

猿払川における河口二層流

Tidal Two-Layer Flow at The Mouth of The Sarufutu River

北海道大学 工学部	吉田静男	S.Yoshida
八戸工業大学工学部	西田修三	S.Nishida
北海道大学 大学院	高橋一浩	K.Takahashi
同	柏田昌之	M.Kashiwada

1 序文

弱混合形式の河口流については、理論、模型実験、野外観測に基づく幾多の研究があり著しい成果を挙げている。中でも、実用上最も重要な界面形状の予測精度はかなり向上して来ている。一方、弱混合形式と両極端をなす強混合形式についても、実用的な水質分布、及び、時間変化の予測については同様なことがいえる。しかし、両者の中間的存在である緩混合形式については、弱混合形式から強混合形式への遷移機構を知る上で重要な過程であるにも関わらず研究例が実に少なく不明な点が多い。その原因は、一潮時にわたる現象の変化の多様性にあるといえるが、今や、現象解明に着手する時期は到来していると考ええる。本研究は、やはり、緩混合形式の現象解明を目指すものであるが、その第一段階として、観測領域をあまり広くとる必要のない、しかも、夏期の平均流量のもとで緩混合形式を示す猿払川水系の成層流の実態を明らかにする。

2 猿払川水系の地形と観測施設の現況

水系は図-1に示すように、猿払川本流と、河口上流0.7 kmから分岐する狩別川、及び、水面積1.9 km²、平均水深0.55 mのボロ沼から成っていて、ボロ沼には、平水流量がきわめて少ないボロ川、キモマ沼川が注いでいる。この水系の様に感潮部で湖沼と連結した水系は、北海道では、オホーツク海沿岸に集中しており、栽培漁業の分野からその活用を重要視されている。従って本研究の結果は実用的な問題にも寄与できると考える。

当水系にはじめて観測者が入ったのは昭和24年であり、ボロ沼が佐呂間湖や能取湖に比べて浅く、塩分は若干少ないという報告がなされている。その後、昭和57~60年にかけてボロ沼でヤマトシジミ増殖事業に関連した水質観測も行われ、水質変動の著しいことが明らかにされた(猿払漁協資料)。又、昭和41年頃から河川改修工事が行われ、最近、河口閉塞防止用導流堤が建設され、本流河口の通年開口が実現している。従って、現在の水系の密度構造は河川流量と潮汐に依存していると考えられる。

観測施設としては、改修工事に関連して、昭和60年にSt. 8, 9, 10に常設の水位計が設置されており、今回の観測にも利用されている。しかし、潮位計については、河口から南東4.7 km離れた枝幸港に設置されているのみで、正確な潮位は分からない。ただ、St. 1での水位計測の結果を検討した結果では詳細な考察を行うには、枝幸港の潮位で

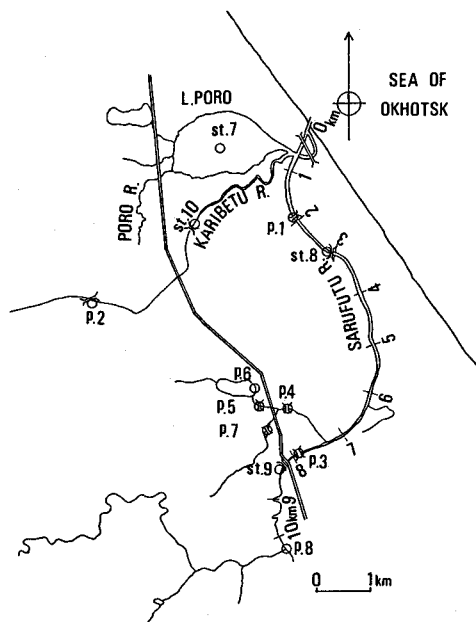


図-1 猿払川水系水平地形図

は不十分なことが明かになっている。

3 観測方法

表-1に観測期間を示す。観測1, 3, 4は総合的な観測、観測2は水位のみの部分的な観測である。観測1では水系の水理特性が未知に近いことから、やや綿密な観測を実施した。まず、陸上からはSt. 7を除く各St及びP地点で水温と電気伝導度が、又、P. 2ではLDVを用いた流量観測、St. 1, 3では量水標による水位観測が行われた。船を利用した観測(水温・伝導度・超音波測深機による水深測定)も河口から、P. 3点まで、及び、沼について行った。このほか、自記流速計(アンデラー流速計, ツルミ式流速計, ACT)による水温伝導度の連続観測をSt. 2, 5, 6, 7で、流向流速の測定をSt. 2, 5で実施した。なお、水位については、St. 5, 7にリシャル水位計を設置して得、St. 8, 9, 10での水位については常設の水位計の出力を利用した。観測2では、St. 1, 4, 沼奥に圧力式水位計を設置し水位の連続観測を行った。この水位計測により、水位についてはSt. 8, 9, 10の常設水位計と、St. 5, 7のリシャル水位計の記録があれば一応把握できることが判明した。そこで観測3, 4では不必要な水位計測は省略した。しかし水質の観測については観測1に準じた。

3.2 観測3における猿払川流量の計測

猿払川の流量はSt. 9の水位から、また、狩別川の流量はSt. 10の水位から推算し得る。しかし、観測3では、落雷のためSt. 9の水位記録が不完全であった。そこで8月10日～11日については、P. 1でCM2型を用いて、また、12日にはSt. 9でLDVを用いて得た流速分布から流量を求めた。なお、LDVによる計測はケーブルを用い、水深15cm及び50cmに保ちつつ等速度でスライドさせる方法によった。その記録の1例を図-3に示す。(a)は流速分布、(b)は対応する水深での平均流速を差し引いた流速変動である。

4 弱混合形式の知見から得る予測結果

猿払川は平水時緩混合形式を示す。従って、二層構造は時間的に著しく変化すると考えられる。ただ、増水時や潮差が小さい場合、あるいは河口の堆砂状態によっては潮汐効果が弱まり、成層状態は弱混合形式に近づくことが予想される。その様な場合、水理公式集P. 61(8.22)式を用い各河川流量に対して得る界面形状図-4は現実の二層構造と良く一致すると思われるが、はたして猿払川においてどのような結果を得るか後節において検討する。

5 潮汐によるボロ沼の流動予測結果

トウフツ湖での観測結果¹⁾が示すように広い水面積に流入する流体は噴流形式となる。ボロ沼においても沼口付近の流入流体はやはり噴流形式になると考えられる。しかし、沼奥に注ぐボロ川への収束流や落潮時の沼口付近の流れはポテンシャル流に近いものとなるであろう。そこで、ポテンシャル流を仮定し、水深の空間分布を考慮した沼の流速、水位分布を求め考察の一助とした。本論文には、紙面の関係で沼の2地点(図-5 A, B地点)での水位と流速変動の予測結果を図-6に示す。

表-1
観測番号 観測期間

観測1	61年 8月11日～12日
観測2	61年 9月10日～22日
観測3	61年 8月 9日～12日
観測4	61年10月12日～13日

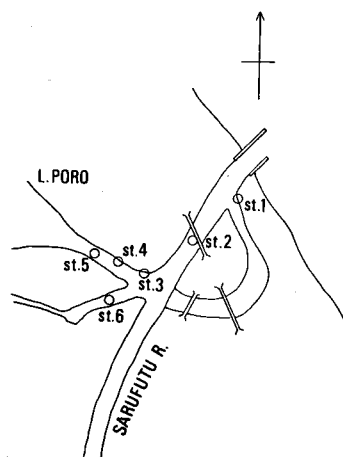


図-2 分岐部地形図

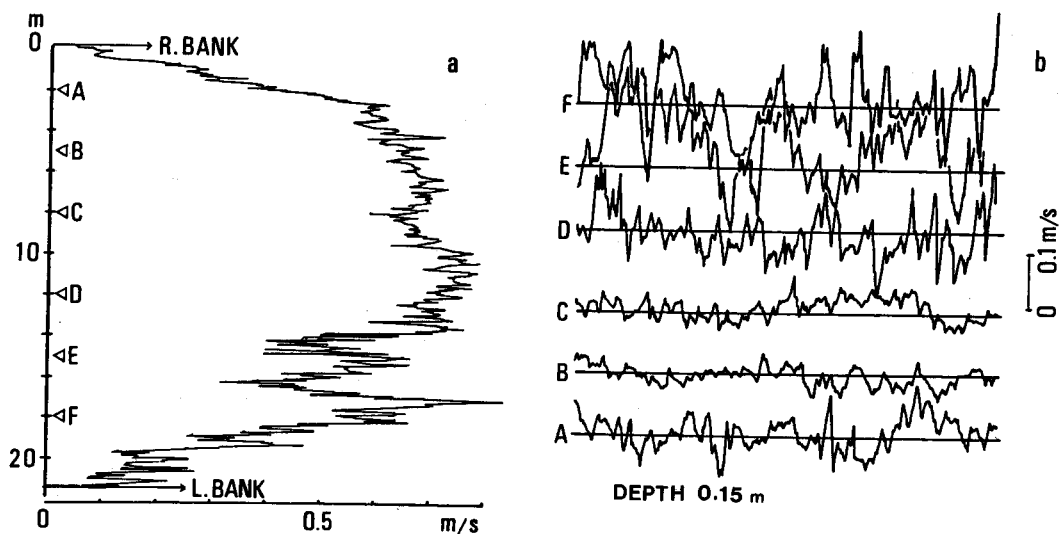


図-3 河川横断流速分布と対応位置での流速変動例

6 観測結果及び考察

全観測の総データ数は膨大であり、そのすべてについて紹介することは不可能である。そこで、本論文では考察上欠かすことの出来ないデータのみ掲載し、その詳細については資料²⁾を紹介するにとどめる。

6.1 水系の水位と流動特性

猿払川の河川水の挙動についてはS t. 8. 9の水位記録からほぼ推定できる。水位の一例として観測1の期間を含む8月1日からの記録を図-7に示す。同図ではS t. 8の記録を少し下方にずらして書いてあるが、実際には両者の時間平均水位はほぼ一致している。(もちろんS t. 9のレベルが高いはずだが、あまりに小さく、観測1での両者のレベル差は不明である)。又、位相もほぼ差異が無いから観測1のように流量の少ない河川の平均流速はS t. 8の水位変化から知ることが可能である。たとえば河川のある地点での平均流速は、その地点から上流の単位時間あたりの水位上昇量に水面積をかけることにより得る。勿論、このような手法が用い得るのは河川流量が小さく、両水位観測地点間の水位勾配が十分小さい場合のみであり、増水時のように上流地点の水位が相対的に高まる場合にはH-Q曲線から算出しなければならない。

一方、ボロ沼の水位と流動については、S t. 7, 8の水位記録から推定できる。まず、両地点の水位の相対レベルを決定するため、沼の水位の山又は谷の水位は同時刻のS t. 8の水位に一致するという原

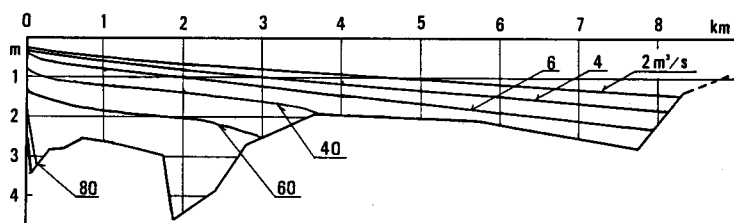


図-4 弱混合形式を仮定した界面形状の予測結果

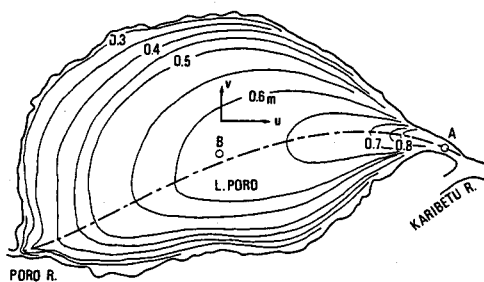


図-5 ボロ沼地形と流動予測地点

理に従って記録を重ねると図-7の破線又は図-8の(a)を得る。この手法の妥当性は図(b)に示した沼口(S t. 5)におけるツルミ式流速形の出力と転流時刻を比較すれば明白となろう。もちろんボロ沼のみで利用できるというものではなく、トウフツ湖¹⁾、パンケ沼²⁾でもこの手法の妥当性が確認されている。

すでに記述したようにS t. 8の水位をもって河口での水位変動と出来るが、枝幸港潮位を利用できればさらに便利である。ただ、実際に河口の水位条件として潮位を用いる場合は河口部での堆砂状況が水位変動に与える影響の少ないことが保証される必要がある。この点を、調べるため、昭和61年8月、62年8, 9, 10月の沼口水位と枝幸港水位の比率を γ 求めると図-9を得る。この結果を見ると今年10月に γ が著しく減少していること、すなわち、潮位から河口の水位変動が予測できないことが分かる。なお、10月にみられる γ の低下は、9月までは存在しなかった著しい河口部の堆砂に起因している。

6. 2 猿払川の二層流れ構造

これまでの考察により、潮汐による水系の各所の水位変動と流れの概要を知った。本節では河口から侵入する海水と河川淡水の相互作用の実態を調べる。まず、流量がもっとも少なかった観測1(4.2m³/s)について猿払川の成層構造を検討する。船

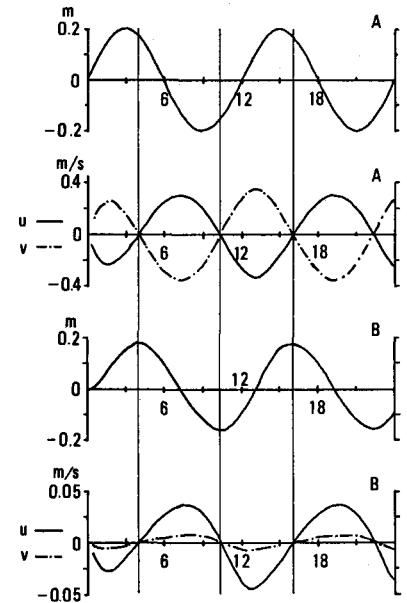


図-6 A, B地点(図-5)での水位と流速の予測結果

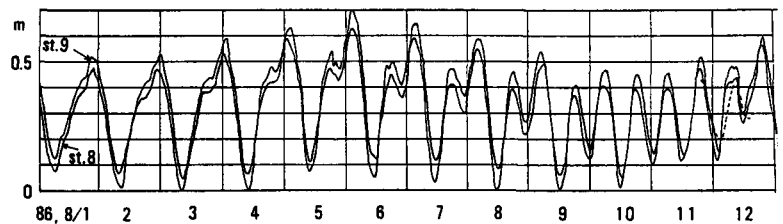


図-7 S t. 8, 9における水位記録。破線はS t. 7での水位

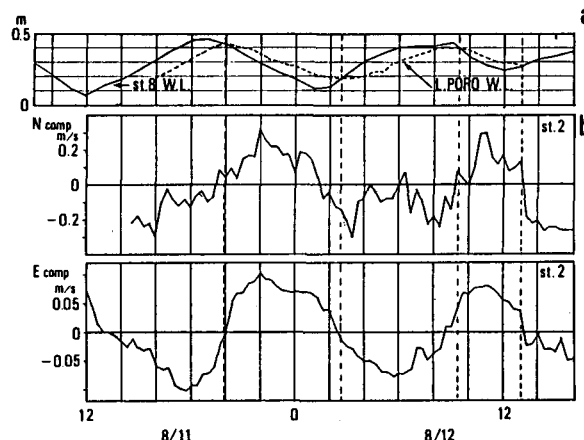


図-8 S t. 7, 8の水位と自記流速計出力

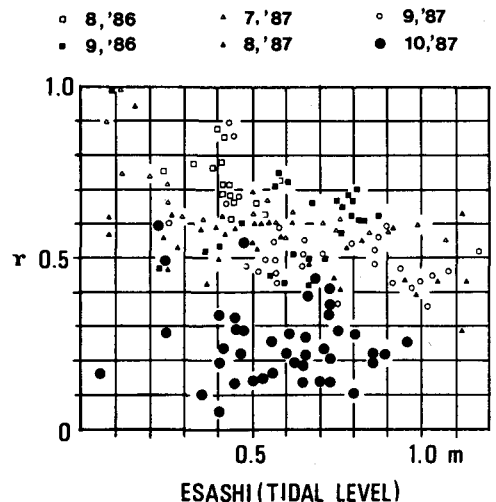


図-9 枝幸港潮位と γ

で移動しつつ観測した結果からは図-10の等C1濃度線を得る。流速分布については1箇所だけ破線で示してある。各時刻、各地点での鉛直流速分布の詳細は分からないが、流量が極めて少ないので先に述べた手法で平均流速を求めることは可能である。例えば上記流速分布を得た地点での平均流速は約8 cm/sと算出できる。この結果は実測値と概略一致する。

図-10から明らかとなる成層構造の特徴は上層が河口上流約1.5 kmにフロントを有していること、及び、界面近傍での混合程度が上下流で著しく相違することである。このうち、フロントの位置について、その時間変動を調べると、前日の漲潮時（水位は同程度）には、更に、0.5 km上流に位置しており、深夜の干潮時には河口から流出することが明らかになっている。なお、深夜は人為的な観測をしていないが図-11に示すSt. 2における水質計の記録から、干潮時には確かに上層が河口に達することを確かめ得る。かくして、猿払川では増水時を除けば間けつ流出の形態をとることが分かる。この流出形態は筆者の一人により室内実験ではじめて見いだされたものであり、スケールによらず見いだされる形態であるといえる⁴⁾。

いま、一つの上下流での混合程度相異からは緩混合形式と弱混合形式の共存という新たな混合形式を発見できる。この形式は、弱混合形式から緩混合形式への過程であって、遷移機構を解明する上で重要と思われる。なお、図-4に示した弱混合形式を仮定した界面形状の予測結果のうち対応する流量の結果を図-10に○印で記入してある。図から予測結果は実際よりも上層厚さを

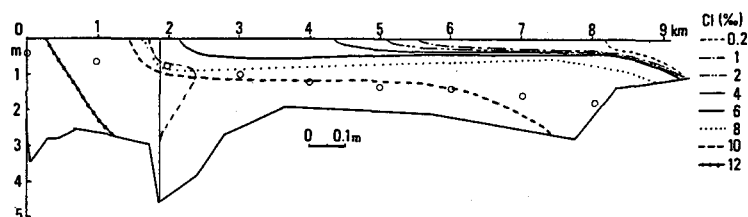


図-10 観測1における猿払川のC1濃度分布

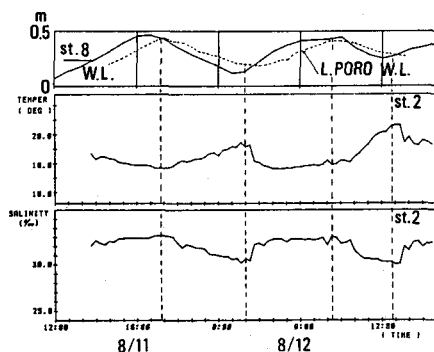


図-11 St. 2における水質の自記記録

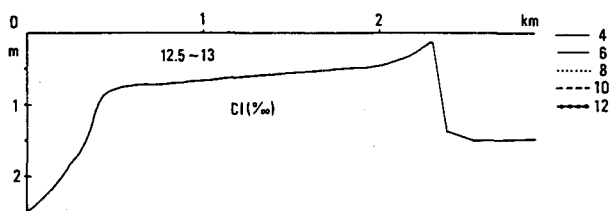


図-12 観測1におけるボロ沼内のC1濃度分布

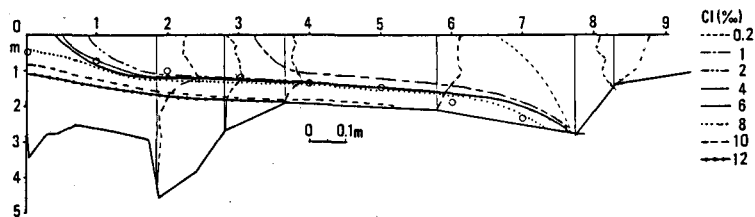


図-13 観測4における猿払川のC1濃度分布

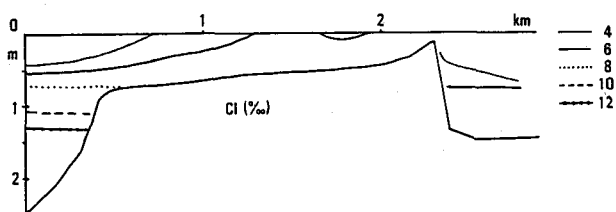


図-14 観測4における猿払川のC1濃度分布

過大に見積ることが分かる。

つぎに、観測1におけるポロ沼の水質分布について検討してみる。水域各所での水質分布は沼口から沼奥（ポロ川河口）に引いた中心線（図-5の一点鎖線）に直交する水平線上では、ほぼ、一様であることから、この中心線に沿う鉛直断面内のC1濃度分布を示すと図-12を得る。同図は沼全域が、ほぼ海水で満たされていることを示しているが、この様な水質になった理由は、長期にわたり猿払川、及び、ポロ川、キモマ沼川の流量が非常に少なかったためである。因に、水質が定常化するまでの日数を予測してみると、沼の平均の流量は約 $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ 、沼から1回の潮汐で流出する水量は沼の水量の約 $1/4$ であることから少なくとも1週間は要すると考えられるが、観測1はこの条件を満足しており、沼の水質は定常状態にあったと推測できる。

最後に、河川流量とC1濃度分布の関係について検討する。昭和60、61年の年間の流量統計を調べてみると平均流量は $8.7 \text{ m}^3/\text{s}$ である。しかし夏期の平均流量は $5.0 \text{ m}^3/\text{s}$ であり、観測1は、ほぼ夏期の平均流量時に実施されていることが分かる。これに対し観測3、4は共に降雨直後に実施されており、その結果からは、水系の水質構造が流量によりどのような影響を受けるかがわかる。まず猿払川の流量が $7.3 \text{ m}^3/\text{s}$ であった観測4について図-10、12に対応するC1濃度分布を求めると図-13、14を得る。図-13には、図-10同様に弱混合形式を仮定した界面の予測形状が○印で記されているが、前例と相異して密度変曲点は、予測値と良く一致することが分かる。ただ、河口でのフロントの存在については予測結果に現れていないことはいうまでもない。一方、図-14からは、一見矛盾したC1濃度分布を見出すことができる。すなわち、沼口の方が沼内部より淡水化されている。しかし、降雨後1日程度しか経過していないことを考えると、水質の定常化は完了するはずがなく、当然の結果といえる。この推測は、沼内の3箇所に設置された水質の自記記録計の出力から明白に裏づけられるが、紙面の関係で、記録の掲載を省略する。一方、観測3では猿払川の流量が $13 \text{ m}^3/\text{s}$ あり、本流での塩水の後退は更に著しくなり、6%のC1濃度はほぼ河口に位置している。この場合についてもやはり弱混合形式を仮定して得る予測形状と比較すると、観測1とは逆に予測結果は淡水層の厚さを過小に見積ることも分かった。又、ポロ沼の水質について検討すると観測4と同様、定常状態に達しておらず、沼口に比べて沼内部のC1濃度が著しく高いことが見出された。

以上、猿払川水系の二層流れ構造については、ほぼ、その特徴をとらえることができたが、紙面の都合で貴重なデータを十分に示すことができなかった。この点については資料²⁾を通じ紹介したい。

謝辞

本研究の遂行に当たっては、北海道大学工学部井上良紀教授から御理解と有益な御助言を頂いた。また、元北海道大学技官大川原馨氏には観測の計画から実施に至るまで多大な御助力を頂いた。ここに記して感謝したい。なお、本研究は一部文部省科学研究費補助金（一般B課題番号62460158）により遂行されたものであることを付記する。

文 献

- 1) 吉田静男、柏村正和：浅い感潮湖々水の流れ特性，第28回海岸工学講演会論文集，pp.550～pp.554，1981
- 2) 吉田静男：猿払川水系の水理，北大工学部工業力学第二講座，pp.1～117，1987
- 3) 吉田静男：サロベツ川水系の流れと潮汐，第31回水理講演会論文集，pp.645～649，1984
- 4) 吉田静男、藤井浩之：感潮河口流の密度構造，第27回海岸工学講演会論文集，pp.419～423，1980