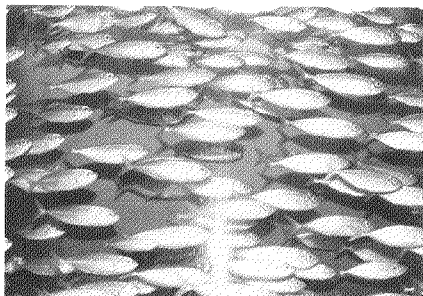


由良川河川水の若狭湾西部海域への流出様式について

原 哲 之
京都大学農学部水産科
上 野 正 博
京都大学農学部水産実験所
和 田 洋 藏
宗 清 正 廣



由良川河川水の海域への流出パターンを高所からの観察と海洋観測によって調べ、海風（海→陸）時と陸風（陸→海）時における濁水域の広がりについて、次のような現象が判った。河口付近で海風が吹いているとき、由良川流軸を横断する形で濁水域が広がり、観測ではこれが低塩分水域としてとらえられ、その出現時間は河川流量と **tidal-prism** との大小関係により決定されていた。陸風のときには、由良川流軸方向に引き伸ばされた形で潮時に関係なく濁水域が広がった。海洋観測の結果によると、河川水は下層の海水を連行加入しながら沖合へ流出していると推察された。

由良川は若狭湾へ流入する最大の河川で、1953～1987年における年平均流量は $36 \text{ m}^3/\text{s}$ である（国立天文台、1989）。河口は若狭湾西部海域（以下では丹後海と呼ぶ）の湾奥部に位置し（Fig. 1）、流出する河川水は丹後海の時潮変動に強い影響を与える（橋本、1973）。また、河口付近はヒラメやクロダイなどの有用魚の稚仔魚の成育場や***定置網やタチウオはえ縄漁などの漁場（宗清・桑原、1983）であり、流出する河川水はこれらの沿岸漁業の漁況の漁場形成にも大きな影響を与えるものと考えられる。したがって、由良川河川水の流出様式を様々な時間スケールについて詳細に記述・整理することは丹後海における漁海況変動機構を明らかにするうえで極めて重要である。

由良川河口域における海況変動については、過去に赤松（1977）が河口付近で海洋観測を行った結果を報告している。赤松（1977）は、2日間にわたる観測を1度行った結果を解析している。しかし、河口付近の海況は河川流量や気象の変動の影響を受けて激しく変動するので、短期間の海洋観測資料だけでは由良川河口付近の海況の変動特性を知ることが難しい。そこで本研究では、横山山頂（標高483 m；Fig. 1）から河口付近の海面観察を繰り返し行い河川水の流出状況に関して観測事例をできるだけ多くするとともに、同時に海洋観測を実施して海洋構造の変動についても検討を加えた。その結果、由良川河川水の流出様式について興味ある知見を得たので報告する。

報告に先立ち、快く資料や情報を提供して下さった近畿地方建設局福知山工事事務所、舞鶴市水道部、同土木事務所、第八管区海上保安本部水路部、舞鶴海洋気象台測候課

*：石田陽司、1987；1986年度京都大学農学部水産学教室卒業論文

**：中村元彦、1984；1983年度京都大学農学部水産学教室卒業論文

の各位に心よりお礼申し上げます。また、由良川河口における潮位観測に快く協力して下さった舞鶴市神崎地区の漁業者の各位にも厚くお礼申し上げます。最後に、調査に協力して頂きました多くの有益な助言を頂いた京都大学農学部水産学教室の歴代の教官・学生の各位にもお礼申し上げます。

材料と方法

海面観察 1986年5～11月の期間に延29日にわたって槇山山頂から河口付近の海面現象のスケッチと写真撮影を実施した。流出河川水により形成される濁水域の広がりを正確にスケッチするにあたって、河川流量、太陽高度、雲量などの条件によってはしばしば海面の濁りの変化をとらえにくくなることも生じた。そこで、流出河川水の外縁に形成される潮目やスリックの位置も記録した。スケッチおよび写真撮影は原則として30分間隔で実施したが、顕著な変化があらわれたときはそのつど行った。なお、1日あたりの平均観察時間は約6時間であった。

海洋観測 海面観察に並行して1986年8月19～20日および9月5日に京都大学農学部水産学教室所属の白浪丸により河口付近の水温・塩分をCSTD（アレック電子製）を用いて測定した。Fig. 1に示すように、河口から底深20m

の海域に至る観測線を設け、測線上に6測点を置いた。観測は測点番号順にStn. 1からStn. 6まで行い、これを1セットとした。1セットの所要時間は約5時間である。8月19～20日には19セット、9月5日には6セット連続して観測した。なお、8月19～20日ではStn. 3を、9月5日ではStn. 1と2を欠測している。また、槇山山上と調査船との間で連絡をとり海面現象と海洋観測の位置的・時間的關係を記録した。

さて、本研究では河川水の流出様式に影響を与える要因として河川流量、潮位変動、風および波に着目して解析した。海面観察実施期間中におけるこれらの変動については、次の資料を収集し用いた。

河川流量 由良川の流量の資料として建設省が発行している流量年表（建設省河川局、1987）を用いた。流量年表には福知山観測所（Fig. 1）における日平均流量が示されているのでこれを河口における由良川の流量とした。福知山の流量観測所における水位変化が河口に到達するのに洪水時で約5時間を要する*。海面観察実施中に洪水はなかったので、福知山における流量変動が河口に伝播するのにかなりの時間を要するとして、観察前日の日平均流量を観察日における河口付近の河川流量（ V_r ）とした。

潮汐 気象庁発行の潮位表（舞鶴海洋気象台、1985）を用いて河口付近の潮位変動を推定した。由良川河口は舞鶴港から約20kmしか離れていないので同港の潮位変動を河口付近のそれとした。

風 海面観察実施時における河口付近の風向を、山上における木々の動揺の様子などの観察結果と気象庁の舞鶴および宮津における日最多風向の記録から推定した。調査船が河口付近にあるときは船上における風向・風力の測定結果も用いた。河口付近の風向は、河口上流から沖合へ向かって吹き出す場合と沖合から河口上流へ吹きこむ場合とに大別される。ここでは前者を陸風、後者を海風と呼んで記録した。

波高 Fig. 1に示すように、河口付近には底深2m以浅となる浅所が存在している。うねりや風波の波高が高いときこの浅所で激しく砕波するので河川水の流出状況に影響する可能性がある。そこで、河口付近の浅所全体で砕波している場合を波が「高い」、砕波していない場合を「低い」として波高の記録とした。

結果および考察

由良川河口付近における海面現象のパターン分類 海面観

*：近畿地方建設局福知山工事事務所より私信

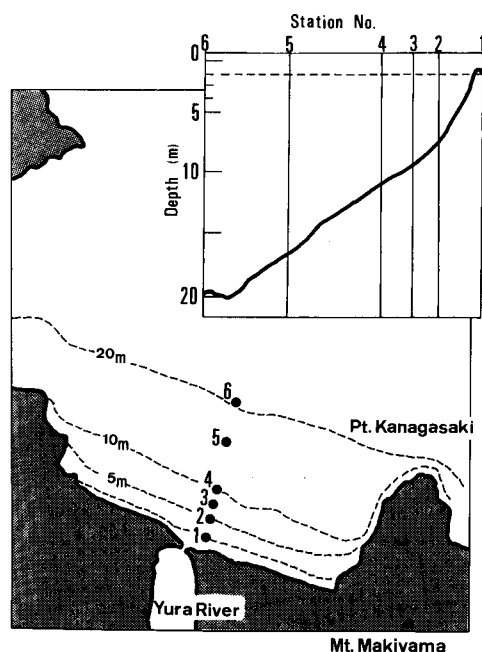


Fig. 1. Map showing the survey area around the river mouth. Closed circles in lower panel show location of hydrographic observation and upper panel shows bottom topography along the observation line.

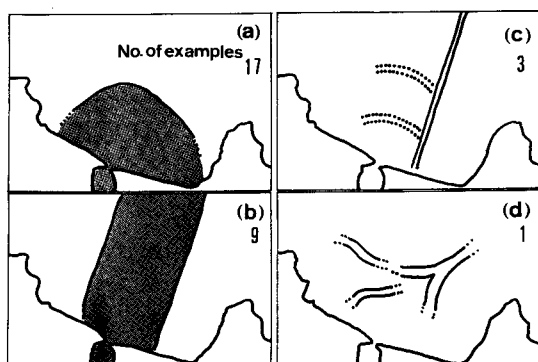


Fig. 2. Four characteristic patterns of sea surface phenomena visually observed at the top of Mt. Makiyama. The areas covered with turbid waters as shown in (a) and (b) are marked by shadow and a slick in (c) and (d) by a pair of lines.

察の結果から、河口付近の海面現象は Fig. 2 に示す 4 つの特徴的なパターンに分類された。なお、延べ 29 日の海面観察を行ったが同一の午前と午後とで異なったパターンが観察されたため観察事例としては 30 例が得られた。

河川水による濁水域が観察されたのは (a) と (b) 型であった。(a) 型では濁水域が由良川流軸を横断する方向に広がった。(a) 型に属する 17 観察例中 7 例で観察開始時点で濁水域が存在せず、観察中にそれが河口から沖合へ広がるのが確認された。(b) 型では濁水域が流軸方向にひきのばされて存在した。9 例が (b) 型に属した。

一方、(c) と (d) 型では濁水域が確認されなかったが、スリックの分布が特徴的であった。(c) 型では、スリックが河口から沖合へ流軸に平行に存在していた。このスリックはしばしば流軸を横断する方向に枝分かれした。また、まれに流軸を横断するスリックが単独で存在した。3 例が (c) 型に属した。(d) 型ではスリック群が不規則に分布していたが、観察事例は 1 例のみであった。

海面現象と風、河川流量、潮汐および波との関係 次に、海面現象の各パターンと河川流量、潮汐、風および波との関連について検討する。

まず、(a) 型の全事例において観察実施中に河口付近では海風が吹いていると推定された。(b) 型の 9 事例中 8 例、(c) 型の全事例では陸風であった。すなわち、(a) 型の海面現象は海風が吹いているときに、(b) と (c) 型の海面現象は陸風が吹いているときにあらわれるという明瞭な傾向があり、海面現象のパターンは河口付近の風向により分類され得ることが示された。

さて、柳 (1985) は、河川水の流出様式は河川流量の大

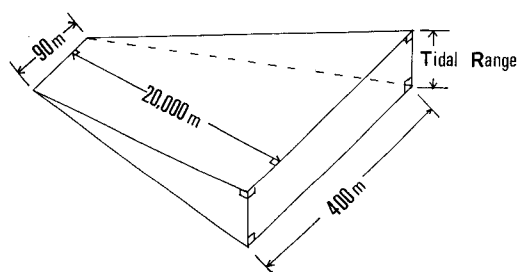


Fig. 3. Schematic sketch of the tidal prism at the river mouth.

小と河口における Tidal Prism との関係で決定される、としている。すなわち、柳 (1985) によれば河川流量が Tidal Prism より大きければ河川水は河口における上げ潮、下げ潮の潮時に関らず常に海に流出する。しかし、河川流量が Tidal Prism より小さければ河川水は上げ潮時には潮に押されて流出できず、下げ潮・憩流時のみ海へ流出する。ただし、柳 (1985) の示した Tidal Prism と河川流量との大小関係とは、河口における満干潮間の平均的な淡水と海水による体積収支を定量的に表現したものである。したがって、Tidal Prism と河川流量との大小関係が一義的に河口付近の流動の状況を決するものではない。河口付近の流動の状況はこれ以外の気象や海況の変化の影響も強く受けるはずであり、当然河川水の流出様式は河口付近の流動の状況により決定される。

そこで、由良川河口の Tidal Prism を推定し、海面現象との関係を検討する。Tidal Prism を Fig. 3 に示す図形の体積とした。由良川では河口から 20 km 上流まで潮汐により水位が変化するとし^{*}、河口の川幅を 400 m、20 km 上流のそれを 90 m とした。Tidal Prism を干潮から満潮までに要する時間で割って、Tidal Prism に対する平均的な流量 V_t とした。Table 1 に、(a) と (b) 型に属する各海面観察について由良川の流量 V_r と $V_r - V_t$ を示した。一方、Fig. 4 に濁水域の出現時間と濁水域の広がり程度を示した。Fig. 4 では濁水域の出現時間を、観察日における満干潮間の時間を 6 等分した相対時間（満干潮間の 1/6 を 1 相対時間と呼ぶ）であらわした。なお、Table 1 と Fig. 4 では、海面現象が (b) 型で風が海風であった 1 観察事例については示していない。

(a) 型では、 $V_r - V_t$ が $10 \text{ m}^3/\text{s}$ より大きいとき濁水域は満潮から 1 相対時間以上前に既に存在していた。このとき 2 観察事例で濁水域が河口から沖合へ広がるのが観察されたが、2 例とも満潮から 1 ～ 2 相対時間前に河口に濁水

^{*}: 舞鶴市水道部より私信

Table 1. The river discharge (V_r), the tidal prism (V_t), and difference ($V_r - V_t$) on each observation.

Nbs. No.	Type	V_r (m^3/s)	V_t (m^3/s)	$V_r - V_t$ (m^3/s)
1	a	623.68	24.38	599.30
2	a	109.72	20.43	89.43
3	a	105.93	14.73	91.20
4	a	73.71	14.29	59.42
5	a	58.96	13.69	45.27
6	a	46.88	13.91	32.97
7	a	43.38	17.55	25.83
8	a	39.86	18.97	20.89
9	a	31.28	17.55	13.73
10	a	20.91	14.94	5.97
11	a	9.20	20.54	-11.34
12	a	8.71	24.24	-15.53
13	a	7.55	10.56	-3.01
14	a	7.00	13.13	-6.13
15	a	6.36	21.85	-15.49
16	a	5.85	25.59	-19.74
17	a	5.49	15.00	-9.51
18	b	238.58	12.19	226.39
19	b	47.09	11.82	35.27
20	b	13.06	15.28	-2.22
21	b	10.79	23.97	-13.18
			11.20	-1.24
22*	b	9.94	11.66	-1.72
23	b	8.71	24.24	-15.53
24	b	8.70	11.66	-2.96
25	b	4.02	14.34	-10.32

* V_t has two values because observation experienced flood twice. Upper value is first flood.

域があらわれた。また、 $V_r - V_t$ が $599 \text{ m}^3/\text{s}$ と特に大きい場合には、満潮から2相対時間以上前に濁水域が観察されていた。一方、 $V_r - V_t$ が $10 \text{ m}^3/\text{s}$ より小さいとき、波の「低かった」観察事例が5例あった。このうち4例で満潮1相対時間前～1相対時間後に河口に濁水域があらわれた。波が「高かった」場合、潮時に関らず濁水域が存在していた。すなわち（a）型では、波が「低い」とき Tidal Prism に対する河川流量が大きいほど上げ潮時に濁水域が出現する時間が相対的に早くなる傾向にあり、柳（1985）の指摘に矛盾しなかった。

濁水域の広がり方と河川流量の関係をみると、波が「低い」とき V_r が $45 \text{ m}^3/\text{s}$ より大きい6例中5例で濁水域が底深 20 m の海域まで広がった。 V_r が $45 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下のときは7例中1例でしか底深 20 m の海域まで広がらなかった。河川流量が大きければ濁水域がより沖合へ広がる傾向

にある。しかし、波が「高い」ときは V_r が $10 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下でも濁水域が底深 20 m の海域にまで広がっており、その出現時間の特徴とともに波が「低い」ときと様相を異にしていた。

一方、（b）型では $V_r - V_t$ が $10 \text{ m}^3/\text{s}$ より小さくても濁水域は潮時に関わりなく底深 20 m の海域より沖合まで広がった。（b）型では2事例で観察途中から濁水域が確認された。しかし、これらは観察中に太陽高度や雲量に変化して海面の濁りの変化をとらえやすくなったことによるもので、実際には濁水域は観察中常に存在していたと推測された。（c）型ではスリックが潮時に関わらず観察され、このとき V_r は $20 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下、 $V_r - V_t$ は 0 より小さかった。このように、河口付近で陸風が吹いているときに観察される（b）と（c）型では潮時に関わらず海面現象があらわれる点で（a）型とは異なった特徴を持っていた。す

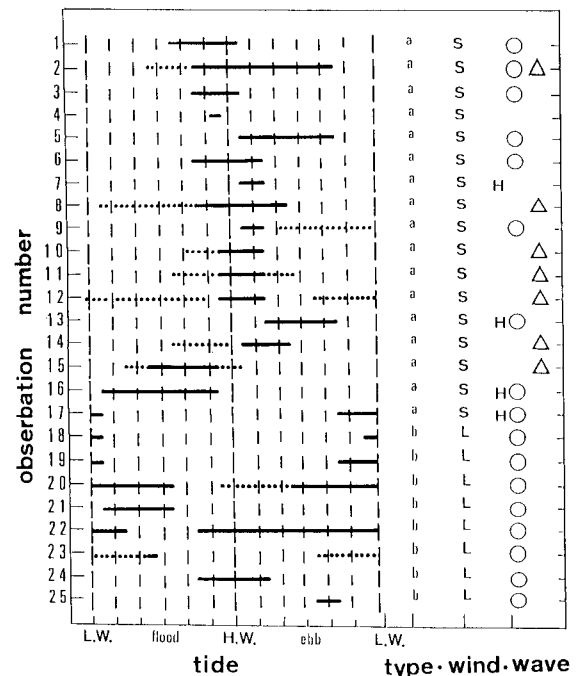


Fig. 4. Tidal variation and existence of turbid waters at each observation. Dotted line shows the intervals of observation and solid line shows turbid waters appearing near the river mouth. S: the wind blew onshore, L: the wind offshore, H: "high" wave. Open circles show turbid waters appearing from the river mouth to the area of which bottom was deeper than 20 m. Triangles show turbid waters appeared at the river mouth and then spread offshore during the period of observation.

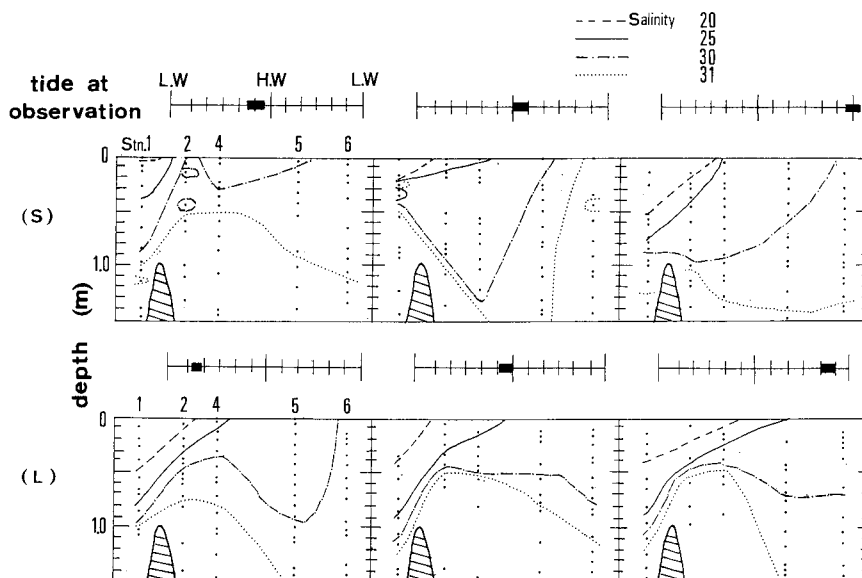


Fig. 5-a. Salinity sections, 19~20 August, 1986. Upper panel (S) shows salinity section when the wind blew onshore and lower panel (L) shows salinity section when the wind offshore. Thick lines above each panel of salinity sections shows the time of tide corresponding to respective observation.

なわち、柳（1985）とは異なった様式で河川水が流出している可能性が高い。

海洋観測の結果 Fig. 5-a に、1986年8月19~20日における海面~1.5m 深の塩分鉛直断面図を示す。8月19日は Table 1 の No. 11 の海面観測にあたり、8月20日は No. 23 である。8月19日の V_r は $9.20 \text{ m}^3/\text{s}$ 、8月20日のそれは $8.71 \text{ m}^3/\text{s}$ で、観測中の河川流量は Tidal Prism に対する平均的な流量より小さい。河口付近の風は8月19日観測開始から日没まで海風が吹き、夜間に陸風にかわった。8月20日海面観測を開始した時点では陸風が吹いていた。

河口付近で海風が吹いているときと陸風が吹いているときのそれぞれにおける塩分構造の潮時変化を比較する。海風が吹いているとき、満潮の1~2 相対時間前では塩分25以下の低塩分水は Stn. 2 より河口側に存在していた。このとき、槇山山上からの海面観測では濁水域が確認されなかった。満潮~満潮直後には、塩分25以下の低塩分水は薄く Stn. 4 より沖合へ広がり、山上からも（a）型の濁水域が沖合へ広がるのが確認された。さらに干潮前後では、海風が吹きやんだ直後であるが塩分20以下の低塩分水も Stn. 2 より沖合へはり出していた。

一方、陸風が吹いているときは上げ潮、下げ潮に関らず塩分25以下の低塩分水が Stn. 4 より沖合にあらわれていた。海面観測では（b）型の濁水域が確認された。また、

Stn. 2 と4で下層水が湧昇していた。Stn. 5 と6では Stn. 2 と4より塩分30以下の層が厚みを増す傾向にあるので、湧昇した下層水の連行加入がおこっていると考えられる。すなわち、8月19~20日の観測から、海風が吹いているときは転潮に対応して流出河川水により形成される低塩分水が河口から沖合へ広がるのが示された。一方陸風が吹いているときは潮時に関らず低塩分水が沖合へ広がり、下層水の連行加入がみられ河口付近の流動が海風が吹いているときとは大きく異なるようである。これらの結果は前述の海面観測の解析結果と矛盾しなかった。

次に、Fig. 5-b に1986年9月5日における塩分鉛直断面図を示す。9月5日は No. 16 の海面観測（Table 1）にあたり、 V_r は $5.85 \text{ m}^3/\text{s}$ で河川流量は Tidal Prism に対す

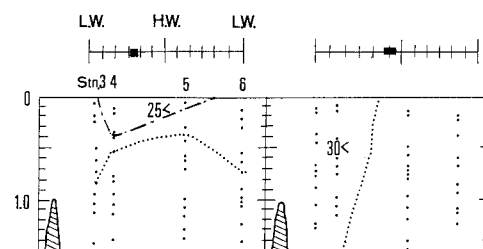


Fig. 5-b. Salinity section, 5 September, 1986. (S), (L) and thick lines are the same as in Fig. 5-a.

る平均的な流量より小さい。同日は波が「高く」、観測中は濁水域が底深 20 m の海域より沖合まで広がっていた。海洋観測は上げ潮時に実施された。

Fig. 5-b から、9 月 5 日では Stn. 3 より沖合に塩分が 25 以下の低塩分水が存在していないことがわかる。また、塩分の分布様式から、表層で沖合へ向かう流れが卓越していたとは考えにくい。したがって、海面観察で確認された濁水域は、観察中に河口から河川水が流出して形成されたものではないと考えられる。海面観察の結果では、波が「高い」日には河川流量が小さくても濁水域が底深 20 m の海域より沖合まで広がっていた。しかし、この観測結果から、濁水域は必ずしも流出河川水によって形成されたものではないことが示唆された。

以上のように、由良川河川水の流出様式について、海面観察および海洋観測を実施した結果を検討した。海面観察では 4 型の海面現象のパターンが得られ、海洋観測により (a) と (b) 型における海洋構造の特徴を知ることができた。(c) 型の海面現象では河川流軸に平行にスリックが存在し、河口付近では陸風が吹いていた。スリックが流出河川水と海水との潮境であればこのとき河川水は流軸方向にひきのばされて存在し、河川水は (b) 型と同じ流出様式であった可能性が高い。(c) 型が観察されたのは河川流量が $20 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下のときに流量が小さく濁水域を確認しにくかったと考えられる。このことから、由良川河川水の流出域の形状は、河口付近で海風が吹いているときにあらわれるパターンと陸風が吹いているときにあらわれるパターンの 2 つに分けられる。

海風が吹いているとき、河川水は流軸を横断する方向に広がる形で流出する (Fig. 2)。この流出形状は、沖合から河口に吹きこむ海風により河川水の流出速度が小さくなったことを示す (東海大学出版会, 1988; 柏村・吉田, 1966)。このとき河川水は主として重力の効果に支配されて密度流的に広がり (柏村・吉田, 1966; 東海大学出版会, 1988)、それが流出する潮時は河川流量と Tidal Prism の大きさと関係で決定される。

一方、陸風が吹いているときには、河川水は流軸方向にひきのばされた形で流出する。この流出形状は河口から沖合へ吹き出す陸風によって河川水が加速され、その流出速度が大きくなったことを示す (柏村・吉田, 1966; 東海大学出版会, 1988)。このとき、河川水は下層の海水を大量に取りこみながらジェット状に流出し (Fig. 5-a; 柏村・吉田, 1966; 東海大学出版会, 1988)、また河川水は潮時に関わらず常に流出する。

このように風向の変動が河川水の流出様式を決定する最も重要な要因となる理由について検討しよう。河口付近の

流れのパターンは、河川水の流速と潮差の影響を強く受ける (柏村・吉田, 1966; 柏村・吉田, 1972)。由良川では河口から 20~25 km 上流まで河床が海面より低く*、河口付近の河床勾配が極めて小さい (小出, 1972) ので河口における河川水の流速はかなり小さいと考えられる。また、日本海沿岸は潮差が小さく河口付近では潮流が卓越しにくい。このような特徴をもつ河口では、風向や風速の変化による表層流の変動が河川水の流出様式を左右すると考えられる。すなわち、海風が吹くと河川水の流出速度は著しく減少させられる。このとき河口付近の流況は潮流に支配されやすくなり、河川水の流出が潮時の影響を受ける。河川水は流出速度が小さいために密度流的に広がる。一方陸風が吹くと、河川水の流出速度は加速され、沖合へ向かう表層流が発達し、これが流況を支配する。この場合 Tidal Prism に対する平均的な流量より河川流量が小さくても、陸風の吹送により表層に存在する河川水は沖合へ流出させられる。河川水は潮時に関らずジェット状に下層の海水を大量に連行加入しながら沖合へ流出する。

以上が由良川河川水の流出機構に関する定性的な考察である。本報の解析により、由良川河川水の流出状況を風、河川流量および潮汐の 3 者の関係である程度説明することが可能になった。本報で扱った現象は数時間~1 日の小さな時間スケールの変動である。この変動は河口付近に設置される定置網や刺し網、はえ縄などの漁況に少なからず影響を与えるであろう。今後、河川水の流出様式と沿岸漁業の漁況や漁場形成との間に具体的にどのような関連があるのかを明らかにしていく必要がある。

一方、流出した河川水と海水とが混合して形成される「沿岸水」の変動も、丹後海の漁況変動にとり重要な要因になると考えられる「沿岸水」の挙動についても今後明らかにしていく必要がある。

文 献

- 赤松英雄. 1977. 若狭湾南西海域の海洋構造について. 海と空, 52: 73-82.
- 橋本裕一. 1973. 若狭湾西部 (丹後海) における海況の一般的特性. 海と空, 49: 69-84.
- 柏村正和・吉田静男. 1966. 河口を出る淡水の流れ, 第13回海岸土木講演会講演集, 268-271.
- 柏村正和・吉田静男. 1972. 潮汐による河口の flow pattern の変化, 第19回海岸土木講演会論文集, 103-106.

*: 舞鶴市水道部より私信

- 建設省河川局. 1987. 1986年流量年表: 293
- 小出 博. 1972. 日本の河川研究. 東京大学出版会. 317pp.
- 国立天文台. 1989. 理科年表平成2年. 1032pp. 丸善株式会社.
- 舞鶴海洋気象台. 1985. 1986年潮位表舞鶴.
- 宗清正廣・桑原昭彦. 1983. はえなわ釣獲試験結果からみた産卵期におけるタチウオ魚群の特徴. 日水誌, **49**: 1515-1521.
- 東海大学出版会. 1988. 河口・沿岸の生態学とエコテクノロジー. 東海大学出版会. 335pp.
- 柳 哲雄. 1985. 肱川の河口フロント(I). フロントの潮時変化. 愛媛大学工学部紀要, **10**(4): 4-12.

Synopsis

On Effluent Patterns of the Yura River Water into the Western Part of Wakasa Bay

Noriyuki HARA, Masahiro UENO, Yozo WADA and Masahiro MUNEKIYO

This paper describes and discusses effluent patterns of the Yura River water into the Western part of Wakasa Bay, basing upon the results of a series of visual observations at the top of Mt. Makiyama and of hydrographic observations near the river mouth.

The patterns corresponded well to wind directions near the river mouth. Namely, as the wind blew continuously onshore, the effluent was cross the axis of the Yura River. It is considered that quantitative relationship between the river discharge and the tidal prism at the river mouth was based on a principal factor of variation of the effluent occurrences. As the wind blew continuously offshore, the effluent was along the axis of the Yura River, and the effluent was observed constantly and/or steadily.

It seems that these characteristic patterns resulted from small tidal range at the river mouth and small gradient of the bed of the Yura River between the mouth and Fukuchiyama district.