を図-3.14 に示す．図-3.14 より，本推定式は河水量が増加すると流積 A_o が小さくなり，河水底面が粗いと C 値は小さくなるため，流量 Q は減少する式である．

表 3.2: 河川結氷時の流量推定式における規格化定数

$\tilde{Q}$	$\tilde{A}_o$	$\tilde{B}_w$	$\tilde{C}$	$\tilde{u}_m$	$\tilde{h}_w$
1	10	10	0.1	0.1	1

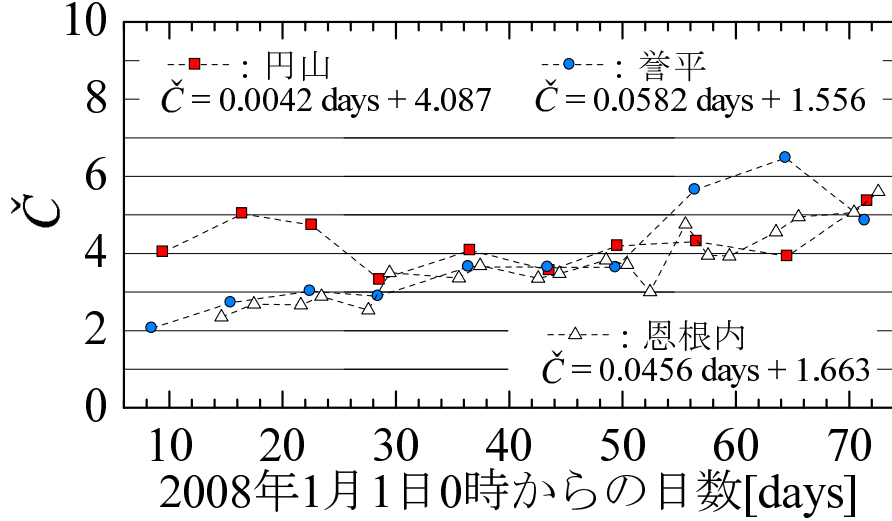


図 3.15: $\tilde{C}$ [無次元] の経時変化と推定式 (本観測データ)

C 値を無次元化してその経時変化をみた. 例えば $C = \tilde{C}\check{C}$ として, $\check{C}$ を規格化定数, $\tilde{C}$ を無次元量として, 式 (3.18) を無次元化すると式 (3.21) となる. さらに, $(\tilde{C}\tilde{A}_o^{\frac{5}{4}})/(\tilde{Q}\tilde{B}_w^{\frac{1}{4}})=1$ として正規化すると, 式 (3.22) が得られる.

$$\check{Q} = \left[\frac{\tilde{C}\tilde{A}_o^{\frac{5}{4}}}{\tilde{Q}\tilde{B}_w^{\frac{1}{4}}} \right] \times \check{C} \tilde{B}_w^{-\frac{1}{4}} \tilde{A}_o^{\frac{5}{4}} \quad (3.21)$$

$$\tilde{C} = \tilde{u}_m \tilde{h}_w^{-\frac{1}{4}} \quad (3.22)$$

各値の規格化定数は, $\tilde{Q}=1$ として式 (3.22) を満足するように, 表-3.2 に示す各値を設定した. 式 (3.18) は, 式 (3.21) および表-3.2 から式 (3.23) で表わされる.

$$Q = \check{C} \left(\frac{B_w}{\tilde{B}_w} \right)^{-\frac{1}{4}} \left(\frac{A_o}{\tilde{A}_o} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (3.23)$$

$\check{C}$ は流速係数 ϕ および相当粗度高 k_s の関数のため経時変化する. 今回の観測データを式 (3.18) に代入して C 値を求め, $\tilde{C}$ により無次元化して得られた $\check{C}$ の経時変化を図-3.15 に示す. 図-3.15 から各観測所により $\check{C}$ の経時変化が異なるが, 相対的にみると $\check{C}$ は時間の経過とともに増加しており, 粗度が減少していることが分かる.

3.2 河川結氷時の流量推定手法の精度比較

河川結氷時の流量推定手法を現場へ適用することを念頭に、(1) ΔH を用いる手法、(2) K 値を用いる手法、(3) C 値を用いる手法の3つの手法において、現行の観測データのみを用いて流量を推定し、真値を本研究で得られた観測流量として精度比較を行った。なお、本研究で開発した手法は(3) C 値を用いる手法である。

流量推定に必要な入力データは、月3回、定期的に行われている流量観測から得られる流量、積雪断面積、氷板断面積、晶氷断面積、川幅、水位とし、連続的な水位データは、国土交通省の水文水質データベースから得られる1時間毎のデータとした。

流量推定手法の手順

各手法における流量推定手法の実際の手順を記述する。

ΔH を用いる手法

1. 開水時の $H - Q$ 曲線を導出する。
2. 結氷時の観測流量 Q を $H - Q$ 曲線に代入して相当水位 H' を求める。
3. 結氷時の観測水位 H と相当水位 H' との差 $\Delta H (= H - H')$ を求め、観測を実施していない日の ΔH は、その日を挟む観測日の値を用いて線形補完により求める。
4. 結氷時の連続水位 H から ΔH を差し引いた値を $H - Q$ 曲線に代入して、結氷時の流量 Q を推定する。

K 値を用いる手法 平山 [4][5][6] による K 値を用いる手法について解説する。結氷時（添字 w ）と開水時（添字 s ）において、Manning 式を適用すると、式 (3.24) および式 (3.25) が与えられる。

$$Q_w = \frac{A_w}{n_0} R_w^{2/3} I_w^{1/2} \quad (3.24)$$

$$Q_s = \frac{A_s}{n_1} R_s^{2/3} I_s^{1/2} \quad (3.25)$$

n_0, n_1, I_w, I_s は一定値、 $Q_w = Q_s$ と両者の流量が等しいと仮定すると、式 (3.26) が導かれる。なお、 K 値は式 (3.27) で定義される。

$$A_s R_s^{2/3} = \frac{1}{K} A_w R_w^{2/3} \quad (3.26)$$

$$K = \frac{n_0}{n_1} \sqrt{\frac{I_s}{I_w}} \quad (3.27)$$

式 (3.26) の右辺の値が連続的に与えられれば、得られる左辺の値から相当水位 H' を算出し、この相当水位 H' を開水時の $H - Q$ 曲線に代入して流量を推定することができる。なお、原論文 [4][5][6] では、式 (3.26) の右辺の値を連続的に求める方法、左辺の値から相当水位を求める方法は明記されていないため、これらの方法については、本研究の独自の方法とした。以下に流量を推定する手順を記す。

1. 開水時の $H - Q$ 曲線、開水時の $H - A$ 式、開水時の $H - A_s R_s^{2/3}$ 式を導出する。
2. 結氷時の定期観測データから $A_w R_w^{2/3}$ を得る。径深は式 (3.8) から求める。
3. 結氷時の観測流量 Q を $H - Q$ 曲線に代入して相当水位 H' を求め、 $H - A_s R_s^{2/3}$ 式に相当水位 H' を代入して $A_s R_s^{2/3}$ を求める。
4. 式 (3.26) から K 値、式 (3.7) から喫水 d を求め、川幅 B_w は観測データから得る。観測を実施していない日の K , d , B_w は、その日を挟む観測日の値を用いて線形補完により求める。
5. 結氷時の連続水位 H から喫水 d を差し引いた値を $H - A$ 式に代入して A_w を求め、径深は式 (3.8) に A_w , B_w を代入して求める。これらの値から $A_w R_w^{2/3}$ を求める。
6. 式 (3.26) に $A_w R_w^{2/3}$, K 値を代入して $A_s R_s^{2/3}$ を求める。
7. $H - A_s R_s^{2/3}$ 式に $A_s R_s^{2/3}$ を代入して相当水位 H' を求め、 $H - Q$ 曲線に相当水位 H' を代入して、結氷時の流量 Q を推定する。

本観測データから求めた K 値の経時変化を図-3.16 に示す。図-3.16 より、円山の K 値の経時変化は他の地点に比べて小さく、誉平と恩根内の K 値は時間の経過とともに小さくなっている。この要因について検討した。

結氷時の値として式 (3.28) で K_w を定義し、開水時の値として式 (3.29) で K_s を定義すると、 K 値は $K = K_s / K_w$ で表わされる。 K_w および K_s の値は、大きいほど流水は流れやすくなる値である。

$$K_w = \frac{\sqrt{I_w}}{n_0} \quad (3.28)$$

$$K_s = \frac{\sqrt{I_s}}{n_1} \quad (3.29)$$

本観測データを式 (3.28) に代入して K_w を求め、 K 値と K_w から逆算して求めた K_s を図-3.17 に示す。図-3.17 より、円山において、 K_w は K_s よりも大きいため K 値は小さい値となり、 K_w および K_s の変動は小さいため K 値の経時変化は小さいと分かる。誉平と恩根内において、結氷初期の K_w は K_s よりも小さいため K 値は大きくなり、 K_s の変動に対して K_w の変動は大きく K_w は時間の経過とともに大きくなるため K 値は時間の経過とともに小さくなると分かる。

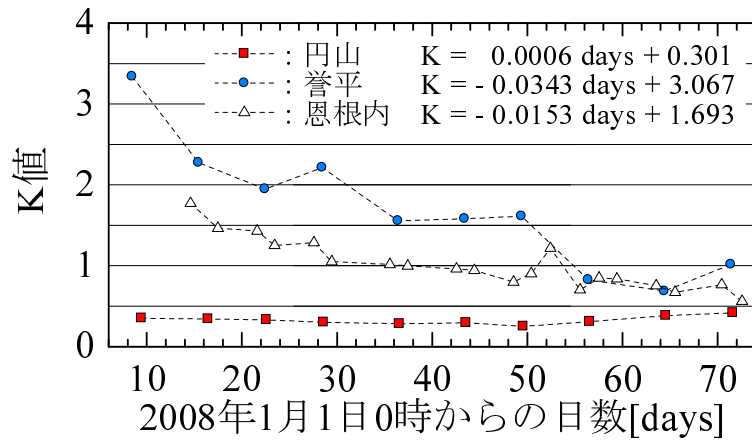


図 3.16: K 値の経時変化と推定式（本観測データ）

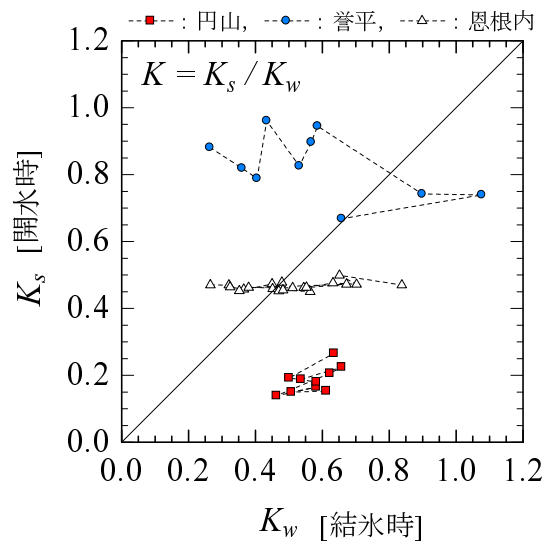


図 3.17: K_w [結氷時] と K_s [開水時] との関係

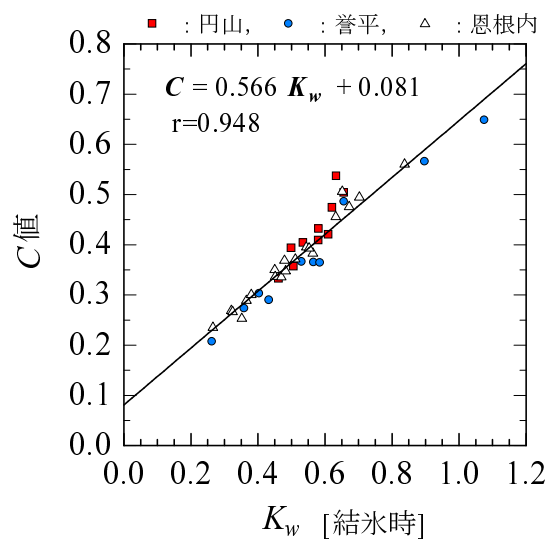


図 3.18: C 値と K_w [結氷時] との関係

C 値を用いる手法（本手法）

1. 開水時の $H - A$ 式を導出する.
2. 結氷時の定期観測データを用いて、式 (3.7) から喫水 d 、式 (3.20) から C 値を求め、川幅 B_w は観測データから得る. 観測を実施していない日の d 、 C 、 B_w は、その日を挟む観測日の値を用いて線形補完により求める.
3. 結氷時の連続水位 H から喫水 d を差し引いた値を $H - A$ 式に代入して A_o を求めて、式 (3.18) に C 、 B_w 、 A_o を代入して結氷時の流量 Q を推定する.

本観測データを用いて上述の手順で C 値を求め、この C 値と式 (3.28) の K_w との関係を図-3.18 に示す. 図-3.18 より C 値と K_w の相関は高い. K_w が既知であれば C 値を推定することが可能であることが本観測データから示唆された.

推定流量と観測流量

各地点において、各手法の推定流量、推定に用いた各値、観測流量を図-3.19、図-3.20、図-3.21 に示す. 推定に用いた観測データの観測日は、図中の四角黒塗りで示した. 図-3.19,3.20,3.21 より、観測期間中の B_w の経時変化は小さく、 d 、 ΔH 、 C 、 K の経時変化は各地点毎に異なる. また、3 手法の推定流量は、観測流量の経時変化を定性的に良く再現していることが分かる. なお、流量の日変動は、上流の岩尾内ダム of 放流量の影響である.

ΔH を用いる手法の推定流量は、水位と ΔH から算出されるため、水位変動が直接的に流量変動となるため、他の手法と比べて、推定流量の変動が大きいと考えられる.

K 値を用いる手法において、河床粗度と河水粗度の変動が小さい場合は、 K 値の変動は小さくなる. K 値の変動が小さい場合には、式 (3.26) より水位の変動が直接的に流量に換算されるため、推定流量は水位の変動に対して鋭敏となる. 一方、 C 値を用いる手法では、 K 値の変動が小さい場合でも、その小さな変動を表現することが可能である. このため、 K 値が 1 よりも小さく変動が小さい図-3.19 において、推定流量に大きな差が表れており、 C を用いる手法の方が推定流量の精度は高い. なお、図-3.20,3.21 では、 K の変動は大きいため、 C を用いる手法と同程度の推定精度となっている.

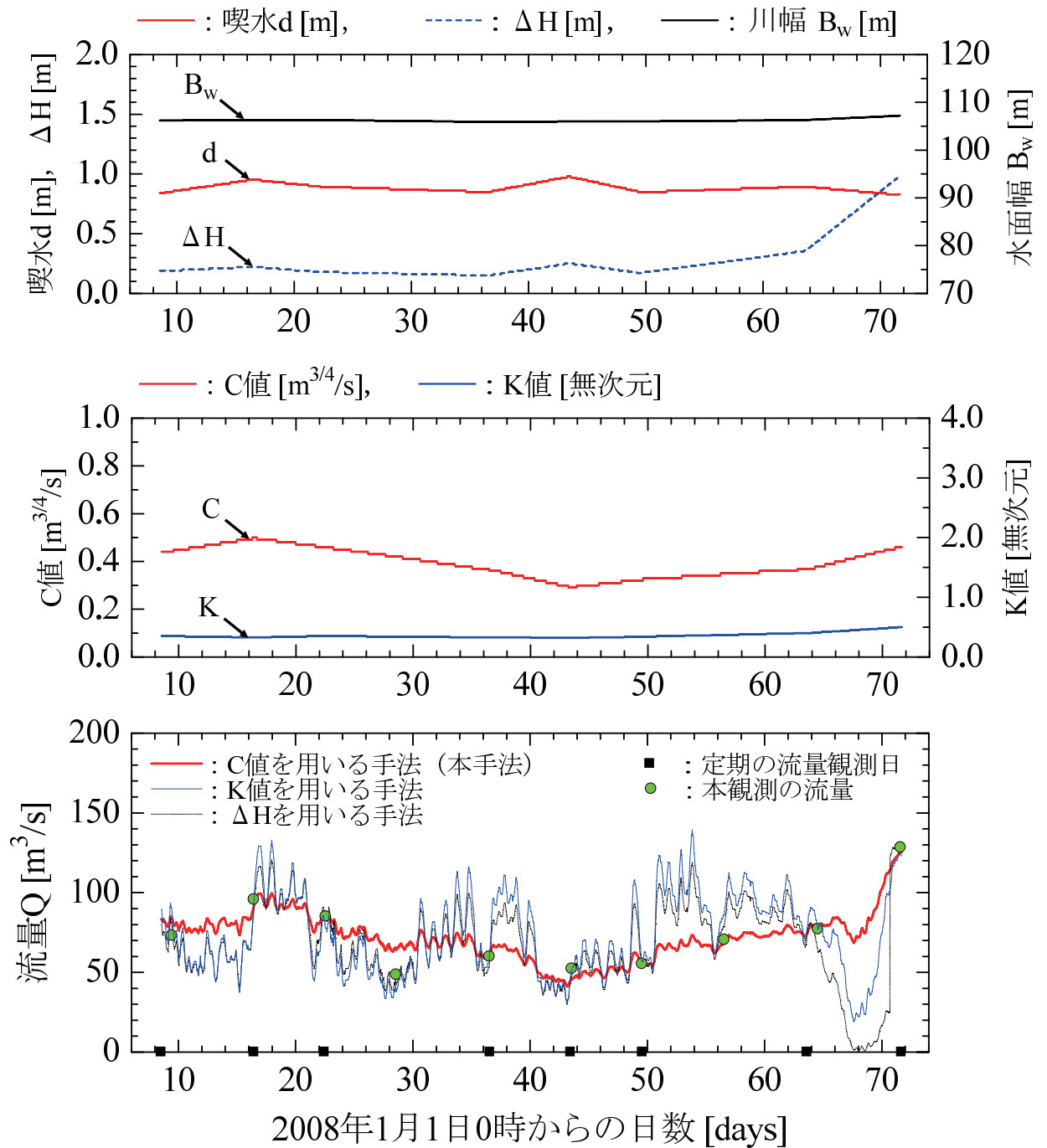


図 3.19: 円山 (KP30.00) における本手法と従来手法の推定流量と観測流量

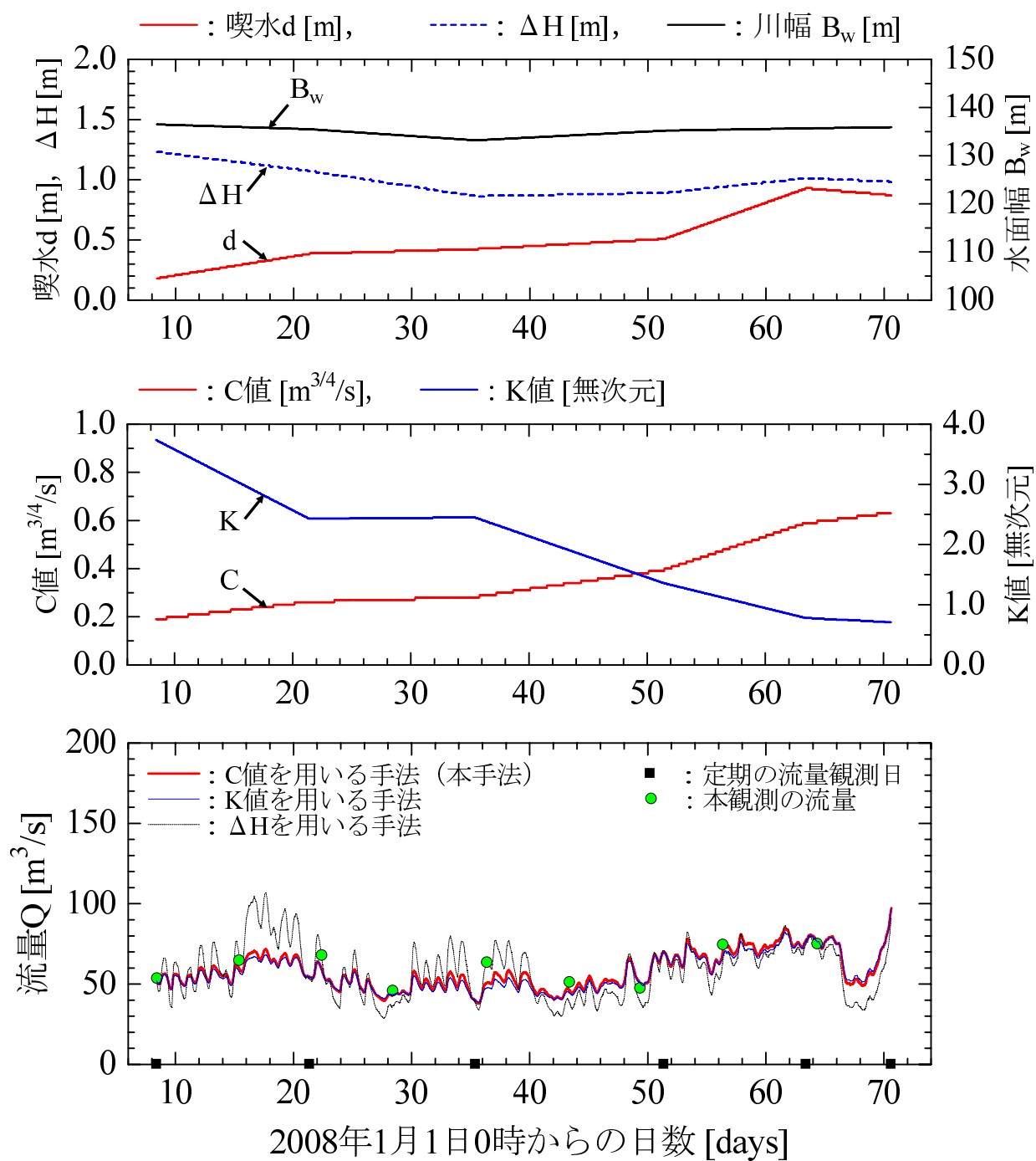


図 3.20: 誉平 (KP58.93) における本手法と従来手法の推定流量と観測流量

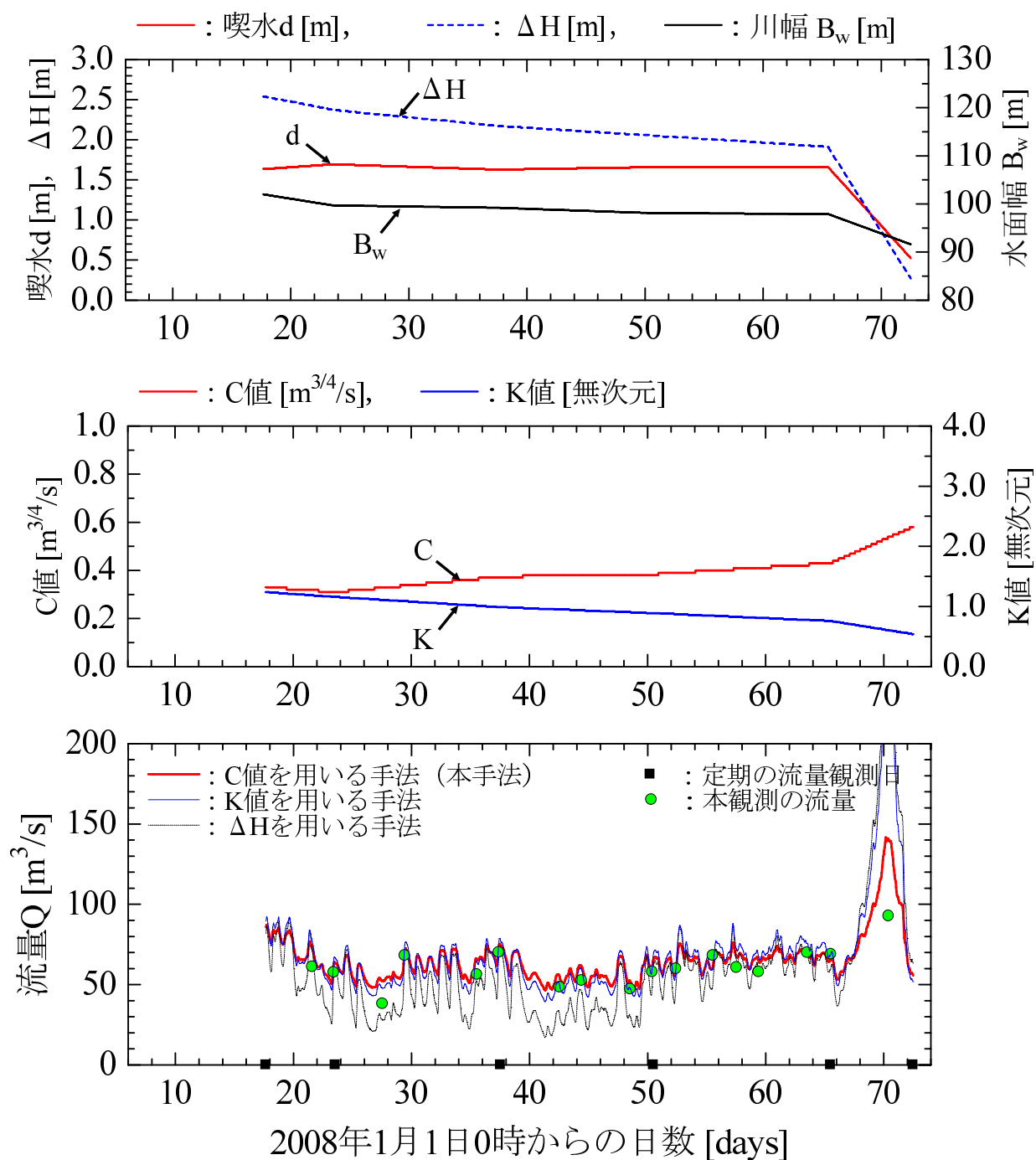


図 3.21: 恩根内 (KP111.70)) における本手法と従来手法の推定流量と観測流量

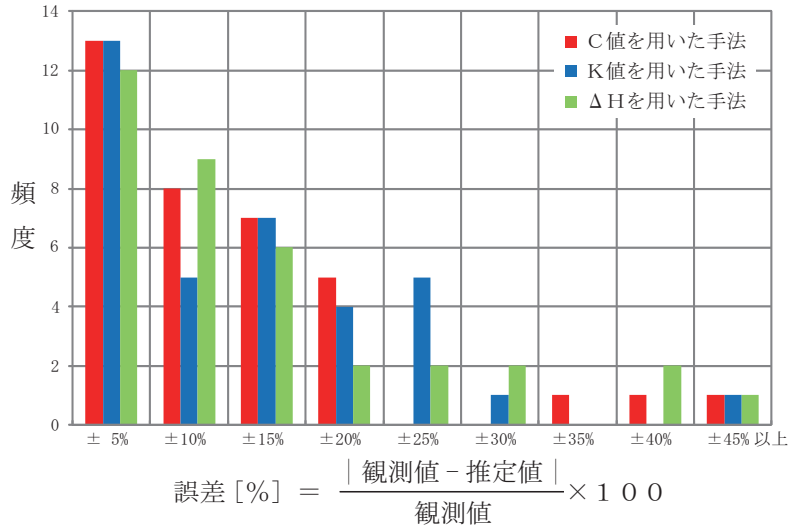


図 3.22: 推定流量の誤差ヒストグラム (全 36 データ)

誤差ヒストグラム 推定流量の観測流量に対する誤差ヒストグラムを図-3.22 に示す。誤差評価に用いた観測データは、本研究で得られた観測流量の全 40 データの内、定期的な流量観測で河川が結氷している期間内として、36 データとした。

図-3.22 の ± 5% の誤差内で見ると、ΔH を用いる手法 (ΔH 法) は全 36 データの内 33% の 12 データが入り、K 値を用いる手法 (K 値法) は全 36 データの内 36% の 13 データが入り、C 値を用いる手法 (C 値法) は全 36 データの内 36% の 13 データが入り、どの手法も同程度の精度で流量を推定している。± 10% の誤差内で見ると、ΔH 法は全 36 データの内 58% の 21 データが入り、K 値法は全 36 データの内 50% の 18 データが入り、C 値法は全 36 データの内 58% の 21 データが入る。± 20% の誤差内で見ると、ΔH 法は全 36 データの内 81% の 29 データが入り、K 値法は全 36 データの内 81% の 29 データが入り、C 値法は全 36 データの内 92% の 33 データが入る。

本研究の新たな流量推定手法は、上記の精度で観測流量を推定することが可能であり、今回の検討においては、本手法は従来手法よりも推定精度が高い。

C 値を用いる手法の推定流量の誤差が 35% 以上となるデータは、岩尾内ダムの放流量が 0m³/s となり水位が急激に低下した時期のデータである。ここで、C を書き換えると、以下の式 (3.30) で表わされる。

$$C = \frac{\sqrt{I_e}}{n} R^{\frac{2}{3}} h_w^{-\frac{1}{4}} = \frac{\sqrt{I_e}}{n} \frac{1}{2^{\frac{2}{3}}} h_w^{\frac{5}{12}} \quad (3.30)$$

式 (3.30) より、水深 h_w が小さくなるほど C の変化量は大きくなる。C を線形補完した期間において、急激に水深が低下する場合は、C の変化量は大きくなるため、流量を適切に推定できないと考えられる。このため、水位変動が大きい地点においては、流量観測時の値を水深 h_w 、C 値とし、連続水位データから算出する

水深 h'_w , 補正した値を C' 値として, マニングの粗度係数とエネルギー勾配を一定とすると, C 値は式 (3.31) を用いて補正することが可能である.

$$C' = C \left(\frac{h'_w}{h_w} \right)^{\frac{5}{12}} \quad (3.31)$$

本研究の流量推定式の精度は, 測定した連続水位データ, 式 (3.7) の喫水 d の推定式, $H - A$ 式の精度に影響を受ける. また, d , C , B_w の値を線形補完して与える期間において, 河水量の変化, 河水の構成材料の変化, 晶氷の滞留および掃流, 水温変化が起こる場合には, 推定流量はその影響を受ける.

本手法の利点と欠点 本手法の利点として, 例えば, K 値は開水時の粗度係数, エネルギー勾配の関数であり, 結氷以外の影響を受けるため, その変動要因を特定するのが困難であるが, 本手法は結氷時のみの観測データを用いており, 流量の推定手法が明確となっているため, 推定流量と観測流量が一致しない場合においては, その原因についての考察が可能であることである.

本手法の欠点としては, 河床変動を考慮していないため, その影響を見積れないこと, 喫水 d を式 (3.7) を用いて算出する際の積雪密度, 氷板密度, 晶氷密度は, 本研究では定数として与えているが, 地点および時間によって, その値が異なることが予見されるため, 各値の与え方については検討が必要であることである.

本研究は, 河川結氷時を対象としているため, 開水時から結氷時の初期結氷期間 (Freeze-up period), 結氷時から解氷時の解氷期間 (Break-up period) の流量を推定するためには, さらに検討を要する. しかし, 本手法は河川結氷時のみを対象としているものの, 新たな追加の観測を必要とせずに既往の観測資料のみで, 流量の推定精度を従来手法よりも高める手法である.

3.3 第3章の結論

河川結氷時の流量を流水断面積 A_o 、川幅 B_w 、 C 値から連続的に推定する新たな手法を開発した。この手法は、開水時の $H-Q$ 曲線に依らず晶氷が滞留している地点においても適用可能であり、現行の観測資料のみで流量を推定することが可能である。今回の検討において、本手法は従来手法に比べて推定精度が高く、 $\pm 20\%$ 誤差内に全 36 データの内、92%が入ることを示した。

今回の観測結果より河川結氷時の相当粗度高 k_s は時間経過に伴い小さくなる。この要因として、河水底面が流水により融解されて、滑らかになることに起因すると推測された。河川結氷時の流路を管路流と仮定した場合の壁面は粗面であるが、Manning-Strickler の式の $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$ は定数として扱えないことを示した。河川結氷時における流速係数 ϕ を径深 R とエネルギー勾配 I_e から推定する式を提案した。

第3章の参考文献

- [1] 鎌田新悦：河川の結氷とこれに伴う水理に関する研究，土木試験所報告，第38号，pp.10-16, pp.51-56, 1965.
- [2] Hung Tao Shen, and Poojitha D. Yapa : FLOW RESISTANCE OF RIVER ICE COVER, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.112, No.2, pp.142-156, 1986.
- [3] 山下彰司：冬期の流量推定精度向上に関する一考察，開発土木研究所月報, No.536, 1998.
- [4] Hirayama K: Characteristics of Ice covered Streams in connection with Water Discharge Measurements, IAHR Ice Symposium, Vol.2, Lulea, Sweden, 1978.
- [5] 平山健一：結氷した河川の流れと流量測定（その2），北海道広域利水調査会，利水評論，第27号，pp.27-55, 1983.
- [6] 冬期流量測定に関する調査解析，北海道開発局網走開発建設部，pp.62-77, 1979.
- [7] Moody, F.F.: Friction Factors for Pipe Flow, Trans. ASME, Vol.66, pp.671, 1944.
- [8] 椿東一郎：水理学1，森北出版，pp.90, 109, 1988.
- [9] George D. Ashton, Ed.: River Lake Ice Engineering, Water Resources Publications, pp.233-236, pp.289, 1986.

付 録 A 北海道の河川結氷図

平成 19 年 (2007 年)11 月から平成 20 年 (2008 年)4 月の期間において、北海道開発局で実施された流量観測データを用いて作成した河川結氷図を以下に示す。

河川結氷図において、ice は結氷で、各月の流量観測時において、1 回でも河水 (積雪、氷板、晶氷) が観測された地点である。no ice は非結氷で、各月の流量観測時において、河水が観測されていない地点である。

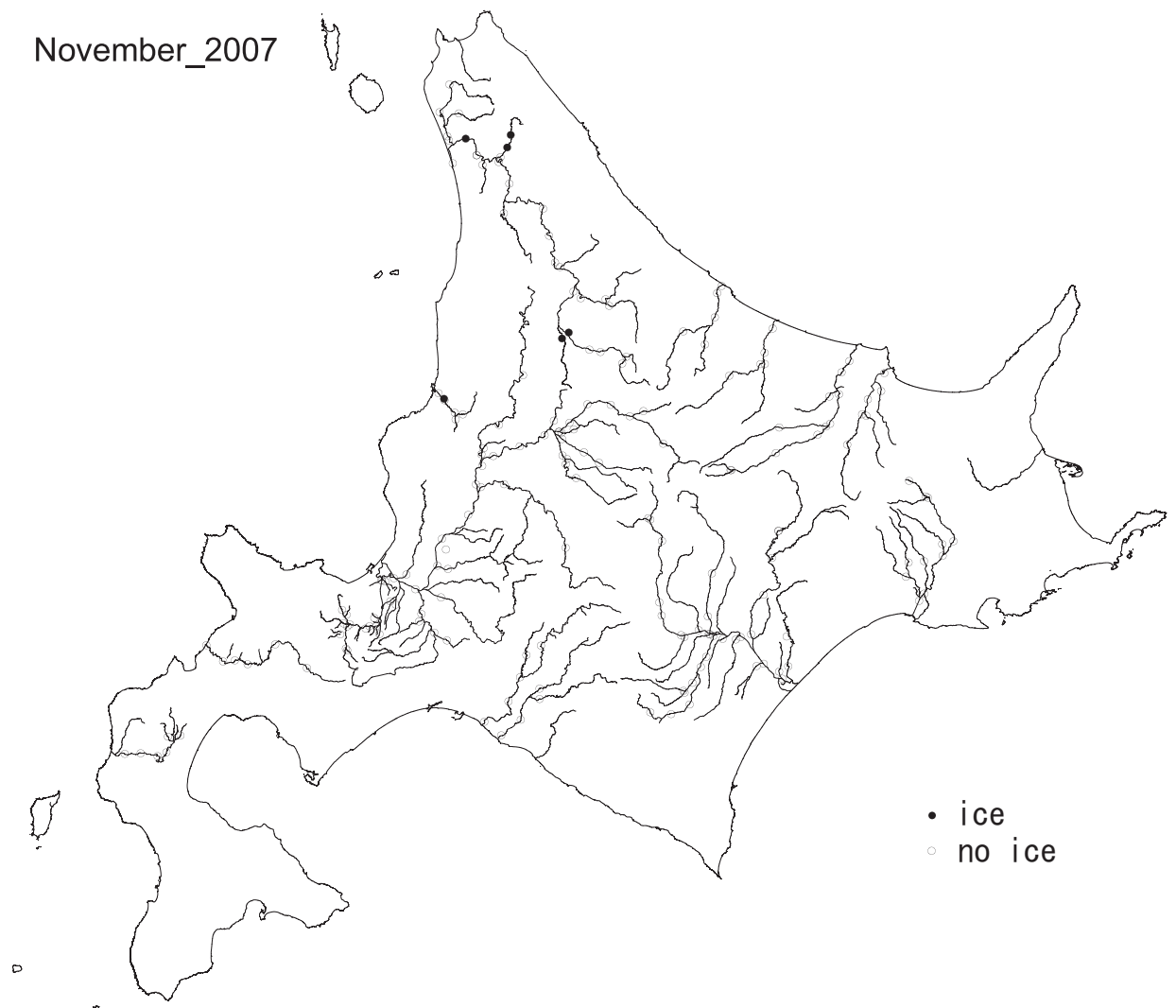


図 A.1: 北海道の河川結氷図 (2007 年 11 月)

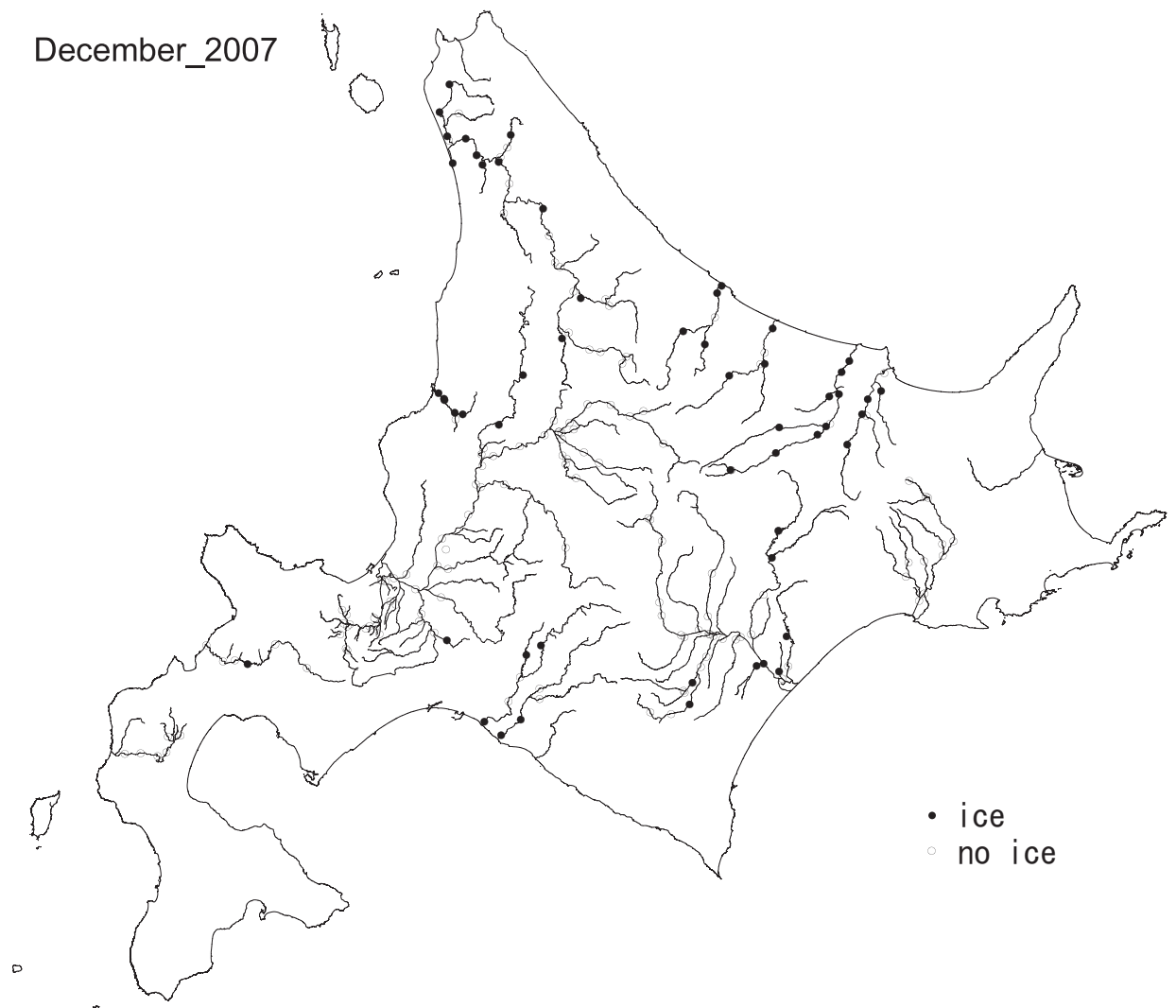


図 A.2: 北海道の河川結氷図 (2007 年 12 月)

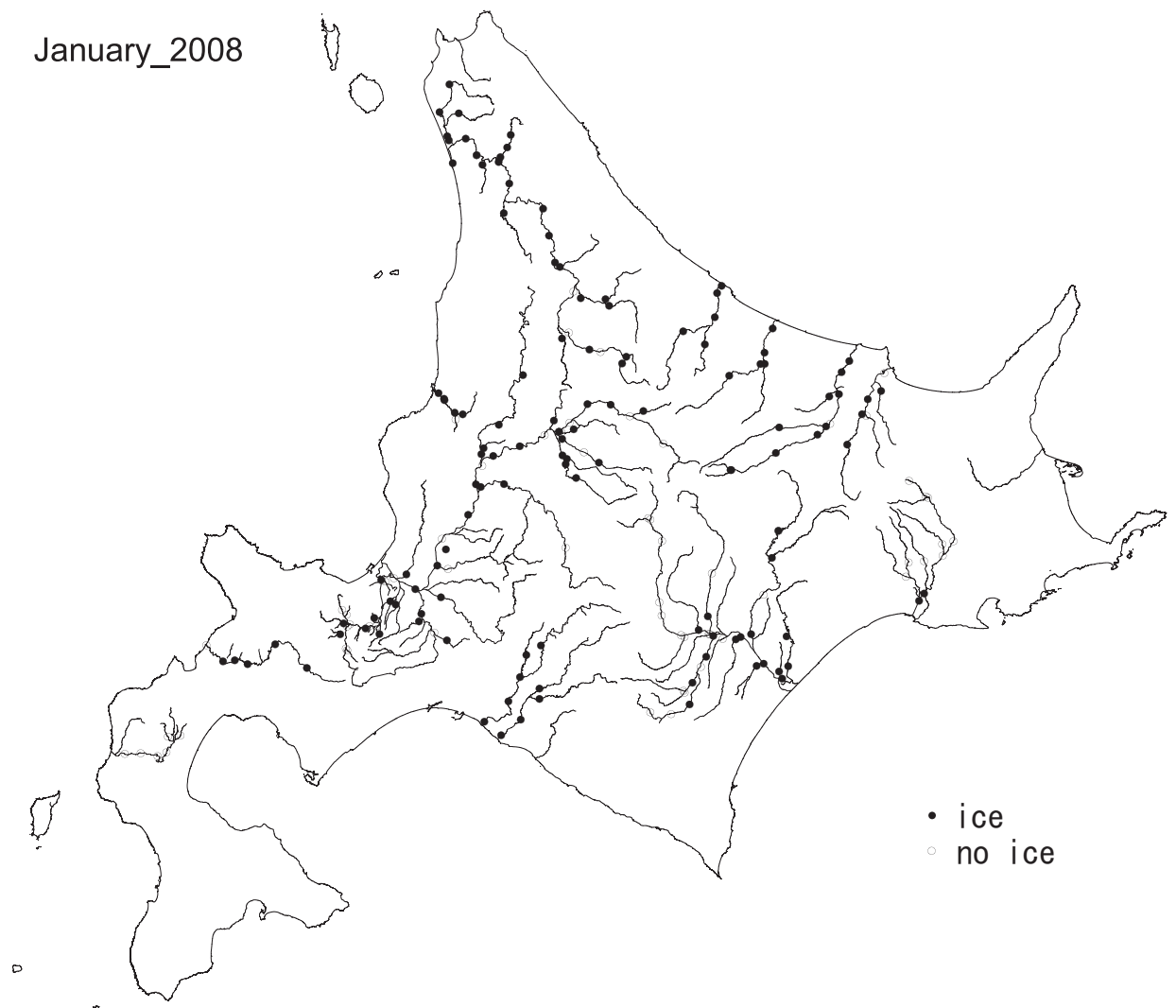


図 A.3: 北海道の河川結氷図（2008 年 1 月）

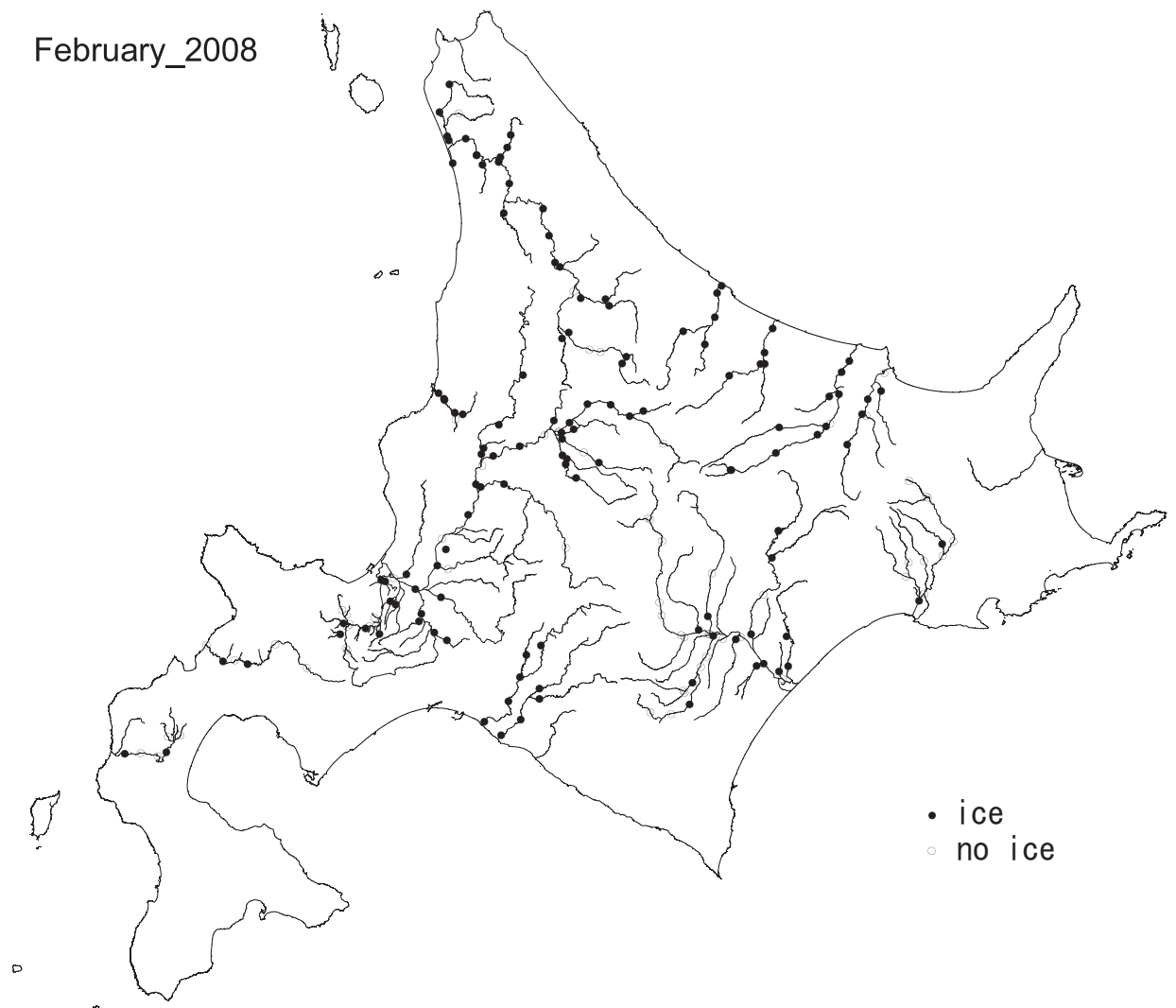


図 A.4: 北海道の河川結氷図（2008 年 2 月）

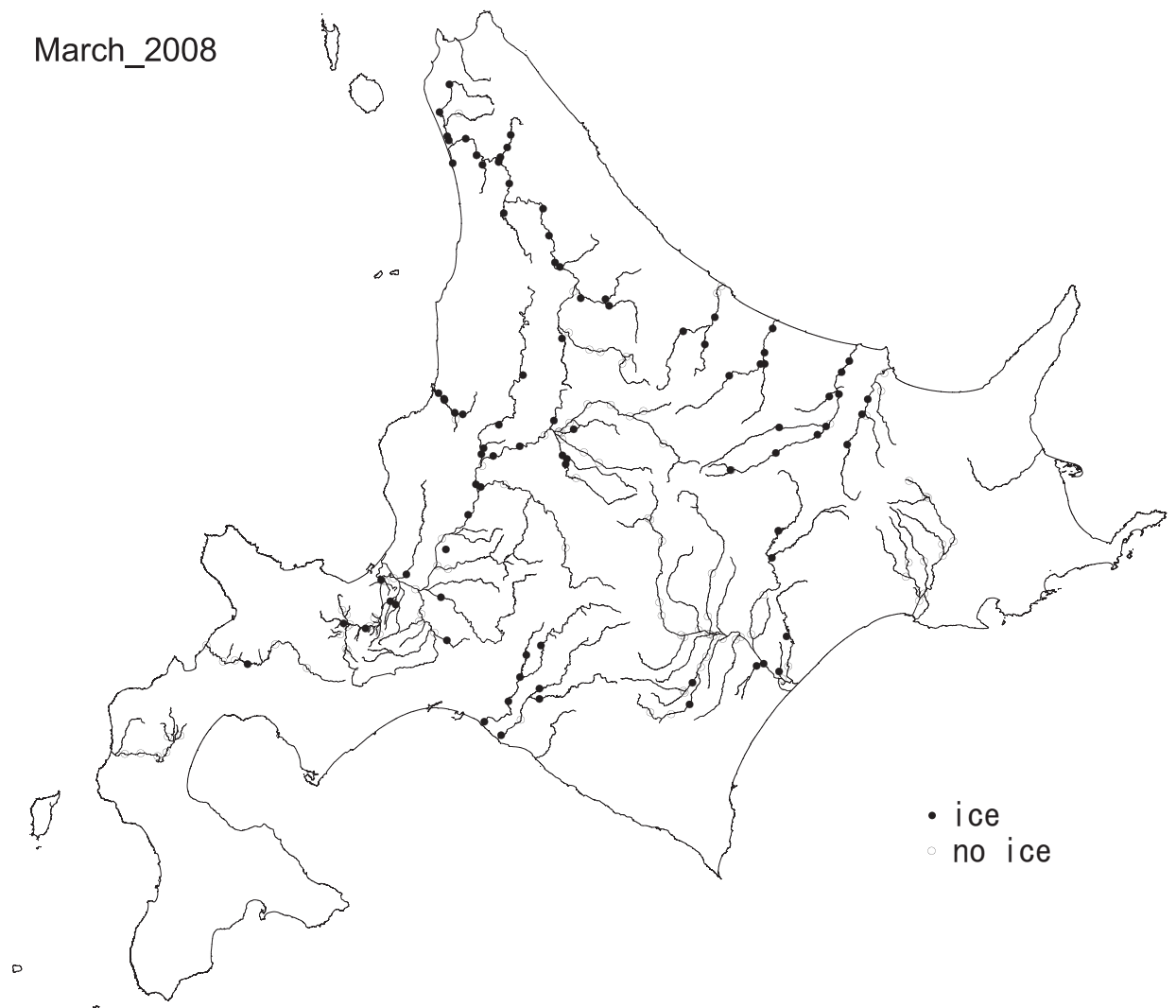


図 A.5: 北海道の河川結氷図（2008 年 3 月）

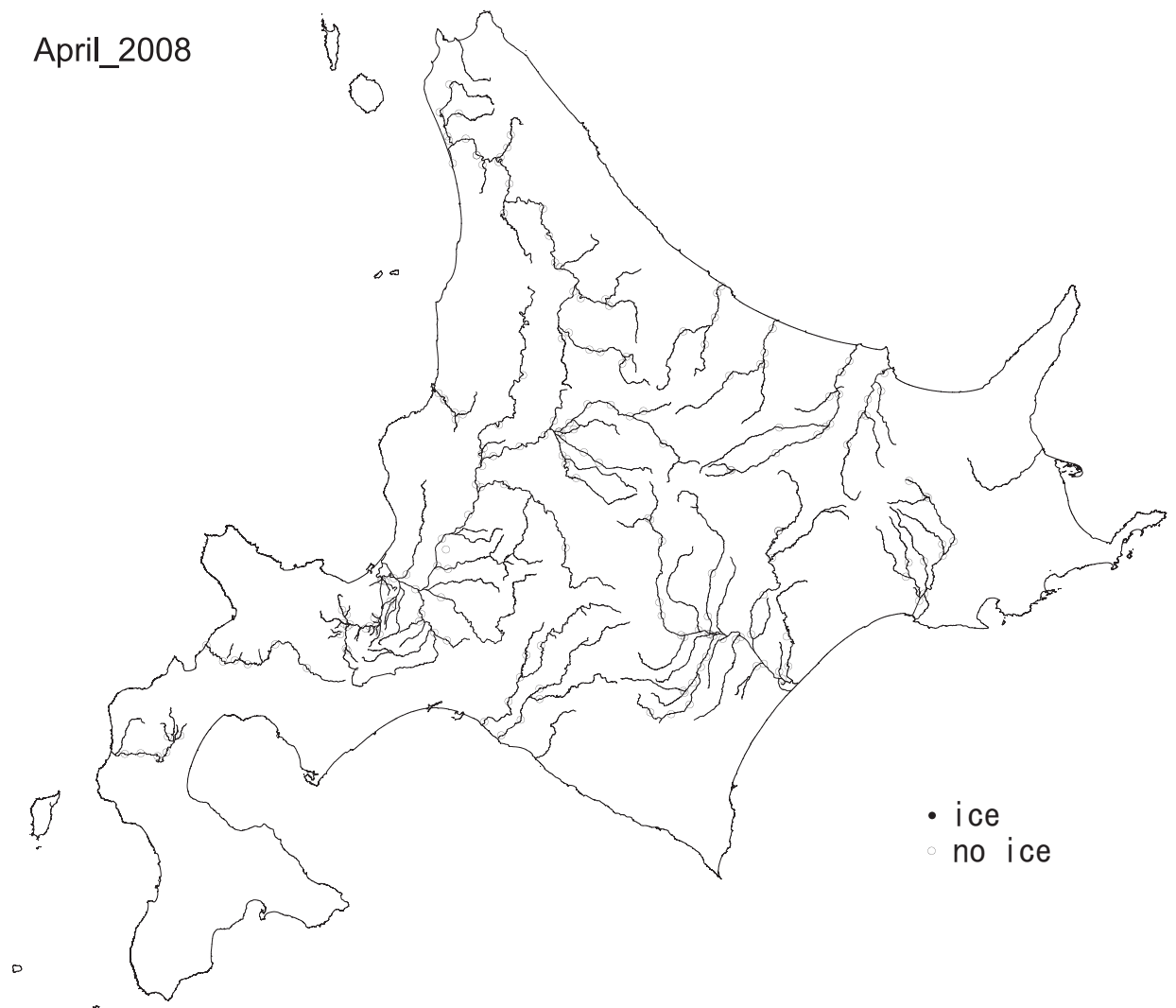


図 A.6: 北海道の河川結氷図（2008 年 4 月）

付 録 B 各河川の C 値，喫水 d の時系列変化

平成 17 年 (2005 年) から平成 21 年 (2009 年) までに北海道開発局で実施された流量観測データを用いて，C 値，喫水 d ，水面幅 B_w の時系列変化を以下に示す．

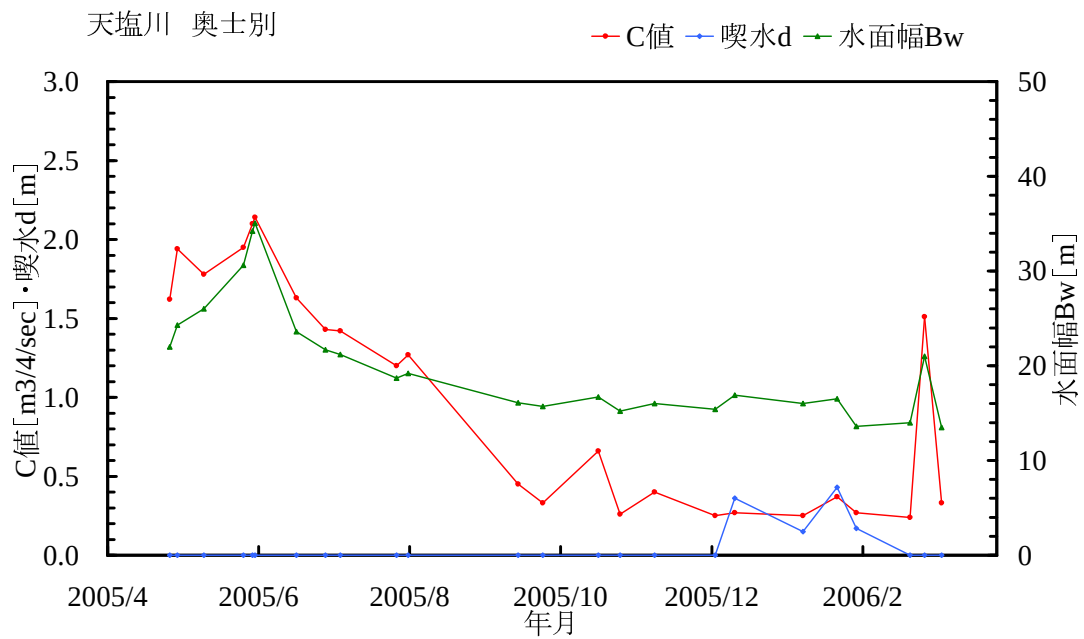


図 B.1: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（天塩川 奥士別）

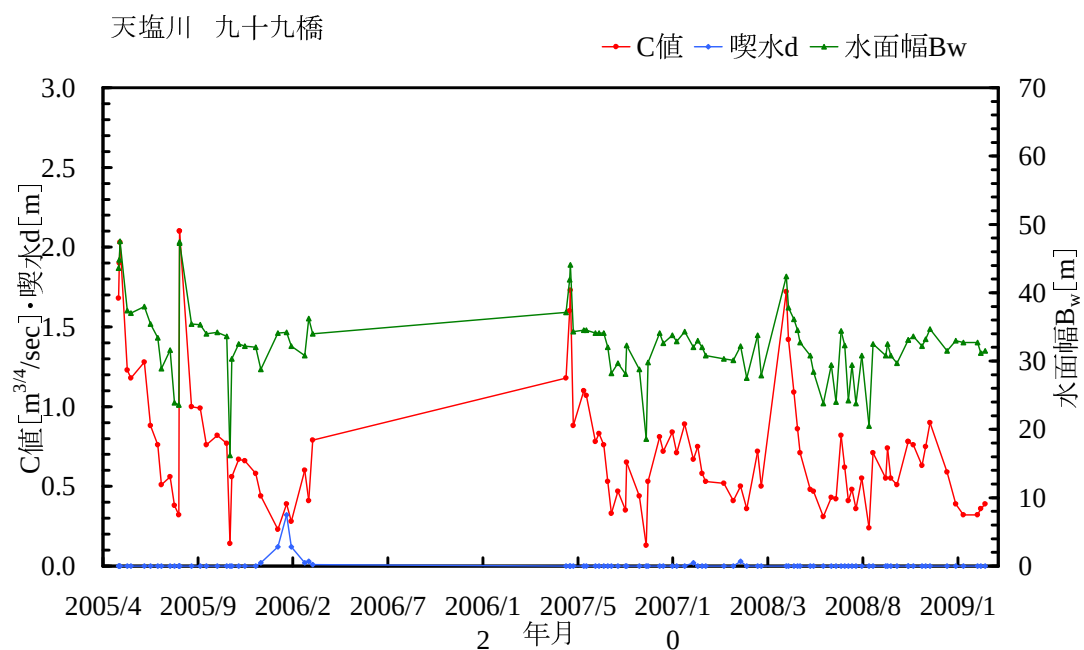


図 B.2: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（天塩川 九十九橋）

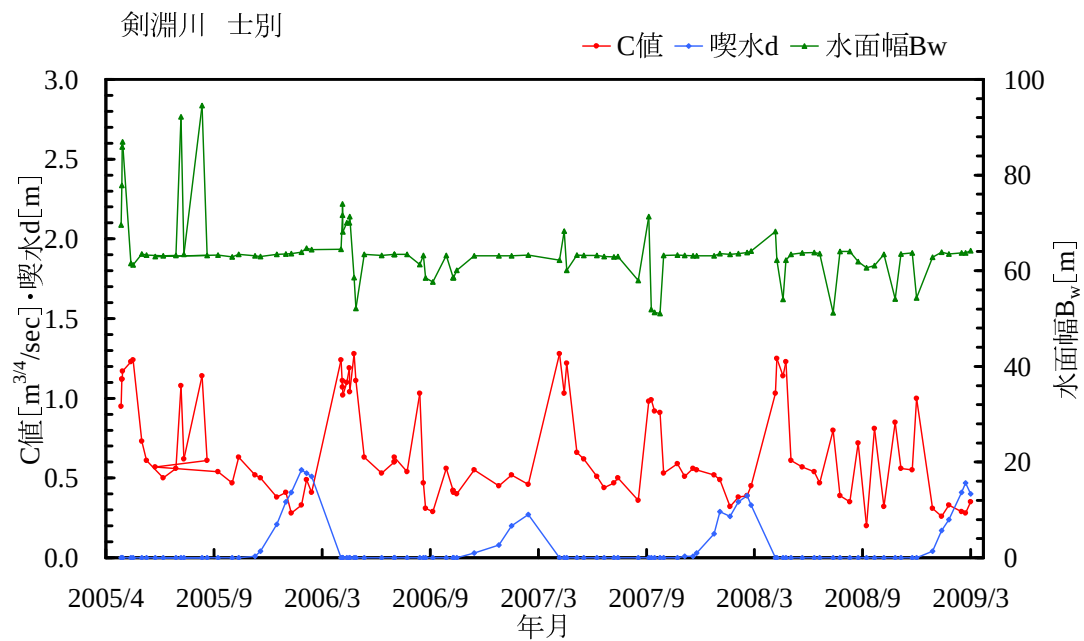


図 B.3: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（剣淵川 土別）

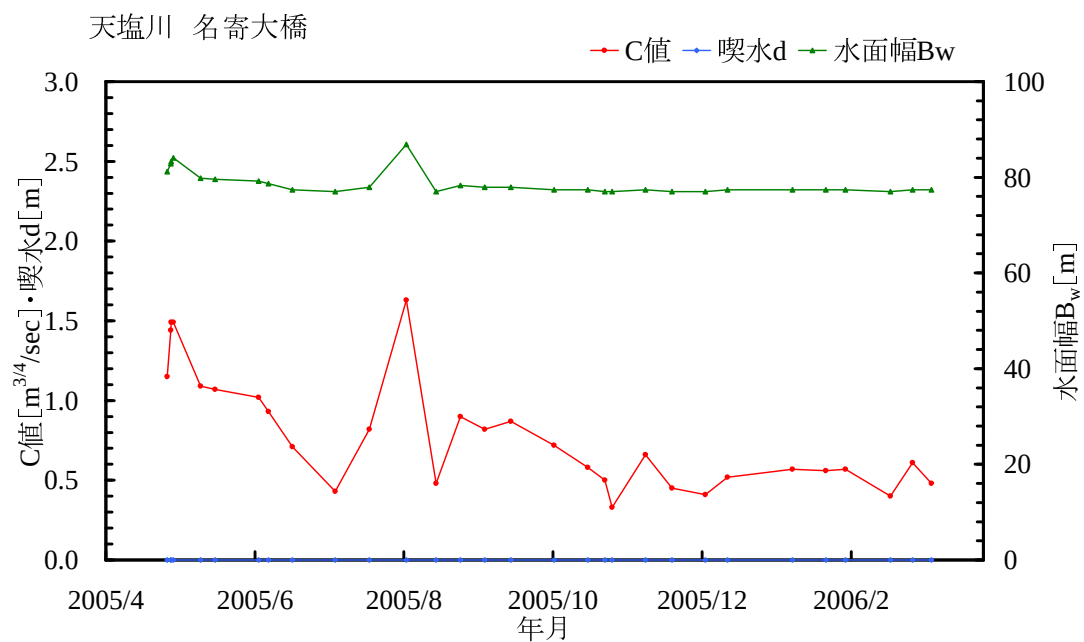


図 B.4: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（天塩川 名寄大橋）

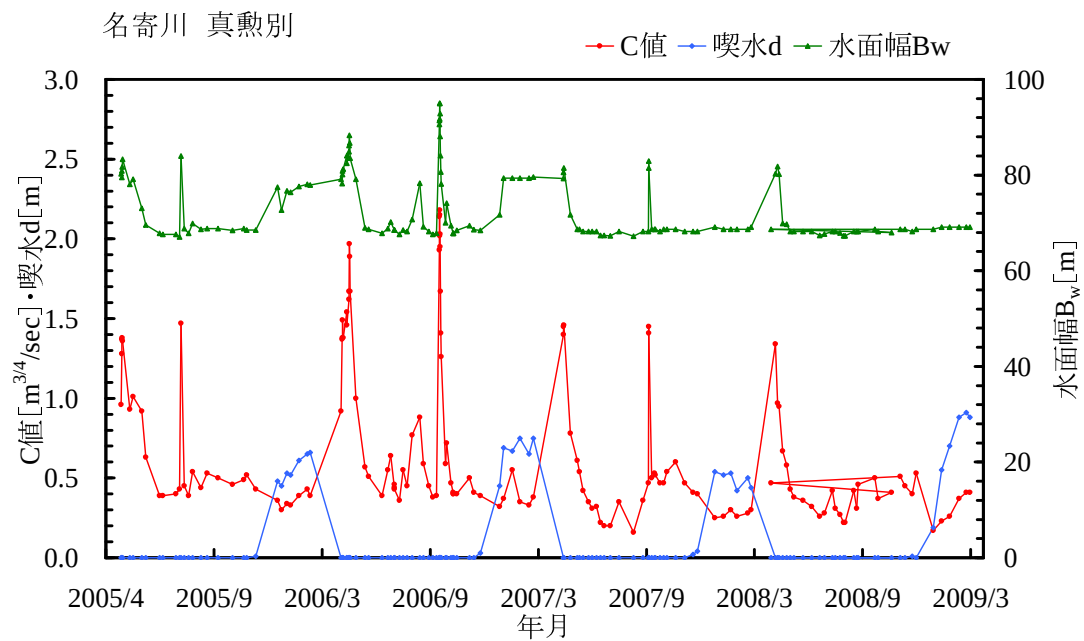


図 B.5: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（名寄川 真敷別）

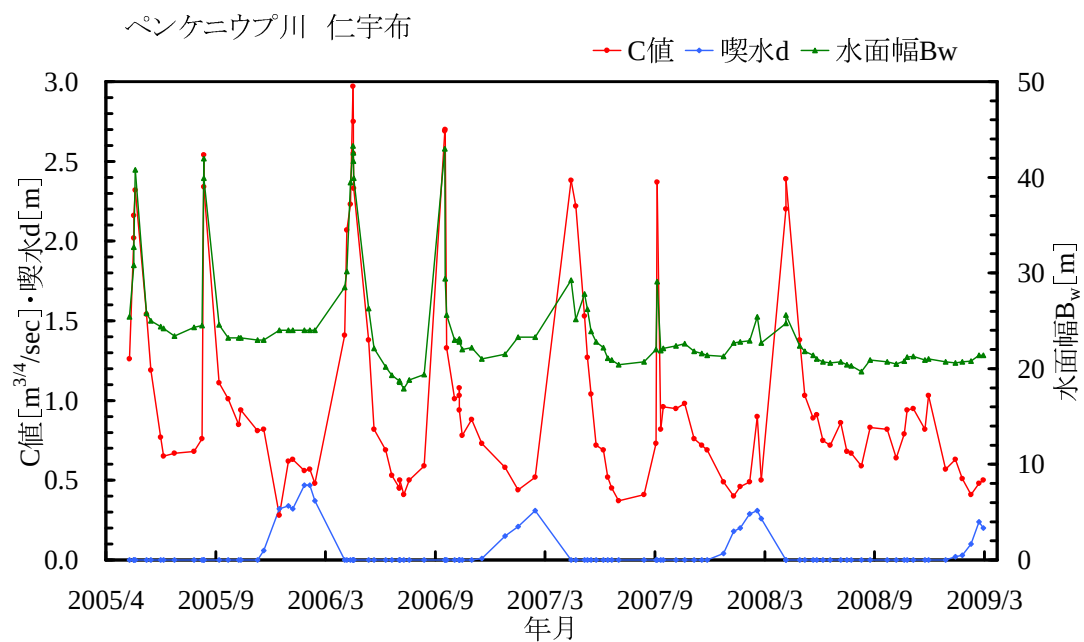


図 B.6: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（ペンケニウプ川 仁宇布）

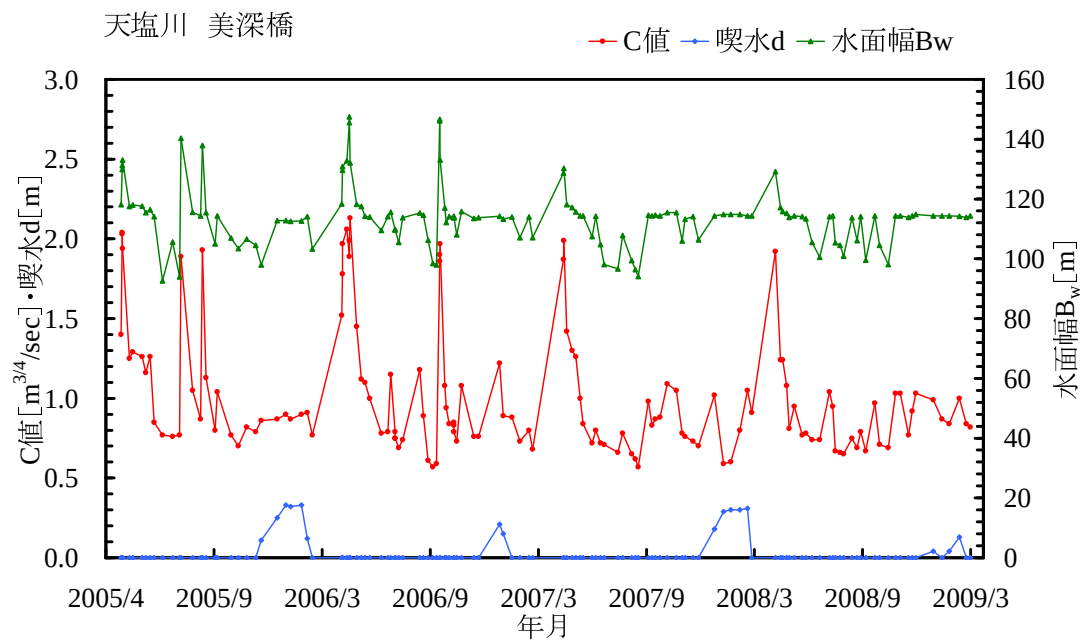


図 B.7: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（天塩川 美深橋）

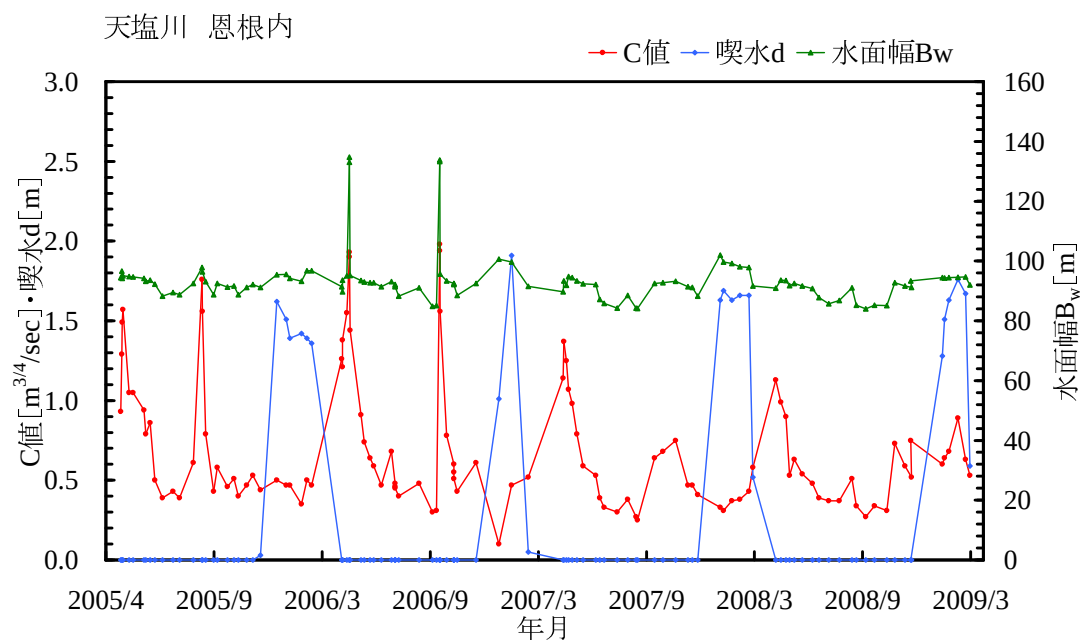


図 B.8: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（天塩川 恩根内）

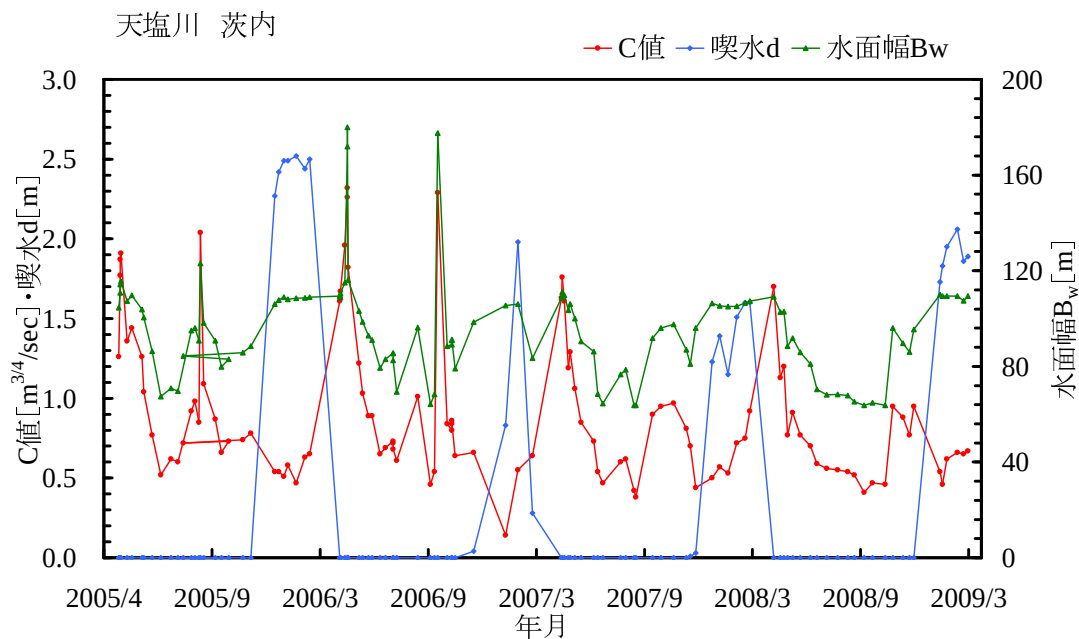


図 B.9: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化 (天塩川 茨内)

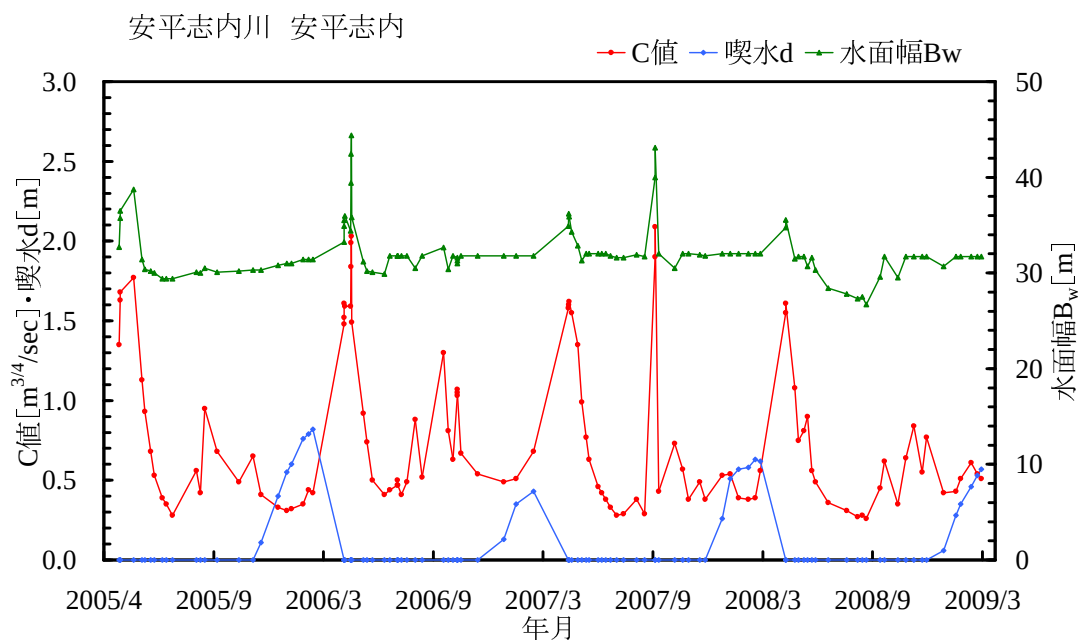


図 B.10: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化 (安平志内川 安平志内)

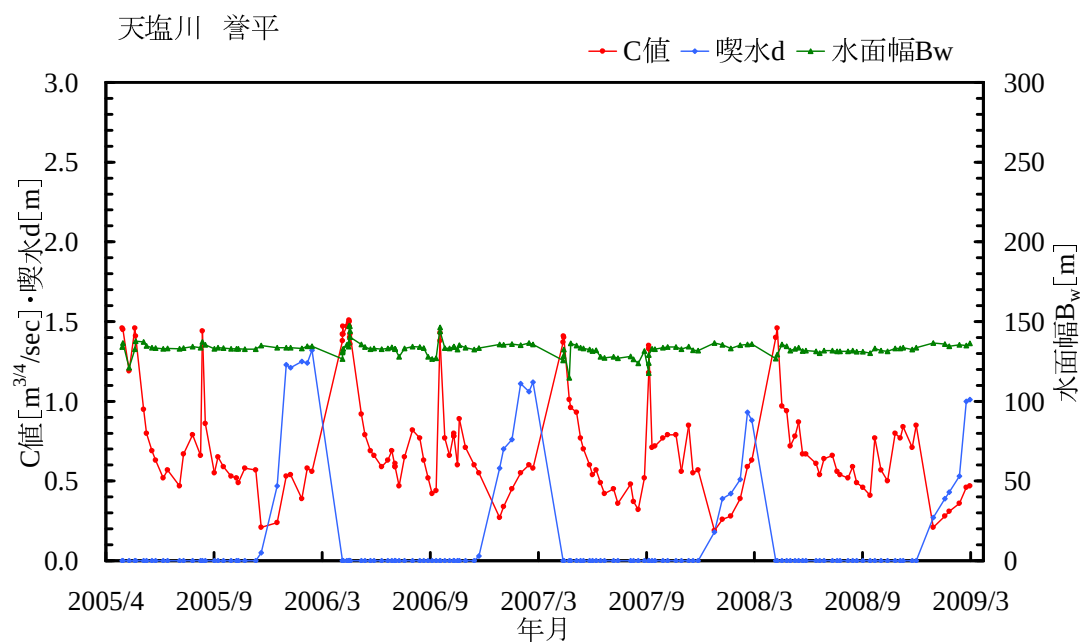


図 B.11: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化 (天塩川 誉平)

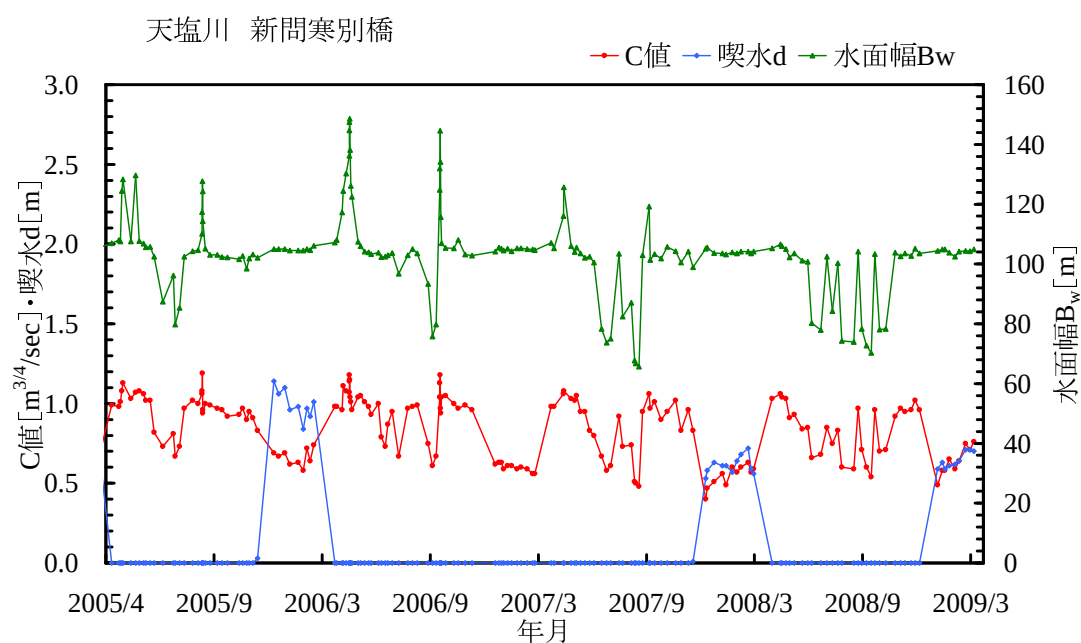


図 B.12: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化 (天塩川 新間寒別橋)

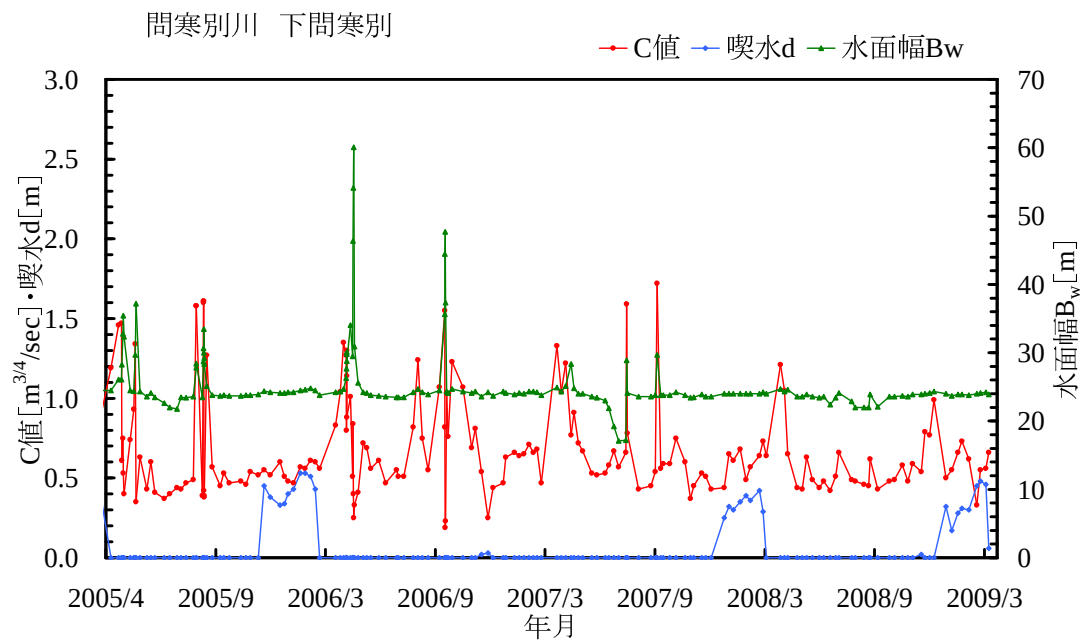


図 B.13: C 値、嚙水 d、水面幅 B の時系列変化（間寒別川 下間寒別）

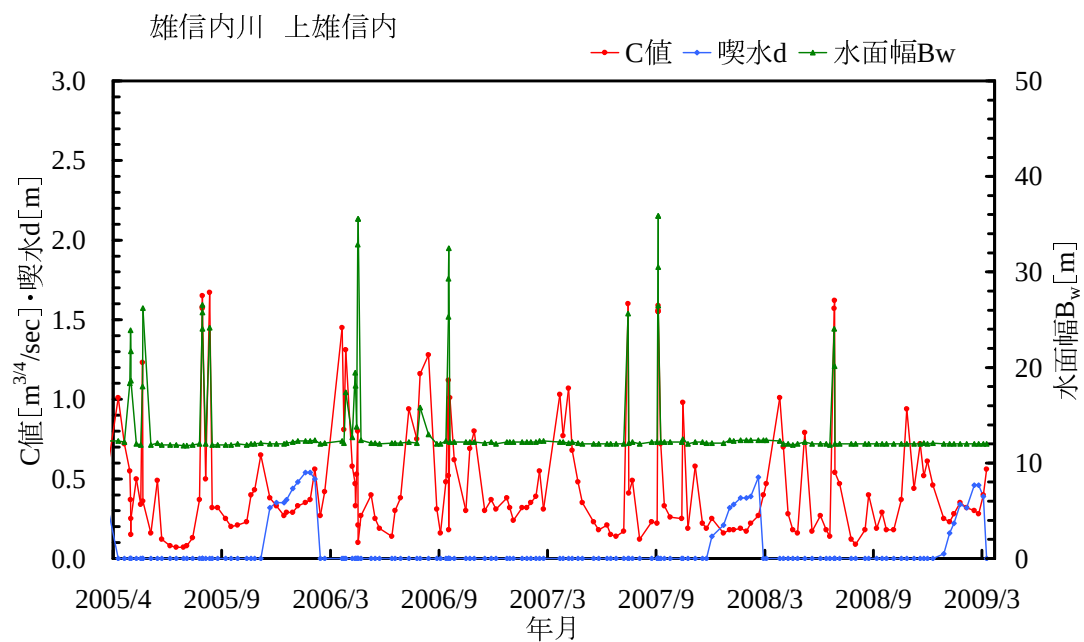


図 B.14: C 値、嚙水 d、水面幅 B の時系列変化（雄信内川 上雄信内）

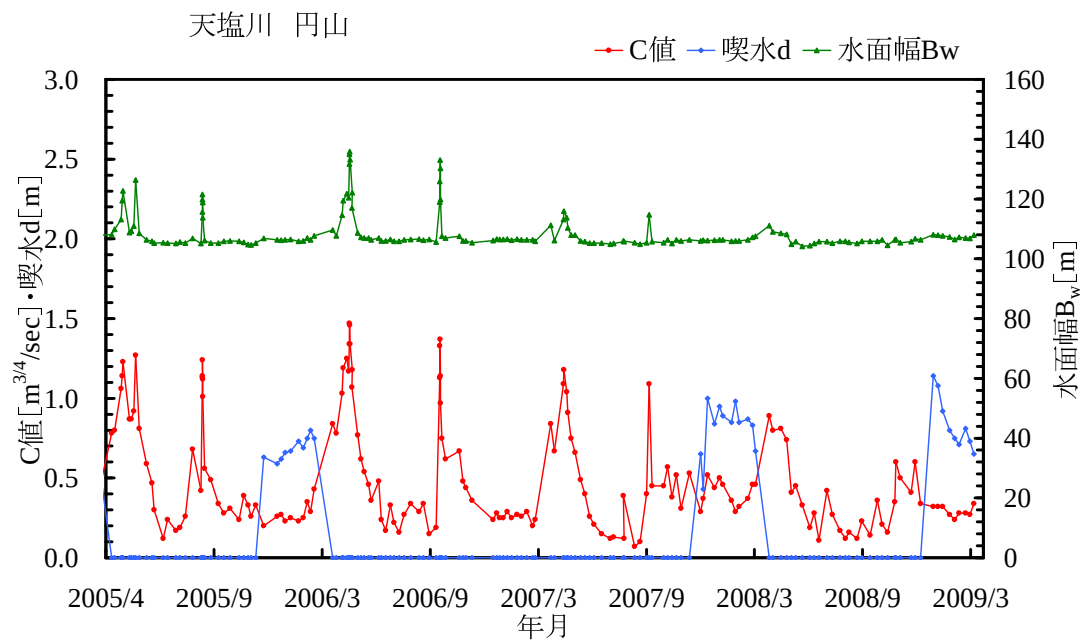


図 B.15: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化 (天塩川 円山)

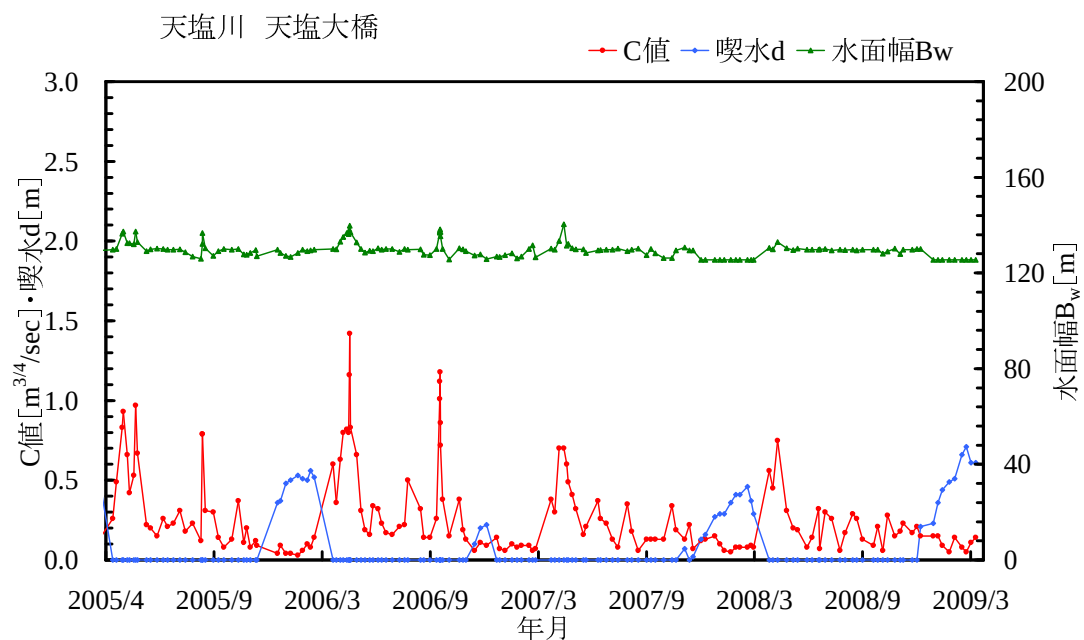


図 B.16: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化 (天塩川 天塩大橋)

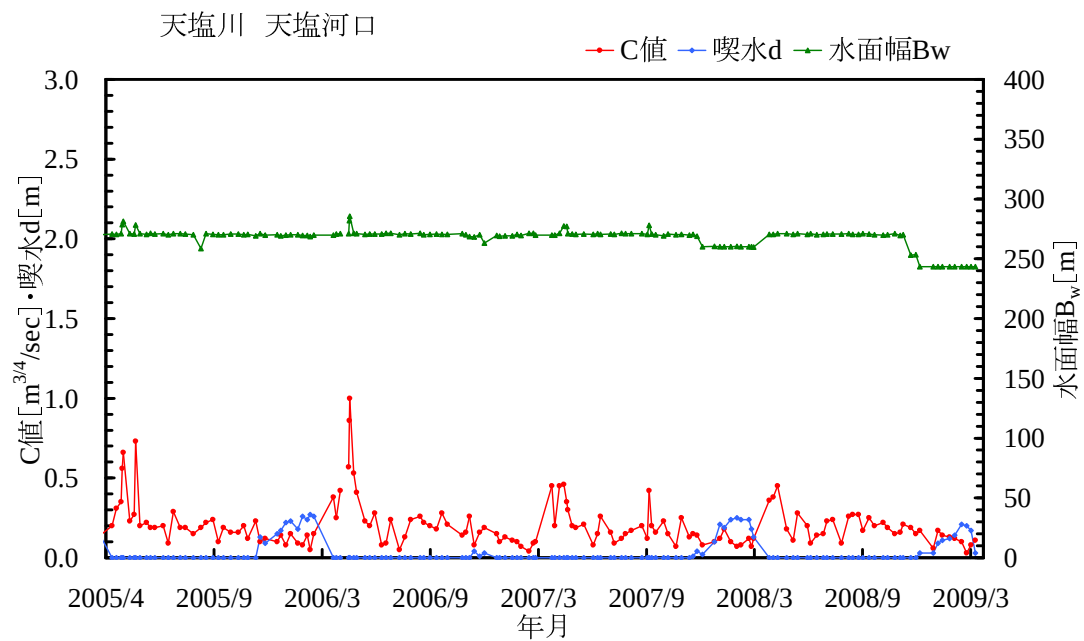


図 B.17: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（天塩川 天塩河口）

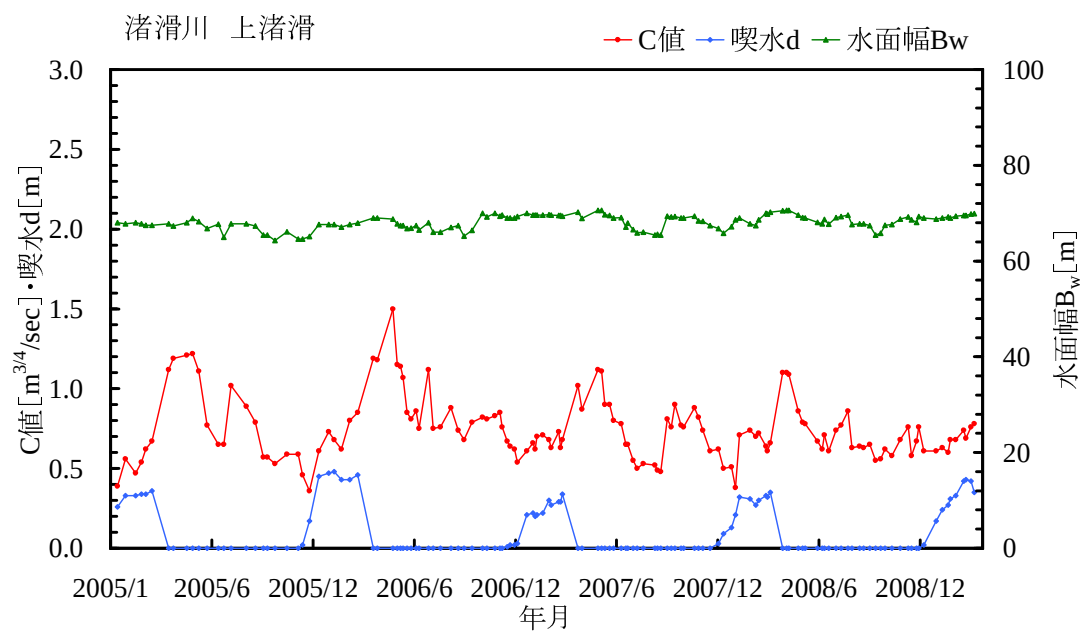


図 B.18: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（渚滑川 上渚滑）

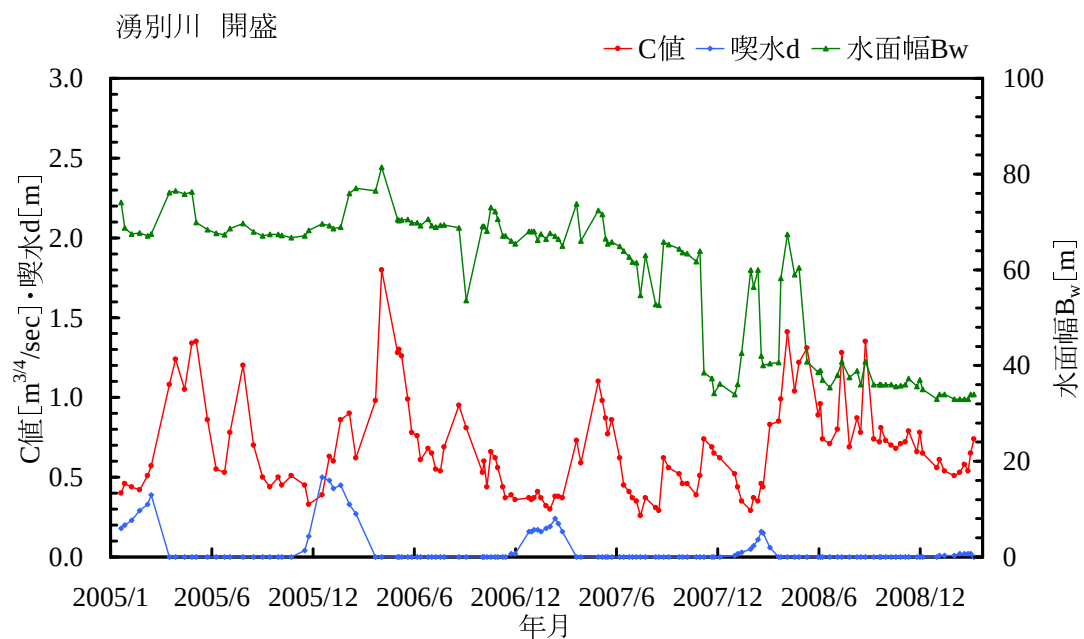


図 B.19: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（湧別川 開盛）

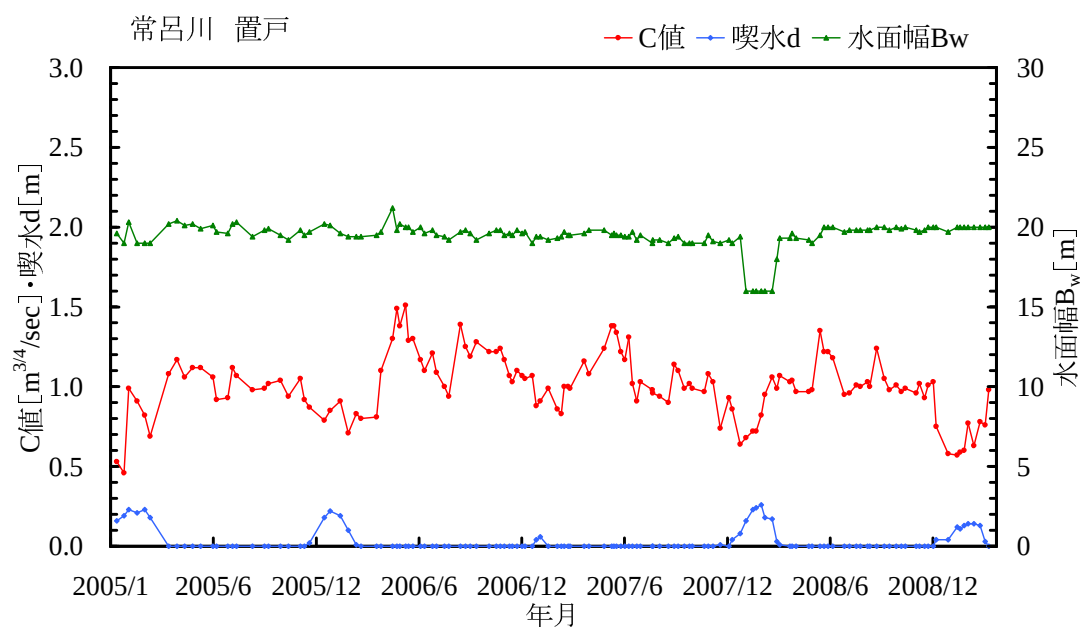


図 B.20: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（常呂川 置戸）

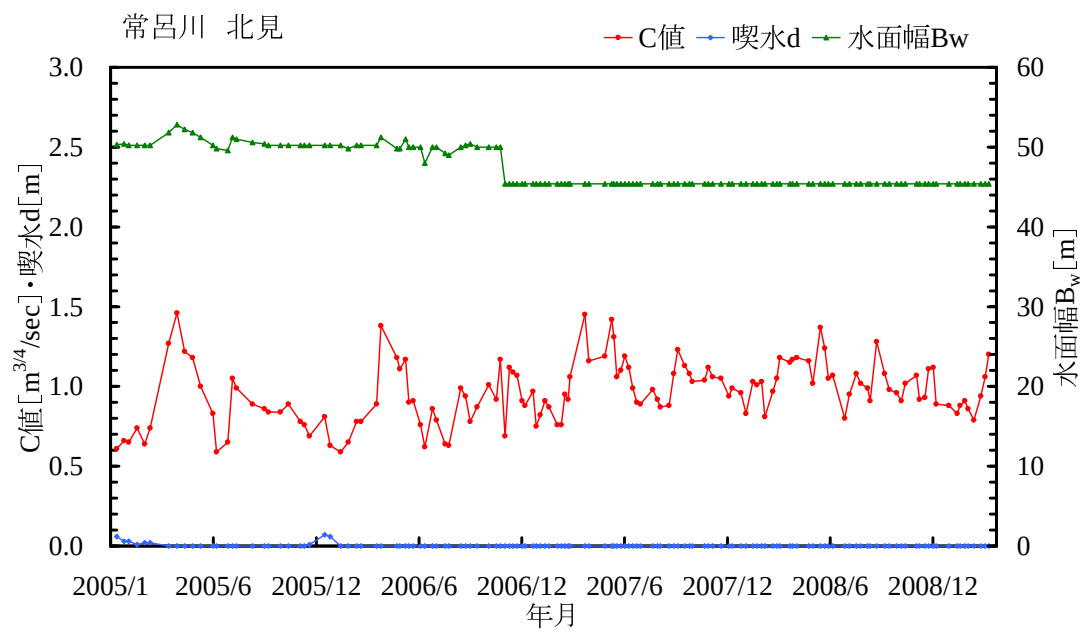


図 B.21: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（常呂川 北見）

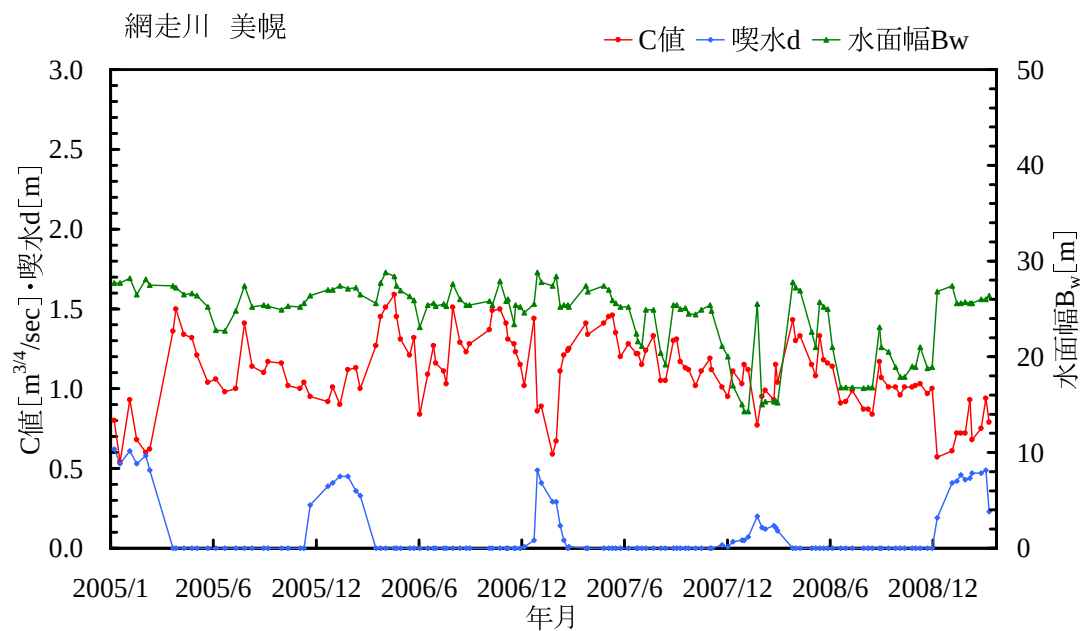


図 B.22: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（網走川 美幌）

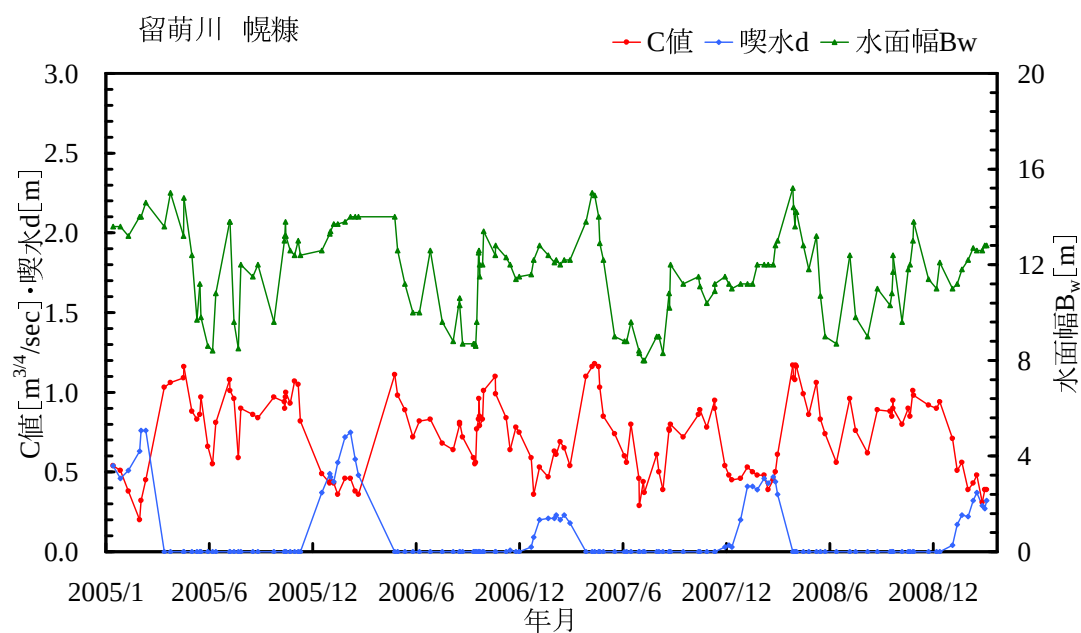


図 B.23: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（留萌川 幌糠）

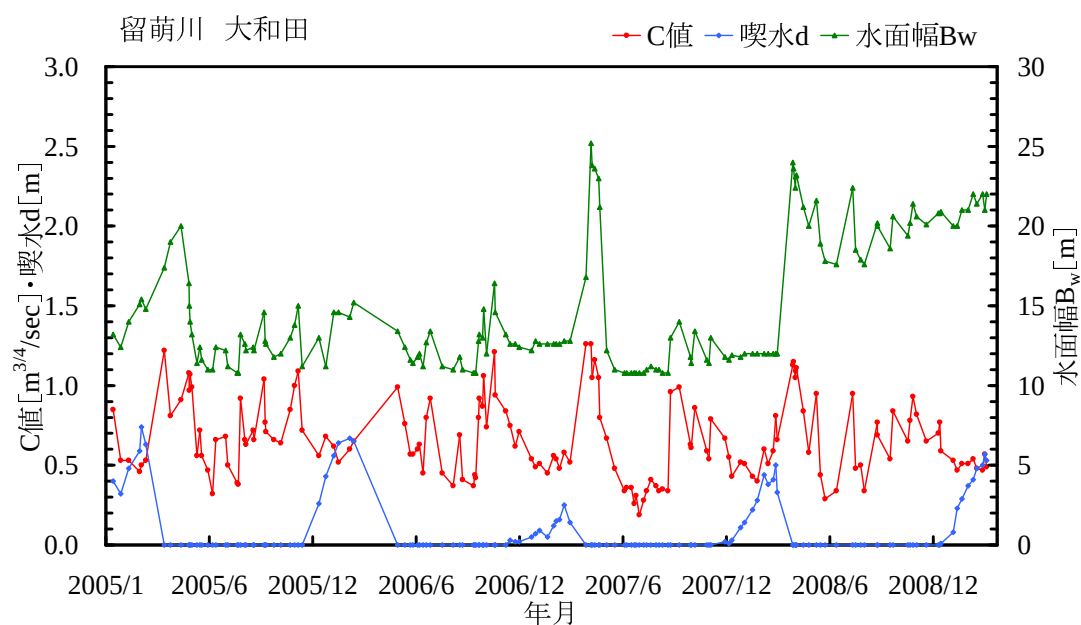


図 B.24: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（留萌川 大和田）

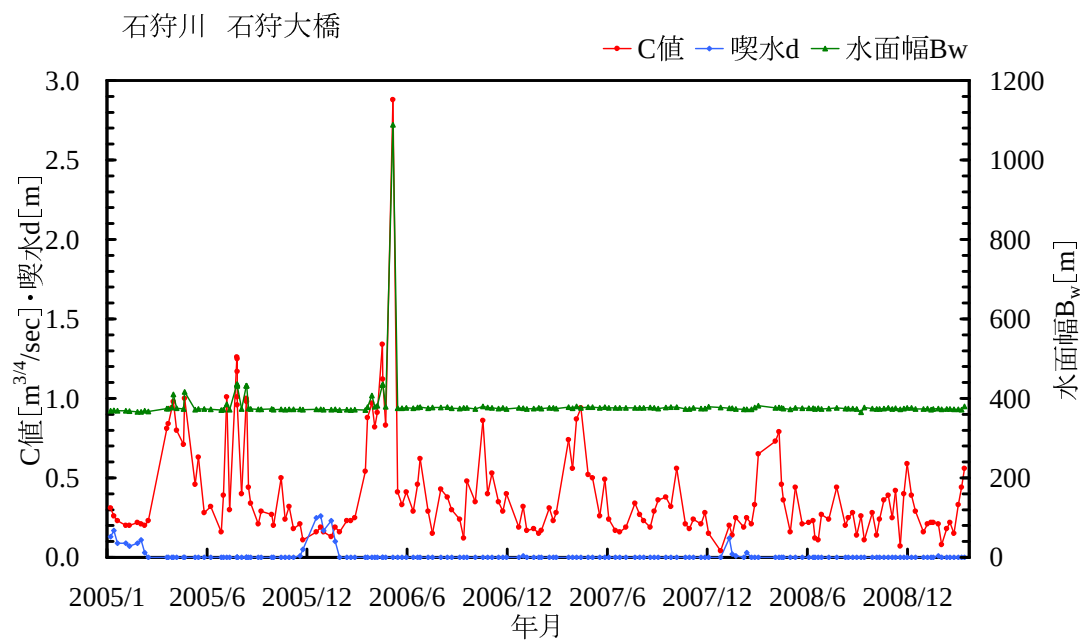


図 B.25: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（石狩川 石狩大橋）

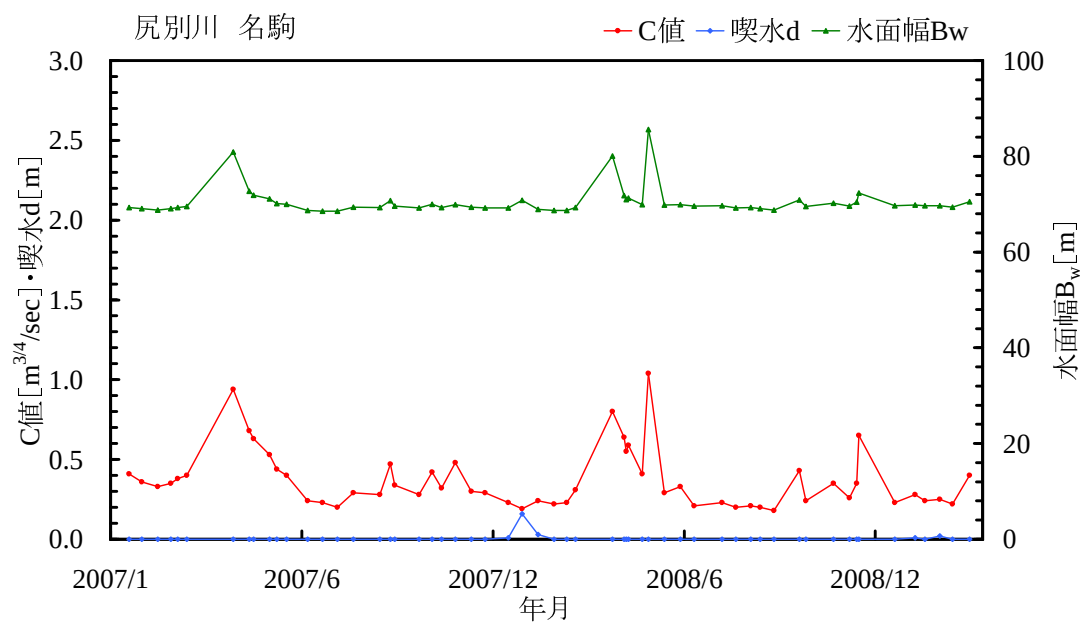


図 B.26: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（尻別川 名駒）

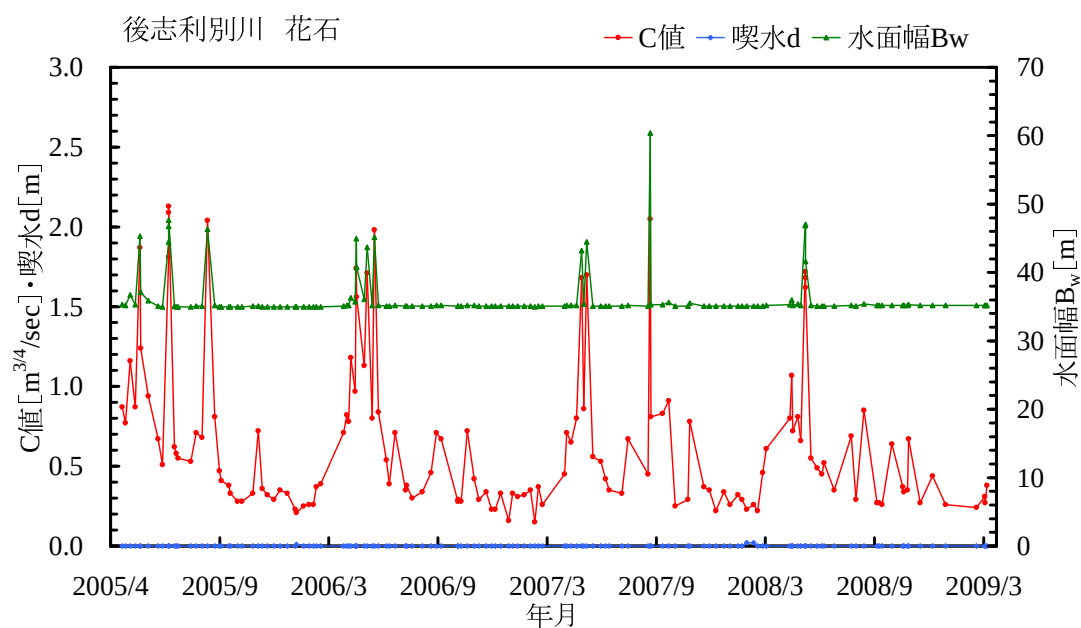


図 B.27: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（後志利別川 花石）

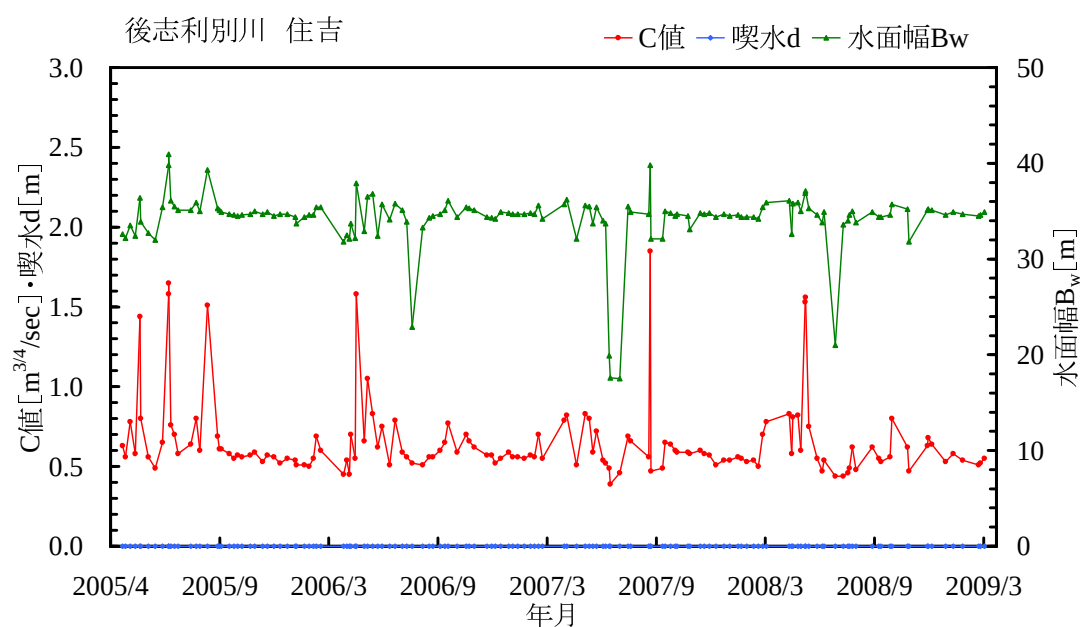


図 B.28: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（後志利別川 住吉）

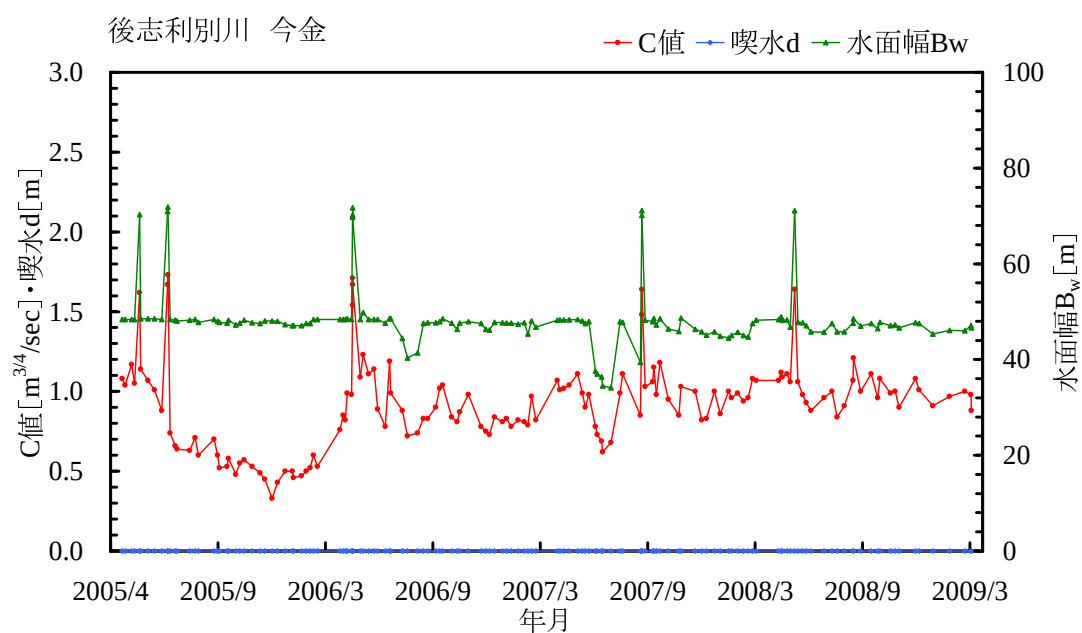


図 B.29: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（後志利別川 今金）

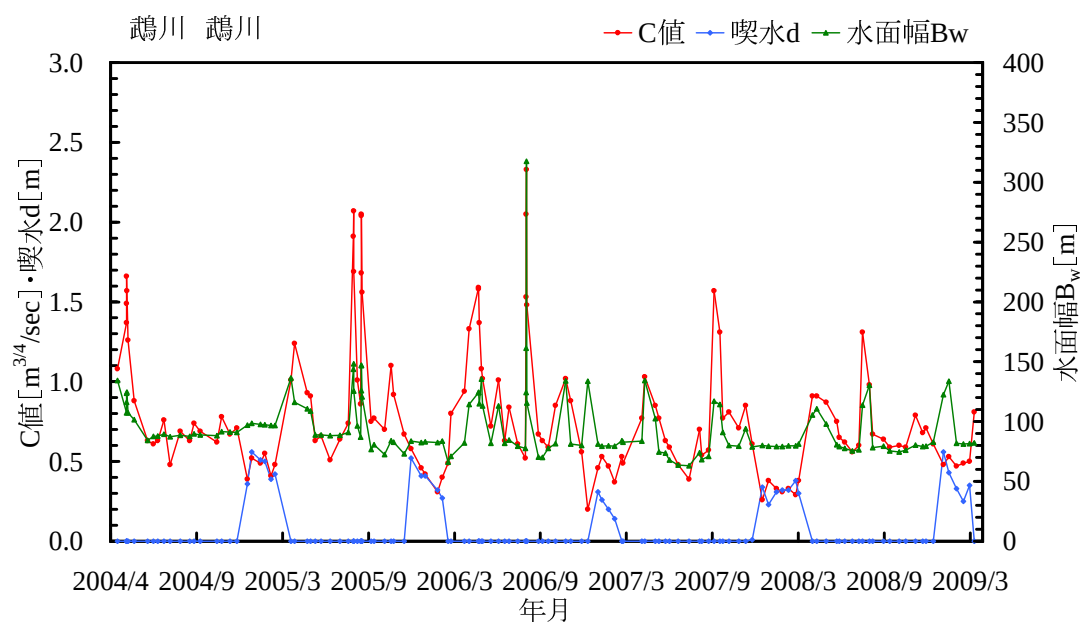


図 B.30: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（鵒川 鵒川）

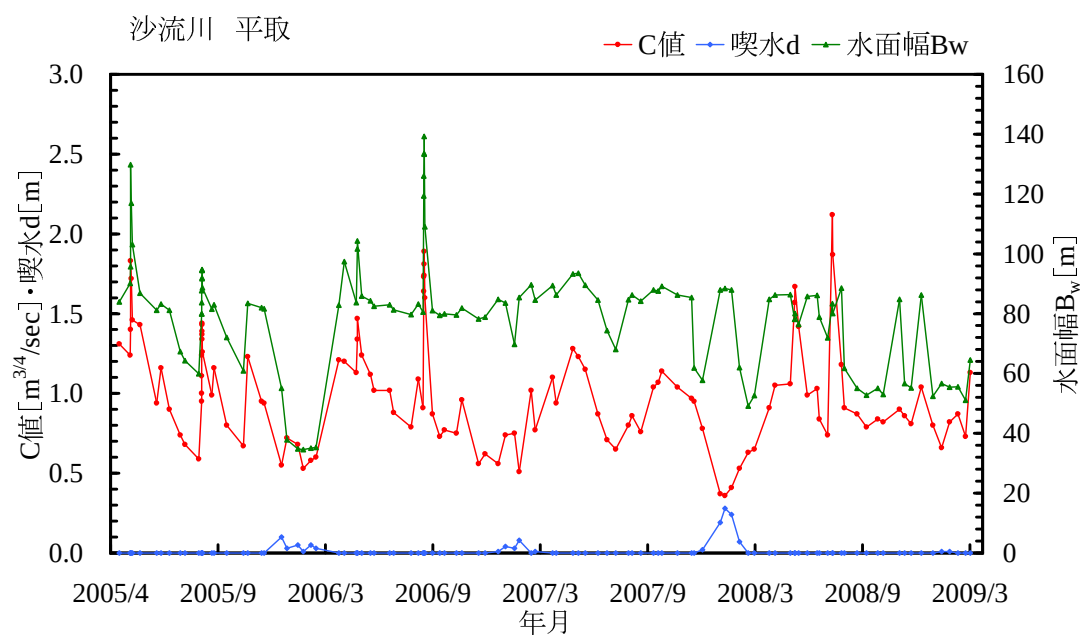


図 B.31: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化 (沙流川 平取)

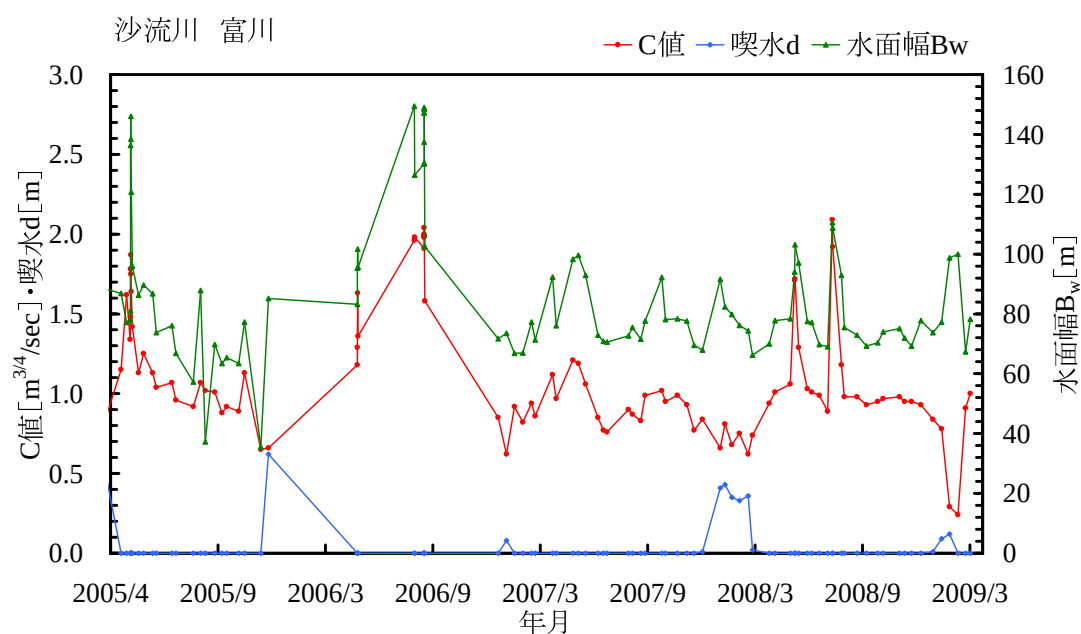


図 B.32: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化 (沙流川 富川)

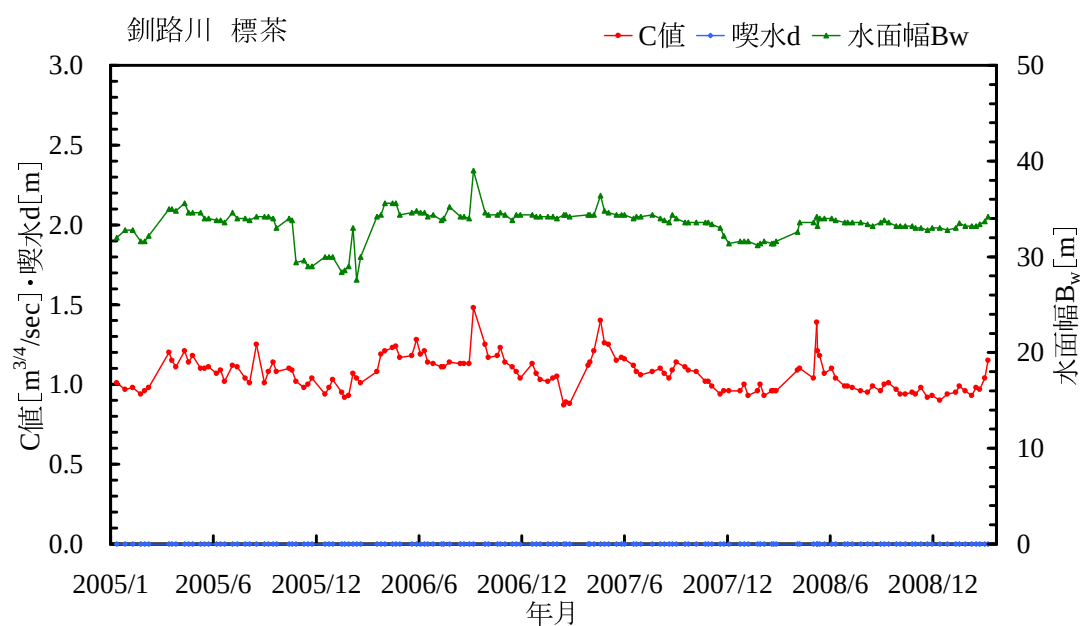


図 B.33: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（釧路川 標茶）

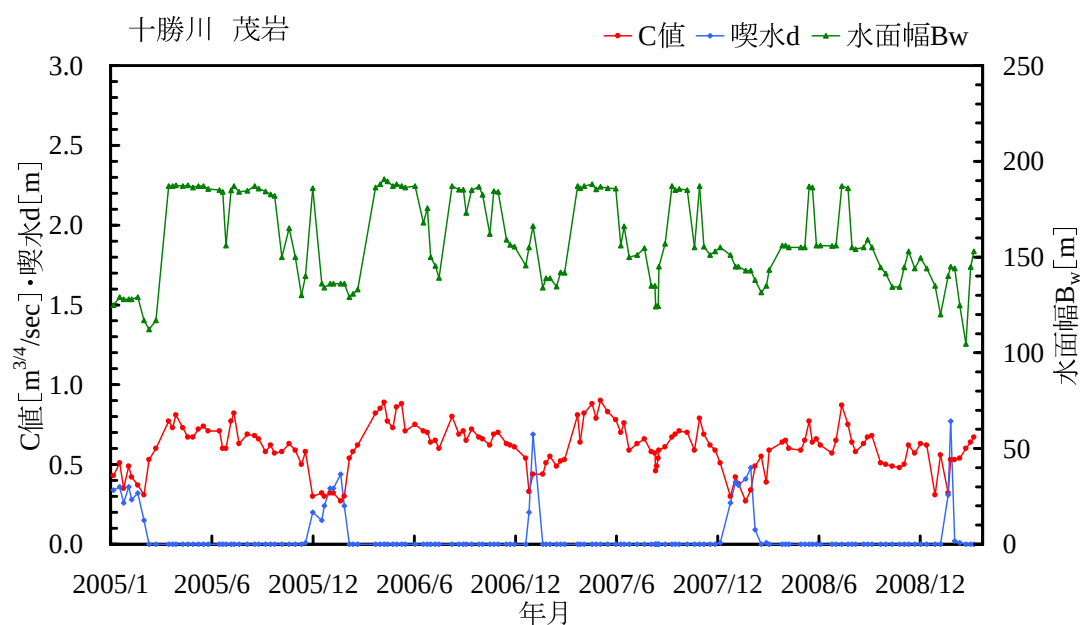


図 B.34: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（十勝川 茂岩）

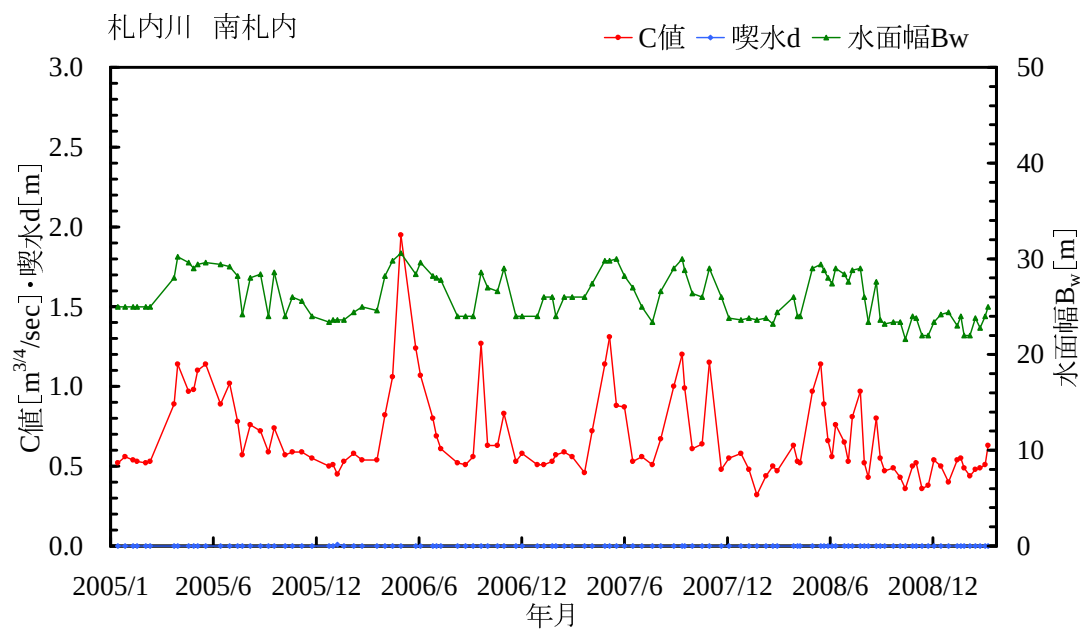


図 B.35: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（札内川 南札内）

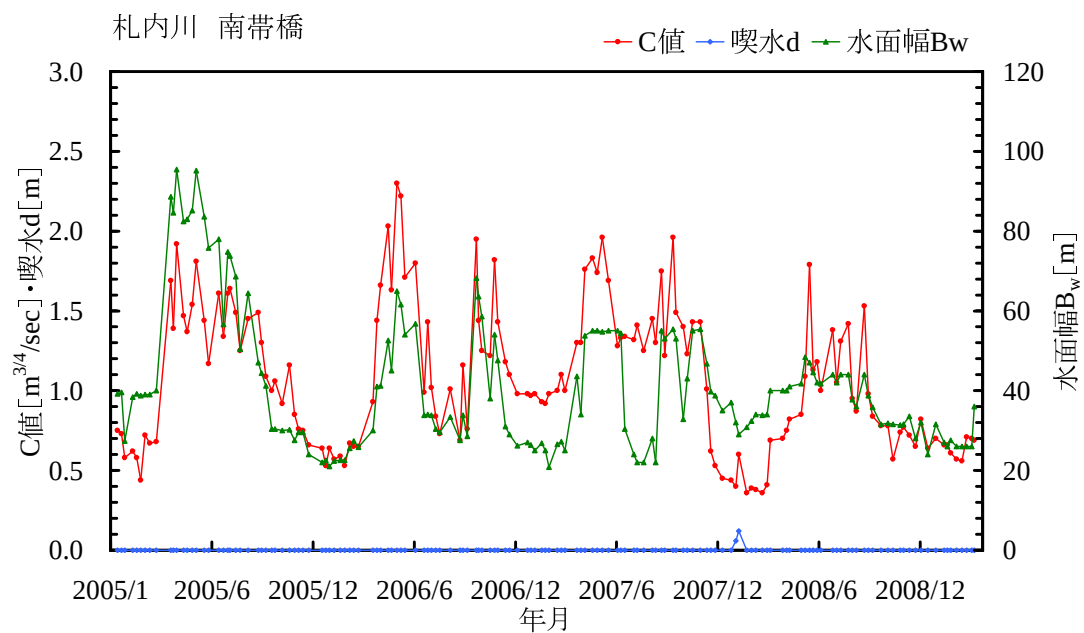


図 B.36: C 値、喫水 d、水面幅 B の時系列変化（札内川 南帯橋）

付 録 C 横断測量データから水位 H と流積 A を計算するプログラム

横断測量データから水位に応じた流積を計算するプログラムを掲載する。言語は、FORTRAN の F90 である。水位は最深河床高から 5m までの水深において、5cm 毎に流積を計算する。

ソースコード C.1: HA.f90

```
!*** PROGRAM MANUFACTURER : YASUHIRO YOAHIKAWA, CERI ***
```

```
PROGRAM HA
```

```
REAL :: A,B,H,S, dA, Zmax,Zmin, dB, H_base, dS
```

```
INTEGER :: i,j,jn
```

```
REAL,DIMENSION(1:100000) :: x,z
```

```
OPEN(unit=10,file='cross.prn')
```

```
OPEN(unit=20,file='HA.txt')
```

```
WRITE(20,'(5A15)') "H(m): 水位", "A(m2): 流積",  
                  "B(m): 水面幅", "S(m): 潤辺", "R(m): 径深"
```

```
H_base = 9999.
```

```
j = 1
```

```
READ(10,*)
```

```
100 CONTINUE
```

```
READ(10,*,END=200) x(j),z(j)
```

```
H_base=MIN(H_base,z(j))
```

```
j = j + 1
```

```
GO TO 100
```

```
200 CONTINUE
```

```
jn = j - 1
```

```
DO i = 1, 100
```

```
A = 0.
```

```
B = 0.
```

```

S = 0.
H = H_base + ( real(i)/20. )
DO j = 2, jn
  Zmax=MAX(z(j),z(j-1))
  Zmin=MIN(z(j),z(j-1))
  IF( H <= Zmin ) THEN
    dA = 0.
    dB = 0.
    dS = 0.
    GO TO 300
  END IF
  IF( H > Zmin ) THEN
    IF( H <= Zmax ) THEN
      dA = ( H-Zmin ) * (x(j)-x(j-1))/(Zmax-Zmin)
        * ( H-Zmin ) * 0.5
      dB = (x(j)-x(j-1))/(Zmax-Zmin) * ( H-Zmin )
      dS = sqrt( dB**2. + (H-Zmin)**2. )
      GO TO 300
    END IF
    IF( H > Zmax ) THEN
      dA = ( H-Zmax + H-Zmin ) * ( x(j) - x(j-1) )
        * 0.5
      dB = (x(j)-x(j-1))
      dS = sqrt( dB**2. + (Zmax-Zmin)**2. )
      GO TO 300
    END IF
  END IF
END IF
300 CONTINUE
A = A + dA
B = B + dB
S = S + dS
END DO
IF( A /= 0. ) THEN
  WRITE(20,'(5F15.3)') H, A, B, S, A/S
END IF
END DO
CLOSE(10)
CLOSE(20)

END PROGRAM HA

```