潮汐に伴う地下水位変動と干潟地盤内における塩分浸入

Groundwater Level Variation and Salt Infiltration in a Tidal Flat with Tidal Cycle

中下 慎也¹・日比野 忠史²・トウナロン³・駒井 克昭⁴・阿部 徹⁵

Shinya NAKASHITA, Tadashi HIBINO, Narong TOUCH, Katsuaki KOMAI and Toru ABE

In this paper, field observations were performed in order to clarify the mechanism of groundwater level rising, and variation of groundwater quality under the influence of tidal cycle. Moreover, laboratory experiments using one dimensional infiltration apparatus were conducted to investigate the behavior of salinity in a tidal flat. Observation results suggested that groundwater level rising is occurred by rising of deeper layer of groundwater when river water level is lower than ground level. From laboratory experiments, it was cleared that separation of pore water in free water and bound water is important to consider the behavior of salinity. Ratio of free water increased with increasing of void ratio and decreasing of infiltration velocity. Salinity of bound water varied with infiltration of salt or fresh water.

1. はじめに

太田川は広島デルタの扇頂（河口から約10km上流）で放水路と市内派川に分派している。広島湾における潮差は年間を通じて約4mあり、この潮差とデルタ地形の緩やかな河床勾配によって放水路には大潮最干時に約63haの砂干潟が出現する。太田川放水路は1969年の構築から数十年を経て、現在では自然干潟としての機能を十分に有しており、海域から汽水域に棲息する有用な底生生物が多く棲息している。

二枚貝等の底生生物は、主に干潟表層～30cm深の範囲に棲息しており、大潮干潮時の最低地下水位（LGWL）や地下水の塩分環境は重要な棲息要因となっている（新保ら，1999）。太田川放水路に形成された干潟では、上げ潮初期の干潟地盤内で、河川水の地下浸透に伴わない地下水位の上昇（日比野ら，2008）や、洪水によって数日間継続する河川水の淡水化を受けた場合においても、二枚貝の急激な死滅が起こらないこと（中下ら，2008）が確認されており、干潟地下水流が河川水の流れと独立的に挙動していることが予想される。

これらの現象が生じるためには、河川水位（潮位）の上昇に依存しない地下水位の上昇機構や、地下水の塩分環境が生物の棲息環境に適した状態で保持される機構がなければならない。また、地下水の流れを評価するため

には、地下水流に伴う地盤内の塩分変動の再現が必要である。従来の研究では、潮汐変動に伴い干潟汀線付近で局所的な地下水の循環流が形成されていること（井内・柿沼，1996；内山，2001）や干潟干出時の塩分集積現象は確認されているが（佐々・渡部，2005），河川水位の上昇に依存しない地下水位の上昇機構や干潟地盤内での塩分残留・流出機構については明らかにされていない。

本研究では、潮汐変動に伴う干潟地盤内での塩分変動特性と塩分の挙動を把握するために、現地調査と室内実験を行った。現地調査では、河川水位変動に伴う地下水位と塩分の応答を集中観測により明らかにした。室内実験では、塩水または淡水で満たした砂試料内に鉛直1次元の浸透流を与え、流出水の塩分濃度の変化から砂層内での塩分の挙動を明らかにした。

2. 潮汐に伴う干潟地盤内の水質変動

太田川放水路中流域（河口から5.4km上流）に形成された砂干潟において地下水質の連続測定を行い、潮汐に伴う干潟地盤内の水温、塩分変化を明らかにした。以下に現地調査の概要と調査結果について示す。

図-1 調査地点の横断面図と機器設置位置（図中には2009年1月15日の同時刻に測定されたLGWLと河川水位が実線で示されている）

1 学生会員	修(工)	日本学術振興会特別研究員DC, 広島大学大学院工学研究科社会環境システム専攻
2 正会員	博(工)	広島大学准教授大学院工学研究科社会環境システム専攻
3 学生会員		広島大学大学院工学研究科社会環境システム専攻
4 正会員	博(工)	広島大学助教大学院工学研究科社会環境システム専攻
5 正会員	修(工)	中国地方整備局太田川河川事務所, 所長

(1) 干潟地盤内での地下水位と水質変化の調査概要

図-1に調査地点の横断面図と機器設置位置を示す。干潟地盤内の地下水位、水質変動は、塩分・水温計(CT計, JFEアレック)と水温・水位計(TD計, JFEアレック)を $\phi 8\text{cm}$ のストレーナ付きパイプ内に設置し、両端を1mmメッシュの網で被覆したパイプを地盤内に埋設することにより測定された。各データは1分間隔で測定されている。調査は2008年8月2日～18日、2009年1月14日に実施され、河川水位と地下水位の変動、地下水位の上昇、下降に伴う地盤下20cmでの地下水塊の水温、塩分変動より、地下水の上昇機構と干潟地盤内の水質変動機構が検討された。河川水位は、干潟前面でTD計(1分間隔)を用いて測定したが、干潟前面での測定ができていない時には放水路河口(草津)で国土交通省によって計測された1時間毎のデータを使用している。放水路河口と中流域は5.4km離れており、調査地点における上げ潮時の水位上昇はおよそ20分の遅れが生じている。

(2) 干潟地盤内の水位・水質変動の検討

a) 上げ潮に伴う干潟地盤内での地下水位と塩分の変化

図-2に2008年8月2日～18日の間に測定された地下水位(LGWL)と地下水位が上昇を始めた時の河川水位の関係を示す。河川水位は図-1に示すように130m地点、地下水位は100m地点(地盤高:T.P.-1.1m)で連続測定された。データは調査地点での5回のLGWLと河川水位の関係が示されている。地下水位の上昇が河川水の直接の浸透によるものであれば、地下水位の上昇は河川水位が地盤高(T.P.-1.1m)付近に達したときに生じるはずである。しかしながら、地下水位の上昇が始まる河川水位は、LGWLよりも常に低い状態にあり、河川水位が地下水位よりも低下した場合には、常に河岸側からの地下水の供給があることがわかる。また、地下水位の上昇が始まる河川水位はLGWLの低下に伴って線形的に低下しており、例えば、LGWLがT.P.-1.25mまで低下した時には、河川水位が地下水位よりも20cm程度低い位置にあるにもかかわらず、地下水位は上昇を始めている。

図-3に2009年1月14日(大潮期)に測定された(a)河川水位(草津)と地下水位、(b)河川水、地下水(機器設置高:T.P.-2.2m, T.P.-0.75m)の塩分、(c)水温の時系列変化を示す(機器設置位置は図-1参照)。図(a)には実線で干潟の地盤高(T.P.-0.55m)が示されている。

地下水位は干潟干出(3時)後も徐々に低下し続け、約5時間で20cm程度低下している。地下水位の低下に伴い塩分も徐々に低下するが、センサー干出前の20～30分間(地下水表層の3cm程度)に塩分は急激に20psuまで低下しており、地下水表層の塩分が20psu程度であることがわかる(この塩分低下がセンサー測定部の干出によるものではないことは確認されている)。

図-2 最干時の地下水位 (LGWL) と地下水位が上昇を始めた時の河川水位の関係

図-3 (a) 河川水位(草津)と地下水位、(b) 河川水と地下水(地盤下20cm)の塩分、(c) 水温の時系列変化(機器干出時のデータは除かれている)

図-4 地下水位の低下、上昇に伴って変動する地盤下20cm(水温・塩分計の設置高さ)の地下水塊の水質変動から得られた干潟地盤内の(a)塩分、(b)水温プロファイル(凡例は図-3のx軸と対応している)

図-5 河川水位の上昇に伴う地下水位の上昇と干潟地盤内の塩分変化(模式図)

上げ潮初期（8時15分）には、図-2で示したように河川水位が地盤高（地下水位）より低い状態にあっても、地下水位が上昇している。地下水位の上昇に伴って地下水表層の20psuの地下水が上昇し、約5分間で24psuまで増加している。この時、地下水の塩分は河川水の塩分よりも4psu低いことから、河川水の直接の流入によって地下水位が上昇していないことがわかる。塩分の急激な上昇後、河川水が地盤高まで上昇する約10分間には、さらに塩分と水温の上昇が生じており、地盤の深い位置にある地下水が上昇していることが予想される。河川水位が地盤高まで上昇すると地盤内に低塩分、低水温の河川水が浸入し、地下水は河川水の水質に近づいている。

b) 塩分・水温プロファイルの推定

図-4に図-3の地下水位の低下、上昇に伴って変動する地下水塊が地盤下20cmに設置した塩分・水温計を通過する時に計測された水質変化から得られた干潟地盤内の (a) 塩分、(b) 水温プロファイルを示す。ここで、作成された水質プロファイルは地下水位の上昇が水平方向からの流入によるものではなく、一次元的に生じている場合には正しい地下水の水質プロファイルを表すことができる。

下げ潮時に低下した水塊と上げ潮時に上昇した水塊はほぼ一様の塩分プロファイルを有している。地下水位の変動が、地盤深部の地下水塊の上昇によるものであるとすれば、地下水位の変動に伴った地下水と河川水の水交換率が低いことになる。上げ潮初期の干潟地盤内の塩分変化は図-5に示すようなメカニズムで生じていることが予想される。地下水位の上昇、低下に伴って同じプロファイルが形成されるためには、河川水位が上昇した時に地下水の河川への流出が制限されること、河岸（低水護岸）側から地下水位に応じた地下水が流入し、水平方向に地盤の深さに対して一様の密度流が形成され、継続していることが必要である。

地下水流れは、一般的には地下水位データを用いて再現計算が行われるが、再現結果を評価するためには地下水流れに伴う地盤内の塩分変動を再現できなければならない。地盤内での塩分移動についてはまだ解明されていない現象が多く残っているため、次章では地盤内での塩分移動について実験的に検討する。

3. 室内実験による地盤内への塩分浸入機構の解明

(1) 実験概要および実験条件

実験は図-6に示す鉛直1次元浸透装置の上端から塩水（または淡水）を浸透させ、流出水の塩分濃度、流量の変化を測定した。流入水の塩分濃度は常に一定であり、流出水は実験開始直後から流量（水頭差）に応じた時間間隔で採取されている。本実験では、①淡水（0psu）で

図-6 室内実験で用いた鉛直1次元浸透装置の概要

表-1 実験条件

CASE	1	2				3				
間隙比 e	0.60	0.60				0.52				
水頭差 Δh (cm)	2	1	2	4	6	1	2	4	6	8
流量 Q (cm ³ /s)	0.38	0.11	0.38	0.82	1.28	0.09	0.30	0.74	1.19	1.65

図-7 CASE1の塩水流入実験、淡水流入実験における (a) 流出水の塩分濃度、(b) 流量、(c) 塩分流出量の変化（図(b)には、流入水と間隙水の塩分濃度差が無い場合の流量が点線で示されている）

満たした砂層内に塩水 (30psu) を流入させた場合の流出水の塩分濃度変化から砂層内への塩分残留機構 (塩水流入実験), ②塩水で満たした試料内に淡水を流入させた場合の流出水の塩分濃度変化から砂層内への塩分流出機構 (淡水流入実験) が検討された。

実験は, 砂地盤内での塩分の保持, あるいは流出の機構を明らかにするために, 間隙比に加え, 種々の流量 (水頭差) での塩水流入, 淡水流入実験が行われた。試料は太田川放水路中流域の干潟表層で採取された砂を用いた。実験に用いた砂の中央粒径 (D_{50}) は0.74cmであり, 同実験装置で測定された透水係数は0.14cm/sであった。また, 間隙比は土粒子密度が既知の砂試料を一定量装置内に投入し, 試料高さを測定することで算出し, 砂層内の間隙水量は間隙比から求めた。本実験で用いた試料の間隙比, 流量 (水頭差) を変えた実施ケースとその条件が表-1に示されている。

(2) 浸透流に伴う砂地盤内での塩分の挙動

図-7にCASE1の塩水流入, 淡水流入実験における流出水の (a) 塩分濃度, (b) 流量, (c) 塩分流出量の変化を示す。塩分流出量は, 流出水に含まれる塩分量を表しており, 流出水の塩分濃度に流量を掛けて算出したものである。本実験では, 流出水の濃度変化が確認された時間を流入水の到達時間とした。

塩水流入実験では, 砂層内にある間隙水 (0psu) と同量の水量が流出した後も流出水の塩分濃度が0付近であること, 淡水流入実験では, 砂層内の間隙水 (30psu) 同量の水量が流出した後も流出水の塩分濃度が30付近であることから, 浸透流に伴う砂層内における塩分の残留・流出が確認された。間隙水と同量の水量が流出した後も流入水と流出水の濃度が等しくならないのは, 砂層内における動かない間隙水の存在や間隙水と流入水との交換のためである。

流出水の流量は塩水流入, 淡水流入実験ともに時間的に変化しており, この変化は流出水と流入水の塩分濃度が等しくなるまで継続している。浸透初期に塩水流入実験で流量が大きくなるのは, 砂層内の間隙水の塩分濃度が低く, 流入水の塩分濃度が高いため密度勾配により, 鉛直下向きの流れが助長されるためである。一方, 淡水流入実験で流量が小さくなるのは, 砂層内の間隙水の塩分濃度が高く, 流入水の塩分濃度が低いいため, 流れが制限されるためである。実験結果より, 水頭差が大きい場合には, 密度勾配の影響よりも水位勾配の影響が卓越するため, 流量の変化が小さくなることが確認されている。

本実験では, 砂層全体を1つの単位体積を持つコントロールボリュームとし, 流入水の塩分量 (淡水流入実験の場合は0) と流出水の塩分量の差が各時間間隔で砂層に残留 (または砂層から流出) すると考える。流入水と

流出水の塩分濃度差が無くなるまでの間に, 塩水流入実験では砂層に残留した塩分量, 淡水流入実験では砂層から流出した塩分量を算出した。各塩分量を砂層全体の間隙水量で除することにより, 塩水流入実験では実験後の間隙水の塩分濃度, 淡水流入実験では実験開始直後の間隙水の塩分濃度が算出された。砂層全体の間隙へ塩分が残留, もしくは砂層全体の間隙から塩分が流出する場合には, 算出された間隙水の塩分濃度は30psuとなる。図-8に (a) 塩水流入実験, (b) 淡水流入実験から算出された間隙水の塩分濃度と流量の関係を示す。淡水流入実験では, 間隙水の塩分濃度が30付近であることから, 砂層内の全間隙水が流出していることがわかる。

(3) 移流・拡散方程式を用いた砂地盤内での塩分の挙動の再現

一般的に帯水層内における物質輸送に関しては, 室内規模のトレーサ実験を行い, 移流・拡散方程式を用いて分散係数が算出されている。移流・拡散方程式は, 塩水の土粒子への吸着が無く, 均一な多孔質試料内を通過すると仮定し, 式 (1) が用いられている。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u' \frac{\partial C}{\partial x} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \dots\dots\dots (1)$$

ここに, C : 塩分濃度, u' : 間隙内を通過する流速 ($u' = u/n$, u : ダルシー流速, n : 間隙率), D : 分散係数 ($D = 0.3668 \cdot u' \cdot D_{50}$) である (佐藤・岩佐, 2002)。

初期の試料内が0psuの間隙水で満たされ, 塩分濃度が C_0 で一定の流入水が試料内に浸入する場合, 式 (1) は,

図-8 (a) 塩水流入実験における実験後の間隙水の塩分濃度, (b) 淡水流入実験における実験開始直後の間隙水の塩分濃度と流量の関係

図-9 塩水流入 (上段), 淡水流入 (下段) 実験における流出水の塩分濃度変化の実験値と計算値 (a) 水頭差2cmと (b) 6cm

間隙水と流入水の塩分差が小さい場合には解析的に次式で表わすことができる。

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{x-u't}{2\sqrt{Dt}}\right) + \frac{1}{2} \exp\left(\frac{u'x}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x+u't}{2\sqrt{Dt}}\right) \cdots (2)$$

ここで、 $\operatorname{erfc}(x)$ ：余誤差関数である。

図-9に塩水流入実験、淡水流入実験における流出水の塩分濃度変化の実験値と計算値の変化を示す。図には水頭差2cm, 6cmの結果が示されている。計算結果は塩分の濃度変化を再現できているが、(2)式では、図-7(b)で示した流量が時間的に変化する現象が考慮されていないため、流量(水頭差)が小さい場合の再現性に課題が残る。

(4) 砂層内を移動する間隙水量の変化

図-9には砂層内の間隙水が全て流出する時間(間隙水の流出時間)の実験値が実線、計算値が点線で示されている。図-10には全実験ケースにおける塩水流入実験および淡水流入実験における流入水の到達時間と間隙水の流出時間の実験値、計算値の関係が示されている。(2)式から得られた計算結果では、間隙水の流出時間後に流出水の塩分濃度変化が確認されるが、実験では、間隙水の流出時間より前に流出水の塩分濃度が変化していることがわかる。流入水の到達時間は、密度勾配により鉛直下向きの流れが助長される塩水流入実験において早くなるが、密度勾配により流れが制限される淡水流入実験においても流入水の到達時間が間隙水の流出時間よりも早いことがわかる。

間隙水の流出時間より前に流出水の塩分濃度が変化する現象を説明するためには、砂層内の全間隙水を砂層内に保持され、動かない間隙水(保留水)と砂層内を移動する間隙水(自由水)に分けて検討する必要がある。自由水を考慮すると、この現象は流入水が自由水の流出とともに流出口へ到達するために生じていることが予想される。保留水は、粒子表面の粒子間での吸着力と粒子の接点近傍の毛管作用によって保持されているため、自由水量は試料の間隙や流量によって変化することが予想される。図-11にケース2, 3における塩水流入実験、淡水流入実験の流量に対する自由水量の関係を示す。淡水流入実験結果より、自由水量は砂層の間隙比が大きいほど増加し、流量(流速)が多くなるほど低下することが明らかとなった。また、自由水量が変化しても、全間隙水の塩分濃度が流入水の塩分濃度と等しいことから(図-8(b))、保留水も塩分濃度が変化していることがわかる。

4. おわりに

以下に本研究によって明らかになった点をまとめる。

- (1) 河川水位が地盤高より低い時の地下水位(LGWL)の上昇は、地盤深部の水塊の上昇によって生じることが明らかとなった。地下水塊の上昇は、河岸方向からの地下水の供給と河川水位の上昇によって地下水の河川への

図-10 (a) 塩水流入実験、(b) 淡水流入実験における流入水の到達時間と間隙水の流出時間の実験値と計算値の関係

図-11 (a) 塩水流入実験、(b) 淡水流入実験の各流量に対する自由水量の関係

流入が制限されることで生じていると予想される。

- (2) 砂層内の間隙水が全て流出する前に流出水の塩分濃度は変化する。これは砂層内の間隙水を保留水と自由水に分けると、自由水の流出によって生じたと考えられる。
- (3) 自由水量は砂層の間隙が大きいほど、浸透流速が遅いほど増加することが明らかとなった。
- (4) 塩水(淡水)の浸入により、保留水の塩分濃度も変化することが明らかとなった。

謝辞：本研究の一部は科学研究費補助金(特別研究員奨励費、課題番号20・4714)の助成を受けて実施されている。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 井内国光, 柿沼忠男(1996): 海岸における自由地下水の流出, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 541-545.
- 内山雄介(2001): 砂浜海岸帯水層における潮位変動に伴う循環流の形成機構, 土木学会論文集, No.670/II-54, pp. 37-48.
- 佐々真志, 渡部要一(2005): 砂質干潟の土砂環境場におけるサクシオン動態とその果たす役割, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 981-985.
- 佐藤邦明, 岩佐義朗(2002): 地下水理学, 丸善, pp. 109-110.
- 新保裕美, 田中昌宏, 越川義功, 棚瀬信夫, 池谷毅(1999): 現地調査によるアサリ生息量と環境要因との関係の検討-神奈川県金沢湾・干潟湾を対象として-, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 1216-1220.
- 中下慎也, 日比野忠史, 福岡捷二, 岡田光正, 水野雅光(2008): 出水期における干潟地盤内での水質変動特性, 水工学論文集, 第52巻, pp. 1081-1086.
- 日比野忠史, 駒井克昭, 福岡捷二, 水野雅光(2008): 河口干潟地盤内水環境に及ぼす浸透河川水の影響, 水工学論文集, 第52巻, pp. 1309-1314.