

富山湾の水塊構造と 河川水・沿岸海底湧水による淡水フラックス

八 田 真理子*・張 勁*†・佐 竹 洋*
石 坂 丞 二**・中 口 讓***

(2004年10月23日受付, 2005年6月17日受理)

Water mass structure and fresh water fluxes (riverine and SGD's) into Toyama Bay

Mariko HATTA*, Jing ZHANG*†, Hiroshi SATAKE*,
Joji ISHIZAKA** and Yuzuru NAKAGUCHI***

- * Faculty of Science, Toyama University
3190 Gofuku, Toyama 930-8555, Japan
** Faculty of Fisheries, Nagasaki University
1-14 Bunkyou-machi, Nagasaki 852-8521, Japan
*** Faculty of Science and Technology, Kinki University
3-4-1 Kowakae, Higasi-Osaka 577-8502, Japan
† Corresponding author (jzhang@sci.toyama-u.ac.jp)

In Toyama prefecture, because of the steep slope from the mountains to the coast coupled with high precipitation, a large volume of river water flows into Toyama bay, and the submarine groundwater discharge (SGD) ranges widely on the steep continental shelf. However, the substance budget and its impacts to the coastal environment have not been previously studied. The purpose of this study is to clarify the water mass structure of Toyama bay and to estimate the fluxes of freshwater and its nutrients by using a box model.

Using the T-S diagram it is clear that Toyama bay water is made up of coastal surface water, Tsushima Warm Current (TWC) water and deep water (Japan Sea Proper Water). It demonstrates that the upper 200 m (Toyama Bay Shallow Water) is composed of high salinity water (TWC) and low salinity water derived from freshwater. The freshwater flux was calculated with a box model of the shallow water. The maximum SGD flux ($2.3 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ month}^{-1}$) was about 25% of the river water flux ($9.1 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ month}^{-1}$). And the nutrient fluxes via the SGD path were 55% (PO_4^{3-}) and 133% ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$) of the river values. Furthermore the possibility was suggested from the N to P cocentration ratios that SGD entered the Toyama bay water colum primarily in the depth range of ~100-180 m.

Key words: Freshwater, Submarine groundwater discharge, Water mass, Nutrients, Toyama Bay

* 富山大学理学部
〒930 8555 富山市五福3190
** 長崎大学水産学部
〒852 8521 長崎市文教町1 14
*** 近畿大学理工学部
〒577 8502 大阪府東大阪市小若江3 4 1
† 連絡先 (jzhang@sci.toyama-u.ac.jp)

1. はじめに

富山湾(能登半島七尾湾口の観音崎と富山・新潟県境を結んだ線を境界とする)は, 本州日本海側のほぼ中央部に位置し, 能登半島の南東側にある外洋性内湾である。さらに, 表面積960 km², 容積541 km³, 最大水深1,114 mの日本三大深海湾のひとつであり, 湾床

には日本海固有水が流れ込んでいる(今村ほか, 1985)。また, 富山湾上層には能登半島沿いに対馬暖流水が流入し, 湾西部から湾内を反時計回りに流動する。その流動状況は, 季節的に変動することが指摘されている(今村ほか, 1985)。一方富山湾の背後は山岳から海岸までの傾斜が大きく, かつ年間降水量が大きいため, 多くの河川水が湾内に流入する。さらに, 富山湾には, 淡水性海底湧水が大陸棚に広く存在することも報告されている(Fujii *et al.*, 1986; 張・佐竹, 2001; Zhang and Satake, 2003)。これらの淡水は, 湾内の物質循環を考える上で重要である。

本研究は, 富山湾および日本海において水温と塩分を観測し, 富山湾の水塊構造を明らかにするとともに, 湾内に流入する河川水および海底湧水等の淡水と栄養塩フラックスを, ボックスモデルにより算出することを目的とする。

2. 試料採取および分析方法

2.1 観測海域および試料採取

調査は, 2003年6月23日と24日に, 長崎大学練習船「鶴洋丸」によって行った。富山湾内および富山湾外海域にA~Fの5測線を設け, 富山湾内17測点, 富山湾外8測点において観測および採水を行った。また, 2003年7月10日に, 東京大学海洋研究所研究船「淡青丸」(KT 03 09次航海)により, 富山湾内2測点および日本海(佐渡島沖)1測点において観測および採水を行った。観測点の詳細をFig. 1およびTable 1に示した。表層水採取にはポリエチレン製のバケツを用いた。それ以外の観測および採水には, CTDシステムとニスキン採水器を用いた。船上では溶存酸素濃度の定量を行い, 塩分および栄養塩濃度は, 分析項目ごとに試料を分取して, 研究室に持ち帰り定量を行った。

2.2 分析方法

塩分測定には, PORTASAL 8410 A (Guildline Instruments社製)を用いた。降水, 河川水, 海底湧水の電気伝導度は, Twin Cond B 173 (堀場社製)を用いて測定した。栄養塩類(ケイ酸塩 $\text{SiO}_2\text{-Si}$, 亜硝酸 $\text{NO}_2^-\text{-N}$, 硝酸 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ およびリン酸 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$)は, AACS (BRAN+LUEBBE社製, 4チャンネル型)を用いて定量した。 $\text{SiO}_2\text{-Si}$ はモリブデンイエロー吸光光度法, $\text{NO}_2^-\text{-N}$ はナフチルエチレンジアミン吸光光度法, $\text{NO}_3^-\text{-N}$ は前処理としてカドミウム・銅カラム還元法により $\text{NO}_2^-\text{-N}$ として定量した。 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$

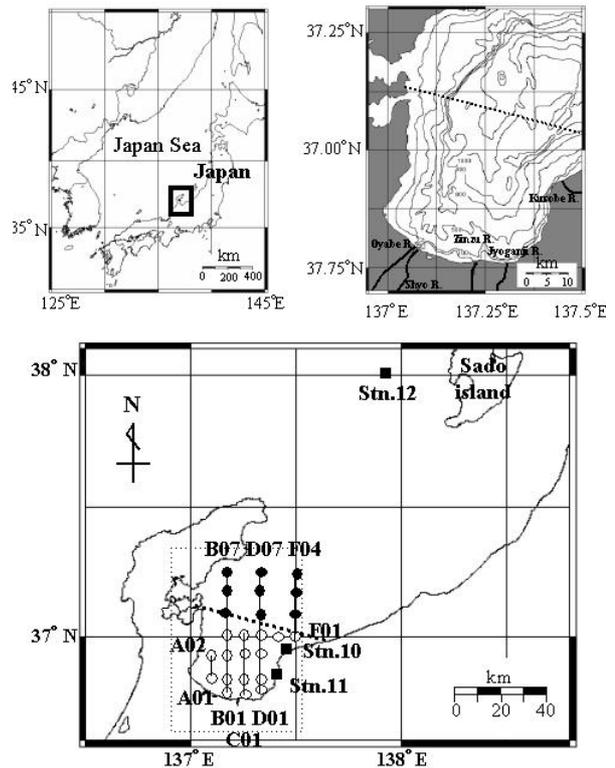


Fig. 1 Sampling locations in Toyama bay. Circles show the sampling stations (from A to F lines) by R/V Kakuyo Maru. Open circles show the stations located in Toyama bay and solid circles show the stations located out of the bay. Solid squares show the sampling stations (Stn. 10, Stn. 11, Stn. 12) by R/V Tansei Maru. The line shows the boundary of the Toyama bay.

は, アスコルビン酸還元モリブデンブルー吸光光度法によって定量した。それぞれの検出限界は, $\text{SiO}_2\text{-Si}$: $1 \mu\text{M}$, $\text{NO}_3^-\text{-N}$: $0.1 \mu\text{M}$, $\text{NO}_2^-\text{-N}$ と $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$: $0.01 \mu\text{M}$ である。

3. 結果および考察

3.1 富山湾の水塊構造

3.1.1 T-S ダイアグラムによる水塊の特徴 T-S ダイアグラム (Temperature-Salinity diagram) を「鶴洋丸」のCTD観測結果から作成した (Fig. 2)。塩分は水深200mを境に上層と下層で異なり, 200m以深では一定 (34.068 ± 0.008 psu) であった。このことは, 水温が低く, 塩分が一定な日本海固有水 (Nitani, 1972) が富山湾の200m以深に存在することを示している。また, 200m以浅では, 能登半島東

部海域の塩分が34.4 psu に達することから、対馬暖流系水の影響を受けていることがわかる。200 m 以浅を水深25 m, 50 m, 100 m で区分すると、T-S ダイアグラム上の各点は、塩分に関して幅広く分布を示して

いる。特に、水深25 m 以浅の塩分は33.5 psu まで低下しており、ごく浅い層の海水は河川水や海底湧水の影響を強く受けていることが示唆される。

3.1.2 水温および塩分の平均値からみる水塊流動

富山湾内の水塊特徴、水平分布およびその流動状況をより詳細に評価するために、200 m 以浅を上層：富山湾浅層水、200 m 以深を下層の2層に分け、それぞれの水温・塩分の平均値を算出した (Fig. 3)。

上層の水温 (Fig. 3(a)) および塩分 (Fig. 3(b)) は、能登半島沿いと湾中央の測点において高い値 (13.0℃ 以上, 34.15 psu 以上) を示している。また富山湾口境界付近および湾内の水温と塩分は、東経 137°25' を境とすると、東部 (13.0℃ 以下, 34.15 psu 以下) が西部 (13.0℃ 以上, 34.15 psu 以上) よりも低い値を示した。

このことから、富山湾の西部海域上層は日本海と同様、対馬暖流水の影響を強く受けており、この高温・高塩分である対馬暖流水が反時計回りに能登半島に沿って富山湾内に流入し、沿岸に沿うように流動していることを示している。一方、富山湾東部は富山湾西部および富山湾外海域より温度 (13℃ 以下) と塩分 (34.15 psu 以下) とともに低く、富山湾内に流入した対馬暖流水と湾東部に起源する低温・低塩分水との混合が考えられる。

下層においては、水温 (Fig. 3(c)) および (Fig. 3(d)) が湾中央部で高く、沿岸域に近づくにつれて低い。日本海固有水は低温かつ低塩分であることが知ら

Table 1 Sampling stations and the bottom depth.

Date		Lat. N	Long. E	Depth (m)
June 23, 2003	A01 ¹⁾	36° 50.10'	137° 5.01'	418
	A02 ¹⁾	36° 55.00'	137° 5.09'	472
	B01 ¹⁾	36° 48.52'	137° 10.09'	416
	B02 ¹⁾	36° 49.95'	137° 10.24'	471
	B03 ¹⁾	36° 54.96'	137° 10.02'	858
	B04 ¹⁾	37° 0.04'	137° 10.12'	1038
	B05 ²⁾	37° 4.98'	137° 10.08'	1016
	B06 ²⁾	37° 10.04'	137° 9.98'	385
June 24, 2003	B07 ²⁾	37° 15.17'	137° 9.95'	105
	C01 ¹⁾	36° 47.57'	137° 15.04'	67
	C02 ¹⁾	36° 49.97'	137° 15.12'	457
	C03 ¹⁾	36° 55.00'	137° 15.08'	960
	C04 ¹⁾	36° 59.90'	137° 15.01'	1080
	D01 ¹⁾	36° 47.48'	137° 20.08'	188
	D02 ¹⁾	36° 50.03'	137° 20.00'	666
	D03 ¹⁾	36° 55.07'	137° 19.93'	903
	D04 ¹⁾	36° 59.93'	137° 20.15'	920
	D05 ²⁾	37° 5.05'	137° 20.17'	1070
	D06 ²⁾	37° 9.98'	137° 19.76'	1223
	D07 ²⁾	37° 14.94'	137° 20.03'	1153
	E01 ¹⁾	36° 60.00'	137° 25.07'	800
	F01 ¹⁾	37° 0.06'	137° 30.11'	400
	F02 ^{2)*}	37° 50.5'	137° 29.88'	1097
	F03 ^{2)*}	37° 9.97'	137° 30.04'	1190
	F04 ^{2)*}	37° 14.89'	137° 30.12'	1110
July 10, 2003	Stn.10 ¹⁾	36° 57.75'	137° 27.62'	199
	Stn.11 ¹⁾	36° 50.60'	137° 23.23'	242
	Stn.12 ²⁾	38° 0.57'	137° 57.12'	1794

¹⁾ Toyama Bay ²⁾ Outer Toyama bay ³⁾ Japan Sea
*CTD observation only

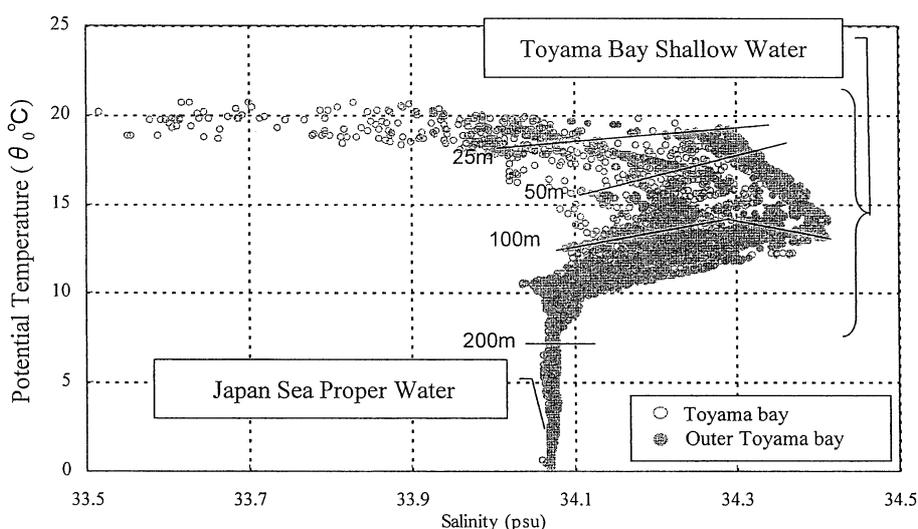


Fig. 2 Potential temperature and salinity diagram in Toyama bay. Open circles show the data of Toyama bay. Solid circles show the data of outer bay.

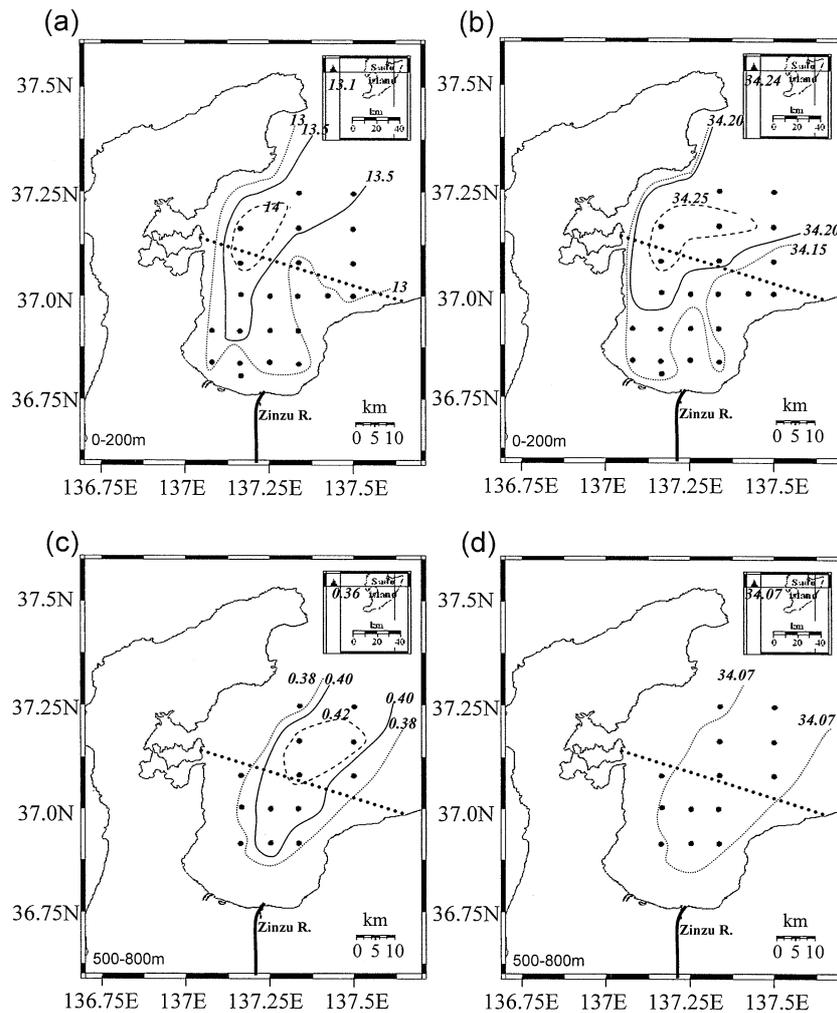


Fig. 3 The horizontal distribution of the average of temperature (a) (c) and salinity (b) (d). (a) and (b) show Toyama Bay Shallow Water (0-200 m). (c) and (d) show the deep water.

れており (Nitani, 1972), 富山湾内において日本海固有水が外洋 (日本海) と常に交換していると仮定すると, 水温および塩分が外洋と同値となるはずである。Fig. 3 (c) から沿岸部の水温 (0.38°C) は外洋 (0.36°C) とほぼ同等であり, また過去の直接測流の流向 (山田・木谷, 1994) から, 富山湾西部から流入した日本海深層水が, 沿岸の海底地形に沿うように流動していると考えられ, 沿岸域の下層水は外洋の影響を受けていることがわかる。しかし, 富山湾中央部の水温 (0.42°C) は外洋よりも高く, 外洋との海水交換が活発でないことを示唆している。

3.2 富山湾浅層の低塩分水とその形成メカニズム

Fig. 3 (a) および (b) より, 200 m 以浅の富山湾東部には, 低温・低塩分水の存在が明らかとなった。また,

Fig. 2 の水深 50 m 以浅の塩分に関して幅広い分布をとることから, いくつかの異なった起源水が混合したものであるとわかる。これらの起源として, 富山湾への降水, 湾内へ流入する河川水, 海底湧水が考えられる。富山湾浅層水よりも塩分が低い日本海固有水も起源のひとつとして挙げられるが, 富山湾の密度躍層が水深 200 m 以深に存在するため, ここでは日本海固有水の影響を考慮しない。

榎根 (2004) は熱赤外線画像により, 神通川等の河川水が湾中央まで流入し, 対馬暖流水の流れの影響により湾東部方向へ向きを変えて広く分布していることを指摘している。また, 富山湾東部の片貝川扇状地沖および黒部川扇状地沖には, 淡水性海底湧水が存在していることが報告されている (張・佐竹, 2002)。以

上のことから、富山湾浅層水の低塩分水（特に湾の東部）は、湾内へ流入した対馬暖流水と降水、河川水および海底湧水の混合により形成されたと考えられる。

2.3 富山湾浅層水の物質と淡水収支

富山湾浅層水における6月の物質収支（水収支、塩分収支）をモデル化し、富山湾浅層へ流入する淡水の寄与量を算出する。富山湾浅層水をボックスと仮定し、この水塊へ流入するファクター（V: 体積, S: 塩分）を定義した。富山湾浅層水の水収支、塩分収支の式は、

$$V_P + V_R + V_{SGD} + V_{Ti} = V_E + V_D \tag{1}$$

$$\begin{aligned} & (S_P V_P + S_R V_R + S_{SGD} V_{SGD} + S_{Ti} V_{Ti} + S_{AV} V_{AV} - S_E V_E - S_D V_D) \\ & (V_P + V_R + V_{SGD} + V_{Ti} + V_{AV} - V_E) = S_{AV} \end{aligned} \tag{2}$$

である。塩分の鉛直拡散については、水平方向の移流量が大きいため無視した。

インプットとして、降水 (V_P, S_P)、河川 (V_R, S_R)、海底湧水 (V_{SGD}, S_{SGD}) および対馬暖流水 (V_{Ti}, S_{Ti}) がある。一方、アウトプットとして、蒸発 (V_E, S_E) と、変質した対馬暖流水（湾内に流入した対馬暖流水と低塩分水との混合水）の湾外への移動分 (V_D, S_D) である (Fig. 4)。また、富山湾浅層水は V_{AV}, S_{AV} と定義した。

3.3.1 水収支 式(1)における、水収支の各体積（インプット：対馬暖流水量、降水量、河川水量、海底湧水量；アウトプット：蒸発量）を求める。

インプットである富山湾内へ流入する対馬暖流水量 (V_{Ti}) は、1983年から1992年の季節別対馬暖流水量（萩原, 1993）から平均データを算出し、5.2 × 10¹¹ m³month⁻¹とした。富山湾への総降水量 (V_P) は、気象庁富山気象台における1994年～2003年の6月の平均降水量6.0 mm day⁻¹および富山湾表面積960 km²から、1.7 × 10⁸ m³month⁻¹とした。富山湾へ流入する河川水量 (V_R) は富山県の河川水量の合計値を用いた。富山県5大河川（黒部川、常願寺川、神通川、庄川、小矢部川）の河川水量は河川水全体量に対して全体の約65%を占めており（富山湾水質保全研究会, 2001）、1986年～1998年の6月の5大河川平均流入量は5.9 × 10⁸ m³month⁻¹（富山湾水質保全研究会, 2001）であり、富山湾に流入する全河川水量は9.1 × 10⁸ m³month⁻¹と見積もった。一方アウトプットである富山湾の蒸発量 (V_E) は、単位面積あたりの蒸発量 e (mm day⁻¹) から算出する。計算式 (Yanagi, 1997) は、

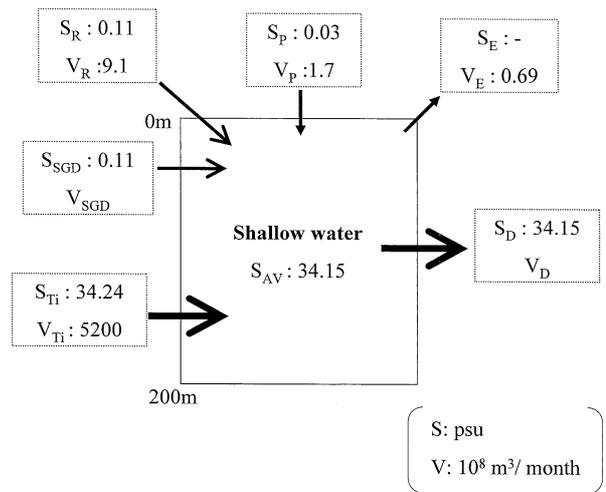


Fig. 4 Box model of salinity (psu) and water budgets (10⁸ m³/year) in Toyama Bay Shallow Water.

$$e = k (E_s - E_a) W \tag{3}$$

である。ここで、k は蒸発係数 (= 0.17 mm day⁻¹ hPa sec m⁻¹) である (石崎・斎藤, 1978)。W (ms⁻¹) は海面の風速を示し、E_s は海面飽和水蒸気圧 (hPa)、E_a は大気水蒸気圧 (hPa) を示す。E_s と E_a は次式を用いて算出する。

$$E_s = 6.11 \times \exp(19.836 - 5419.285 / (T + 273.15)) \tag{4}$$

$$E_a = E_s \times Hu / 100 \tag{5}$$

ここでの T は平均気温 (°C)、Hu は相対湿度 (%) を示す。富山湾の6月の蒸発量 e は、式(3)(4)(5)に W = 2.6 ms⁻¹, T = 21.0 °C, Hu = 78.2 (%) (気象庁, 1986年から1998年の平均値) を代入すると 2.4 mm day⁻¹ となり、総蒸発量 (V_E) は 0.69 × 10⁸ m³month⁻¹ となった。

3.3.2 塩分収支 インプットの塩分は、富山県の降水 (31 μS/cm)、河川水 (130 μS/cm)、および海底湧水 (130 μS/cm) の電気伝導度から算出した (S_P = 0.03, S_R = 0.11, S_{SGD} = 0.11)。また、2003年の観測点 B 04, B 05, B 06, D 06, D 07, F 04 (Fig. 1) の水深200 m 以浅の平均値から対馬暖流水の塩分は S_{Ti} = 34.241 34.24 となり、観測点 A 01, A 02, B 01, B 02, B 03, C 01, C 02, C 03, C 04, D 01, D 02, D 03, D 04, E 01, F 01 の水深200 m 以浅の平均から富山湾浅層水は S_{AV} = 34.149 34.15 となった。この値は、1987年～1998年における塩分の平均値、対馬暖流

水 ($S_{Ti} = 34.24$) と富山湾浅層水 ($S_{AV} = 34.15$) の塩分と一致した。一方、アウトプットの塩分は、蒸発水 $S_E = 0$, 湾外への移動水は $S_D = S_{AV} = 34.15$ とした。

3.3.3 富山湾浅層水への海底湧水出量 水収支と塩分収支から求めた富山湾へ流入する海底湧水出量は、 $2.3 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ month}^{-1}$, 変質した対馬暖流水の湾外への移動分は $5.6 \times 10^{11} \text{ m}^3 \text{ month}^{-1}$ であるとわかった (Table 2) 。また、海底湧水流出量は河川水量 $9.1 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ month}^{-1}$ の最大約4分の1 (最大25%) であった (Table 3) 。この値と富山県における地下水の水収支の計算結果 (地下涵養量から地下水利用量を差し引いた値の河川水に対する割合28.8% : 伊藤・藤井, 1993) は、ほぼ一致した。

3.3.4 急潮の影響 本観測時の富山湾浅層水は、台風により発生した急潮 (流速が通常の2倍以上、流向が激変) の影響を強く受けたと考えられ、今回の観測に基づく対馬暖流水の湾内への流入する速度および流入量は、通常とは異なっているとの指摘を受けた (千手私信) 。そこで、今回のボックスモデルでは、1983年~1992年の季節別対馬暖流水流量を、平均値として用いた。

また、塩分に関して、湾内の対馬暖流水の分布が、通常とは異なることも考えられたが、前述したように

Table 2 Data set using for the Box model.

	Volume ($10^8 \text{ m}^3 / \text{month}$)	Salinity (psu)
*TWC	5200	34.24
**SGD	2.25	0.11
River	9.10	0.11
Precipitation	1.70	0.03
Evaporation	0.69	
Discharge	5600	34.15
Toyama Bay Average		34.15

*TWC: Tsushima Warm Current

**SGD: Submarine Grandwater Discharge

Table 3 The calculation result by the box model.

Input to Toyama Bay ($10^8 \text{ m}^3 / \text{month}$)			Output from Toyama Bay ($10^8 \text{ m}^3 / \text{month}$)	SGD/River (%)
*TWC	River	**SGD		
5200	9.10	2.25	5640	25

1987年~1998年に観測された塩分平均値と2003年の平均値が一致したため、富山湾浅層水の塩分平均値に対する急潮の影響はないと判断した。

3.3.5 富山湾浅層水への海底湧水による栄養塩供給 先に求めた富山湾の水収支から、富山湾内への淡水による溶存態栄養塩の供給量を見積もった。本研究では、黒部川 ($\text{PO}_4^{3-} : 0.09 \mu \text{ mol/L}$, $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^- : 13 \mu \text{ mol/L}$; 小山ほか, 2003) と黒部扇状地沖海底湧水 ($\text{PO}_4^{3-} : 0.20 \mu \text{ mol/L}$, $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^- : 70 \mu \text{ mol/L}$; 小山ほか, 2003) の値を、富山湾へ流入するリンと窒素濃度の代表値として計算した。河川水によって供給される溶存態 $\text{PO}_4^{3-} \text{-P}$ のフラックスは、 $7.8 \text{ kg month}^{-1}$, 溶存態 $\text{NO}_2^- \text{-N} + \text{NO}_3^- \text{-N}$ のフラックスは $639 \text{ kg month}^{-1}$, 海底湧水による $\text{PO}_4^{3-} \text{-P}$ のフラックスは $4.3 \text{ kg month}^{-1}$, 溶存態 $\text{NO}_2^- \text{-N} + \text{NO}_3^- \text{-N}$ のフラックスは $851 \text{ kg month}^{-1}$ と見積もられた (Table 4) 。以上のことから、海底湧水による供給量は、 $\text{PO}_4^{3-} \text{-P}$ は河川水の55% , $\text{NO}_2^- \text{-N} + \text{NO}_3^- \text{-N}$ は河川水の133%であった。

Fig. 5より、 $\text{NO}_2^- \text{-N} + \text{NO}_3^- \text{-N}$ と $\text{PO}_4^{3-} \text{-P}$ の濃度比 (N/P比) は、水深50~200 mの日本海、対馬暖流水および湾西部において15以下であることに対し、富山湾東部 (特にD01, F01) においては、高い値 (16~22) を示した。一方、黒部扇状地沖海底湧水のN/P比は350と高く (小山ほか, 2003) , 湾東部における高いN/P比が海底湧水の影響だと考えられる。さらに、D01とF01の高N/P比 (16~22) は水深100~180 mにまで及んでいることから、この深さにおいても海底湧水出の可能性が考えられる。

以上のように、淡水および栄養塩フラックスは、夏季 (6月) のみの観測により求められた。今後、前節で上述した急潮のような突発的な現象を考慮したボックスモデルの構築が求められる。また、近年懸念されている窒素汚染の影響評価および沿岸生態系への影響について、より精度の高い物質収支モデルが要求され

Table 4 The result of nutrient fluxes.

	Concentration ($\mu \text{ mol/L}$)		Nutrient fluxes (kg/month)		SGD/River (%)
	River	SGD	River	SGD	
PO_4^{3-}	0.09	0.2	7.8	4.3	55%
$\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$	13	70	639	851	133%

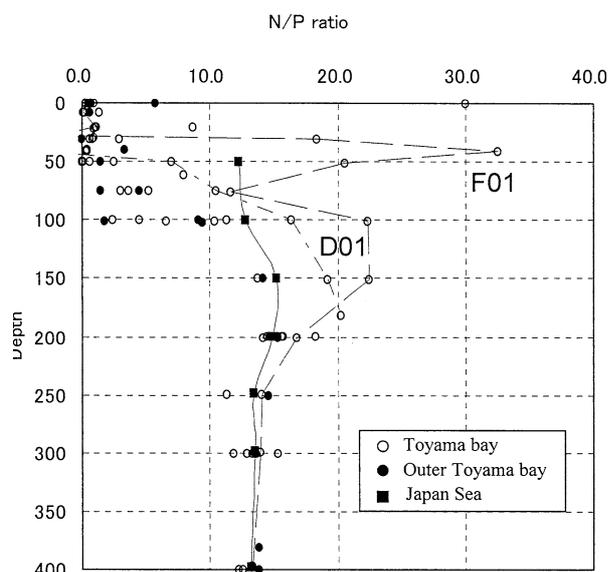


Fig. 5 Vertical profile of the ratio of nitrogen ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$) and phosphate (PO_4^{3-}) concentration. Open circles show the data of Toyama bay and solid circles shows the data of outer bay. Solid diamond shows the data of Japan Sea.

ており、今後季節別の観測に期待したい。

4. ま と め

本研究では、2003年において富山湾内のCTD観測および採水を行った。その成果をまとめて次に示した。

- (1) 富山湾の水塊構造は、沿岸表層水および対馬暖流系水、深層水（日本海固有水）の3層構造にわけることができる。
- (2) 水深200 m以浅（上層）は、高塩分な対馬暖流系水と淡水（降水、河川水、海底湧水）の影響を受けている。
- (3) 海底湧水の湧出量は、富山湾の浅層ボックスモデルを用いて算出した結果、 $2.3 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ month}^{-1}$ であり、河川水流入量に対して最大25%であった。
- (3) 海底湧水の溶存態栄養供給量について、リンは河川水の55%、窒素は河川水の133%であった。
- (4) 窒素とリンの濃度比の鉛直分布から、湾東部では水深100~180 mでも海底湧水が湧出している可能性があった。

以上のことから、富山湾の溶存態栄養塩の供給源として、今までに認識されていた河川水に加え、海底湧

水も重要であることがわかった。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、長崎大学・水産学部「鶴洋丸」船長、乗組員の皆様、また東京大学・海洋研究所「淡青丸」船長、乗組員の皆様には、大変お世話になりました。また、富山湾の流速及び地衡流について、たくさんの助言を頂きました九州大学応用力学研究所の千手智晴助教授、初稿に目を通していただき、貴重なご意見を頂きました熊本大学理学部嶋田純教授と、査読者（匿名）、富山大学田中晋名誉教授に深く感謝致します。栄養塩分析では近畿大学大学院化学研究科の三橋康伸氏、沿岸海底湧水の調査にあたり、サンプリングやたくさんの助言を頂きました富山大学小山裕樹氏と、乗船準備等に協力いただいた富山大学理学部化学計測講座学生の皆さんに感謝致します。

本研究は、科学研究補助金「富山湾海底の地下水湧出の実態とその海洋環境における役割の解明」（課題番号14740313）、「沿岸海底湧水機構の海洋環境への影響評価および評価システムの構築」（課題番号16681004）、稲盛財団「富山湾海底からの淡水湧出とその海洋に対する影響評価」、富山県受託研究費「富山湾の海洋科学基礎研究」により行うことができました。厚くお礼申し上げます。

引用文献

- Fujii, S., Nasu, N., Smith, Alec, J., Fujii, N., Mizutani, Y., Shimakura, M., Konishi, K., Igarashi, C., Muramoto, J., Takemura, T., Shimoda, T., Boggs, Jr, Sam., Fujioka, K., Mappa, H., Kawahata, H., Kong, Y. S. and Tanaka, T. (1986) Submerged forest off Nyuzen, Kurobegawa alluvial fan, Toyama Bay, central Japan. *Boreas* 15(4), 265-277.
- 萩原祥信（1993）対馬暖流の富山湾への流量の季節変化について．平成4年度富山県水産試験場研究発表会，9-14．
- 今村明，石森繁樹，川崎賢一（1985）富山湾 物理．日本海洋学会沿岸研究部会編，日本全国沿岸海洋誌，東京大学出版会，990-1000．
- 石崎廣，齋藤実（1978）瀬戸内海における蒸発量について．沿岸海洋研究ノート，16，11-20．
- 伊藤敏昭，藤井昭二（1993）富山堆積盆地の地下水の水収支．富山県地学地理学研究論集，10，3-14．

- 榎根勇 (2004) 黒部市地下水流量等調査業務・報告書, 黒部市, 250.
- 気象庁, 電子閲覧室. <http://www.data.kishou.go.jp/>
- 小山裕樹, 張勁, 鈴木麻衣, 佐竹洋, 成田尚史, 有井康博, 山田浩章, 林清志 (2003) 富山湾海底湧水系の挙動および沿岸環境への影響評価 その1 黒部扇状地沖におけるケーススタディー. 2003年度日本海洋学会秋季大会シンポジウムC, 沿岸海底地下水湧水系と海洋環境への影響評価要旨集.
- Nitani, H. (1972) On the deep and bottom waters in the Japan Sea. In: *Research in Hydrography and Oceanography* (ed. D. Shioji), Hydrographic Department of Japan Maritime Safety Agency, Tokyo 151-201.
- 富山湾水質保全研究会 (2001) 平成12年度富山湾水質保全研究会報告書 富山湾の水質汚濁について, 29.
- 山田東也, 木谷浩三 (1994) 直接測流による富山湾の流動. 日水研報告, 44, 19-30.
- Yanagi, T. (1997) Budget Models in the Coastal Sea. 海の研究, Vol. 6, No. 3, 163-171.
- 張勁, 佐竹洋 (2001) 富山湾における浅瀬および深海の海底湧水. 月刊地球, 23, 852-856.
- 張勁, 佐竹洋 (2002) 富山湾における海底湧水. 海洋と生物, 141, 294-301.
- Zhang, J. and Satake, H. (2003) The chemical characteristics of submarine groundwater seepage in Toyama Bay, Central Japan. In: *Land and Marine Hydrogeology* (eds. M. Taniguchi, K. Wang and T. Gamo), Elsevier, 45-60.