

駿河湾沿岸における海底地下水湧出量の定量的評価

石飛智稔^{*†}・谷口真人^{**}・佐伯憲一^{*}・小野恵子^{*}

(2004年9月1日受付, 2005年6月16日受理)

Quantitative evaluations of submarine groundwater discharge in Suruga Bay, Japan

Tomotoshi ISHITOBI^{*†}, Makoto TANIGUCHI^{**},
Ken-ichi SAEKI^{*} and Keiko ONO^{*}

* Nara University of Education

Takabatake-cho, Nara 630-8528, Japan

** Research Institute for Humanity and Nature

335 Takashima-cho, Kamigyo-ku, Kyoto 602-0878, Japan

† Corresponding author (tomotoshi@chikyu.ac.jp)

Submarine groundwater discharge (SGD) rates were measured continuously by automated seepage meters to evaluate the processes of groundwater discharge from land to the ocean in the coastal zone of Suruga Bay, Japan. Resistivity under the seabed and land surface were measured to evaluate the freshwater and saltwater interactions in the coastal aquifer. PSD analyses of SGD and groundwater level, show that dominant periods of SGD variations at near shore agree with those of groundwater level changes, and dominant periods of SGD variations at off-shore agree with those of sea level changes. Resistivity measurements show that dynamics of fresh-salt water interface in the coastal aquifer changes corresponding to sea level changes. The ratio of terrestrial fresh-SGD to total-SGD was evaluated to be at most 9% by continuous measurements of SGD conductivity. SGD rate near the mouth of Abe River is smaller than those in the other area of the coast, which shows the effect of existence of the river on SGD or the effects of curvature of the bay on SGD. The role of SGD in the basin scale was evaluated from a water-balance method in the Abe river basin. The SGD was estimated to be 39% of total discharge in the basin.

Key words: submarine groundwater discharge, fresh-salt water interface, water balance, terrestrial water

1. はじめに

海底からの地下水流出の評価は、流域水収支を明らかにするだけでなく、地下水流出に伴う陸域から海洋

への物質輸送の点からも重要である。この現象に関するレビューは、水文学と沿岸海洋学の両方から行われている(例えば, Taniguchi *et al.*, 2002, Burnett *et al.*, 2003)。最近の野外調査の結果により、地下水流出には陸域由来の成分と、海水が一旦海底下に潜り再び海洋へと流出する再循環水が含まれること、潮位変動の影響が地下水流出に及んでいることなどが明らかになった(Taniguchi *et al.*, 2002)。しかし、地下水流出は定量的な評価を行うことが困難であることから、未だ不明な点が多く残されている。

* 奈良教育大学・理科教育

〒630 8528 奈良市高畑町

** 総合地球環境学研究所

〒602 0878 京都市上京区丸太町通り河原町西入る高島町335

† 連絡先 (tomotoshi@chikyu.ac.jp)

沿岸域の地下水流動の末端は海洋であり、地下水と海洋が接する場所では、塩淡水境界が形成されている。従って、この塩淡水境界付近において、地下水の流出が多く生じていると推測される。近年、海洋への地下水流出が注目され、様々な野外調査が行われているが、この塩淡水境界と地下水流出を組み合わせる調査は未だあまり行われていない。数少ない例として、国内においては丸井ほか（1999）の研究例があげられる。

湾曲性が地下水流出に与える影響については Cherkauer and McKereghan (1991) によって議論されている。彼らは湾の影響の概念モデルを示し、湾の形状が凹型の場合、地下水が凹の中心の部分に集中するために、湾曲性がない場合よりもある方が地下水流出は大きいと述べている。彼らはまた、湾曲の程度が地下水流出に与える影響についても議論しており、湾曲性が小さいほど、地下水流出はより小さくなると述べている。しかし、湾の影響を確認するための野外調査データは未だ存在しない。

海底からの地下水湧出には陸域由来地下水に加え再循環水が含まれる。従って、陸域から海洋への水・溶存物質の輸送量を直接測定により評価するためには、再循環水と陸域由来地下水の分離を行わねばならない。それらの分離を行うことは海底地下水流出現象を明らかにするうえで重要な意味を持つものである。再循環水の流出は様々な海洋学的要因によって引き起こされていると考えられている。それらはたとえば潮位変動、波浪、熱・密度流などがあげられる。しかしながら、再循環水のプロセスと量は未だ明らかにされていない。

本研究の目的は、陸域から駿河湾への地下水流出の定量的評価、地下水湧出と塩淡水境界の相互作用の解明、陸域由来成分と再循環水の割合の評価、湾の湾曲性が地下水流出に与える影響評価、流域規模での地下水流出の評価、である。

2. 調査地域と方法

本研究地域は静岡県の安倍川流域に位置する駿河湾沿岸である (Fig. 1)。本流域の面積は567 km²、年降水量は約1,978 mm/year、年平均気温は14.5℃である。安倍川流域の下流部には安倍川の扇状地として、長さ7 km、幅5 km、平均勾配が0.5%の静岡平野が広がっている (矢沢ほか, 1971)。この静岡平野の地質は安倍川によりもたらされた砂礫層である (土、

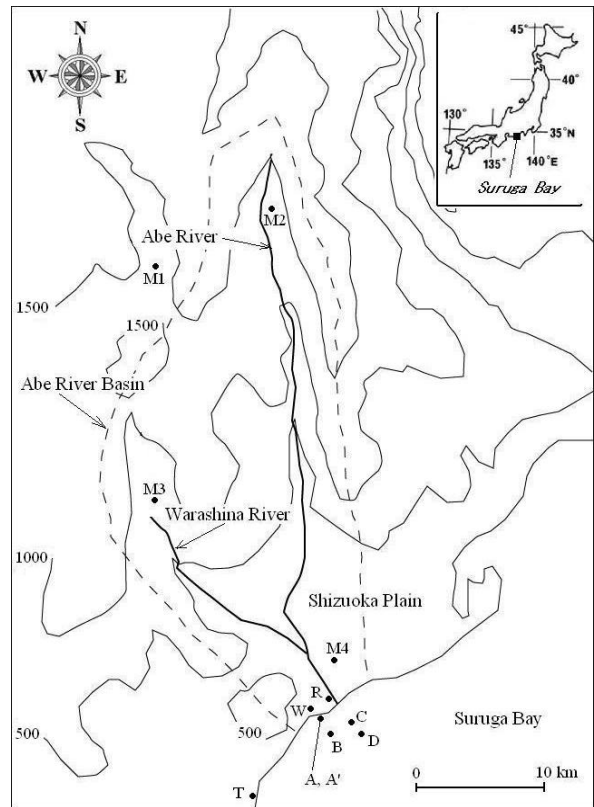


Fig. 1 Location map of the study area and observation points.

1976)。静岡平野における陸域地下水に関しては、田口・藤井 (1995) の研究があげられる。

近年、海底からの地下水流出を測定するために、様々なタイプの自記地下水湧出量計が開発されている。それらは、ヒートパルス式 (谷口, 1992)、超音波式 (Paulsen *et al.*, 2001)、連続ヒートフロー式 (Taniguchi and Iwakawa, 2001)、電磁気式 (Rosenberry and Morin, 2004) であり、本研究においては連続ヒートフロー式の湧出量計を用いた。測器の設置地点は全部で5地点であり、それぞれ、Fig. 1中のA (安倍川河口から2.5 km西、水深1 m、海岸線から10 m沖)、A' (安倍川河口から2.5 km西、水深1.5 m、海岸線から15 m沖)、B (安倍川河口から2.5 km西、水深20 m、海岸線から1.8 km沖)、C (安倍川河口沖、水深20 m、海岸線から2 km沖)、D (安倍川河口沖、水深30 m、海岸線から2.5 km沖) の5地点である。

連続ヒートフロー式湧出量計の概要を Fig. 2 に示す。この測器の仕組みはパイプ内に2本のセンサー (Fig. 2中、A・B) が設置されており、上流側には

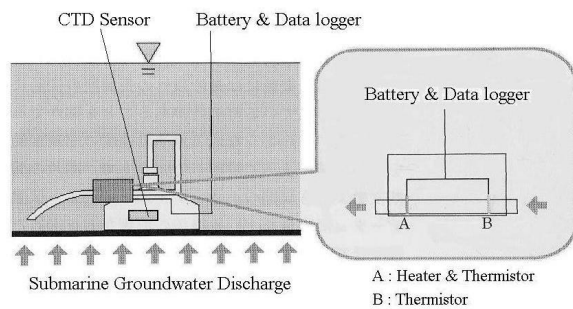


Fig. 2 Continuous heat type seepage meter.

サーミスターが、下流側にはサーミスターとヒーターが内蔵されており、そのヒーターより常時、熱が供給されている。この2本のセンサー間における水の移動に伴う熱移流によって生じる温度差より、流速を測定する仕組みである。そのため、熱伝導の影響を除去する理由により、センサー間には15 cmの間隔がある。しかし、海底からの湧出水の湧出速度は非常に微小なため、そのまま本測器を適用しても測定範囲を超えてしまう。そこで、漏斗を逆さにした集水器（直径0.5 m）を用いて測定範囲内に収まるようにしている。またそれと同時に、海底からの湧出水の電気伝導度連続測定を行うために、CTD（Conductivity-Temperature-Depth）センサー（DIK 603 A CTD、大起理化学工業株式会社製）を湧出量計の集水器の内部に設置した。

塩淡水境界に関しては、比抵抗トモグラフィ手法（Sting R 1 IP/Swift（AGI）・多電極ケーブル（電極数：28本、最大全長：290 m））を用いて観測を行った。設置地点は湧出量計を設置したA地点よりおよそ200 m西に位置する地点であり、浜辺から沖合へ海岸線と直交に測線を張った。本研究では、電極間隔3 m、ケーブルの全長81 m、Schlumberger配置での測定を行った。この測器により地下の見かけ比抵抗を測定し、解析ソフト「RES2DINV ver 3.50 m」（Geotomo Software）を用いて地下の比抵抗モデルを作成した。国内においての電気探査による塩淡水境界面の観測例は、唐ほか（2000）や、嶋田ほか（2003）に見られる。

観測期間は2002年の8月22～27日であり、湧出量計による湧出量測定は1分間隔で行った。また、A地点からおよそ300 m離れた地点（Fig. 1, W）において、陸域地下水位の測定を10分間隔で行った。潮位変化の記録は、A地点から約7 km南西の焼津市（Fig. 1, T）において国土地理院が測定を行っているデータを用いた。比抵抗測定は8月24～25日にかけて5回

測定を行った。

また、安倍川流域の水収支を明らかにするために、気象庁が観測を行っている降水量・気温データを用いた解析を行った。降水量に関しては安倍川流域内及び安倍川流域付近の3つの気象観測所（Fig. 1, M2～M4）、気温については2つの観測所（Fig. 1, M1・M4）において、それぞれ気象庁が観測を行っているデータを用いた。それらの気象観測所の点データを流域全体に展開するために、各気象観測所が対象とする領域の面積比を考慮して、各データの流域全体での量を算出した。また気温データよりThornthwaite法（Thornthwaite, 1948）を用いて蒸発散量を算出した。河川流出量については、Fig. 1中の地点Rにおいて国土交通省が観測を行っているデータを用いた。

3. 湧出量測定結果及び湧出量の時間変化

湧出量計によって測定された湧出量（地点A・A'）の時間変化をFig. 3に示す。海岸線から沖の方向におよそ10 mの距離に位置する地点Aの湧出量は、平均すると 2.39×10^{-6} m/secである。また、海岸線からおよそ15 mの距離に位置する地点A'の平均湧出量は 1.84×10^{-5} m/secである。両者には9倍程度の差がある。湧出量の時間変化を見ると、数時間程度の周期変動が見られ、その卓越周期を明らかにするために、高速フーリエ解析のパワースペクトル（以下、PSD解析）を用いて周期解析を行った結果、湧出量Aには4.9, 2.4時間の卓越周期が、湧出量A'には22.8, 11.4, 8.5, 6.2時間の卓越周期が見られた（Fig. 4）。

4. 湧出量の周期変化の原因

地下水湧出量には周期的な変化が見られ、その変化を引き起こす要因を明らかにするために、地下水湧出に影響を与えると予想される要因である陸域地下水位及び潮位と、湧出量の時間変化の比較を行った。その結果、湧出量Aでは、地下水位が高くなると湧出量も高くなる正の相関が見られた（Fig. 5）。また、湧出量A'では湧出量と潮位の正の相関が見られた（Fig. 6）。A'では、PSD解析により22.8, 11.4, 8.5, 6.2時間の卓越周期が見られており、この変動周期はそれぞれ海面変化の日周期、半日周期、3分の1周期、4分の1周期の成分に対応するものと考えられる。従って、A'の湧出量の変動原因は潮汐であると考えられる。Aについては、定性的なFig. 5の結果に加えて定量的な評価を行うために、地下水位の変化

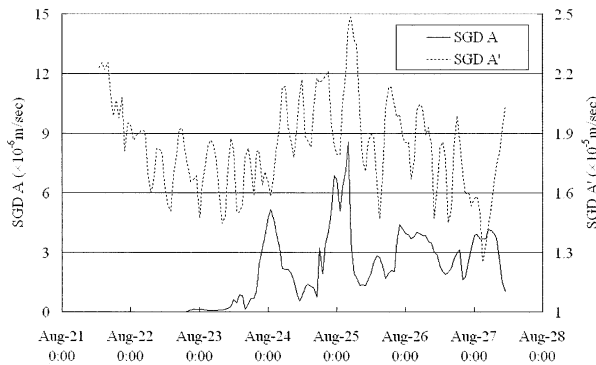


Fig. 3 The result of SGD (A and A') measurement.

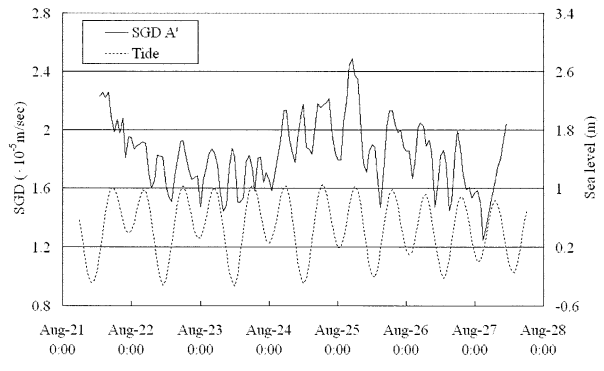


Fig. 6 Changes in SGD at A' and sea level.

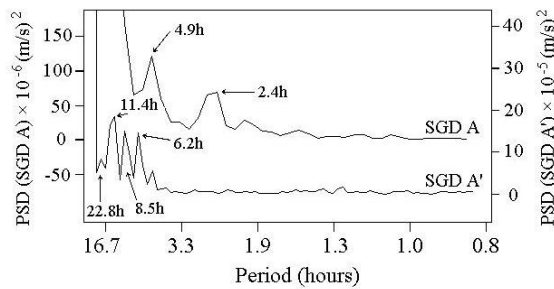


Fig. 4 PSD analyses of SGD A and A'.

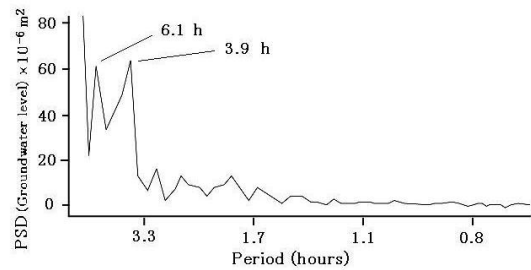


Fig. 7 PSD analyses of ground water level.

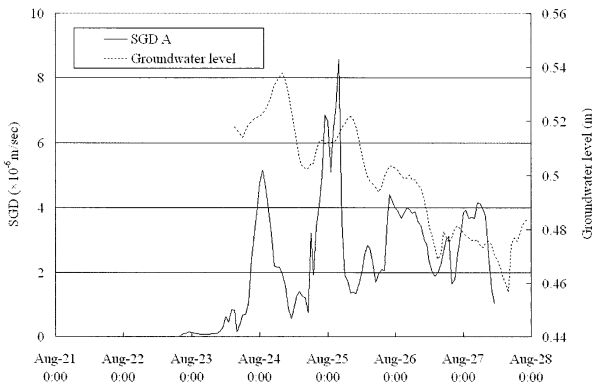


Fig. 5 Changes in SGD at A and ground water level.

についても PSD 解析を行った。その結果、地下水位には6.1, 3.9時間の周期変動が見られ (Fig. 7), その変動周期は A 地点の湧出量の周期と近似する。従って、Fig. 5 の結果及びこの PSD 解析の結果より、海岸線に近い地点 A においては、海岸付近の陸域地下水位の影響を受けていると考えられる。

湧出量と地下水位及び潮位の変化を見ると、地下水位及び潮位が増加すると、それに伴い湧出量も増加している。地下水位に関しては、水位が増加すると動水

勾配も増加するため、湧出量が増加すると考えられる。潮位に関しては、他の研究結果によると、海水面が上昇すると湧出量は減少するという報告が成されており (Lee, 1977; Zimmerman *et al.*, 1985; Belanger and Walker, 1990; Taniguchi, 2002; Burnett *et al.*, 2003; Kim and Hwang, 2002), 本研究結果はこれまでの研究とは逆の結果が得られた。この詳細に関しては今後の課題である。

地下水流出の周期変動は、湖では静振に起因するもの (谷口, 1992; Taniguchi and Fukuo, 1996), 湾の満潮・干潮に起因するもの (Lee, 1977; Taniguchi and Iwakawa, 2001), 大潮・小潮の変化に影響するもの (Taniguchi, 2002; Kim and Hwang, 2002), などで見られている。本研究では、地下水位の変動に伴うもの (Fig. 5), 潮位の変動に伴うもの (Fig. 6) が見られた。

5. 比抵抗測定による塩淡水境界の位置及び変動

Fig. 8 に比抵抗測定結果を示す。比抵抗 2 次元断面図において、白い領域は低比抵抗を、黒い領域は高比抵抗を示す。それを見ると、地下の比抵抗値は時間

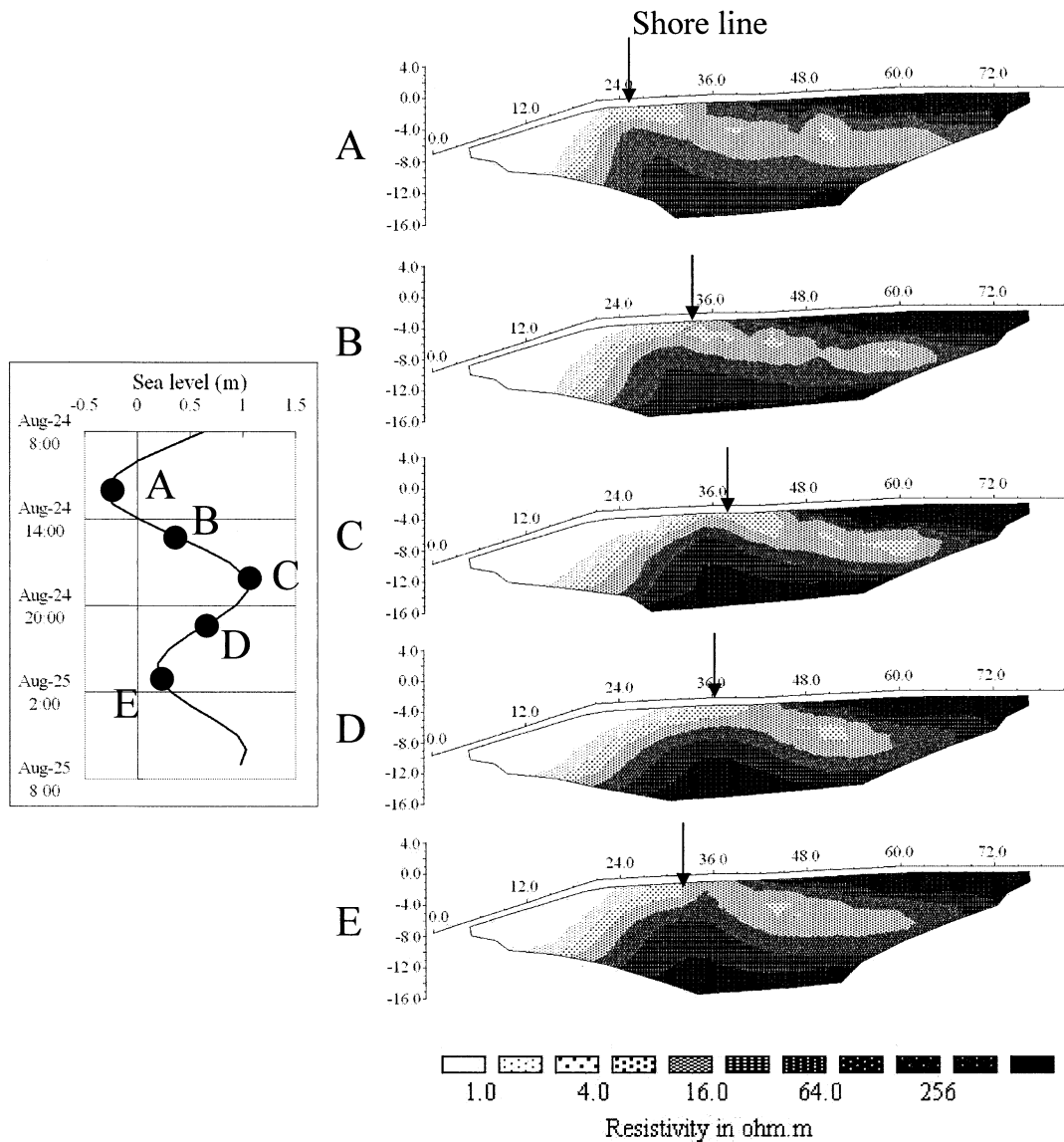


Fig .8 Changes in resistivity in the coastal aquifer.

的に変化していることがわかる。比抵抗値の高い部分に着目すると、その変化の仕方から2つの領域に分類することができる。1つは図の右上の表層部分であり、もう1つは図の中央より下の部分である。それらの時間変化と潮位を比較すると、測定開始の干潮時 (Fig .8 , A) と比較して、海水が最も陸側にシフトする満潮時 (Fig .8 , C) には、図の右側部分では地下の高比抵抗の部分が陸側にシフトし、図の中央より下の部分では高比抵抗の部分が地表付近にまでシフトしている。また、満潮から干潮に向かう下げ潮時 (Fig .8 , C~E) には、逆の方向へとシフトする。従って、地下の比抵抗の変化は潮位変動に対応してい

ると考えられる。

地下の比抵抗値に影響を与える要因としては、地質の種類・地盤の固結の具合・間隙率等、様々なものが上げられる。しかしながら、通常これらの要因は数時間程度オーダーでは変化はしない。数時間程度のオーダーで比抵抗値が変化する原因としては、地下の間隙水の電気伝導度変化が考えられる。比抵抗値と電気伝導度は逆数の関係にあり、地質などの条件を一定と仮定すると、比抵抗値が高い場合は、より純粋な淡水に近い間隙水が、比抵抗値が低い部分は塩水が存在すると考えられる。そのことより、断面図中の36 m 付近における地下の比抵抗値の時間変化を見ると、干

潮時よりも満潮時の方がより純粋な陸域地下水が湧出しているものと考えられる。従って、本研究で確認された比抵抗値の変化，すなわち間隙水の電気伝導度の変化は，塩淡水境界の具体的な位置は分からないものの，潮位変動に伴う境界の変動によるものであると考えられる。潮位変動に対応する塩淡水境界の変動は，唐ほか（2000）や嶋田ほか（2003）においても確認されている。

先に述べた湧出量の時間変化で，A'地点においては湧出量と潮位の時間変化には正の相関があると述べた。また，比抵抗測定の結果によると干潮時よりも満潮時の方が陸域地下水の影響が大きくなることが推測された。従って，満潮時には陸域地下水の影響が大きくなるために，湧出量も大きくなるものと考えられる。

6 . 湧出量の陸域成分と海水成分の分離

Taniguchi *et al.* (2002) は，海底湧出地下水 (SGD) は陸域由来の地下水成分 (SFGD) と，海水が一旦海底下に潜り再び海水中へと湧出する再循環成分 (RSGD) で構成されていると定義している。また RSGD は，波・潮汐の影響・密度または温度による対流により生じるものと述べている。このように湧出水 (SGD) に含まれるものは陸域由来の純粋な淡水成分と，海洋由来の再循環成分の両者が含まれている。

海底下での水収支と物質収支の式は以下のように表される。

$$\text{SGD} = \text{SFGD} + \text{RSGD} \quad (1)$$

$$\text{SGD} \times \text{Csgd} = \text{SFGD} \times \text{Csfgd} + \text{RSGD} \times \text{Crsgd} \quad (2)$$

ここで， Csgd ， Csfgd ， Crsgd は SGD，SFGD，RSGD の濃度を表す。地点 A' において湧出水の電気伝導度の連続測定を，地点 W においてエンドメンバーである陸域地下水の電気伝導度の測定を，また駿河湾沿岸の海水を用いてもうひとつのエンドメンバーの測定を行った。

地点 A' においては，CTD センサーにより湧出水の電気伝導度の測定を行った。(1)式に示すように，湧出水とは陸域地下水と再循環水の混合物である。しかし，測器の測定上限が 50.00 mS/cm であるために，湧出水の電気伝導度とその値を超える時は測定を行うことが不可能であった。測定を行うことが可能であった時の，湧出水の電気伝導度の平均は 49.46 mS/cm (最小値 = 47.46 mS/cm，最大値 = 50.00 mS/cm) である。SGD = 1.96×10^{-5} m/sec (最大値 = 4.30×10^{-5} m/sec，最小値 = 0.44×10^{-5} m/sec)， $\text{Csgd} = 49.46$ mS/cm， $\text{Crsgd} = 54.39$ mS/cm (海水の値) のそれぞれの値を式(1)と (2)に代入し，SFGD と RSGD を算出したところ，SFGD の平均は 1.76×10^{-6} m/sec，RSGD の平均は 1.80×10^{-5} m/sec となった。Fig. 9 は地点 A' における，電気伝導度，SGD，水・物質収支の式を用いて算出した SFGD，SGD に対する SFGD の割合の変化を示す。それによると，地点 A' における SGD 全体に対する SFGD の割合は 8% ~ 13% で変動しており，平均すると 9% 程度である。この値は湧出水の電気伝導度が測定可能な時の値であるため，SFGD

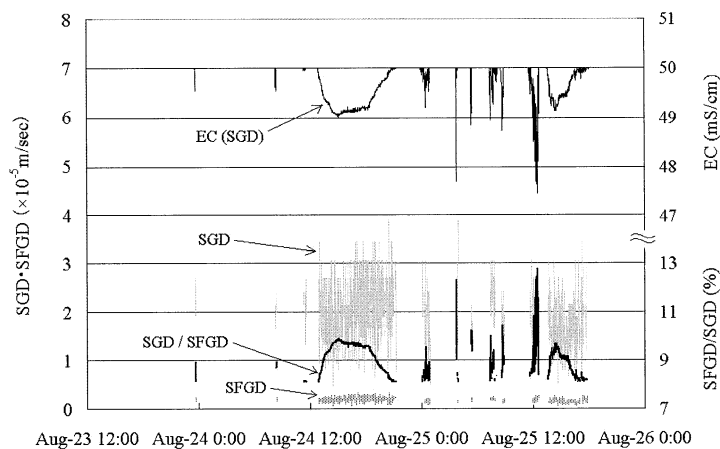


Fig. 9 Changes in conductivity of SGD, SFGD, and ratio of SFGD contained in SGD.

の寄与が高い時の割合を表している。従って、実際に湧出している陸域地下水の割合は、今回の結果よりも低く数%程度であると考えられる。

SGD を SFGD と RSGD に分離することは、地下水流出による陸域から海洋への水・物質の輸送を定量的に評価する上で重要である。Taniguchi and Iwakawa (2001) では、湧出量の実測値と、陸域地下水位から海洋までの動水勾配に、透水係数を乗じたダルシー式を用いて算出した SFGD との比較を行い、大阪湾での SGD に対する SFGD の割合は 1% ~ 29% であると評価している。他の研究では、Gallagher *et al.* (1996) では湧出量と塩分の測定より 35% と評価され、Hussain *et al.* (1999) では 222 Rn と 226 Rn の測定より 10%、Li *et al.* (1999) では数値計算より 4% であるとされている。

7. 地下水流出に対する安倍川位置の影響

Table 1 は本研究地域の地下水湧出量の空間分布を示す。地点 A と A' は河口から 2.5 km 西に位置し、湧出量の平均値は 2.30×10^{-6} m/sec, 1.80×10^{-5} m/sec である。地点 B の湧出量は 1.20×10^{-6} m/sec である。安倍川河口沖の地点 C と D はそれぞれ 4.70×10^{-7} m/sec, 6.10×10^{-7} m/sec である。陸域の安倍川河口付近の地質は、主として安倍川由来の砂礫層である (土, 1976)。従って、海岸線から数 km しか離れていない本調査地点では、全地点において同一の地質であると考えられる。そのため、以下の議論は、全地点で同一の地質であるという前提で行う。

湧出量と同じ深度 (20 m) で比較したとき、河口近く (地点 C) の湧出量は河口から距離がある地点 (地点 B) よりも小さい。これは地下水流出に対する安倍川位置の影響であると考えられる。通常、沿岸域に河川が存在する場合は、河川が高い透水性を持つため、地下水は海岸域へ到着する前に河川へと流出する。安倍川位置の影響以外の要因としては、湾の形状の影響が考えられる。Cherkauer and McKereghan

(1991) は、海岸の湾曲性が地下水湧出量の平面分布に与える影響に関する概念モデルを示している。そのモデルによれば、単位長さで湾に湾曲性がない地点よりも、湾曲性のある方が、地下水が集中するために湧出量は大きいとされている。従って、小規模の湾の中心付近に位置する B においては、B より外側に位置する C 地点よりも、地下水湧出量が大きくなると考えられる。実測湧出量の空間分布には限りがあるが、Table 1 は河川が存在と地下水流出に対する湾の湾曲性の影響を示しているものと考えられる。

8. 安倍川流域の水収支

地下水流出を含む、流域スケールでの水収支は以下のように表される。

$$P = Et + Ds + Dg + dS \quad (3)$$

ここで P は降水量を、Et は蒸発散量を、Ds は河川流出量を、Dg は地下水流出量を、dS は貯留量の変化をそれぞれ示す。長い期間 (例えば年間) を考えるのであれば、dS の影響は小さくなり、通常、無視しても良いものとされている。従って、Dg の評価を行うためには、安倍川流域の降水量、蒸発散量、表面流出量を知る必要がある。

Table 2 に安倍川流域における各地点での気象・水文データが記録されている 1994 年から 2003 年までの 10 年間の、降水量、蒸発散量、河川流出量の年間量を示す。ここで降水量は、Fig. 1 中の 3 つの気象観測所 (M2, M3, M4) で測定された結果を用いて、流域内で各観測所が対象とする面積比を考慮し (安倍川流域面積 = 567 km², M2 の対象面積 = 209 km², M3 の対象面積 = 279 km², M4 の対象面積 = 79 km²)、流域全体での値を求めた。蒸発散量は、Fig. 1 中の 2 つの気象観測所 (M1, M4) で測定された気温の結果よりソーンズウェイト法を用いて蒸発散量を算出し、降水量と同様に面積比を考慮して (M1 の対象面積 = 327 km², M4 の対象面積 = 240 km²) 流域全体の値を求めた。表面流出量は、Fig. 1 中の R 地点で測定された結果を用いた。それらの結果より水収支法を行い、地下水流出量を評価したところ、例えば 2000 年の結果では 779.28×10^6 m³/y、また 1995 年の結果では -87.55×10^6 m³/y と大きな差がある。

この差が生じる原因としては、気象観測所の面積比の振り分け、蒸発散量推定法の持つエラーが考えられるが、最も大きな要因としては 3 式中の dS (貯留量

Table 1 Spatial distribution of SGD in the Suruga bay.

Point	SGD (m/sec)
A・A'	$2.30 \times 10^{-6} \sim 1.80 \times 10^{-5}$
B	1.20×10^{-6}
C	4.70×10^{-7}
D	6.10×10^{-7}

Table 2 Parameters of water balance of the Abe river basin.

Year	Precipitation ($\times 10^6 \text{m}^3/\text{year}$)	Evapotranspiration ($\times 10^6 \text{m}^3/\text{year}$)	Surface discharge ($\times 10^6 \text{m}^3/\text{year}$)	Groundwater discharge ($\times 10^6 \text{m}^3/\text{year}$)
1994	1119.97	446.76	576.71	96.51
1995	1126.65	425.20	789.01	-87.55
1996	1251.70	416.14	-	-
1997	1404.60	431.69	-	-
1998	2540.70	452.90	-	-
1999	1649.96	439.45	-	-
2000	1751.90	435.33	537.30	779.28
2001	1525.13	435.92	857.81	231.40
2002	1359.03	437.96	-	-
2003	1992.69	425.25	-	-
Average	1572.23	434.66	690.21	447.37

の変化)の影響が考えられる。一般に、年間の水収支のように長い期間であれば、この貯留量の変化はあまり影響しないものと考えられているものの、本研究での水収支法の結果では、地下水流出量は負の値を示している年もあり、これは貯留量の変化の影響を示しているものと考えられる。しかしながら、対象とする期間が長ければ、この貯留量の変化の影響は小さくなり、正確な評価に繋がるものと考えられる。従って、各パラメータの10年間の平均値を用いて、水収支法を行い、地下水流出量を評価したところ、地下水流出量は $447.37 \times 10^6 \text{m}^3/\text{y}$ という結果が得られた。

Fig. 10は安倍川流域の水収支を示す。河川流出量と地下水流出を合わせた陸域から海洋への全流出量に占める地下水流出の割合は39%である。Taniguchi *et al.* (2002)の地下水流出のレビューによれば、全球レベルでの海洋への全流出に占めるSGDの割合は10~31%と見積もられており、本研究の結果はその値よりも大きいという結果が得られた。これは安倍川流域が高い地形勾配を持つことと、透水性の良い砂礫層で構成されていることによるものと考えられる。

9. おわりに

海底地下水湧出量計による直接測定と水収支法を用いて、駿河湾において地下水流出の定量的評価を行った。海底からの地下水湧出を直接測定した結果、湧出量は $4.70 \times 10^{-7} \sim 1.80 \times 10^{-5} \text{m}/\text{sec}$ の範囲であるという結果が得られた。流域スケールでの水収支法から、流域の全流出量に占める地下水流出の割合を評価した結果、39%が陸域起源の地下水流出であることが明らかになった。また、陸域と海洋の相互作用のプロセス

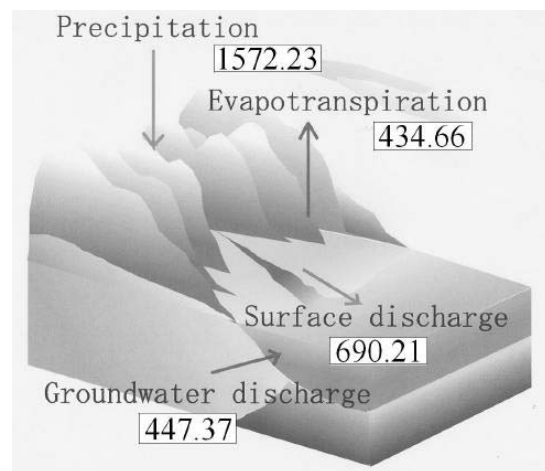


Fig. 10 Water balance of the Abe river basin ($\times 10^6 \text{m}^3/\text{y}$).

が、湧出量の連続測定、水理水頭、地下の比抵抗測定、湧出水の電気伝導度測定より明らかになった。塩淡水境界の変動を観測するため比抵抗測定を行った結果、潮汐と対応する半日周期の変化が確認された。湧出量の測定結果に周期解析を行った結果、海岸に近い地点A地点での測定結果には地下水位の変化との相関が、A地点においては海水面の変化との相関が見られた。従って塩淡水境界の変動と湧出量の変化には密接な関係があるものと考えられる。湧出水の電気伝導度測定により、湧出水に含まれる陸域成分の割合は9%程度であることが明らかになった。安倍川河口付近の湧出量は、河口から離れた他の地点の湧出量よりも小さいことが明らかになった。今後、さらなる調査結果が必要であるが、今回の結果は河川の影響と湾の湾曲性が、地下水流出に影響を与えているもの

であると考えられる。

謝 辞

静岡大学の衛藤英男先生，熊本大学の嶋田純先生，東京大学の徳永朋祥先生，蒲生俊敬先生には野外観測の際に多大なご支援を頂きました。地球科学研究所の浅井氏，川嶋氏，長谷川氏，用宗フィッシャリーナの尾崎氏には測器の設置に多大なるご協力を頂きました。また，上述の徳永朋祥先生，富山大学の張勁先生には本論文の査読を通して有益な助言を頂きました。ここに感謝の意を表します。なお，本研究の一部は，科学研究費補助金・基盤研究 A 10480126「海底湧出地下水の起源と物質負荷量の解明」(代表：谷口真人)を用いて行った。記して感謝します。

参考文献

- Belanger, T. V. and Walker, R. B. (1990) Ground water seepage in the Indian River Lagoon, Florida, paper presented at International Symposium on Tropical Hydrology and Fourth Caribbean Island Water Resources Congress, Am. Water Resour. Assoc., San Nuan, PR June 25 29.
- Burnett, W. C., Bokuniewicz, H., Huettle, M., Moore, W. S. and Taniguchi, M. (2003) Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry* **66**, 3 33.
- Cherkauer, D. S. and McKereghan, P. F. (1991) Ground-water discharge to lakes: Focusing in embayments. *Ground Water* **29**, 72 80.
- Thorntwaite, C. W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geograph. Rev.* **38**, 55 94.
- Gallagher, D. L., Dietrich, A. M., Reay, W. G., Hayes, M. C. and Simmons, G. M., Jr. (1996) Ground water discharge of agricultural pesticides and nutrients to estuarine surfacewater. *GWMMR Winter* 118 129.
- Hussain, N., Church, T. M. and Kim, G. (1999) Use of ^{222}Rn and ^{226}Ra to trace groundwater discharge into the Chesapeake Bay. *Mar. Chem.* **65**, 127 134.
- Kim, G. and Hwang, D. W. (2002) Tidal pumping of groundwater into the coastal ocean revealed from submarine Rn-222 and CH₄ monitoring. *Geophys. Res. Lett.* **29**
- Lee, D. R. (1977) A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnol. Oceanogr.* **22**, 140 147.
- Li, L., Barry, D. A., Stagnitti, F. and Parlange, J.-Y. (1999) Submarine groundwater discharge and associated chemical input to a coastal sea. *Water Resour. Res.* **35**, 3253 3259.
- 丸井敦尚，林武司，内田洋平 (1999) 千葉県蓮沼海浜公園における地下水流動と塩水・淡水境界に関する研究 その3；海底湧出地下水調査．地質ニュース，**540**，45 48．
- Paulsen, R. J., Smith, C. F., O'Rourke, D. and Wong, T. (2001) Development and evaluation of an ultrasonic ground water seepage meter. *Ground Water* **39**, 904 911.
- Rosenberry, D. O. and Morin, R. H. (2004) Use of an electricmagnetic seepage meter to investigate temporal variability in lake seepage. *Ground Water* **42** (1), 68 77.
- 嶋田純，渡辺啓介，谷口真人，宮岡邦任，小野寺真一 (2003) 高密度比抵抗法を利用した海岸付近における潮汐変化に伴う塩淡境界面の変動の実態把握．日本地下水学会春季講演会予稿集，78 81．
- 田口雄作，藤井敬三 (1995) 静岡平野の地下水のあり方．日本水文科学会誌，**25**，43 50．
- 谷口真人 (1992) 自記地下水漏出量計の開発とびわ湖々底での適用．日本水文科学会誌，**22**，67 74．
- Taniguchi, M. and Fukuo, Y. (1996) An effect of seiche on groundwater seepage rate into Lake Biwa, Japan. *Water Resour Res.* **32**, 333 338.
- Taniguchi, M. and Iwakawa, H. (2001) Measurements of submarine groundwater discharge rates by a continuous heat-type automated seepage meter in Osaka Bay, Japan. *J Groundwater Hydrol.* **43** (4), 271 277.
- Taniguchi, M. (2002) Tidal effects on submarine groundwater discharge. Into the ocean, *Geophys. Res. Lett.* **29** (12), 10.1029/2002 GL 014987.
- Taniguchi, M., Burnett, W. C., Cable, J. E. and Turner, J. V. (2002) Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrol. Process.* **16**,

- 2115-2129.
- 土隆一 (1976) 静岡・清水平野とその周辺の地形・地質. 静岡商工会議所『静岡・清水平野の地質』地質図説明書 改訂版, 1-18.
- 唐心強, 大年邦雄, 藤原拓, 石井将幸, 岡太郎 (2000) 海岸帯水層における淡塩境界面の変動と電気探査による境界面の推定に関する研究. 地下水学会誌, **42**(3), 223-233.
- 矢沢大二, 戸谷洋, 貝塚爽平編 (1971) 『扇状地 地域的特性』. 古今書院, 318.
- Zimmermann, C. F., Montgomery, J. R. and Carlson, P. R. (1985) Variability of dissolved reactive phosphate flux rates in nearshore estuarine sediments: Effects of groundwater, *Estuaries* **8**, 228-236.