

冬季東京湾における黒潮系暖水波及の実態解析

日向博文*・吉岡 健**・八木 宏***・灘岡和夫****

1. はじめに

東京湾湾口部は、外洋との接合域であることから、湾内の水質環境を知る上で極めて重要な海域となっている。特に冬季においては、湾口部で明確な水温、塩分フロント（以下、これを「湾口フロント」と称する）が形成されることが知られているが（例えば、長島・岡崎, 1979; 柳, 1990), 日向ら (1999) による東京湾内および周辺海域の過去 9 年間 (1990 年～1998 年) にわたる海象気象観測データの統計的解析によれば、この湾口フロントは、黒潮からの湾口部への暖水波及に伴って数日～数十日のスケールでダイナミックに変動していることが明らかとなっている。このような湾口部への黒潮系暖水波及は、毎年冬季に数回発生しており、暖水波及が湾内の海水交換や物質輸送過程に重要な役割を果たすことが明らかにされつつある。著者らは 1997～1998 年冬季に実施した現地観測によって、東京湾湾口部への黒潮系暖水波及現象をとらえることに成功し、その際の湾口部での 3 次元流動構造や物質輸送特性を明らかにした (日向ら, 1999)。しかしながら、湾口部での暖水の挙動に関する力学過程や、東京湾湾口部の地形効果については未解明な部分が多い。そこで本研究では、東京湾の地形を理想化したシンプルな数値実験を行うことにより、これらに対する検討を行った。

2. 1997～1998 年現地観測

2.1 現地観測概要

現地観測は、1997 年 12 月～1998 年 4 月上旬にかけて行い、その間の約 3 ヶ月間 (1998 年 1 月～1998 年 4 月上旬) にわたって、図-1 に示す湾口部に係留されている浦賀航路 1, 3 番ブイ (以下, Buoy 1, 3) を利用した水温、塩分の長期連続観測を行った。さらに観測期間中計 6 日間にわたり、観測船により Line 1, Line 2, および広域観測点 (図中×印) において、ADCP (RD 社製) および STD (アレック電子社製) を用いた詳細な流況調査を

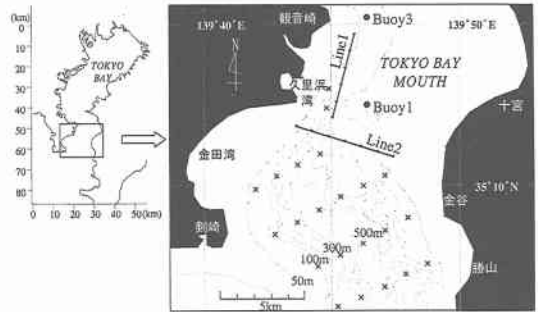


図-1 観測海域

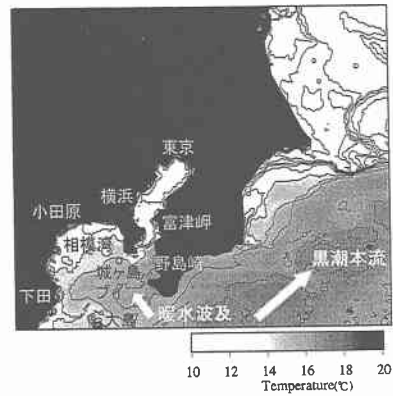


図-2 1998 年 3 月 4 日、千葉県～静岡県東部沖の表層水温分布 (NOAA/AVHRR による)

実施した。ここではまず、暖水波及時における湾口部での海洋構造をとらえた 1998 年 3 月 3 日, 4 日の観測結果の概略について報告する。詳細については、日向ら (1999) を参照されたい。

2.2 観測結果と考察

a) 相模湾, 東京湾湾口部への暖水波及

図-2 に NOAA/AVHRR による 1998 年 3 月 4 日の千葉県～静岡県東部沖における表層水温分布を示す。図を見ると、B 型流路の黒潮本流から野島崎南東沖で分岐した黒潮系暖水塊が、大島東水道を通して東京湾湾口部および相模湾に波及している様子が捉えられており、さ

* 正会員 工修 東京工業大学助手工学部土木工学科
** 学生会 東京工業大学院工学部理工学研究科
*** 正会員 工博 東京工業大学助教授工学部土木工学科
**** フェロー 工博 東京工業大学教授大学院情報理工学研究科

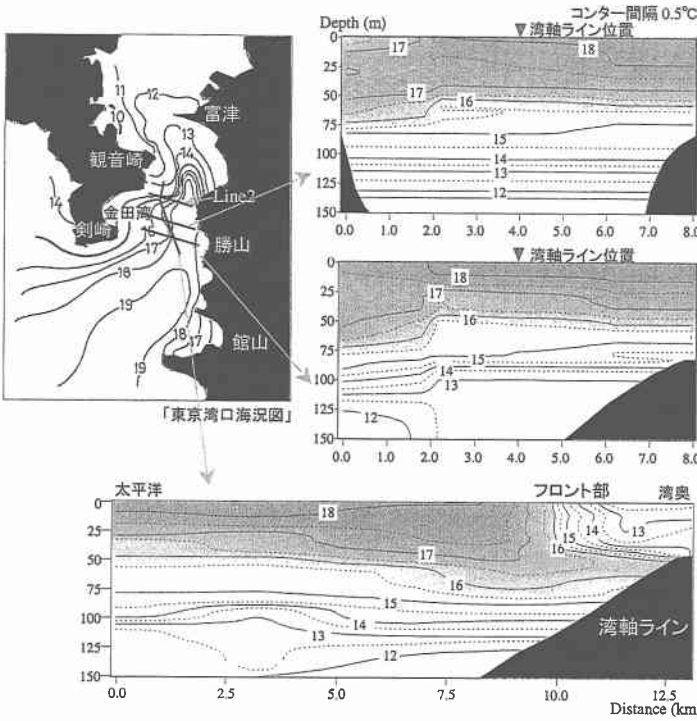


図-3 湾口部の水温分布 (1998年3月4日)

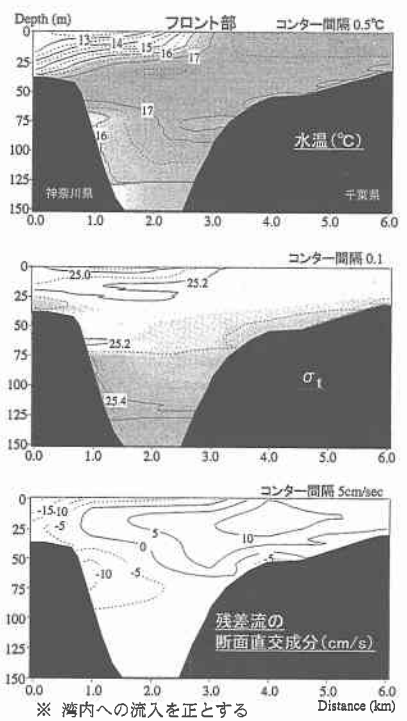


図-4 Line 2における水温, σ_t , 残差流の断面直交成分分布 (1998年3月3日)

らに東京湾湾口部において明確な湾口フロントが形成されていることが分かる。この暖水波及時には、城ヶ島ブイ (図-2 参照) 表層において、三浦半島に沿って北西に向かう 40 cm/s もの強い流れが確認されている。

b) 暖水波及時における湾口部 3次元流動構造

次に暖水波及時における湾口部での空間構造について述べる。図-3 に広域 STD 観測により得られた、湾軸横断方向 (剣崎-勝山間) および湾軸方向断面内の水温分布を「東京湾口海況図」による表層水温分布と共に示す。また、図-4 に Line 2 における流況調査により得られた水温, σ_t および残差流の断面直交成分分布を示す。まず図-3 中の横断方向の水温分布を見ると、17°C以上の黒潮系暖水塊が表層に約 50 m の厚さで存在していることがわかる。これは、高温、高塩分の暖水塊が湾口部に存在する低温、高塩分の水塊 (以下これを沿岸水と称する) よりも軽いためである。さらにこの剣崎-勝山間では、暖水塊は横断方向に同一の厚さで分布していることから、この観測断面付近における暖水塊の運動に対するコリオリ力の影響は小さいものと考えられる。また、湾軸ラインを見ると、波及してきた暖水が内湾水と接するフロント部において、内湾水の下層に潜り込みながら湾内に浸入していることが分かる。図-4 に示した湾奥側に位置する Line 2 での水温や残差流断面直交成分の分布を見ると、暖水は千葉県側全層で湾内へ流入しており、また

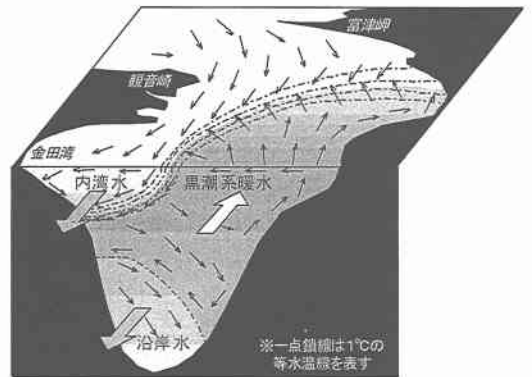


図-5 暖水波及時における湾口部 3次元残差流構造の模式図

神奈川県側からは低温の内湾水が上層から湾外へ流出し、下層から暖水が湾内に流入していることが分かる。さらに、湾中央部最下層からは、低温の沿岸水が湾外へ流出している。この黒潮系暖水の挙動は、湾口部 Line 2 付近においては、コリオリ力の影響を受けていると共に、密度流として湾内に浸入していることを示している。

以上の観測結果から推定される黒潮系暖水波及時における湾口部 3次元残差流構造の模式図を図-5 に示す。

詳細は省くが、この図に示されるように、暖水波及時にはコリオリ力と密度流の影響を強く受けた3次元性の強い流動構造となっている。湾口部におけるこのような流れは、長島・岡崎 (1979) や柳 (1990) による熱塩フロント発生時における湾口部の流動構造とは本質的に異なるものである。さらに、この現地観測から、暖水波及時には冬季平均に比べて単位時間当たり約5倍もの熱量が、主に残差流水平シアの働きによって湾内に輸送されており、暖水波及が湾内への物質輸送に大きな影響を与えていることが明らかになっている。

3. 数値実験

現地観測により明らかとなった、暖水波及時における湾口部での流動構造を説明するためには、東京湾湾口部特有の狭い湾幅や水深の急激な変化によって、浸入してきた暖水がどのように応答するのかという問題について議論する必要がある。そこでこの点を明らかにするために、東京湾の地形を理想化し、湾幅 B と湾内水深 h を変化させた数値実験を行い、それらの比較検討を行った。

3.1 数値モデル概要と計算条件

計算には汎用海洋モデルである POM (Princeton Ocean Model) を使用した。基礎式は、静水圧・Bussinesq 近似を仮定した3次元の NS 方程式と連続式であり、水平、鉛直渦動粘性係数はそれぞれ、Smagorinsky モデル、Mellor and Yamada の乱流モデル (レベル 2.5) を用いて計算している。図-6 に計算に使用したモデル地形を示す。計算領域は、東京湾を想定した内湾 (湾軸方向距離 68 km) を含む南北 140 km、東西 240 km の領域であり、また、陸棚域における水深は、外洋の水深 200 m から湾内の一様水深に向かって線形に結合した。水平方向の格子間隔は $2\text{ km} \times 2\text{ km}$ とし、鉛直方向の格子数は 20 層とした。ただし、湾幅を 5 km とした計算に関しては、湾内の空間解像度を十分に保つため、湾内における格子数を東西 $0.5\text{ km} \times$ 南北 2 km としている。南側と東側の開境界における水位の境界条件としては、長波に対する透過条件を設定している。ここでは、最もシンプルな状況として、暖水塊が沿岸域に接岸した場合を想定しているため、計算初期条件として全海域に沿岸水の密度 ρ_1 を与え、その後、東側陸棚部分 (図中ハッチの領域) の密度を1日かけて黒潮系暖水塊の密度 ρ_2 に徐々に近づけ、その後の過渡過程を見た。その際、暖水塊の層厚は観測から得られた 50 m とし、また、その他の駆動力 (風、潮汐、河川流入) は与えていない。これは、黒潮系暖水波及に伴う相模湾における急潮現象のメカニズムとして密度流の効果が重要であることが指摘されており (久保川, 1996)、本計算では主にこの密度流の地形に対する応答過程を明らかにすることを目的としているからである。数

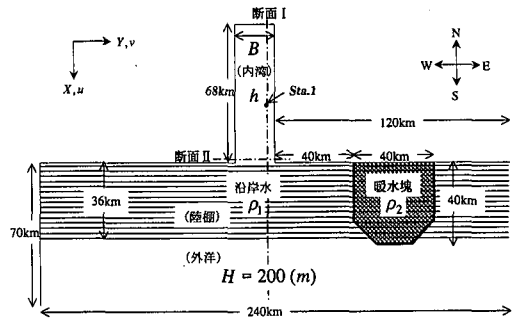


図-6 モデル地形

表-1 沿岸水と黒潮系暖水の水温、塩分、密度

	水温 $T(^{\circ}\text{C})$	塩分 $S(\text{‰})$	密度 $\rho(\text{kg/m}^3)$
沿岸水	$T_1 = 13.0$	$S_1 = 34.3$	$\rho_1 = 1025.88$
黒潮系暖水	$T_2 = 20.0$	$S_2 = 34.5$	$\rho_2 = 1024.40$

表-2 各計算ケースの地形パラメータ

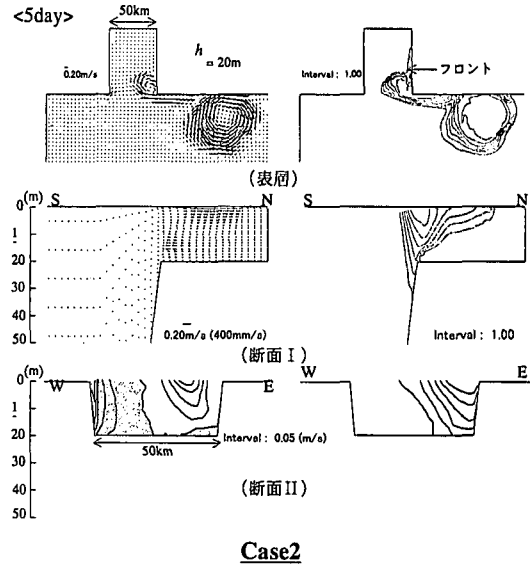
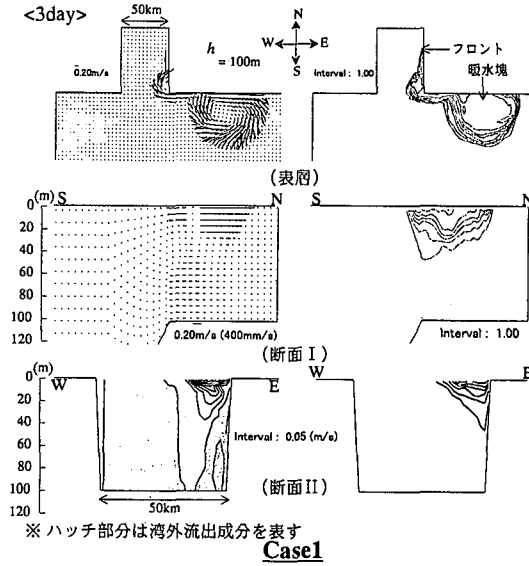
	Case 1	Case 2	Case 3
B	50	50	5
h	100	20	200
λ_i	5847	2578	7734
B/λ_i	8.552	19.393	0.646

B : 湾幅 (km)
 h : 湾内水深 (m)
 λ_i : 内部変形半径 (m)

値実験に用いた沿岸水と暖水塊の水温、塩分、密度を表-1 に、各計算ケースにおける地形パラメータの諸元を表-2 に示す。ここで、 λ_i はロスビーの内部変形半径であり、湾幅 B との比 B/λ_i が暖水の運動に対する重要なパラメータとなることが知られている (遠藤, 1978)。

3.2 計算結果と考察

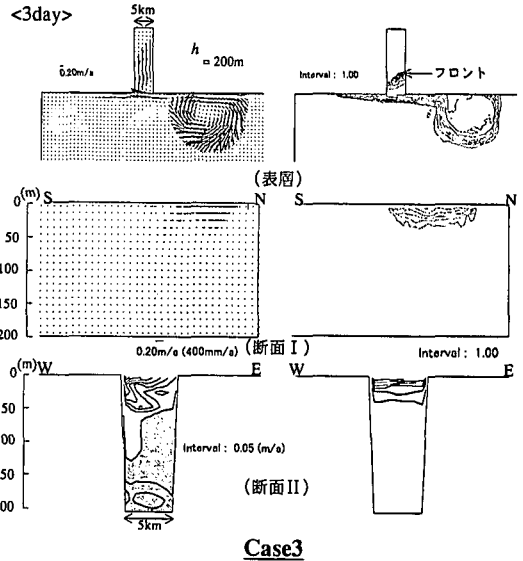
計算開始3日後 (Case 1, 3) と5日後 (Case 2) の表層 (第1層) と、図-6 に示した湾軸方向断面 I、湾口部横断方向断面 II における流速、水温分布を図-7 に示す。まず表層の水温、流速に着目すると、全ケースにおいて、陸棚域の暖水塊西側部分で密度差に起因した水位勾配が駆動力となり岸に沿った西に向かう流れが生じ、その後暖水は地衡流調節を受けて流れていく。Case 1, 2 では、進行してきた暖水が湾口部に達すると、湾口部が開いているために地衡流バランスが崩れ、移流によって暖水が湾内に浸入し、その後、再度地衡流調節を受けて、湾口部に 25 km 程度のスケールの暖水渦を形成している。さらに、その暖水渦から、密度流としてフロント先端部は湾内に浸入していく。ここで言う密度流とは、密度勾配



に起因したフロント先端部の流れを意味し、フロント背後の地衡流バランスをした流れとは区別している。この時の密度流によるフロントの進行速度は次式により求められる (Benjamin, 1968).

$$V = \frac{(H - h_1)(2H - h_1)}{H(H + h_1)} \mu^{1/2} \cdot \sqrt{\epsilon g h_1} \dots \dots \dots (1)$$

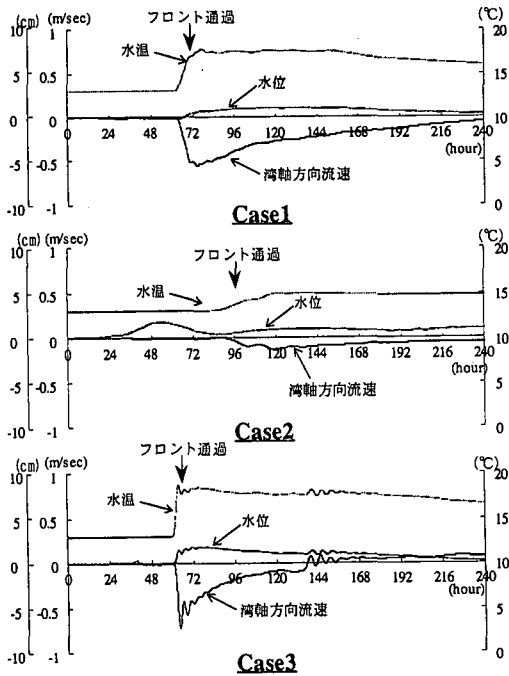
ここで、 H は水深、 h_1 は暖水塊の厚さ、 $\epsilon = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$ である。(1) 式では、暖水の厚さ h_1 が水深 H に対して相対的に大きくなると V の値は小さくなる。よって(1) 式により湾内でのフロント進行速度を算出すると、Case 1 では 0.62 m/s、Case 2 では 0.38 m/s、Case 3 では 0.86 m/s となり、Case 2 においても最も遅くなる。実際、図一7 から分かるように、水深の浅い Case 2 では湾内への伝搬に時間を要している。一般に相模湾では急潮が頻繁に発生し、東京湾では発生しないとされているが、その理由の1つとして、東京湾内は相模湾に比べて水深が浅いため暖水の進行速度が小さくなることが考えられる。また、Case 1, 2 の断面 I における水温分布を見ると、暖水が湾奥に浸入するに従って厚さが薄くなっていることが分かる。これは、(1) 式で決まるフロント先端部の密度流の速度が、フロント背後の地衡流バランスをしている暖水の速度よりも速いためである。次に、Case 2 の断面 II での流速、水温分布を見ると、東側全層で暖水塊が浸入し、西側全層で内湾水が流出するという水平循環が卓越していることが分かる。これは、Case 2 では陸棚域での暖水の厚さよりも水深が浅いために、東側下層での内湾水の流出を堰き止めているからであり、このことから、現地観測によって明らかとなった残差流水平シアに



図一7 各ケースの流速と水温分布 上段：表層 (第1層)、中段：断面 I、下段：断面 II (ただし、断面 II の流速は断面に直交する流速成分を示す)

よる卓越した物質輸送は、水深が比較的浅い千葉県側に暖水が浸入していたためであると考えられる。

Case 3 断面 II の結果を見ると、暖水は横断方向に一樣な厚さで湾内に浸入していることが分かるが、これは湾幅が内部変形半径 r_1 に比べて小さいためにコリオリ力の効果が小さく、密度流として横断方向一樣に湾内に浸入しているからである。現地観測においても、剣崎-勝山間において、暖水塊は湾軸横断方向に一樣な厚さで浸入していた。このことから、この断面内の平均水深が 330 m



図—8 Sta. 1における湾軸方向流速，水位，水温の経時変化（ただし流速は湾内流入方向を負とする）

と深いために λ_1 が大きく、その結果 B/λ_1 が 1.4 程度となり、剣崎-勝山間においては、Case 1, 2 よりもむしろコリオリ力の影響の小さい Case 3 に近い流動構造であったものと考えられる。しかしながら、そのさらに湾内側の観測断面 (Line 2) では、水深が浅いために λ_1 が小さく、 B/λ_1 が 2.7 程度となり、コリオリ力の影響が大きくなっているものと考えられる。

次に、湾内に位置する図—6 中の Sta. 1 における湾軸方向流速，水位，水温の経時変化を図—8 に示す。これを見ると、フロントが通過（水温が上昇）する時刻の流速は、先に示した (1) 式のフロント移動速度にほぼ一致している。また、Case 2 ではフロントが通過する以前に水位が上昇しているのに対し、Case 1, 3 では、フロント通過と水位上昇がほぼ同時刻に発生している。これは、Case 2 のみ暖水の厚さが湾内の水深よりも大きいため、陸棚東側から湾口部に向かって進行してきた暖水が、水深 50 m 以浅の海域を通過して湾内に浸入する際に水位の擾乱が発生し、それが長波として湾内に伝搬しているためであると考えられる。1975 年 4 月に発生した黒潮系暖水波及に伴う相模湾での急潮発生時において、東京湾

内の水位が急上昇していたことが報告されており（松山ら，1992），本計算結果からも暖水波及の影響が表面波として東京湾内において検知され得ることが示された。また、Case 2 のフロント通過に伴う水温上昇量は、他と比べて非常に小さい。フロント部分での乱流エネルギーの鉛直分布を 3 ケースで比較したところ、Case 2 では、水深が浅いために底面摩擦の影響によってフロント部海底面において強い乱流エネルギーが発生しており、その結果水温上昇量が小さくなっていることが明らかとなった。

4. おわりに

冬季東京湾における黒潮系暖水波及の力学過程を現地観測およびシンプルな数値実験に基づいて検討した。その結果、以下のことが示された。

(1) 湾口部における水深が浅い場合、暖水波及に伴う物質輸送に対して、水平循環による寄与が大きくなる。また、水深が浅いと暖水の湾内への浸入度が遅くなると共に、底面摩擦による鉛直拡散のために水温上昇量が小さくなることが分かった。

(2) 湾幅が狭い場合、コリオリ力の効果が小さくなり、湾口部横断方向に一樣な厚さで暖水湾内に浸入する。このことは、現地観測においても、剣崎-勝山間において同様な傾向が見られた。

(3) 暖水波及時には、暖水塊浸入に先行して外洋での擾乱が表面波として湾内に伝搬する可能性が示された。

謝辞：本研究を遂行するに当たり貴重なデータを提供して頂いた神奈川県水産総合研究所に謝意を表します。

参考文献

- 遠藤昌宏 (1978): 熱塩前線の 3 次元構造について: 海洋秋季要旨集, pp. 107.
- 久保川厚 (1996): 湾と外洋の相互作用: 地球流体力学からの視点, 沿岸海洋研究ノート, 第 34 巻, 第 1 号, pp. 15-23.
- 長島秀樹・岡崎守良 (1979): 冬季における東京湾の流況と海況, 沿岸海洋研究ノート, 第 16 巻, 第 2 号, pp. 76-86.
- 日向博文・八木 宏・吉岡 健・灘岡和夫 (1999): 黒潮系暖水波及における冬季東京湾湾口部の流動構造と熱・物質フラックス, 土木学会論文集 (投稿中).
- 松山優治・岩田静夫・前田明夫・鈴木 亨 (1992): 相模湾の急潮, 沿岸海洋研究ノート, 第 30 巻, 第 1 号, pp. 4-15.
- 柳哲雄 (1990): 潮目の科学, 恒星社恒星閣, 169 p.
- Benjamin, T. B. (1968): Gravity current and related Phenomena, J. Fluid. Mech., Vol. 31, pp. 209-248.