

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 -
Currents in connected blackish waters

日比野 忠史

Tadashi HIBINO

1. はじめに

日本海は海面面積と比較して著しく狭い4つの海峡を通じて潮汐の流入を受けているため、潮汐は小さく、その大きさは20 cm程度である。日本海沿岸域では、海面水位は季節的な変動しており、1年を通して70 cm程度の水位変化を有している。この現象は太平洋沿岸域においても観測されているが、日本海沿岸域に比較して規模は小さい。従来の研究では季節的な水温変化に伴う海水密度の年変化、気圧の年変化の2つによって海面水位の季節変化を説明できるとしている⁵⁾。ここでは、これらを検証し、さらに、季節的な気圧配置を考慮して日本海における海面水位の変化について解説する。次に、日本海と複数の湖が水路で連結されている場合の個々の湖の受ける外海水位の影響について解説する。連結する各々の水域は、いずれも水域面積に比べて狭い水路で接続されているために、外海の水位変動に対する個々の湖の水位変動の応答時間は異なる。ここに天文や気象の異なった時間スケールで水位に影響を与える外力が作用すると、個々の湖において短～長期の時間スケールに応じた特有の流れ場が生じる。これらの時間スケールに応じた湖内での流れの特性を湖内水位、風、密度(塩分濃度)の相互関係から明らかにしていく。さらに、海域に隣接する閉鎖性の水域には海水と淡水が流入し、密度躍層が形成されている。天文や気象現象の影響の強さによって密度界面は様々な挙動を呈する。本論文では各々の時間スケールで起こっている流れの構造とその原因を①天文・気象要素、②長期的な水位と塩分の変動および③湖内の面的な流れと塩分、水温の分布から明らかにした現象について以下の順序で述べる。

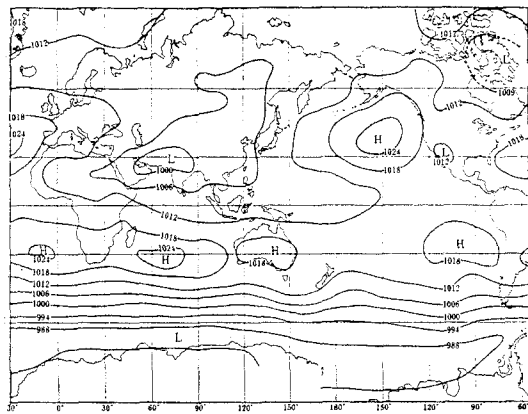
- 1) 日本周辺の気候・気象特性(気圧の場を中心に)
- 2) 季節の移り変わりや日々の天気に伴う海面水位の変動特性
- 3) 1週間～1カ月スケールの流れ(潮汐を受ける連結系水域での水位変動に及ぼす気象の影響)
- 4) 1日スケールの流れ(内部波の発生とその挙動)

2 気候変化の特性

図1は(a)7月、(b)1月の月平均の海面における気圧分布を示している(理科年表, 国立天文台編, 1992. より)。7月には、気圧は太平洋で高く、アジア大陸で低くなっており、1月になると、7月とは全く逆の気圧配置となる。図からわかるように暖候期(夏)には海洋から大陸に向かう小笠原気団、寒候期(冬)には大陸から海洋に向かうシベリア気団が卓越し、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。

(1) 暖候期

小笠原気団は北太平洋高気圧の西端が延びた高気圧である。この気団は亜熱帯性の大きな背の高い高気圧で、持続性が高い。日本は夏季にはほとんどこの気団の中にある。暖候期の気圧の変化は小笠原気団の大きさと寒気の位置に依るところが大きい。暖候期には日本上空に台風が接近するために急激な気圧の低下が起こる。気圧の低下量は台風の大きさ、進行方向と速度によって著しく異なるが、台風は一



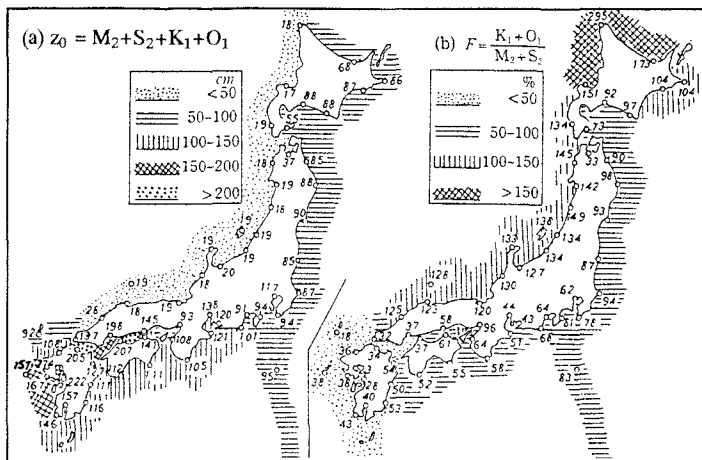


図3 (a) 日本沿岸における主要4分潮の振幅和(z_0 , cm) と

(b) 日周潮と半日周潮の振幅比(F , %)

(図3, 4とも宇野木早苗著;沿岸の海洋物理学,1993⁴⁾より)

早苗著;沿岸の海洋物理学,1993⁴⁾より)。 z_0 は大潮のときに起こり得る最高潮位または最低潮位の目安を与える。通常、海面は $-z_0$ より下がることはないが、 z_0 の小さい日本海では $-z_0$ より下がる頻度は高い⁵⁾。これは、日本海においては天文潮の海面水位変動に及ぼす影響が小さいことを示している。 F は日潮不等の程度を表わす指標である。潮汐は太平洋側、西日本で大きく、日本海側、北日本で小さくなっている。また、日本海、オホーツク海では F の値が大きく、半日周潮より日周潮が卓越する日周潮型($F > 1.25$)となっている。

(2) 日本沿岸地域の月平均海面水位の変化の特性

図4は根室(北海道)、大船渡(岩手)、潮岬(和歌山)、長崎(長崎)、境(島根)、深浦(青森)での海面水位の月平均値を示している(宇野木早苗著;沿岸の海洋物理学,1993⁴⁾より)。どの地域も1年周期の変動(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)をしているが、最高と最低

の海面差(年較差)の現われる時期は海域によって特徴がある。年較差は日本海で大きく、太平洋で小さい。日本海においては西日本から北日本に向って最高、最低の海面差が早く現われている(太平洋では顕著でない)。図5は村上らによってまとめられた日本沿岸の年較差を示している⁶⁾。年較差は日本海側、西日本で大きく、太平洋側、北日本で小さくなっている。野満らはこの平均海面の季節変化に最も影響するのは密度、次に影響するのは気圧の季節変化としており、この2つで実際をほぼ説明できるとしている^{7),4),6)}。しかし、野満らはその海域での気圧と水温のみを考えており、日本海と太平洋で水位の変化が異なることは考慮していない。実際には、季節的に気圧配置が変化して行く影響、すなわち、日本海と太平洋での気圧差を考慮することが必要である。

(3) 気圧と海面水位変化の関係

図6(a)と(b)は1986~1992年の境(観測点;美保関,島根)での日平均水位(1時間毎のデータで平均)と日平

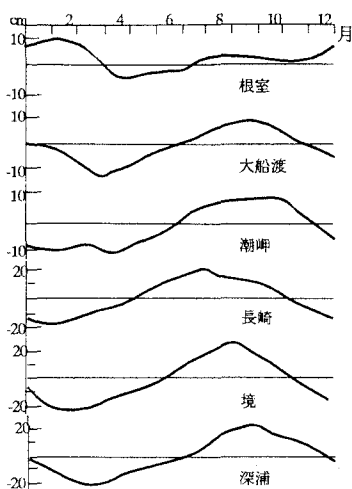


図4 月平均潮位の季節変化
(1984-1988年の平均値)

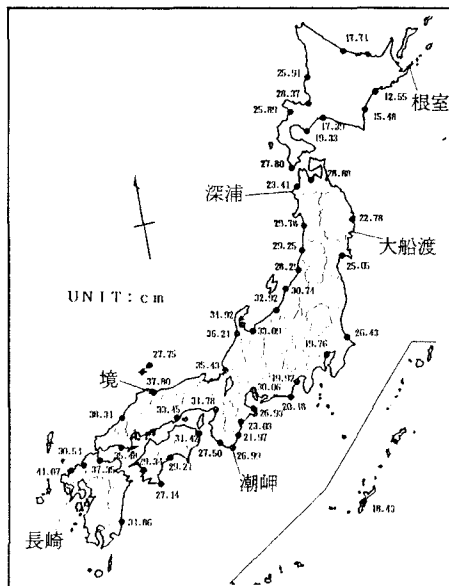
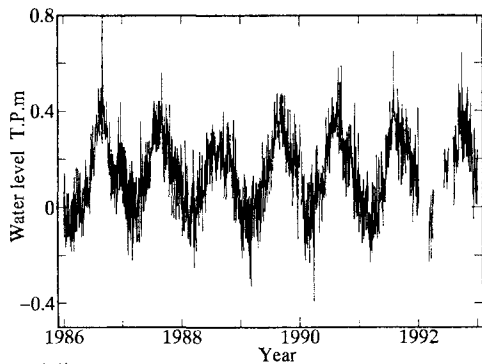
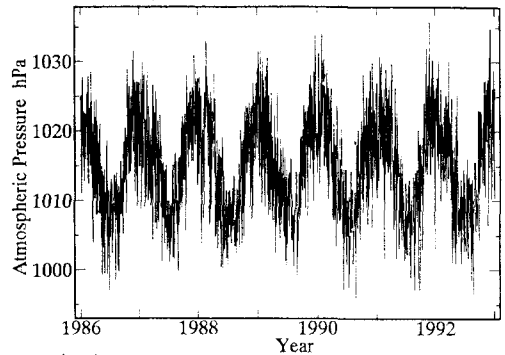


図5 日本海沿岸の月平均海面水位の年較差
(村上和男, 山田邦明, 海岸工学論文集[39](2)より)

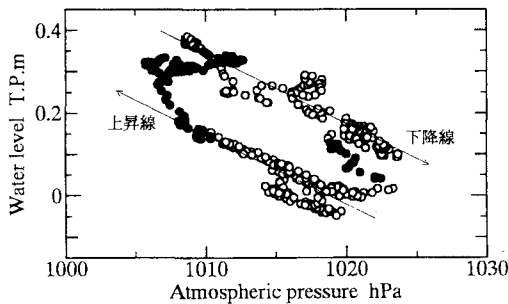


(a) 水位

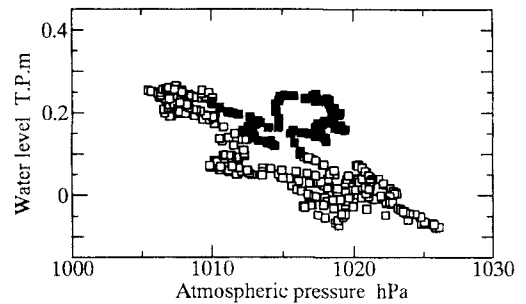


(b) 気圧

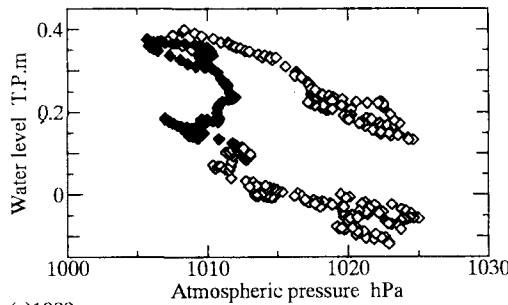
図6 水位及び気圧の経時変化 (境)



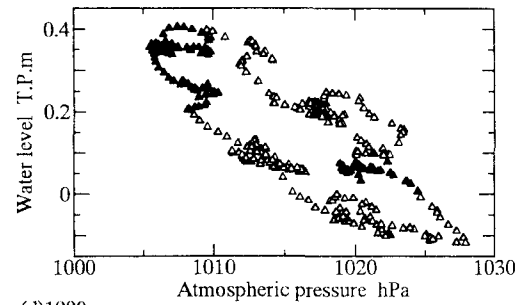
(a)1987



(b)1988



(c)1989



(d)1990

図7 気圧と水位の関係

(日データを2週間で移動平均している。(a)の上昇、下降線は水位の上昇、下降する方向を示す。)

均気圧(1時間毎のデータで平均、松江での観測結果)の経時変化を示したものである。水位は1日の変化でみても図4と同様に1年の周期で変動している。また、水位と気圧の変化から潮位は気圧の変化に対して非常に敏感に変化していることがわかる。図7(a)~(d)は日平均データを2週間で移動平均した気圧(松江)と水位(境)の関係を示したものである。

図中の黒塗の部分は気圧と水位の関係が変化する時期を示している。図からその変化過程はヒステリシスを描いていることがわかる。すなわち、気圧と水位は直線的な変化をするが、上昇期と下降期は同一線上を通らず、2本の並行な直線(上昇線(寒候期から暖候期)と下降線(暖候期から寒候期)、各年とも傾き約1.5 cm/hPa)上を移動する。このため、2本の直線を結ぶ期間、夏季(6-8月頃)および冬季(12-1月頃)には気圧変化に対する潮位の変化率が大きくなり、この時期に日本沿岸海域の気圧配置が変化している。

表1 図7において気圧と水位の関係がシフトする月

	夏季	冬季
(a)1987	6~8月	1月
(b)1988	8~9月中旬	9月中旬~10月
(c)1989	6~8月	-
(d)1990	6~8月	1~2月, 12月

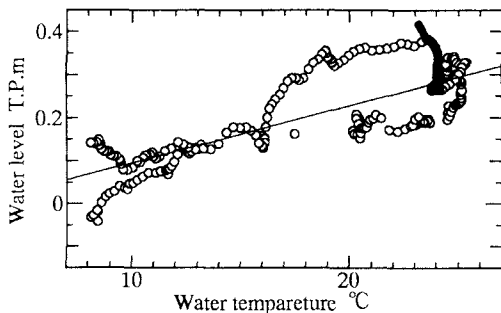


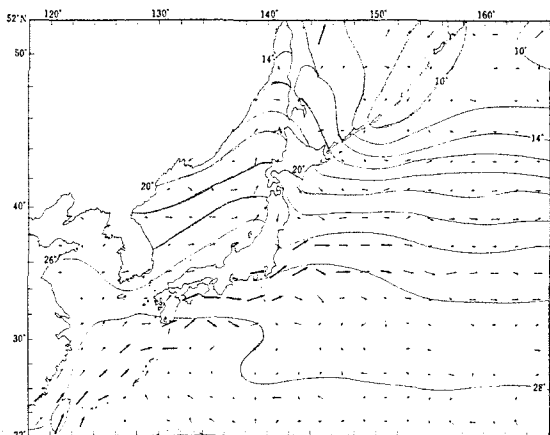
図9 水温と水位の関係

(日データを2週間で移動平均している.黒塗は9月)

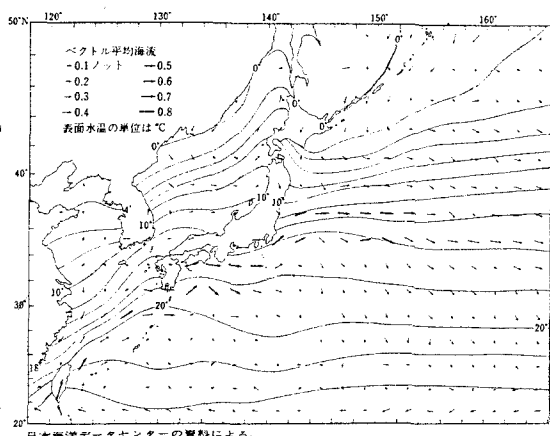
ことが予想される。図7中の黒塗の部分は気圧と水位の関係がシフト(気圧の変化に水位が追従しない)した頃の月を示している。各年の黒塗部分の対応月は表1に示すとおりである。この現象が起きるのは、夏に太平洋上の高気圧(小笠原気団)、冬に日本海側の高気圧(シベリア気団)の影響が大きくなる気圧配置(夏型(図1(a))、冬型(図1(b)))になるためであり、通常、6～8月、12～1月頃がその時期にあたる(表1)。すなわち、日本海の水位変化は日本海と太平洋の気圧差に依るところが強く、夏型、冬型に気圧配置が変化する時期に気圧と水位の関係がシフトするのである。暖候期に日本海に高気圧がなくなると太平洋から日本海に向かって海水が流れこむため、日本海では気圧と海面水位の関係が図7の上昇線から下降線に移行するのである。寒候期はその逆になっている。なお、対馬暖流、津軽暖流、宗谷暖流は寒候期に流速が遅く(暖候期の0～0.5倍)になっている。

(4) 海面水温と海面水位変化の関係

次に、海面水温の季節変動が海面水位の季節変動に及ぼす影響について考察する。水温が上昇すると海水密度は低下し、海面水位は上昇する。水温 15 °C、塩分濃度 30 ‰の海水が 1 °C 上昇すると海水密度は 0.21 kg/m³ 低下する⁸⁾。村上らは日本の沿岸域の月平均の海面水位、気圧、水温から水温 1 °C の上昇に対する月平均の海面水位の上昇量を約 1.1cm と求めている⁹⁾(気圧配置の影響は含まれていない)。図8は日本近海の海面水温を示している。気圧が東西方向に勾配を持っているのに対し、水温は南北方向に勾配を持っている。また、気圧が暖候期と寒候期で日本海と太平洋の間で勾配が逆転するのに対し、水温は寒候期に勾配が急になっているが、勾配の逆転はない。すなわち、水温の変化は気圧配置の変化に比較して日本海と太平洋の水交換に与える影響は小さいと考えられる。図9は図7と同様の要領で海面水温と水位の関係を示している(観測期間は1992年4月～12月)。なお、海面水温は湾奥部、水面下 1 m で測定されたものである。全体的には、水温の上昇とともに水位も上昇しており、水温のみで水位が上昇しているとする 1 °C の上昇に対して 1.35cm 上昇している。さらに、季節によって水温～水位関係は異なっている。暖候期においては水温が変化していないのに関わらず、水位の上昇が観測されている。以上のように暖候期、寒候期の水位変化を水温の変化のみでは説明することはできない。すなわ



(a) 海面水温(8月)、海流(7-9月)



(b) 海面水温(2月)、海流(1-3月)

図8 日本近海の海面水温分布と海流
(理科年表,国立天文台編,1992.より)

ち、水温上昇は水位を平均的に上昇させるが、暖候期、寒候期に起こる水位変化は水温変化よりも気圧配置の変化に対する依存度が大きいと考えることができる。

3. 日々の気圧変化に対応する日本海沿岸の海面水位変化

前節までに季節的な水位変動は気圧配置との関連が強いことを示した。本節では天気の変動周期に伴う日本海沿岸の海面水位の変化について述べる。ここでは境での観測値を用いて解析を行なう。

日々の天気に関連しているのは東西方向の波長数千 km の波動であり、1日に約 10 緯度の速度で東進している。日々の気圧変化はこの波動周期によって起こっている。

(1) 天文潮(日周期以下の振動)成分の分離

振幅を a 、周期を T 、位相を ε で表わすと、外海での水位は、線型の範囲で(1)式で表わされる。

$$\eta_0 = \sum_{j=1}^n a_j e^{i\left(\frac{2\pi t}{T_j} + \varepsilon_j\right)} \quad (1)$$

外海での水位変動は気圧変化の周期と天文潮の周期では1週間以上の差があることから長周期と短周期の成分に分けて(1)式は(2)式のようにおくことができる。

$$\eta_0 = a_1 e^{i\left(\frac{2\pi t}{T_1} + \varepsilon_1\right)} + \sum_{j=2}^n a_j e^{i\left(\frac{2\pi t}{T_j} + \varepsilon_j\right)} \quad (2)$$

ここに、右辺第1項は気圧変化による変動成分で、 T_1 は気圧変動周期、第2項は天文潮による変動成分である。ここで、 $\eta_0(t) - \eta_0(t + \Delta t)$ を行なうと、(3)式となる。

$$\eta_0(t) - \eta_0(t + \Delta t) = a_1 \cdot \left(1 - e^{i\frac{2\pi\Delta t}{T_1}}\right) \cdot e^{i\left(\frac{2\pi t}{T_1} + \varepsilon_1\right)} + \sum_{j=2}^n a_j \cdot \left\{1 - e^{i\left(\frac{2\pi t}{T_j} + \varepsilon_j\right)}\right\} \cdot e^{i\left(\frac{2\pi t}{T_j} + \varepsilon_j\right)} \quad (3)$$

気圧の変動周期が長いことから(3)式の第1項は0 ($\because \Delta t / T_1 \ll 1$)となり、適当な Δt に対して差をとることによって天文潮の成分のみを取り出すことができる。

$$\eta_0(t) - \eta_0(t + \Delta t) = \sum_{j=2}^n a_j \cdot \left\{1 - e^{i\left(\frac{2\pi t}{T_j} + \varepsilon_j\right)}\right\} \cdot e^{i\left(\frac{2\pi t}{T_j} + \varepsilon_j\right)} \quad (4)$$

(4)式において Δt を適当にとることによって長周期の変動成分と短周期の変動成分に分離することができる。

(2) 気圧による水位の変動

図10は境での観測値(1989年)から上記の方法により半日周潮($M_2 + S_2$ 潮)を除いた水位の変動成分と中海湖心での気圧との関係を示したものである。図には(a)5月、(b)7月、(c)11月、(d)1-2月の気圧と水位関係が示してある。なお、気圧は 10 時間遅らせた値が表示している。図の縦軸の水位 h ~ 気圧 P 関係は図(a)~(d)で異なっているが、水位~気圧関係 ($h = a \cdot P + P_0$) の傾き a はどの図も 2.6 cm/hPa、切片 P_0 は図(a)と(b)では 1022 hPa、(c)と(d)では 1028 hPa としている。どの月も気圧と水位の変動は一意的な関係がある。特に、図7で直線上に位置する 5月と 11月 は気圧の変化に対して水位が良く追隨している。これらの図から①潮位から天文潮成分を除いた水位は主に気圧による変動であり、気圧変動に対する水位の変動は日本海では 10 時間程度の遅れがあること、② 1 hPa の気圧の上昇に対し約 2.5 cm の水位低下があること、③ 気圧の変動速度は大きくとも 10 hPa/day(水位換算すると 25 cm/day)であり、天文潮($M_2 + S_2$ 潮)の変動速度が 80 cm/day 程度であることと比べると気圧による水位変化は天文潮に比較して緩やかであることがわかる。ちなみに、図10中の 24 時間の変動成分は日周期の天文潮($K_1 + O_1$)であり、約 20 cm の振幅を持っている(図 3参照)。

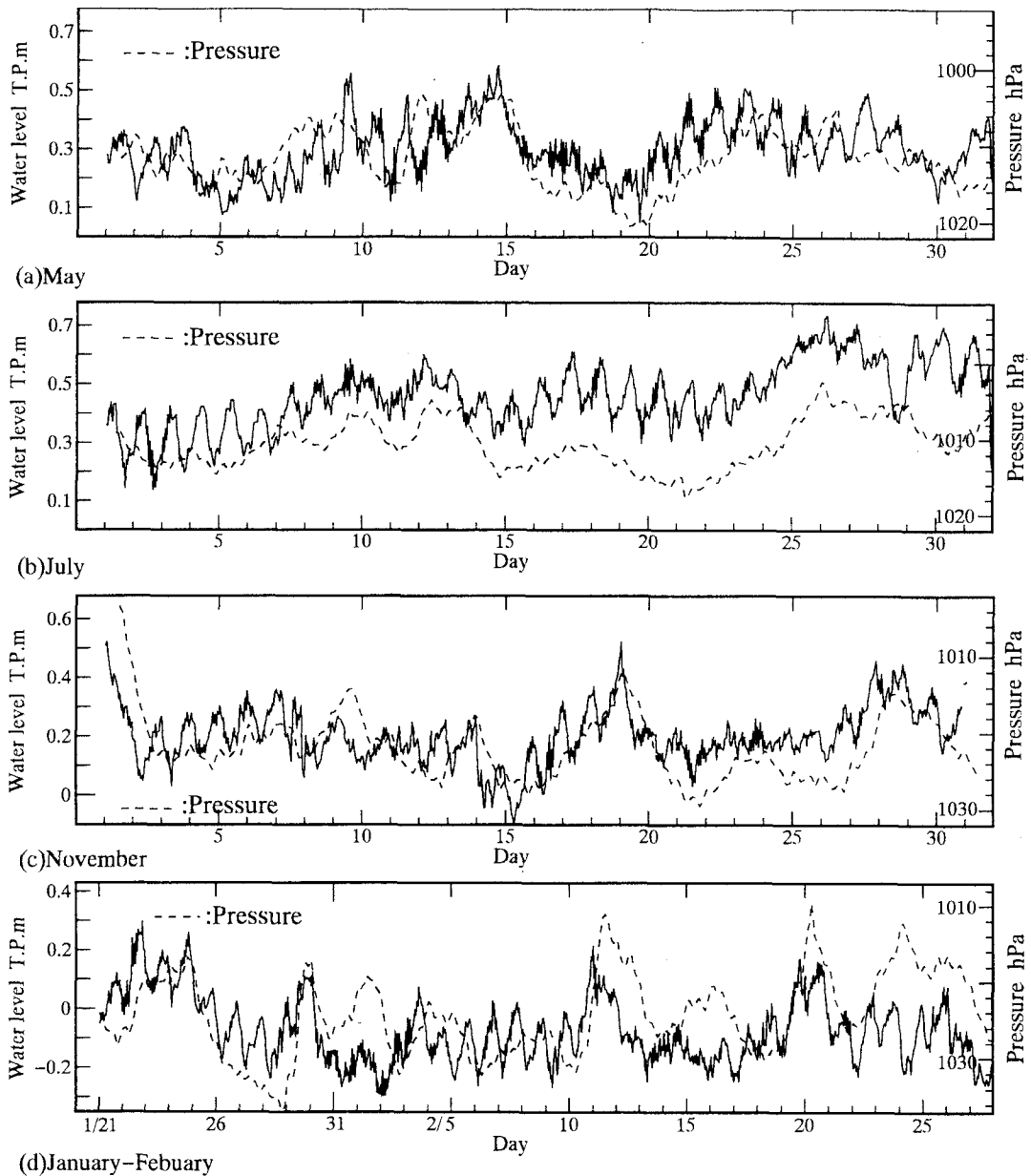


図10 半日周潮を除いた水位と気圧の関係(1989年)

(5月、11月に比較して7月と1月に水位と気圧の関係がずれているが、これは7月に上昇線から下降線へ、2月(1990年)に下降線から上昇線へ水位～気圧関係が移っているためである(図7(c),(d)参照)。また、24時間の変動成分は日周潮であり、最大20 cmの振幅がある(図3参照)。)

(3) 気圧～水位関係のシフト

1989年は図7(c)と(d)からわかるように上昇線から下降線へは7月、下降線から上昇線へは2月(1990年)に移っている。図10から7月と2月に気圧～水位関係がシフトしていく様子がわかる。上昇線から下降線に移る7月は水位～気圧関係の傾き a は変化せず、徐々に切片 P_0 が変化している。これに対し、下降線から上昇線に移る2月は低気圧に対する追従性が悪い(傾き P_0 が変化)。このことは図7に示す上昇線⇄下降線の移り方(気圧～水位関係のシフト)は、その年々の夏型から冬型(あるいは冬型から夏型)への気圧配置の移り方に依存しているのである。

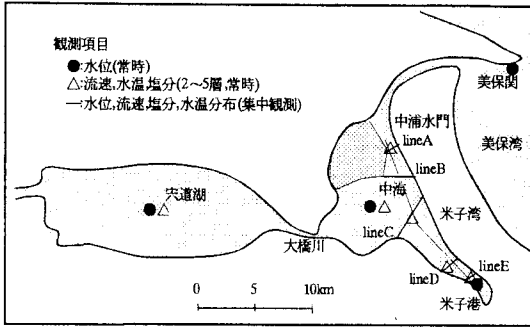


図12 中海周辺の地形概念図

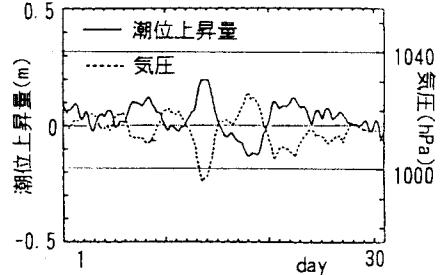


図11 小川原湖での気圧と水位変化の関係
(長尾ら, 水工学論文集[40]より)

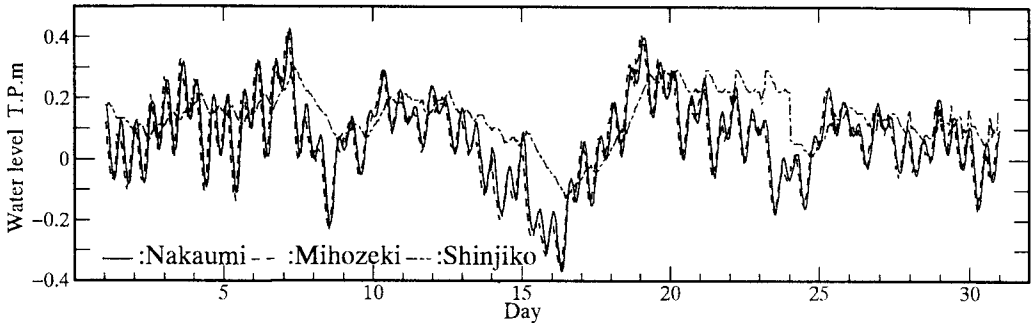


図13 外海水位に対する中海、穴道湖の水位の応答

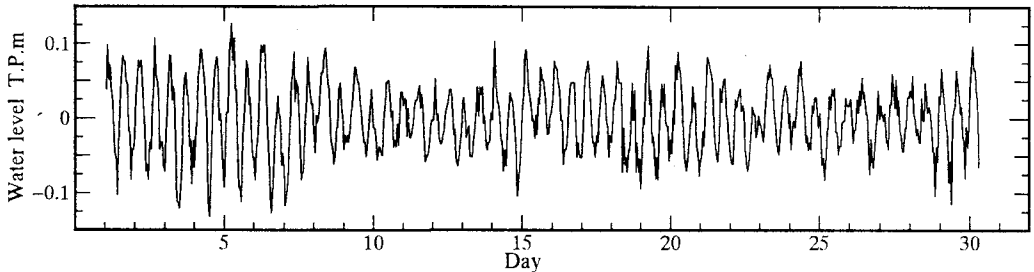


図14 外海と中海水位の差から求めた天文潮($M_2 + S_2$ 潮)(1994.11)

(4) 太平洋側での気圧と海面水位の関係(参考)

図11に太平洋に隣接する小川原湖(青森)での気圧と潮位上昇量(海面水位 - 天文潮位)の関係(長尾ら⁹⁾)を示した。太平洋沿岸域においても潮位上昇量は日々の気圧変動に良く追隨している。図10と図11から日本海沿岸域と太平洋沿岸域での気圧と海面水位の関係を詳細に比較することはできないが、気圧に対する水位変化の応答時間等の違いがあるにせよ太平洋沿岸域においても気圧と水位は一意的な関係にある。

4. 連結系の水域での潮汐の伝播

複数の小海域(浜名湖や中海規模の水域をいう)が水路で連結されている場合には、連結水路や個々の水路の空間的なスケールによって各々の水域で外海の水位変動の影響が異なる。ここでは、地形の効果で生じる小海域内での流れの特性について述べる。通常、水路は水域に比較して極めて狭い形状をしている。狭い入口で外海とつながっている水域では、潮汐の影響をほぼ同時に受け(小海域では固有振動数が潮汐周期に比較して短いため)、全水域内で水位は一様に上昇下降する。また、地形の効果によって水域内では外海の水位変動に対して振幅差、位相差が生じる。入口の狭い複数の水域が連結していると外海水位に対する水位の応答は外海から離れるにしたがい鈍くなって行く。したがって、連結系水域の中間に

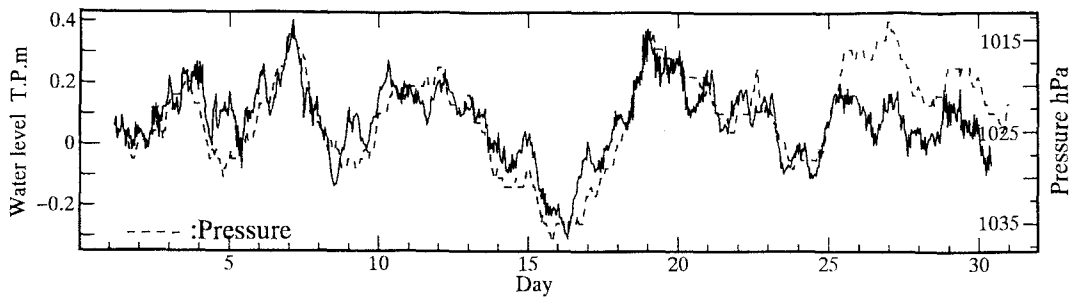
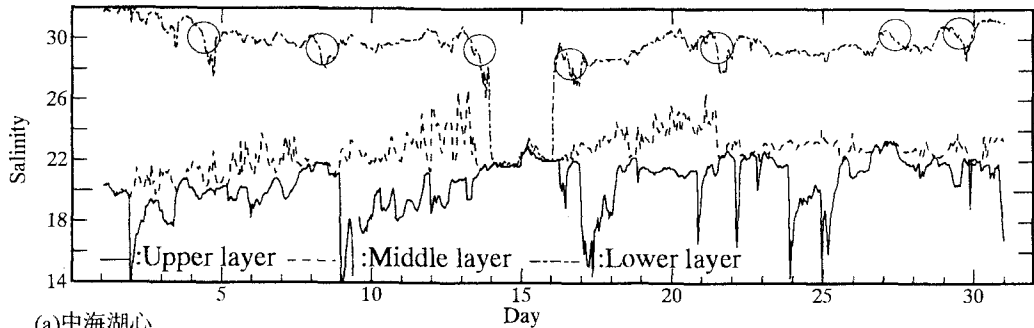
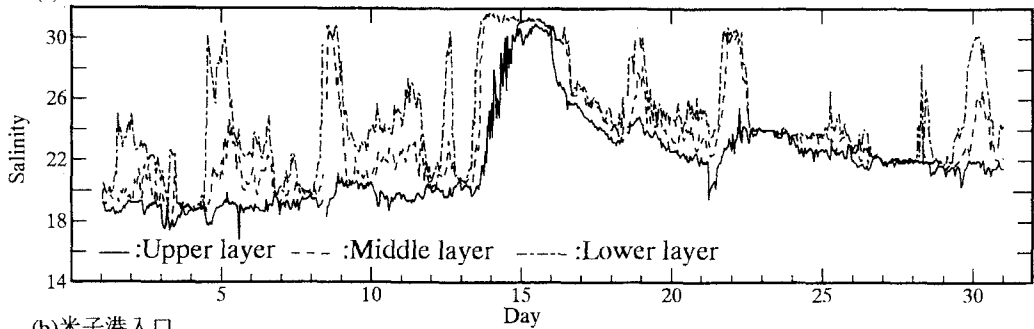


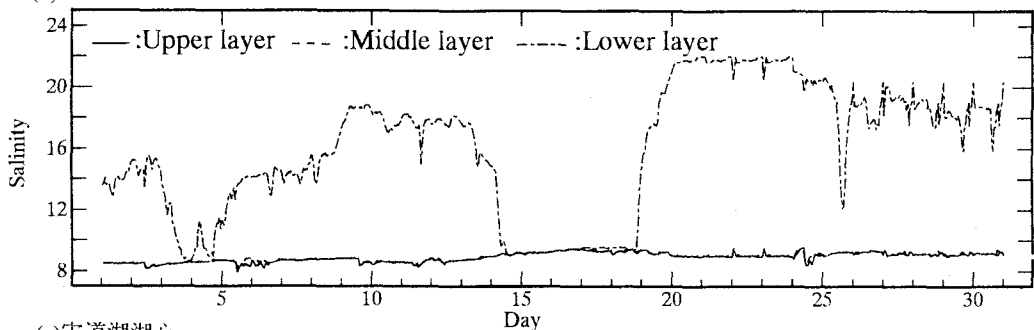
図15 海面水位(天文潮($M_2 + S_2$ 潮)を引いたもの)と気圧の関係 (1994.11)



(a) 中海湖心



(b) 米子港入口



(c) 宍道湖湖心

図16 風、水位変化に伴う塩分濃度変化(1994.11)

(中海湖心と宍道湖湖心、米子港入口との水位関係は図13,18 参照, 1994年は渇水年で平年より塩分濃度が高い。)

位置する水域では隣接する2つの水域の影響を受けることになる。

本節では連結系水域の例として中海、宍道湖での外海水位に対する応答特性について述べる。

(1) 中海周辺の地形特性

図12に中海付近の概略地形を示している。中海は日本海側に位置しており、外海(境)と境水道(幅 400m,

長さ 8.7km)、大橋川(幅 200m、長さ 7.6km)で連結されている。中海の水面面積は 86 km²、宍道湖の水面面積は 79km²である。宍道湖へは斐伊川が流入しており、年平均流入量は約 40 m³/secである。これによる水面上昇量は宍道湖のみを対象とした場合でも 10⁻³～10⁻⁴ mm/s のオーダーである。潮汐による中海の水面上昇量が 10⁻¹～10⁻² mm/s のオーダーであることから中海への外海の寄与が大きい。

(2) 外海水位に対する中海、宍道湖水位の応答特性(連結系水域間での水位の応答)

図13には1994年11月に観測(時間データ)された外海(境)および中海湖心、宍道湖湖心での水位の経時変化が示されている。外海および中海の水位は1週間程度の振動と半日周期の振動が重ね合わさって変化しており、中海水位の外海水位に対する応答は良い。また、外海水位に対する中海湖心水位の振幅変化率の平均は 1.1 程度(1994.11では)であり、中海において振幅は 10 %程度増幅している。宍道湖においては天文潮に対する水位の変化は数 cm の程度で、気象に伴う水位変動が卓越している。外海の水位に対して 7～8 時間の遅れで、かつ、約 60 %の幅で振動している。これらは、①外海～中海～宍道湖を連結する水路の規模(特に断面積)が異なっていること、②天文潮の周期に比べて外海水位の宍道湖への伝播時間(7～8 時間)が遅いこと等による。

図14に中海湖心水位と外海水位の差を示した。水位差の振動幅は 20 cm 程度で半日周潮の振動幅と同程度である(図3参照)。また、本観測期間(1994年)での小潮期は 11月9～11日と 24～26日であり、風速の小さい時期には小潮期に水位差の振動幅が小さく(節)、大潮期に大きく(腹)なっている。以上のことから図の水位差は天文潮を表わしていることがわかる。中海水位と外海水位の差が半日周潮を表わす理由として①中海水位の外海水位に対する応答が良いこと、②中海の外海に対する水位応答が約 3 時間遅れていること、③振幅の減衰率が小さいこと、④外海と中海相互の変動要素が打ち消されることが考えられる。

5. 連結系の外海に隣接する水域での流動

連結系の水域においては、湖が外海から離れるにしたがい、外海の水位変動の影響が小さくなり、かつ、位相差が大きくなる。このため、外海に隣接する湖は両水域のダッシュポットのような働きをする。本節では気圧の変動周期および天文潮周期の水位変動に伴う連結系の外海に隣接する水域での流動特性について考察する。

(1) 気圧の変動(日～週)に伴う流れ

シベリア気団が発達するとそれが発達する位置と規模によって日本上空が高気圧に覆われる場合と低気圧が発生する場合がある。通常、高気圧が日本上空を覆う(図2(a))と西日本では気圧が高くなり、東風が卓越する。低気圧が発生した場合(図2(b))には、気圧が低下し、西風が卓越する。ここでは、数日間に亙る気圧の上昇(あるいは下降)によって生じる中海(連結系の外海に隣接する水域)での流動の特性について記述する。

中海は図12に示したように湖心を含む約 7 km 四方の正方形の部分と米子湾に区分できる。米子湾は中海奥に細長く入り込んでおり、米子湾口は大橋川、境水道と三角形の頂点の關係に位置している。湖底地形は中浦水門付近で最も深く(最深部約 16 m、湖心水深 6.5 m)、中浦水門から米子湾方向に谷地形が形成されている。正方形部分は外海方向(中海北東側)から大橋川方向に向かって約 1/3000 で浅くなっている。塩分、水温、密度躍層の位置は年間を通じて大きく変化せず、湖内全域において水面下 3～4 m にある。

1) 気圧が高くなる場合

図15に1994年11月に観測された気圧と海面水位の關係(図10と同様の方法)を示した。なお、海面水位は外海水位から半日周潮(図14)を引いたものである。図からわかるように、この月前半は約 3 日毎に高気圧が訪れている。中旬にはシベリア気団が北日本上空まで張りだし、約 4 日間に亙って気圧が高くなっている。月後半には冬の気圧配置に移行している。図16は図15と同時期の中海湖心(図(a))、米子湾入口(図(b))および宍道湖湖心(図(c))での塩分濃度の変化を示したものである。

a) 宍道湖との水位差に伴う流れ

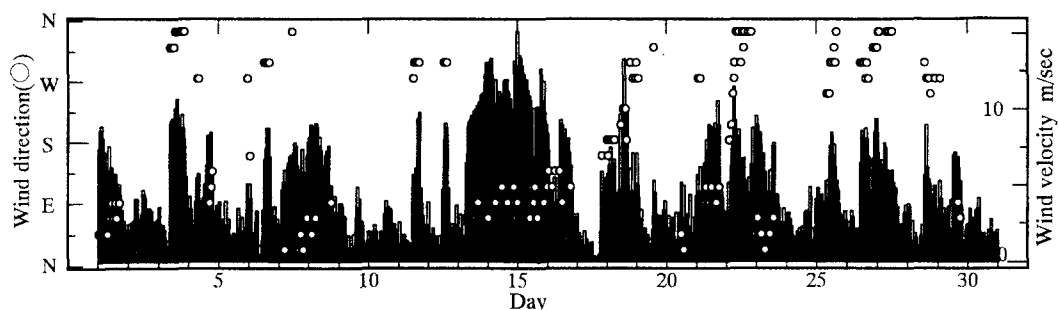


図17 風向・風速の経時変化

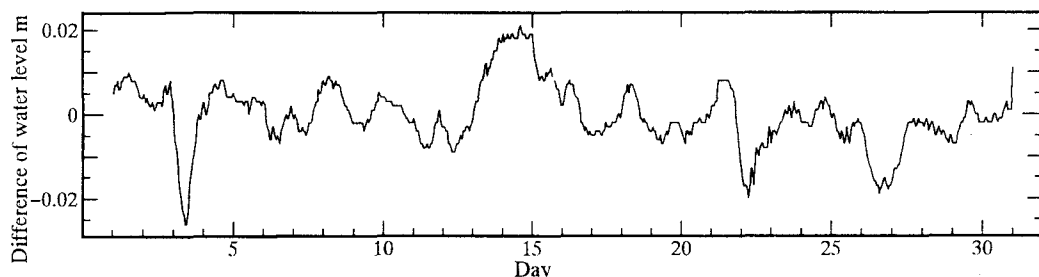


図18 中海湖心と米子港入口の水位差

(13時間で移動平均している.+は中海湖心で水位が高い場合を表わしている.)

高気圧の通過に伴って宍道湖で相対的に水位が高くなった期間は3回(7～9日, 15～16日, 22～24日; 図13参照)ある。この期間と図16(a)を比較すると、いずれの場合も約2日後に中海湖心上層の塩分濃度が低下していることがわかる。中海上層(0～1.5m以内)での塩分の低下は宍道湖の低濃度の塩水が中海に流入したものと考えられる。宍道湖東端から中海湖心までは約14 kmであることから約8 cm/secの速度で流れがあったと推定される。宍道湖の水が流入する以前の上層塩分濃度は約22‰、流入後に約15‰となっており、宍道湖上層の塩分濃度が9‰(図16(c))であることから宍道湖から流入した水が直接、中海湖心で混合したとしても、もともとあった量と同等量が必要であり、数日に亘って相当量が流入したことになる。

b) 東風に伴う流れ

風によって中海内に形成される水面勾配について考える。図17に中海湖心で観測(1994.11)された風向(○印)・風速、図18に米子湾入口と中海湖心の水位差(13時間で移動平均)の時間変動を示す。図17と18から外海方向に表面流が向かう風(SE成分の風)が吹く場合には米子湾に向かって負の勾配、宍道湖方向に向かう場合(NW成分の風)には正の勾配が生じているのがわかる。その大きさは風速1m/secに対して1/1000のオーダーである。

次に、水面勾配の形成に伴う米子湾での塩分濃度の上昇について考える。図16(b)と図18を比較すると米子湾入口上層の塩分濃度の変動は中海湖心と米子湾入口の水位差(+は中海湖心で水位が高い場合)と良く対応している。中海での東風は米子湾奥から湾口方向、中海入口から宍道湖方向に向かう成分の風である。この風によって各々の逆方向に対して躍層界面の勾配が形成されており、米子湾上層における塩分の上昇は吹送流によるものと考えられる。すなわち、湖内においては風→水面勾配の形成→躍層界面の上昇下降という一連のプロセスがあることが予想できる。

c) 風による混合

図16(a)をみると、中海湖心下層で2～3‰の塩分濃度の低下が7回(図中の○印)起っている。図16(a)と図17を比較すると塩分濃度低下の時期と強風(5m/sec以上の風が1日程度以上吹いている)の時期が一致していることがわかる。米子湾上層においても湖心下層の塩分濃度の低下時期に塩分濃度が上昇しているが、その変化分は半日程度で回復している。これらの現象は上層の低濃度の塩水と下層の高濃度の塩水

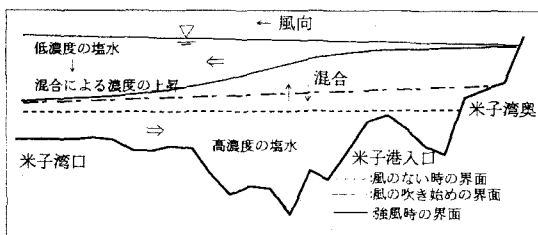
との混合に依るものと考えられるが、界面の上昇・下降による塩分濃度の変化に比較してその量は小さい。

2) 11月13～20日の(発達した高気圧に伴う)流れ

11月13～16日(気圧配置は図2(a)までは11月の他の期間と異なり、高気圧が4000 km以上に発達し、長期間(約4日間)にわたって気圧が高くなっている。この間、強い東風が連続的に吹いている。このため、中海湖心と米子湾の水位差は大きくなり(図18;湾から湖心に向って正の勾配)、米子湾入口では全層で塩分濃度が高くなっている(図16(b))。予想される米子湾での塩分濃度の上昇は図19(a)に示すように吹送風によるものと考えられる。また、中海湖心、宍道湖湖心では下層の塩分濃度が上層の塩分濃度に等しくなっている。米子湾で塩分濃度が高くなり、中海湖心で塩分濃度が低くなっていることから米子湾の場合と同様に吹送流によるものと考えられる。しかし、中海湖心および宍道湖湖心では低塩分濃度の領域が水深4.5～5.5 m以上(中海湖心水深は約6.5 m、宍道湖湖心水深は約5.5 mで上層、下層の観測位置は各々水面下1 mと湖底上1 mである)にまで及んでおり、湖心下層まで淡水が及ぶには躍層界面は1/1000以上の勾配を維持することが必要である。

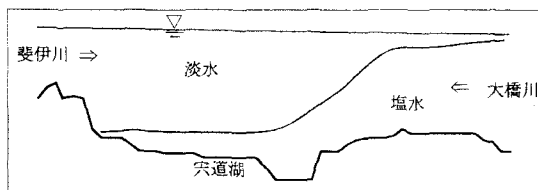
次に、躍層界面の状態を予測するために、塩分濃度の回復過程について考察する。中海と宍道湖湖心下層の塩分濃度は中海では約50時間、宍道湖では約100時間上層塩分濃度と等しくなった後、急激に回復している(図16(a)と(c))。中海湖心下層で塩分濃度が回復するのは東風が弱まる16日0:00時頃であることから、中海湖心では風によって形成されていた水面勾配が解消されたことに依るものと考えられる。宍道湖下層で塩分濃度が回復するのは外海水位のピークとなる19日0:00時頃(図15参照)で、回復後の塩分濃度は5‰程度上昇している(図16(c))。すなわち、宍道湖湖心において塩分

濃度が回復するまでの間に外海～中海～宍道湖へ向かう流れがあったものと考えられる。このことから図19(b)に示すように東風によって形成された躍層界面勾配が風が止んだ後も中海方向からの流れと斐伊川からの流れ(11/17-19の降雨量は14 mm;松江)によって躍層界面勾配が維持されたと考えることができる。米子湾口では風が弱まった後、上→中→下層の順に塩分濃度が約26‰まで急激に低下し、その後、外海で水位のピークが現われる(19日)まで緩やかに低下している。これは図19(c)に示すように高気圧の通過後の水位の上昇に伴う中海への海水の流入と宍道湖との水位差によって生じた宍道湖からの流れによって米子湾へ海水が流入したことが大きな要因であると考えられる。これによって米子湾の塩分濃度は半月以上に亘り5‰程度上昇している。



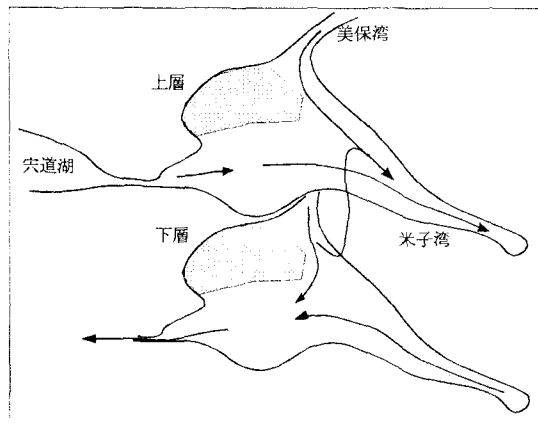
(a) 米子湾での界面の上昇過程(11/13-16)

(米子湾入口の水深は約5 mである。東成分の強風が吹き始めると湾奥で界面が上昇する。この時、風によって上下層の混合が起こり上層の塩分濃度は上昇し始める。強風が吹き続けると界面は、さらに上昇する。)



(b) 11/14-19の宍道湖内の躍層の状況

(東風が止んだ後も中海からの高濃度の塩水が入り込むために躍層の勾配が維持されていると考えられる。)



(c) 高気圧移動後(11/16-19)の中海内の流れの状況

(中海上層では米子湾に向かう流れ、下層では宍道湖に向かう流れが卓越している。米子湾で塩分濃度が上昇するのは米子湾に向かう上層の流れに伴って海水が流入するためであると考えられる。)

図19 高気圧に伴う米子湾および宍道湖での界面変動および流れの状況予想図

3) 網走湖(北海道)で実測された躍層界面

図20は網走湖で実測された躍層界面の位置を示している(池永ら¹⁰⁾)。図20の①は 10 m/sec を越える風が吹いたとき、②は風が止んだ約 6 時間後の躍層界面の位置を示している。強風時には界面は曲線を描いて傾いており、その傾きは約 1/1000 となっている。風が止んだ後においても 1/3000~1/4000 の傾きを保っている。密度二成層を形成している水域に風が吹いた場合の躍層界面の挙動は桑島¹¹⁾によって次式の定常解が得られている。

$$\xi = \frac{\tau_0}{\rho_1 g h_1} \left(x - \frac{L}{2} \right) \quad (4)$$

$$\eta = \frac{\rho_2}{\rho_1 - \rho_2} \xi \quad (5)$$

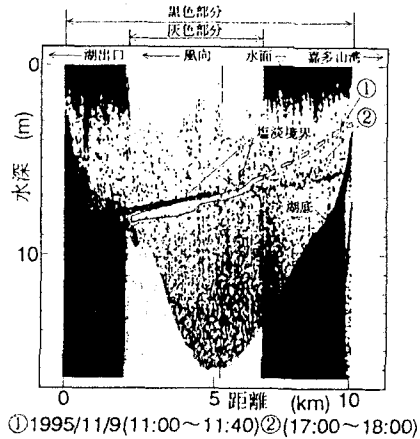


図20 網走湖で実測された躍層界面の位置
(池永ら, 水工学論文集[40]より)

ここに、 ξ は水面の変動量、 η は界面の変動量、 τ_0 は水面に働くせん断力、 L は湖の長軸方向の距離、 h は水深、 ρ は密度、添字 1 と 2 は各々上層と下層を表わす。界面の変動量は界面水深の逆数に比例し、水深が浅いほど変動量は大きくなる。網走湖、中海とも水平スケールは同規模であるから界面水深に依存する。網走湖の界面水深は約 6 m、中海の界面水深は約 3.5 mであることを考慮すれば、底面地形等の影響を考慮する必要はあるが、中海においては図20の網走湖で実測された界面勾配よりも大きくなる可能性もある。

4) 気圧が低くなる場合 (気圧配置は図3(b))

寒候期に気圧が低くなる場合は高くなる(シベリア気団が発達)場合に比較して期間が短い(1~1.5日、シベリア気団の影響が強く、高・低気圧が移動性であるため)が、水位の時間変化率が大きくかつ、強風(西風)を伴うため、湖内流動を考える場合には重要な事象である。図21には1993年11月21~25日(小潮(23日)の前後)の中海湖心、米子湾と穴道湖湖心の水位(図(a))、風向・風速(図(b))、中海湖心(実線;上層,破線;下層)と米子港(●;上層,○;下層)の塩分濃度(図(c))の観測結果が示されている。

a) 気圧の低下に伴う水位変化

図21に示した観測期間には2回(21と23日)低気圧が通過している。両日とも気圧の低下によって中海と穴道湖に水位差が生じたのは約1日間であるが、水位変化の速度は高気圧が張り出した場合の約2倍である。図2(b)のように北日本を低気圧が通過すると日本海水位は上昇し、中海では強い西風が連続的に吹く。これらの現象に伴って米子湾では水位の上昇(湖心から湾奥に向かって正の勾配)が観測されている。特に、23日12時頃からの強い西風(約10 m/sec)と潮位の上昇(約0.2 m)にともない、中海湖心と米子湾の水位差が増大し始め、23時頃水位差は10 cmに達している。また、穴道湖の水位が低いいため、中海から穴道湖方向に流れが起こる。このため、低気圧通過時には穴道湖方向からの影響は小さいと考えられる。

b) 水位の上昇と西風に伴う米子湾内の流動

図22は図21と同時期に米子湾口(図12, line C 中央)と湾中央(line D 中央)で固定観測された流向・流速(下層:破線,上層:実線)および塩分濃度(下層:○,上層:●)の経時変化を示したものである。中浦水門からの距離は米子湾口まで5.3 km、湾中央までは8.7 kmである。図には湾奥方向(正)と外海方向(負)のみの流向・流速を示してある。観測地点の水深は湾口は7 m、湾中央は10 m、上層は水面下1 m、下層は湖底上1 mでの観測値を表わしている。風速が増大する(米子湾で水位が上昇)に伴い、米子湾奥に向かう上層の流れと湾外に向かう下層の流れが生じている。外海水位がピークから下降し始める時に上下層とも湾奥に向かう流れが生じている。以上は吹送による2層流の一般的な流れであるが、水位のピーク後(水位は低下)に下層の流れが湾奥に向かっているにもかかわらず、上層の流向が湾奥を向いている(あるいは流れない)。

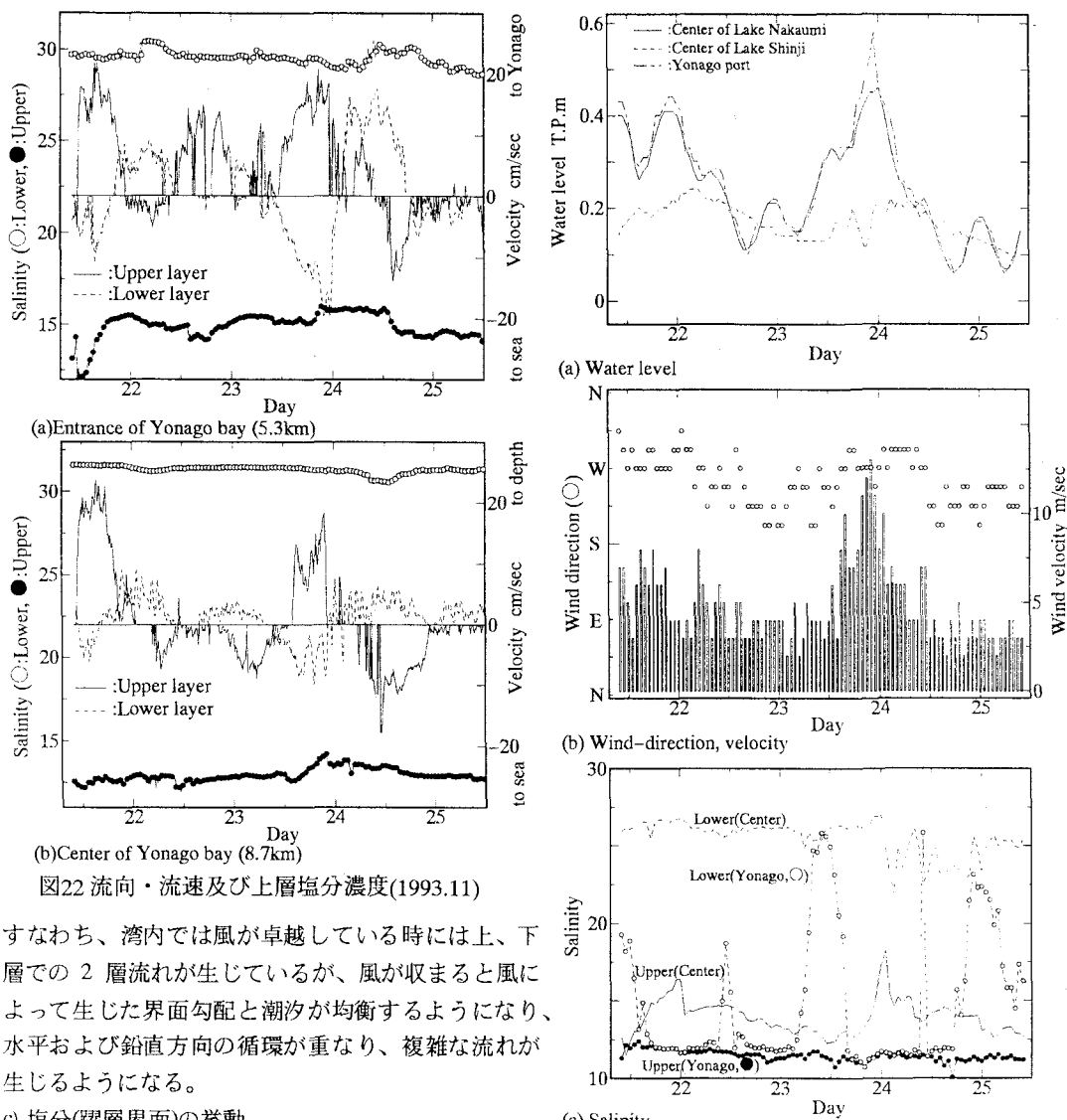


図22 流向・流速及び上層塩分濃度(1993.11)

すなわち、湾内では風が卓越している時には上、下層での2層流れが生じているが、風が収まると風によって生じた界面勾配と潮汐が均衡するようになり、水平および鉛直方向の循環が重なり、複雑な流れが生じるようになる。

c) 塩分(躍層界面)の挙動

図21(c)と図22において塩分濃度は上層で上昇し、下層で低下している。これらの塩分濃度の変化は、

躍層位置の上昇と上下層の塩分の混合に依るものと考えられる。中海湖心では、塩分濃度の上昇が大きく躍層位置が米子湾口に比較して高くなっていることから米子湾から湖心に向って躍層界面が上昇していることが予想できる。さらに、24日には中海湖心上下層で塩分濃度が10‰以上変化しており、10 m/sec程度の風により水深5～6mに亘って混合が起こることがわかる。なお、図21(c)において米子湾入口下層の塩分濃度が高くなっているが、この周期は天文潮の1周期(低潮位～低潮位)と一致しており、潮汐によって下層方向に流れが生じ躍層面上昇が起こっているものと考えられる。

(2) 潮汐の影響を受ける(日スケール)流動

潮汐による水位変化は20cm程度の大きさであるが変化の割合は気圧の変化による場合の数倍ある。このため、これまで述べたような気象条件に潮汐が重なると米子湾のような比較的小スケールの閉鎖性の水域内部では、その影響の強さによって様々な流動が引き起こされる。

1) 内部波の挙動

図23には図12に示したline A-Eの5断面で実測された塩分濃度と水温分布から求めた密度躍層の位置が示されている。密度躍層は $\sigma_t = 16.5 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ の等値線で表わしており、大潮期、中潮期とも上下層の密度差は約 $3 \text{ kg/m}^3/0.5\text{m}$ である。観測点は中浦水門(line A: 0 km)～米子湾口(line C: 5.3 km)～米子港口(line E: 13 km)に至るまでの5地点(図12中のline A-Eの中心)である。米子湾長は約10 km、幅約3 km、その先端部は米子港で、その奥行きは約2.5 kmである。図24と25は密度(σ_t)の鉛直分布の時間変動を示したものである。図24の実線は米子湾での水位変化、○、●は中浦水門(line A)、□、■は米子湾中央(line D)での躍層位置を示しており、●、■は3時間の移動平均をかけたものである。図中の矢印は米子湾中央、上下層での流向を示しており、右向きが湾奥方向(流入)、左向きが湾口方向(流出)の流れを示している。図25は米子湾中央での密度分布を示している。観測地点の水深は横断方向に約6～10 mであるが、ここでは1

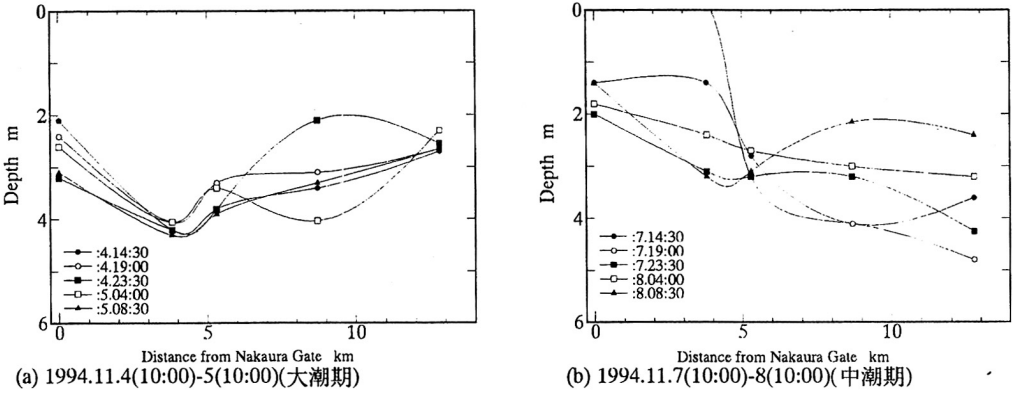


図23 中海入口～米子湾口に至る密度界面の挙動

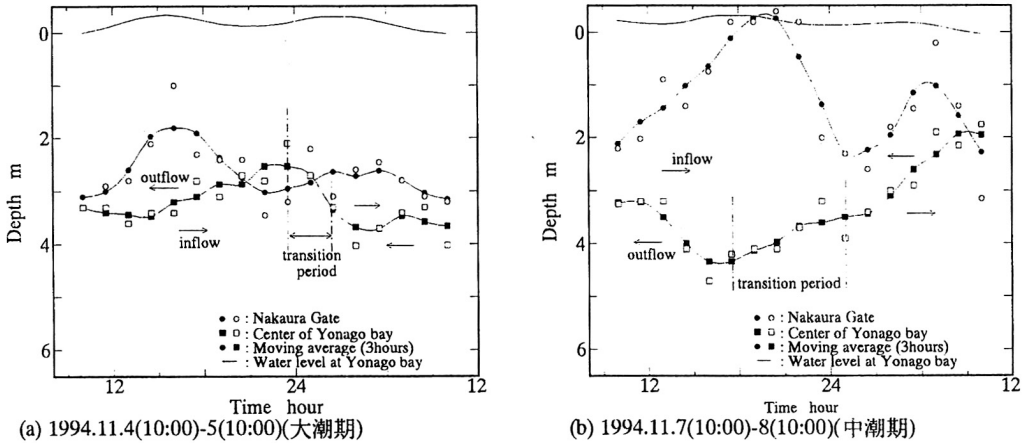


図24 中浦水門(line A)と米子湾中央(line D)での躍層界面位置の経時変化

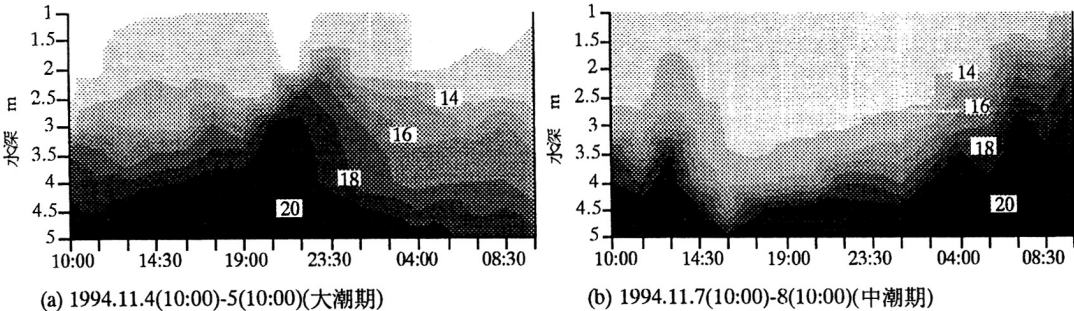


図25 米子湾に内部波が発生したときの米子湾中央における密度(σ_t ; kg/m³)分布の変化

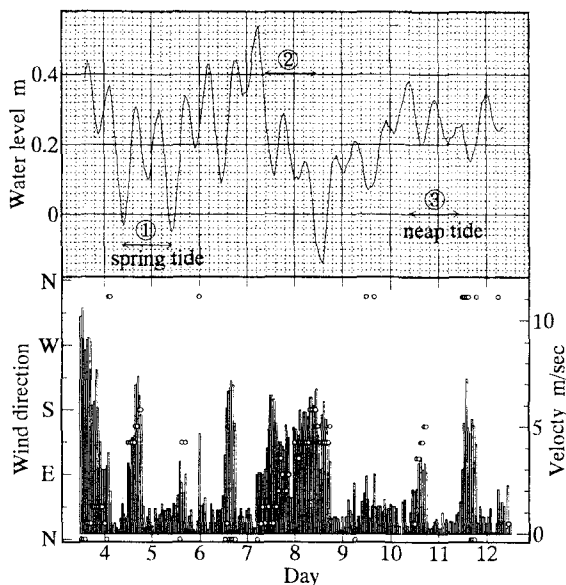


図27 内部波を観測した期間の米子湾水位と風向・風速

～5m区間の密度分布を示している。図の縦軸は水深、横軸は観測時間(1.5時間毎に17回観測)を表わしている。

図23～25とも(a)には1994. 11/4- 5(大潮)、(b)には11/7-8(中潮)の観測結果が示されている。図26には1994. 11/10-11(小潮)に図12に示したライン中央で観測された躍層位置の経時変化が示されている。最上段の図は米子湾中央での水位、図中の数値は中浦水門(lineA)からの距離を表わしている。躍層位置は図23,24と同様の方法で求めた。

a) 大潮期、中潮期に観測された内部セイシュ

図23から大潮期、中潮期とも米子湾口(line C, 図12の5.3 km地点)付近が節となる内部セイシュが観測されており、大潮期には2モード(周期12時間)、中潮期には基本モード(周期25時間)で振動している。なお、両期とも境界面の振幅は約2m、湖面水位の振幅は約0.2mである。流向は躍層の上下層で逆方向を向いており、境界面下層では波高の上昇期に流入、下降期に流出している。大潮期(図25(a))には水深方向の密度変化に時間的な位相が生じているが、中潮期(図25(b-2))では鉛直混合は起こらず、界面の密度勾配を変化させずに境界面の振動のみが起こっている。

b) 小潮期に観測された進行する内部波

図26 から内部波が米子湾口～湾奥に向かって進行しているのがわかる。この内部波の周期は約6時間、波速は0.2～0.25m/sec、波長は約4kmである。米子湾中央まで振幅は約1mであるが、米子湾口(line E)では減衰している。湾中央では観測期間を通して断面内の流れは非常に複雑であるが、全体的には潮汐に伴う流れ(水位の上昇期に下層から流入、下降期に上層から流出)がある。

2) 内部セイシュの発生機構

a) 理論値との比較

微小振幅波を仮定し、摩擦を無視して内部波の運動方程式を解くと、内部波の波速、内部セイシュの振動周期は次式で与えられる。

$$C = \sqrt{\varepsilon g \cdot \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad (7) \quad T_m = \frac{4L}{(2m-1)C} = \frac{4L}{2m-1} \sqrt{\frac{h_1 + h_2}{\varepsilon g h_1 h_2}}, \quad m=1,2,\dots \quad (8)$$

ここに、 h_1 は界面上層水深、 h_2 は界面下の水深、 L は湾長、 $\varepsilon = \Delta\rho/\rho$ である。 m の値は節の数に対応して

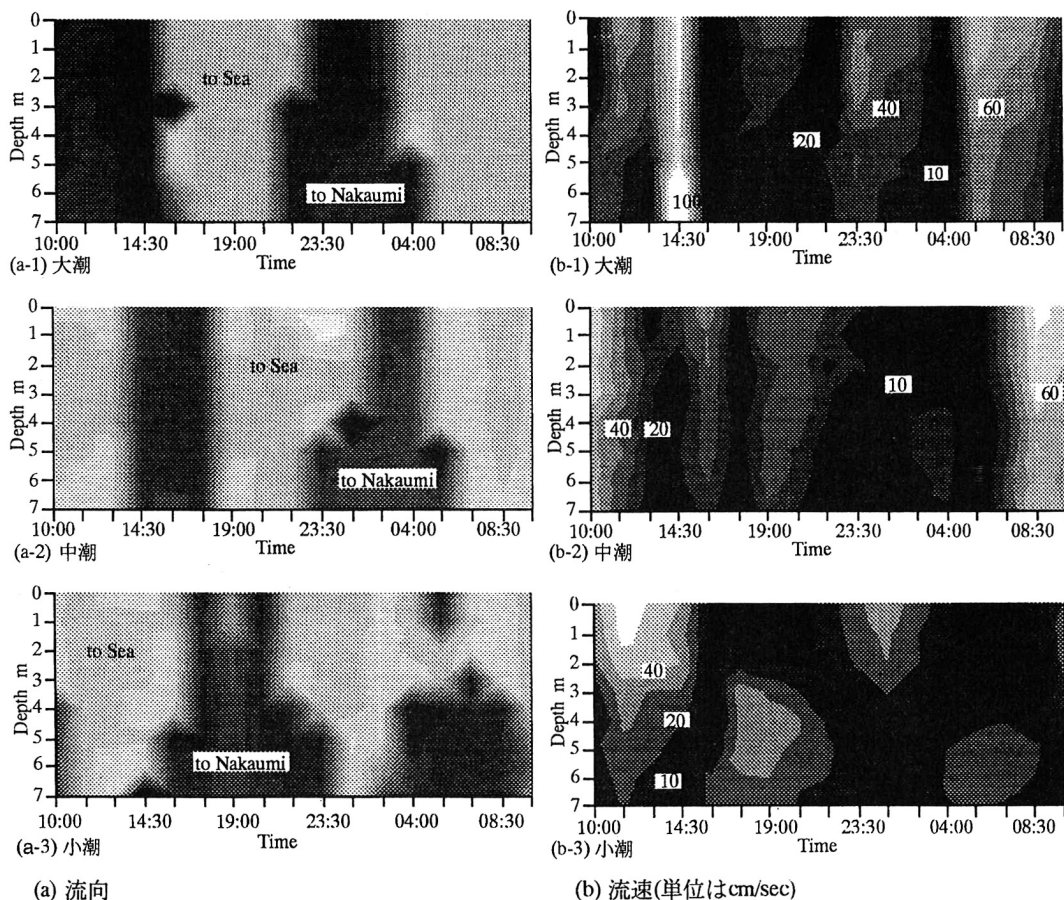


図28 中海入口での流向・流速分布

おり、湾内の節の数から大潮期は $m=2$ 、中潮期は $m=1$ をとる。 $h_1=3.5\text{ m}$ 、 $h_2=4.5\text{ m}$ 、 $\varepsilon=1/100$ とすると内部波の波速は 0.44 m/sec 、米子湾長は約 10 km であるから、これを(8)式に代入すると大潮期の振動周期($m=2$)は9時間、中潮期の振動周期($m=1$)は25時間となる。基本モードの内部セイシュ(中潮期)の理論値は実測値をよく表わしているが、2モードの内部セイシュ(大潮期)は実測周期に対して3時間短く、また、小潮期の内部波の波速は約 0.2 m/sec であり、理論値の $1/2$ 程度の値となっている。

b) 天文潮、気象潮の大きさと内部波の種類

図27は1994.11/3～12に米子湾中央で観測された水位と風向・風速の経時変化を示している。図中の①～③が観測を行なった期間であり、各期間において上述のとおり3種類の内部波が観測されている。各々の期間の天文潮と気象潮の大きさを比較すると②の期間は気象潮、③の期間は天文潮が卓越しており、①の期間では気象潮と天文潮の大きさはほぼ等しいことがわかる。すなわち、気象潮が卓越した②の期間には基本振動の内部セイシュ、天文潮が卓越した③の期間には進行性の内部波、気象潮と天文潮がつりあう①の期間には2モードの内部セイシュが観測されている。したがって、内部波の各モードの発生においては気象潮と天文潮の相対的な大きさが支配的な要因であると考えられる。

c) 中海入口での流入

図28は大潮、中潮、小潮期に中海入口で観測された流向・流速(流向流速計による)を示している。図27と比較すると振幅が大きくなるにつれて流速は速くなっていることがわかる。小潮期には流れが外海に向かう(中海水位が下降する)ときには上層で速く、中海に向かうときには下層で速くなるのが明確にわかる。この傾向は中潮期の振幅の小さいときにも現われている。振幅が大きくなると流向に関わらず、上

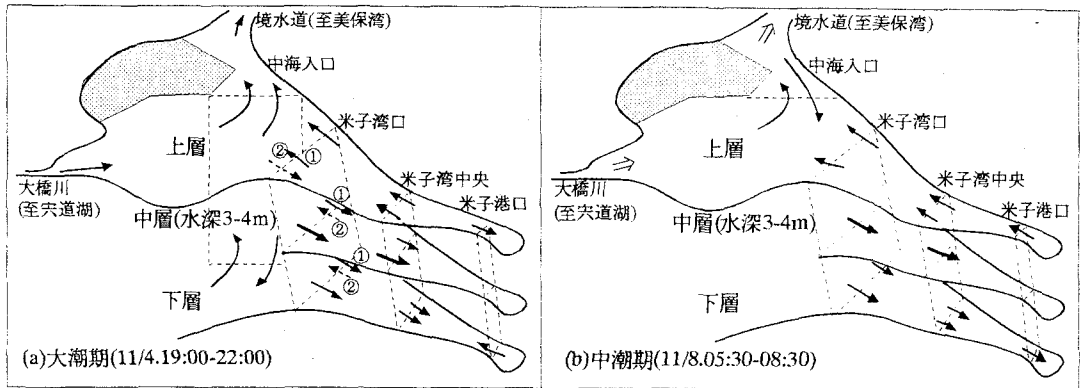


図29 界面上昇時の米子湾内流動

(無印は全期間の流れ、破線は観測断面を表わしている。両期とも中層で流速が最大(太矢印;20cm/sec)になっており、上層、下層では5~10cm/secの流速になっている。(a)の①は19:00-20:30,②は22:00,(b)の白矢印は観測期間(11/8-9)中の主たる流れの方向を示している。米子湾においては図中の流れが(a)では13:00-22:00,(b)では1:00-10:00の間続いている。)

層での流速が速くなる傾向にある。

d) 2モード(図23(a);大潮期)の内部セイシュ

図29には(a)大潮期、(b)中潮期の界面上昇時に図12の破線で示す測線でADCPによって観測された米子湾内流動状況が模式的に示されている。

2モードの内部セイシュが現れた時(図29(a))は基本モードの内部セイシュ(図29(b))が現れた時に比較して流れが複雑である。界面上昇期には米子湾中央と米子港口では流れが逆方向になっており、湾中央付近で流れの鉛直成分が生じていると予想できる。図25(a)で密度に時間的な位相差がでるのはこの鉛直成分の流れによって上層に濃い塩分が徐々に移流したためと考えられる。下層から上層への塩分の移流(大潮期19:00-23:30)は水面の下降とともに起こっており、この直前には8時間程度の湾奥から湾口へ向かう風(3→7 m/sec)が吹いていた(図27)。風の無い状態で潮位が低下すると、米子湾上層では湾外に向かう流れ、下層では湾奥に向かう流れが生じる。しかし、この場合、直前まで8時間に亘って吹いていた風によって湾奥方向に界面が傾いて(湾奥で躍層界面が押し上げられて)いるため、湾奥下層では界面を下げるように湾口に向かう流れが生じている。米子湾中央付近で湧昇流を生起させ、2モードの内部セイシュを発生させたのは天文潮と気象潮が絡みあった結果であるといえる。

e) 基本モード(図23(b);中潮期)の内部セイシュ

中潮期には米子湾水位は低下傾向(観測期間中に約60 cm低下)にあり、全体としては界面を上昇させる方向の流れが生じている(上層で流出、下層で流入(図28と29))。さらに、躍層界面の上昇し始める11/7.17:00には南東成分の風が吹き始めており(図27)、この傾向を増長している。14:00~19:00頃までは潮汐によって水位が上昇しているが、これによる潮位の変化は小さいため吹送流の影響が強く現われ、躍層界面は上昇している(図25(b))。すなわち、観測された基本モードの内部セイシュは高気圧の通過に伴う水位の低下と吹送流によって発生しており、天文潮よりも気象による影響が強いと言える。

f) 進行する内部波(図26;小潮期)

内部波が生じた11/10-11の気象状況は穏やかで、図27からわかるように水位変化のほとんどは天文潮(小潮)による成分である。中海入口において、流速の最大時(表面水位の変極点)に伴い界面水位は極小になっており、水面では2度(波の山が2回)、界面では4度上昇している(図26)。この界面の上昇が米子湾奥に伝播する(図26の実線)ことによって内部波が発生していると考えられる。図26の①線の後に生じた破線の波は米子湾のみで発生しているが、この波は、湾奥からの反射波によるものと考えられる。以上のように米子湾奥へ進行する内部波は、気象条件の穏やかなときに中海入口からの海水(潮水)の流出入によって生じられたものと考えられる。

6. まとめ

(1) 日本周辺海域の水位の変化特性

1) 気候変化に伴う水位変化

季節変化は大規模な大気の運動によって起こる。暖候期と寒候期では卓越する気団が変わり、日本周辺においては低高気圧の基本的な配置が逆転している。このため、寒候期になると日本海に向かう平均的な流れの速さは遅くなる。この現象に伴って日本周辺海域では次のような特性を持った水位変化をする。

a) 長期的スケールでみると日本海沿岸の海面水位

は1年周期で変動しており、暖候期に高く、寒候期に低い。

b) 気圧と水位は直線的な変化をするが、上昇期(1～7月)と下降期(8～12月)は同一線上を通らず、2本の並行な直線上を移動する。

2) 日々の気圧変化に伴う日本海での水位変化

低高気圧の大きさは数100～数1000 kmであり、移動速度は10 緯度/dayであるから、気圧(1/4 波長)は1日～1週で変化している。日本海は極めて狭い海峡を通して海水の流入を受けているため、水位は気圧の変化に対して半日程度の遅れが生じている。

a) 気圧変化による水位の変動速度は、天文による場合に比較して緩やかであるため、(4) 式の Δt を適当にとることによって気象による変動成分と天文による変動成分に分離することができる。

b) 日本海においては気象による水位変動の振幅は天文による振幅の数倍(天文潮 20 ～ 40 cm に対し、気象潮 70 cm 程度)あり水位変化量としては気象による効果が大い。

(2) 連結系汽水域(中海)での流動特性

海域に近接する湖では潮位および地形の影響を強く受ける。特に、連結系の水域では外海水位の影響の度合いが各々の水域で異なり、水域間に水位差が生じて各々の水域で流れの特性は異なる。連結系汽水湖の代表である中海では図30にまとめた周期の流れが観測された。

1) 中海での恒流

a) 中海に生じる恒流は気候の変化(季節)や気象の変化(日々の天気)によって生じている。

b) 気象の変化に伴う恒流は水域が連結されているために外海と宍道湖の水位に位相差が生じる。このため、中海内の流動は気圧の大きさによって変化し、気圧が高くなると宍道湖水位の影響が強くなる。

2) 閉鎖性水域内(米子湾)での内部波

潮汐と気象変化の流れに及ぼす影響度の大小が、閉鎖性水域において励起される内部波の形態が変わる。気象の影響が強い場合には基本モードの内部セイシュ、潮汐の影響が強い場合には進行波、同程度の場合には2モードの内部セイシュが観測された。

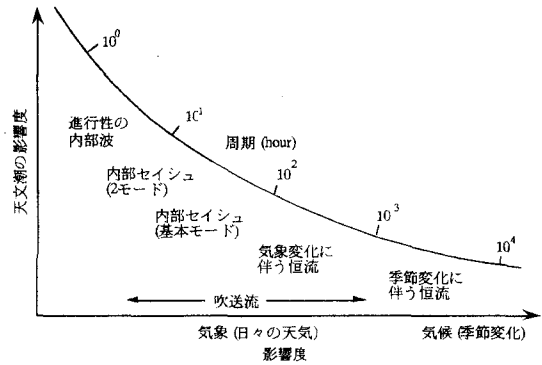


図30 中海で観測された流れと天文、気象・気候との関わり

謝辞：本研究は建設省中国地方建設局出雲工事事務所の支援を受けて行なわれた。ここに記して謝意を表すものである。

参考文献

- 1) 小倉義光著：一般気象学，東京大学出版会
- 2) 伊藤博，久米庸孝：天気予報論，地人書館
- 3) 毛利圭太郎，松本誠一：大気大循環，地人書館
- 4) 宇野木早苗著：沿岸の海洋物理学，東海大学出版会，1993.

- 5) 赤木登：水路要報, 81号, 1996.
- 6) 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, 海岸工学論文集[39](2), pp.1026 - 1030, 1992.
- 7) Nomitu T., M. Okamoto : Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ., 10, pp.125-161, 1927.
- 8) 日本海洋学会編集：海洋環境調査法(改定版), pp.80, 1985.
- 9) 長尾正之, 西部隆宏, 石川忠晴, 山浦勝明：小川原湖への塩分侵入現象の確率統計的考察, 水工学論文集[40], pp.583-588, 1996.
- 10) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 大島伸介, 向山公人, 平野道夫, 井出康郎, 田村圭司：網走湖における塩淡水成層の形成と挙動に関する研究, 水工学論文集[40], pp.589-594, 1996.
- 11) 桑島知哉：網走湖における塩淡水成層の形成とその変動特性に関する研究, 中央大学大学院研究年報[24], pp.119-122, 1994.
- 12) 橋谷博：宍道湖・中海水質月報, 島根大学理学部化学科環境分析科学研究室, 1994.
- 13) 福岡捷二, 松本直也, 溝山勇, 山根伸之：汽水湖における閉鎖性水域の流動観測と流動モデルの適合性, 水工学論文集[39], pp.243-248, 1995.
- 14) 日比野忠史, 池内幸司, 福岡捷二：閉鎖性汽水湖における流れ場の観測, 水工学論文集[40], pp.461-466, 1996.
- 15) 日比野忠史, 福岡捷二, 池内 幸司：内部静振の発生機構に関する考察, 平成8年度土木学会中国支部研究発表会発表概要集, pp.181-182, 1996.
- 16) 福岡捷二, 日比野忠史, 池内 幸司, 徳山靖時：閉鎖性汽水湖における物質の移動に関する考察, 平成8年度土木学会中国支部研究発表会発表概要集, pp.183-184, 1996.
- 17) 日比野忠史, 池内幸司, 福岡捷二：潮汐を受ける連結系水域での水位変動に及ぼす気象の影響, 土木学会第50回年次学術講演会概要集第2部A, 1996.
- 18) 村本嘉雄：湖沼の水理とその解析, 1992年度(第28回)水工学に関する夏季研修会講義集Aコース, pp.A-5-1-16, 1992.