

木曽川わんど部での水域・堆積域間水交換

A STUDY ON WATER INTERATION BETWEEN SUBSURFACE WATER IN SUBSTRATE AROUND EMBAYMENT AND SURFACE WATER IN RIVER KISO

鷲見哲也¹・鷲津善之²・辻本哲郎³

Tetsuya SUMI Yoshiyuki WASHIDU, and Tetsuro TSUJIMOTO

1 正会員 博(工) 名古屋大学大学院助手 工学研究科地圏環境工学専攻

(〒464-8603 名古屋市千種区不老町 1)

2 正会員 修(工) 東亜建設工業株式会社 北海道支店 (〒060-0051 札幌市中央区南 1 条東 3 丁目 10-15)

3 正会員 工博 名古屋大学大学院教授 工学研究科地圏環境工学専攻

Embayment is recognized as the space of a splendid ecological circumstance, created by itself. In embayment along a tidal river, the surface water exchanges not only with the river water but also with the subsurface water in the substrate around embayment. The latter exchange should be considered as the important factor to the water quality in other investigations. In this study, the field observation Kiso River, the experiments and the numerical simulation of the subsurface flow are conducted and show the results that water exchange volume with subsurface water over a tidal period occupies about 9% of the average storage volume of the embayment, and this result indicate that exchange with subsurface water in sandy substrate covered by a silt layer is not negligible to consider the water quality of surface water in embayment.

Key Words : *Embayment, tidal effect, subsurface water, interaction flow*

1. はじめに

木曽川下流域に存在する水制群は、明治期に築造され現在に至っている。堤防・河岸防御の目的で当初水制が設置されたが、築造されてから約1世紀の年月を経たいま、現在河川環境機能の向上として重要な役割を担っている。わんどの役割については、非感潮河川では平水時においては湖沼等に似た死水域・帯留水域として水環境形成が支配的となるが、木曽川下流域のような感潮区間では、潮位変動によってわんど内に水流動があり、干潟的環境をもたらされることで、魚類をはじめとするさまざまな生物や植物が生息し、独特の生態系・水質水環境を生み出している。これまでにわんどの環境上の機能(水質・生態系)については幾つかの調査事例^{1,2)}があるが、感潮区間わんどでの調査は限られており、潮位変動による物理場の日変化が水環境や生態系へ与える影響については殆ど把握されていない。このわんど群区間の特徴は、干満の影響を受け、主に砂からなるわんど水域周辺の堆積層中の伏流水との水交換を行っていることで

あり、河川懇談会共同研究の調査報告³⁾によると、堆積層からの流出水がわんど内の水質形成に少なからず影響を与える可能性を示唆している。また、周辺堆積土壌に貯留された水とわんど水域、あるいは本川流との間で交換が行われ、水質・水温の側面での影響(生物の生息・生育場に多様性を持たせる)がある可能性を持っていると見られている。

本研究では、これらの点に着目し、わんどの水環境を支配する水の流動、特に潮汐によるわんど表流水の上下変動による堆積層内伏流水とわんど表流水の交換について明らかにするため、潮位変動に伴う陸域伏流水位の状態を現地調査を元に把握した上で、室内実験と数値解析を援用して陸域伏流水位挙動を示し、感潮域わんど内の水収支を検討するとともに、水質形成への寄与に関する資料とする。

2. 対象わんどの概要

(1) 対象区間の特徴

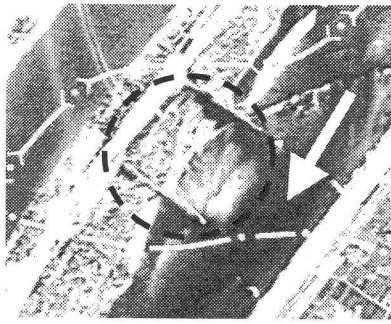


図-1 研究対象わんど (18.8km 付近)

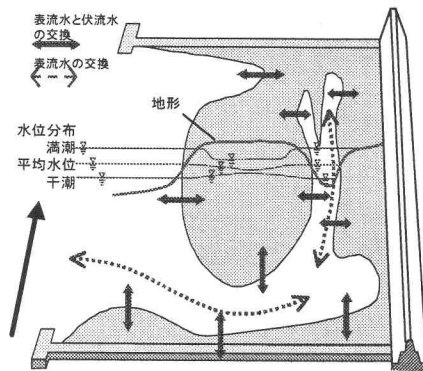


図-2 堆積域の概念図

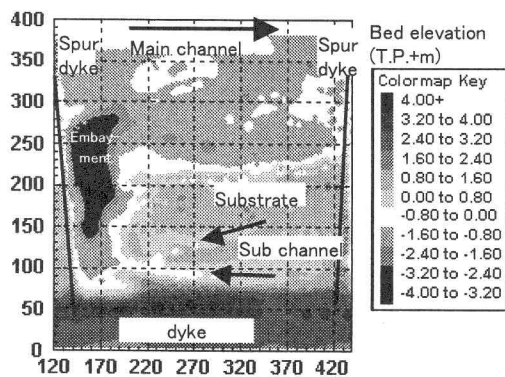


図-3 わんど部の地形

木曽川右岸水制群は河口より 70 基以上を数え、わんど状地形を形成する区間は河口 12~25km である。塩水遡上は 17km 付近までであり、それより上流に植生域を伴った複雑なわんど地形を形成している。わんど内植生繁茂形態と地形に関する分類が行われている²⁾が、本研究では明瞭なわんど状水域を持った、18.8km 地点にあるわんど(図-1)を研究対象とする。対象わんどの上下流側に大規模な石積み水制(長さ約 300m, 水制間隔約 300m)が河川を中心線あたりまで伸びている。水制間では広範囲にわたって土砂が堆積して陸地化が進み、アカメヤナギなど高い樹木群もみられる。

(2) 潮汐の影響と伏流水

堆積域にはわんど水域と繋がる 2 本の 2 次流路があり(図-2 に概略図, 図-3 に地形コンター図), 潮位変動によって本川水位の上昇・下降時, 2 次流路にわんど表流

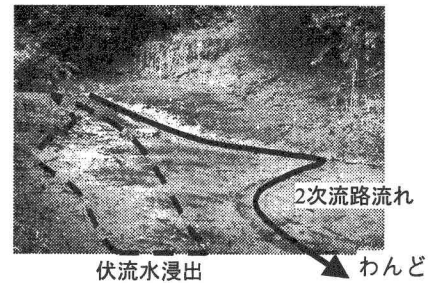


図-4 2 次流路の様子 (干潮時)

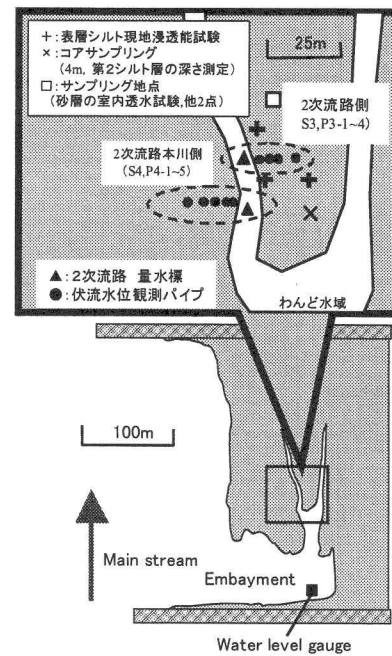


図-5 現地計測地点

水が出入りし、満潮時には堆積域奥部の流路周辺部に表流水が乗り上げ冠水する。この地点での平均水位は T.P.+0.2m 程度であり、大潮時の干満水位差は 2m 程度である。これにより、水路付近の堆積域は完全に冠水する。また上昇時には 2 次流路周辺堆積層へ浸透しているとみられ、水位低下時には、堆積層内伏流水が 2 次流路に浸出するのが確認されている(図-4)。体積層内伏流水の上下降によって、潮汐 1 周期で相当量の伏流水がわんど表流水と堆積層との間で交換している。この 2 次流路状地形が、堆積層との交換面を長くせしめていることで水交換を促進し、水温・水質形成に寄与していると考えられる。別の調査²⁾によると、わんど水域には、夏季に非常に低水温の層が低部に現れ、伏流水流出による寄与が推測されている。

(3) 対象わんどのシルト層と土壌特性

わんど陸域(干潮時の水位より標高の高い場所)は、表層にシルトが堆積し、その下に砂層、シルト層という順の土層構造になっている。

2 次流路から横断方向に約 20m (2 次流路側, 2 次流

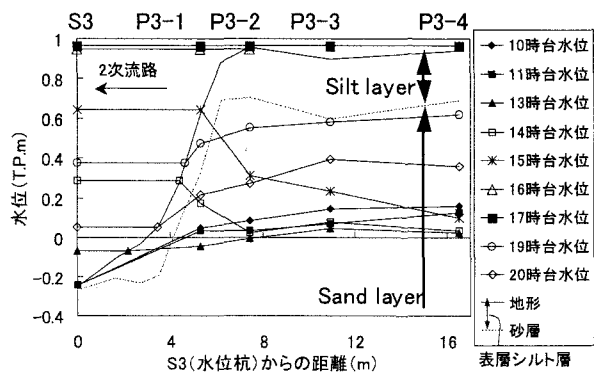


図-6 2001年10/29 2次流路側 伏流水位
干潮12:00・満潮17:20

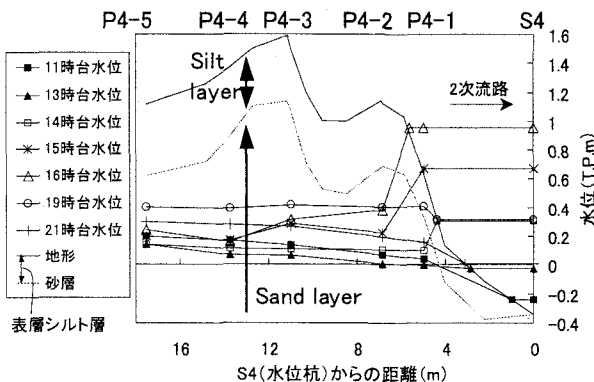


図-7 2001年10/29 2次流路本川側 伏流水位
干潮12:00・満潮17:20

路本川側の計2側線、図-5)について、地表地形測量と検土杖による砂層上端位置確認作業から、図-6および図-7中に記したシルト層の分布を得た。地形が平らな部分と水路際斜面部とを比較するとシルト層厚は斜面部の方が薄く軟弱であり、水位下降時に水の染み出しが確認された。

また、二つの2次流路で挟まれた陸域部分で砂層下のシルト層(第2シルト層)までの深さは、コアサンプル調査からT.P.-2.5m付近にその上端があることが確認され、砂層の厚さは約3mと推測された。また、砂層のサンプルを本川側と2次流路側で採取し(図-5に2次流路付近採取地点、サンプル体積は1000cm³)、室内透水試験等を行った結果、平均値として、透水係数 k が 2.64×10^{-2} cm/sec、比産出率 S_r が0.20を得た。

さらに、わんど水域-堆積域の水交換に影響を与える表層シルト層の現地浸透能試験を行った(地点は図-5中に記載)。堆積層水平部表面の標高1.0m付近には無数のカニ穴があり、これを含む地点で試験を行ったが浸透量が計測できず不浸透とみなされた。他のどのカニ穴に水を注いでも浸透せず、掘削によってもどのカニ穴も砂層まで達していないことが確認された。2次流路水際のシルト層(T.P.-0.25m~0.7m)では浸透能平均値で 2.0×10^{-3} cm/sであり、透過性、透水抵抗の両方に影響するとみられる。堆積域の大半を覆う水平表層シルト層は

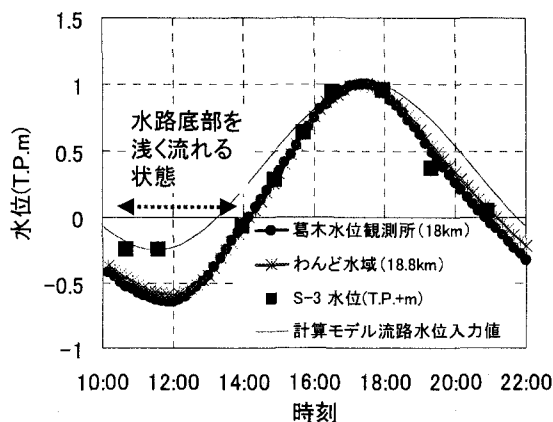


図-8 表流水位の時間変化

不透過であることから、水平面水交換は主にこの水路斜面部から行われることが推測される。

3. 現地計測・室内実験による伏流水位時間変化

潮汐による表流水水位の日変動に起因する、陸域伏流水の水位変動の挙動を捉えるため、伏流水位分布の現地観測を行い、その挙動を議論する。そして、現地観測を踏まえ、砂層均一条件での室内実験を行い、次章の数値解析の利用可能性の検討へとつなぐ。

(1) 現地計測について

観測日は2001年10月29日に潮汐1周期の伏流水位観測を行った。わんど内流路の表流水が、その水際線と垂直方向に堆積層伏流水と水交換が行われるが、その垂直線上での伏流水の分布が、表流水の干満によってどのように変化するかを計測する。そのために、図-5の様にその垂直線上にいくつかの伏流水位観測点(伏流水観測井戸パイプ)と、表流水位観測点を設け、次の9地点にて水位の時間変化を観測した。

- ・2次流路側(量水標:S3, 伏流水位観測パイプ(水際から):P3-1~4)
- ・2次流路本川側(量水標:S4, 伏流水位観測パイプ(水際から):P4-1~5)

(2) 現地計測結果

観測日のわんどの干満時刻は10月29日は干潮12:00、満潮17:20であった。表流水の最低水位時刻は10~12時で、水路の底に浅く流れる状態が2時間程継続した。

2次流路側の水位分布の時間変化(図-6)については、陸域の最奥計測点P3-4の伏流水の最低水位生起時刻は13時台であり、最低水位生起の表流水に対する伏流水位の時間位相遅れは、2時間程度である。最高水位では、表流水は満潮時の17時であり、16・17・18時台の伏流水位は欠測だが、伏流水位が上昇する傾向を考慮すると伏流水の最高水位生起時刻は18時台か19時台であると

推測できることから、時間遅れは1～2時間程度である。また、水位変動幅については、わんど表流水位が1.2m程度のところ、伏流水位は0.6m弱となっている。伏流水の最大水位は、砂層のほぼ上端付近まで上昇するものの、殆ど不圧地下水として挙動するものと見られる。シルト層上面はほぼ不透過であり、水路に面した急勾配部では浸透性があることから、この部分を通して側方に水が輸送されているものと推察される。その水際部の透過性シルト層を通じて出入りした水が、不圧地下水型の水平輸送によって水面変動が起こっている。この日の観測では、シルト上面（地表）まで冠水しているものの、不飽和部は残っているようであり、標高 T.P.0m 付近から0.6m 付近までの不飽和部は表流水との交換容量としての役割を持っていることがわかる。

2次流路側本川側（図-7 参照）についても、2次流路側と全く同様に水位上昇時の時間遅れは2時間程度、水位下降時はやはり1～2時間程度であった。

以上の様に、表流水の干満により、伏流水の水位変動は、①その水位変化には時間遅れがあること、②伏流水の水位変動は、浸透性をもつ水際部シルト層を通じて、砂層内を不圧地下水型の水平輸送によるものである、という2点が明らかになった。この不圧地下水型の挙動により、砂層内貯留量の最大量と最小量の差が、わんど表流水や本川表流水との交換量として評価される。

(3) 室内実験

実験装置を図-9の様に設定し、右端を壁とし左右対称の地形が反対側にあると想定した。表流水位は潮位変動に対応するよう非定常で行った。水位の与え方は、紐でつるした小タンクを常時オーバーフローさせ、直径が水位変動幅である円周上を一定時間で一定角度進ませる事で現地の潮位変動を再現した。なお、砂層内において水平方向に4地点・鉛直方向に6箇所でのポテンシャルを測定した。実験に使用した材料は、透水係数が0.120 cm/sの砂で、比産出率（不圧地下水面が低下する場合、地下水面の単位低下幅当たりに排出される水量）は0.034と保水性が非常に小さい砂であると言える。

実験方法について、断面形状は現地（2次流路側）を想定して鉛直と水平のスケール比を同じとした場合、鉛直方向計測精度確保の問題から、水平方向は現地を9/200、鉛直方向はその2倍の9/100スケールの断面とした。表面に現地の表層シルト層を想定し、2章より斜面部分のシルト層の浸透能が1オーダー低いことから、ビニールシートに万遍なく穴をあけ、実験断面の斜面に被せ実験を行った。なお、水槽の底は現地で確認済みの第2シルト層上端面を想定し、表流水位条件として H_{50} （平均水位）：27.5cm・ a_h （水位変動の振幅）：4.5cm、周期 T を192s（後述の式(1)の相似側によれば約72秒が現地対応であるが装置の制約上その2.7倍とした）、設定した円（図-9中左、直径が水位変動幅を表す）で水位を変動させた。

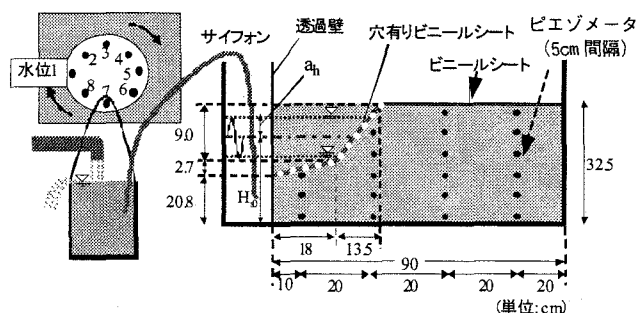


図-9 実験装置

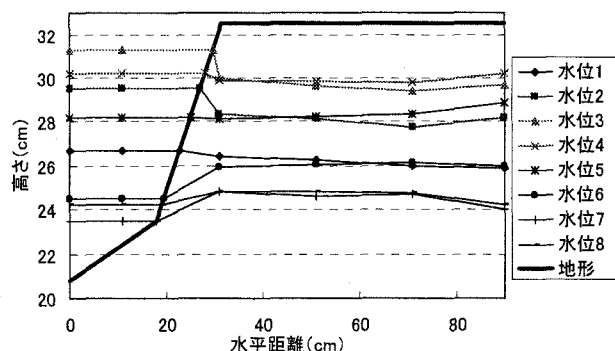


図-10 実験結果

(4) 実験結果・考察について

実験結果（図-10）について伏流水位挙動の傾向は、現地観測結果と同様に砂層と表流水と差が急激であるという傾向は現れたが、実験では時間遅れは殆どおきていない。これは、砂が細かく（0.3mm）毛管上昇に伴う飽和域拡大が、水平方向の圧力伝播に有利に働いていることによるとと思われる。このようにスケールの違いや透水性シルトの設定により、現地を再現するまでには至らなかったが、現地の伏流水位挙動の傾向は認識される。

4. 伏流水位挙動の数値解析について

簡単な1次元浸透流解析を用いて、上記実験条件での伏流水位の計算を実験結果と比較した上で、現地への同数値解析の適用を試み、干満一周の堆積層とわんど表流水との水交換量を概算する。

(1) 数値解析による実験結果の再現について

a) 計算手法と条件について

伏流水位が潮汐による時間的な変動は、堆積層内の伏流水の量の増減を生む。つまり、これがわんど内表流水と堆積層との水交換量を支配する。そこで、これを容易に推定する方法として、2次流路、わんどの水際付近の軟弱な透水性シルト層から、前章で述べた不圧地下水型の水平輸送によって水交換が行われるものと仮定する。単純化のため、水際から堆積層奥部への1次元的な挙動を次のように単純化するものとした。Dupuit-Forchheimer

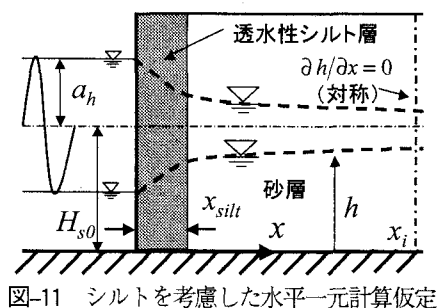


表-1 計算条件

	表流水			計算領域	シルト層幅
	平均水位 H _{so} (m)	変動振幅 a _h (m)	変動周期 T(s)		
室内実験	0.274	0.039	192	x _i (m)	x _{silt} (m)
現地2次流路側	2.88	0.625	43200	13.0	1.0
現地2次流路本川側	2.88	0.625	43200	17.0	1.0
	透水係数		比産出率		
	砂 k _s (cm/s)	シルト k _{silt} (cm/s)	砂 s _{ys}	シルト S _{ysilt}	
室内実験	1.2×10 ⁻¹	3.0×10 ⁻⁴	0.034	0.034	
現地2次流路側	2.64×10 ⁻²	2.0×10 ⁻³	0.20	0.20	
現地2次流路本川側	2.64×10 ⁻²	2.0×10 ⁻³	0.20	0.20	

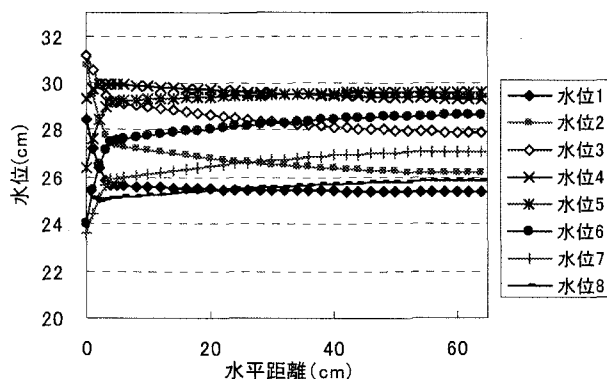


図-12 解析結果 (実験条件)

の仮定 (水平な不透水層上の透水性一定の不圧浸透層) を置き、一次元非定常地下水流の基礎方程式 (1) を差分法 (空間中央, 時間前進) を用いて数値的に解くことにした (計算モデル: 図-11)。

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} - k \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) = 0 \quad (1)$$

ここに、\$h\$ は不透水層上面を基準とした時の伏流水位、\$S_y\$ は比産出率である。なお、実験条件を計算条件 (表-1) とした。水際から砂層奥部の 0 フラックス断面 (反対側の表流水の影響と対象条件断面) までは \$x_i\$、水際部の透水性シルト層幅を \$x_{silt}\$ とした。

b) 解析結果と実験結果との比較

実験の条件での計算結果を図-12に示す。左端から 5cm までは難透水層と仮定しており、急激な水位変化が見られる。伏流水変動の表流水変動に対する時間遅れが現れているが、実験では殆どそれがない。実験における毛管

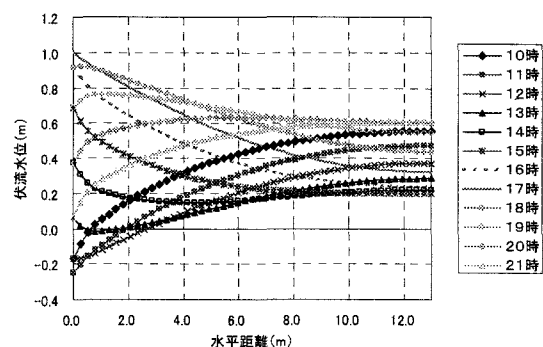


図-13 解析結果 (現地2次流路側)

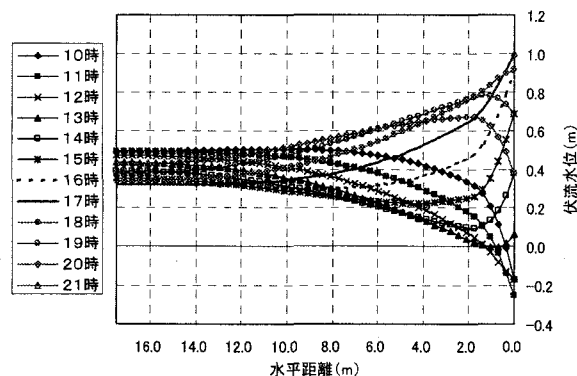


図-14 解析結果 (現地2次流路本川側)

力上昇による浸透場の割増が考えられる。(シルト層の条件は仮定であるが、その計算条件を変化させても、実験での早い応答は表現できなかったことによる。) しかし、この計算条件では水位変動幅は再現されている。これらを念頭に置き、次に現地での条件への適用を試みる。

(2) 水平1次元解析の現地への適用について

a) 計算条件について

計算モデルは、図-6 および図-7 中の土層分布を図-11 の様に単純化し、\$x\$ 軸の原点を斜面の最急勾配部付近を想定した。反対側の水路の影響を考慮し、2 次流路側の浸透層奥行き \$x_i\$ を 13m とし、本川側の影響を考慮して \$x_i = 17\text{m}\$ とした。他の条件については両者を同じと仮定し、先述した現地材料計測データから表-1 の計算条件とした。

b) 解析結果と考察

伏流水の堆積層奥部での最大水位・最小水位出現時刻の表流水最大・最小水位発生時刻に対する時間遅れについて見てみると、2 次流路側の計算結果 (図-14) は 3 時間程度の時間遅れを示しており、これは現地結果 (約 2 時間) に近い。2 次流路本川側の計算結果についても図-15 から水位下降時で時間遅れが 3 時間程度と同様であった。いずれも計算の方がやや遅いが、水際の境界条件が異なること、特に 2 次元性無視していることが影響していると思われる。

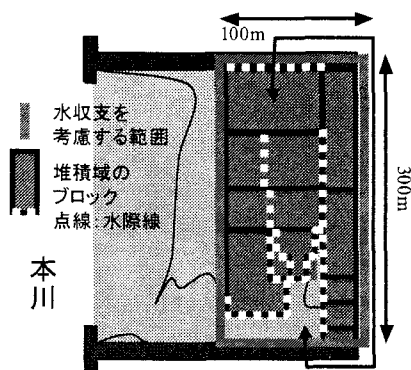


図-15 水収支考慮の範囲と堆積域の単純化（ブロック分け）

全体の水位変動量に着目すると、2次流路側の伏流水の水位変動幅は図-13より、奥部で0.5m弱である。現地の変動幅（0.6m弱）の方が0.1m程度大きい。図-9からわかるように低い水位の継続時間が実際の方が長かったことによる。2次流路本川側では奥部での水位変動の計算結果は、図-14から0.25m程度で、図-7と比較してほぼ同じである。以上から、水交換量の概数を知るための伏流水変動を考慮するには、水平1次元の扱いでよい。

5. わんど内水収支の推定

本節では、潮位変動による対象わんど水域表流水と堆積層（陸域）内伏流水との水交換量の概算を、上記の水平1次元解析を利用して得ることを試みる。なお、水交換量推定区域を図-15中点線枠内とし、わんど内表流水条件には2001年10月29日を模した先の計算条件（図-8）を用いる。

ある時刻の伏流水位（図-13, 14）分布 $h(x)$ に比産出率 S_y を乗じて x 方向に空間積分するとその時の単位幅当たり奥行き長さ x_i での貯留量を計算できる。各時刻ごとに算定したこの貯留量の最大値と最小値の差が、ある奥行きでの単位幅あたりの水交換量となる。このことを利用し、次の手順で簡便に対象区域内の堆積層の水交換量を概算する。

- ① わんど陸域を単純化し、11個のブロックに区切る（図-16）。各ブロックの面積 A_j と水際長さ s_j を図面上で計り、一辺が s_j 面積の短冊形のブロックに置き換え、相当奥行き長さ x_{ij} を求める。これが先の計算条件における x_i に相当する。他については、表-1の現地に関する計算条件を用いた。
- ② 短冊毎に伏流水位挙動を計算し、先述した方法で単位幅当りの最大貯留量（19時）と最小貯留量（13時）を算出し、その差に s_j を乗じたものをブロックの水交換量とする。
- ③ 全ての短冊の水交換量を合計し、全区域内のわんど堆積層伏流水の水交換量と見なした。

上記の手順でわんど陸域の水交換量を計算した結果、 1400 m^3 と推定された。

わんど水域と陸域との水交換以外に、本川とわんど水域との間で表流水の水交換も同時に行われている。わんどの地形分布（図-3）より2001年10月29日のわんど水域における干潮時の貯留量は 2000 m^3 、満潮時の水量は 16000 m^3 と推定でき、潮汐の影響による本川とわんど水域の水交換量は 14000 m^3 と推測できる。わんど陸域だけの水交換量は、対象区域の総水交換量の9%占めていることになる。よって表流水とは異なった水質（水温、DOなど）の流出によるわんど水域の水環境形成への影響は無視し得ない程度あるであろうと推測される。

6. あとがき

本研究では、現地調査及び実験に基づいて、感潮域わんどとして木曽川水制群に形成されたわんど地形における水交換について議論した。わんど陸域伏流水位の観測結果より、堆積層内伏流水位は、①時間遅れがある、②砂層内を不圧地下水型の水平輸送によるものである。水交換量の定量評価において、水平1次元解析より10/29のわんど陸域の水交換量が 1400 m^3 、わんど陸域の水交換量は、わんど内の水交換量の9%占めていると推定できた。今後は、わんど内の堆積層との水交換に起因する水環境形成への影響について、過去の現地調査では夏季にわんど底部部に通常の水温度躍層と異なる水質の大きく異なる層（低水温塊、極貧酸素）が浅く形成される³⁾が、水質情報（物理的・化学的）との量的比較を対象とした調査・検討を行うことが求められる。

謝辞：本研究の一部は、河川懇談会共同研究「ワンドの水理特性と河川環境」（代表：木村一郎四日市大学助教授）の調査研究の一環として実施したものである。計測等に協力いただいた諸氏に謝意を表す。共同研究の中で測量成果の提供等をいただいた国土交通省木曽川下流工事事務所に感謝の意を表す。

参考文献

1. 河川環境管理財団：わんどの機能と保全・創造，1999。
2. 河川環境管理財団：感潮河川の水環境特性に関する研究，1999。
3. 河川懇談会共同研究：ワンドの水理特性と河川環境，研究成果報告書，2001。
4. 篠田孝・水谷直規・松山康忠・辻本哲郎：ケレップ水制周辺の地形履歴から見たわんど形成過程と水辺環境の特性に関する考察，河川技術論文集 第7巻，pp.333-337，2001。
5. (財) 国土技術研究センター：第3回木曽川水制技術検討委員会資料，pp.14-41，1999。

(2002. 4. 15 受付)