

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

日比野忠史¹・福岡 捷二²・池内 幸司³

¹正会員 工博 運輸省港湾技術研究所主任研究官 海洋環境部 (〒239 神奈川県横須賀市長瀬 3-1-1)

²正会員 Ph.D 工博 広島大学教授 工学部地域環境工学講座 (〒739 広島県東広島市鏡山1-4-1)

³正会員 工修 (財)リバーフロント整備センター研究第二部次長 (〒102 東京都千代田区三番町3-8)
(当時, 建設省出雲工事事務所所長)

日本海に隣接する閉鎖性汽水湖における気候, 気象, 天文現象に伴って年～日の時間スケールで起こる水位変化と風が原因となって起こる塩分濃度, 水温の鉛直分布の変化特性, 湖内部の密度界面の挙動とその発生機構について検討し, 以下の事項を明らかにした. ①中海湖底の塩分濃度は年周期の水位変化に良く対応しており, 湖底での濃度変化の振動は数カ月遅れて上層に伝わっている. ②日スケールの湖内部での流れ場は気圧配置の変化に伴う水位変化および風に強く影響されている. ③日々の天気と天文の湖流への影響の強さで密度躍層の運動(内部波)形態は変化する.

Key Words : enclosed waters, atmospheric pressure distribution, pycnocline, salinity, water temperature, time-scale

1. はじめに

日本海に連結する中海・宍道湖では日本海(美保湾)水位に応じた水位の変動が生じている. 美保湾の水位変動には気圧配置・風等の大気運動, 天文潮, 地形形状等が大きく影響している¹⁾. 日本での気圧配置にはシベリア気団の影響が最も強く, 冬季に発達するために, 中海周辺の気圧は冬季に高く, 夏季に低くなっている. 中海が隣接する美保湾では季節的な気圧配置の変化によって60～70cmの水位変化(冬季に低く, 夏季に高い)がある. 天気の変化は数日に亘って数10hPaの気圧変化と強い風をもたらす. 特に, 気圧配置の変化に伴う水位変動量は大きく, 1hPaの気圧の上昇に対して約2.5cmの水位低下がある¹⁾. シベリア気団が発達すると20hPa以上の気圧上昇があり, これによる水位の低下は50cm以上になる. 天文潮は気圧配置の変化に伴う水位変化に比較して小さく, 20～30cmの水位変化であるが, 変動速度は気圧配置による場合の数倍ある. これらの水位変化と天文・気象の影響をまとめたのがFig.1である. 図には美保湾で観測される水位変化の周期と外力(天文および気圧)との関係が示されている. 半日のスケールでは天文潮による水位変化が卓越し, 1週間のスケールでは気圧配置が変わることによる水位の変化が卓越している. 日々の天気は

偏西風が不安定になってできる数千kmの波動によることから数日～10日程度の周期で変化する. 中海周辺での風系は主にこの天気(気圧配置)の変化に伴って吹いており, 気圧の変化が激しい場合には風向・風速の変化は日周潮より長い時間スケールの水位変化と良く対応している²⁾. 日スケールの美保湾の水位は天気変化の周期で変わる水位と天文による水位変化がたし合わされて現われている¹⁾. 著者らは美保湾での気象・天文等の外力と水位変動関係をもとに美保湾～中海～宍道湖間の水位の応答特性について検討し, ①美保湾水位に対する中海水位の応答特性は良く, 位相の遅れは約2時間であること, ②宍道湖では美保湾水位に対して位相の遅れが約8時間あるため, 天文潮による水位変化はほとんどないこと, ③中海と宍道湖には美保湾での水位変動が異なった水位振幅と位相の遅れで伝わっているため, 気圧が数日に亘って変化し続ける場合には, 中海と宍道湖間に数10cmの水位差が生じる(高気圧の場合には宍道湖で高い)ことを明らかにしている¹⁾.

一方, 中海は美保湾に隣接し, 閉鎖性が強いために湖内には密度躍層が形成されており, 水位変化や風に伴って躍層界面の上下層において特有の流れ場が生じている. 著者らは中海においてADCP, STD等を用いた詳細な流れ場の観測を行ない, 中海内に位置する閉鎖性の強い米子湾において, 形態の異なっ

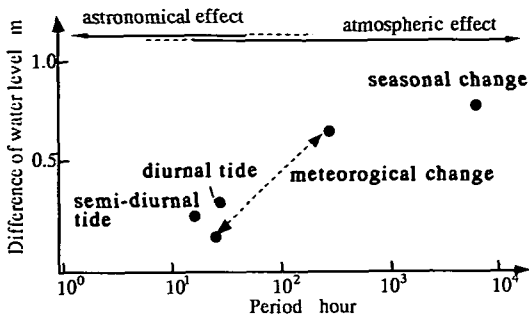


Fig.1 Water level variations at Miho bay caused by astronomical and atmospheric efforts

た内部波の発生を確認している³⁾。

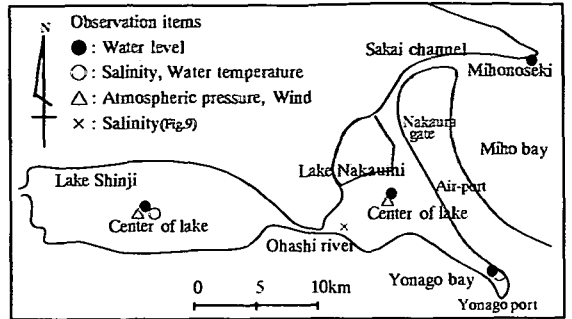
本論文では、大規模な大気運動(気圧配置)が、日本海に隣接する小規模な水域の流れ場に与える影響について考察する。気圧や水温の変化に応じて海面水位が変化することは従来から報告されている³⁾が、気圧配置との関係から小規模な水域の流れ場を研究した例はほとんどない。ここでは、年周期～数日周期で変わる気圧配置が中海内部で起こる流れ場に及ぼす影響について以下の検討を行った。

- ①季節変化に伴う塩分濃度・水温の鉛直分布変化の特性、
- ②季節的な気圧配置の変化に伴う水位変化の特性、
- ③日々の天気(気圧配置)変化に伴う湖内での塩分濃度、水温の鉛直分布の変化特性、
- ④気象変化と天文潮による内部波の発生機構。

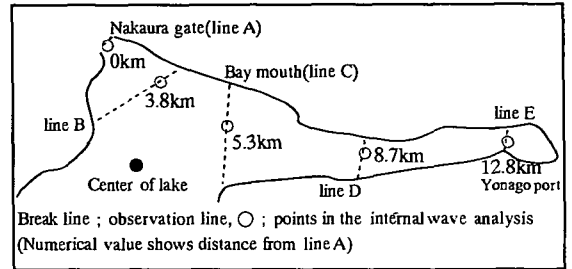
2. 中海の地形と躍層の特性

Fig.2に日本海～中海～宍道湖の位置関係および米子湾の地形の概要を示している。中海は大橋川(幅約200m,長さ約7.6km)および境水道(幅約400m,長さ約8.7km)によって宍道湖と日本海(美保湾)に連結された閉鎖性の汽水湖である。中海はこれらの水域の間に位置していることから美保湾と宍道湖の両水域のダッシュポットのような働きをするために天文潮周期以下の時間スケールでの流れ場は非常に複雑になっている³⁾。

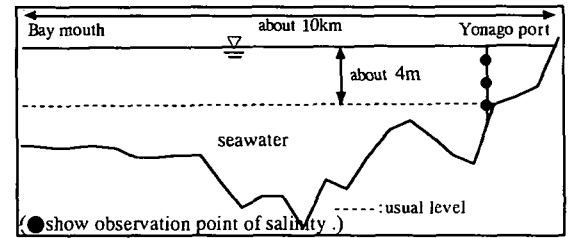
湖底地形は中浦水門(中海入口)付近で最も深くなっており、水深は季節によって異なるが、最深部で約16m,湖心では約6.5mである。中浦水門から米子湾奥方向に谷地形が形成されている(Fig.2(c))。米子湾を除くと中海は約7km四方の正方形を形成しており、米子湾側(中海北東側)から宍道湖方向に向って勾配約1/3000で浅くなっている。



(a) Lake Shinji ~ Lake Nakaumi ~ Miho bay



(b) around Yonago bay



(c) usual pycnocline level at Yonago bay

Fig.2 Topography and observation items

(塩分濃度、水温はSTD,流速分布はADCPを用いて観測されている。)

気圧配置が季節的に変化しているために、日本海水位は暖候期に高く、寒候期に低くなっている¹⁾。これに伴って中海と宍道湖水位は季節的に変化する。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3~4mにある。中海下層の塩分濃度は平均的には30‰程度で、数‰の変動がある。上層の塩分濃度は約10~20‰の範囲で変動している。水温は湖底で約10~28℃,水面で約6~30℃まで変化するが、上下層での水温差は最大で5℃程度である。

中海と日本海間での水の出入りは境水道を通して行なわれている。中浦水門での流動観測から美保湾と中海の水位差によって卓越する流れ方向はあるが、中海から日本海に湖水が流出する時には上層、

海水が流入する時には下層が速い(海水は湖底から入り、淡水は上層から出る)傾向にあることがわかっている²⁾。

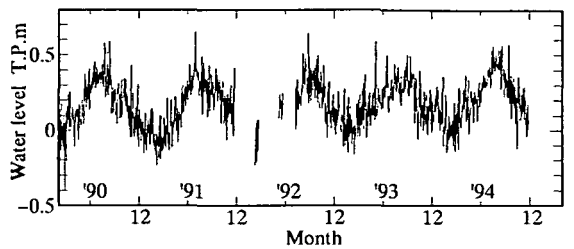
3. 年周期の塩分・水温変動と気圧～水位関係

Fig.3には1990～94年に観測されたFig.(a)美保湾水位(観測点:美保関)の経日変化、中海湖心でのFig.(b)塩分濃度(折れ線)と月降雨量(棒)、Fig.(c)水温の経月変化が示されている。塩分濃度および水温は島根大学によって月の初旬に計測されたもの²⁾で観測日の特異性を小さくするため5ヵ月(5回)の観測値で移動平均した値を用いている。Fig.(b)に示した塩分濃度は湖面(0m)から湖底までを1m毎に示している。Fig.(c)の水温は●が湖面、□が水深4m、○が湖底の値で塩分濃度と同様に1m毎の観測値を示している。なお、水深は季節によって異なり、6～6.5m程度の範囲で変化している。

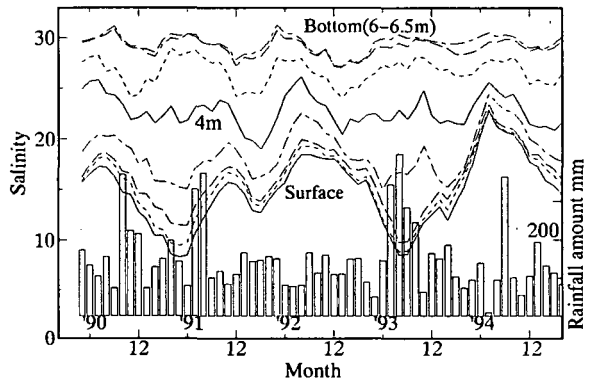
(1) 塩分濃度分布の経月変化

全水深において塩分濃度は季節的な変化をしているが、躍層が存在する(Fig.3(b)では4m付近)のために界面の上下層で異なった変化をしている。Fig.3(a)と(b)から界面以下(下層)では、降雨の影響は小さいこと、湖底近くの塩分濃度は美保湾水位(以後、外海水位と呼ぶ)の季節的な変化に対応しており、初夏～晩冬に濃度が低下し、初春～初夏に上昇していることがわかる。また、湖底での塩分濃度の変化は水深が浅くなるにつれて上方に遅れて伝わり、かつ、変動の振幅は大きくなる傾向にある。躍層界面付近(水深3～4m)では、下層の変化の周期に1/4周期(3ヵ月)程度の遅れがある。これらのことから海水は外海水位の変化に伴って中海湖底(0～1m程度)に沿って流入し湖底の塩分濃度を変化させ、この変動は数ヵ月遅れて上方に伝達すると考えられる。この現象を拡散として表すと拡散係数は $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{sec}$ と求められる。これは海洋での鉛直拡散係数の1/1000～1/10程度の小さな値である(Ri数は4程度²⁾)。このことは中海の成層は強く、成層が安定しており、下層でのシアーが小さいと考えることができる。

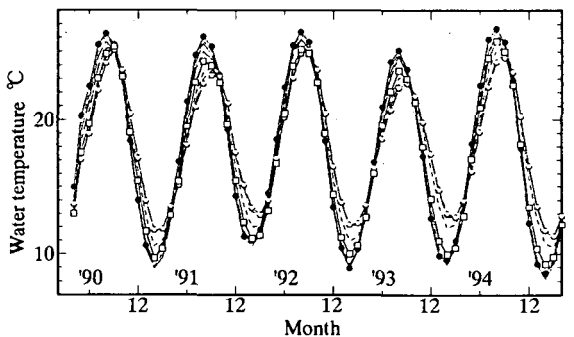
水面下3m程度まで(界面上層)は外海水位がピークに近い期間(夏季)に降雨量の影響が強く現れており、雨量が大きい場合には濃度が低下し、小さい場合には濃度が上昇する傾向にある。初冬～晩春にか



(a) Daily changes of sea level (observation point ; Mihonoseki)



(b) Salinity and monthly rainfall amount



(c) Water temperature (●: Surface, □: 4m, ○: Bottom)

Fig.3 Monthly change of Salinity and Water temperature (Center of Nakaumi)

(塩分濃度、水温は島根大学の観測結果²⁾を用いており、月始めに観測された5回の結果を移動平均している。観測点は湖面から湖底まで1m間隔)

けては外界水位変化によく対応している。すなわち、上層での塩分濃度は外界水位と降雨量(宍道湖等からの淡水の流入量)の影響が強く、これらのバランスによって濃度分布が決まると考えられる。

(2) 水温分布の経月変化

Fig.3(c)から水温は全層に亘って1年周期の規則的な変化をしており、水温の鉛直分布には季節的な気温変化の影響が他の要素に比較して非常に強いことがわかる。湖面の水温変化が湖底に伝わるのに約

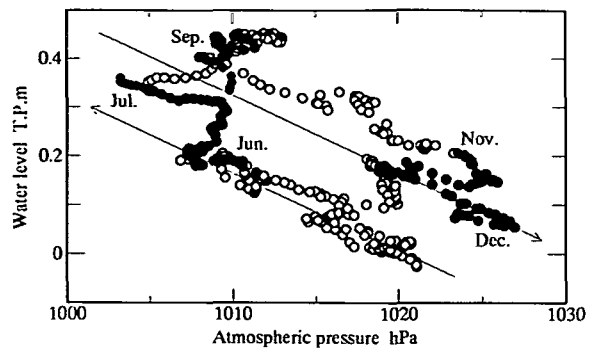
1カ月を要している。さらに、水温の伝導は、下層に行くにしたがい変動の振幅は小さくなっている。変動の幅は湖面で約17°C、湖底で約13°Cである。年平均値は上層で約17°C、下層で約17.5°Cであり、躍層以下で0.5°C程度高くなっている。さらに、夏季においては湖底から4m(躍層付近)までの水温差は冬季に比較して小さい。これに対し冬季には湖面から4mまでは水温に差はなく、界面上層はほぼ一様に水温が上昇している。水温変動に対しては拡散以外の要因、例えば太陽放射や湖水・海水の流出入の影響が強いと考えられるが、水温変動の詳細な機構については今後の検討が必要である。

(3) 気圧配置の変化に伴う気圧～水位関係

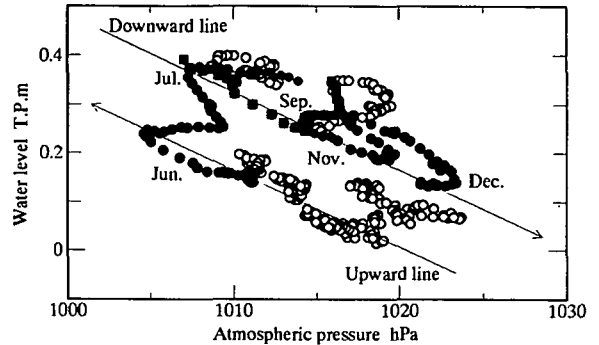
Fig.4は1994年と95年に観測された日平均データを1/2太陰日(15日間)で移動平均した気圧(松江)と外海水位の関係を示したものである。●は図中に記した月、(b)の■は9月の観測値を表わしている。気圧に対する水位の変化はヒステリシスを描いているが、夏季と冬季の気圧に依らない水位の上昇降は、各季に夏型・冬型の気圧配置に移行したために起こっている⁷⁾。図に示した気圧～水位関係の形状から気候の特徴を知ることができる。図中の矢印(上昇線,下降線)は1987年から9年間の観測データと気候特性から求められており¹⁷⁾、平年時の気圧～水位関係を示している。1994年は年間を通して高温が続き、特に夏は記録的な暑さになった。この高温は11月の中旬まで続き、11月下旬から平年並に戻っている。1995年は初夏までは平年並の気圧～水位関係を有しているが、8月は暑く、9月下旬から10月まで暖かくなっている。11月は平年並みの気温に戻るが、12月にはいと暖かくなり、下旬に平年並に戻っている⁷⁾。これらの気候の特性はFig.4から説明できる。気圧～水位関係が図中の矢印より上にプロットされると気温は高く、下にプロットされると気温は低くなっており、気圧配置(気候)と気圧～水位関係とは密接な関係にあることがわかる。

4. 日々の天気の変化に伴う塩分・水温変動

本論文では主に1994年11,12月の2カ月間に起こっている湖内の流れ特性について述べているが、この期間を対象としたのは①晩秋～初冬は大陸高気圧が発達する季節であり気圧の変化が大きいこと、②冬型の気圧配置が安定する以前でFig.4の気圧～水位



(a) 1994年(● show Jun.~Jul., Sep., Nov.~Dec.)



(b) 1995年(● show Jun.~Jul., Nov.~Dec., ■ show Sep.)

Fig.4 Relationship between atmospheric pressure and water level

(気圧～水位関係から気候の特徴を知ることができる。図中の→(上昇線,下降線)は1987年からの9年間の観測結果と気候特性から求めた¹⁷⁾)

関係が下降線上にプロットされていること、③この期間が高温年と平年時の両特性を有していることのためである。

Fig.5～7は中海湖心において1994年11～12月に1時間毎に観測された水位・気圧、風向・風速、塩分濃度、水温の経時変化を示したものである。Fig.5には天文潮を除いた水位(実線)と10時間遅らせた気圧(破線)³⁾、Fig.6には風向・風速、Fig.7には塩分濃度と水温の鉛直分布(水深方向に等分した5点での観測結果)が示されている。破線は上層(2点)、実線は中層(1点)、一点鎖線は下層(2点)の観測値を示している。中海の水深はこの時期が浅くなる季節である。水深は観測期を通して約6mであり、上層は0.5mと1m付近、下層5.5mと6m付近で計測されている。Fig.6の○は風向、実棒は風速、Fig.7(b)の薄実線は気温を示している。

(1) 晩秋～初冬における中海周辺での気圧配置と風の場の特性

晩秋～初冬はアジア大陸にシベリア気団(高気圧)

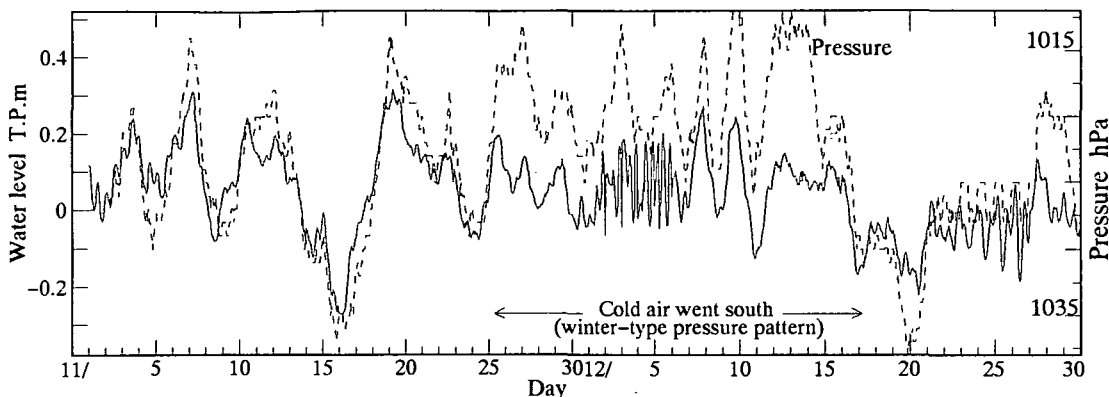


Fig.5 Relationship between atmospheric pressure and water level in short time scale (1994.11-12)

(水位は日周潮と半日周潮が除かれており、気圧は10時間遅らせて示されている。矢印の期間は他の期間に比較して気圧の変動に対して水位が低くなっているが、寒気が南下し、冬型の気圧配置が強まったためである。12/3前後の水位の振動はデータの欠測による。)

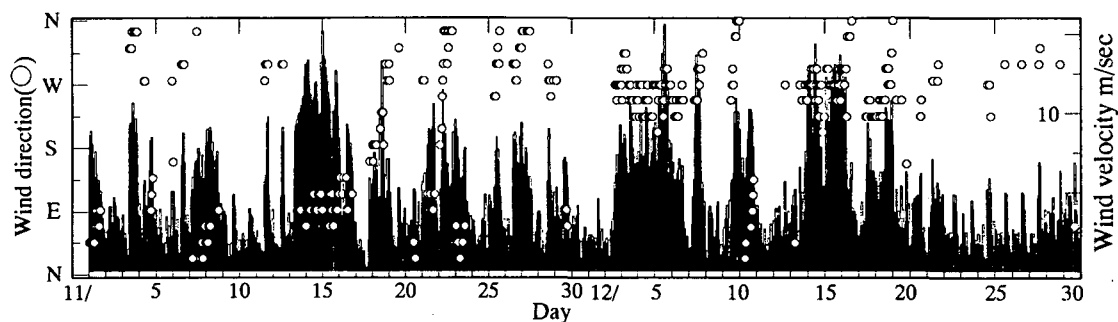


Fig.6 Wind direction and wind velocity(1994.11-12)

(11月の下旬頃までは水位の上昇期(高気圧発達期)に東方向の風、下降期(低気圧の発達・移動期)に西方向の風が吹いている。寒気が南下し、冬型の気圧配置が強くなる(Fig.5中の矢印の期間)と日本上空に低気圧が発生し、中海周辺の気圧は高くなるか風は西方向の風が吹いている。)

が発達する季節で、この気団の発達する位置と大きさが中海付近の風の場合は決まってくる。シベリア気団が発達し、日本上空を覆うと、西日本海沿岸域では数日に亙って気圧が高くなる。この気圧配置になると中海周辺では東方向の風が卓越する。また、寒気が南下し、シベリア気団が九州南海上方向に発達すると、日本海上空に小規模の低気圧が発生(東北東進)し、中海周辺では気圧は低下する。この気圧配置では、西方向からの風が卓越する。また、移動性高気圧と低気圧が去来する場合には天気は周期的に変化する。この場合には、高気圧に対しては東方向からの風、低気圧に対しては西方向からの風が卓越する。中海でのこれらの風向と気圧配置との関係は冬型の気圧配置が安定する以前の特性である。

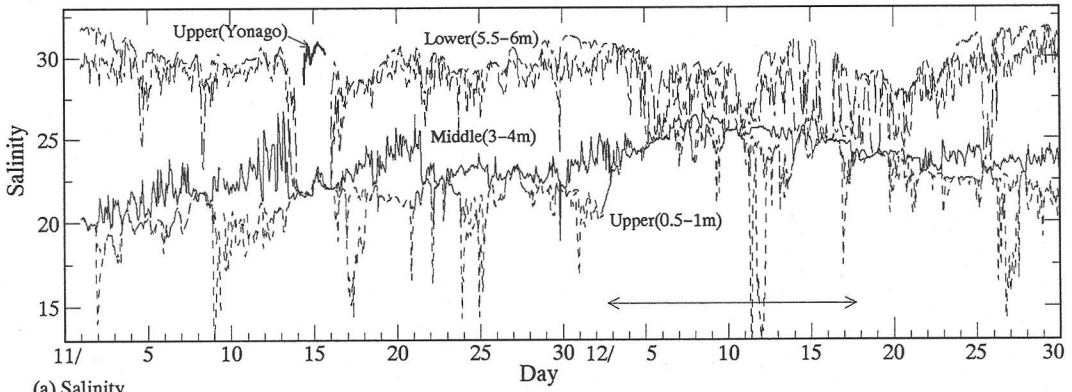
寒気が南下し、冬型の気圧配置が強くなり始めるとシベリア気団の東端が南東進し、日本海に小規模な気圧の谷が形成される頻度が高くなる。この気圧配置になると中海周辺では気圧は上昇するが、西方

向の風が卓越する。この気圧配置がさらに進むと日本上空に低気圧が発生し、中海周辺の気圧は低くなり、風は西方向の風が卓越する(Fig.5の矢印の期間)。

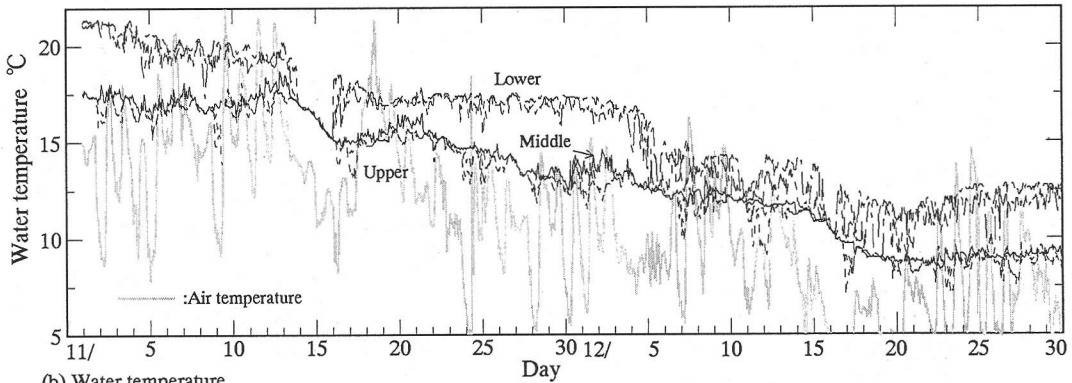
冬型の気圧配置が現われる以前の中海水位と風は気圧変化と良く対応しており(Fig.5と6)、水位の上昇時には西方向の風、下降時には東方向の風が卓越しているとして水位変化と風の間係を考察することができる²⁾。これに対し、11月下旬頃から2月頃までは冬型の発生頻度が高くなる季節で、冬型の気圧配置が形成される(Fig.5中の矢印の範囲)とFig.4に示した気圧～水位関係が下降線から上昇線に移行するため、この期間は気圧配置との関係から水位変化と風の間係を検討する必要がある。

(2) 気圧配置による塩分濃度・水温分布の変化

Fig.5～7から塩分濃度と水温は気圧や風向・風速との関連が強いことがわかる。ここでは示していな



(a) Salinity



(b) Water temperature

Fig.7 Salinity and water temperature at the center of Nakaumi (5 layers, 1994.11-12)

(上下層では2点、中層では1点で1時間毎に観測されている。図(a)中の矢印の期間はFig.8に対応している。)

いが、中海上層の塩分濃度は宍道湖下層の塩分濃度よりも濃く、Fig.7に示した塩分濃度と水温分布の関係は宍道湖とは異なる中海固有のものであることから、中海湖心での塩分濃度から高気圧の発達に伴ってできる中海と宍道湖との水位差の影響を知ることができる²⁾。例えば、Fig.5と7から高気圧通過後の11月9、17、25日等には中海水位が上昇方向に転じ、中海湖心上層において塩分濃度が低下しているが、このことからシベリア気団の発達後には低塩分濃度の宍道湖水が中海上層に流入していることがわかる。

(3) 高・低気圧に伴う界面の挙動

Fig.6と7から塩分濃度と水温の変化は水位変化および風向・風速とよい対応をしており、特に、下層においてこの傾向が顕著であることがわかる。Fig.7(a)中にシベリア高気圧発達期(13-15日)の米子港口上層の塩分濃度、Fig.8に冬型の気圧配置移行期の中海湖心での水位(細実線)、下層塩分濃度(太実

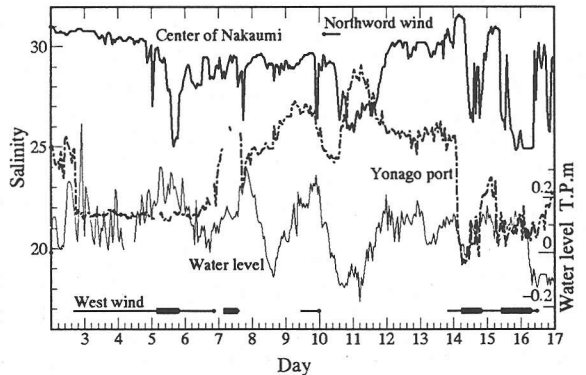


Fig.8 Salinity at lower layer, water level and wind (1994.12)

(水位と風は中海湖心での観測値である。上段に北方向、下段に西方向の風が示されている。)

線)、米子港口での下層塩分濃度(太一点鎖線)を示した。なお、図中上段に北方向、下段に西方向の5m/sec以上の風が直線(太直線は10m/sec以上)で示されている。高気圧発達期には湖心では水位の低下と東方向の風によって中～下層の塩分濃度は上層の塩分濃度と等しくなり、米子港口では上層塩分濃度が上昇するのが顕著に現われている。冬型が強まった

時期には、湖心では上～中層の塩分濃度が上昇しており(Fig.7(a)), 下層塩分濃度は水位変化と風によって振動している(Fig.8). 米子港口では西方向の風が吹くと塩分濃度が低下し, 風が止んだ後は水位の上昇とともに塩分濃度が上昇する. 湖心では西風が10m/secを越えると塩分濃度が低下している. Fig.9にはFig.2(a)に×で示した中海南西側下層と湖心下層で1995年12月に観測された密度(σ_t)の経時変化が示されている. 図中には南西方向の5m/sec以上の風が吹いた期間を直線(太線は10m/sec以上)で示している. 南西風によって湖心で密度が低下し, 南西側で上昇しているのがわかる. 次に, Fig.6と7から風速

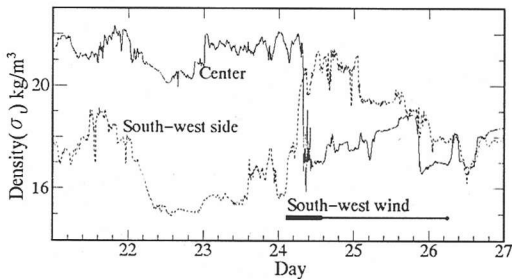


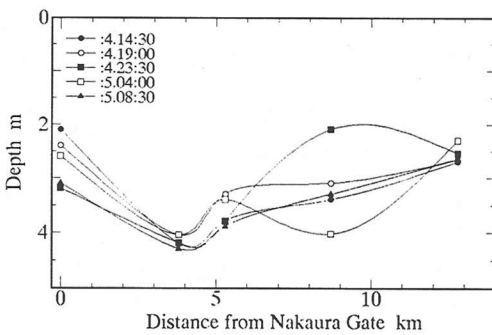
Fig.9 Pycnocline movement in the direction of northwest ~ southeast (1995.12)
(下段の直線は南西風の吹いた期間を表わす.)

の弱まった後, 下層での塩分濃度および水温が急激に回復しているのがわかる. 回復時間は11/16の高気圧が発達した場合には1時間以下, 冬型が強まった12月中旬においても5時間以下であり, 回復にかかる時間は短い.

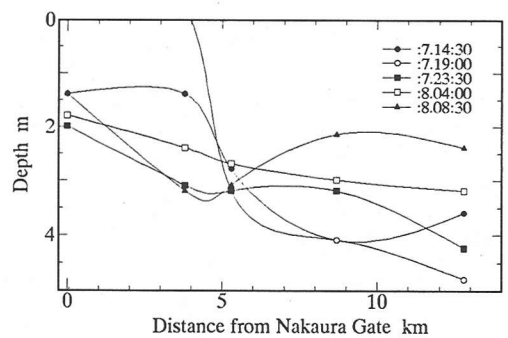
これらの現象から塩分濃度変化は気圧配置に伴う風あるいは水位変化によって界面が運動していることに依るものと考えられる^{13,2)}. 中海の地形が米子湾(北西～南東)方向に長く, 宍道湖(北東～南西)方向に短いことから南東成分の風に対しては長軸, 南西成分の風に対しては短軸方向に界面が傾く. この地形条件と大陸高気圧の発達が数日間に亘るため, 南東成分の風による界面運動は顕著に現われる.

5. 潮汐と気象の影響を受ける日周期の流動 - 米子湾内での界面の挙動 -

前節までは塩分濃度と水温変化から躍層界面の挙動を検討してきたが, 本節では複数の断面で詳細に測定された流速と密度分布から内部波の発生機構について検討する. 米子湾は閉鎖性が強く, フェッチが長いいため, 水位変化や風の影響が顕著に現われる. 本節では移動性高気圧(気圧変化の周期が2～3

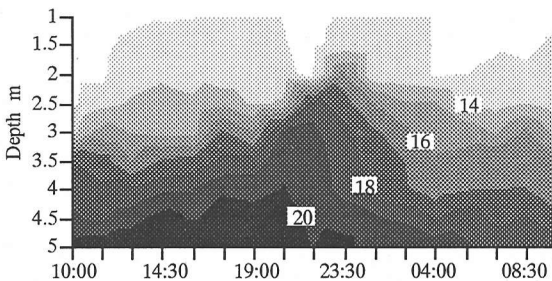


(a) 1994.11.4(10:00)-5(10:00)(Spring tide)

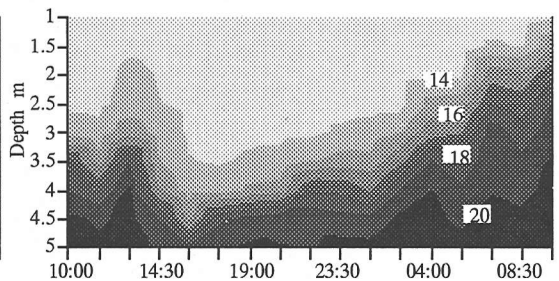


(b) 1994.11.7(10:00)-8(10:00)

Fig.10 Pycnocline movement at Nakaura gate (lineA) ~ Yonago bay (lineE)



(a) 1994.11.4(10:00)-5(10:00)(spring tide)



(b) 1994.11.7(10:00)-8(10:00)

Fig.11 Changes of density distribution (σ_t ; kg/m^3) at center of Yonago bay during generating inertial wave

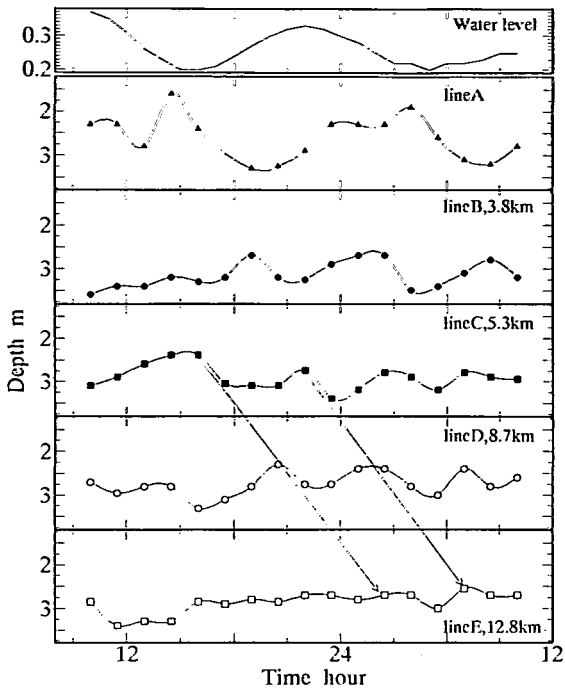


Fig.12 Pycnocline movement(neap tide,1994.11/10-11)

日)によって起こる米子湾内での流れについて述べる。この場合には宍道湖水位が中海水位よりも高くなり、宍道湖から中海に向かう流れが持続する。このため、米子湾に向かう流れが起り易くなり、この流れと南東(湾奥から湾外)成分の風によって湾奥での界面位置は上昇する。

(1) 観測された内部波

Fig.10にはFig.2(b)に示したline A - E の5断面で測定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 $\sigma_t = 16.5$ (kg/m³)の等値線で表わされており、大潮期、中潮期とも上下層の密度差は約3 kg/m³である。観測地点は中浦水門(lineA : 0 km) ~ 米子湾口(lineC : 5.3 km) ~ 米子港口(lineE : 13 km)に至るまでの5地点(Fig.2(b)中のline A - E の中心)である。米子湾長は約10 km、幅1 ~ 3 km、その奥部は米子港で、その奥行は約2.5 kmである。Fig.11は米子湾中央での密度(σ)の鉛直分布の時間変動を示したものである。観測地点の水深は約9 ~ 9.5mの範囲で変化しているが、ここでは1 ~ 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。Fig.10, 11とも(a)には1994.11/4 - 5(大潮

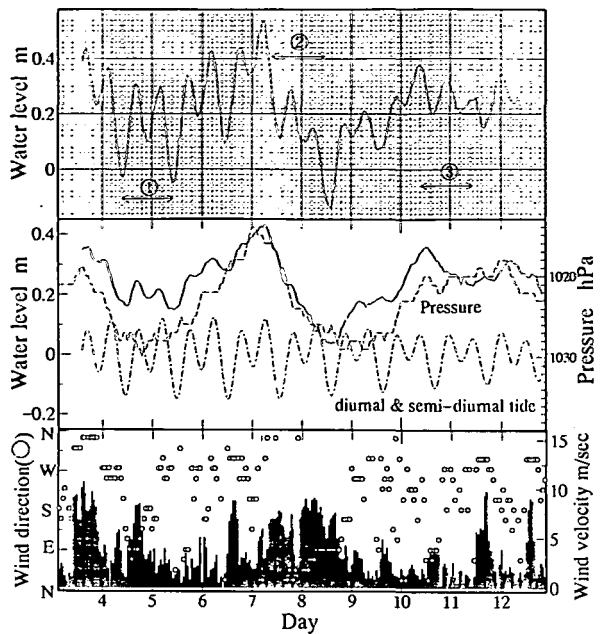


Fig.13 Water level, atmospheric pressure and wind at the center of Nakaumi (1994.11, ① ~ ③ show observation period.)

期), (b)には11/7 - 8(中潮期)の観測結果が示されている。Fig.12には1994.11/10 - 11(小潮期)にFig.2(b)に示した観測線中央で測定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からの距離を表わしている。躍層位置はFig.10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

Fig.10から大潮期、中潮期とも米子湾口(Fig.2(b)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、大潮期には第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0.2 m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³⁾。大潮期(Fig.11(a))には水深方向の密度変化に時間的な位相差が生じているが、中潮期(Fig.11(b))では時間的な位相差は生じず、塩分濃度が全層で同時期に上昇している。

b) 小潮期に観測された進行性内部波

Fig.12から内部波が米子湾口 ~ 湾奥に向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

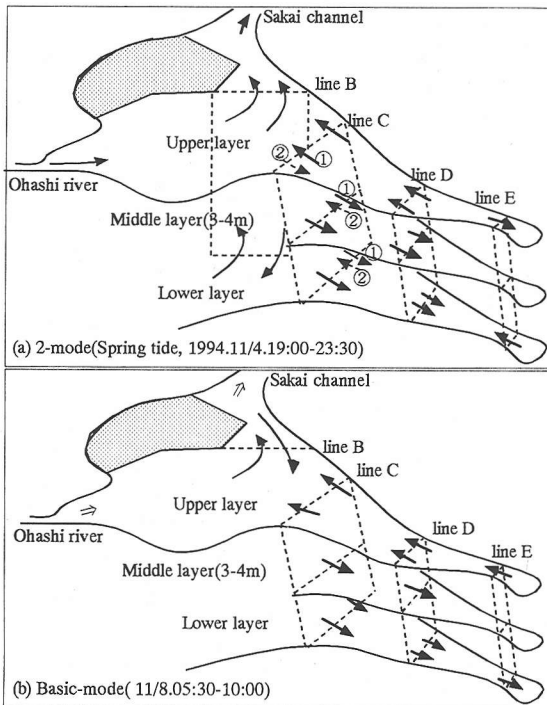


Fig.14 Currents in Lake Nakaumi

(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(約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)において①の矢印は19:00-20:30、②の破矢印は22:00の主たる流れの方向を示している。)

る。米子湾中央まで振幅は約1mであるが、米子港口(12.8 km地点)では減衰している。湾中央での流れの構造は観測期間を通して複雑であるが、断面内の流速は5cm/secの程度で、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) 内部波の発生と天文潮、気象潮との関係

Fig.13は1994.11/3~12に米子湾中央で観測された水位(上段)、気圧(中段の破線)、風向(○)・風速(実棒)の経時変化が示されている。中段には気圧と合わせて調和分解された気象潮(実線)と天文潮(日周潮と半日周潮、一点鎖線)が示されている。ここで言う気象潮は気圧変化に伴って起こる水位変化成分を示している。図中に示す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

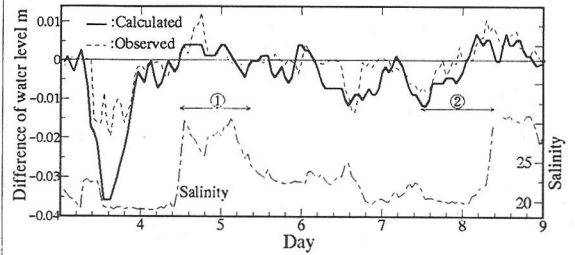


Fig.15 Difference of water level between center and depths at Nakaumi, and salinity at lower layer in depths(1994.11)

(米子港口と湖心の水位差および米子湾口水深4mの塩分濃度が示してある。水位差の+側は湖心で水位が高い場合を示す。実測値は6時間で移動平均している。計算値は風応力から求めている。①は大潮期、②は中潮期の観測期間である。)

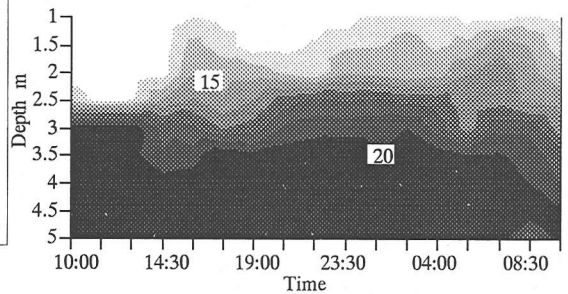


Fig.16 Changes of density distribution at lineE during 1994.11.4 (10:00)-5(10:00)

(Fig.15に①で示した期間がFig.11と同様の方法で整理してある。)

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の期間には進行性内部波、気象潮と天文潮が概ねつり合った①の期間には第2モードの内部セイシュが観測されている。これらのことから、内部波の各モードの発生においては気象潮と天文潮の大小関係が支配的な要因であることがわかる。2種類の内部セイシュが観測された期間は、いずれも高気圧に伴う水位低下および湾奥方向からの風による湾奥での海面の上昇、すなわち、下層水塊が湾奥に移動したことがセイシュ発生の原因となっている。

(3) 内部セイシュ発生時の米子湾での流況

Fig.14は(a)第2モードと(b)基本モードの内部セイシュの界面上昇時にFig.2(b)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を模式的に示したものである。流速は2台のADCPを用い1.5時間間隔で移動観測によって計測されている。基本モードの内部セイシュ発生時には湾全体で反時計周り(下層で湾奥方向、上層で湾外方向の流れ)に

循環している。これは風によって湾奥で躍層が上昇し湾全体で躍層が傾いたためである。これに対し、第2モードの内部セイシュ発生時には2つの循環セル(湾奥側で時計廻り、湾外側で反時計廻り)が生じている。湾内で2つのセルが形成されるのは湾下層において湾奥からの流れと湾外からの流れがぶつかったために上昇流が発生し、水深方向の密度変化に時間的な位相差を生じさせた(Fig.11(a))と考えられる。

(4) 内部波の発生機構

Fig.15に米子港口と中海湖心の水位差および米子湾口水深4mの塩分濃度を示した。水位差の+側は湖心で水位が高い場合を表わす。実測値(実線)は6時間で移動平均されている。計算値(破線)は二成層の一次元振動量を風応力から非粘性で長波近似のもとで定常解として求められており⁹⁾、湾軸方向に吹く風の強さを表わしている(+が湾外方向)。図中の①は大潮期、②は中潮期の観測期間である。Fig.16は大潮期に米子港口で観測された塩分濃度の鉛直分布の経時変化である。

第2モードの内部セイシュが発生する前の3日には北西風によって湾奥の水位が約4cm湖心より高くなっており、この結果、湾奥での界面位置は下降していると予想できる。この後中海水位の下降(Fig.13)と南東風が吹くことによって湾奥で界面が上昇し、界面が約1.5m上昇している(Fig.16)。これらのことからFig.14(a)の流れ場は①海水の流入が無くなったことによって湾奥に向かう流れが小さくなり、風と海水の流入(下層)によって湾奥に押し込められていた下層水塊を保持できなくなったために生じた湾奥での湾外に向かう流れと②天文潮(水位低下期)と風によって湾内で生じる湾奥に向かう流れによって形成されることが考えられる。なお、北西風によってできる水位差は風応力によって予想される水位差の2倍程度あるのは中海の地形形状と水位上昇(海水の流入)によるものと考えられる⁹⁾。

基本モードの内部セイシュ発生期には水位は低下方向にあり(Fig.13)、湾奥方向に風向きが変わるとともに湾奥では水位が低下しているのがわかる(Fig.15)。これらの現象に伴って8日01:00頃から界面上昇が始まっている(Fig.11(b))。湾奥方向に向かう風はFig.14(b)に示す流れを引き起こし、さらに水位の低下はこの流れを増長する。これらのことから気圧配置に伴う風と水位変化が基本モードの内部

セイシュ発生の原因として考えることができる。

6. まとめ

本論文では、閉鎖性汽水湖内部における年～数日周期の気圧配置の変化に伴う塩分濃度、水温の変動特性について考察し、各々の時間スケールで起こる流れ場の特性について検討を行なった。これらについて明らかになった事項を以下にまとめる。

(1) 年周期で起こる流れ場の特性

- a) 塩分濃度、水温分布とも年周期で規則的に変動している。
- b) 湖底付近の塩分濃度は水位の季節変化に伴って年周期で変化している。湖底での塩分濃度の変動は上方へと数カ月遅れて伝達され、上方ほど変動の振幅は大きくなっている。
- c) 夏季における湖面と湖底の水温差は冬季に比較して小さい。冬季には湖面から躍層付近までは水温差はなく、界面上層はほぼ一様に水温が上昇し、この熱が下層に伝導している。これらのことから水温変動に対しては拡散以外の要因、例えば太陽放射や海水の流出入の影響が強いと考えられる。

(2) 数日～日周期で起こる流れ場の特性

- a) 界面運動は気圧配置の変化に伴う水位変動と風によって起こる湖内部の流れが起動力となっている。
- b) 気圧配置によって形成された界面勾配は天気(気圧)の転向に伴って数時間以内に回復する。
- c) 米子湾において移動性高気圧に伴って現れている種々の内部波を観測できた。これらの内部波の波長や周期は気象と天文の影響の大小関係によって定在波となる場合、進行波となる場合がある。

謝辞：本研究は河川環境管理財団、河川整備基金助成の援助を受けている。ここに記して謝意を表すものである。

参考文献

- 1) 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 -, 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.
- 2) 日比野忠史, 福岡捷二, 池内幸司：日々の気圧配置の変

- 化に伴う閉鎖性汽水湖での流れ場, 水工学論文集[41], 1997.
- 3) 日比野忠史, 池内幸司, 福岡捷二: 閉鎖性汽水域における流れ場の観測, 水工学論文集[40], pp.461-466, 1996.
- 4) 日比野忠史, 福岡捷二, 池内 幸司: 水位変動および風系に伴う閉鎖性水域での流れ場の数値実験, 土木学会第51回年次学術講演会概要集第2部A, 投稿中.
- 5) 例えば, 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.
- 6) Peters, H., Gregg, M.C. and Toole, J.M.: On the parameterization of Equatorial turbulence, *J. Geophys. Res.*, 80, pp.328-338, 1975.
- 7) 気象年鑑 1988年版~1995年版, 気象庁監修, 日本気象協会編.
- 8) 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.
- 9) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 大島伸介, 向山公人ら: 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.
- 10) 日本海洋学会編集: 海洋環境調査法(改定版), 1985.

(1997. 1. 30 受付)

CHARACTERISTICS OF INTERNAL CURRENTS IN ENCLOSED BRACKISH LAKE WITH SEASONAL AND DAILY PRESSURE DISTRIBUTION CHANGE

Tadashi HIBINO, Shoji FUKUOKA and Koji IKEUCHI

The effect of external cyclic forces, such as climate, atmospheric and astronomical phenomena, on internal currents in enclosed lake was studied. Present study shows that ① Salinity at the bottom is related to seasonal change of water level in the lake, and change of salinity at the bottom is propagated to upper layer with three months behind the times, ② The day scale change of internal currents have a great influence on water level and wind of the lake with change of pressure distribution, ③ Nature of internal wave is changed according to strength of atmospheric and astronomical phenomena.