

海崖前面の養浜砂浜域における地下水環境動態

関口秀雄¹・東 良慶²・Kriyo Sambodho³
酒井哲郎⁴・石井克尚⁵

海崖—波食台システムによって特徴づけられる東播海岸は、波浪による侵食災害が著しく、その対策として養浜工が実施されてきた。本研究では、当地の勝れた景観、高い利便性、そして前面海域が瀬戸内海有数の漁場であることに鑑み、養浜砂浜域の環境質を保持するうえで重要な要因となる浅層地下水の動態観測を行った。その結果、台風に伴う高潮による砂浜地下水位応答を的確にとらえることができた。さらに、潮位変動に対する地下水位応答の観測結果と理論的考察により、当海岸域では陸域から浅海域に向かう淡水地下水流出が存在することを指摘した。この推論は、砂浜地下水の電気伝導度の計測結果とも調和的である。

1. はじめに

東播海岸の地形的な特徴は海崖—波食台システムにある。海崖の脚部は波浪によって容易に侵食されるため、次第に海崖が後退し、海崖上面の台地に立地していた家屋や工場が倒壊するなど、深刻な侵食災害をもたらした(宇多, 1997)。海岸侵食対策として、当海岸では近年、養浜工が実施されてきている。

養浜工の計画・設計方法に関する技術的な知見をまとめた養浜マニュアル(宇多・石川, 2005)には、養浜砂浜の地形変化に関する詳細な考察が述べられている。しかし、地下水環境については全くふれられていない。砂浜における地下水環境は、海岸域の水分や塩分などの物質循環過程と深く関わる。そのため、生態系を考慮した砂浜の環境保全および健全な海域利用(水資源、漁業等)にとって重要な要因になる。荒天時の砂移動や地形変化、あるいは内部侵食など、砂浜の安全性に関わる物理過程とも密接につながること留意したい。

上述のように、砂浜域の地下水環境は海岸地形ダイナミクスに密接に関係しているにもかかわらず、養浜砂浜域における常時やイベント時の地下水環境動態を調べた実証的研究は少ない。そこで本研究では、東播海岸の養浜砂浜域における地下水環境諸量の連続観測を行い、その結果と理論的考察により浅層地下水の動態を検討した。

2. 養浜砂浜域における地下水環境の現地観測

(1) 現地観測地点の特徴

東播海岸は、大阪湾、明石海峡および播磨灘に面する総延長約 26 km の海岸である(図-1)。同図には、代表

的な波向に対応するフェッチも示されている(門松ら, 1990)。地形的には、更新統の海崖と緩勾配の浅海域、すなわち海崖—波食台システムによって特徴づけられる。このような海岸は、波浪による侵食に対して脆弱であることが知られている(Woodroffe, 2003)。当海岸も海岸侵食が深刻な課題であり、1982 年以降、侵食対策として養浜工が実施されている。

本研究の対象とした谷八木砂浜(図-2)は、明石海峡から約 10 km 西に位置している。海崖の後退をもたらす海岸侵食が進行していたため、その対策として養浜工が近年行われた地区である。観測サイトは、2つの突堤(16.0 K+20 m および 16.2 K+10 m)に挟まれた長さ

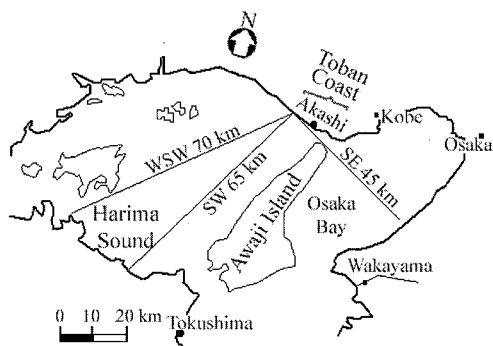


図-1 東播海岸の位置説明図(門松ら, 1990)

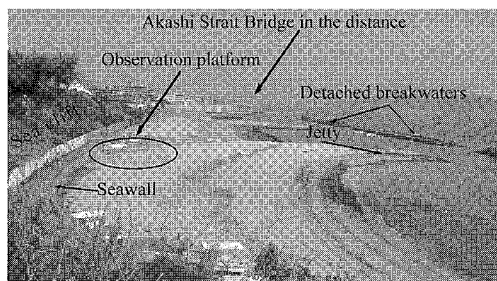


図-2 海崖上から東に谷八木砂浜を望む(2005年 5月14日干潮時撮影)

1 フェロー 工博 京都大学教授防災研究所
2 正 会 員 博(工) 京都大学防災研究所 COE 研究員
3 学生会員 修(工) 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻
4 フェロー 工博 京都大学教授工学研究科都市環境工学専攻
5 正 会 員 修(工) 国土交通省近畿地方整備局姫路河川国道事務所調査課長

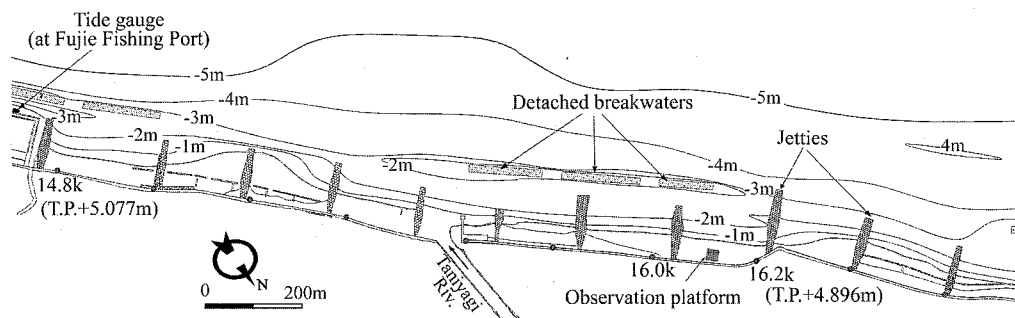


図-3 谷八木砂浜前面海域の等深線図 (姫路河川国道事務所資料による)

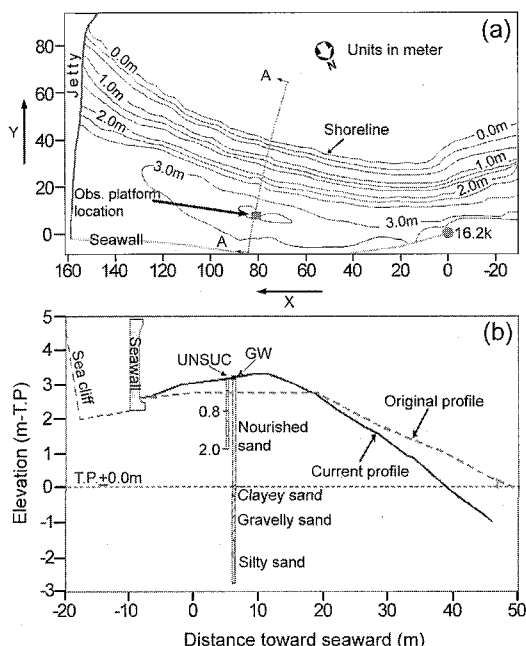


図-4 (a) 谷八木砂浜の等高線図; (b) 測線 A-A における表面地形と地層区分

約 200 m の砂浜である (図-3)。

養浜工完了時点の汀線は概ね直線状であったが、2005 年 3 月に行った著者らの測量結果では、汀線は緩やかな凹曲線となっていた (図-4(a))。この地形変化は、当地の卓越波向と密接に関係していると考えられる (門松ら, 1990)。観測プラットフォームの直近を通る測線 A-A に沿う砂浜表面地形と地層区分を図-4(b)に示す。著者らの測量結果 (2005 年 3 月実施) によると、砂浜天端高さは初期の T.P.+2.5 m から T.P.+3.2 m まで増加している。この地形変化は、当海域に大きな影響を及ぼした台風 0416 号による風浪によるものと考えられる。実際、テンショメータ (UNSUC) を設置するための掘削時に地表面から 50~60 cm の深さに草本の枯れた根が埋積されているのが認められた。

2005 年 3 月以降、2006 年 5 月現在まで、砂浜の地形

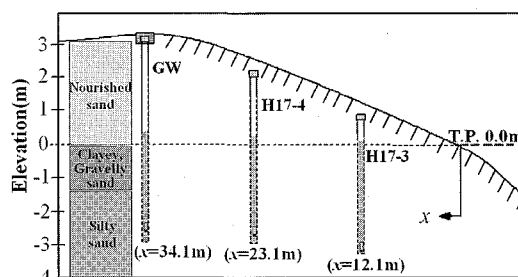


図-5 地下水位観測孔の設置位置および砂浜の地層構成

はほとんど変化していないことを指摘しておく。

(2) 観測システム

汀線に対してほぼ直交する地下水位観測アレイと当砂浜の地層構成を図-5 に示す。当砂浜の地層は、T.P.-1.6 m 以下は明石累層、T.P.-1.6 m~T.P.0 m 間は水底堆積物、T.P.0 m より上部域は養浜砂で構成されている。観測に用いているセンサ群を大別すると、海岸域の気象水文諸量の測定用センサ群と、砂浜地盤 - 水理環境諸量の測定用センサ群になる。データロガー内蔵方式のセンサ (潮位、海水温、観測孔 H17-3, H17-4 における地下水位・水温センサ等) を除くセンサ群については、1 分間隔で観測データの取得を行い、データロガー CR10X (観測架台上に設置) に収集・格納した。合わせて、携帯電話方式の遠隔データ伝送システムにより、京都大学防災研究所までデータ転送を行っている。転送されたテキスト形式の時系列データを HTML 方式でグラフ化し、砂浜の環境動態を瞬時に把握できるようにしている (Azuma *et al.*, 2005)。

3. 現地観測結果

(1) 砂浜域の水循環過程に関わる連続観測

2005 年 4 月から 2006 年 5 月までの期間における主要観測物理量の時刻歴を図-6 に示す。気温に関しては、年間の季節変動が明確に見てとれる (図-6(a))。土中浅部のサクシオンは、降雨イベントに対して敏感に応答することがよくわかる (図-6(b), (c) 参照)。

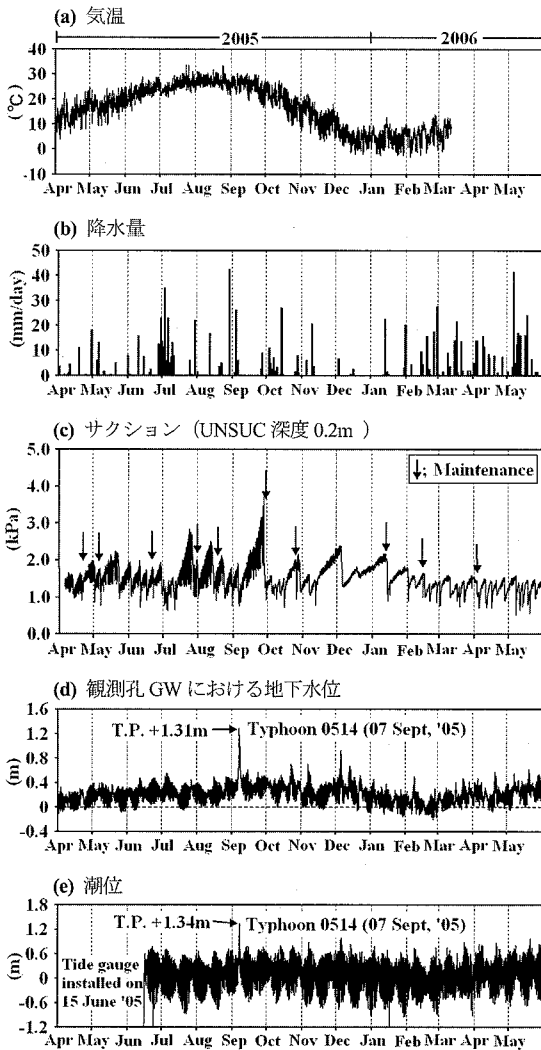


図-6 2005年4月から2006年5月までの連続観測結果

観測孔 GW における地下水位に関しては、観測期間内の平均水位が T.P.+0.2 m であり、平均海面 (T.P. ± 0.0 m) よりも上位に位置していることが注目される。(図-6(d)). この現象は陸域からの淡水地下水流出に関する重要な課題であるので、後出の3節3項で改めて検討する。

潮位変動に関しては、台風 0514 号 (9 月 7 日) に伴う高潮の発生による潮位上昇 (T.P.+1.34 m にまで上昇) が特筆される (図-6(e)).

(2) 台風イベント時の地下水位変動

台風 0514 号の接近に伴う高潮 (潮位偏差 0.84 m) の発生により、砂浜地下水位 (観測孔 GW) は T.P.+1.31 m まで急上昇した (図-7). この結果は、砂浜内 (T.P. +1.17 m) に埋設していたテンシオメータ (UNSUC-2.0 m) の読みが、正值 (サクシオンを表

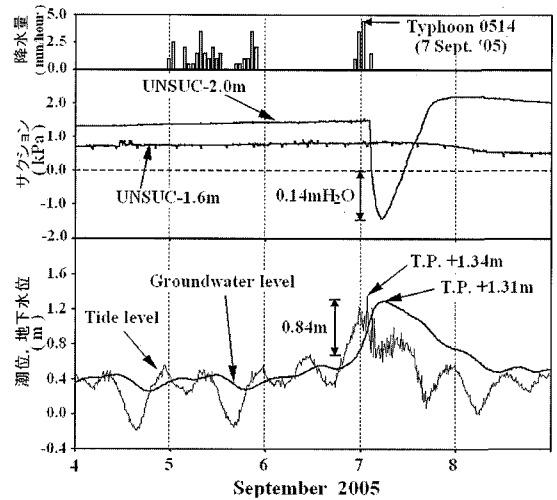


図-7 台風 0514 号の接近に伴う砂浜地盤内のサクシオンおよび地下水位応答

す) から負値 (正の間隙水圧を表す) に急変した結果とも定量的に整合する (図-7). 実際、テンシオメータの間隙水圧センサの水没深さ 0.14 m を同センサの設置標高 T.P.+1.17 m に加えると、高潮に対応する地下水位は T.P.+1.31 m となる。この値は、観測孔 GW で独立に測定した地下水位値と一致する。

深度 1.6 m (T.P.+1.57 m) に設置したテンシオメータの時間応答曲線 (図-7) によると、9 月 7 日の降雨イベントの影響はみられない。したがって、台風 0514 号による雨水浸透の影響は、この時点では砂浜深部域にまで到達していないと結論できる。

(3) 地下水位応答への潮位変動と陸側水位条件の影響

汀線に直交する地下水位観測アレイに基づき、潮位変動に対する地下水位応答を検討した。その結果、汀線からの距離 x に応じ、系統的に振幅変化と時間遅れ現象が生じていることが認められた (図-8(a) と図-9(a) 参照)。

当砂浜域では汀線から 48 m の位置 ($x=L=48$ m) に鉄筋コンクリート製海岸堤防が設置されているが、陸側から砂浜域への地下水流出を完全に無視すると、実測の地下水位プロファイルや地下水の塩分構造 (後述) と整合しない。

そこで以下では、潮位変動のみならず、陸側水位条件の影響も考慮できるシンプルな自由地下水位応答理論を記述し、実測地下水位応答を解釈するうえの一助とする。

さて、平均海面から測った自由地下水位変動量を η と表示すると、それは潮位変動に起因する成分 η_1 とそれ以外の定常的なトレンド成分 η_2 の和として表現できる。

$$\eta = \eta_1 + \eta_2 \dots \dots \dots (1)$$

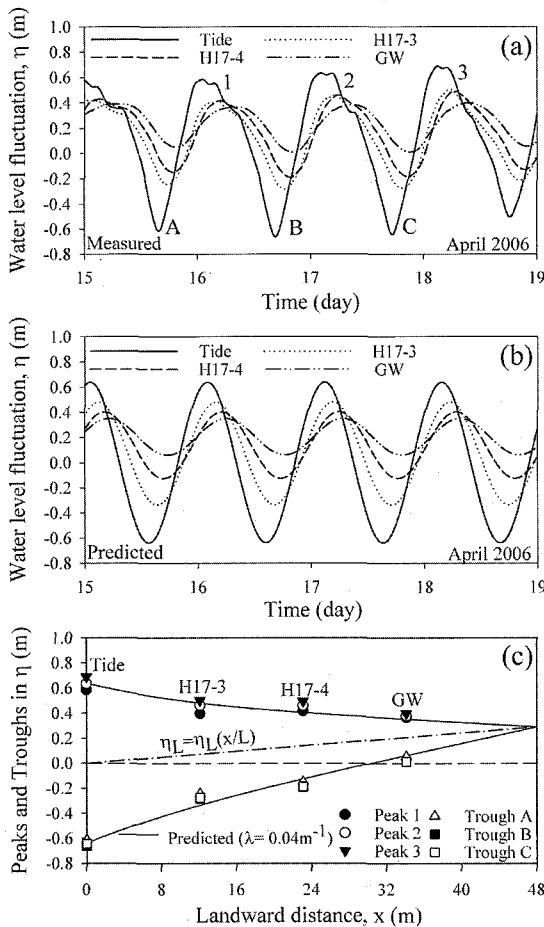


図-8 大潮に近い状況における地下水位応答特性

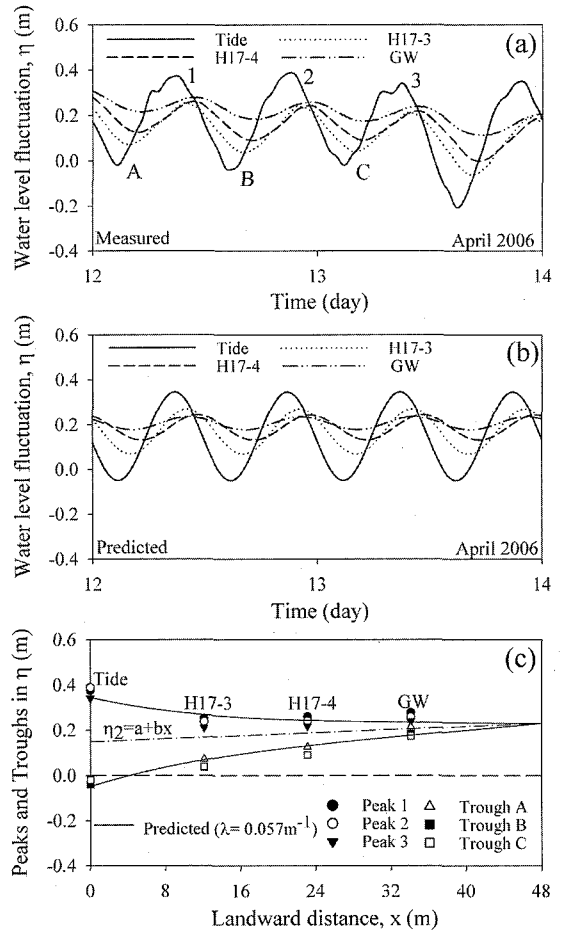


図-9 小潮における地下水位応答特性

$$\eta_2 = \eta_L \cdot (x/L) \quad (2)$$

ここに、 η_L は陸側境界 ($x=L$) の地下水位を表す。この値が正の場合、汀線に向かう地下水流出が生じること留意したい。地下水位変動量が帯水層厚 d よりも十分小さく、水平方向の浸透流が卓越するという前提では、質量保存則に基づき、次の基礎方程式を導くことができる。

$$\frac{\partial \eta_1}{\partial t} = C \cdot \frac{\partial^2 \eta_1}{\partial x^2} \quad (3)$$

ここに、 $C = k \cdot d/n$ 、 n は間隙率、 k は透水係数である。

潮位変動による地下水位変動成分 η_1 に関する境界条件を次のように設定する。

$$\eta_1 = \eta_0 \sin \omega t \text{ on } x=0; \eta_1=0 \text{ on } x=L \quad (4)$$

ここに、 η_0 は潮位変動振幅、 ω は潮位変動の角速度、 t は時間である。潮位変動による地下水位変動成分 η_1 の初期値はゼロとして、以下のような解析解が求められる (Carslaw・Jaeger, 1959, 山元, 1993)。

$$\eta_1 = \eta_0 \cdot A \cdot \sin(\omega t + \phi) \quad (5)$$

$$A = \frac{\sinh\{\lambda(L-x)(1+i)\}}{\sinh\{\lambda L(1+i)\}} \\ = \left[\frac{\cosh\{2\lambda(L-x)\} - \cos\{2\lambda(L-x)\}}{\cosh\{2\lambda L\} - \cos\{2\lambda L\}} \right]^{1/2} \quad (6)$$

$$\phi = \arg \left[\frac{\sinh\{\lambda(L-x)(1+i)\}}{\sinh\{\lambda L(1+i)\}} \right] \quad (7)$$

ここに、 i は虚数単位、 λ は次式で定義される特性波数である。

$$\lambda = [\omega/(2C)]^{1/2} \quad (8)$$

大潮に近い状況における地下水応答に着目する。図-8(a)に示した実測潮位曲線の谷 (A, B, C) と峰 (1, 2, 3) に着目し、対応する水位変動量を図-8(c)に示す。水位変動量の峰に関する距離減衰の傾向は、水位変動量の谷に関する距離減衰傾向よりも穏やかであることが明らかである。図-8(c)には、上述の式 (1), (2), (5) に基づいて求めた予測曲線も合わせて描いてある。それによると、1日潮が卓越するとして、特性波数 $\lambda = 0.04 \text{ m}^{-1}$ 、陸側境界の地下水位 $\eta_L = 0.29 \text{ m}$ の場合に観測結

果と概ね適合する結果が得られた。この場合の地下水位変動の予測時刻歴を図-8(b)に示す。その結果を図-8(a)の観測時刻歴と対比すると、時間波形の細部を除いて、谷や峰の出現時刻が汀線からの距離 x に応じて遅れる現象(時間遅れ現象)がよく再現できていることが分かる。

次に、小潮における地下水応答に着目する(図-9)。実測潮位曲線の谷(A, B, C)と峰(1, 2, 3)に着目し、対応する水位変動量を図-9(c)に示す。上げ潮時の水位変動量が下げ潮時の水位変動量よりも相対的に大きく、潮位変動の平均値 η_{om} がゼロにはなっていない。この効果を上述の自由地下水利論の枠組みの中で近似的に考慮するために、式(2)を次のように改める。

$$\eta_2 = a + b \cdot x \quad (\text{ただし, } a = \eta_{om}) \cdots \cdots (9)$$

また、実測潮位曲線において半日潮が卓越していることから、特性波数 λ の値として 0.057 m^{-1} とおく。このようにして求めた理論曲線を図-9(c)に示してある。その結果、陸域境界における地下水位の推定値として $\eta_L = 0.23 \text{ m}$ が得られた。以上の結果を基に求めた、地下水位変動の予測時刻歴を図-9(b)に示す。観測孔 GW ($x=34.1 \text{ m}$) に対応する予測水位変動量は、観測値に比べてやや小さくなっている。しかし、大局的には、予測結果は汀線からの距離に応じて地下水位応答の谷や峰の発現に時間遅れが生じることをよく再現している。

上述の図-8(c)および図-9(c)の結果から導きだせる重要な結論の一つは、谷八木砂浜域では陸側から汀線に向かう地下水流出が存在することである。このような地下水流出は淡水の地下水流出であることから、その実証および定量的な評価には砂浜域地下水の塩分構造の調査研究が重要になる。

4. 砂浜地下水の塩分構造

地下水観測孔を利用して、ポータブル電気伝導度計を用いて地下水中の塩分濃度を適宜、計測してきた。その一例として、2006年5月30日の計測結果を図-10に示す。この日は大潮に当たっており、時刻12時頃は潮位が下がってきてちょうど $\eta=0$ となる時点に当たる。時刻17時頃は干潮時に当たる。地下水中の塩分濃度は、明らかに、汀線に近い観測孔(HI7-3)において高く、汀線から遠ざかるにつれて、順次低くなっている。最遠の観測孔GWでは、塩分濃度は0.1%程度である。これらの結果は海水の浸入のみでは説明できず、陸側からの淡水地下水流出の効果を明示している。その定量的な解析は今後の課題としたい。

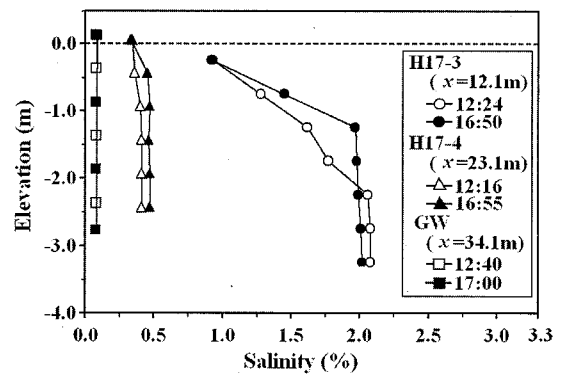


図-10 地下水の塩分構造

5. 結 論

東播海岸の海崖前面の養浜砂浜域において地下水環境諸量の連続観測を行い、その結果と理論的考察により、浅層地下水の動態を検討した。得られた主要な結論は以下のとおりである。

- 1) 本観測システムは、降雨や潮位変動等の日常的なイベントのみならず、台風0514号に伴う高潮による砂浜地下水位の急激な上昇を的確にとらえた。その結果は土中サクシヨンの変動結果とも定量的に整合する。
- 2) 当砂浜域の自由地下水応答は、潮位変動に対して系統的な距離減衰と時間遅れを示す。
- 3) 陸側境界の地下水位条件を考慮した自由地下水の潮位変動応答の理論的考察によると、当海岸では陸域から汀線に向かう淡水地下水流出が存在する。
- 4) 上述の推論は、砂浜域地下水の電気伝導度計測に基づく塩分構造とも調和的である。

参 考 文 献

- 宇多高明(1997): 日本の海岸侵食, 山海堂, pp. 283-292.
 宇多高明・石川仁憲(2005): 実務者のための養浜マニュアル, (財) 土木研究センター, 170p.
 門松武・宇多高明・藤原要・時沢真一(1990): 東播海岸における養浜後の海浜地形変化, 海岸工学論文集, 第37巻, pp. 484-488.
 山元淳司(1993): 海岸地下水の理論と砂浜海岸および沿岸埋立地への応用に関する研究, 京都大学学位論文, pp. 45-52.
 Azuma, R., K. Sambodho and H. Sekiguchi(2005): Beach groundwater responses to tidal and meteo-hydrological forcing, Proc. 1st Fluvial and Coastal Disasters Symp., Kyoto (CD-ROM).
 Carslaw, H. and J. Jaeger(1959): Conduction of Heat in Solids, Oxford University Press, pp. 297-352.
 Woodroffe, C.D.(2003): Coasts, Cambridge University Press, pp. 143-188.