

運輸省港湾技術研究所

港湾技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH
INSTITUTE

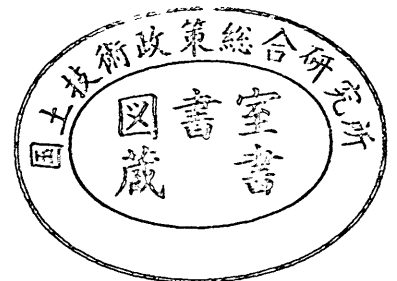
MINISTRY OF TRANSPORT

VOL. 38

NO. 3

Sept. 1999

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



港湾技術研究所報告 (REPORT OF P.H.R.I.)

第 38 卷 第 3 号 (Vol. 38, No. 3), 1999 年 9 月 (Sept. 1999)

目 次 (CONTENTS)

1. Nonlinear Model for Wave Fields with Current
..... Md. Hasanat ZAMAN and Tetsuya HIRAISHI 3
(流れが考慮できる非線形波浪の計算モデルについて
..... エムディ・ハサナット ジャーマン・平石哲也)
2. 液化した砂地盤による消波システムの開発
... 姜 閔求・高橋重雄・山本 悟・三浦裕信・高野忠志・下迫健一郎・鈴木高二朗 29
(Development of a New Wave Absorbing System Using a Sand Liquefaction
..... Yoon-Koo KANG, Shigeo TAKAHASHI, Satoru YAMAMOTO, Hironobu MIURA,
Tadashi TAKANO, Ken-ichiro SHIMOSAKO and Kojiro SUZUKI)
3. 海面水位の変動が内湾域への水環境に及ぼす影響
— 大船渡湾での貧酸素水塊の形成と消滅機構 —
..... 日比野忠史・豊田政史・西守男雄・細川恭史・鶴谷広一 91
(Consequence of Sea level Distribution for an Estuary Environment along Japanese Coastal Waters
— Generation and Breakdown Mechanisms for Anoxic Layers in Ohfunato Bay —
..... Tadashi HIBINO, Masashi TOYOTA, Dan-o NISHIMORI, Yasushi HOSOKAWA
and Hiroichi TSURUYA)
4. 数値処理からみた CVM (仮想評価法) の信頼性分析
— 船舶事故による流出油対策の評価への適用事例 —
..... 鈴木 武 125
(An Analysis on the Reliability of CVM in Data Treatment Process
— The Application to Value the Countermeasures against Oil Spill Caused by Ship Accidents —
..... Takeshi SUZUKI)
5. 海成粘土地盤の間隙比 - 有効土被り圧関係に関する統一的な解釈
..... 土田 孝 153
(Unified Interpretation on the Void Ratio-Overburden Pressure Relationship of Marine Deposits
..... Takashi TSUCHIDA)

6. 低改良率で改良された杭式深層混合処理地盤の鉛直支持力
..... 北誥昌樹・中村 健・森永真朗・宇高 泰 181
(Centrifuge Model Tests on Bearing Capacity of Column Type DMM Ground with Low
Improvement Ratio
..... Masaki KITAZUME, Takeshi NAKAMURA, Masao MORINAGA and Yasushi UDAKA)
7. コンテナターミナルにおける荷繰り最小化による荷役効率化
..... 門前唯明・田邊俊郎・中島 晋 199
(Increasing the Container-Handling Efficiency by Minimizing of Rehandling at a Container Terminal
..... Tadaaki MONZEN, Toshiro TANABE and Susumu NAKASHIMA)
8. ファジィ制御および泥水リサイクルによるドラグサクシオン浚渫船の高効率化
..... 加藤英夫・谷本裕史・原田貴久 209
(Efficiency Improvement of Trailing Suction Hopper Dredger by Soil-water Mixture Recycling
System and Automatic Operation System with Fuzzy Control
..... Hideo KATO, Hirofumi TANIMOTO and Takahisa HARADA)

海面水位の変動が内湾域への水環境に及ぼす影響 — 大船渡湾での貧酸素水塊の形成と消滅機構 —

日比野忠史¹⁾・豊田政史²⁾・西守男雄³⁾・細川恭史⁴⁾・鶴谷広一⁵⁾

要 旨

日本周辺では、夏季には太平洋高気圧、冬季にはシベリア高気圧が卓越し、両季節では全く逆の気圧配置となるが、シベリア高気圧のため暖候期に比較して寒候期に気圧が高くなっている。海面水位は気圧配置の変わる春季に上昇し始め、秋季に低下し始めている。さらに、大船渡湾（三陸）内に流入する海水塊の特性も気圧配置の変わる春季と秋季に変化している。本研究では、グローバルな流れ場が沿岸域の水環境に及ぼす影響について検討を行った。気圧配置～海面水位～内湾域への流入水の関係について考察し、海面水位変化の特性は気圧との関係から整理することが可能であること、南北方向での海面水位偏差と海水挙動との関連性を見いだした。

この結果を用いて大船渡湾および釜石湾（大船渡湾の北北東約35km）における温度（密度）躍層とこれに伴う貧酸素水塊の形成および消滅機構について検討し、貧酸素水塊の形成・消滅は湾域のローカルな現象のみによって起こるのではなく、グローバルな大気の運動や海流等の外力に密接に関連していることを明らかにした。

キーワード：気圧配置，海面水位差，親潮，台風，温度躍層，外洋水進入

-
- 1) 海洋環境部 主任研究官
 - 2) 海洋環境部 環境評価研究室研究官
 - 3) 海洋環境部 環境評価研究室研究員
 - 4) 海洋環境部 環境評価研究室長
 - 5) 海洋環境部 部長

所在地：〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 TEL：(0468)44-5018 FAX：(0468)44-6243

e-mail：hibino@cc.phri.go.jp

Consequence of Sea level Distribution for an Estuary Environment along Japanese Coastal Waters

— Generation and Breakdown Mechanisms for Anoxic Layers in Ohfunato Bay —

Tadashi HIBINO ¹⁾ · Masashi TOYOTA ²⁾ · Dan-o NISHIMORI ³⁾
Yasushi HOSOKAWA ⁴⁾ · Hiroichi TSURUYA ⁵⁾

Synopsis

Distinct seasonal patterns can be observed for the meteorology of Japan. During summer the Ogasawara high pressure system develops over the Pacific Ocean. In winter season, the Siberian high pressure system develops over the Asian continent. As the Siberian high pressure system is the highest one in the world, the atmospheric pressure along the coast of Japan is higher in winter than in summer. With this seasonal variation of pressure distribution, the sea level along the coast starts to rise in spring and starts to descend in autumn. The Oyashio ocean current is influenced by these sea level variations which have a stronger effect on Japanese coastal waters in summer than in winter. The Oyashio current has low salinity and one of its impacts is to cause salinity in Ohfunato Bay (Sanriku) to be relatively low in summer and high in winter. The water quality and physical process within bays are strongly affected by phenomena such as regional air pressure distributions, Oyashio (ocean current) and typhoons.

The present study describes the relationship between atmospheric pressure and sea level in various ports along Japanese coasts and the effects of this relationship on seasonal water quality changes in Ohfunato bay.

The present study reveals that the water mass inside Ohfunato Bay is strongly related to variations in sea level along the Pacific coast over a scale of 3,000km from Nemuro (Hokkaido) to Naha (Okinawa). Low salinity water associated with the Oyashio ocean current intrudes into Ohfunato Bay from April to October in the average year. Finally, it was found that low salinity water is carried by typhoon from the ocean into Ohfunato Bay and Kamaishi Bay (about 35km North-North-East from Ohfunato Bay).

Keywords : Pressure Distribution, Sea level difference, Oyashio, Typhoon, Thermocline, Oceanic intrusion

1) Senior Researcher, Marine Environment Division

2) Researcher, Environmental Assessment Laboratory, Marine Environment Division

3) Member of Environmental Assessment Laboratory, Marine Environment Division

4) Chief of Environmental Assessment Laboratory, Marine Environment Division

5) Director, Marine Environment Division

Address : 3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826 TEL : (0468)44-5018 FAX : (0468)44-6243

e-mail : hibino@cc.phri.go.jp

目 次

要 旨	91
1. はじめに	95
2. 日本の沿岸域での海面水位	96
2.1 海面水位の気圧による整理	96
2.2 海面水位の季節変化	97
2.3 海面水位の1～数ヶ月周期の変化	99
3. 沿岸域の水位変化と内湾域への影響	100
3.1 親潮系冷水の南下と水位との関係	100
3.2 1997年の気圧～水位関係からみた気候特性	102
3.3 大船渡湾内の塩分（親潮の動き）と気圧～水位変化	104
4. 大船渡湾での水構造の年変動	105
4.1 気候と湾内の水構造（水質分布）	105
4.2 温度躍層の形成機構	108
4.3 貧酸素水塊の消滅機構	109
5. 三陸沿岸での水温構造の変化	118
5.1 三陸沿岸（大船渡湾～釜石湾）の地形と観測概要	118
5.2 三陸（釜石湾，大船渡湾）での水温変動	118
5.3 1997年秋の三陸（釜石湾，大船渡湾）での水温変動	120
6. おわりに	120
6.1 気圧配置と海面水位	121
6.2 沿岸域の水位変化と内湾域への影響	121
6.3 大船渡湾での水構造の年変動	121
6.4 三陸沿岸での水温構造の変化	121
参考文献	121
付 録	122

1. はじめに

内湾域の水環境に対する海洋運動の影響、さらには、気候の変動や温暖化など地球規模の現象による変化の程度をどう考えていくか。沿岸環境保全のために、どれだけ自然力を利用することが可能であるか。これらの問題は内湾域での現象のみで明らかにすることは不可能であり、外洋と内湾域での海水の流出入を考えることが必要である。外洋から内湾域にいつ、どのような性質の海水が流入し、これらによって内湾域での生態系にどのような影響を与えているかを知ることが重要となる。

地球上のある地域と遠く離れた地域とで、気温、気圧等の気象要素が高い相関で変動する時、この両地域にはテレコネクションがあるという。北半球では冬季に顕著なテレコネクションが現れる。北半球での冬季のテレコネクションのパターンには5つの型があり、アジア付近ではEU型 (Eurasian pattern) が現れるが、そのパターンは明確でなく、PNA型 (Pacific/North American pattern) に含まれたパターンになっている。北半球での冬季のPNA型は日本付近においてはシベリア高気圧が強く、アリューシャン低気圧が南偏する。例えば、関根(1992)はPNA型の大気変動パターンの時に親潮が異常南下することを見出しており、親潮の異常南下の問題は大気大循環の変動に関連する現象であることを示唆している。

本研究は自然力を利用して港湾域の水質管理を行うことを目指し、このために地球規模の流れ場と地球温暖化、気候変動との結びつきや港湾域に地球規模の流れ場がどのような外力として働くのか等の局域に対するグローバルな場の働きを明確にすることを目的としている。ここでは、主に三陸に位置する大船渡湾 (北緯 $39^{\circ}02'$, 東経 $141^{\circ}44'$) を対象として湾内の水質変化に対し、時空間スケールの異なる外力がどう影響を及ぼしているかを検討している。

大船渡湾は昭和35年チリ津波により甚大な被害を受け、昭和42年には津波防波堤が設置された。湾口部 (水深約40m) には高さ約20mの捨石マウンドが設置され、湾内外が分離された形状にある。夏季には湾内で温度躍層の形成や有機泥によるバクテリア等の活性化が起こるために、底層に貧酸素水塊が形成される。温度躍層の形成には気温上昇のみならず、湾外水の影響が大きい (日比野ら, 1999a)。内湾域の水環境に対する海洋運動の影響、さらには、気候の変動や温暖化など地球規模の現象による変化の程度をどう考えていくか。沿岸環境保全のために、どれだけ自然力を利用することが可能であるか。これらの問題に対しては外洋から内湾域にいつ、どのような性質の海水

が流入し、これによってどのように内湾域での水温や塩分等の分布 (水構造) が変化しているかを知ることが重要となる。親潮系の冷水は通常3月から5月にかけて沿岸よりの分枝が三陸沖に南下し、9月から10月にかけて北上する。図-1には三陸に位置する大船渡湾で観測された (図-2のSt.c) 塩分の経時変化が示されている。「TSURUYA and HIBINO (1998)」によれば、①大船渡湾では湾外からの低塩分の流入水が密度躍層を促進していること、②貧酸素水塊の形成・消滅は湾外水の流入と密接に関連していることが明らかにされている。図-2は「村上・山田(1992)」が整理した日本周辺沿岸域、87地点での月平均された海面水位の年較差を示している。水位の年較差は南方で大きく、西日本海・東シナ海で大きい傾向にあり、グローバルな場との関連が予想される。

本論文では、日本周辺沿岸域での最近10年間の気圧配置と海面水位変動との関係についてまとめ、月～年スケールで起こる海面水位の変化と気圧配置との関係について考察した。これらを基礎に沿岸域の水位変化と外洋水の流入、流入水の内湾域への影響および気圧～水位関係からみた1997年 (エルニーニョ) の気候特性と水質変動の特性について考察した。さらに、日本周辺の海流や気象現象等の時空間スケールの異なる外力が大船渡湾における貧酸素水塊の形成・消滅機構にどのように影響を及ぼしているかについて検討した。

気象・海流等に関する基礎知識を付録に示しているので参照されたい。図-A-1には日本周辺における冬季と夏季の気圧分布、図-A-2には黒潮域、黒潮・親潮混合域、親潮域での水温、塩分、溶存酸素の鉛直プロファイル、図-A-3、図-A-4には日本周辺海域における冬季と夏季の海面塩分分布、海面水温と流れ場、図-A-5には親潮に伴った海面水温の月変動が示されている。これらの図から日本周辺海域には以下の特徴があることがわかる。

- ①日本周辺では、暖候期には太平洋に小笠原気団 (太平洋高気圧) が発達するために、気圧は太平洋で高く、日本海で低くなり、東西方向に気圧勾配が形成される。寒候期になるとアジア大陸でシベリア気団 (高気圧) が卓越し、暖候期とは全く逆の気圧配置となる (図-A-1)。
- ②黒潮域 (32.5°N , 134.5°E) 水深100mでの塩分は約34.7、水温は $19\sim 21^{\circ}\text{C}$ 、親潮域 (41.5°N , 144.5°E) 水深100mでの塩分は約33.4、水温は $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ である (図-A-2)。
- ③日本沿岸域では冬季に向かって水位が低下する。日本海では9月頃からの水位低下に伴って対馬海峡から高塩分の海水が流入する (図-A-3, 図-A-4)。
- ④三陸沖には北から親潮、南からは黒潮の勢力が及び、さらに三陸の沿岸近くには津軽暖流が伸びている。

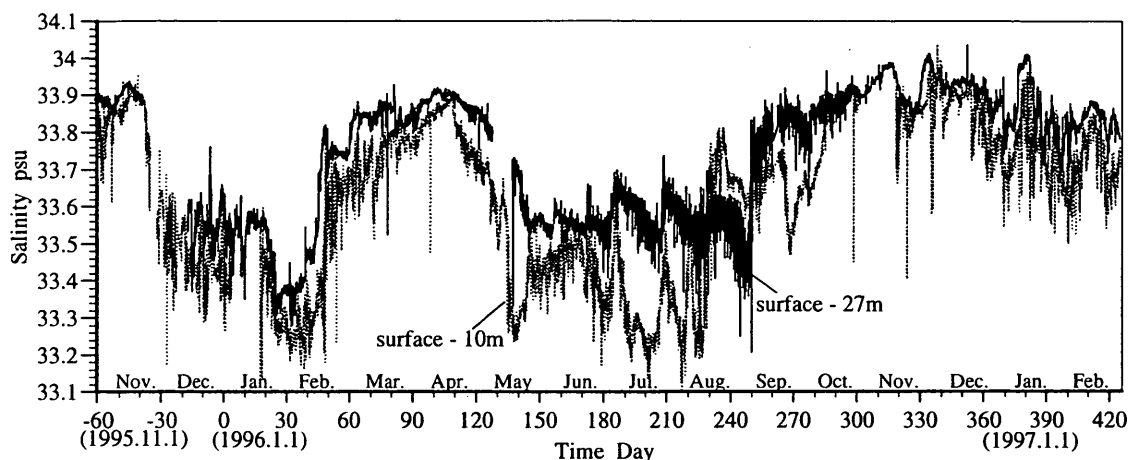


図-1 大船渡湾内における塩分の季節変動 (1995.11.1-1997.2.28)

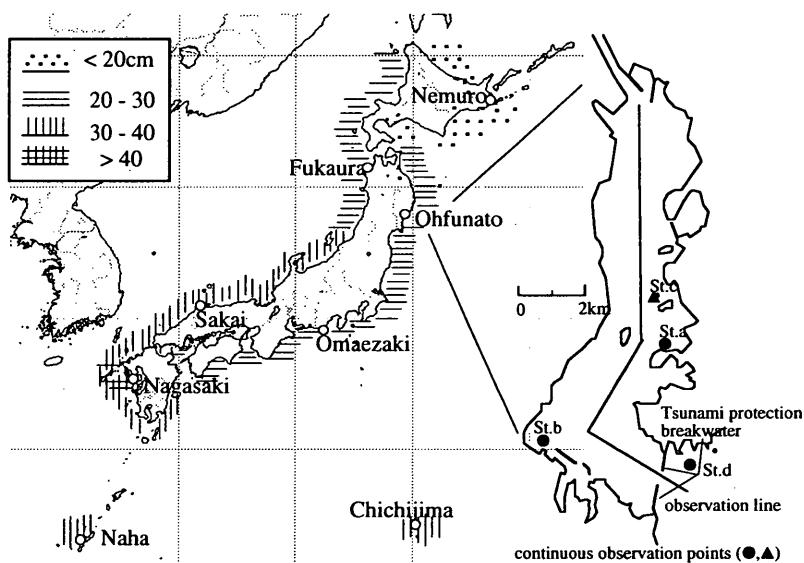


図-2 日本沿岸での水位の年較差および大船渡湾の地形形状

⑤親潮系の冷水塊は春先から三陸沖に南下し始め、9月頃から北上する (図-A-5)。

⑥八丈島の水位は黒潮流路の影響が大きい。黒潮は八丈島の北、または南側を通る。黒潮が地衡流平衡 (黒潮は高圧部の流れ) をしていれば黒潮の両側で海面水位は大きく異なる。八丈島の北側を通るときに水位は高くなる。

2. 日本の沿岸域での海面水位

2-1 海面水位の気圧による整理

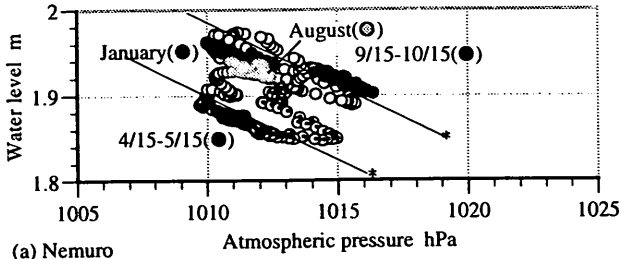
冬季にアジア大陸に発達するシベリア気団は地球上で最も大きな高気圧であるため、日本沿岸地域では暖候期に比較して寒候期に気圧が高くなっている。さらに、北海道北東からアリューシャン列島付近にかけて規模の大きな高・低気圧が1ヶ月程度発達する機会が多くあるが、これ

により南北方向に気圧勾配が形成される。また、海面水温も季節的に変化している。対馬暖流域 (日本海) では年間を通して海面付近で約 20°C 、水深 100m においても約 5°C の水温変化がある。海洋の大規模な運動は海面における風の分布と密接に関係している。さらに海流は特有の密度を有している。これらの現象に伴って日本沿岸域においては、海面水位は寒候期から暖候期に向って上昇し、暖候期から寒候期に向って降下している。ただし、気圧配置の季節変化、海水温の変動や大規模な大気の運動が独立して海面水位を変化させているものではなく、どの要因が海面水位を変化させているかを特定できない。本論文では、気圧配置によって気候 (季節) が決まること、さらに海面水位変動と気圧配置の季節変化との対応が良いことから、気圧と海面水位との関係から議論を進める。日比野 (1996) は境 (日本海) での観測結果から気圧と海面水位との関係を後

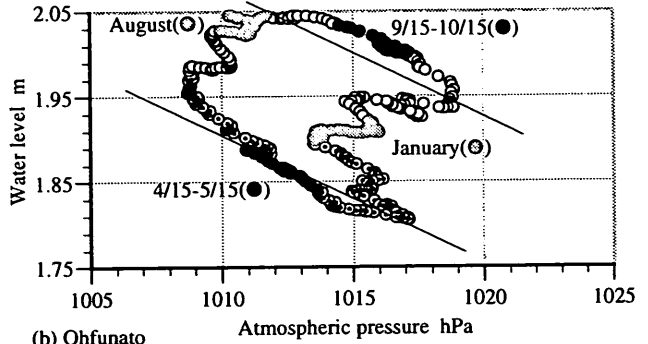
述の図-3の方法でプロットするとその軌跡はヒステリシスを描き、冷夏、暖冬等、気候の特性によって形状が変化することを示している。

2-2 海面水位の季節変化

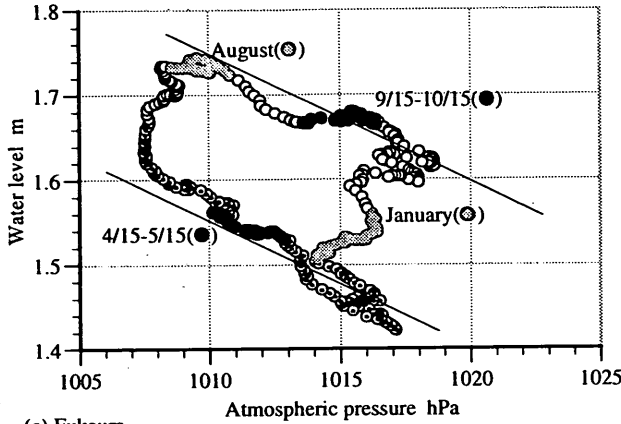
図-3は(a)根室、(b)大船渡、(c)深浦、(d)御前崎、(e)境、



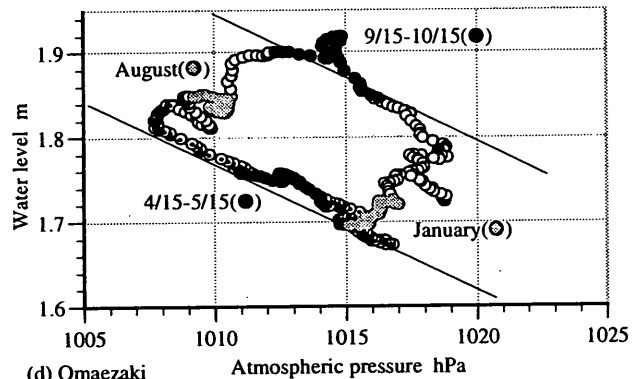
(a) Nemuro



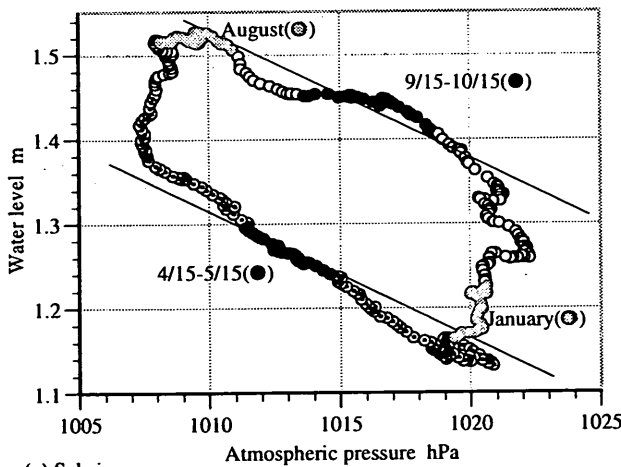
(b) Ohfunato



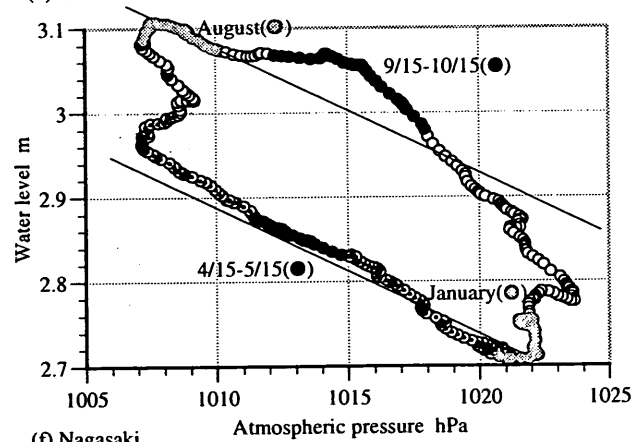
(c) Fukaura



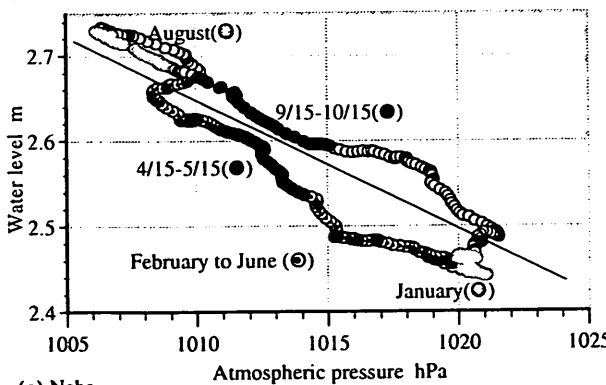
(d) Omaezaki



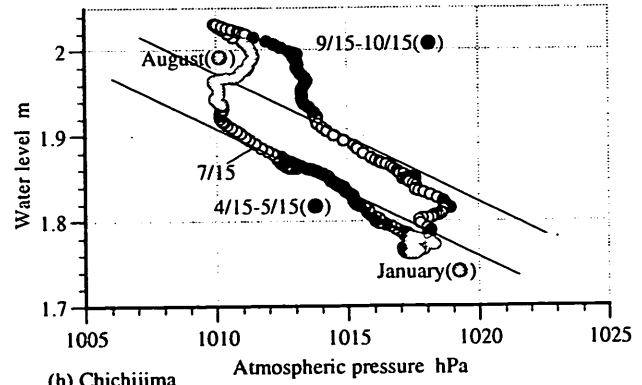
(e) Sakai



(f) Nagasaki



(g) Naha



(h) Chichijima

図-3 気圧～水位関係 (1987年～1997年の11年間の平均値を2週間で移動平均した値)
((a)～(h)の直線は図-4と図-9との比較のために示している。)

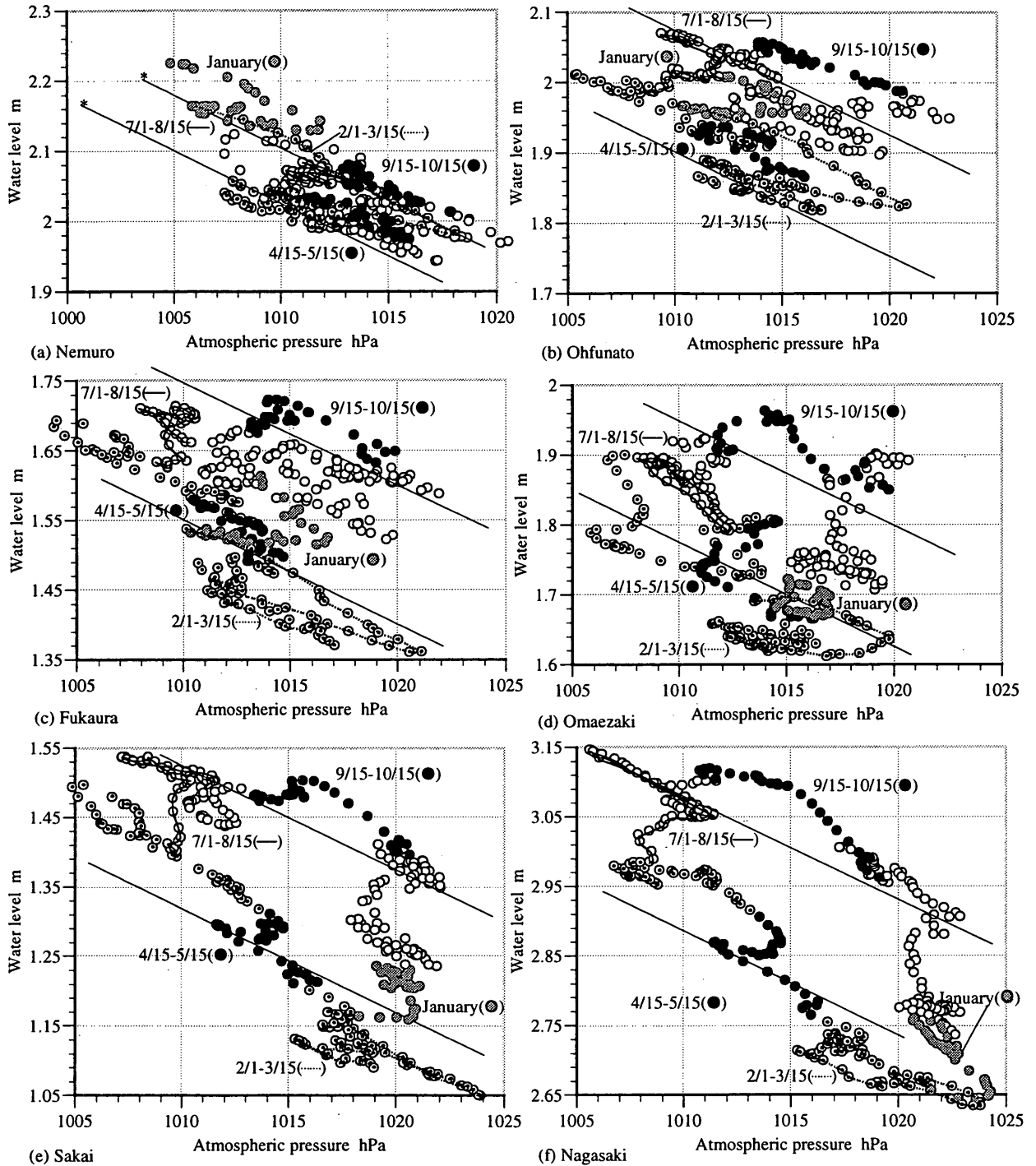


図-4 1996年の気圧～水位関係
(図-3と同様の整理で1997年のデータが示されている。*の直線は図-3(a)～(h)との比較のために示されている。)

(f)長崎, (g)那覇, (h)父島での気圧と潮位の日データを15日間で移動平均したものである。図には1987年から1997年までの11年間の平均値が示されており(以降, 本論文ではこの値を並年値として扱う), これらの地点は図-2に示されている。図中の○は2～6月, ●は1月と8月, ◐は4/15～5/15と9/15～10/15の値, 実線(*)は図-4と図-9との比較の

ために示している。

図-3から気圧に対する水位の変化は時計廻りのヒステリシスを描いており, 気圧～水位関係は季節によって変化する範囲が決まっていることがわかる。気圧～水位関係がヒステリシスを描くのは, 図-A-1に示したように日本周辺海域はシベリア大陸と太平洋に発達する2つの大きな気

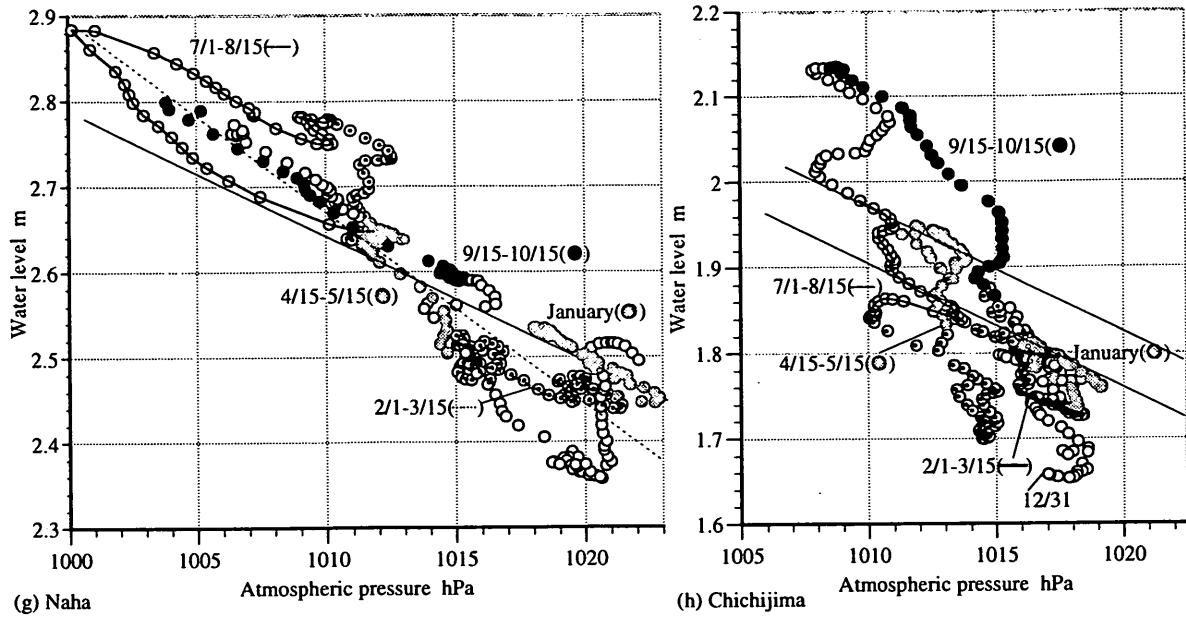


図-4 [Continued] 1996年の気圧～水位関係

団の影響を受けるためと考えられる。

図中の●前後の期間は気圧配置が冬型から夏型、夏型から冬型に変わる期間（気圧配置は移動性高気圧型が多い）であり、この期間を挟んで気圧の変化が大きく、気圧変化に伴って水位も変化している。両期間とも気圧1hPaの上昇に対して水位は約1.5cm低下している。●前後の気圧変化の大きい期間の水位変動幅は長崎で約25cm、那覇、境で約20cm、父島、御前崎、深浦、大船渡で約10cm、根室では約5cmであり、図-2に示した年較差の分布と良い対応をしている。

冬型・夏型の気圧配置が安定している期間(11月～1月・6月中旬～8月下旬)は、日本周辺海域は高・低気圧(気団)の中間付近に位置しているため気圧の変動は小さいが、冬季・夏季ともアジア大陸、太平洋で気団が発達するために日本周辺の水位は気圧差の増大に伴って変動している。

ヒステリシスの形状は南北方向に変化しており、高緯度に位置する(気圧変動幅が小さい)根室ではヒステリシスは明確に現れず、つばみがすぼんだ形状になっている(気圧約7hPa、水位約14cmの変動量)。シベリア高気圧の影響が強い日本海西側ではヒステリシスが明確に現れ、シベリア高気圧の影響が弱くなる沖縄、父島では直線的な形状に近くなる。

2-3 海面水位の1～数ヶ月周期の変化

図-4には図-3に示した各地点での1996年の1年間の観測値が示されている。これらの図は図-3と同様の整理がされており、図中の直線は並年値との比較のために示してお

り、図-3中の直線と同一の直線である。

図-4に示された気圧～水位関係は年周期のヒステリシスループと1～数ヶ月周期のループで形成されており、高緯度ほどループの変動幅は大きくなっていることがわかる(1～数ヶ月の水位・気圧変動は北海道(根室)で大きい、日比野ら、1999b)。1996年は、1～3月は並年(11年間の平均値)に比較して低い水位、5～6月中旬は並年に比較して高い水位が観測されているが、9月以降はほぼ平年並みの水位変化となっている。1996年は北海道を除いて、1987年以降続いていた暖冬傾向が一段落した年であり、3月前半にも西高東低の気圧配置が現れている。図-4からわかるように、図-3に示した並年の気圧～水位関係と比較すると、1月、2月～3月中旬と7月～8月中旬のループが顕著である。これらの1～数ヶ月周期のループは並年の気候とのズレであり、その年の季節の特性を表している。並年および1996年の気圧～水位関係(図-3と図-4)と1996年の天気図(気象年鑑1997年版参照)を比較することによって以下の説明ができる。

1月のループは中旬を中心に移動性高気圧と南高北低の気圧配置となったことによって生じており、根室、大船渡、深浦では気圧の低下に伴った水位上昇が起こっている(図-3と比較)。2月～3月中旬のループ(図-4;破線で結んだ期間)は、冬型の気圧配置が約半月の周期で強まった(2月前半と3月前半に強い冬型)ため、この周期で東、西日本で水位の低下と上昇が起こっている。7月～8月中旬のループ(図-4;実線で結んだ期間)は7月上旬と8月上旬に冷たい高気圧が北日本を覆った(本州南海上が大きな低

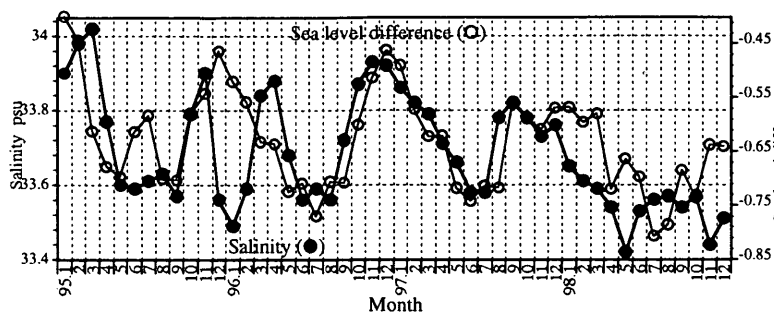


図-5 大船渡湾内底層(27m)の塩分変化および大船渡と那覇の水位差の関係

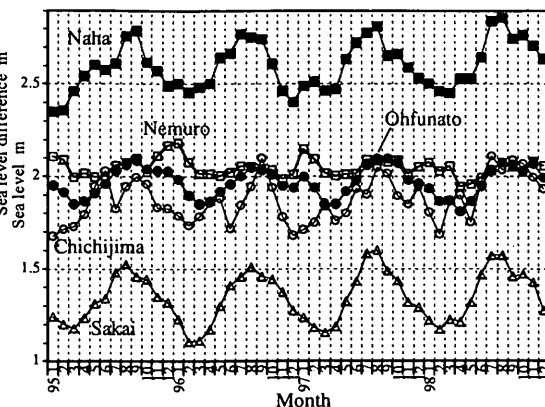


図-6 根室、大船渡、境、那覇および父島の月平均水位

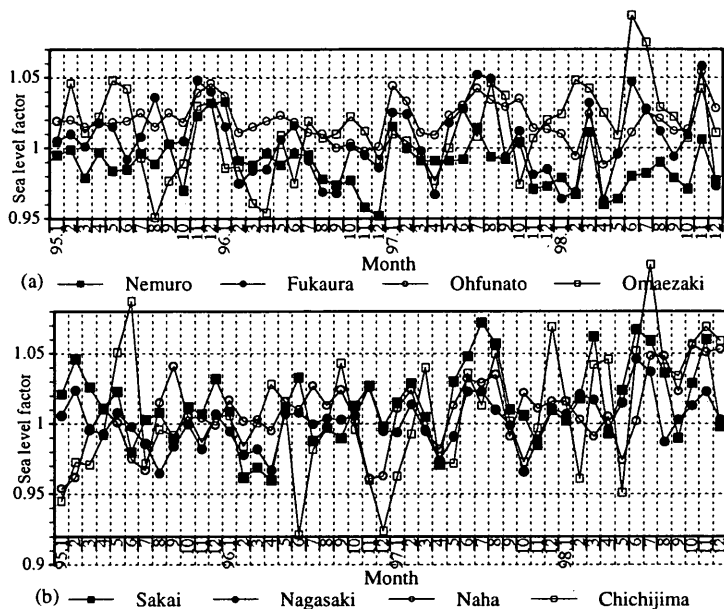


図-7 Sea level factor (該当月の平均水位/1987年~1997年の月平均水位)

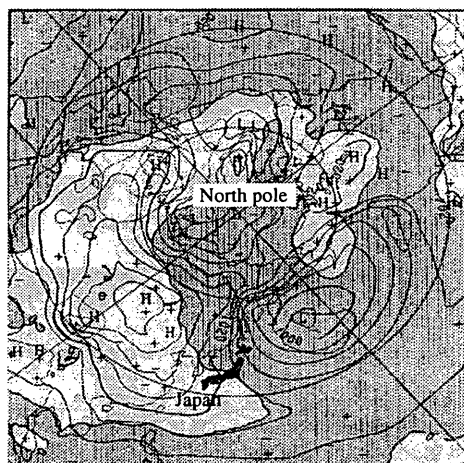


図-8 95/96年12月~2月の平均海面気圧分布天気図 (実線は等値線、ハッチされた範囲は並年より気圧の低い海域)

圧部) ため、那覇と父島では逆の水位変化となっている。

これらのことから1~数ヶ月周期のループが高・低気圧の発達する頻度(気圧配置, 気候)に応じて生じていること, 気圧配置の変化と水位変化は密接に関連していることがわかる。「日比野ら(1997)」は気圧~水位関係が図-3に示した平均値より下側にプロットされる場合は気温が低く, 上側にプロットされる場合は気温が高くなる傾向があることを示している。ただし, 例えば冬季に夏季の方向(気圧が低く, 水位が高い)にプロットされた場合には下側にプロットされた場合にも暖かい冬となる(例えば図-9の2月, 3月)。

図-3と図-4との比較から以下の地域の特徴がわかる。①北日本では天気の変化による気圧変動が大きいために並年値からのズレが大きい(水位に及ぼす気象の影響が大きい)こと, ②ヒステリシスループの大きい境, 長崎では並年値からのズレが小さい(水位変化が安定している)こと, ③ほぼ同緯度にある那覇と父島では1年を通じた気圧と水位の変動幅は那覇で大きく, 冬季と夏季の特徴が父島

よりも明確に現れる。図-7と図-3, 4からヒステリシスループの形状が並年と大きく変わる父島では, 水位の並年からのズレが大きく, 安定した水位変化は生じていない。地衡流平衡を考えれば黒潮内側の水位は高い。八丈島の水位変化から黒潮の流路がわかる(黒潮の流路によって1m以上の水位差, 5℃以上の水温差が生じる, Hibinoら, 1999)が, 八丈島での水位変化の時期と父島での水位上昇の時期は一致していない。

3. 沿岸域の水位変化と内湾域への影響

3-1 親潮系冷水の南下と水位との関係

図-5には大船渡湾中央水深27mの(図-2のSt.c)で観測された月平均塩分および大船渡と那覇の月平均水位差, 図-6には根室(□), 大船渡(●), 境(△), 那覇(■)と父島(○)の月平均水位, 図-7には日本沿岸海域(図-2の8地点)での月平均水位の11年間の平均値(1987年~1997年)との比の経月変化が示されている。図-5と図-6から1995/96年12月~2月を除いた期間は大船渡湾の塩分変化は大船渡と那

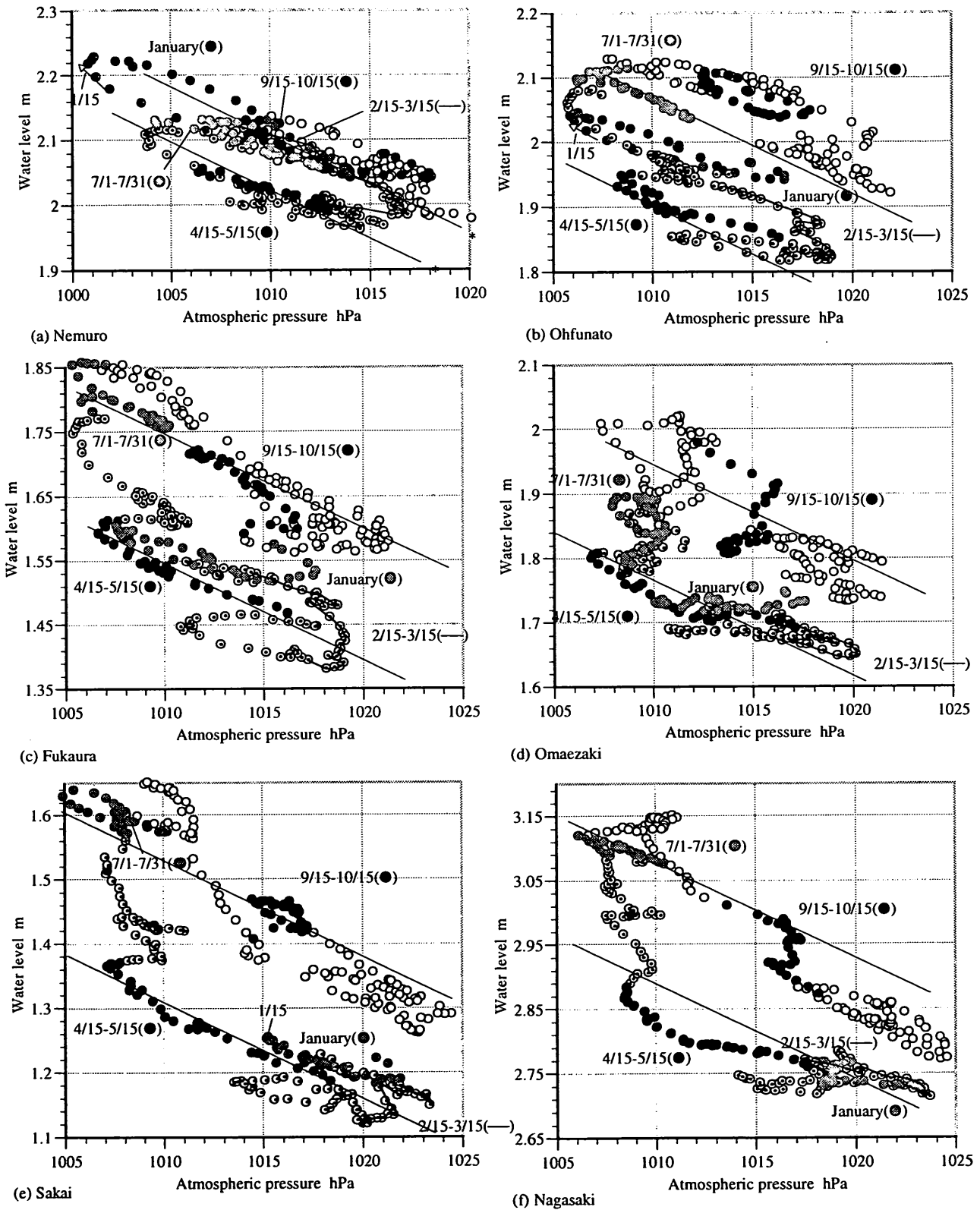


図-9 1997年の気圧～水位関係
(図-3と同様の整理で1997年のデータが示されている。の直線は図-3(a)～(h)との比較のために示されている。)

那覇の水位差と相関が高いことがわかる。
1998年の特異な大船渡湾内の塩分低下(冬季までの連続的な親潮の南下による)時には大船渡と那覇の水位差の増大

(那覇での水位上昇)が観測されている。1997年夏頃から西日本で5%程度の水位上昇が観測されている(図-7)。
1995/96年冬季の塩分低下は1995～1997年の観測のう

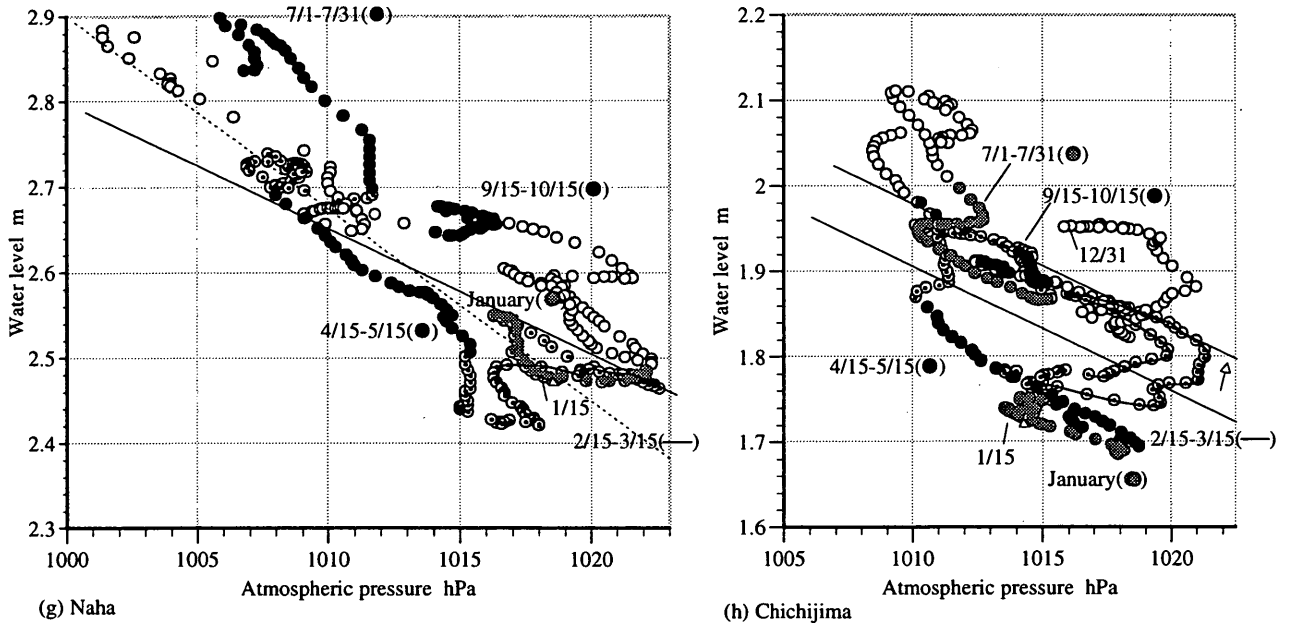


図-9 [Continued] 1997年の気圧～水位関係

ち、この期間にのみ観測されている。図-8は気圧が並年値より低くなった1995年12月～1996年2月までの海面気圧天気図を示したものである。ハッチされた部分は並年よりも気圧が低い領域を表している。この冬は図-8に示すようにPNA型の大気変動パターンが現れており、東日本から北日本では並年より海面気圧が低くなっている。

1995年11月～1996年1月頃まで気圧が並年より低くなった図-7(a)に示した北日本と東日本の各沿岸域では並年に比較して約5%の水位上昇がみられている。

1995/96年11月～1月のPNA型の大気変動パターン発生時の北日本と東日本での水位上昇および1997年春頃(エルニーニョ現象最盛期)からの西日本の水位上昇時は大船渡湾内における塩分低下が起こっており、気候変動に伴った水位変化と海流変動との関連が大きいと考えられる。大船渡湾は黒潮と親潮、津軽暖流の混合域にあり、それらの影響は季節によって異なっている。豊田ら(1999b)は大船渡湾の水質分布は湾内への外洋水の流入が支配的であることを示している(4章参照)。図-A-5に示したように並年は3月中旬から9月頃までは親潮系の冷水塊が南下している。この期間は図-3で示した日本沿岸での海面水位が上昇している期間と一致している。さらに、2月から8月頃にかけて根室では約10cm(大船渡、約15cm)の水位上昇であるのに対し、那覇では約30cmの水位上昇があり、このことによって3月中旬頃から根室と那覇間の水位差は増大し始めている(図-3～図-5)。

これらのことから、規模の小さい大船渡湾内の水質に対し、グローバルな大気変動パターンに伴った日本沿岸海域

の水位(海流)変化の影響がある(親潮の南下は海面水位の季節的、気候的な変化に伴って起きている)ことが予想できる。

3-2 1997年の気圧～水位関係からみた気候特性

1997年には1949年以降で最大のエルニーニョ現象が発生した。エルニーニョ現象が発生すると日本では統計的に冷夏、暖冬、梅雨明けの遅れなどが現れやすい傾向にあると言われているが、内湾域に及ぼす影響は明らかになっていない。本章では1997年の日本沿岸域での水位変化の特性について述べる。

(1) 1997年の気候特性

図-9には図-4と同じ整理方法で1997年の1年間の気圧～水位関係が示されている。ここでは図-3に示した11年間の平均値および図-4に示した1996年の気圧～水位関係と比較することで1997年の気候の特徴を説明する。図-3と図-9を比較すると気圧～水位関係が並年に比較して早く変化していること、1～数ヶ月周期のループ(例えば、1月中旬の北低南高の気圧配置や7月の太平洋高気圧の東偏によるループ)がはっきりしていることがわかる。1997年の天候は①春の顕著な高温、②台風の早い上陸、③梅雨明け後の不順な天候、④秋の天候の大きな変動が特徴であった(気象年鑑1998年版)。これらの天候の特徴(①～④)は以下の気圧～水位関係(図-3、図-4との比較)と関連つけることができる。

①、②の特徴：3月の気圧低下に伴う水位上昇(並年の4月中旬の気圧～水位の位置)、5月中旬には並年の6月中旬

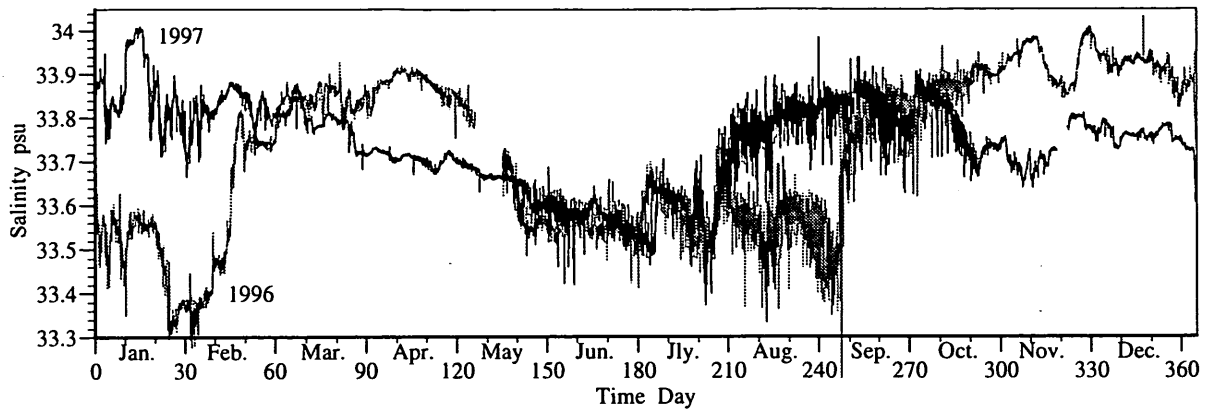


図-10 1996年と1997年の大船渡湾における塩分の季節変動の比較

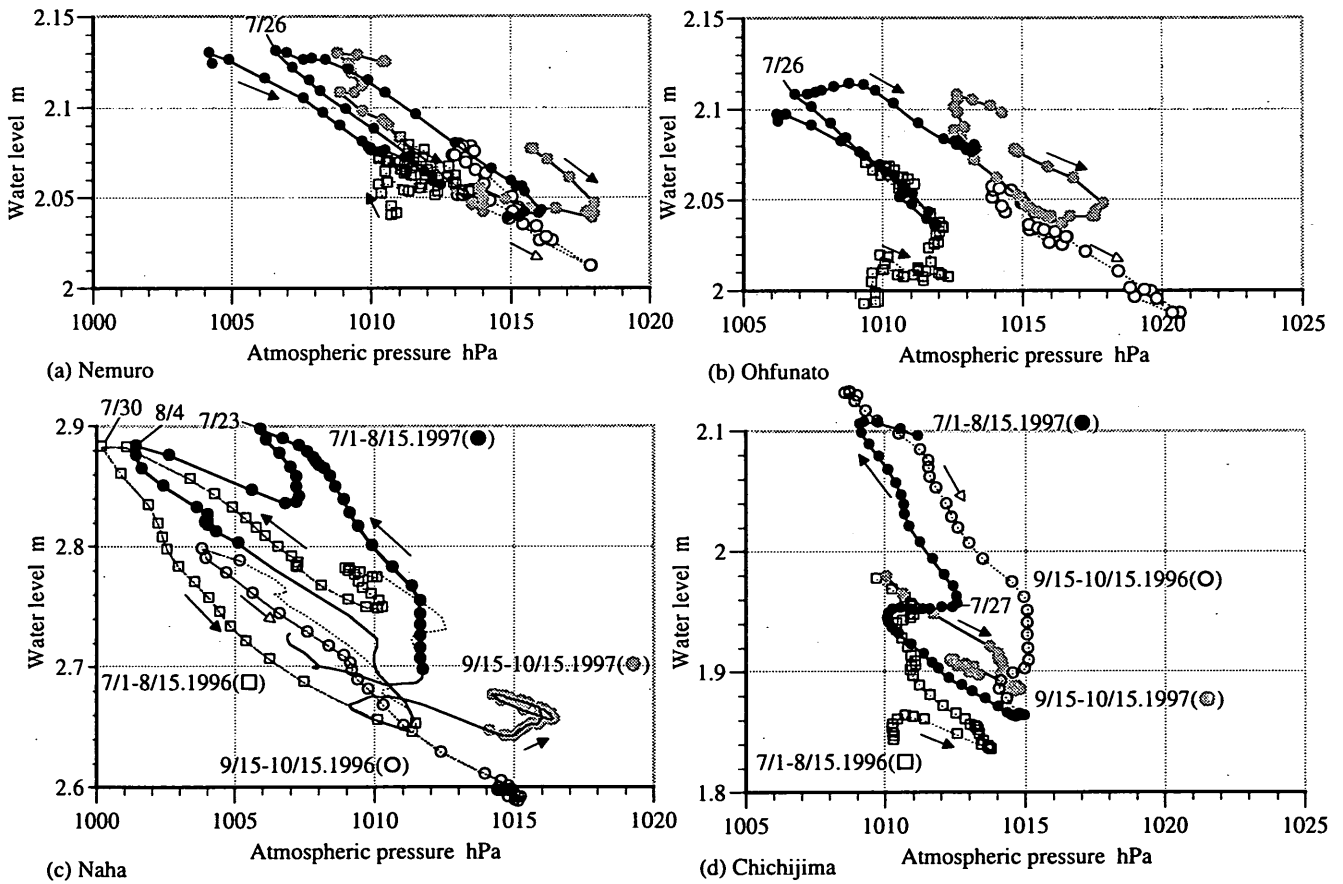


図-11 1996年と1997年の気圧～水位関係の比較

の位置にプロットされており、約1ヶ月で冬から夏の位置への移行が終わっている（並年は約3ヶ月）、③の特徴：日本海で7月～8月の1996年に比較して水位は約10cm高く、気圧は約5hPa低い（太平洋高気圧の勢力が並年より東に偏っている、図-A-6）、④の特徴：9月下旬頃からの水位低下が並年に比較して大きい（早い冬の訪れ、9月半ばから10月半ばまでは全国的に気温が低い）。

(2) 気候特性と内湾塩分の季節変動

前節で述べた気候特性が内湾域（大船渡湾）に与えた影響について考察する。図-10には1996年と1997年に観測さ

れた大船渡湾中央水深27mでの塩分（図-2のSt.c）、図-11には1996年と1997年の7月1日～8月15日、9月15日～10月15日の(a)根室、(b)大船渡、(c)那覇、(d)父島での気圧～水位関係（図-4、図-9と同様の整理）が示されている。図-11の根室、大船渡の水位は那覇、父島の水位の15倍の縮尺で表されており、(c)那覇には1996年は破線、1997年は実線で6月15日～10月15日の観測結果が示されている。

i) 大船渡湾内の塩分変動

1997年の低塩分海水（親潮系冷水塊）の大船渡湾への流

入は3月頃から徐々に起こり、7月下旬には低塩分海水の流入はなくなっている。1996年と比較すると低塩分海水の流入、流出とも約1ヶ月早く起こっている(図-10)。この現象は図-4と図-9に示した1997年の気圧～水位関係が1996年より約1ヶ月早い季節の変化を表していることと良く対応している。

ii) 1997年の気圧～水位関係

1996年と1997年の気圧～水位関係を比較すると1997年には、①父島の9/15-10/15(●)を除いて同時期の水位が高いこと、②那覇では9月中旬には並年時の10月中旬の位置(図-3)にあること、③9月中旬から10月中旬に根室と大船渡では気圧が低下し、水位が上昇していること、④7月～9月に水位上昇と低下が繰り返し起こっていること、⑤④の変化の経路は地域によって経時変化の経路が異なっていること、⑥9月中旬から北日本で低気圧が約20日間発達し、根室で10cm程度水位が上昇しているが、那覇、父島での影響は小さい(数cmの水位変化)ことがわかる。

3-3 大船渡湾内の塩分(親潮の動き)と気圧～水位変化

図-5で示したように、大船渡湾内の塩分変化は北日本沿岸(大船渡)と那覇での水位差との相関が良い(北日本沿岸の水位の季節変化量は20～30cmであるのに対し、沖縄での季節変動幅は約50cmであることから沖縄での水位変化の影響が強い)。

(1) 気圧～水位関係および親潮の季節変動

3-1で述べたように気圧～水位関係も夏の状態(気圧低下、水位上昇)と冬の状態(気圧上昇、水位低下)が明確に分かれており、特に西日本、那覇、父島で水位変化が大きい。また、例年の親潮の南下は夏、北上は冬に起こり、この動きによって大船渡湾内塩分は夏に低く、冬に高い。

i) 親潮の南下と水位上昇(気圧低下)

1996年は4月中旬頃から塩分が低下(約0.01psu/Day)しているが、塩分が低下する4月中旬から那覇での水位が上昇し始めている(図-4(g))。1997年は1996年より約1ヶ月早い3月下旬頃から塩分が低下(約0.003psu/Day)しているが、1996年と同様に塩分が低下し始めた3月下旬頃から那覇での水位上昇が起こっている(図-9(g))。すなわち、気圧～水位関係が夏の状態への移行とともに塩分の低下(親潮の南下)が起こり始めている。

ii) 親潮の北上と水位低下(気圧上昇)

1996年は9月中旬から、1997年は7月下旬から塩分上昇が起こり、それ以降の塩分低下は観測されていない。

1997年の7月下旬から北日本沿岸では水位低下(気圧上昇)、那覇では水位低下傾向(8/4から水位低下)、父島では水位上昇(8月中旬から水位低下)に転じている。那

覇での8/4以降の水位上昇はなく、塩分低下も観測されていない。1996年9月中旬からの塩分上昇時も水位変化との関係が強い。那覇では9月中旬(○)から約20cm(父島では約25cm、○)、北日本沿岸でも約8cmの水位低下がある。1996年に塩分が上昇した9月中旬以降、那覇での水位は2.7m以上への水位上昇は観測されていない。すなわち、気圧～水位関係が秋～冬の状態に安定することによって塩分の上昇(親潮の北上)が起こる(PNA型の大気パターン出現時の親潮の異常南下は例外)。

iii) 気圧配置と海流の動き

塩分の低下・上昇は親潮の南下・北上によるものと考えられること、塩分変化が日本沿岸域の水位変化との対応が良いことから、南日本(那覇、父島)で水位が低下することと親潮が北上する(三陸で塩分上昇)ことは関係が深いことが考えられる。例えば、夏に太平洋高気圧が発達する(日本沿岸、米国東海岸では冬に比較し気圧低下、図-A-1)と西日本、南日本での水位上昇量が大きくなる。太平洋にある2つの大きな循環流で過度が保存されるとすれば、太平洋南側の循環流(黒潮、黒潮続流、北太平洋海流、北赤道海流)は小さくなる。逆に太平洋北東側では高気圧(水位低下)となり、太平洋北側の循環流(親潮、アラスカ海流)は大きくなる(親潮の南下)と考えられる。

(2) 短周期(約半月)での塩分、水位の変化

ここでは親潮が北上する以前(冬型の気圧配置に移行する頃)の塩分変化を扱う。1996年の6月下旬、7月下旬、8月中旬および1997年の7月上旬に半月程度の塩分上昇が観測されている(図-10)。図-11から上記の期間、那覇と父島では気圧、水位とも逆の変化になっていること、父島と北日本(根室、大船渡)の変化の経路は類似している(8月に向かって水位が上昇、那覇では下降)が、父島では水位変化が大きく、北日本沿岸では気圧変化が大きくなっていること、根室では気圧～水位関係は線形に近い関係にある(1cm/hPaの変化)ことがわかる。

那覇における水位は、大船渡湾の塩分上昇時には上昇、塩分低下時には低下しており、塩分と水位の上昇、塩分と水位の低下との対応は良い。この場合の塩分と水位変化の関係は季節的な塩分と水位変化の関係(並年の親潮の北上にともなった塩分上昇、3-3(2)節)と逆になっている。さらに、短周期の塩分変化を繰り返す時には父島での水位が上昇している(気圧の変化は小さい(5hPa以下))のに対し、塩分が33.8以上に上昇(親潮の北上)する場合には水位は低下(秋～冬の状態)している(図-11)。

季節的な塩分変化(親潮の動き)は季節的な水位状態との関連が強く、南日本で水位が高い状態(夏の状態)が続くと親潮は北上せず、大船渡湾内の塩分は上昇しない。水

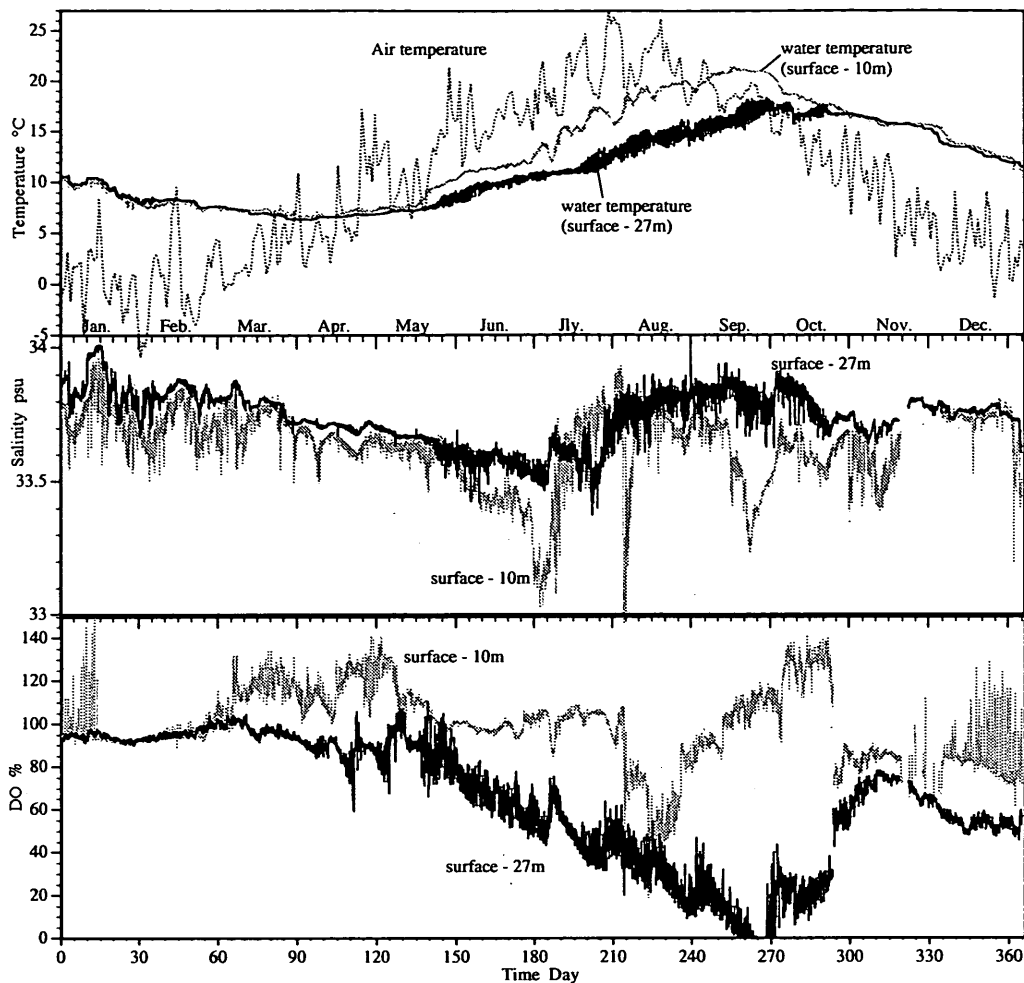


図-12 1997年の大船渡湾における水温、塩分およびDOの経時変化

位の高い状態が続く時にも那覇、父島で水位変化との対応が良い。この場合の海流との関係は明確にできていないが、水位上昇時に塩分は上昇、水位低下時には塩分は低下している。

以上のことから、気圧～水位関係の変化の特性が沿岸域に流入する外洋水の特徴を明らかにするための手段の一つとして用いることができる可能性を示している。気圧・気温データはすでに充実しており、気圧～水位関係と特定の期間と地域で観測された水温・塩分を比較することにより沿岸域の水環境の変化を推定できるよう、さらなるデータの蓄積と太平洋周辺での同様な解析が望まれる。

4. 大船渡湾での水構造の年変動

4-1 気候と湾内の水構造（水質分布）

1995～1997年のいずれの年も春先から親潮系海水が三陸沖に南下し始め、9月頃から北上が観測されている。前章で述べたように1997年はエルニーニョの年であった

が、1995、1996年と比較して親潮の南下の始まりが早く、緩やかに南下してくる特性があるものの塩分変化の特性は例年と類似していた。しかし、1998年は過去の観測結果とは異なった傾向にあった。以下に各年の大船渡湾内の水構造の特性について述べる。

(1) 1995～1997年の水構造の変化

1995～1997年は図-5で示されているように年によって塩分低下の起こる時期は異なっているが、いずれの年も夏季に向かって低塩分になっている。図-12には大船渡湾中央での水面下10mと27mでの(a)水温・気温、(b)塩分および(c)溶存酸素(DO)の経時変化(1997年)が示されている。1997年の大船渡湾における水構造の変化は以下のように起こっている。3月中旬頃から塩分の低下が起こり、これに伴って上下層の水温差が増大し始める。気温が水温よりも高くなる頃に、温度躍層ができ始めるが、気温が水温を下回った後も水温は上昇している。躍層の形成後、底層の溶存酸素量が低下する。温度躍層は塩分が3月初旬の濃度に回復する頃が最も強く、水深10mの水温の低下と同時

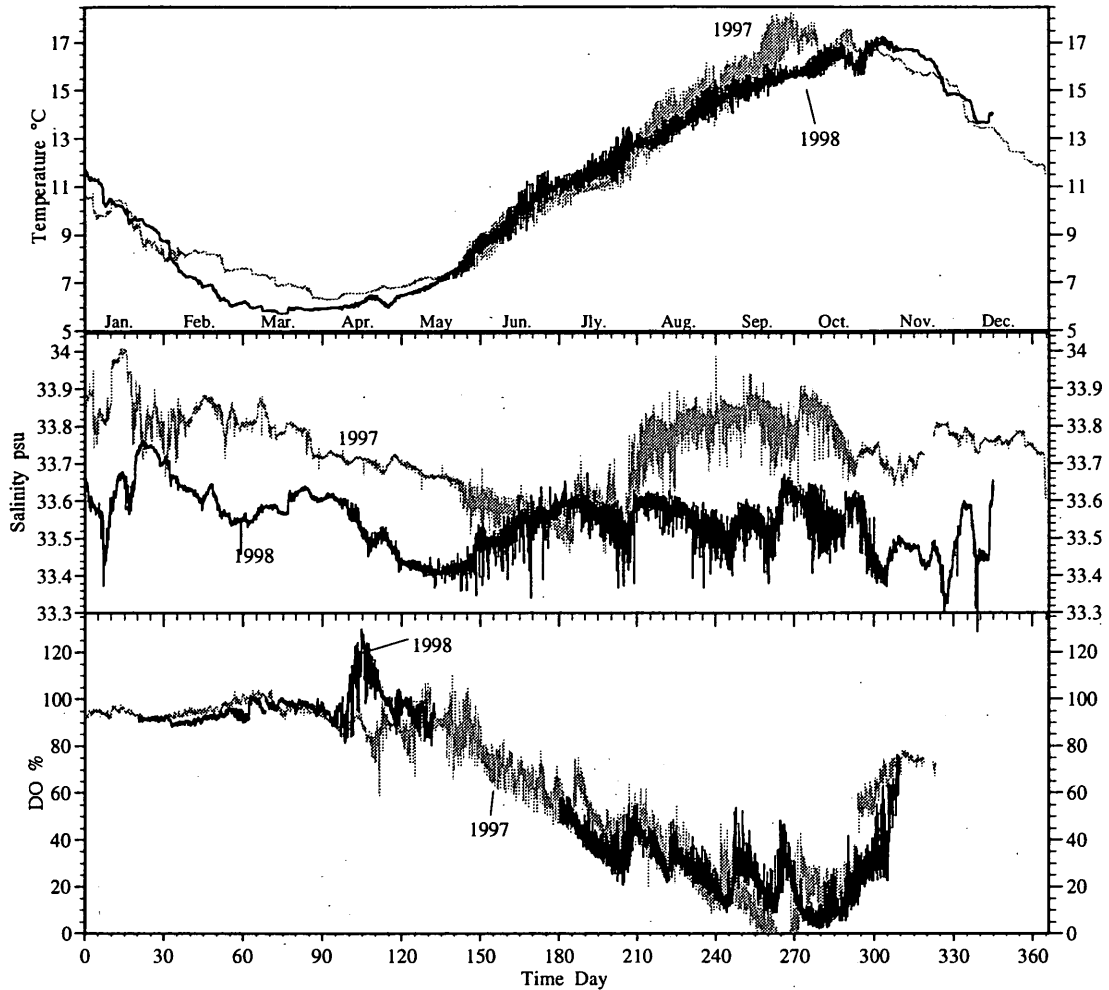


図-13 1997年と1998年の大船渡湾における水深27mでの水温・塩分の経時変化の比較

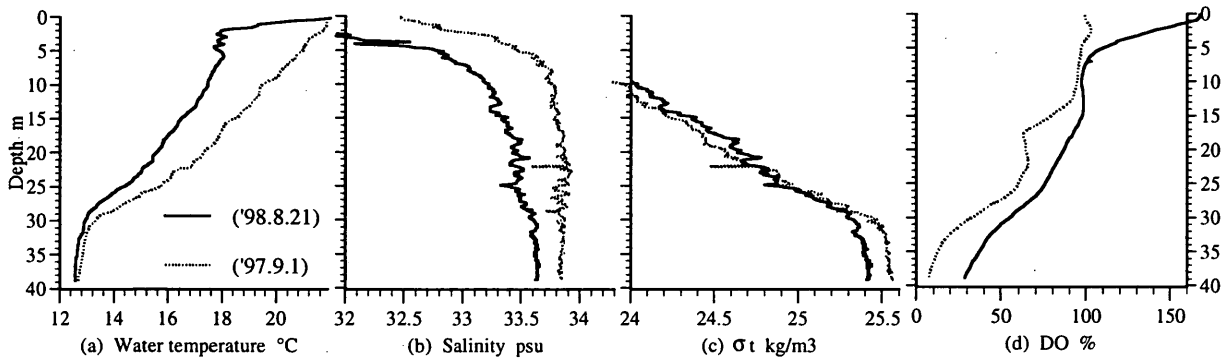


図-14 1997年と1998年の水温，塩分，密度およびDOプロファイルの比較

に溶存酸素量も増加し始めている。なお、気温と水温の位相差は低温のピークとは約3ヶ月、高温のピークとは約1.5ヶ月あり、気温が早くピークを迎える。また、躍層が顕著に現れた後は、観測値が短周期で震動している。

(2) 1998年の気候と親潮

図-13に1997年と1998年の水深27mにおける水温，塩分および溶存酸素の経時変化，図-14に1997年9月1日と1998年8月20日に湾中央で観測された塩分，水温，密度および

溶存酸素のプロファイルが比較されている。

図-13から1998年には1997年に塩分が上昇し始めた8月初旬に塩分は上昇せず、1995～1997年の湾内水の塩分変化とは異なり、暖温で33.8を越える塩分の海水が湾内に流入していないことがわかる。

1997/98年冬（1997/98年は北日本で並冬）の塩分変化の傾向は、1995/96年冬の変化と類似しており、1997年の10月後半から冬型の気圧配置に伴った塩分の低下（33.6

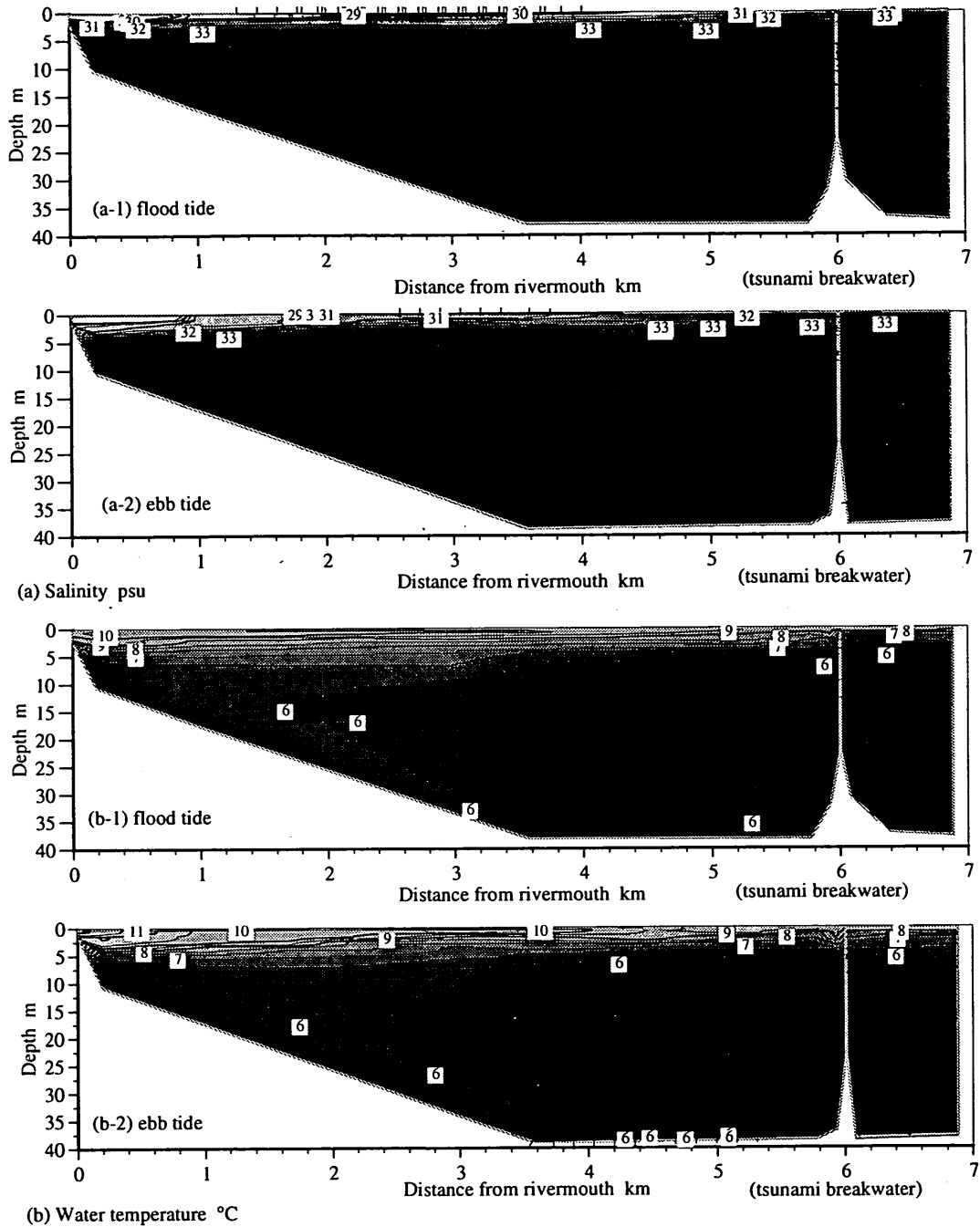


図-15 上げ潮、下げ潮時の塩分・水温分布 (7 April 1998)

33.7) があり、この傾向は1998年まで継続している。1998年も例年通り4月初旬から塩分低下(親潮の南下, 5月; 38.6°N, 143.0°E)が観測されているが、5月下旬に塩分が上昇(親潮の北上, 6月; 38.0°N, 142.7°E)している。この時期には、黒潮が過去10年では南端部が最も南に達する大蛇行になっている。

親潮は1997年秋には39.3°N, 146.0°Eまで北上しているが、1998年秋では39.0°N, 143.0°Eにあった。1997年秋は

太平洋高気圧の勢力が強く、全国的に高温で、11月上旬まで持続している。このため、秋に太平洋を北上する台風(TY9805, 14-17.Sep.~TY9811, 27.Oct.)はなかった。これらの結果、大船渡湾内では例年秋に起こる暖温・高塩分水塊の流入がなく、水温・塩分の上昇は観測されていない。

1998年の湾内低層の貧酸素化は1997年ほど顕著に現れておらず、例年最も貧酸素化(無酸素)する9月においても10%以下の貧酸素化にはなっていない。これは、上述の

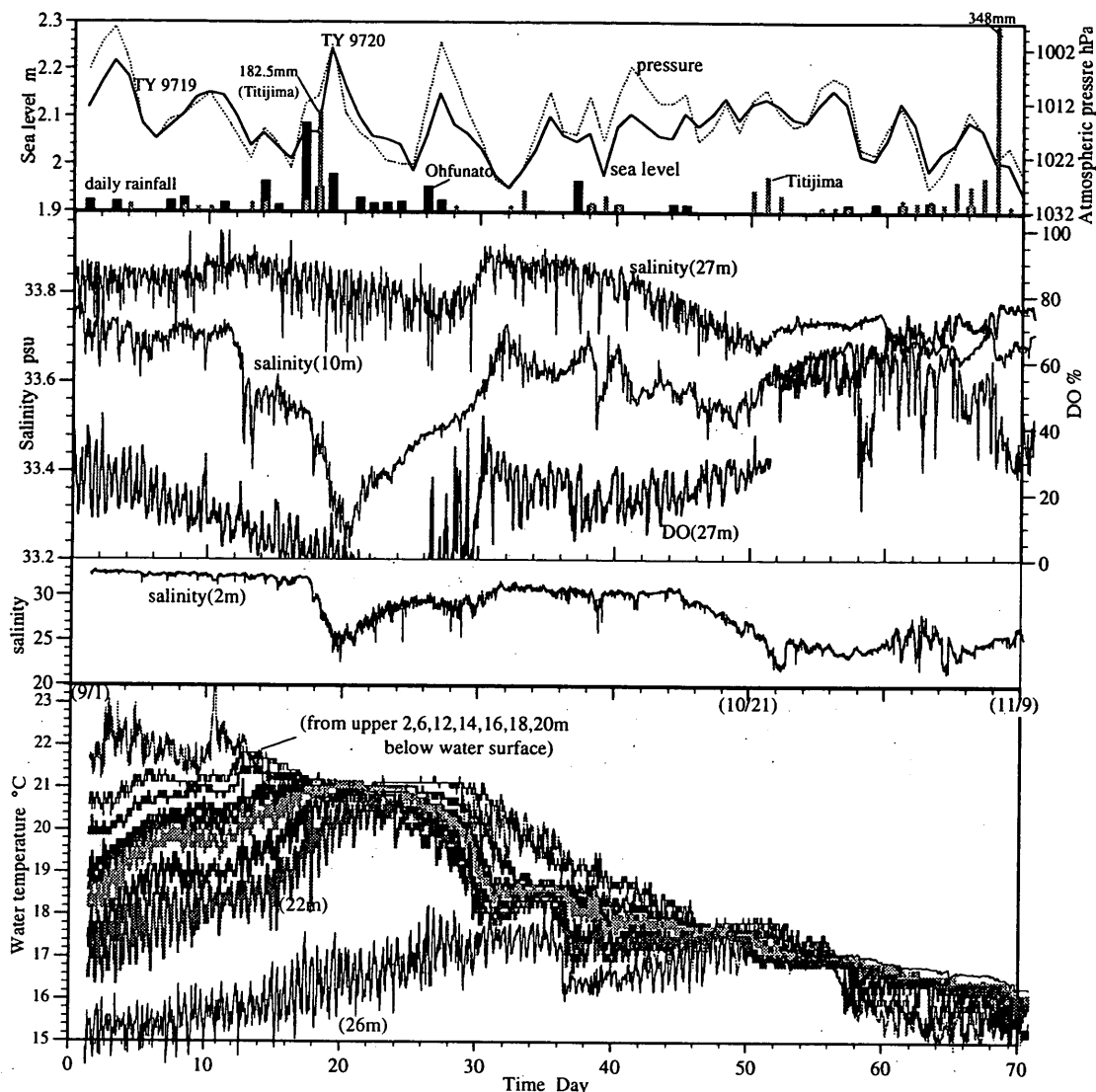


図-16 大船渡湾内における気圧、日雨量、塩分、DOおよび水温の経時変化 (1 September - 9 November, 1997)

ように1997/98年冬に高塩分水塊の湾内への流入がなかったために、内湾水の密度が1997年と比較して小さく、外洋水は例年よりも低層に浸入するためと考えられる。1997年に溶存酸素がなくなった9月下旬の湾内水深27mの水塊(水温17.5℃、塩分33.8)密度は24.48kg/m³で、1998年9月下旬の水塊(水温15.5℃、塩分33.6)密度は24.78kg/m³であった。これらの海水密度差は図-14に示した密度の鉛直プロファイルから水深に換算すると約7mの差になっており、外洋水は1997年には水深約16m、1998年には水深約22m付近に浸入していると考えられる。30m以深の密度は1997年と98年で約0.2kg/m³(塩分約0.3psu)の差があるが、30m以浅では密度に差はない(30m以浅で約0.6kgm⁻³/10mの勾配、30m以深では勾配なし)。1997年の30m以深の密度の高い状態は親潮の北上後に湾内へ浸入する湾

外水の性質によるものとして考えることができる。

1998年は4-1(2)節に示したように梅雨、台風等、異常な気象状態が続き、これら異常気象の影響が大船渡湾内の水質に影響を及ぼしている。これらの現象からも異常気象によって並年と異なった海流の動きが現れ、内湾域に流入する外海水の性質が変わり、湾内での水質環境、ひいては生態環境に変化が現れることが予想される。すなわち、ローカルな内湾域での水質を考える上でもグローバルな見地から沿岸環境を考えることが必要となる。

4-2 温度躍層の形成機構

温度躍層は、親潮系の冷水塊(低塩分)の湾内への流入、気温の上昇による陸水・湾内表層水温の上昇によって形成されると考えられる。図-15は親潮系の冷水塊が流入し始

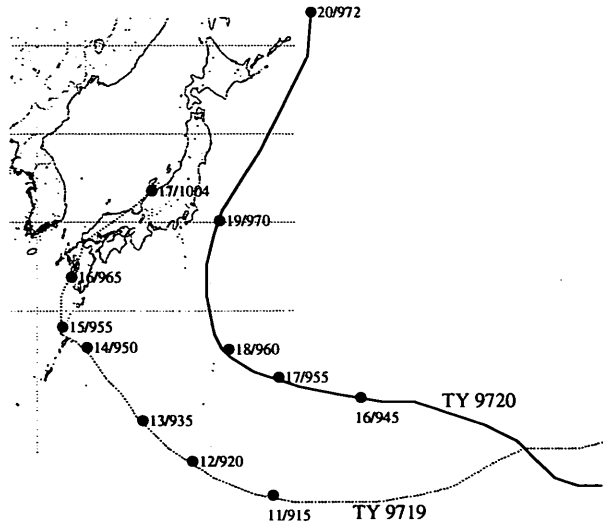


図-17 台風 (TY 99719 and TY 9720) の進行経路 (図中の数値は09:00 JSTの日/気圧(hPa)を表している)

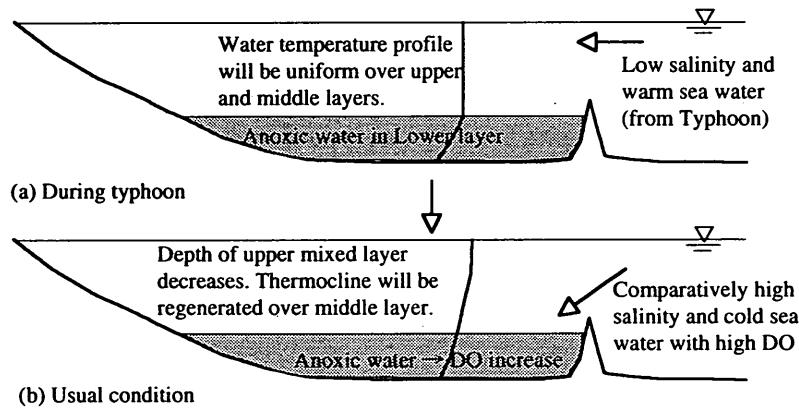


図-18 台風起源の低密度水塊の湾内浸入にともなった貧酸素水塊の消滅機構

めた1998年4月に観測した満潮期の塩分と水温の断面分布を示したものである。断面は図-2の観測測線に沿ってとっている。図の6km地点に津波防波堤が設置されており、捨石マウンドによって中層(-16m)以下では湾内と湾外が分離されている。湾口では5~10mの層で塩分が33.5以下となっており、外洋水(塩分33~33.5, 水温5.5~6℃)はこの層に流入していると考えられる。湾内の水温は湾口部から湾奥に、上層から中層に向かって低下していることがわかる。8月頃までは親潮が南下し、外海から低温・低塩分の海水(夏季に向かって水温は上昇, 塩分は低下していく)が上~中層に供給され続ける。このため、下層水塊は中層水塊と混合できず、温度躍層は徐々に強まっていく。同時に、底層の有機物が分解され(成層化のため上下層での混合が制限されている)、低層において貧酸素水塊が形成される。

4-3 貧酸素水塊の消滅機構

図-16に1997年9月1日から11月9日に観測された大船渡湾内(図-2のSt.a)での水位・気圧・日降雨量, 塩分(水深27m, 10mと2m), 溶存酸素(水深27m), 水温プロファイル(水深2m, 6m, 12m, 14m, 16m, 18m, 20m, 22m, 26m)の経時変化を示している。日降雨量には父島での観測値もあわせて示している。図から以下の特徴的な現象が現れていることがわかる。①TY9720号通過時の塩分低下は大船渡湾での降雨量との関係が弱く、父島での降雨量との関係が強い、②湾内上層での塩分が低下した後、均一化した22m以浅の水温が数日の内に再び成層化している、③水深27mの塩分上昇と同時に溶存酸素が急激に上昇している、④10月21日(51日)頃にも③と同様の現象が起きている、⑤半日周潮に伴って水温・塩分・DOが振動しており、振動幅は下層ほど大きい。⑤の現象は内部潮汐が主な原因であることを数値計算により再現している(豊田ら, 1999a)。

(1) 台風による低塩分水塊の輸送

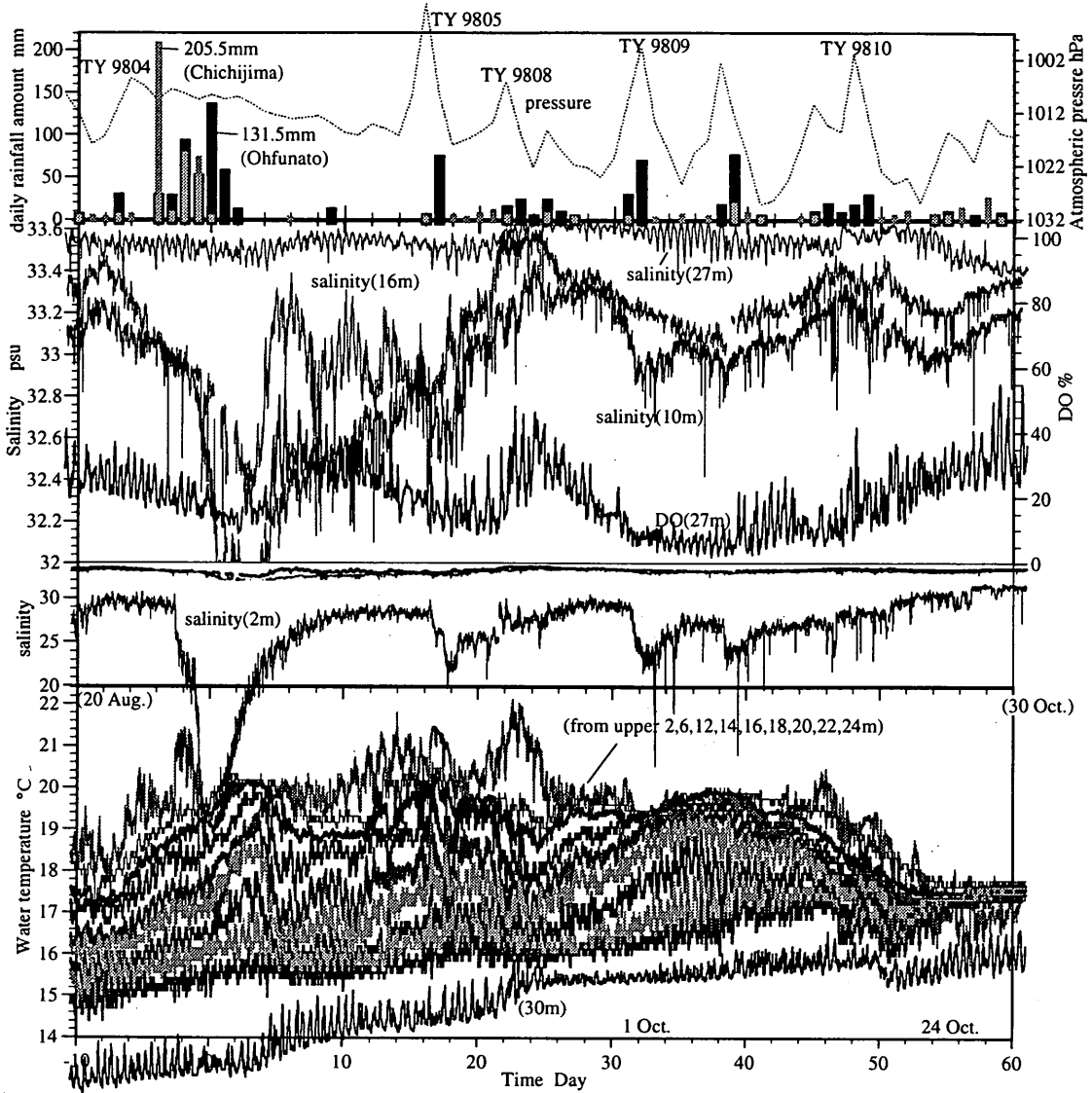


図-19 大船渡湾内における気圧、日雨量、塩分、DOおよび水温の経時変化 (20 August - 30 October, 1998)

9月18日の水深10mの塩分の低下は①および後述の図-34の理由から陸域からの雨水の流入ではなく、湾外からの雨水の流入であると考えられる。図-17に9月に発生したTY9719とTY9720の移動経路を示した。小笠原高気圧が発達している期間は台風はTY9719のような移動経路を通過する。小笠原高気圧が勢力を弱めると台風はTY9720のように太平洋を北上する。この場合には、台風の移動に伴って多量の暖かい雨水(低塩分水)が三陸沖に運ばれてくるものと考えられる。したがって、小笠原高気圧の勢力、台風は大船渡湾における貧酸素水塊の消滅と密接な関係があることが示唆される。

(2) 温度躍層と貧酸素水塊の消滅機構

上述の③の現象を湾内での水塊の釣り合いのみで考えた場合、一度消滅した温度躍層が再度形成されるために

は、躍層を保存した水塊が風等の外力により湾内のどこかに移動し、数日後にもその場所に戻るが必要になり、外湾からの影響を考慮せず湾内のみ現象として考えることは困難である。図-18は貧酸素水塊の消滅機構について説明した図である。台風によって運ばれる海水(雨水)は塩分が低く、湾内水に比較して水温は暖かい。この水塊は湾内の上～中層に浸入し、水深20数m以浅にある湾内水の水温を上昇させる(図-17のTY9720による場合には22m付近の湾内水を約2℃上昇させている)。これに伴って中層以浅の温度躍層は消滅し、中層以浅での水温は均一化している(図-18(a))。この時点では底層の貧酸素水塊に与える影響は小さい。

台風による大船渡外湾周辺海水の低塩分化の影響がなくなると、低塩分水塊が流入して変化した湾内の水構造

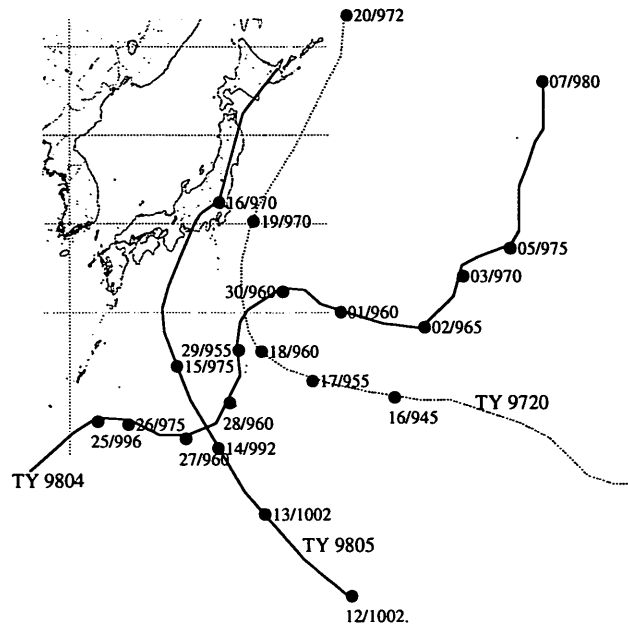


図-20 台風 (TY 9804, TY9805 and TY9720) の進行経路
(図中の数値は09:00 JSTの日/気圧(hPa)を表している)

(低塩分, 暖水温) に比較して高塩分, 冷水温の外海水が湾内へ流入することになる。この外海水は内湾水に比較して重いために, 流入した外海水は中層以深に侵入すると考えられる。高密度の外海水が湾内の中層以深へ侵入することによって中層水塊の温度は低下し, 再度温度躍層が形成されることになる。さらに, 外海水は豊富に溶存酸素を含んでいるため, この海水により底層貧酸素水塊に溶存酸素が供給されると, 貧酸素水塊を消滅させる (図-18(b))。

(3)陸からの淡水流入 (洪水) があつた場合の成層状態

i) 湾内の成層状態

図-19に1998年8月20日から10月30日の図-16と同様の観測項目 (水深24m, 30mの水温を追加) についての整理を行った。図-19に示した観測期間には7つの台風が日本に影響を及ぼしている。大船渡湾にはTY9804, TY9805, TY9808の影響が大きい。図-20にはTY9804, TY9805の移動経路を示した。比較のためTY9720の移動経路も示している。

1998年の水温プロファイルは1997年に比較すると緩やかに変化しており, 台風の効果は1997年と98年では全く異なっている (図-16, 19)。TY9804 (8/26-31に前線が停滞) による総雨量は大船渡で367mm, 父島で358.5mmで, TY9720の総雨量 (大船渡で246mm, 父島で192.5mm) に対し大船渡では1.5倍, 父島では1.9倍ある。TY9805においても父島で1.2倍 (240mm) の雨量になっている。図-20に示した台風の移動経路からTY9804は太平洋を北東に移動, TY9805は日本列島に並行して北上していることがわかる。1997年と1998年の水温躍層の変動と降雨形態から,

淡水の侵入が陸域であるか, 外湾からであるかによって湾内の水構造に与える影響が異なることが予想される。

湾外から雨水 (低塩分水塊) が湾内に流入する場合には淡水と海水が混合し密度が大きくなり, 湾内の密度が釣り合う層に侵入する。侵入層が深い場合には, 図-16に示した (1997年) ような侵入層付近以浅の温度躍層の消滅が起こる。これに対し, 河川水が流入する場合には, 淡水は表層を流れるために, 湾内中層以深に及ぼす影響は小さく, 河川流出のみでは湾内上中層水温の一様化は起こらない (図-19, 1998年)。

TY9804とTY9805の通過後に数日間の溶存酸素 (水深27m) の上昇が起きている。両ケースとも中層以下 (水深10m, 16m, 27m) の塩分上昇とともに起っており, 湾外水の侵入によるものと考えられる。この場合はDOの上昇量は小さく (30%), 湾内中層 (水深16m) の塩分低下にもなって再び貧酸素化している。水深27mの塩分変化とDO変化の対応が良い (図-19と図-22)。

ii) 湾内外の成層状態

図-21に湾内 (水深16m, 27m), 防波堤マウンド上 (水深16m) と湾外 (水深16m, 35m, 図-2中のSt.d) における日平均された塩分と水温の比較が示されている。図中には潮汐, 湾外の水深2m, 16m, 27mと湾内の水深2mの塩分, マウンド上水深16m, と湾内の水深22mの水温が観測間隔10分で示されている。

図-21から①観測期間中, 湾内外の同一水深 (16m) では湾外の塩分が低い (最大で1psu) こと, ②9月中旬と10月中旬に湾外35mの塩分が32~33 (湾内27mでは約33.6)

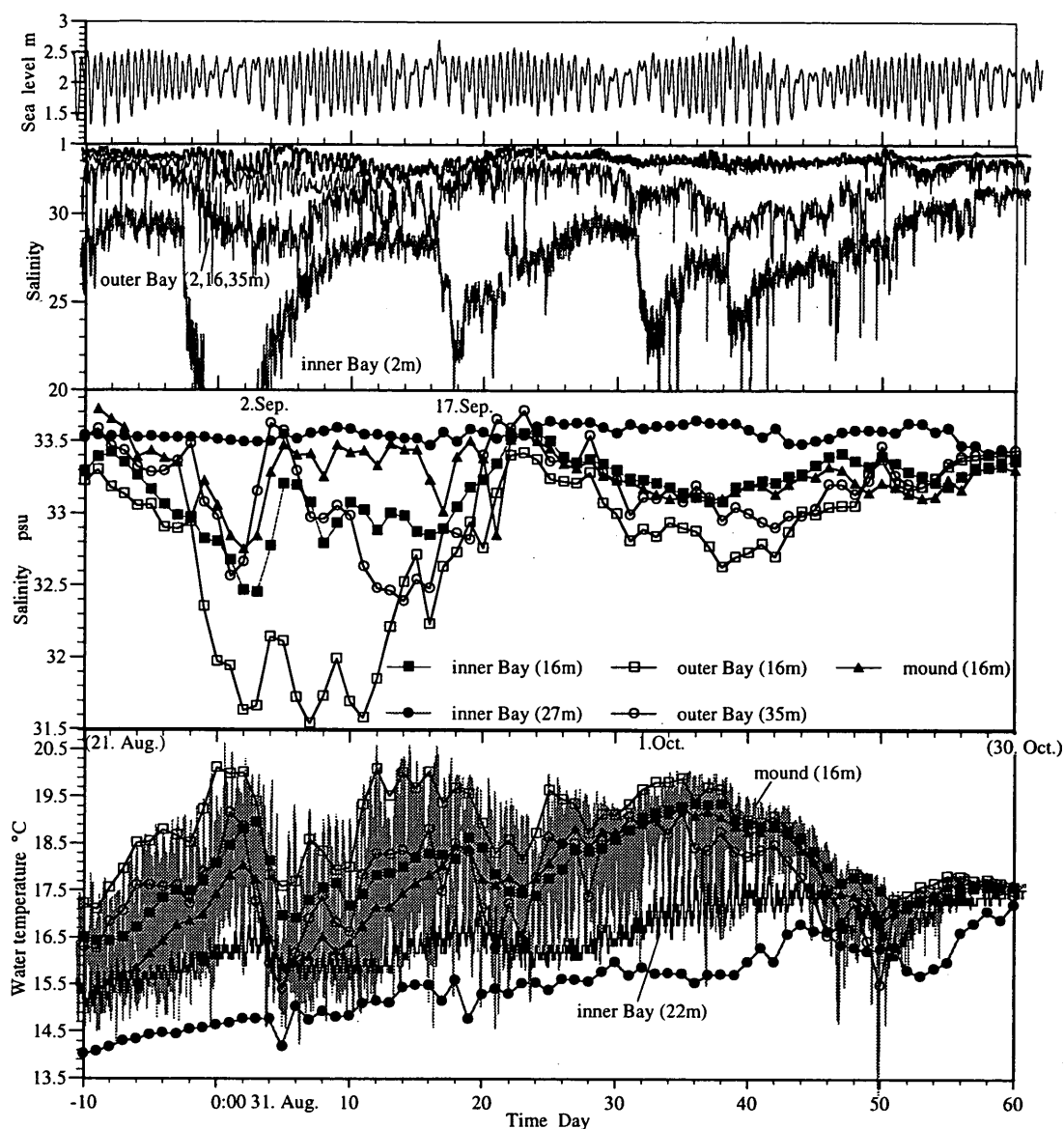


図-21 湾内、マウンド、縣よび湾外での塩分・水温の比較 (20. August - 30. October. 1998)

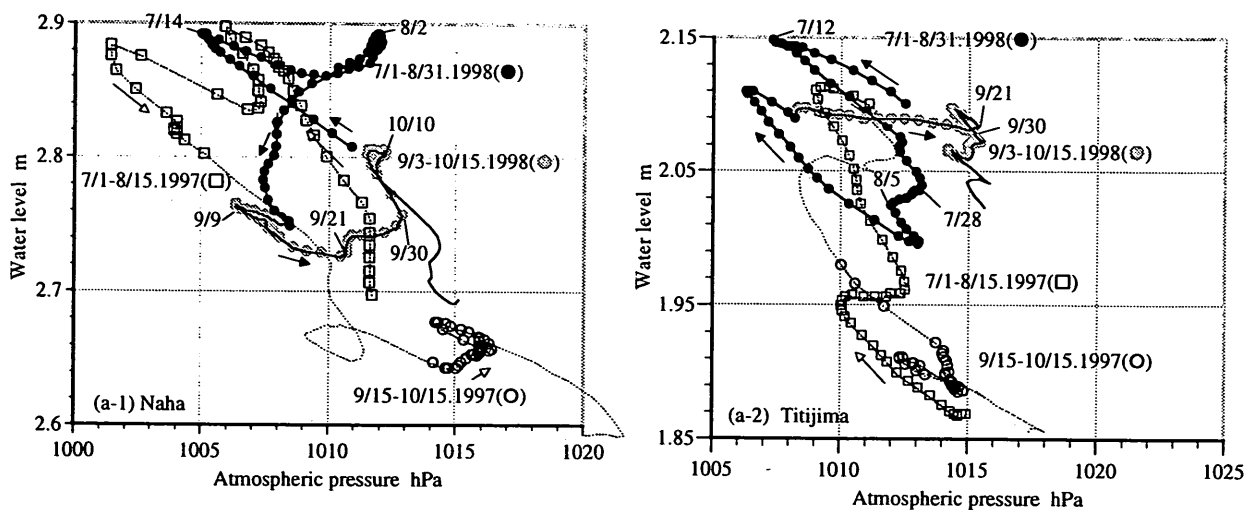
に低下していること、③9月2日頃と17日頃から湾内外で塩分が上昇 (33.4~33.7, 湾外35mで約33.7), 水温が低下 (16~18℃, 湾外35mで約16℃) していること、④マウンド上での水温は湾外水深16mの日平均塩分 (□) と湾内水深22m (黒実線) の範囲で変動していること、⑤湾外およびマウンド上の塩分, 水温は潮汐周期の変動があり, 塩分上昇は下げ潮時に起きている (下げ潮にともなって湾内低層水が湾外に排出されている (豊田ら, 1999a)) こと、⑥TY9804通過後 (9月5日) からマウンド上では高塩分 (約33.4) 状態が続くが, 湾外35mでの塩分は低下している (②) こと、⑦10月の2回の洪水では湾外2mの塩分が湾内2mの塩分よりも0.5~1.5日早く低下している (10月1~2日が顕著) こと、⑧湾内下層では塩分変化が0.2の範囲で高塩分 (約33.5) 状態が保たれていること

(図-19) がわかる。

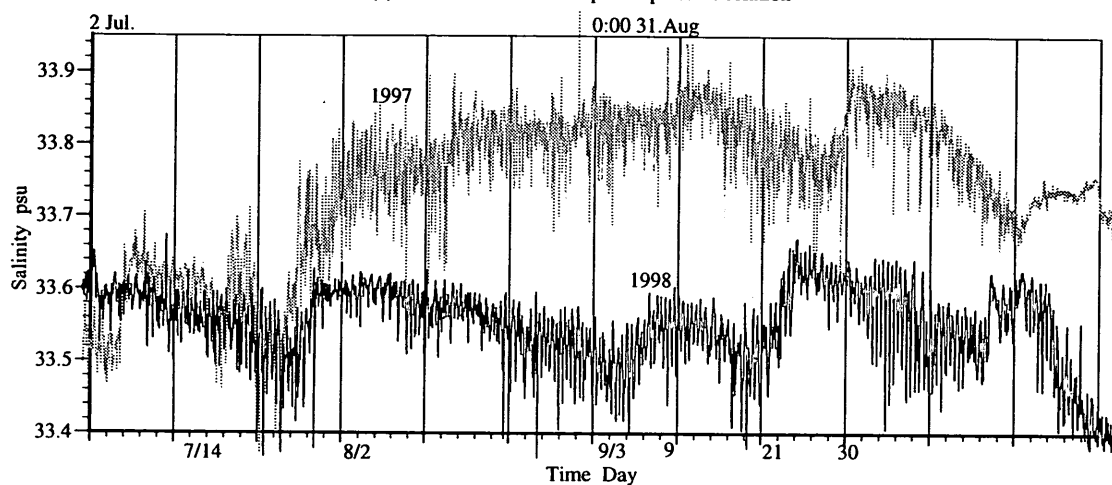
これらの現象は観測期間中には大船渡周辺には6~7つの台風と低気圧 (図-19) が襲来していること, 海流の季節的な変動や潮汐流との関連が予想される。図に示した期間は降雨による塩分変化は大きく, 湾外的水深35m地点においても著しい塩分低下が起こっている (①, ②)。

(4) 海流の変動に伴った塩分変化 (③)

対象期間中, 4回の洪水が起こっているが, 洪水とは異なる周期の塩分変化がある。9月17日からの洪水では湾内2mの塩分低下とは逆に, 湾内16mと湾外16m, 35mでの塩分上昇が観測されている。9月3日, 21日と10月10日からの湾内下層 (水深27m) の塩分上昇は湾内の溶存酸素の上昇および湾外の塩分上昇 (湾外35mでは湾内16mよりも高い塩分状態) と同時に起こっており, 湾外から33.6以上の



(a) Water level and atmospheric pressure relation



(b) Salinity variation at 27m depth for Ohfunato bay from Jul. to Oct.

図-22 1997年と1998年の塩分変動と気圧～水位関係の比較

塩分水塊が湾内に流入したものと考えられる。

図-22には1997年と1998年の7月1日～10月31日の(a)那覇と父島での気圧～水位関係(図-11と同様の整理, 1997年は破線, 1998年は実線), (b)大船渡湾内水深27mでの塩分変化が示されている。

1998年の大船渡湾内塩分の変化は3-3節で述べた気圧～水位との関係で説明できる。1998年は父島での1997年と1998年の10月の水位差は15cm以上(那覇では約10cm)あり, 気圧～水位関係が10月以降も秋～冬の状態(那覇では気圧1012hPa以上, 水位2.6m以下, 図-3)になっておらず, 冬季の大船渡湾内塩分状態(33.8以上への上昇)は観測されていない。

9～10月に3psuの塩分上昇(3-3節で述べた短周期の変動, 父島で水位が高い状態での変化)が起こっている。9月3日頃, 20日頃からの塩分上昇時(前節の③と④)には, 3-3節で示した気圧～水位の変化と同様な関係がある。那覇の水位変化と比較すると, 8月中は水位と塩分も低下し

ている。9月は3～8日, 20～24日に水位と塩分の上昇, 10～19日までは水位と塩分の低下が起こっている。

1998年9月下旬からの塩分変化は冬の状態(気圧が高く, 水位が低い)への移行や躍層の消滅の影響がある。9月24日頃からの塩分の低下と10月10日頃からの塩分上昇は気圧～水位が夏の状態に向かう時に低下, 冬の状態に向かう時に上昇しているものと考えられる。父島の水位は10月下旬も夏の状態にあり高塩分の流入(親潮の北上)も起こっていない。

10月2日頃からの塩分の振動, 10月24日以降の塩分低下は躍層の消滅の影響が強いと考えられる。2日頃からは湾内水深18m以深で水温の一樣化, 24日以降には湾内中層で塩分上昇と水温の一樣化が起こっている(図-19)。

(5) 湾内外の成層の異なる状況下での流出入

i) マウンド上での水温変動(④)

図-21に示したマウンド上(水深16m)における潮汐とともに水温の変動幅は湾内外の成層状態によって異

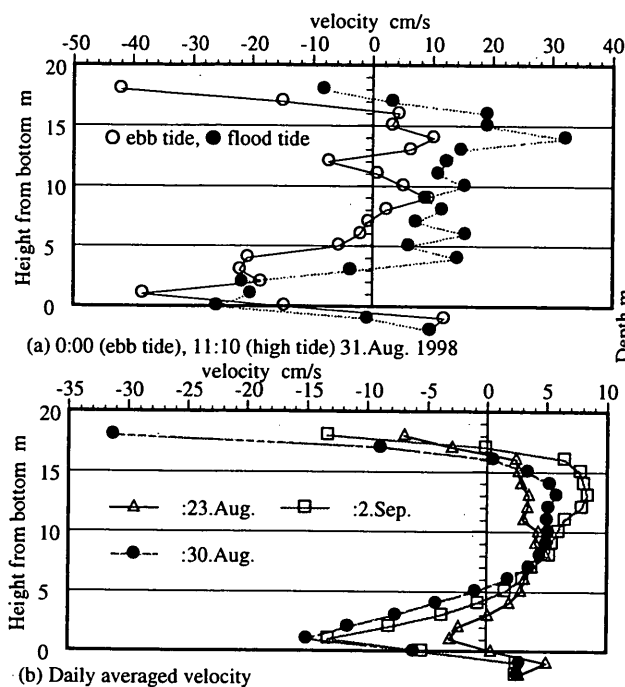


図-23 マウンド上の流速プロファイル, 1998

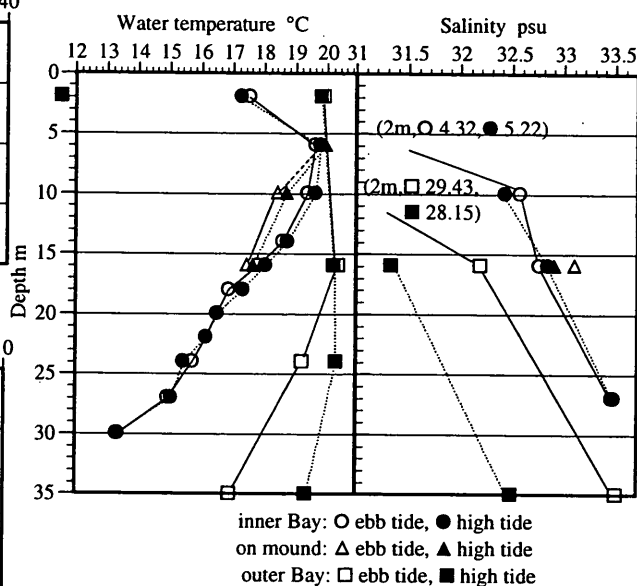


図-24 マウンド上の水温・塩分プロファイル (0:00 (下げ潮) および11:10 (満潮) 31 Aug. 1998)

なっている。水温の上限は湾外水深16mの日平均水温と等しく、下限は湾内水深22m付近の値となっており、マウンド上には湾内低層水が湧昇していることがわかる(⑤)。期間中の4回の洪水時(特に8月31日から約4日間が顕著)には湾内水深20m付近の水温(図-19)、8月21~30日、9月3~12日頃までは湾内22m以深の水温となっている。これらのことは湾内外の成層状態によってマウンド上に湾内低層から湧昇する水塊の水深が異なることを示している。

ii) マウンドを越える流れ(⑤)

図-23に防波堤マウンド上で測定(ADP, 観測間隔5分)された流速の鉛直プロファイルが示されている。(a)には河川流出が最大であった8月31日0:00(○, 下げ潮最強)と8月31日11:10(●, 満潮)時の1分間の平均値,(b)には洪水前の8月23日(△), 洪水ピーク時の8月30日(●)および洪水ピーク後の9月2日(□)の日平均値が示されている。図-24には湾内(○, ●), マウンド上(△, ▲), 湾外(防波堤外側約500m; □, ■)での図-23(a)に対応する時間の水温と塩分の鉛直プロファイルが示されている。

図-23(a)と図-24から湾内水質の変動幅が小さいのに対し、外湾水質は潮の干満にもなった変動幅が大きいことがわかる。下げ潮期にはマウンド直上で約40cm/sの流出があり、湾内低層水塊が湾外に流出し、湾外水深35m(海底)の塩分は上げ潮時の32.5から33.5(湾内水深27mと同値)に上昇している(水深16mでも31.3から32.8に上昇、内湾

水深10mと同値)。水温は湾内で低く(水深30mで13℃)、上げ潮時の外湾35mでの水温は19.3℃あるが、下げ潮時に湾内低層水が湾外に流出すると水温は17℃に低下している。さらに、20℃の水塊は湾内に存在せず、湾内表層水の水温は17℃程度(塩分は4程度)である。これらのことから、洪水期間中、外湾にある水塊(低塩分(32.5以下)・高水温(約20℃))が通常外湾には存在しない低塩分状態になっており、この原因は三陸周辺(陸海域)での降雨にあることが予想される。

図-23(b)から洪水前(△, 8/23)と洪水ピーク時(●, 8/30)のマウンド上の流速プロファイルを比較すると、洪水中に湾内低層水の湾外への流出量が約5倍になっている(マウンド上0~5m)こと、洪水ピーク後(□, 9/2)には水深4~10m(マウンド上10~16m)での流入量が大きく(洪水ピーク時の約2倍)になっていることがわかる。23日頃から30日頃までは湾内20m以浅で密度の低下(水温上昇, 塩分低下)があり、中上層の密度低下によって下げ潮にともなった低層水の湾外排水量が増大している。9月2日は湾内外の塩分が上昇し始めた時であり、この直前には水深6mと24mで水温差が約5.5℃ある。この時に水深4~10mで流入量が大きくなるのは湾外塩分の上昇との関連が考えられる。

iii) 湾内における成層状態の変動

湾内外の成層状態が異なることによって湾内の成層状態が変化している。図-19では8月22日~9月2日、6~16日頃と25日~10月8日頃に温度躍層が強く(温度勾配

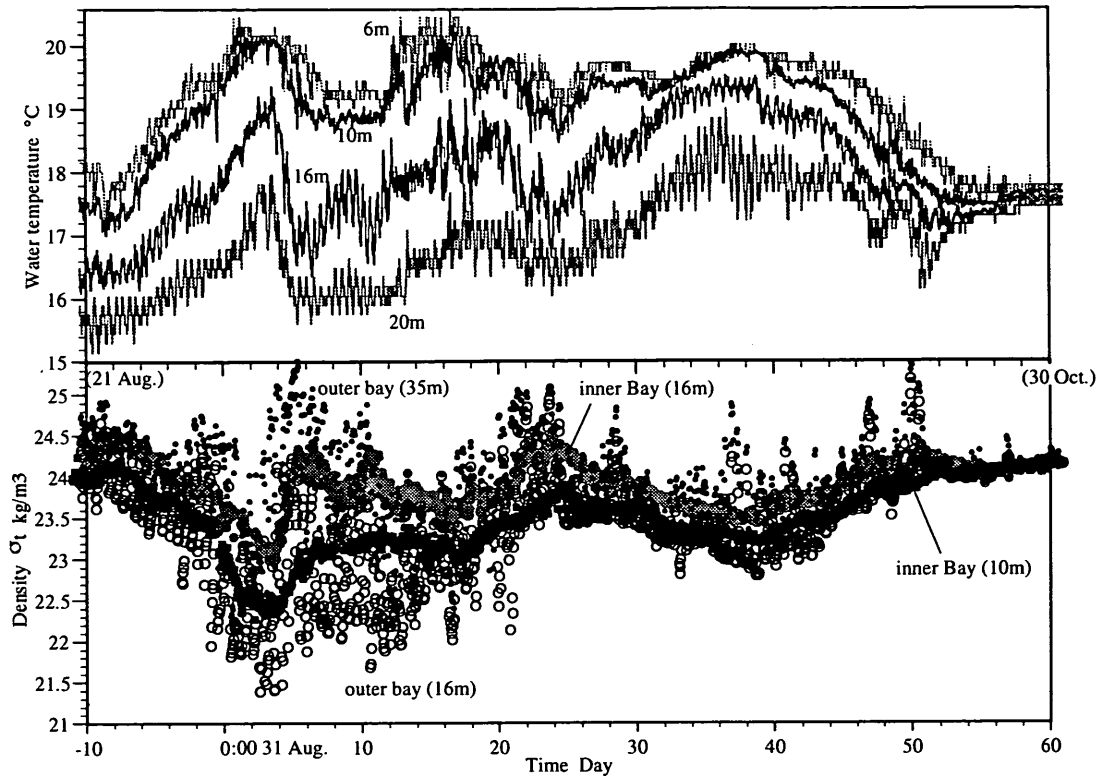


図-25 湾内の温度躍層および湾内外の密度の経時変化 (20 August - 30 October, 1998)

が大きく) になっている。どの期間も湾外水深35mの密度低下(水温上昇, 塩分低下)が観測されている期間と一致している(図-21)。さらに, 水温の一樣化は湾外下層水塊の高密度化(水温下降, 塩分上昇)とともに起こっている。これらの現象は, 湾外海水密度が同一水深の湾内海水密度より軽いため湾外水は湾内の浅い水深の層に流入することによって起こることが予想される。

iv) 湾外水の湾内への浸入水深

図-25に湾内(水深10m, 16m)と湾外(水深16m)における密度の比較が示されている。上段の水温(湾内水深6m, 10m, 16m, 20m)は図-19に示したデータと同様の値が示されている。内湾水深16mでの塩分変動が大きい期間(9月22日頃まで)と湾外での密度変動が大きい期間は一致している。

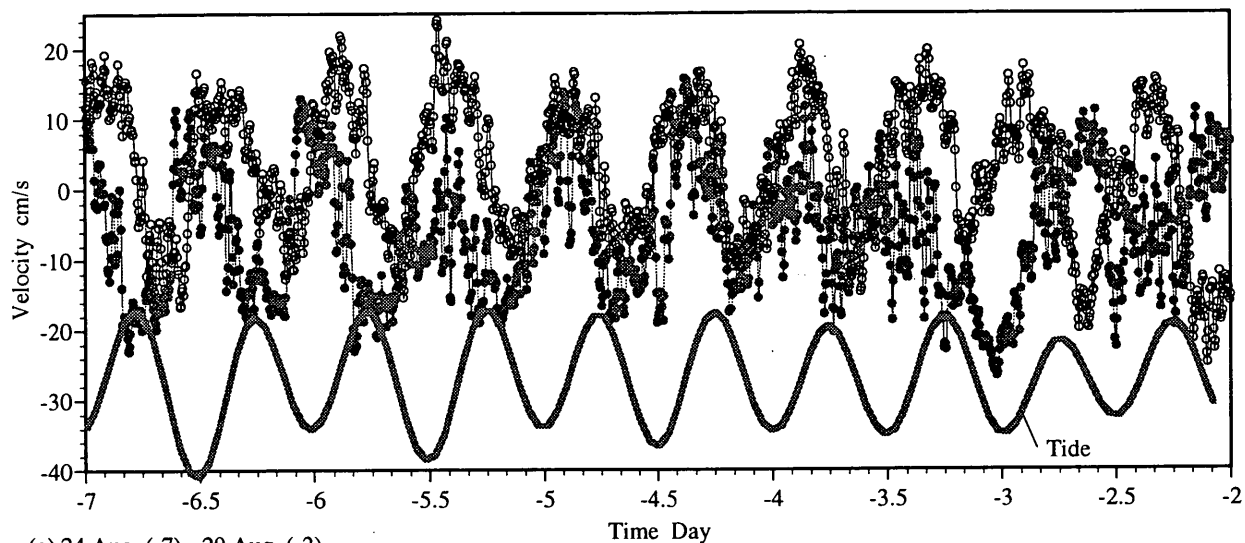
図-25から温度躍層が強くなる期間とマウンド上で湾内低層水温が現れる期間はほぼ一致しており(図-19, 21), かつ, これらの期間には湾外水深16mの密度は湾内水深10mの密度よりも小さくなっていることがわかる。湾外密度が短期的に大きくなる時には湾内で水温低下が起こっている。これにより湾内の温度勾配は小さくなる(水温の一樣化)が, 湾外水の浸入水深によってその変化量は異なっている。

湾外中層(水深16m)水の密度が湾内水深10mの海水密

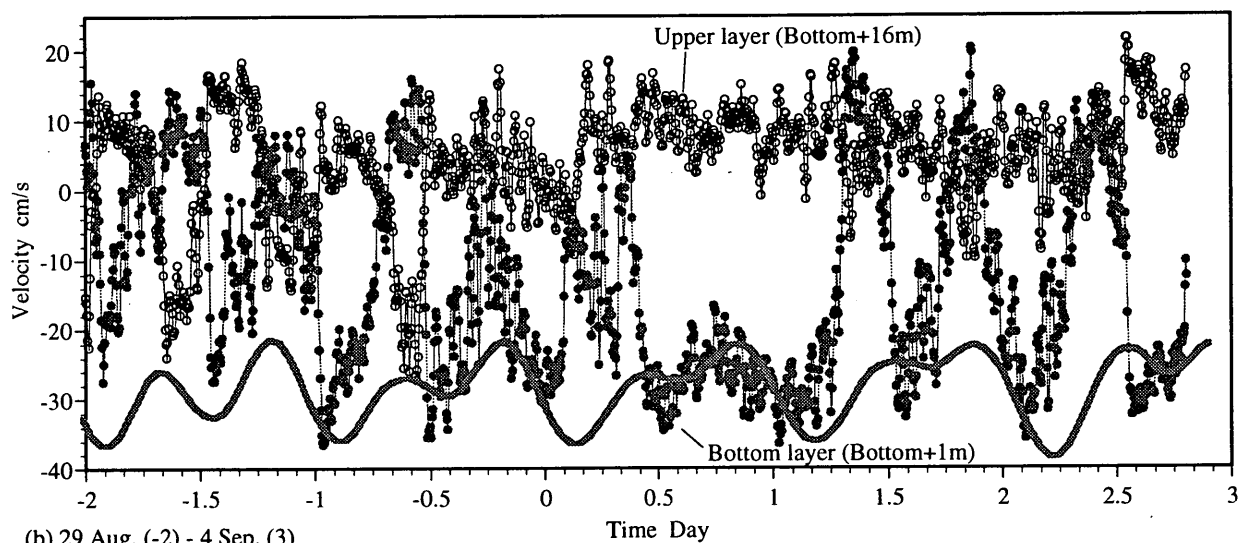
度より小さい時には, 湾外水は10m以浅に流入し, 大きい時には10m以深に流入する。温度躍層が強くなっていくときには, 湾外中層以深(16m, 35m)においても, 湾外水の水温は20℃に達する。湾内10m以浅に流入した高温の湾外水は湾内水温を上昇させ, 温度躍層を強く(温度勾配を大きく)していると考えられる。逆に16m, 20m水深で急激に水温が低下した9月3日には湾外水深16mでは約17.5℃, 水深35mでは約15℃になっている(図-21)。

(6) 湾内外の密度差と湾内への流出入機構

図-26~30に1998年8月25日~9月3日に観測されたマウンド上流速(ADP), 潮汐, 湾内外水の密度が示されている。図-26にはマウンド直上層(底+1m, 0.5~1.5mの平均値)とマウンド上16m層(底+16m, 15.5~16.5mの平均値)の流速と潮位の経時変化, 図-27にはマウンド直上層流速~マウンド上16m層流速の関係が湾内外の密度状態の異なる期間毎(a)8月24日0:00~27日5:00, (b)27日5:00~30日0:00, (c)30日0:00~9月4日19:20に示されている。(a)は湾外水の塩分変動量の小さい期間, (b)は塩分低下期間, (c)は塩分上昇期間である(図-A-0に(a)~(c)期間の代表的な水温分布とマウンド上での流速プロファイルを示した)。図-28には湾内水深16m, 湾外水深35m水塊の密度と潮汐, 図-29にはマウンド直上層流速およびマウンド上水深16mと湾外水深16mの密度差の経時変化が

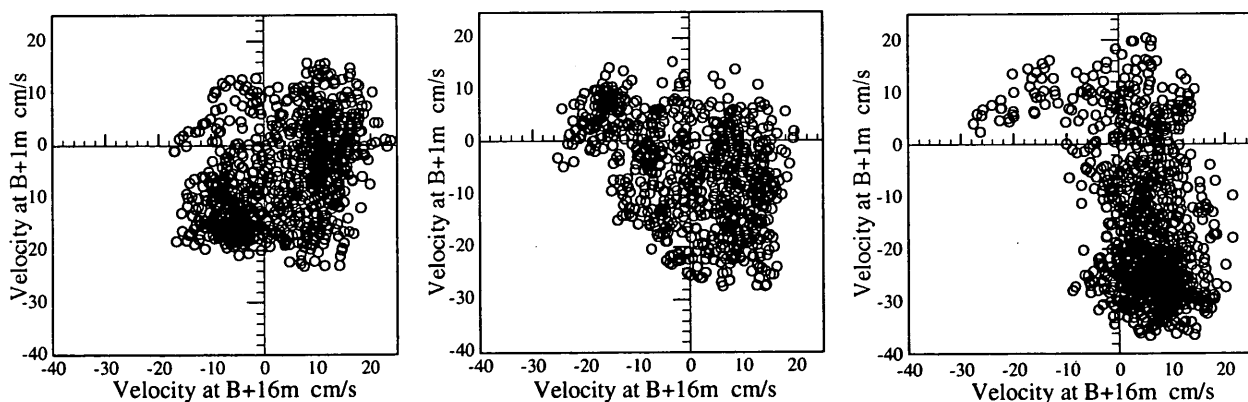


(a) 24 Aug. (-7) - 29 Aug. (-2)



(b) 29 Aug. (-2) - 4 Sep. (3)

図-26 マウンド上の底層（底+1m）流速と上層（底+16m）流速および潮汐の経時変化



(a) 0:00 24.Aug. (-7) - 5:00 27.Aug. (-3.8) (b) 5:00 27.Aug. (-3.8) - 0:00 30.Aug. (-1) (c) 0:00 30.Aug. (-1) - 19:20 2.Sep. (2.8)

図-27 マウンド上の底層（底+1m）流速と上層（底+16m）流速の比較

示されている。図-30には図-27の期間に対応した図-29に示した流速と密度差の関係が示されている。これらの図から湾内外の密度成層の状態が異なることによって湾内へ

の海水の流出入の形態が異なることがわかる。

図-26から8月27日12:00 (-3.5)頃まではマウンド上の底層流向と上層流向の位相差は小さく（図-27(a)の期間の

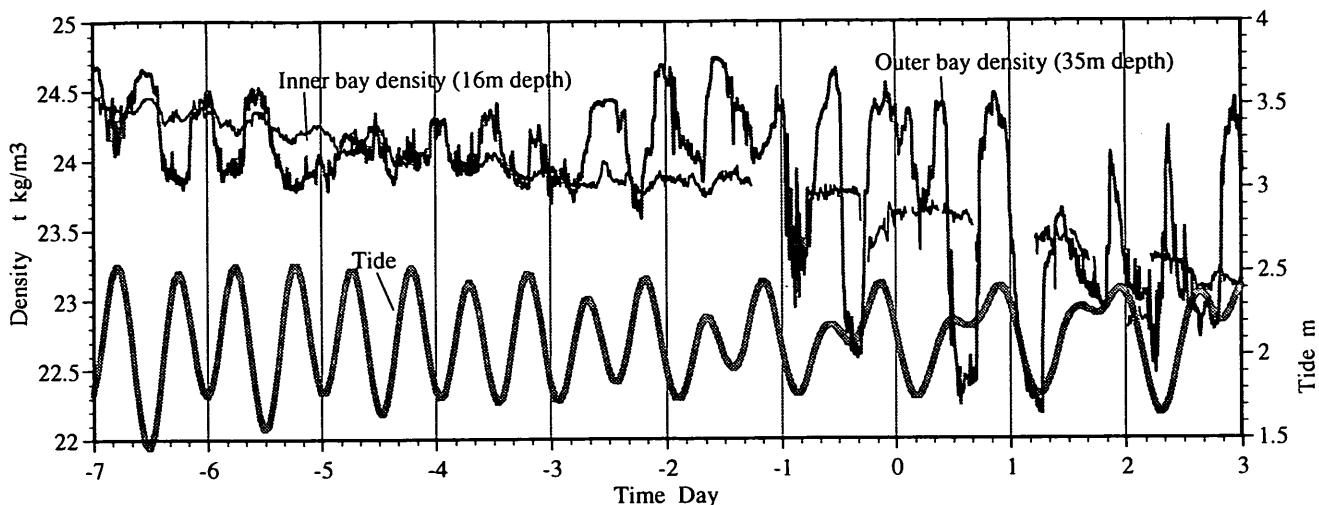


図-28 湾内中層（水深16m）と湾外底層（水深35m）の密度および潮汐の経時変化

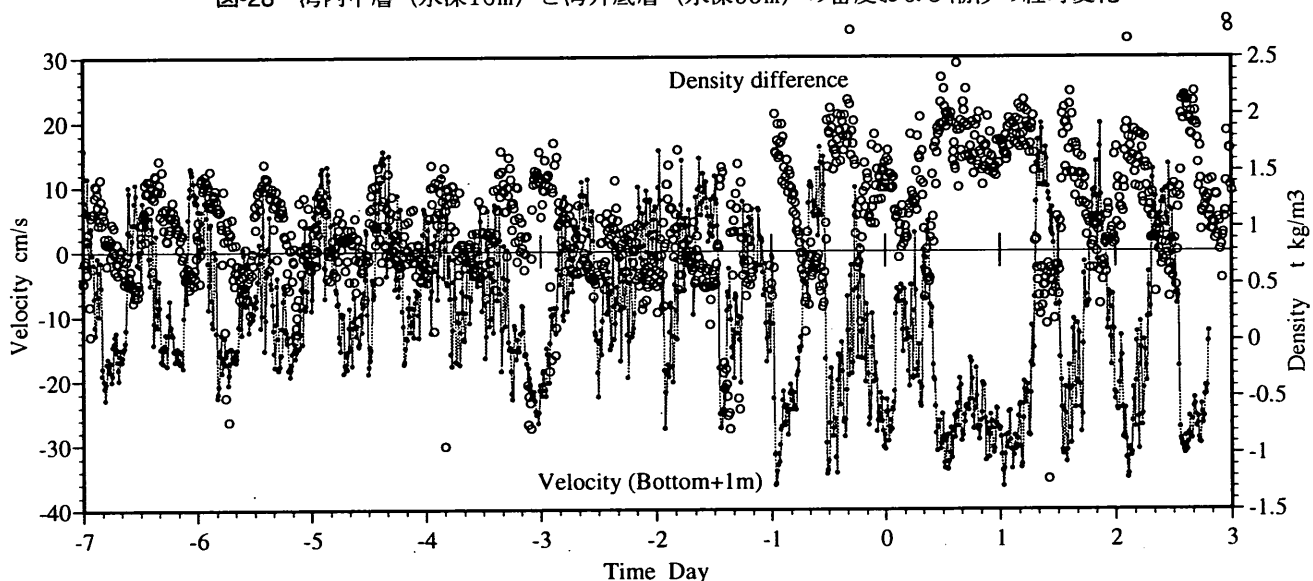
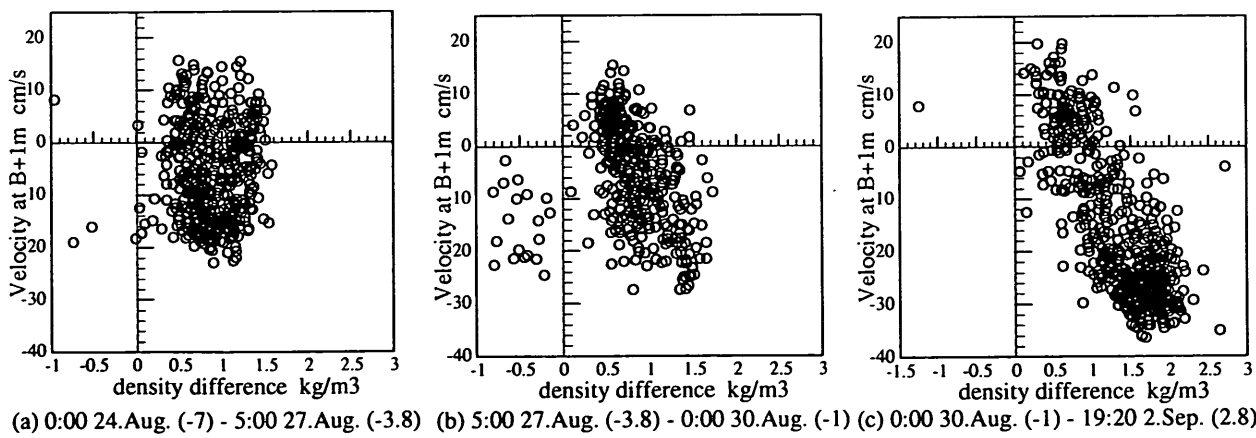


図-29 マウンド上底層（底+1m）および水深16m層のマウンド上と湾外の密度差の経時変化



(a) 0:00 24.Aug. (-7) - 5:00 27.Aug. (-3.8) (b) 5:00 27.Aug. (-3.8) - 0:00 30.Aug. (-1) (c) 0:00 30.Aug. (-1) - 19:20 2.Sep. (2.8)

図-30 マウンド上1mの流速と水深16m層マウンド上および湾外の密度差（マウンド上密度・湾外密度）との関係

相関係数は0.40），それ以降の期間は逆位相となっている（図-27(b)の期間の相関係数は-0.43）ことがわかる。

(a)期間は下げ潮時に湾外底層（35m）水の密度増加，(c)

期間になると上げ潮時に湾外底層水の密度増加が起っており，(b)期間に位相差が生じている（図-28）．(c)期間に小潮期に湾外底層水の密度が低下しているのが興味深

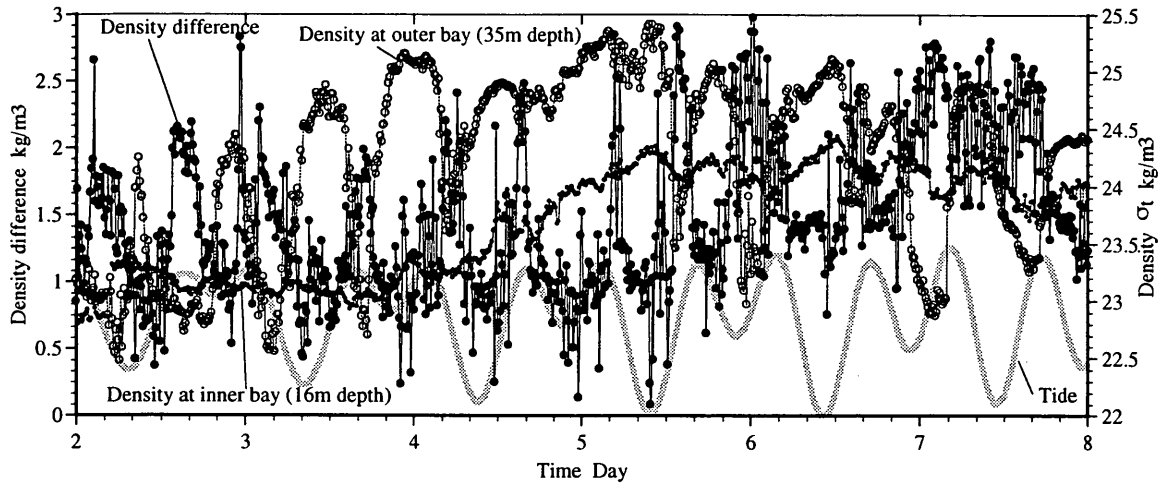


図-31 マウンド上(水深16m)と湾外(水深16m)の密度差, 湾内(水深16m)と湾外(水深35m)の密度および潮汐(2・7 Sep. 1998)

い。

(b)と(c)期間には, マウンドと湾外の同水深(16m)の密度差とマウンド下層流速との相関が良く(図-29, (c)期間の相関係数0.76), 湾内の重い低層水が湾外に排出されていることがわかる。

(c)期間は湾外の塩分が上昇した期間であり, 水深35mでは湾内底層(27m)塩分よりも高い値となっている。この期間は下げ潮時に湾外底に低密度水塊, 上げ潮時に高密度水塊が現れており, 湾口付近は低塩分水塊と高塩分水塊の両方が存在していると考えられる。すなわち, 熱塩フロントが上げ潮で湾後部に前進, 下げ潮で交代していることが予想される。

(c)期間中, マウンド上層(天端+16m)は常に流入傾向にあり, 下層(天端+1m)では下げ潮時に流出(8/3114:00には上げ潮時にも流出, 図-26(b))している。これはマウンド底層からの流出時, 湾外に低密度水塊が存在し, 湾内外で密度差が生じていることによる(密度流)。

図-31には9月2~7日までのマウンド上水深16mと湾外水深16mの密度差, 湾内中層水(水深16m)と湾外底層水(水深35m)の密度および潮汐の経時変化が示されている。3日20:00頃から湾内水の塩分が上昇し始めている(湾外底層では2日08:00頃から上昇)。湾内の塩分が上昇し始めてから上昇傾向が終わる5日08:00頃まで, マウンド上と湾外の密度差が大きくなる期間が少なく(約10時間/36時間)になっている。図-30(b), (c)期間の関係がこの期間にも成り立つとすれば, マウンド上と湾外の密度差が 1kg/m^3 程度以下である期間には, マウンド底層では湾内方向に流れが生じ(流入)していることになる。この時, 湾外的水深16mにある水塊は湾内中層以下に流入したと考えられる(流入時, 水深16mでは湾外で最大 $0.3\sim 0.5\text{kg/m}^3$ 高密度, 図-25)。この流れによって湾内の水深16mと20m

では約 $1.5^\circ\text{C}/\text{日}$ の水温低下が生じている(水深10mでは約 $0.9^\circ\text{C}/\text{日}$, 図-25)。

マウンドによって地形上, 水深16m以深では湾内外が完全に分離されている(海水交換がないように錯覚される)が, 流体的な見地からは, 湾内水は潮汐周期以上の湾外水の物理変動と対応が良く, 湾内外の分離度は小さいと考えられる。

5. 三陸沿岸での水温構造の変化

5-1 三陸沿岸(大船渡湾~釜石湾)の地形と観測概要

図-32に大船渡湾と釜石湾の位置関係と周辺地形が示されている。釜石湾は大船渡湾の北北東約35kmに位置し, 中間には4つの同規模の湾が存在している。湾央水深は46~49m, 長軸(北西)方向距離は約5.5km, 短軸(北東)方向距離は約2.5km, 北東方向に湾が開いている。湾口部(開口部約2.5km, 最大水深65m)に津波防波堤が建設中であり, 1997年には捨て石マウンド(-30m以深)は完成している(マウンドの天端高は水深約30m)。釜石湾での水温観測はマウンドを挟んで湾内と湾外の2地点で行われている。観測点の水深は湾内, 湾外とも約55mであり, 観測水深は水面下3m, 20mと海底上5mである。1998/99年8月~2月に連続観測(測定間隔は30分)が行われている。

5-2 三陸(釜石湾, 大船渡湾)での水温変動

図-33に釜石湾と大船渡湾での水温の経時変化が示されている。両湾とも1998年8月20日~10月30日(図-19以降の図と同期間)に観測された湾内低層(釜石湾;水深50m, 大船渡湾;水深30m)と湾外中・低層(釜石湾;水深20m, 50m, 大船渡湾;水深16m, 35m)の水温が示されている。

釜石湾と大船渡湾は直線距離で約35km離れているが,

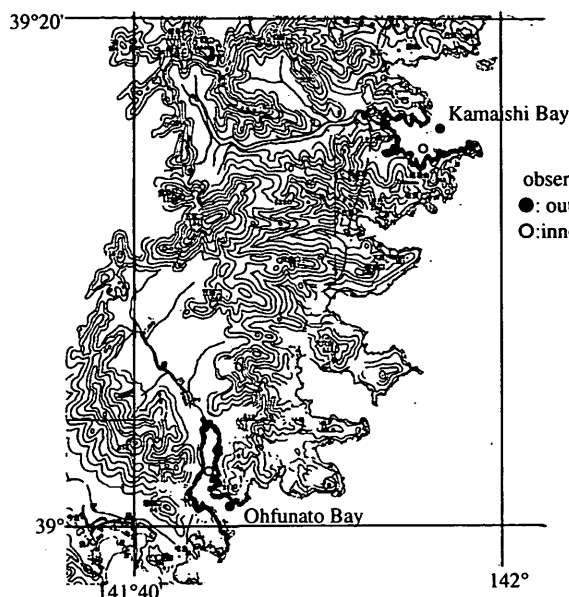


図-32 三陸沿岸の地形および観測点
(大船渡湾と釜石湾の直線距離は約35km)

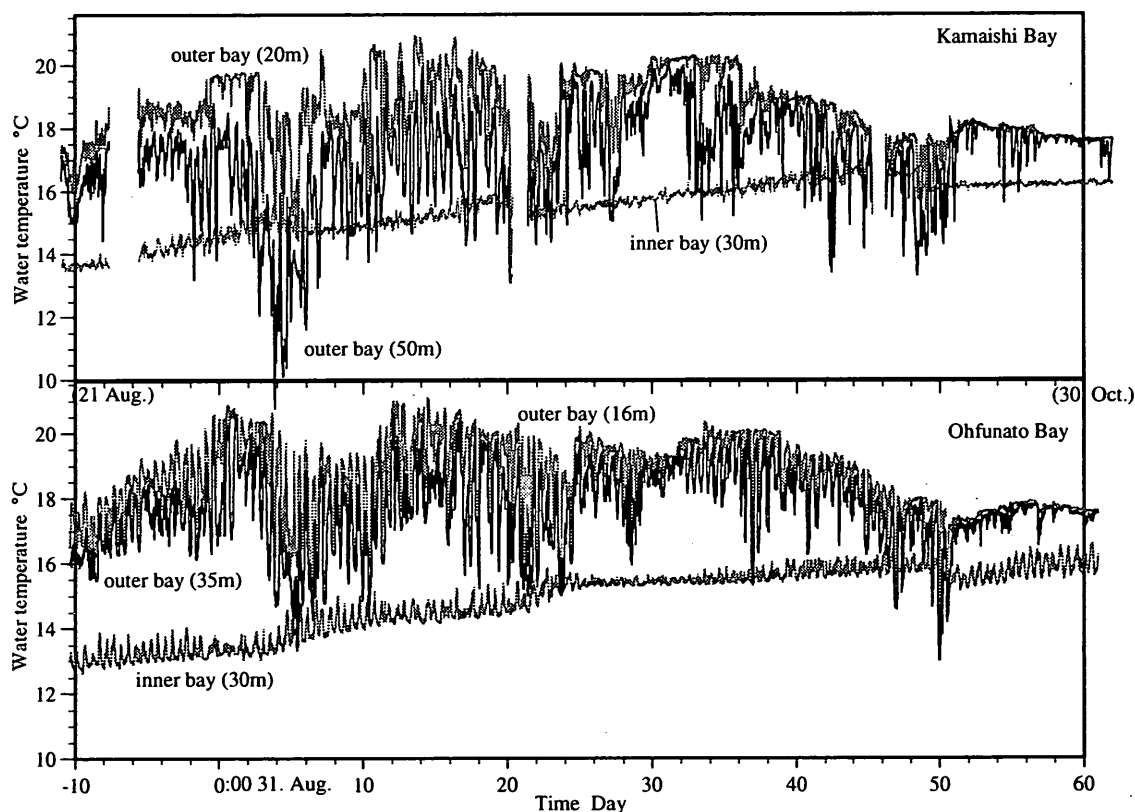


図-33 釜石湾と大船渡湾における水温変化の比較 (20. August - 30. October. 1998)

釜石湾と大船渡湾の水深35m以浅の水温は相関の高い変化をしている。釜石湾外湾水深20mと大船渡湾外湾水深35mの相関係数は0.73, 日以下の時間スケールでの変化を除くと0.88になる。また, 水温低下は釜石湾で1~2日早く起こっており, 低水温塊は北北東側から三陸沿岸に南下(20~40cm/s)していると考えられる。

これらのことは前章で述べた大船渡湾外水の水温・塩分の変化は釜石湾~大船渡湾以上の空間スケールで起こ

っている現象(気圧配置, 台風や海流)であることを示している。

さらに, 9月3日頃と20日頃からの水温低下が顕著であるが, この変化は4-3(4)節(図-22)で述べたようにこの期間には沖縄での水位上昇も同時に起きており, 三陸への冷水塊の南下と日本沿岸での水位変化との密接な関係が示唆される。

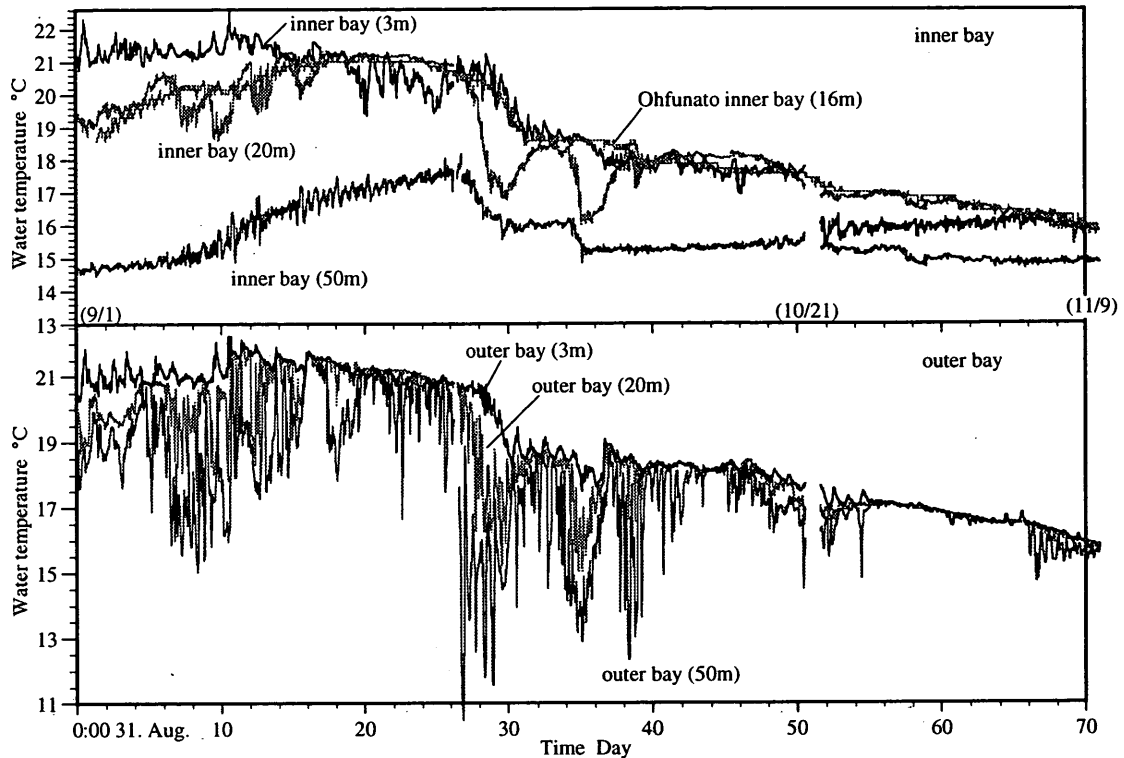


図-34 釜石湾内外における水温の分布の経時変化 (31. August - 9. September. 1997)

5-3 1997年秋の三陸（釜石湾，大船渡湾）での水温変動

本節では台風によって運ばれる低密度水塊が原因と考えられる大船渡湾で貧酸素水塊が消滅した（4-3(1), (2)節，図-16）1997年の釜石湾内での温度躍層の消滅について記述する。図-34には大船渡湾に低塩分水塊が流入し，貧酸素水塊が消滅した時期の釜石湾内外での水温の経時変化が示されている。図には図-16と同期間の1997年8月31日～11月9日の観測結果が示されている。比較のため大船渡湾内水深16mの水温も釜石湾内水温と併せて示している。

4-3(2)節では1997年9月14日頃から大船渡湾外から高水温・低塩分水塊が湾内に流入し，湾内水深20数m以浅の温度躍層を破壊したことを示した。この時には釜石湾湾外に21℃を越える高水温水塊が流入している（図-34）。高水温水塊の流入により釜石湾内では水深20mと3mでは水温の逆転が起こっており，大船渡湾と釜石湾における温度躍層の破壊は本観測精度では同時に起こっていると言える。1998年の洪水時（図-32）と異なるのは湾外的水深50mまでの全層で水温（約21℃）が一様となっていることである。このことは大船渡湾から釜石湾に至る広範な沿岸域の水温プロファイルを一様化できる外力として台風以外の現象を考え難いことを示している。

湾外低水温水塊の湾内流入によって釜石湾においても温度躍層が再構築されているが，釜石湾で観測された9月

26日頃と10月3日頃からの顕著な低水温塊の流入は，大船渡湾では観測されていない。9月中旬～10月中旬は北日本での気圧～水位が楕円を描き，これに対応して大船渡湾底層水の塩分は低下～上昇（9/27-10/5頃）～低下している（図-10，11）。塩分の上昇期と釜石湾への低水温塊の流入時期が一致していることから，低水温塊が大船渡湾まで南下していることが予想できる。三陸沿岸は親潮と黒潮が合流する海域であり，グローバルな気圧配置，海面水位等のバランスによって海流の影響が内湾域に及ぶことが示唆される。

6. おわりに

本論文では気候・気象が沿岸域の水環境に及ぼす影響について検討を行った。このため，気圧配置～海面水位～内湾域への流入水の関係について考察し，海面水位変化の特性は気圧との関係から整理することが可能であること，南北方向での海面水位偏差と海水挙動との関連性を見いだした。さらに，この結果を用いて大船渡湾における温度（密度）躍層とこれに伴う貧酸素水塊の形成および消滅機構について検討し，貧酸素水塊の形成・消滅は湾域のローカルな現象のみによって起こるのではなく，グローバルな大気の運動や海流等の外力に密接に関連していることが明らかにされた。以下に本研究で得られた成果をまとめる。

6-1 気圧配置と海面水位

- (1) 年周期の水位変化は気圧配置との関係で説明付けられ、日本周辺での東西方向の気圧配置の逆転によって季節的な気圧と水位の変化が生じる。その形はヒステリシス（平行四辺形に近い形）を描き、その大きさは北海道で小さく、南に行くにつれ大きくなり、沖縄（那覇）では直線に近づく。さらに、これらの形状、季節毎の位置は、その年の気候特性によって変化する。
- (2) 1～数ヶ月周期の気候（気圧配置）の変動に伴った小規模のループ（気圧～水位関係）が生じ、ループの規模は北日本で大きい。
- (3) 1年間を通した気圧～水位関係は(1)で示した平行四辺形と(2)で示した小規模のループがたし合わされた形で変化している。

6-2 沿岸域の水位変化と内湾域への影響

- (1) 大船渡湾の塩分変化は根室と那覇の水位差との相関が高い。根室～那覇間の水位差と親潮の挙動との関係が強く、親潮の南下は海面水位の季節的な変化に伴って起きていることが示唆され、このグローバルな外洋の流れが大船渡湾の水環境を変化させていると考えられる。
- (2) 3月中旬から5月中旬にかけて根室では約0.04mの水位上昇であるのに対し、那覇では約0.15mの水位上昇があり、このことによって3月頃から根室と那覇間に水位差が生じ始める。この水位差の増大と夏季に向かったの親潮系水塊の南下との関連が大きい。
- (3) 1997年のエルニーニョでは、気圧～水位関係でみると並年より約1ヶ月早い季節の変化を表している。
- (4) (3)の現象により根室と那覇の水位差が3月上旬から徐々につき始め、これに伴って1996年よりも約1.5ヶ月早く親潮系の低塩分の海水が大船渡湾に流入している。また、8月の水位差の減少に伴い1996年よりも約1ヶ月早く塩分の上昇が観測されている。
- (5) 気圧～水位関係の変化の特性が沿岸域に流入する外洋水の特徴を明らかにするための手段の一つとして用いることができる可能性を示している。気圧・気温データはすでに充実しており、気圧～水位関係と特定の期間と地域で観測された水質を比較することにより沿岸域の水環境の変化を推定できるよう、さらなるデータの蓄積と太平洋周辺での同様な解析が望まれる。

6-3 大船渡湾での水構造の年変動

- (1) 大船渡湾での温度躍層（貧酸素水塊）の形成は冷水塊の流入と密接に関連している。低塩分・低水温の水

塊は湾内5～15mの層に浸入するが、この時、上～中層付近の水塊から熱を奪い水温を低下させることによって温度躍層が形成され始める。8月頃までは外海から低温・低塩分の海水（夏季に向かって水温は上昇、塩分は低下していく）が上～中層に浸入され続けるため、温度躍層は徐々に強まっている。

- (2) 温度躍層（貧酸素水塊）の消滅は小笠原高気圧が弱まった後に太平洋を北上する台風によって運ばれる低塩分・暖水温の海水が湾内に浸入することによって促進される。低塩分・暖水温の海水は湾内上層から中層水塊の水温を上昇・均一化させる。その後、台風の影響がなくなると、湾内中層水に比較して高塩分・冷水温で溶存酸素を多量に含む外海水が湾内へ流入し、貧酸素水塊に酸素を供給している。
- (3) 大船渡湾のようにローカルな湾域の水質環境を考える場合においてもグローバルな大気・海洋の場を考えることが必要である。

6-4 三陸沿岸での水温構造の変化

- (1) 5章で述べた大船渡湾湾外水の水温・塩分の変化は釜石湾でも同様に起こっており、釜石湾～大船渡湾以上の空間スケールで起こっている現象である。
- (2) 三陸沿岸への低水温塊の流入は南日本での水位変化との関連が強く、三陸沿岸への冷水塊の南下と日本沿岸での水位変化との密接な関係が示唆される。
- (3) 1997年9月14日頃から大船渡湾外から高水温・低塩分水塊が湾内に流入し、湾内水深20数m以浅の温度躍層を破壊したことを示した。この現象は釜石湾では湾外全層に流入した21℃を越える高水温水塊によって温度躍層の破壊が起こっている。大船渡湾と釜石湾における温度躍層の破壊は同時に起こっており、大船渡湾における温度躍層の破壊も釜石湾と同様の機構で起こっていると考えられる。

(1999年3月31日受付)

謝辞：本論で用いた気圧、潮位データは気象庁、大船渡湾での塩分・水温・DOデータ（湾央10mと27m）は岩手県水産技術センター、釜石湾での水温データは第二港湾建設局釜石港湾工事事務所から提供されたものである。ここに、記して謝意を表する。

参考文献

日比野忠史：連結系汽水域での流動 - 気候・気象の変化が流れに及ぼす影響 -, 土木学会1996年度(第32回)

水工学に関する夏季研修会講義集, Aコース, pp.A-7-1-20, 1996.

日比野忠史, 豊田政史, 深和岳人: 大船渡湾での貧酸素水塊の形成と消滅機構, 水工学論文集第43巻, pp.1073-1075, 1999a.

日比野忠史, 鶴谷広一: 日本沿岸海域における気圧配置と海面水位とのコリレーション; 内湾域への環境影響, 水文・水資源学会誌 VOL12 No.2, pp.148-158, 1999b.

豊田政史, 日比野忠史, 西森男雄: 大船渡湾での海水交換機構と自然力を利用した水質管理手法の検討, 水工学論文集第43巻, pp.1079-1084, 1999a.

豊田政史, 日比野忠史, 細川 恭史, 鶴谷 広一: 大船渡湾の流れ場を利用した窒素・リンの湾外排出, 海岸工学論文集第46巻(2), 1999b.

気象年鑑 1988 年版~1998 年版, 気象庁監修, 日本気象協

会編.

関根義彦: 北太平洋の親潮及び亜寒帯循環の異常南下, 海の研究 Vol.1, No4, pp.153-165, 1992.

村上和男, 山田邦明: 我国沿岸の海面水位の長期変動の特性とその要因, 土木学会海岸工学論文集[39](2), pp.1026 - 1030, 1992.

日比野忠史, 福岡捷二, 池内幸司: 季節および日々の気圧配置の変化に伴う閉鎖性汽水湖内部での流れ場の特性, 土木学会論文集, No.579/II-41, pp.93-103, 1997.

Hiroichi TSURUYA, Tadashi HIBINO: A study of anoxic water structures generated in deep bay enclosed by tsunami breakwaters, COASTAL ENVIRONMENT 98, Environmental Coastal Regions, WIT press, pp.373-382, 1998,

付録

図-A-0には(a-1) 8月26日7:00 (下げ潮), (a-2)26日16:00 (上げ潮), (b-1)27日23:00 (下げ潮), (b-2)28日8:00 (満潮), (c-1) 9月2日13:00 (下げ潮), (c-2) 2日8:50 (上げ潮) に観測された湾内 (St.a) ~マウンド~湾外 (St.d) の水温分布およびマウンド上の流速プロファイルが示されている. 図中の値は30分間の平均値 (水温は3回, 流速は6回の測定結果) が示されている.

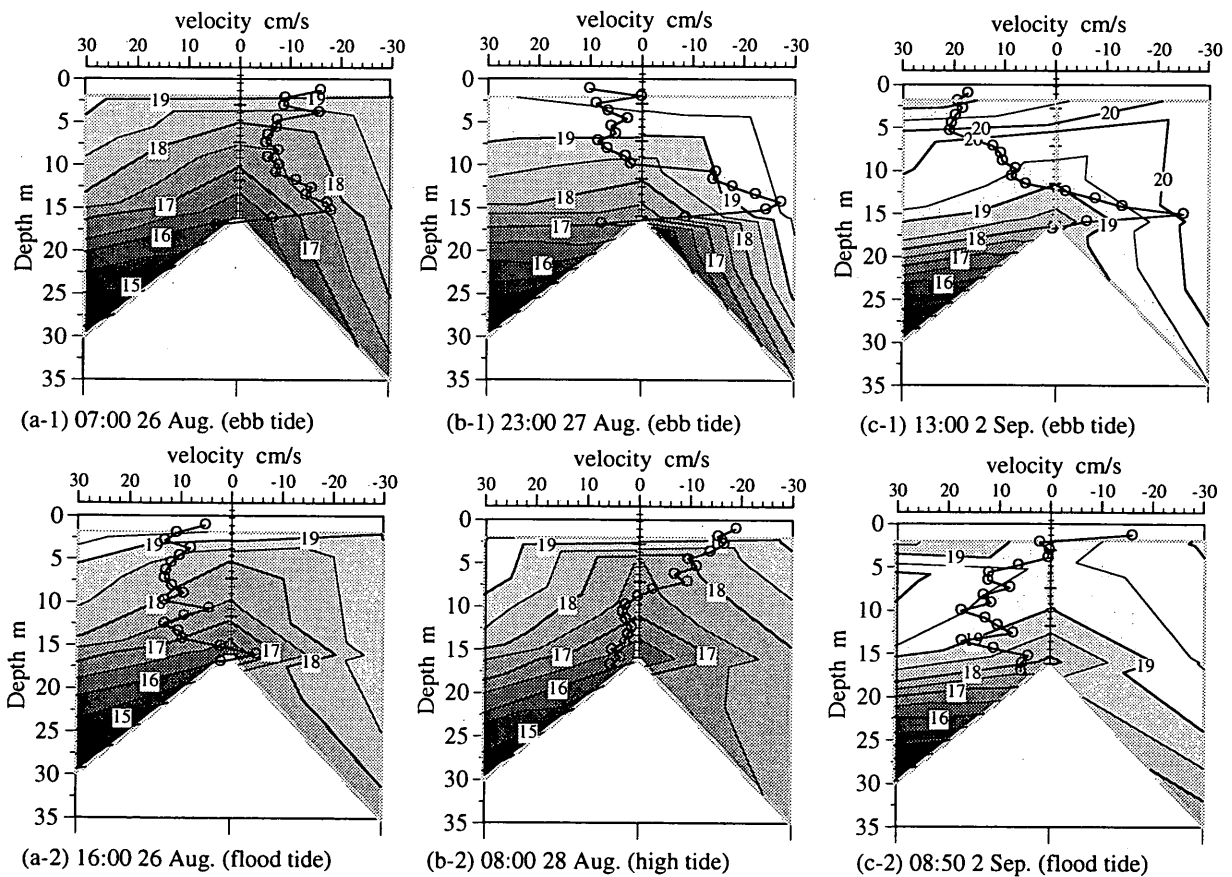


図-A-0 マウンドを中心とした湾内外の水温分布およびマウンド上の流速プロファイル (+:流入, -:流出)

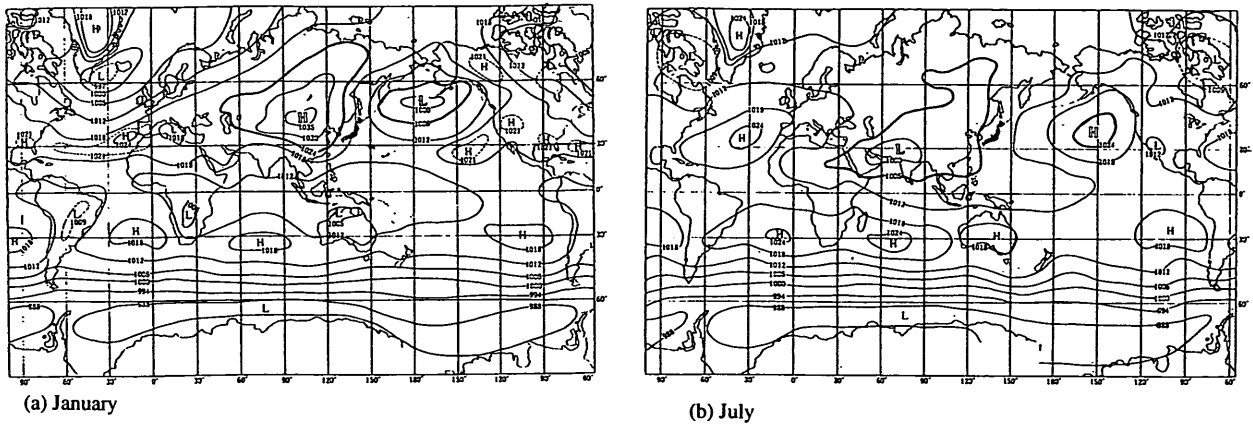


図-A-1 月平均気圧配置 (図-A-1 ~ 4 は理科年表から抜粋)

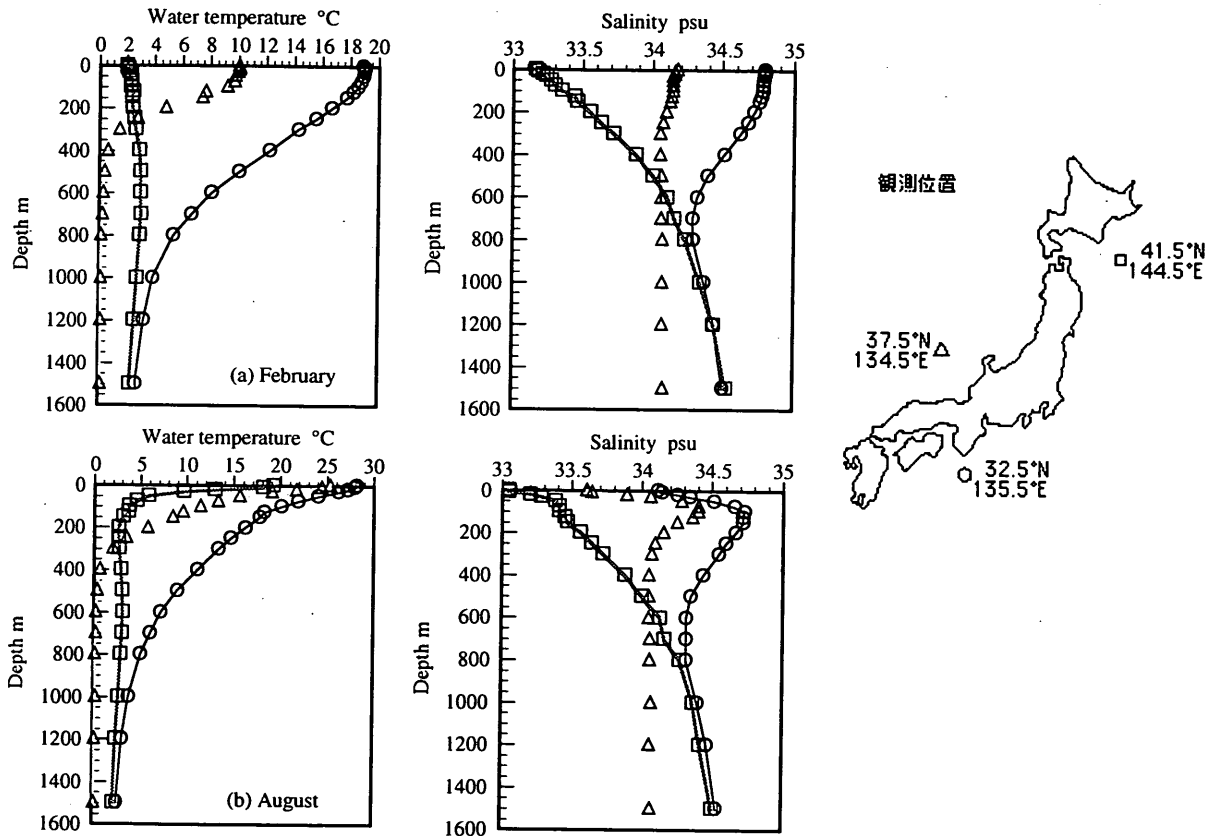


図-A-2 黒潮域 (○), 親潮域 (□), 対馬海流域 (△) における水温・塩分プロファイル

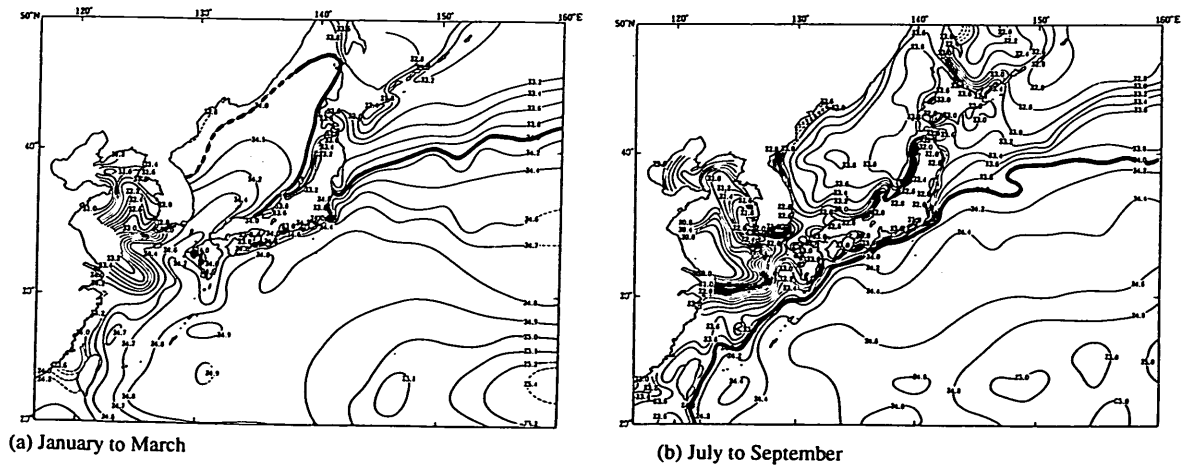


図-A-3 日本周辺の表層塩分分布 (太線は34 psuの等値線)

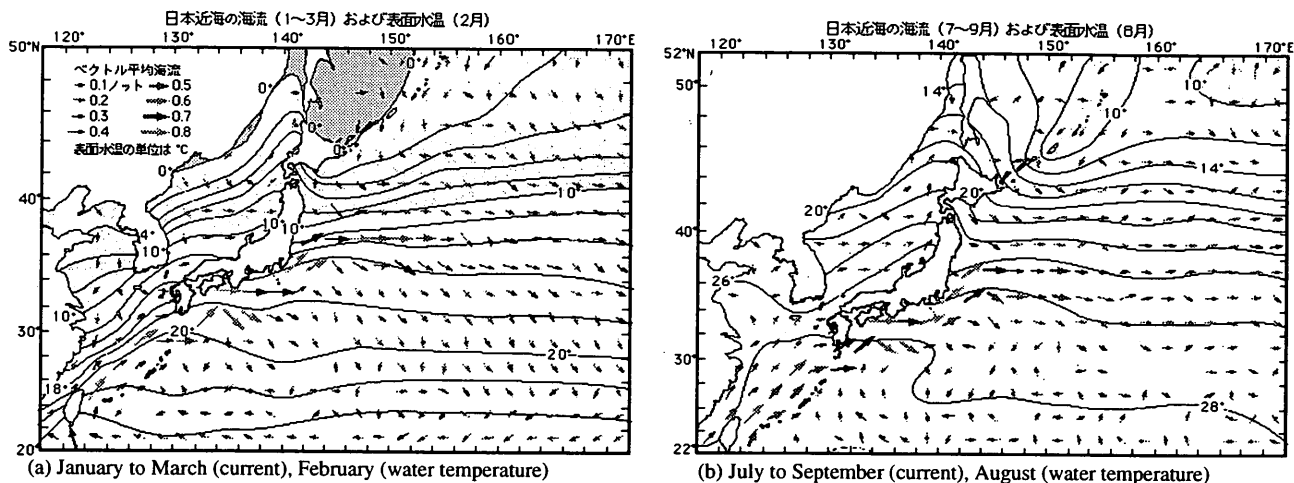


図-A-4 日本周辺の海流および水温分布

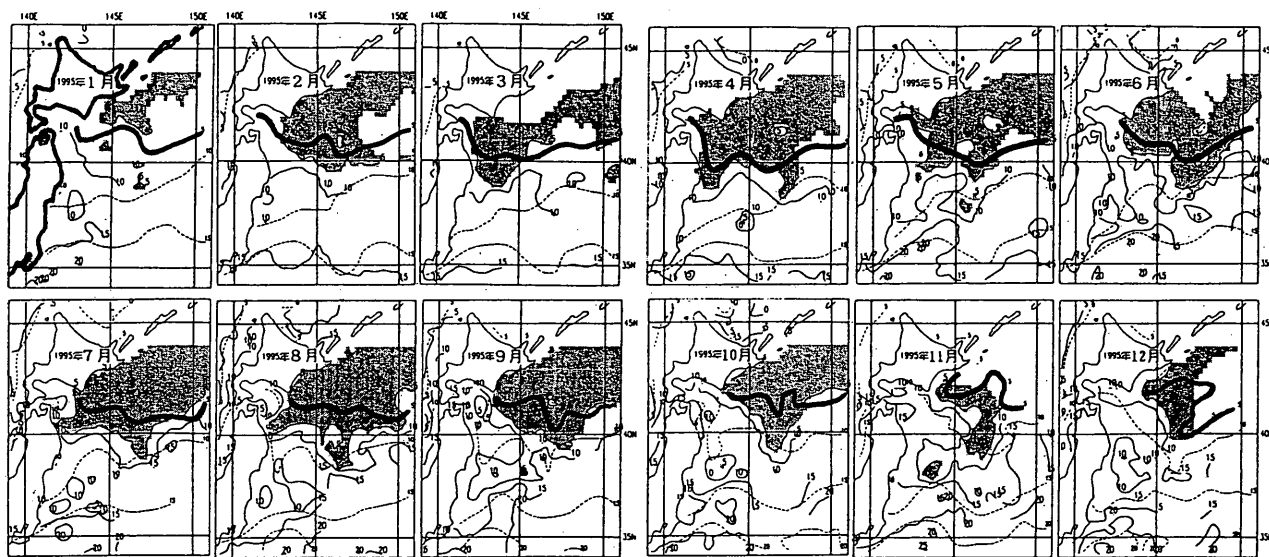


図-A-5 三陸周辺の水温分布 (水深100m)

(ハッチされた範囲は1995年の水温 5°C以下の親潮系冷水塊 (月平均値)を示す。太線は1963~1990年の平均値を表す。)

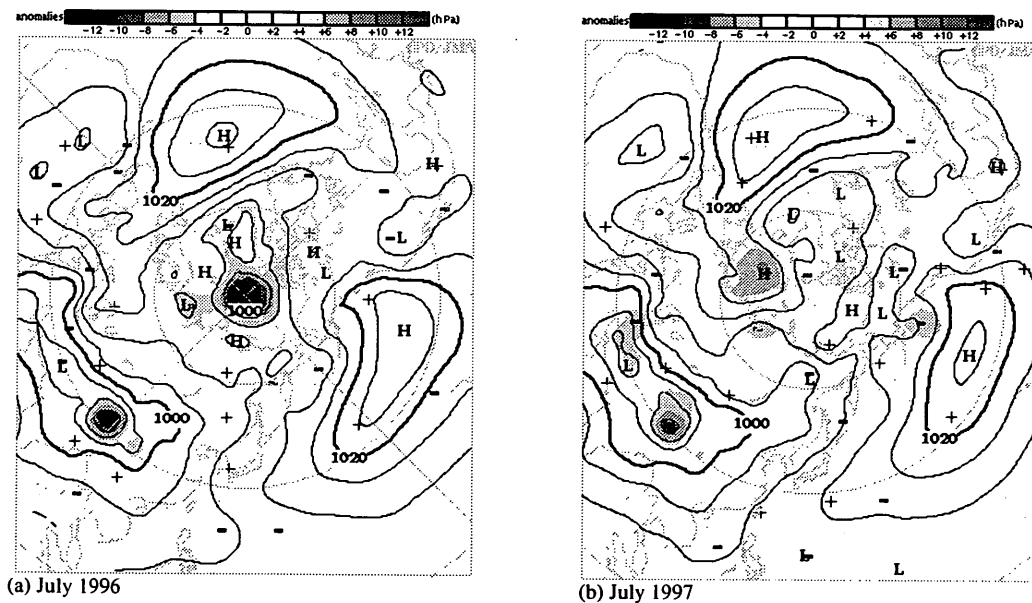


図-A-6 月平均気圧配置 (Annual report on climate system 1997, Japan Meteorological Agency)