

ADCP を用いた河川湾曲部の密度流の計測

Measurement of Density Current in River Bend with ADCP

大森隆裕*・清水康行**・崇田徳彦***

By Takahiro Ohmori, Yasuyuki Shimizu and Naruhiko Muneta

The Lake Abashiri, located in the northeast of Hokkaido, has stratified layers of fresh and salt water. The biochemical pollution caused by inflowing load from the catchment area, and no oxygen state of the lower salt layer is becoming a serious problem. One of the important phenomena on this problem is the alternate directed density current of the Abashiri River, which goes into the Lake Abashiri. A 180 degree bend is existing in the Abashiri River at one km downstream of the lake, and this makes the hydraulics of the system more complicated. In this study, a series of field measurements on three dimensional flow field and density of river water were conducted in this bend in 1986. Two set of measurements in melting snow season and low flow season when the unidirectional flow from the lake and the alternate directed stratified flow becomes dominant, respectively. ADCP (Acoustic Doppler Current Profilers) and STD (Salt Temperature and Depth) were used to collect the data continuously in a wide area within a short time. Collected data are compared with existing theory and the characteristics of the stratified density flow are discussed.

Key Word : Stratified layer flow, Flow in a bend, Salt wedge, Alternate directed flow, ADCP, STD.

1. はじめに

北海道のオホーツク海に注ぐ網走川の河口から約6kmに位置する網走湖では、近年、青潮やアオコといった湖底部に存在する無酸素状態の塩水層に起因する現象が多発し、漁業や周辺環境に対する悪影響が問題となっている。これら網走湖の環境問題を解決するためには、まずその原因となる、塩水の遡上および湖への流入、湖内における塩水の挙動、湖上流からの淡水の流入状況など様々な要因およびこれらの実態を正確に把握することが重要である。網走川および網走湖の水理的な特性を把握しようとする研究は、山田らの研究グループにより精力的に行われており、上記の様々な水理学的現象が徐々に明らかになりつつある¹⁾²⁾。著者らは、これら一連の水理観測の一環として、網走川の網走湖下流約1km(河口から約5km)に位置する大湾曲部における流れに着目し、その実態を明らかにすべく、様々な現地観測を実施している³⁾。この大湾曲部においては、湾曲部特有の2次流(らせん流)をはじめ、河口の干満による密度流の遡上や、これと湖からの流出水との干渉など、様々な河川工学上興味深い現象が生じている。これらの現象はすべて時々刻々と変化する河口潮位の影響で、非定常な条件下にあり、さらに湾曲部の入り口から出口までの広い範囲の水理現象を3次元的にとらえようとした場合、例えば流速に限っても、従来の流速計で計測することは非常に難しい。

本研究では、1996年4月の融雪出水時および同年8月の大潮時において、網走川湾曲部に数カ所の測線を配置し、ADCP(Acoustic Doppler Current Profilers)による3次元の流速分布とSTD(Salt Temperature and Depth)による塩分濃度の同時計測を少人数乗りのボートで実施した。これより得られた流速および塩分濃度の時間的、空間的な分布状況を図示し、湾曲部における密度流の特性を検討した。その結果、順流時の淡水状態の場合には、主流、2次流ともにほぼ十分に発達した湾曲部における流速分布の理論値どおりの流速分布が生じていることが確認され、ADCPの有効性が確認された。また、塩水遡上時の2層流状態の時には、両層とも逆流である状態と、上の淡水層が順流で下層の塩水層が逆流の状態が存在し、それぞれの状態で、異なった主流および2次流の分布が確認された。また、塩分濃度に関しても、流れの状態によって異なる分布特性が得られた。本研究ではこれら、2層流状態の場合の流速分布に関しても理論値と比較し、考察を加える。

* 学生員 北海道大学大学院 工学研究科
(〒060 札幌市北区北13条西8丁目)

** 正会員 工博 北海道大学助教授 工学部土木工学科
(〒060 札幌市北区北13条西8丁目)

*** 正会員 北海道開発局 開発土木研究所
(〒062 札幌市豊平区平岸1-3)

2. 観測概要

観測は1996年4月の融雪出水時および同年8月の大潮時に、網走川の網走湖下流約1kmに位置する大曲地区の湾曲部において行われた。この湾曲部は図-1および2に示すような約180度の湾曲部であり、定常状態の流れにおいては一様湾曲部の模型実験で見られるような十分に発達した2次流の存在が予想される。観測はそれぞれ図-1および2に示す位置に、ほぼ河道中心線に直角方向にワイヤーを設置し、このワイヤーに沿って5m~10m間隔で流速および塩分濃度の計測を行うことにより実施された。

図-3および4はそれぞれ春および夏の各測線における観測実施時間を網走港の潮位とともに示したものである。各図には、大曲橋地点における流向および密度流の状態を模式的に示してあり、この区間の流向および密度流の状態が網走港(オホツク海)の干満により決定されていることが分かる。図-3および4の潮位のグラフ上に表されている記号の時刻において観測が行われ、記号に併記されている数字は測線の番号と測線毎の計測回数である(例えば、3-1は測線3の1回目の観測であることを示す)。

流速観測には米国RD Instrument社のADCP(1200Hz型および2400Hz型)⁴⁾、塩分濃度観測にはアレック社のSTD(メモリー塩分計)が用いられた。観測は4~5人乗りのボートで、各測点毎に測線のワイヤーおよび錨でボートを固定して行われた(写真-1および2参照)。流速データのサンプリングは各測線上の観測点で水深方向15cm間隔(ADCPの特性上水面下約50cmおよび河床上約20cmは計測不能となる)の深度および北方・東方・鉛直の流速成分として行われ、データはパーソナルコンピュータのハードディスク上に記録した。また、融雪出水時観測の際、ADCPと3次元電磁流速計とで同一地点を同時に計測したところ、両者の流速分布が互いに近似していることがわかった。これより、ADCPによって計測されたデータは、3次元電磁流速計によって計測されたデータと同程度の信頼性を有することが確認された。塩分濃度のデータは各地点において水深方向に10cm間隔で深度および塩分濃度(パーミル)としてサンプリングを行った。

以下に春、夏2回の観測毎の目的、特徴、データの整理方法などについて記す。

2.1 融雪出水時観測

1996年4月18日午前10時~4月20日正午の期間で行われた。この時期は融雪出水により湖の水位が高い時期であり、特に干潮時(順流時)には安定した淡水一層の流れが期待されるため、主として湾曲部における淡水一層流時の主流及び2次流の計測を目的とした。測線は図-1に示す3本とし、観測時間は図-3に示すように干潮時を中心にその前後で集中的に行うこととした。なお、塩水が観測地点まで達するのは満潮時のみであるため、塩分濃度の計測は行わなかった。1測点当たりの流速の計測時間は、4月18日は1分間、他の2日間は3分間とした。4月18日は予備観測的な意味で計測時間を短く設定したが、結果的には1分間でも平均流としてはほぼ良好なデータが得られることが確認された。

2.2 大潮時観測

1996年8月27日午後10時~8月29日午前10時の期間で行われた。この期間は網走港の干満の潮位差が約1mに及ぶ大潮時のため塩水楔が遡上し網走湖まで到達することが予測され、対象の湾曲部でも塩淡水二層流が観測されることが期待された。観測目的は、この二層流時の主流、2次流の流れの特徴を把握する事である。測線は図-2に示すように湾曲部に6本設置し、観測時間は図-4に示すように塩水の遡上が予測される満潮の時間を中心にその前後に設定した。さらに、同一断面内での

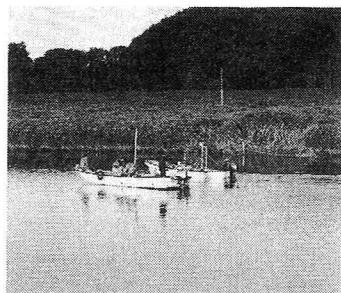


写真-1 網走川観測の様子

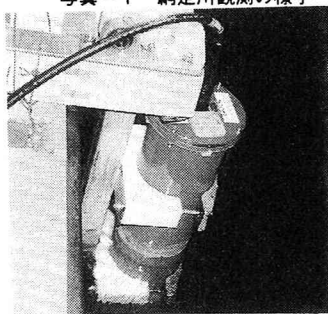


写真-2 計測中のADCP

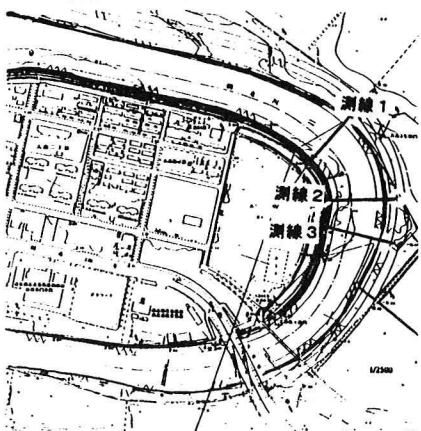


図-1 融雪出水時観測の測線位置

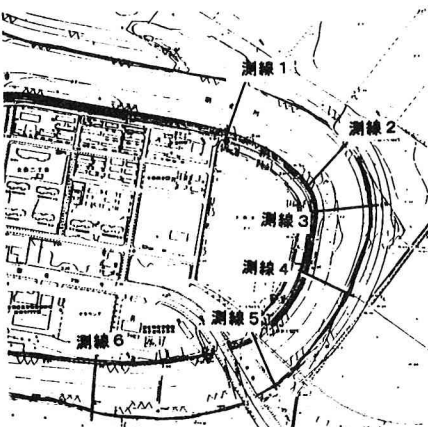
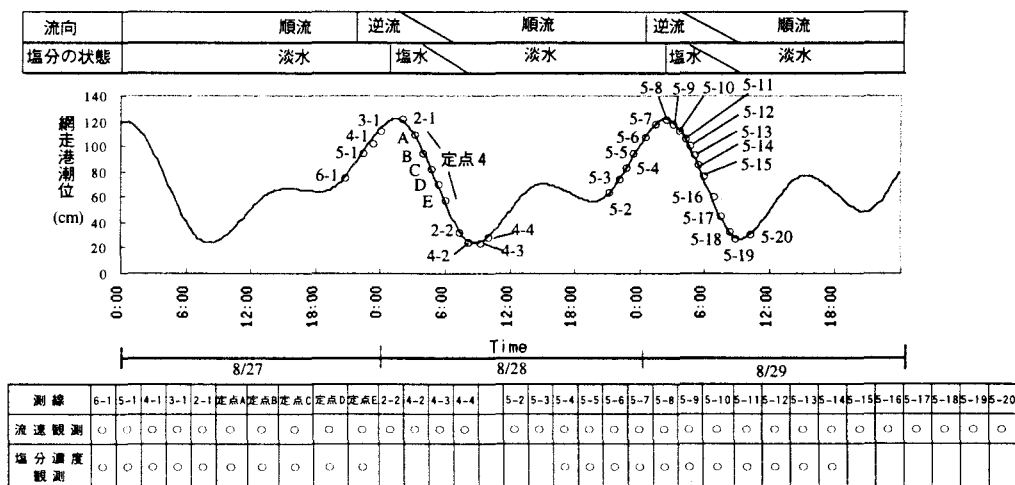
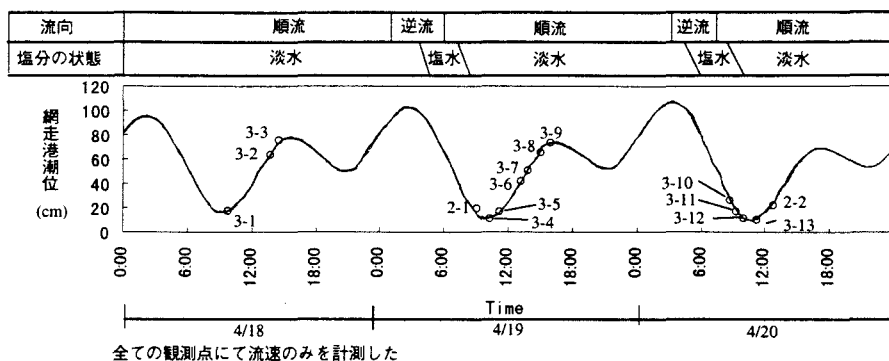


図-2 大潮時観測の測線位置



時間的な変化を連続的に把握する目的で、27日夜から28日早朝にかけては測線4を、28日夜から29日早朝にかけては測線5に重点をおいて連続観測を実施した。観測項目は流速及び塩分濃度とし、流速の計測時間は全て3分間で行った。

3. 流速(u, v)の算定方法

融雪出水時および大潮時に得られた北方向および東方向の各流速は、以下のような方法により流速 u, v に変換される。この流速 u, v の定義は、北、東方向の各流速を(1)(2)式によって水深平均した際の流下方向の流速成分を u 、その直角の方向流速を v としたものである。すなわち、水深平均流速の方向を主流方向、これと直交する方向を2次流の方向と定義したものである。

$$U_{no} = \frac{1}{h} \int u n dz \quad (1) \quad U_{eo} = \frac{1}{h} \int u e dz \quad (2)$$

ここで、 u_n および u_e はそれぞれ北方向流速および東方向流速、 h は水深、 U_{no} および U_{eo} はそれぞれ北方向流速および東方向流速の水深平均値である。(1) および (2) 式で求めた値を用いて以下の (3) および (4) 式で水深平均流の方向を計算し、さらに (5) 式および (6) 式で主流流速 u および 2 次流流速 v を計算する。

$$\sin \alpha = \frac{U_{no}}{\sqrt{U_{no}^2 + U_{eo}^2}} \quad (3)$$

$$u = u_n \times \sin \alpha + u_e \times \cos \alpha \quad (5)$$

ここで、 α は水深平均流速の東方向からの角度、 u および v はそれぞれ主流流速および2次流速である。このようにして求められた流速 u, v および塩分濃度の総データ数は流速で約4940点(融雪時約1860点、夏期約3080点)、塩分濃度で約3420点(夏期のみ約3420点)に及んでおり、これらの値を用いて以下にデータの整理を行う。

4. 融雪出水時の観測結果

前記の通り、融雪出水時には湖の水位が高いため潮位変化に関わらず、網走港満潮時を含む約4時間を除いては、常に湖から海へと向かう順流の流れが観測された。ただし、潮位の変化により主流の強度に大きな変化が見られた。測線3において、主流が弱い時間(3-3)と強い時間(3-12)の流速の断面内分布を図-5および図-6に示す。ここで、各図の縦軸は水深、横軸は左岸からの距離であり、流速の強度は各図の横のスケールに従うものとする。また、2次流

vは右向きが内岸向きであり左向きが外岸向きであることを示している。図-6の主uは図-5に比べて明らかに大きくなっており、2次流もこれに対応して変化している。特に、図-6(3-12)の左岸付近での2次流は図-5(3-3)の同地点の2次流に比べてかなり発達している。

これをより詳しく見るために測線3の左岸から15m地点の流速u,vの水深方向の分布形を、干潮時(3-4)から満潮時(3-9)まで連続的に表示したのが図-7および図-8である。図-7によると、流速uの分布は、干潮から満潮に向かおうとする時間(減速時、3-4,3-5)には水深方向の流速分布の勾配が比較的急な勾配となり、逆に満潮から干潮になる時間(加速時、3-8,3-9)では緩やかな勾配となっている。これより流速uの分布形と潮位(加速または減速時)の間には一定の対応関係があることが分かる。しかしながら、図-8によれば2次流流速vの分布形には時間による明らかな変化は見られない。一般に、主流の分布形が一定(例えば対数分布)の場合には2次流の強度は主流の強度に強く依存すると考えられるが、この場合には、主流の強度だけでなく、その水深方向の分布形が関係して、このような結果になったものと考えられる。

次に、干潮時(3-4)及び満潮時(3-9)における主流および2次流の流速分布と一様湾曲部の理論分布式流速との比較を行う。理論式には崇田ら⁵⁾による一様湾曲部の流速分布式を用いることとする。図-9および図-10は、(3-4)および(3-9)の観測結果を上記の理論値と比較したものである。ただし、全ての値は次式で表される水深平均流速の絶対値|U₀|で無次元化されている。

$$|U_0| = \frac{1}{h} \int u \, dz \quad (7)$$

また、理論式で用いた各種の水理量は観測結果に基づき表-1に示す値(水面勾配, 曲率半径, 水深, 水深方向平均流速)を用いて計算されている。無次元化された主流流速uおよび2次流流速v共に比較よく理論値に適合しているのがわかる。観測値全体を通しての主流と2次流の強度の相関を調べる目的で、(8)式および(9)式で定義される、主流および2次流の強度の比較を図-11に示す。

$$\phi = \frac{1}{h} \int |u| \, dz \quad (8)$$

$$\psi = \frac{1}{h} \int |v| \, dz \quad (9)$$

図-11には崇田ら⁵⁾による一様湾曲流の理論式を(8)式および(9)式に代入して得られる主流および2次流の理論強度も合わせてプロットした。ここで、理論値は観測を通じての平均的な値を考慮して導いたものであり、理論強度の算定に際しての水理条件は、曲率半径200mの値を用いる他勾配を一定としているが、水深平均流速および水深は実測値を用いている。また、図-11中の実測値のType BおよびType Cとは、図-12に示されるように主流流速uの分布形を3つの種類に分け、それぞれをType A, Type B, Type Cとしたものである。図-11によれば、全体的にはType BおよびType Cは理論値に沿った範囲に分布しているが、Type Bの場合は理論値より大きめの2次流が観測されている。これは、2次流の原因の一つである水深方向のuの違いがType Bの場合に特に強調されるためと考えられる。

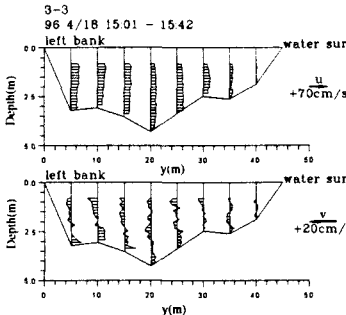


図-5 流速u,vの断面図(3-3)

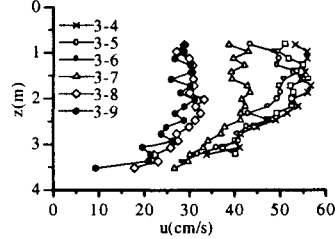


図-7 左岸から15mの地点における流速uの分布形の時間別変化

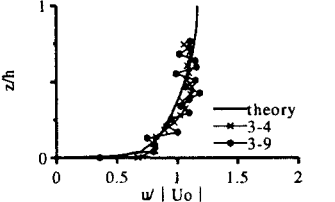


図-9 3-4及び3-9と理論値の流速uを比較(無次元化)

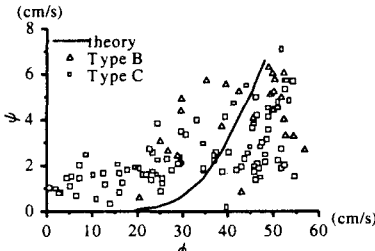


図-11 融雪出水時の各観測地点における流速の強度分布図

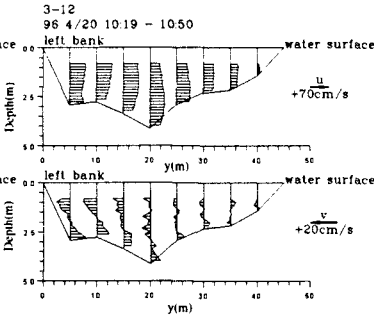


図-6 流速u,vの断面図(3-12)

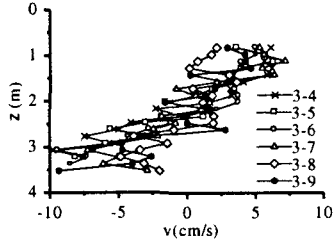


図-8 左岸から15mの地点における流速vの分布形の時間的変化

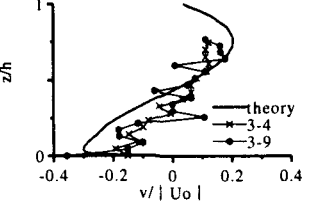


図-10 3-4及び3-9と理論値の流速vを比較(無次元化)

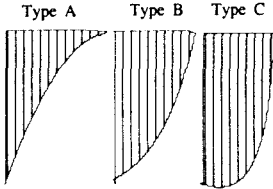


図-12 流速uのタイプ別の種類

表-1 理論式に用いた水理量(3-4)

曲率半径	200(m)
水深	3.22(m)
水深平均流速	0.49394(m/s)

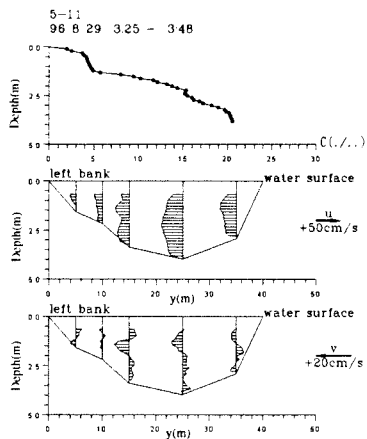


図-13 流速 u, v の断面図(5-11)

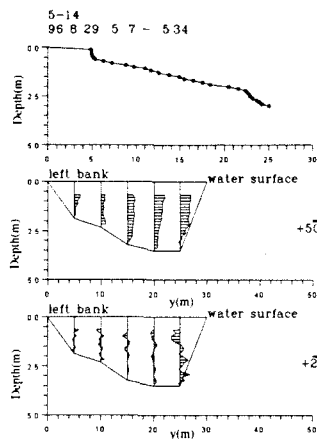


図-14 流速 u, v の断面図(5-14)

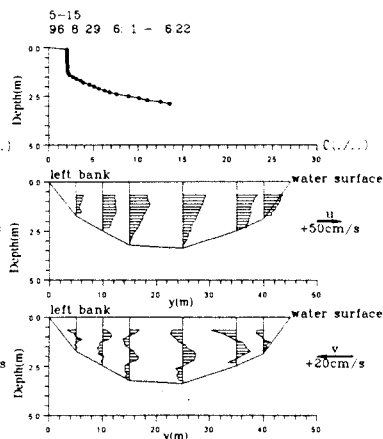


図-15 流速 u, v の断面図(5-15)

5. 大潮時の観測結果

今回の観測においては、主として強混合状態での遡上であったため逆流時にはほぼ全層で塩水が計測された。逆流時(5-11)、逆流から順流への遷移時(5-14)および順流時(5-15)における測線5の断面内の流速および塩分濃度分布をそれぞれ、図-13、図-14および図-15に示す。図-13の逆流時および図-14の遷移時の塩分濃度のグラフによれば、塩水楔が強混合状態で遡上しているため、全層にわたって塩水となっている。これに対して図-15の順流時の塩分濃度によれば、水面付近は淡水で河床付近は塩水の2層流となっている。主流流速 u の水深方向の分布形は順流時と逆流時で大きく異なり、また2次流 v の分布形状も融雪時とは異なり、完全ならせん流状態にはなっていない。

流速分布の時間変化を見るために、測線4の左岸から30m地点の流速 u の水深方向の分布形を満潮時(4-1)から干潮時(4-2)まで連続的に表示したのを図-16に、また、測線5の左岸から25m地点の流速 u および v の水深方向の分布形を満潮時(5-7)から干潮時(5-18)にわたって表示したのが図-17および図-18である。図-16で、全層逆流の状態から上層が順流で下層が逆流の状態を経て全層順流となっていく過程がよくわかる。これより上層の淡水層が順流になっても下層の塩水層は遡上を続けていくことがわかる。また、図-17では、逆流から順流に移るにつれ、流速 u の水深方向勾配が、緩勾配→急勾配→緩勾配、と複雑に変化している。図-18によれば、2次流 v の分布は融雪出水時よりかなり複雑になっている。大潮時のように強い順逆流が交互に生ずる

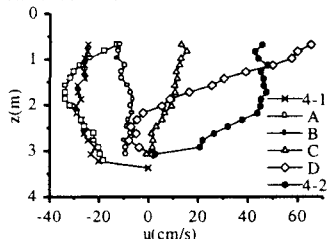


図-16 左岸から30mの地点における流速分布の時間別変化(流速 u)

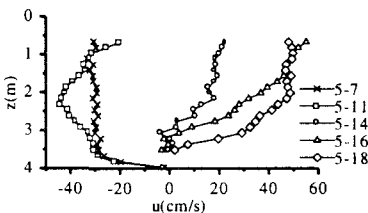


図-17 左岸から25mの地点における流速分布の時間別変化(流速 u)

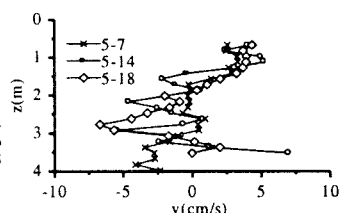


図-18 左岸から25mの地点における流速分布の時間別変化(流速 v)

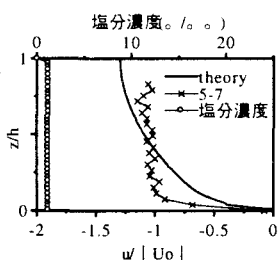


図-19 5-7と理論値の流速 u と比較(無次元化)

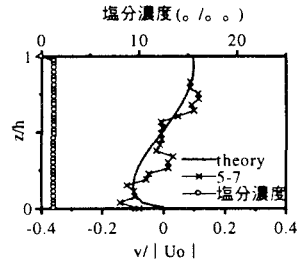


図-20 5-7と理論値の流速 v と比較(無次元化)

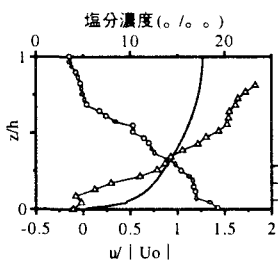


図-21 5-16と理論値の流速 u と比較(無次元化)

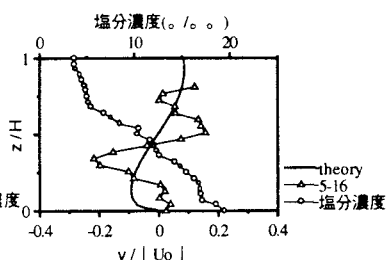


図-22 5-16と理論値の流速 v と比較(無次元化)

流れでは融雪時のような安定した2次流は発生しにくいと考えられる。

逆流時(5-7)、順逆遷移時(5-16)および順流時(5-18)における主流および2次流の流速分布と、前章と同じ様湾曲部の理論流速分布式との比較を図-19から図-24に示す。なお、これらの図において全ての流速は(7)式の $|U_0|$ で無次元化されている。また、理論式で用いた各種の水理量は観測結果に基づき表-2、表-3、表-4に示した値を用いた。図-19を見ると、逆流時での流速 u の分布形は、理論値より比較的緩やかな勾配となっているのがわかる。これは干満の影響も考えられるが、他にも2次流により上層の速い流塊と下層の遅い流塊とが交換されるためとも考えられる。図-20を見ると、この逆流時での流速 v の分布形は理論値にはほぼ適合している。図-21、図-22では、塩水層、淡水層の二層流状態が成立しており、流速 u, v と、一層流の条件下で導いた理論値とをそれぞれ比較している。一層流時、二層流時という条件の違いもあり流速 u, v と理論値とは適合していない。図-22では、上層下層とで互い違いに向きの異なる二つの2次流が発生している。図-23、図-24は淡水一層流の状態であり、流速 u, v とも理論値に比較的よく適合している。次に、前章でも行ったように、観測値全体を通しての主流と2次流の強度の相関を調べるために(8)(9)式に定義される主流および2次流の強度の比較を図-25に示す。さらに同図には図-11と同様の主流および2次流の理論強度のグラフをも合わせてプロットした。図中のType A, Type B, Type Cとは、図-12に表示した流速 u の分布形の3種類の区別である。図-25によれば、Type Aの強度が、弱い ϕ かつ強い ψ を示す範囲に存在している。流速 u の分布形がType Aとなる地点では、主流が弱くても強い2次流が発生している。Type Cの強度では、全体的に ψ の値が理論値より大きい。他にも、前章でも述べたように、各Typeの強度分布を比較すると、Type B, Type Cの ϕ が理論値よりも大きな値に分布しており、理論値よりも強い2次流が発生している。理論の値は主流が弱くなると2次流が極めて小さくなる傾向があり、また、大潮時には強めの逆流が存在しているのに伴い全体的に弱い主流 ϕ 、かつ弱いながらも理論値を上回る2次流 ψ が多数存在する分布となる。

図-23 5-18と理論値の流速 u を比較(無次元化)

図-25 大潮時の各観測地点における流速の強度分布図

図-24 5-18と理論値の流速 v を比較(無次元化)

表-2 理論式に用いた水理量(5-7)

曲率半径	200(m)
水深	3.97(m)
水深平均流速	0.28921(m/s)

表-3 理論式に用いた水理量(5-16)

曲率半径	200(m)
水深	3.52(m)
水深平均流速	0.30185(m/s)

表-4 理論式に用いた水理量(5-18)

曲率半径	200(m)
水深	3.52(m)
水深平均流速	0.3962(m/s)

6. まとめ

本研究では、網走川大曲地区に存在する約180度の湾曲部において行われた、ADCPおよびSTDによる融雪出水時および大潮時の観測結果を整理し、報告したものである。湾曲部において融雪出水時には、1)流速 u の分布形と潮位との間には対応する関係がある。2)全層淡水の一層流の条件下で崇田ら⁵⁾により導かれた理論式は実測値とよく適合する、3)理論値よりも強い主流が存在する、などが確認された。また、大潮時には、4)逆流から順流に遷移するとき、上層の淡水層が順流、下層の塩水層が逆流となる状態が存在する、5)同じく逆流から順流に遷移するとき、流速 u の勾配は緩勾配(逆流)→急勾配(遷移時)→緩勾配(順流)となる、6)遷移時には二層流状態となり上下層で互い違いの向きの2次流が発生する、7)理論値よりも強い2次流が存在する、などが確認された。以上の結果は非定常の現象であるため、短時間にデータが得られなければ確認するのは難しい。著者らが行った観測で、短時間で大量のデータを計測しうるADCPおよびSTDの有効性が確認されたと言える。

〔謝辞〕 観測においては、開発局開発土木研究所、開発局網走開発建設部、中央大学、北見工業大学、(株)北開水工コンサルタント、(株)福田水文センターの方々に御協力いただいた。ここに記して謝意を表します。

〔参考文献〕

1) 兼島知哉, 高橋克人, 宮島滋近 他: 塩水二成層を形成している網走湖の塩水の流入に関する研究, 水工学論文集, 第37巻, pp. 305-312, 1993.
2) 池永均, 山田正, 内島邦秀 他: 網走湖における塩水二成層の形成と挙動に関する研究, 水工学論文集, 第40巻, pp. 589-594, 1996. 3) 池永均, 山田正, 内島邦秀 他: 網走川における塩水遡上に関する研究, 第23回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集, pp. 326-327, 1996. 4) 崇田徳彦, 渡邊康玄, 清水康行: 水制周辺の流速分布について, 水工学論文集, 第39巻, pp. 577-582, 1995. 5) 崇田徳彦, 清水康行: 水制を含む流れの準3次元数値計算モデルの開発, 土木学会論文集No. 497, pp. 31-39, 1994