

上越地域海岸潟町砂丘域における地下水動態観測

Groundwater Responses to Tidal and Meteo-hydrological Forcing in a Coastal Sand-Dune Area

東 良慶¹・平石哲也²・中野壮一郎³

Ryoukei AZUMA, Tetsuya HIRAISHI and Soichiro NAKANO

Field observation of the groundwater fluctuation has been conducting with the aim to obtain better understanding of groundwater dynamics in coastal sand-dune environment. Ogata beach in Joetsu coast was selected as field observation location. The Ogata sand dune (20km in length, the maximum of 1km in width, the maximum height of 30m) which is the layered structure of new and old dunes is distributed along the margin of Takada plain. The field observations and analysis of the tide and beach groundwater changes for particular points along beach profile, revealed interesting characteristics, include: strong correlation between tidal and beach groundwater fluctuation and so on. As a results, fresh groundwater supply in terms of steady flow theory is estimated to amount from 13.3 to 79.9m³/day per meter of beach width.

1. はじめに

近年、わが国の沿岸域においては、流域・海岸域における大規模開発により、流砂漂砂系土砂収支のバランスが崩れ、年間160 hrもの海浜面積が消失している(田中ら, 1993)。その中でも、日本海側の沿岸砂浜環境に着目すると、後背砂丘が果たしてきた砂の貯留能力の重要性に気づく。これは、冬季風浪により海浜砂は沖に運ばれ、夏季の静穏時に砂が岸に戻る、堆積物循環のバッファー(緩衝)機能に当たる。

本研究の調査エリアである上越地域海岸潟町砂丘域においては、関川河口の直江津港拡張工事に伴う沖防波堤の建設により、河川流砂系と沿岸漂砂系が分断され、海岸保全事業による護岸工事(汀線の固定化)により、砂浜と砂丘間の堆積物輸送も分断された。その結果、沿岸域の土砂収支のバランスが崩れ、当該エリアでは約90年間で平均60m後退し、汀線が固定化した近年は、海底地形が大規模に変化(総体的には侵食)している(東ら, 2009b)。また、東ら(2010)は海底堆積層・地形情報と陸域における物理探査結果を統合し、埋没古砂丘が現世の漂砂源となっている可能性を指摘した。

一方で、当該海岸域における地形環境の変化に伴い、地下水環境が大きく変化していることは容易に推察される。地下水環境は、砂浜域および浅海域の生態系と密接に関係しており、地下水動態を把握することは非常に重要である。そこで、本研究では、沿岸環境保全の高度化を視野に入れ、海岸砂丘域における不圧地下水の連続観測を実施し、その動態に関する理解を深めることを目的

とした。

2. 海岸砂丘域における不圧地下水の現地観測

(1) 上越地域海岸および潟町砂丘の特徴

上越地域海岸は日本海に面し、能登半島と佐渡ヶ島にはさまれた沿岸域(新潟県地質調査業協会, 2002)に展開する延長28kmの砂浜海岸である。当海岸の卓越波向はNW~NNWであり(宇多, 1997, 図-1(b)), 海岸線の法線はその間に入るため、冬季季節風による影響が大きい。最近10年の間に既往最大有義波高が2度更新されており、冬季風浪被害が頻発している。

高田平野の辺縁域には、延長20km, 最大幅1km, 最大標高30mの潟町砂丘が分布している(図-1(a))。新堀川より北東側では、新規砂丘(縄文海進以降の形成)の下位に更新統(最終間氷期の海退過程で発達; 10数万年前

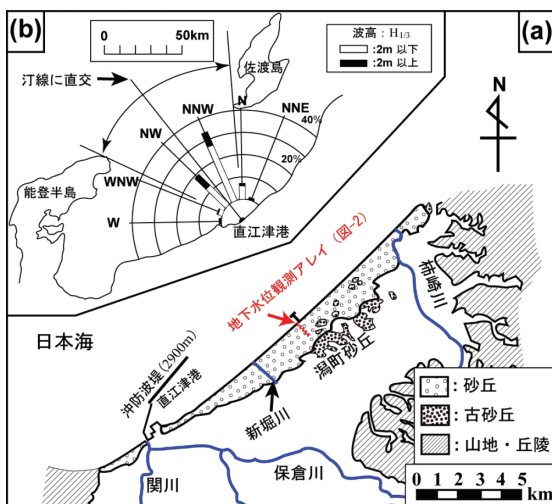


図-1 上越地域海岸の(a)海浜地形環境と(b)波候特性

1 正会員 工(博) 京都大学助教防災研究所
2 正会員 工(博) 京都大学教授防災研究所
3 京都大学工学部地球工学科

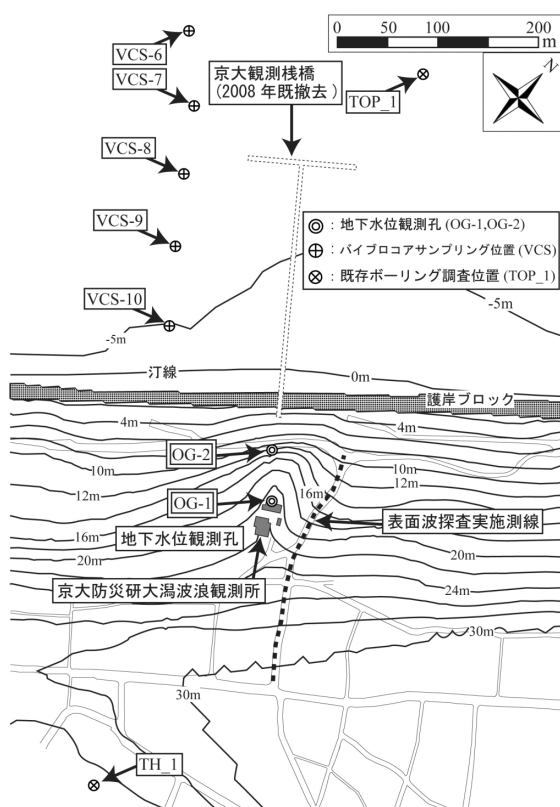


図-2 地下水位観測孔 (OG-1, OG-2) の設置位置, パイプロコアサンプリングによる海底堆積層の採取位置および既存ボーリング調査位置 (陸域の背景図は都市計画図 (上越市, 2008), 海底地形のコンター線は深浅測量成果 (2005年, 新潟県) にもとづく)

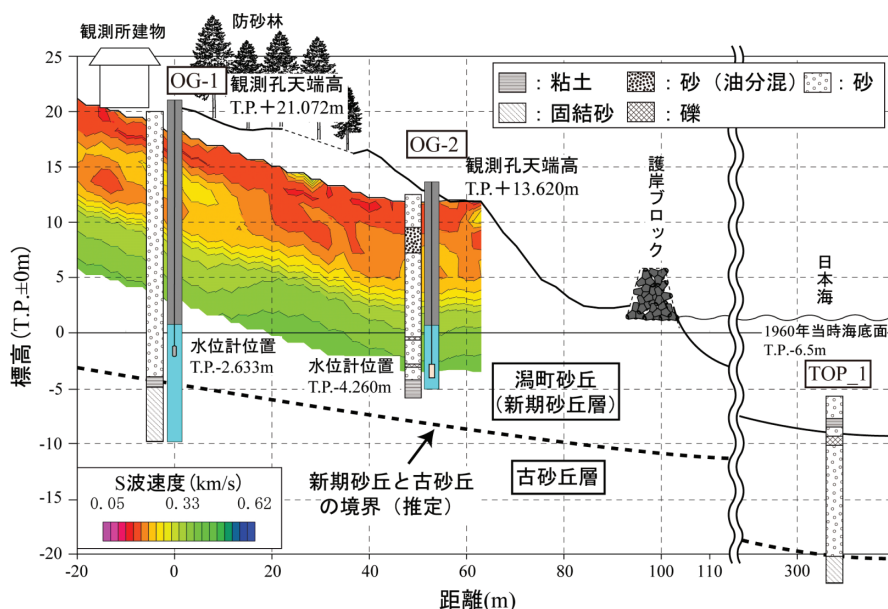


図-3 地下水位観測アレイに沿った地形プロフィールと堆積構造 (s波速度分構造は2009年7月17日実施の表面波探査結果による, 砂浜地形 (陸域部) についてはトータルステーションによる地形計測結果 (2010年8月11日実施), 海底地形については深浅測量成果 (2005年, 新潟県) にもとづく)

～数万年前) の古砂丘が分布し, 重層構造となっている (早津ら, 1982; 成瀬, 1989). 新規砂丘の後背域には湿地・潟湖が形成され, 古砂丘の一部が地表に露出している (図-1 (a)). 東ら (2010) は, 新規砂丘の下端境界面を T.P. (標高) ± 0 m と仮定し, 新規砂丘体積を約 2.2 億 m^3 と推算した. この結果から, 潟町砂丘はわが国有数の海岸砂丘であることがわかる.

(2) 観測サイトの特徴

不圧地下水の連続観測アレイは, 関川河口から北東へ約 9.0km に位置する四ツ屋浜に設置した (図-1). 観測孔は汀線からの距離 (x) が 103.4m (OG-1; 京都大学防災研究所大潟波浪観測所敷地内), および, $x=51.3$ m (OG-2) の 2ヶ所に設置した (図-2). なお, 観測アレイ (観測孔を結んだ測線) は, 概ね汀線と直交するように選定した.

地下水位観測孔を設置するにあたり, OG-1 は掘削深 30m, OG-2 は掘削深 18m の連続コア採取ボーリングを実施した (コア径 50mm). 採取コアの堆積相観察および柱状図作成に至るまでの手順は以下のようなものである. I 連続コアの採取, II コアの半裁, III 半裁コアの写真撮影, IV 堆積相の観察, V 柱状図の作成である.

上記観測孔のボーリング柱状図および既存沖合ボーリング柱状図 (帝国石油株式会社, 1961) を観測アレイに沿った断面地形プロフィールと重ねて, 図-3 に示す. 同図には表面波探査 (2009年7月17日実施) による S 波速度構造を併示した. 探査方法等の詳細については東ら (2009a) を参照されたい. これらの情報を統合すること

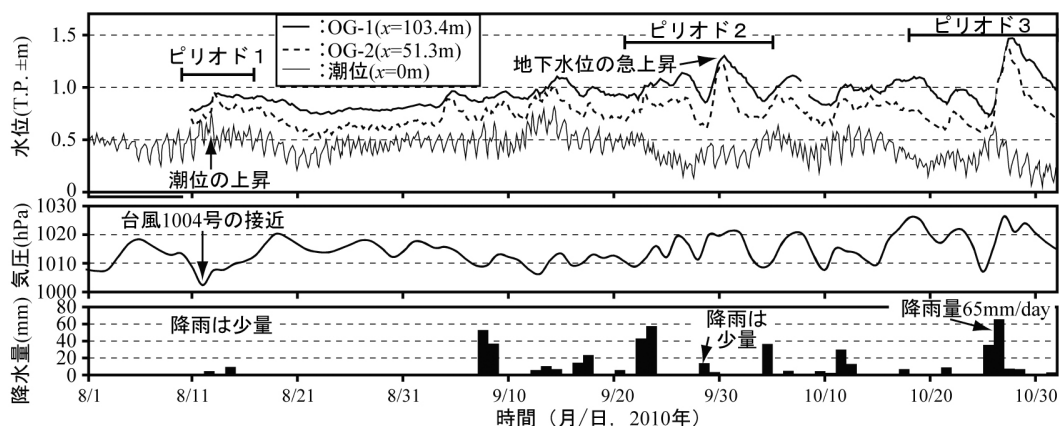


図-4 地下水位変動の時系列データ (潮位; 直江津港 (新潟県), 降水量・気圧; 上越市高田測候所 (気象庁))

により, 地下水観測エリア周辺の堆積 (帯水層) 環境の特徴について考察する. 同図より得られた結果を以下に挙げる.

- 1) 観測孔の柱状図 (OG-1, OG-2) およびS波速度構造図から, 砂丘海側斜面の表層には飛砂等により軟らかく堆積した新規砂丘層 (砂層) が堆積していることがわかる. その層厚は最大で約20mにもおよぶ.
- 2) 観測孔OG-1の柱状図から, T.P.-4.9mよりも下層では, やや固結した剛性の大きい砂層が観察された. 一方で, 既存沖合ボーリング柱状図 (TOP_1) では, T.P.-20mよりも下層に固結砂層 (N値50以上; 古砂丘層に対応) の堆積が確認されている. これらの結果から, 新規砂丘層と古砂丘層の境界を推定した (図-3).
- 3) 本研究で連続観測を実施する地下水位は, N値が10~30程度の比較的よく締まった新期砂丘層内の地下水位であり, 不圧帯水層である (図-3).

3. 地下水位変動の連続観測結果

2010年8月10日から10月31日までの地下水位連続観測結果を図-4に示す. 同図には直江津港の潮位 (新潟県) および, 上越市高田における降水量, 気圧 (気象庁) の観測結果を併示した. 観測期間全体を通じて, 陸側の観測孔における地下水位が潮位よりも系統的に高いことがわかる. すなわち, 陸域から汀線に向かって下がる動水勾配が存在する. これは言い換えると, 陸側から海側に向かう定常的な地下水流出が存在することを意味する.

以下に期間中に観測された各種イベントに対する地下水応答結果について考察する.

(1) ピリオド1 (2010年8月10日から16日まで); 台風接近の影響

観測期間中, 台風1004号は日本海を北上し, 秋田県付近で日本列島を横断した. 勢力は弱いものの, 直江津港の潮位では, 高潮の影響を受け, 12日16:00に

T.P.+0.76mを記録した (図-4). その後, OG-2 ($x=51.3\text{m}$) では, 12日19:35 (潮位のピークの3.5時間後) にT.P.+0.87m, OG-1 ($x=103.4\text{m}$) では, 13日6:05 (14時間後) にT.P.+0.97mのピークを観測した. この結果, 地下水位が潮位変動にตอบสนองしており, 陸側に向かってその変動が伝達していることがわかる. この台風による降雨は少量で, 降雨浸透 (涵養) の影響はほとんどないと考えられる.

(2) ピリオド3 (2010年10月18日から31日まで); 後背域 (集水域) での降雨による涵養

上越市高田測候所では10月25日, 26日にそれぞれ35.5, 66.5 mm/dayの降雨が観測された. 潮位の時系列データにおいては, 顕著な変化は観察されない (図-4). 一方で, OG-1では27日15:03にT.P.+1.50m, OG-2では27日5:40にT.P.+1.42mのピークが観測され, 顕著な水位上昇が捉えられた. これは, 陸域での降雨による涵養に地下水位が応答したと推察される.

(3) ピリオド2 (2010年9月21日から10月4日まで); 静穏時の地下水位急上昇

OG-2では, 9月30日5:05にT.P.+1.22m, OG-1では, 同日9:19にT.P.+1.33mのピークを観測した (図-4). ピリオド3では, 潮位の顕著な上昇は見られず, また, 陸域での降雨との応答時間が約1日 (ピリオド3の実績) であり, 先行降雨 (9月22, 23日の降雨) の影響とは考え難い. 地下水位の急上昇の要因として, 後背域 (集水域) における降雨パターン・分布とその涵養の影響を精査する必要があるが, 一方で, 10月2日~4日の間に, 調査地周辺では最大で震度5弱の地震が頻発しており, 地震と地下水位の急激な変化との関連性は興味深い.

4. 潮位変動に対する地下水位応答特性

各水面変動 η (図-4) は, 天文潮による水位変動成分 η^* , および, トレンド成分 η^{**} の和として記述できる.

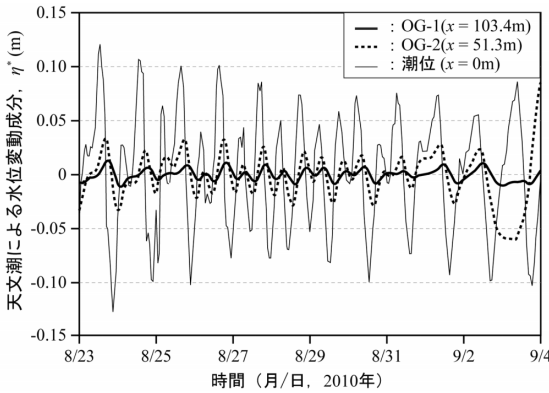


図-5 観測水位変動からトレンド成分（2日間の移動平均値）を除いた天文潮による水位変動成分 η^*

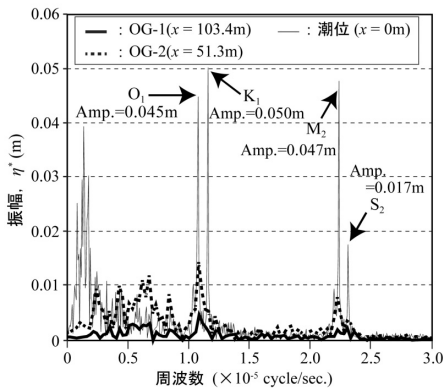


図-6 トレンド成分を除いた地下水位変動 η^* に対するスペクトル解析の結果

$$\eta = \eta^* + \eta^{**} \quad \dots\dots\dots (1)$$

各水面変動 η からトレンド成分 η^{**} （2日間の移動平均値）を減算し、天文潮による水位変動成分 η^* を求め、図-5に示す。次いで、水位変動成分 η^* に対してフーリエ変換によるスペクトル解析を行った結果を図-6に示す。

主要4分潮である主太陰半日周潮（ M_2 ）、主太陽半日周潮（ S_2 ）、主太陰日周潮（ O_1 ）および日月合成日周長（ K_1 ）のそれぞれに対応するピークが、潮位変動に関しては明瞭である。地下水位変動に関しては、汀線からの距離の増加に伴い、ピークが不明瞭となり、ピーク値も低下していることがわかる。

主要4分潮のそれぞれに対応する地下水位変動 η^* を抽出し、振幅と位相特性を調べた結果を図-7に示す。同図中には、日周潮（ K_1, O_1 ）と、半日周潮（ M_2, S_2 ）に対応する理論曲線（宇野木，1993）も合わせて示してある。

$$\eta^* = \eta_0^* \cdot e^{-\lambda x} \sin(\omega t - \lambda x); \lambda = (\omega/2C)^{1/2} \quad \dots\dots (2)$$

ただし $C = k \cdot d/n$

ここに、 ω は各分潮の角振動数、 λ は特性波数、 C は透

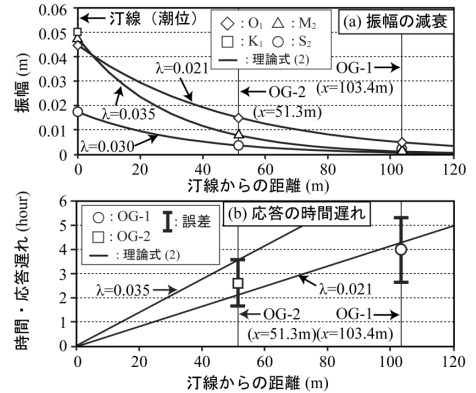


図-7 天文潮に対する地下水位変動特性：(a)振幅の減衰，(b) 応答の時間遅れ

水係数 k 、不圧帯水層厚 d および間隙率 n によって決まる帯水層パラメータである。図-7(a)の結果より、汀線からの距離 x の増加に伴い、系統的に水位変動の振幅が減衰し、また、図-7(b)より、潮位に対する地下水位変動の応答が系統的に遅れることが分かる。

これらの結果から、特性波数 λ は0.021～0.035mと評価できる（図-7）。また、式（2）から帯水層パラメータの値として、 $C = (k \cdot d/n) = 0.027 \sim 0.165 \text{ m}^2/\text{s}$ と同定できる。

5. 淡水地下水流出力 Q の評価

前章までに述べたように、陸側から海側に向かう定常的な地下水流が存在することが観測結果から明らかとなった（図-4）。そこで以下では、シンプルな定常地下水流理論（佐藤・岩佐，2002）を参考にして、淡水地下水の流出量を評価する。

当該砂浜における淡水流出が定常一方向流（水平方向； $-x$ 方向）で動水勾配に比例するものと仮定すると、砂浜1m当たりの流出量 Q は式（3）で表すことができる。

$$Q = \int_h^{\zeta} (-u) dz = -u \cdot (h + \zeta) \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 ζ は地下水位と潮位との偏差、 h は淡塩水境界面と潮位との偏差である。浸透流速 u はダルシーの法則により次式で表される。

$$u = -k \cdot \left(\frac{d\zeta}{dx} \right) \quad \dots\dots\dots (4)$$

式（4）を式（3）に代入し、境界条件を $x=x_A$ 、 $\zeta=\zeta_A=0$ とし、積分すると、偏差 ζ は式（5）で表される。

$$\zeta^2 = \zeta_A^2 + 2 \frac{Q(x-x_A)}{k(1+\beta)} = 2 \frac{Q(x-x_A)}{k(1+\beta)} \quad \dots\dots (5)$$

ここに、 $\beta = \rho_f / (\rho_s - \rho_f) = 40$ 、 ρ_f 、 ρ_s は淡水および海水の密度である。

次に、各観測孔における地下水位変動の年平均 $\bar{\eta}^{**}$ を算定し、潮位変動の年平均 $\bar{\eta}_{\text{tide}}^{**}$ (すなわち平均海面 $\text{MSL}=\text{T.P.}+0.43\text{ m}$) との偏差 $\xi(\bar{\eta}-\bar{\eta}_{\text{tide}}^{**})$ を算定した。 $\xi_{\text{OG1}}=0.57\text{m}$, $\xi_{\text{OG2}}=0.34\text{ m}$ 。これらの値を式(5)に適用すると、 Q/k は 0.070 m と推定できる。

ここで、帯水層パラメータ C の定義式に留意し、 Q/k 比を変形すると、淡水流出量 Q について次式を得る。

$$Q = \frac{Q}{k} \cdot k = \frac{Q}{k} \cdot \frac{C \cdot n}{d} \quad \dots\dots\dots (6)$$

これまでに同定した、 $Q/k=0.070\text{ m}$ 、帯水層パラメータ $C=0.027\sim 0.165\text{m}^2/\text{s}$ を式(6)に適用し、淡水流出量 Q を算出した。その際、帯水層厚 d は 5.0m 、間隙率 n は 0.4 と仮定した。その結果、砂浜 1m あたりの淡水地下水流出量 Q は $13.3\sim 79.9\text{m}^3/\text{day}$ となる。

関口ら(2007)は粘土、砂、礫層の互層で構成される明石累層上の養浜砂浜である東播海岸において、地下水流出量の評価を行い、 $1.6\text{m}^3/\text{day}$ と算定した。本研究の海岸砂丘域における流出量はその $8\sim 50$ 倍と算定でき、この結果から、当該海岸における豊かな量の淡水地下水の湧出は、沿岸生態系の多様化(汽水域の創出等)に大きく寄与していることが推察され、生態系保全の観点からも重要な役割を担っていると考えられる。

6. 結論

新潟県上越地域海岸の砂浜-砂丘域において、汀線に対してほぼ直交する地下水位観測アレイを設定し、不圧地下水環境の連続観測を行った。地下水面変動の観測データの時系列解析を通じて、地下水位変動特性から帯水層パラメータを同定し、淡水地下水流出量を評価した。得られた主要な結論は以下の通りである。

- 1) 観測期間を通じて陸側の地下水位は潮位よりも高く、その偏差は汀線からの距離に比例して、系統的に増加していることがわかった。すなわち、当該砂浜帯水層内には安定した不圧地下水面が形成されていることを確認した。
- 2) 水位変動観測データの時系列解析を行うことにより、トレンド成分と天文潮(1日周潮および半日周潮)による成分に分離・抽出することができた。それらの特

性を解析した結果、汀線からの距離に比例して、系統的に水位変動の振幅が減衰し、変動の応答が系統的に遅れることを示した。

- 3) 陸側から海側に向かう定常的な地下水流出が存在することをふまえ、シンプルな定常地下水流動理論を適用し、淡水地下水の流出量を評価した。その結果、地下水流出量の推定値は、砂浜幅 1m あたり $13.3\sim 79.9\text{m}^3/\text{day}$ に達した。

謝辞：本研究を実施するにあたり、潮位観測データ等の直江津港に関連した情報につきましては、新潟県上越地域振興局直江津港湾事務所にご教示いただきました。ここに深甚なる謝意を表します。

参 考 文 献

- 東 良慶・関口秀雄・釜井俊孝(2009a)：埋没水害地形の同定：非破壊物理探査法の適用，土木学会論文集B, Vol.65, No.2, pp.141-150.
- 東 良慶・関口秀雄・蔡 曙伍・渡邊康司(2009b)：漂砂系土砂収支把握に向けた浅海域高解像度海底地形計測の試み，海岸工学論文集，第56巻，pp.1431-1435.
- 東 良慶・関口秀雄・山口直文(2010)：砂浜-砂丘系における漂砂環境の連関を読み解く試み，土木学会論文集B2(海岸工学)，海岸工学論文集，第57巻，pp.556-560.
- 宇多高明(1997)：日本の海岸侵食、山海堂，pp.141-149.
- 宇野木早苗(1993)：沿岸の海洋物理学，東海大学出版，pp.67-138.
- 佐藤邦明・岩佐義朗(2002)：地下水理学，丸善株式会社，390p.
- 関口秀雄・東 良慶・クリヨ サンボド(2007)：養浜砂浜海岸域における不圧地下水の動態観測とその意義，海岸工学論文集，第54巻，pp.721-725.
- 上越市(2008)：都市計画図 1:2500，Ⅷ-FD 46-1, 46-3.
- 田中茂信，小荒井衛，深沢 満(1993)：地形図の比較による全国の海岸線変化，海岸工学論文集，第40巻，pp.416-420.
- 帝国石油株式会社臨時施設部(1961)：大潟町沖人工島建設工事報告書，87p.
- 成瀬敏郎(1989)：日本の海岸砂丘，地理学評論，第62巻，A-2号，pp.129-144.
- (社)新潟県地質調査業協会(2002)：新潟県地盤図，図面；3/3，説明書；pp.27-29.
- 早津賢二・新井房夫・白井 亨(1982)：新潟県高田平野の中位段丘と古砂丘-形成時代についての火山灰編年学的考察-，地学雑誌，第91巻，第1号，pp.1-16.
- 平野幸生(2008)：直江津・大潟海岸における海岸保全事業の変換～Sand has will～，第27回大潟海岸に学ぶ，講演資料，108p.