

干潟の地下浸透流と塩分濃度の変動特性

喜 岡 渉*・永 田 誠 一**・Rodney J. Sobey***

1. はじめに

干潟が有する水質および生態系に対する環境保全機能に着目して、干潟の保全や人工干潟の造成が行われるようになった。そのためには干潟生物の生息環境、生態系を含む物質循環等に関する基礎的知見の取得を図るほか、干潟の水環境を定量的に検討しておく必要がある。特に、潟土中の浸透流と塩分濃度特性は、生物の生息環境やヨシなどのリビングフィルターの植栽にも直接影響を与えるので、干潟の環境特性を検討する上で重要な要素である。

現地観測により、干潟の地下水面は平均海面より高く、また局所的に塩分の高濃度域が存在することが明らかにされているが、これらの応答特性には潮汐のほか降雨、蒸発等が密接に係っていることから、十分な精度で水環境の変動を予測するためには現地データの蓄積に加えて理論モデルによる検討が不可欠である。本研究は、干潟の水理環境に対する新たなモデル方程式を用いた数値シミュレーションを通じて、浸透流や塩分濃度に及ぼす干潟土質、潮汐、降雨、蒸発等の影響を調べようとするものである。

2. 計算モデル

(1) モデル方程式

均質な土壌における飽和・不飽和浸透流に対しては、不飽和領域に拡張されたダルシー則の式と連続式を組み合わせたリチャーズの式が適用できる(谷, 1982; 内山ら, 1998)。しかし、リチャーズ式では塩分による浸透ポテンシャルの変化は考慮されるが、塩分濃度と圧力ポテンシャル変動に伴う圧縮性の影響は考慮されていないため、ここでは圧力水頭 h 、塩分濃度 s に対して密度変化を含めた拡張された断面 2 次元のリチャーズ式 (1) と塩分に関する従来の移流拡散方程式 (2) を用いる (Greenblatt・Sobey, 1998; 2000)。

$$\left(\rho c + \theta \frac{\partial \rho}{\partial h}\right) \frac{\partial h}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial s} \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \dots\dots\dots (1)$$

$$\rho \theta \frac{\partial s}{\partial t} - \rho K_x \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial s}{\partial x} - \rho K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\theta E \frac{\partial (\rho s)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta E \frac{\partial (\rho s)}{\partial z} \right] \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 θ は体積含水率、 ρ は流体密度、 h は圧力水頭、 s は塩分濃度を表し、 $c(h) = \partial \theta / \partial h$ で、 K_x 、 K_z はそれぞれ x 、 z 方向の透水係数、 E は拡散係数である。干潟を粘土 (平均的な含水率 $\theta_0 = 0.50$) ~ 砂質 ($\theta_0 = 0.38$) とみなし、水頭と塩分の変動幅をそれぞれ 100 cm, 10 psu と仮定すると、リチャーズ式に含まれる浸透ポテンシャルの変化項と比べて塩分および圧力変動による密度変化項は塩分については同じオーダー、圧力については 1 オーダー大きく、干潟の浸透流を解析する上ではこれらの項は 2 次的でない。

密度 ρ は、圧力と塩分の関数として国際海水状態方程式より求める。不飽和状態における含水率および透水係数と圧力水頭の関係式には、Greenblatt・Sobey (2000) と同様に van Genuchten (1980) による次の式を用いる。なお、含水率と圧力水頭の関係におけるヒストリシスの影響は小さいとして無視する。

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_s & , h \geq 0 \\ (\theta_s - \theta_r) [1 + (-ah)^n]^{-m} + \theta_r & , h < 0 \end{cases} \dots\dots (3)$$

$$K(h) = \begin{cases} K_s & , h \geq 0 \\ K_s \left[1 - (-ah)^{n-1} (1 + (-ah)^n)^{-m} \right]^2 & , h < 0 \end{cases} \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 θ_s 、 K_s はそれぞれ飽和含水率、飽和透水係数を示し、 θ_r は不飽和状態での残留含水率、 n 、 α は測定により求められる土質パラメーターで $m = 1 - 1/n$ である。

(2) 計算方法

モデル方程式 (1)、(2) はともに圧力水頭 h 、塩分 s を含んでおり、連立偏微分方程式として解かなければならない。ここでは差分法により数値的に解いた。

* 正会員 Ph.D. 名古屋工業大学教授 工学部社会開発工学科
** 正会員 飯沼コンサルタント
*** Ph.D. カリフォルニア大学バークリー校教授 工学部土木環境工学科

初期条件としては、 h は地盤全域にわたって静水圧分布を仮定し、 s については地盤全域において海水と同じ

塩分濃度とした。潮間帯においては干出部の土壌表面境界での塩分 s を降雨や蒸発散による入出流量を q として次式により与える。

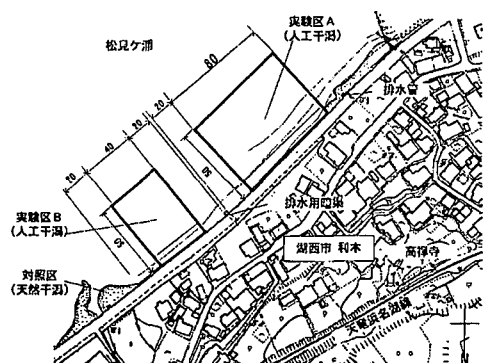
$$\rho q s = \theta E \frac{\partial(\rho E)}{\partial z} \dots\dots\dots (5)$$

蒸発散量については、通常の気象観測データから求めることは難しい。ここでは、次の Hamon の式(土木学会編, 1999)により算定する。

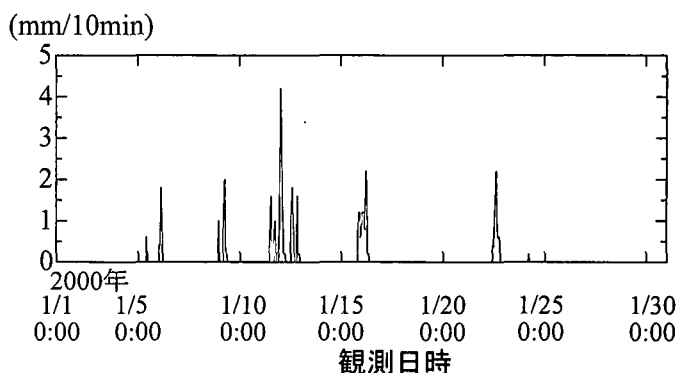
$$E_p = 0.138 D_0 P_t \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 E_p は日平均蒸発散能 (mm/day), D_0 は可照時間 (12 hr/day を 1 とする), P_t は月平均気温に対する飽和絶対湿度 (gm/m^3) である。

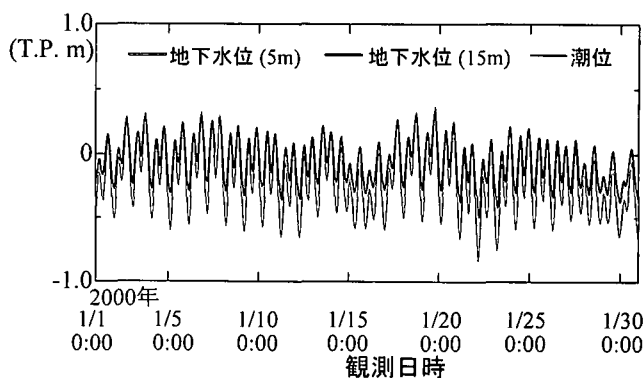
なお、現地地盤における透水特性を考慮して、式(4)から求められる K に対して、水平方向の透水係数 $K_x = 1.5K$, 鉛直方向の透水係数 $K_z = 0.5K$ とした。



図一 人工干潟造成実証実験地
(静岡県浜名湖保全室, 1999)

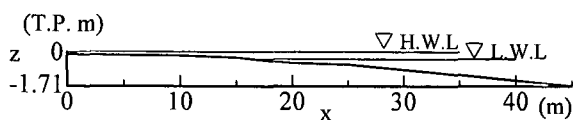


(a) 降雨量



(b) 潮位・地下水

図二 降雨・潮位・地下水位の測定データ (静岡県浜名湖保全室, 2000)



図三 実験区 B 人工干潟の断面形 (静岡県浜名湖保全室, 1999)

3. 観測記録

静岡県環境部浜名湖保全室（1999）は、浜名湖北西部に位置する松見ヶ浦沿岸のコンクリート護岸から沖合にかけて人工干潟を造成し、人工干潟の水質浄化効果および生物生息環境改善効果に関する実証実験を実施した。人工干潟は、図-1に示すように土壌組成の異なる実験区A、Bの2地区に分けられており、松見ヶ浦における浚渫土の採取場所による違いや浚渫土の混合具合により、実験区Aは砂質土、Bはシルト・粘土分の多い砂質土となっている。各実験区の両側は、護岸から沖合い30 mまで汀線に垂直に木杭・矢板と遮水シート（高さTP+0.4 m）により外周部と遮蔽されており、実験区の海水が汀線方向に出入りしないようになっている。

実験期間の1999年7月～2000年1月にわたり連続測定された調査項目の中から、2000年1月の気象データ

（降水量、日射量、湿度、風速）のうちの降水量、実験区Bの汀線方向中央の護岸から沖へ5 m、15 mの地点における地下水位、および実験区B付近で取得された潮位データをそれぞれ図-2に示す。実験区Bの地下水位計測測線方向の断面地形（1999年11月24日の測量結果）の概略を図-3に示す。コンクリート護岸から沖合い約20 mまでの部分が潮間帯に位置する。観測地点5 mおよび15 mにおける地下水面の変動はほぼ一致しており、グラフ上の差異は全く見られない。地下水位の不連続部分はデータの欠損による。観測期間の海水塩分は30.5 psu付近でゆっくりと変動している。2000年1月の土壌サンプル結果は、透水係数 4.06×10^{-4} cm/s、湿潤密度 1.823 g/cm³、空隙率0.38、最大容水量45.6%であった。ただし、人工干潟は中央粒径1.1 mmの礫混じりの砂質土の上に平均約50 cmの厚さで中央粒径0.05～0.17 mmの浚渫土を敷いて造成しており、土壌特性は両地盤間で大きく異なっている。

4. 計算結果

満潮時には完全に冠水する干潟であっても、干潮時には部分的に干出し、大気に接する潟土表面では蒸発散と降雨による水分の流入出が行われる。この状況下での潮汐による地下圧力水頭（勾配をとれば浸透流） h と塩分濃度 s の変動特性を調べるため、浜名湖松見ヶ浦の人工干潟B地区断面地形に対しモデル方程式による数値シミュレーションを実施した。

境界条件については、コンクリート護岸のある陸上部境界（ $x=0$ ）およびTP-4.0 mに設けた仮想の干潟底面で流量 $q=0$ 、干出時の潟土表面では降雨による流入と蒸発散による流出流量 q を与えた。この降雨量と潮位変動については図-2に示す観測値を与えた。蒸発量については、気象データから時系列データを作成することは困難であったため、風速を考慮したPenmanの算定式（土木学会編、1999）による推定値を参考に、基本的には日照時間の観測記録からHamonの式（6）を用いて1月の日平均蒸発量を求め、 $E_p=1.05$ mm/dayとした。海水の塩分は一定で30.5 psuとした。土質特性を支配する係数値、パラメータについては、計測値を参考にそれぞれ飽和透水係数 $K_s=4.06 \times 10^{-4}$ cm/s、飽和含水率 $\theta_s=0.456$ 、残留土壌水分 $\theta_r=0.110$ 、 $\alpha=0.02$ cm⁻¹、 $n=2.0$ とした。塩分の拡散係数は一定値で $E=5 \times 10^{-4}$ cm²/sを与えた。

図-4に、3日目1:10の低低潮位から7:40の低高潮位までの地下水位の変化を実線で、汀線付近における干出継続時間が最も長くなる4:30の塩分分布を破線で示す。図は変動が顕著な潮間帯付近を z 軸方向に拡大して示してある。図中に示した地下水面の観測結果と比べ

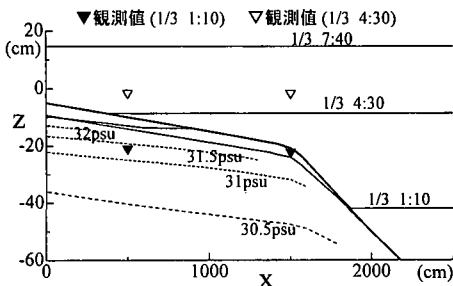


図-4 地下水位・塩分濃度の計算結果

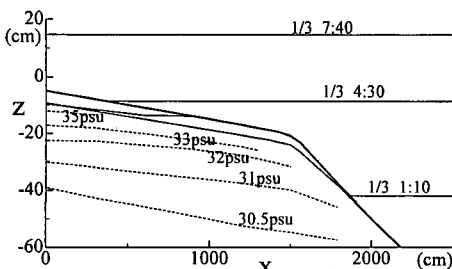


図-5 蒸発量の影響

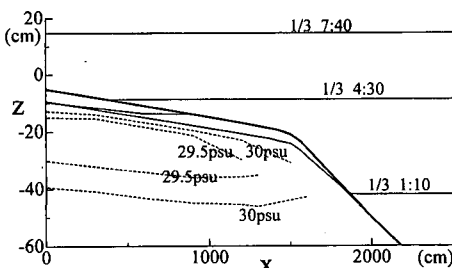
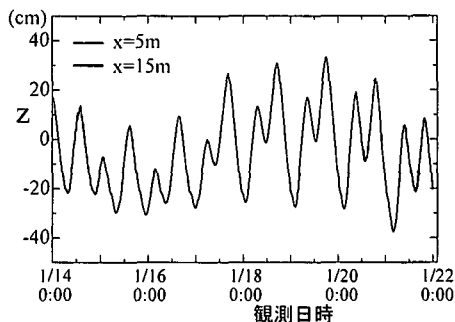
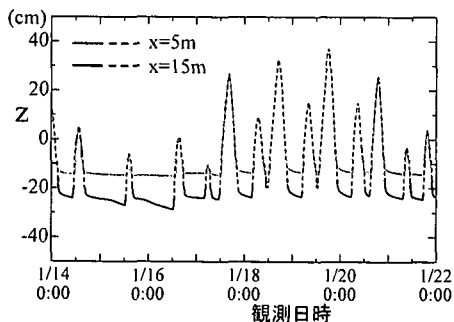


図-6 降雨量の影響



(a) 観測データ



(b) 計算結果

図-7 地下水位の応答特性

ると 5 m の地点において計算水面はかなり高くなっている。塩分については陸上部付近で 32 psu と海水に比べ 5% ほど高くなっている。なお、潮位変動を単調な正弦波形で与えて同様な計算を行ったところ、地下水位の変動については 1 日で遷移的な現象は消えて定常状態に達することが確認された。

蒸発量のみを 3 倍に増やして同様な計算を行った結果を図-5 に示す。地下水位についてはグラフ上の差異は見られない。干出部分の塩分濃度が上昇し、陸上部付近では 35 psu になっている。次に、1 日目の計算開始時刻 0:00 から連続 6 時間、2.0 mm/10 min の架空の降雨量を与えたシミュレーション結果を図-6 に示す。この条件でも地下水位変動については変化が見られない。塩分分布は大きく変化し、TP-0.4 m 付近まで低濃度領域が形成される。すなわち、地下水位の変動特性は地盤パラメーターに支配され潮位変動の履歴でほぼ決定されるが、塩分分布は降雨・蒸発に支配される。

数値誤差の蓄積を避けるため 10 日間ごとに計算を区切って 1 ヶ月間の h と s を計算した。図-7 に、1/14~1/22 の観測 2 地点の計算結果と観測記録をとり出して示す。計算波形については地盤高以上では観測潮位 (図中の破線) を与えている。観測値には潮位変動のレベルより高いものが含まれており概略値を与えるものと考えるべきであるが、地下水位の応答特性は観測結果と異なり、

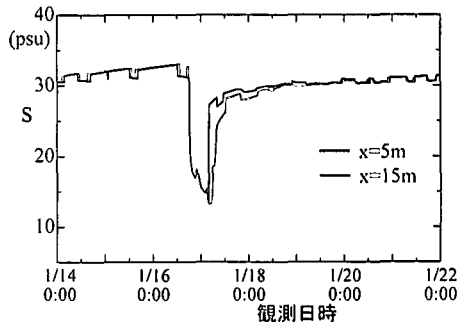
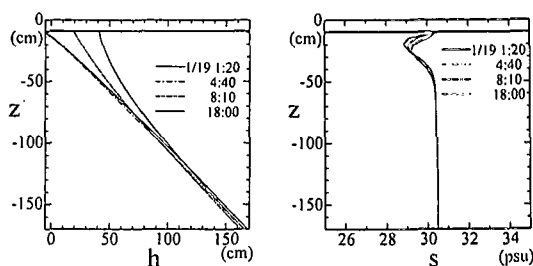


図-8 塩分濃度の変化特性



(a) 圧力水頭

(b) 塩分濃度

図-9 圧力および塩分の鉛直分布

計算結果には潮位変動に対する時間的な遅れが見られる。また、平均的に見れば 15 m の地点においても観測水位の最低レベルの方が低い。図-8 は、潟土表面から -5 cm の地点での塩分の変動を示したものである。1 月 13 日 21:00 近くまで降った雨の影響が残り、塩分の上昇は小さい。1 月 16 日以降の急激な塩分低下は 16 日 18:00 から 17 日 7:00 まで続いた降雨による。その他の細かな変動は潮位変動に伴う冠水と蒸発による。降雨後の 1 月 19 日における大潮の低低潮位 TP-0.530 m (1:20), TP-0.202 m (4:40), 低高潮位 TP+0.149 m (8:10) および高高潮位 TP+0.364 m (18:00) での鉛直方向の h と s の分布を観測地点 5 m について図-9 に示す。圧力水頭 h が $\partial h / \partial z < -1$ となる領域では上向き浸透流が、 $\partial h / \partial z > -1$ では下向き浸透流が生じている。塩分変動はほぼ低低潮位より高い潮間帯に留まっている。

潮位変動に対する地下水位の応答には土質パラメーター、特に透水係数値が大きく影響するので、細砂の現地測定例を参考に $K_s = 1.35 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$, $\theta_s = 0.36$, $\theta_r = 0.05$, $\alpha = 0.01 \text{ cm}^{-1}$, $n = 6.9$ として同様に 1 ヶ月間の h と s を計算した。図-7(b) と図-8 に対応する結果をそれぞれ図-10, 図-11 に示す。地下水位の変動は大きくなり、15 m の観測点では低低潮においてより観測値に近い水位を与えるが、潮位波形に対する時間遅れは残る。1 月 13 日までの降雨の影響により塩分上昇は小さく、潟土表面 -5 cm の塩分変動は図-8 の結果とほぼ一致し

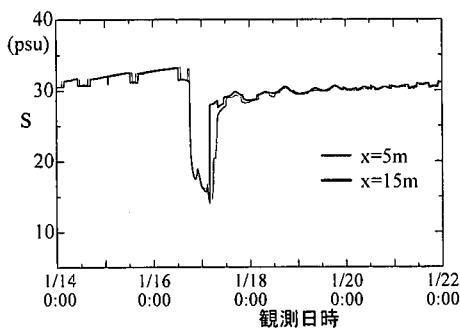
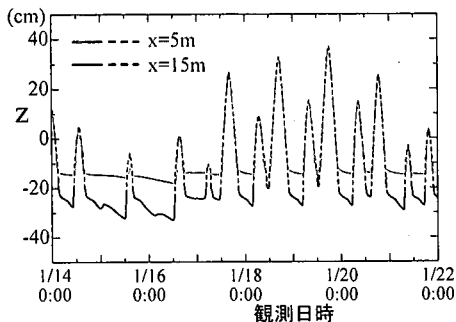


図-11 砂質土の塩分変化

ている。図-9に対応する観測地点5mでの h と s の鉛直分布を図-12に示す。圧力水頭 h の変動幅は大きく、塩分 s の変動量も幾分大きい。

細砂を仮定した計算によっても観測点5mにおける地下水位変動は測定値と大きく異なっている。このことは透水性の非常によい礫まじりの粗い砂質土から成る現地地盤の影響によるものと考えられる。現地地下水位の変動を精度よく計算するためには、少なくとも潮間帯付近の地盤区間における透水係数分布が詳しく与えられなければならない。また、予測精度を上げるためには陸上部の湖岸水層帯を含めた広い計算領域での応答計算が必要となる。

5. おわりに

モデル方程式による数値計算により人工干潟の圧力水頭と塩分の変動特性を調べた結果、潮汐変動の影響は局所的で潮間帯に留まることがわかった。また、蒸発は塩分濃度を上昇させ飽和面を下げるように働き、降雨は逆に塩分濃度を下げて地下水面を上昇させるように働くが、通常の気象条件では潮汐による浸透の影響の方がは

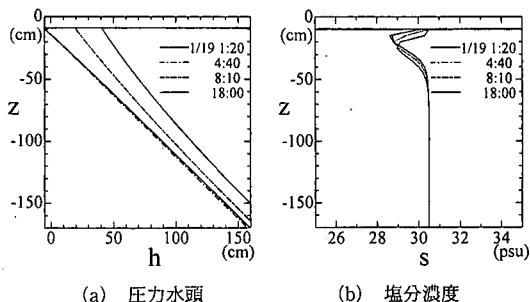


図-12 砂質土の圧力・塩分の鉛直分布

るかに大きく、このバランスが地下水面を平均海面より高い位置に維持していることが明らかになった。地下水位・浸透流の変動特性は、潟土の土壌特性、特に透水性に支配される。透水性の悪い粘土質の方が地下水位をより高く保つ。一方で、塩分濃度は蒸発量、降雨量に大きく影響を受け、蒸発がある一定期間継続すると干出時間が最も長い汀線付近で高濃度の領域が形成される。塩分分布の変動幅は砂質土の方が幾分大きい。

謝辞：浜名湖人工干潟における現地観測データを快く提供いただいた静岡県環境部浜名湖保全室・吉川昌之氏、観測データについてお教えいただいた豊橋技術科学大学・青木伸一氏ならびに(株)フジタ技術研究所・北詰昌義氏に感謝の意を表します。

参考文献

- 内山雄介・Peter Rölke・澁岡和夫・足立久美子・仲宗根琢磨・八木 宏 (1998)：海岸地下浸透流およびそれに伴う沿岸域への栄養塩供給過程の解析，海岸工学論文集，第45巻，pp. 1076-1080.
- 静岡県環境部浜名湖保全室 (1999)：自然を活用した水環境改善実証事業（生態系造成型浄化実証事業），実施計画書。
- 静岡県環境部浜名湖保全室 (2000)：生態系を活用した水環境改善実証事業（生態系造成型浄化実証事業），検討委員会資料。
- 谷 試 (1982)：一次元鉛直不飽和浸透流によって生じる水面上昇の特性，日本林学誌，Vol. 64，pp. 409-418.
- 土木学会編 (1999)：水理公式集，713 p.
- Greenblatt, M. S. and Sobey, R. J. (1998)：Saturated/Unsaturated subsurface flow and salinity transport using method of lines, *Proc Environmental and Coastal Hydraulics*, pp. 907-912.
- Greenblatt, M. S. and Sobey, R. J. (2000)：Subsurface flow and salinity response patterns in a tidal wetland marsh plain, *J. Coastal Research*. (印刷中)
- van Genuchten, M. T. (1980)：A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, Vol. 44, pp. 892-898.