

6.6 中海・宍道湖の水理・水質特性

6.6.1 湖沼の概要

(1)概説

中海・宍道湖は、島根県から島根・鳥取の県境にかけて位置しており、中国山地を源とする1級河川斐伊川水系の下流域を構成している。斐伊川（淡水） 宍道湖（低塩分汽水） 大橋川（平均川幅 170m、長さ 7.6km） 中海（高塩分汽水） 境水道（平均川幅 420m、長さ 8.7km） 美保湾（内湾） 日本海（海洋）と連なり、連結系の汽水湖を形成している。両湖を合わせれば、わが国最大の汽水湖である。

一般的に汽水湖は海と連結しているため、気象や海象の影響を強く受ける。中海・宍道湖でも、これらの影響は大きい。これに併せて、連結系汽水湖であることが両湖の水理・水質場を特徴付ける重要な因子となっている。つまり、二つの湖は、両湖間の水位差に基づいて流入・流出が生じており、水理・水質場は相互に影響し合っている。例えば、宍道湖で貴重な漁場が形成されているのは、気象変化などの作用で中海から適度な塩水の侵入を受けているためである。

そこで、中海および宍道湖の流動場を明らかにするには、美保湾 - 境水道 - 中海 - 大橋川 - 宍道湖 - 斐伊川の流域全体で総合的に捉えることが重要である。

中海・宍道湖に働く外力を考えれば、降雨や河川水流入、風や気温変化、気圧変化や天文作用による外海の潮位変動などが挙げられる。つまり、湖内流動は気象、水文、天文、海象の各要因によって支配されている。これらの要因は、日や数日～週の間スケールをもっており、湖内流動の特性を明らかにするには、気象変化に代表される日、数日～週の外力に着目する必要がある。そこで、中海～大橋川～宍道湖で、気象外力に対応する水理、水質の時空間的な変動を、新しく開発されたトラックポイントシステムを含む観測システムを用い連続的、集中的な現地観測を行い、気象変化によって連結系汽水湖の水理・水質場が決定される機構を検討した。

ここでは、以下のような順序で検討を進めている。6.6.1(3)では、中海・宍道湖の流動場を支配する気象変化を中心とした外力の特性について述べている。6.6.3では、その気象変化を中心とした外力と湖内流動の関係を検討するために行った気象、流動および水質の時空間的に詳細な現地観測の概要を述べている。6.6.4～6.6.6では、気象外力によって生じる吹送流や水域間の水位差に起因する流出入といった湖内流動を総合的に検討し、中海（6.6.4）、大橋川（6.6.5）、宍道湖（6.6.6）の各水域における流動特性について述べている。6.6.7では、今後の湖沼管理を適切に行っていくうえで必要な湖内流動とそれに起因する物質循環の変化機構の把握を目的として、中海の水理・水質モデルを構築し、水理・水質の平均特性と変動特性について、観測値と解析値を比較検討している。

(2) 中海・宍道湖の地勢・地形の特性

中海・宍道湖は、斐伊川水系の下流域を構成し、斐伊川（淡水） 宍道湖（低塩分汽水）大橋川（平均川幅 170m、長さ 7.6km） 中海（高塩分汽水） 境水道（平均川幅 420m、長さ 8.7km） 美保湾（内湾） 日本海（海洋）と連なり、連結系の汽水湖となっている。中海・宍道湖の諸元は表 6.6.1のとおりである。両湖はわが国で第 5 位、第 7 位の大きさを誇る。汽水湖としては北海道のサロマ湖に次いでおり、両湖を合わせれば、わが国最大の汽水域を形成している。また、中海・宍道湖は海跡湖であり、平均水深はそれぞれ 5.4m、4.5m と比較的浅い。

中海・宍道湖の周辺地形は、図 6.6.1に示す様である。南部が内陸地、北部が標高 200m 以上の島根半島によって挟まれている。これに対し、東部には低地の弓浜半島、西部には出雲平野があり、東西方向は低地で結ばれている。そのため、中海・宍道湖では東西方向の風が卓越しやすい。

中海・宍道湖への流入河川のうち、宍道湖へ西から注ぐ斐伊川本川が最も主要な河川である。宍道湖、大橋川および中海の集水面積のうち、約半分を斐伊川本川の流域面積が占めている。

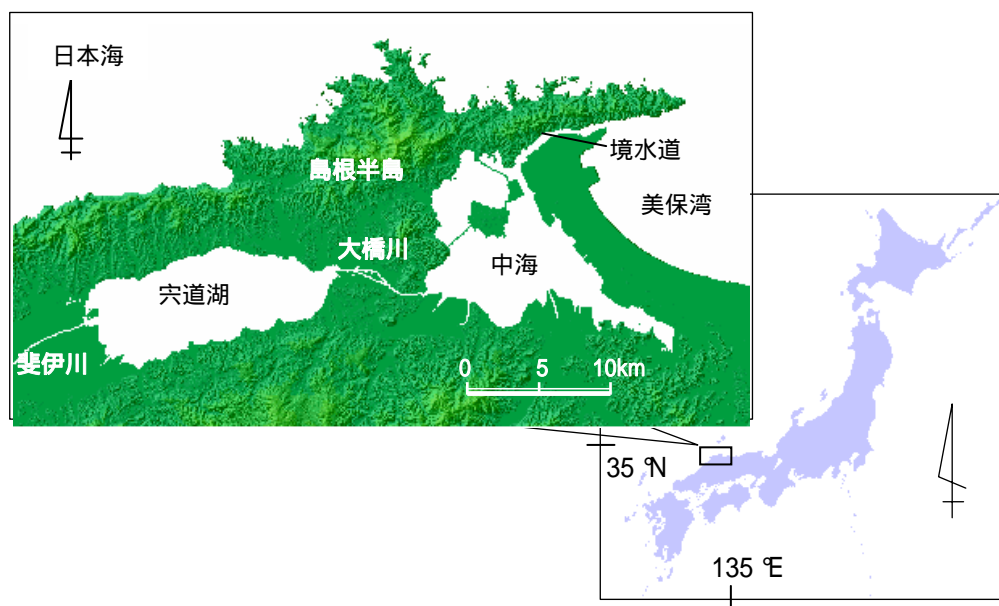


図 6.6.1 中海・宍道湖の位置と周辺地形

表 6.6.1 中海・宍道湖の諸元

	水面面積 (km ²)	貯水量 (億 m ³)	平均水深 (m)	平均水位 (T.P.m)
中海	86.2	4.7	5.4	+0.2
宍道湖	79.1	3.6	4.5	+0.3

(3) 流動を支配する主な外力

中海・宍道湖は外海と接する汽水湖であるため、湖内に働く外力は、降雨・河川水流入の水文要因、風や気温変化などの気象要因、外海の潮位変動（海象要因）が挙げられる。さらに、外海の潮位変動は、気圧変化の他に大潮・小潮などの天文要因に影響を受けている。したがって、湖内流動は気象、水文、天文、海象の各要因によって支配されている（図 6.6.2）。

これらの各要因が作用した結果、流動の直接の外力となるのは、風と、水位変動に起因する日本海～中海～宍道湖間の水位差である。前者は水面に作用して吹送流が生じ、後者は水位差の大きさや水位変動速度、水域間を結ぶ水路（境水道および大橋川）の通水能力に応じて流出入が生じる。これらの流れは、地形形状や密度分布などに応じて、密度流、水平・鉛直循環流などの様々な時空間スケールの流動を生成することになる。

連結水域間の水位差と風は、気象変化や天文に発生要因を持つ結果、様々な時間スケールを持つことになる（図 6.6.3）。時間的には概ね、半日～日スケール、日～週スケール、季節～年スケールに大別できる。半日～日スケールでは海陸風や天文潮が卓越し、日～週スケールでは日々の天気の変化によって生じる風や水位変化（気象潮）が支配的である。季節～年スケールでは季節的な気圧配置の変化や気温変化による季節風や水位変動が湖内流動を特徴付けるひとつの因子となっている。

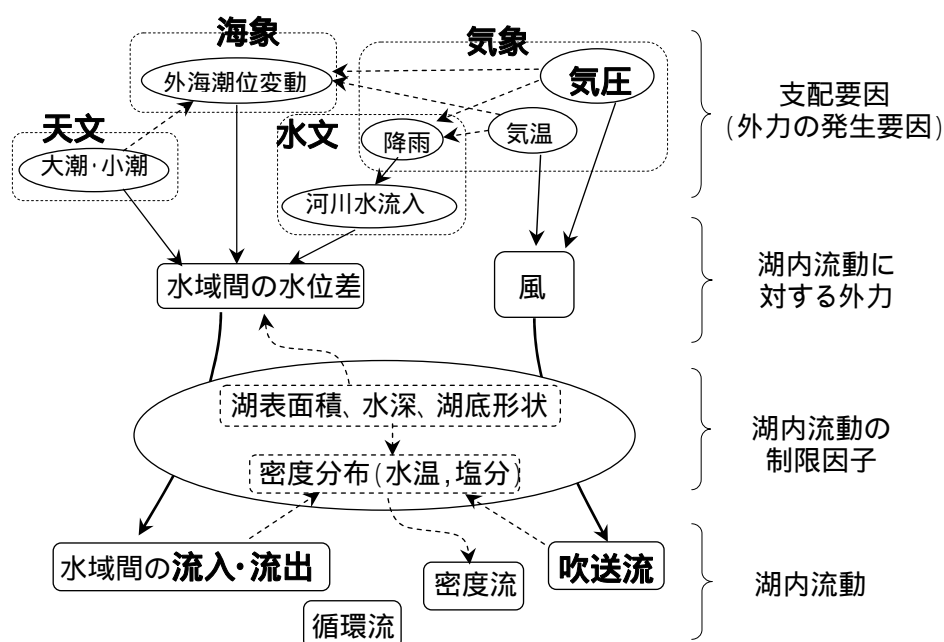


図 6.6.2 汽水湖における気象、水文、天文、海象と湖内流動との関係

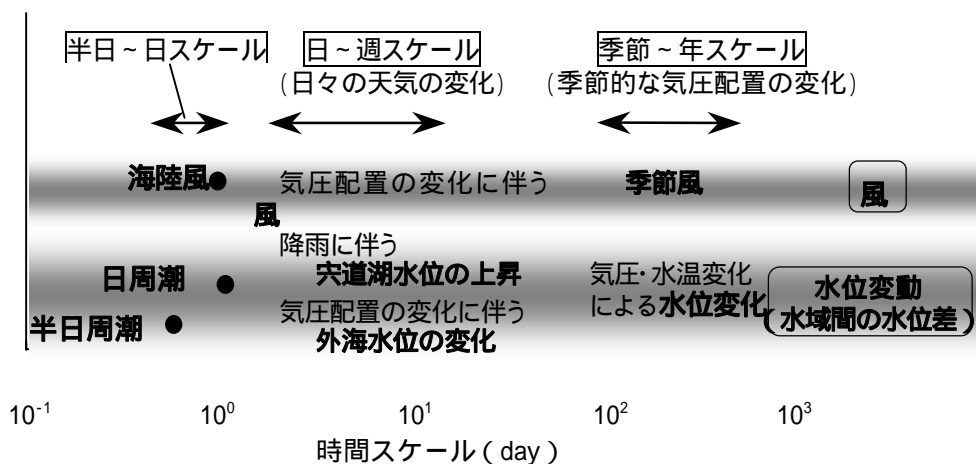


図 6.6.3 様々な時間スケールにおいて卓越する外力

1) 気象要因 (低気圧、台風の進路、風の特性など)

a) 低気圧および台風の経路

東アジアでみられる低気圧のうち、わが国に影響を及ぼすのは、日本海を通過する日本海低気圧と、本州の南方洋上や太平洋岸沿いに進行する南岸低気圧である (図 6.6.4(a))。これらの低気圧は気圧の谷の前面での南西風によって、いずれも北東に進む傾向がある。

台風の強さや大きさ、移動経路は様々である。Isozaki¹⁾は移動経路によって日本海の水位変動が色々な形態をとることを示している。そこで、本土への上陸の有無や進行方向を主な基準とすると、図 6.6.4(b)に示すように 4 種類に分類することができる²⁾。ここでは、平成 2~10 年の 9 年間で、我が国に影響を及ぼした 54 個の台風を用いた。移動経路は、大まかに言えば、秋に向かうにつれて日本海側から太平洋側にシフトしていく。台風経路のうち、中海に大きな影響を与えるのは、中海に接近しやすい Type1 と Type2 である。

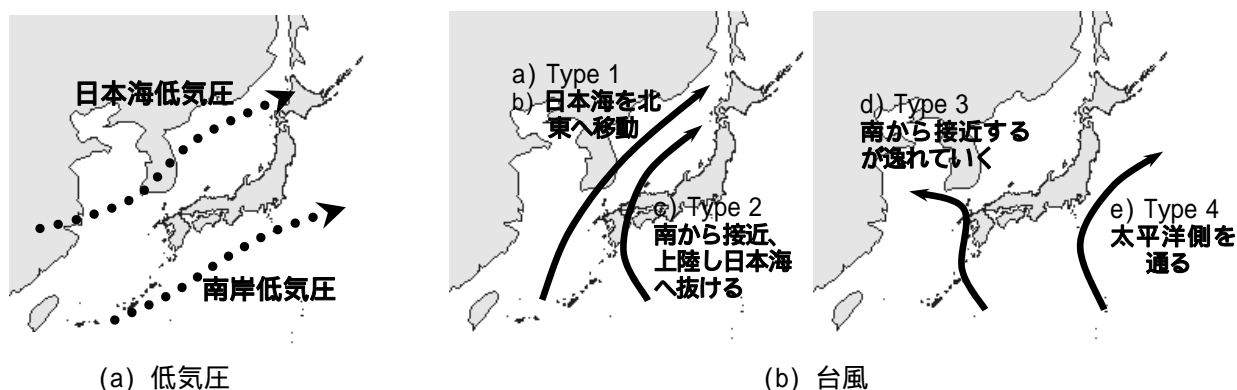


図 6.6.4 低気圧の平均的な通過経路 (9~11 月) と台風移動経路の分類²⁾

b) 風 の 特 性

中海・宍道湖に作用する風は、主に季節的な気圧配置の変化によって生じる季節風、日々の気圧配置の変化によって生じる数日~週スケールの風、海陸風に代表される日スケールの風に分類される。それぞれの風が周期的に風向・風速を変えながら、それぞれが重なって

吹いている。また、特に台風は強風をもたらし、進路の違いで湖沼への影響も異なる。そこで、中海・宍道湖に作用する風の特性として、i)季節風および数日～週スケールの風と、ii)台風接近・通過時の風について述べる。

i)季節風および数日～週スケールの風

季節風および数日～週スケールの風とは、季節的および日々の気圧配置の変化による風である。中海・宍道湖では年間を通じて、強風は東西軸方向に吹く傾向がある。これは、周辺地形の影響からである(図 6.6.1)。季節的には、季節風の影響で、夏季が最も強風が吹く頻度が少なく、冬季は西からの強風の回数が多い。春季と秋季は、夏季と冬季の中間と言え、さらに秋季は北東風が卓越しやすい特徴がある。

図 6.6.5に、中海湖心で観測された気圧別の風速、風向の発生割合を示す。気圧は高い時、中程度の時、低い時に区分し、さらに気圧が低い時は気圧変化が急激であることを考慮して、気圧低下時と気圧上昇時に分けている。中心円内にはそれぞれの気圧状態となる全体に対する割合を記している。気圧が中程度および高い状態にある時(図 6.6.5(c)、(d))は合わせると全体の4分の3程度を占めている。いずれも風速 6m/s 以下の弱風が多く、平穏な気象状態である。風向は北東～東北東と南西～西が多い。しかしながら、これらの期間にも時に比較的強い北東～東北東からの風が生じていることもわかる。これは気圧が高いほど顕著となっている。気圧が低い時は全体の4分の1程度であるが、強風となる頻度は高い。気圧低下時(図 6.6.5(a))では、西風とともに北東から強風が吹く頻度も高くなっており、気圧回復時(図 6.6.5(b))にはさらに強い西風が吹く傾向にある。

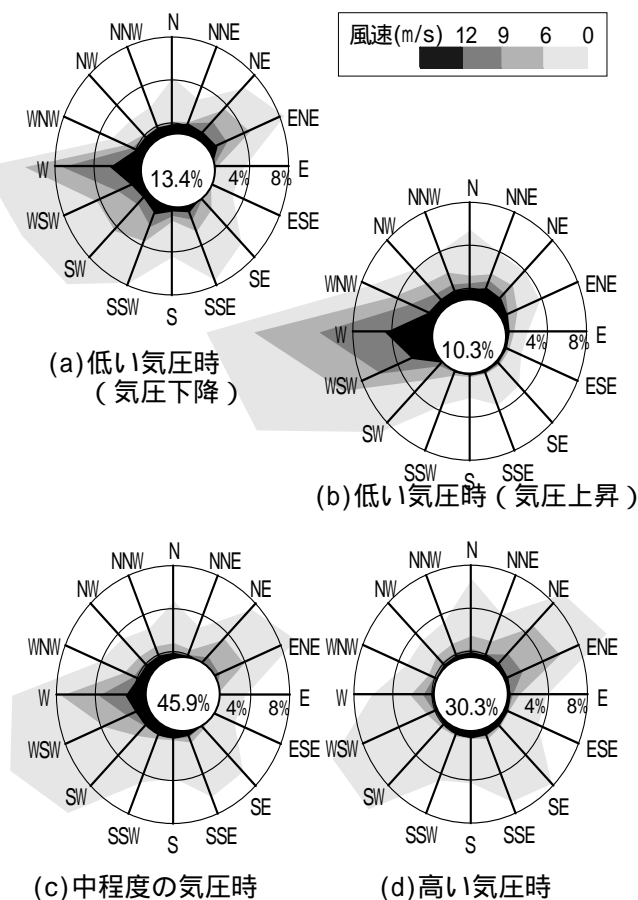


図 6.6.5 気圧別の風向、風速の発生割合³⁾
(中心の円内に全体に対するそれぞれの気圧状態となる割合を示す)

以上のことから、中海において、生じやすい気圧と風向・風速の組合せは、中程度から高い気圧で海陸風が卓越する平穏な気象状態、中程度から高い気圧で時に起こる北東からの強風時、低気圧通過に伴って北東風(気圧低下時)から強い西風(気圧回復時)に移り変わる時、の三つにまとめることができる。中海ではこれら3通りの気圧と風向・風速の組合せによって流動場の特徴が決定付けられている³⁾。

ii) 台風接近・通過時の風

図 6.6.6 に、典型的な風向・風速を示した日本海低気圧と南岸低気圧および Type1 と Type2 台風の通過時の気圧と風速ベクトルの経時変化を示す。なお、風速ベクトルは、時間風速を 24 時間移動平均している。

この期間は、東シナ海の方から襲来し、日本海に入る前に温低化した台風 9809 号 (Type1) が温帯低気圧として 10/1 頃に日本海を通過している。そして、10/7-10/8 に南岸低気圧が、10/15 に日本海低気圧が通過している。さらに、台風 9810 号 (Type2) が 10/17 に九州上陸、10/18 に中国地方を縦断している。

これらの低気圧と台風について検討し、それぞれの特徴を明らかにする。

日本海低気圧 (10/13-15)、南岸低気圧 (10/7-10/8) とともに、基本的には、気圧が低下する時に東風、回復時に西風となる。しかし、風向が変わるタイミングと、風向の変化の仕方が異なる。日本海低気圧の場合、気圧の低下時は東風というよりは南東風に近く、気圧低下のピークを迎える前に西風に変わりはじめ、しばらく強い西風が持続する。これに対し、南岸低気圧では、気圧の低下時は東風で、それが比較的長く続いて、気圧低下のピークを迎えた時あたりから、風向を変え始めて、気圧の回復とともに、西風に移り変わって行く。さらに、両者は、風向が変化する方向が異なり、日本海低気圧は時計回りに、南岸低気圧は反時計回りに風向を変えていく。このような風向の違いは、低気圧に付随している温暖前線や寒冷前線との位置関係も影響している。

台風 9809 号 (Type1) は東シナ海の方から襲来し、日本海に入る前に温帯低気圧に変化し、10/1 頃に日本海を通過している。台風 9810 号 (Type2) は 10/17 に九州に上陸し 10/18 に中国地方を縦断している。この二つの台風の進路は、中海の北側か、南側かという大きな違いがある。その進路の違いは、日本海低気圧と南岸低気圧の違いに類似している。そこで、これらによって生じた風向・風速の変化を見てみると、二つの低気圧による違いに非常に似ている。つまり、日本海を通過した Type1 (9809 号) では、気圧低下ピーク前に東風から時計回りに西風に移り変わり、中海の南側、東側を通過した Type2 (9810 号) では気圧低下ピーク後に反時計回りで西風に移り変わっている。したがって、台風も低気圧同様に対象地点である中海・宍道湖のどちら側を通過するかによって、風向・風速の特徴に明らかな違いが生じるといえる。

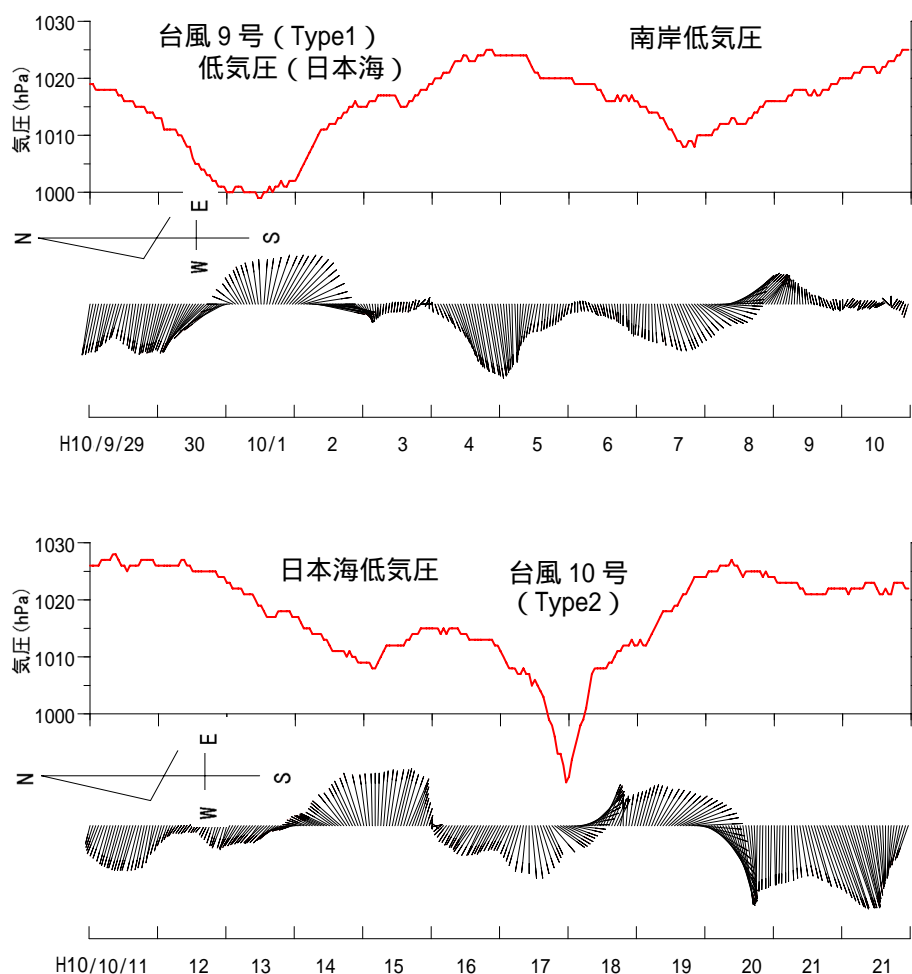


図 6.6.6 低気圧および台風と風向・風速の関係；
気圧、風速ベクトル（24 時間移動平均値）の経時変化（H10/9/29～10/21）

2) 水文要因（降雨特性、河川流入流量など）

図 6.6.7 に平成元～17 年の松江気象台で観測された降雨量と中海湖心における上層、中層、下層での塩分の経時変化を示す。梅雨期や秋期に降雨量が多いという一般的な特徴を示しているが、年ごとのばらつきも大きい。月降雨量が 300mm を超えるような月も多く見られる。月降雨量が 300mm を超える場合、上層、中層の塩分は大きく低下しており、上層、中層では月降雨量の影響を大きく受けていることが分かる。しかし、下層の塩分は変化が小さく安定した塩分成層を形成している。月降雨量が 300mm を超えるような気象要因には梅雨前線や台風がある。

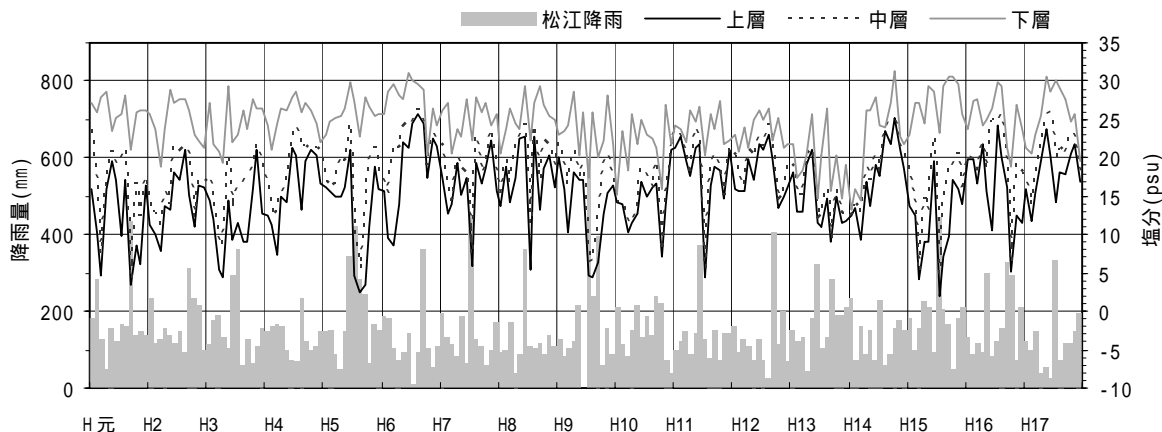


図 6.6.7 降雨量（松江）と塩分（中海湖心）の経時変化(平成元～17年；月平均データ)

松江では平均で年降雨量は1837mm、梅雨期は約394mmとなっている。その割合は約0.2で、年間降雨の約20%が梅雨期の約1.5～2ヶ月の間に降っている。最近の梅雨期降雨量の傾向として平均値に近い値となるのが少なく、極端に多いか少ないかに別れている。

平成2～10年の台風について、台風通過期間における松江気象台の降雨量を調べると、Type1での降雨量が平均値9.4mm、最大でも20mm以下と少ないが、Type2では平均61.4mm、最大で150mmに達している。これはType2の移動経路が中海に近い

ため、台風に伴う雨雲の影響を受けやすく、Type1は中海から離れているため雨雲の影響は小さいためと考えられる。このように、Type1台風は、外海水位上昇をもたらすが、Type2台風は接近前の東風の連吹と外海水位低下とともに、通過時に多量の降雨をもたらす。これら2種類の台風は日本海に抜けるという点では類似しているが、上陸する、しないによって各台風がもたらす外力の特徴は全く異なる。

次に、台風通過時の斐伊川流域における降雨分布を検討する。図6.6.8に(a)Type1(9429号)と(b)Type2(9719号)通過時の斐伊川流域における降雨量分布を示す。伯太、掛合、横田は山間部に、出雲、松江、米子、境は平野部に位置している。Type1は平均的に降雨量が少ない。また、多量の降雨をもたらすType2の台風通過時においても降雨量に分布は小さく、流域全体に平均的に降雨があることが分かる。

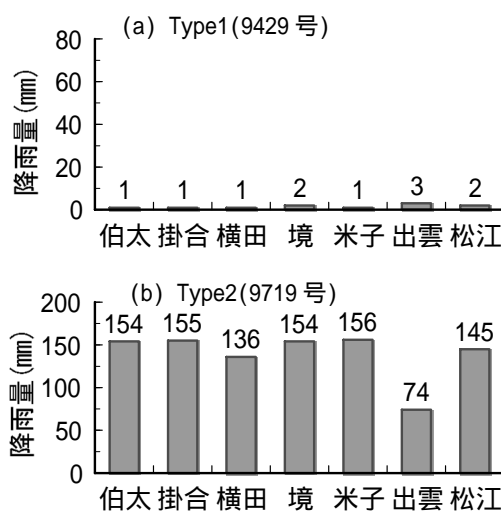


図 6.6.8 台風通過時の斐伊川流域における降雨量分布

3) 天文要因

中海が日本海（美保湾）と宍道湖に接続した連結系の水域であるため、海水位の変動は美保湾～中海～宍道湖間に水位差を生じさせる。日本海水位は気圧変化の他に天文の影響を受ける。

日本海は我が国で天文潮が最も小さい海域で、主要 4 分潮の振幅を加え合わせた値 Z_0 ($=M_1+S_2+K_1+O_1$) は 20cm 以下、最大潮差も約 30cm に過ぎない。これに対して、太平洋側では Z_0 は 1m を越える²⁾。また、山陰沿岸の日周潮と半日周潮の振幅比は 1.25 程度で、日周潮型に近く、日潮不等はやや大きい⁴⁾。

4) 海象要因（外海潮位変動）

a) 気象潮の概要

日本周辺での気圧配置はシベリア気団の影響が最も強い。シベリア気団は冬季に発達するため、中海周辺の気圧は冬季に高く、夏季に低くなっている。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。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しているが、日々の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。このような気象変化によって生じる水位変動は気象潮と呼ばれるが、特に気圧変化による水位変動量は大きい。1hPa の気圧の上昇に対して約 2.5cm の水位低下がある。特に、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。日本海側の天文潮は気圧の変化による水位変化に比較して小さく、20～30cm 程度である。ただし、変動速度は気圧変化による場合の数倍である。図 6.6.9 に美保湾に起こる水位変化の周期および変動量についてまとめたものを示す。日スケールでは天文潮による

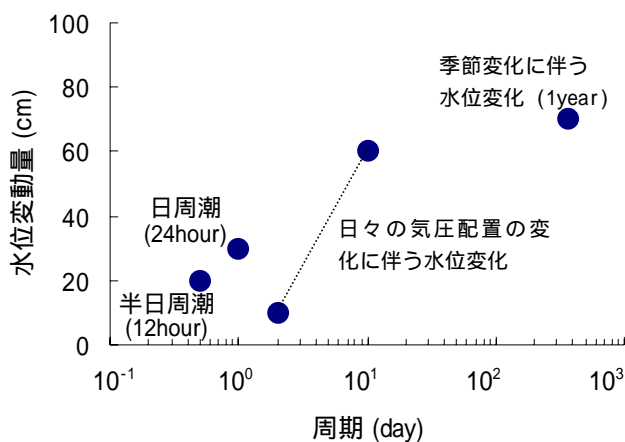


図 6.6.9 美保湾における水位変化の周期と変動量⁸⁾

水位変化が卓越し、1週間のスケールでは気圧変化による水位変化が卓越している。

b) 低気圧経路による外海水位変動の違い

海面水位は気圧の変化によって変動する。気圧低下に対する水位上昇の割合は静的条件下でおよそ 1cm/hPa である。しかし、低気圧や台風の移動経路によっては、この関係が静的につり合わないことが多い。図 6.6.10 に、平成 2~9 年秋 (9~11 月) における日本海低気圧と南岸低気圧の通過時の美保関における気圧低下量と水位上昇量の関係を示す。図中には 1cm/hPa のラインも示している。南岸低気圧では 1cm/hPa

のライン上に乗りやすいが、日本海低気圧ではほとんどが 1cm/hPa のラインより上部にある。これは、南岸低気圧の場合、日本列島によって日本海と隔てられて海水流動の影響を受けにくいのに対して、日本海低気圧では、低気圧の移動による海水流動が生じることが原因と考えられる。

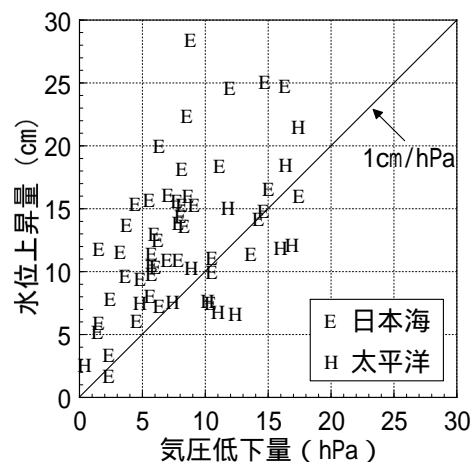


図 6.6.10 低気圧通過時の美保関における気圧低下と水位上昇の関係

c) 台風経路による外海水位変動の違い

このような移動経路によって気圧と水位の関係が静的に決定されないのは、台風の場合、より顕著である。図 6.6.11 に (a) Type1 (9429 号) および (b) Type2 (9719 号) の移動経路と美保関での水位と気圧、中海での風向風速の経時変化を示す。水位は 25 時間で移動平均している。なお、水位軸と気圧軸の割合は、 1cm/hPa に対応させている。Type1 のとき、気圧低下と水位上昇のピーク時に約 12 時間のタイムラグがあることが分かる。これは日本海入り口において外力が与えられ、山陰沿岸の陸棚地形によって陸棚波が発生し、それが山陰沿岸を伝播するためと考えられる¹⁾。その伝播速度は 12km/h 程度で、これが台風 (約 $20\sim 60\text{km/h}$) よりも遅いため気圧低下ピークよりも水位上昇ピークが遅れるのである。一方、Type2 (9719 号) では、水位が台風の接近につれて大きく低下し、通過後に上昇する。風向風速を見ると、強い東風が数日間吹き続けている。このように台風接近時に美保関で水位が低下するのは、日本海に強い東風が吹き続けたときである。ここで、台風接近時の美保関水位の低下と東風との関係を見るために、図 6.6.12 は、各台風の最大風速と東風継続時間の積と、水位低下量の関係をプロットしている。この図から、台風接近時に美保関で水位が低下するのは、台風の移動経路に特徴付けられる東風の強さと継続時間が効いていることが分かる。なお 9112 号が外れているのは、移動経路が異なっていた (Type3) ためと考えられる。

(a)Type1(9429号)

(b)Type2(9719号)

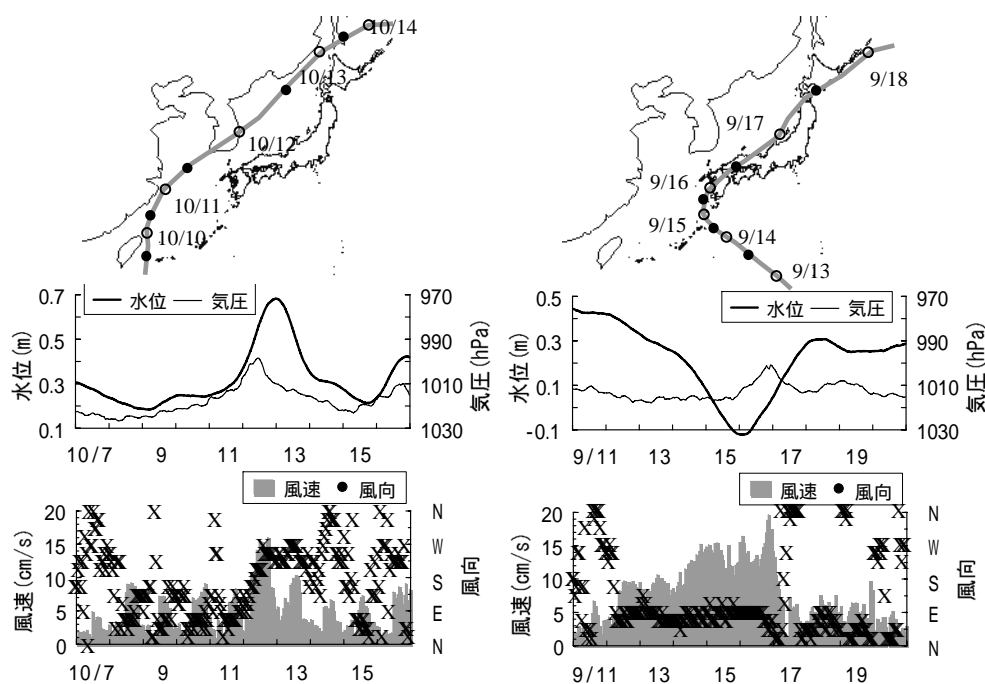


図 6.6.11 台風通過時の移動経路と美保関水位、気圧、風向風速の経時変化

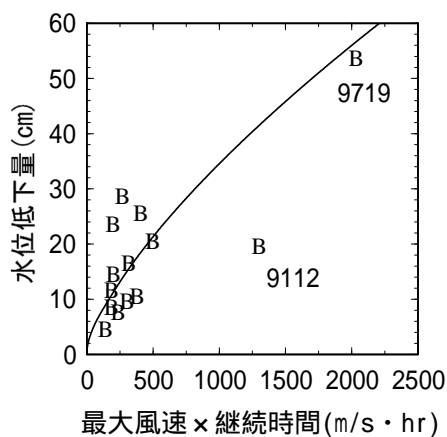


図 6.6.12 台風通過時の東風と水位低下の関係

5) 各要因の相互関係

連結水域間の水位差は、水域間を連結する水路の通水能力に対して、一方の水域の水位変化速度が大きいため生じる。日本海（美保湾）と宍道湖に連結する中海では、天文潮や気圧配置の変化による美保湾水位の変化や降雨に伴う洪水流入による宍道湖水位の上昇などによって、水域間の水位差が生まれる。特に、美保湾の水位変動が気圧配置・風等の大気運動の影響を受けていることは、結果的に、中海の水環境も、間接的にこれら数千 km スケールの大

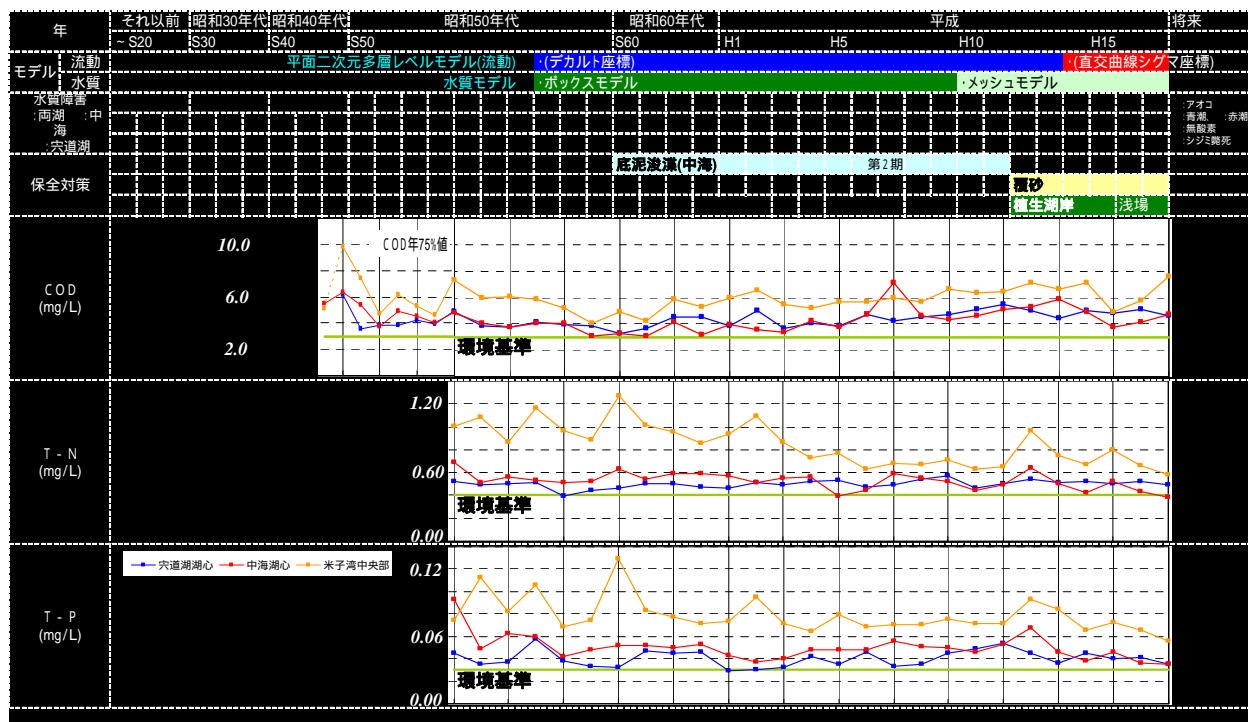
気運動および海洋運動の影響を受けていることを示している。

中海、宍道湖の水位変動に及ぼす天文潮、気象の影響は、次の通りである⁸⁾。美保湾水位に対する中海水位の位相差は約2時間であるため、海水位変化はほとんど減衰することなく中海に伝わる、宍道湖水位では位相の遅れが約8時間あるため、外海天文潮には追従できず気圧変化に伴う水位変化の影響だけが現れる、それらの結果、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(例えば、気圧上昇期は相対的に宍道湖の方が高くなる)。降雨によっても宍道湖水位が相対的に高くなる。

(4)水理・水質管理の状況

中海・宍道湖における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯を表6.6.2に示す。

表 6.6.2 中海・宍道湖における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯



6.6.2 水理・水質特性の調査技術

(1) 観測技術

1) 調査の目的

外海と接し、気象・海象の影響によって水理・水質場が決定されるような汽水湖では、天文潮による流れは比較的小さいため、むしろ数日～週スケールを持った気象変化と水理、水質変化との関係を知ることが出来るような調査が必要である。つまり、調査期間を数週間以上とし、半日・日周潮より長いスケールで起こる気圧変化に伴う水位変動により生じる流れと水質の変化に着目する必要がある。また、中海・宍道湖のような汽水湖においては、密度躍層の存在が流れ場、水質場を特徴付けているが、気象変化に伴う外海水や河川水の流入、強い吹送流によれば、躍層の状態も混合や海水または淡水の供給により急変し、湖内の水質は平面的な変化だけでなく、鉛直方向にも急激な変化が見られる。さらに、このように緩やかになった密度躍層の状態がしばらく維持されることにより、水理、水質の鉛直構造に影響を残すと予想される。したがって、気象変化に伴う水理、水質の水平分布の変化だけでなく、鉛直方向の変化についても注目する必要がある。

水理、水質の時間的、空間的の変動を捉えるには、四次元的な観測を行わなければならない。しかし、このような観測を行うことは観測技術や人為的・経済的な制約も大きい。そこで、今日の流動調査の主要機器となってきた ADCP (Acoustic Doppler Current Profilers) などを使用するとともに、密度界面の可視化に魚群探知機を利用するなどの調査方法の工夫が必要である。ここでは、水塊の移動を追跡することのできるトラックポイントシステムなども用いた。

2) 調査項目と調査方法

現地調査は、調査期間の長さから、半月から 1 ヶ月程度の連続調査とその連続調査期間中の 2 潮汐間 (25 時間) において行う集中調査、そして年間を通じて計測されている気圧、気温、風向・風速、降水量、日射量などの気象項目と水位および水質のモニタリングに大別できる。

連続調査は、湖内の数点～10 地点程度に流向流速、水位または水質の計測機器を係留し、半月から 1 ヶ月程度にわたり湖内全域の水理・水質変化を追跡する調査である。集中調査は、その連続調査期間中の 2 潮汐間 (25 時間) において、調査船などを活用し、重点的に検討した領域で水理、水質の鉛直構造の時空間変化や水域の水交換、物質輸送性を検討するための調査である。

図 6.6.13 に主な調査点を示す。広大な湖沼の水理・水質変化機構を解明するために、年度別に着眼点を絞り継続的な観測によるデータの蓄積を行っている。表 6.6.3 に各年度の調査期間や主な着眼点を示す。

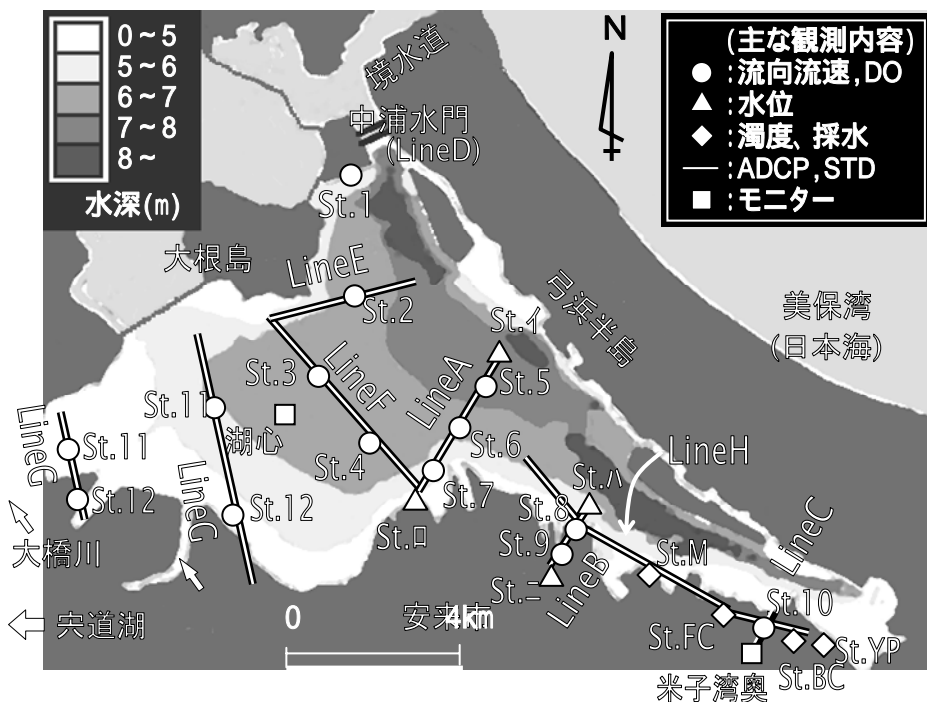


図 6.6.13(a) 調査点 (平成 8~11 年度)

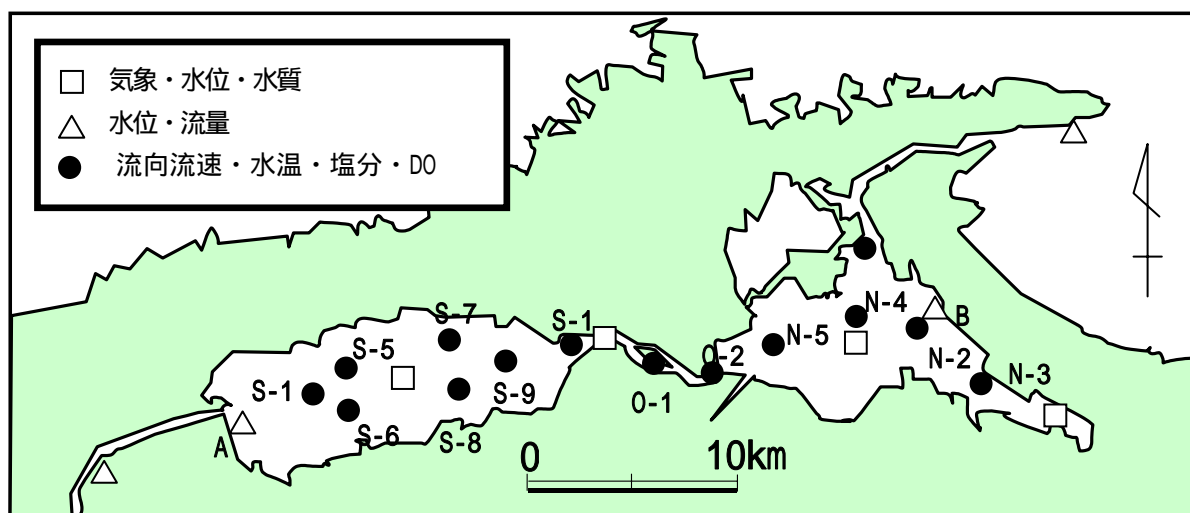


図 6.6.13(b) 調査点 (平成 12~13 年度)

表 6.6.3 平成 8～13 年度の各調査期間と主な着目点

年度	連続調査 (日数)	集中調査	調査点	主な着目点
H8	11/18～12/18 (30 日間)	11/29 9:00 ～11/30 10:00	中海：10 点	(気象変化に対する) 流動の変化
H9	9/21～10/6 (15 日間)	10/3 10:00 ～10/4 11:00	中海：10 点	+ 水質の水平分布の変化 (米子湾中心)
H10	9/11～10/11 (30 日間)	9/28 10:00 ～9/29 11:00	中海：10 点	+ 水質の鉛直分布の変化
H11	9/11～10/11 (30 日間)	9/28 10:00 ～9/29 11:00	中海：10 点	+ 水質の水平分布の変化 (米子湾+中海中心部)
H12	9/11～10/11 (30 日間)	9/28 10:00 ～9/29 11:00	中海：5 点 大橋川：2 点 宍道湖：4 点	中海～大橋川を中心に
H13	9/11～10/11 (30 日間)	9/28 10:00 ～9/29 11:00	中海：2 点 大橋川：2 点 宍道湖：6 点	中海～大橋川～宍道湖を中心に (大橋川内の塩水遡上)

3) 各調査手法の概要

a) ADCP を用いた断面流況調査

本調査で用いた ADCP (Acoustic Doppler Current Profilers) は米国 RD-Instruments 社製の船舶搭載型ブロードバンド ADCP である。計測の原理は 4 個のトランスデュサ (音波の送受信を行う) から水中に周波数 1200kHz の超音波が発信され、その音波が流れとともに動く水中の微細粒子により散乱され、受信波のドップラーシフトから流速を算出するものである。この ADCP を調査船によって約 4 ノット (約 7.4km/hr) で曳航した。データの取得は 6 秒間隔で行い、データ間の水平間隔は約 12m である。また、調査船には GPS も搭載し、あらかじめ決めておいた各 Line の起点と終点をもとに誘導した。測定層は 25cm 毎としたが、計器を水中に浸けるため第 1 層は水面下約 1.5m であり、また、ADCP の特性上、湖底付近は測定できず、測定範囲は全水深の 80% 程度までである。

b) トラックポイントシステムおよび浮子を用いた物質輸送の観測

トラックポイントシステム⁵⁾および浮子による流動調査は、ラグランジュ的な手法によるものである。つまり、水域内の物質移動を捕らえることができ、ひとつの水塊の移動経路を知ることができる。このことから、中海のように、天文潮も作用し往復流が生じるうえ、地形も複雑で流況が一様でないような水域での水交換の様子を捉えるには、オイラー的な観測よりも有用である。

トラックポイントシステム⁵⁾ (図 6.6.14) は、密度調整することにより任意の水深に浮

遊させることが可能な浮きの位置を経時的に追跡する装置で、水中に浮遊させる音響発信器(トランスポンダ)、それからの信号を受信する音響受信器(ハイドロフォン)および信号(トランスポンダの軌跡)を表示するコマンドディスプレイモジュールから構成されている。

測定の原理は、観測ステーションに設置したハイドロフォンが一定周期で発する 19 kHz のインタロゲーションパルスを水中に浮遊させたトランスポンダが受けると同時に 23 ~ 29kHz のうちで任意に設定

した周波数の超音波を送り返し、それをハイドロフォンが受信するもので、超音波の到達時間と入射角からトランスポンダの位置を求める。トランスポンダの周波数は個々で適当に設定でき、複数のトランスポンダを同時に放流・追跡することが可能である。

なお、本装置は半径約 1km の範囲で十分な精度で観測が可能であることが確認されている。

トランスポンダの大きさは、径 10cm、高さ 30cm 程度で小さく、取り扱いやすい。ハイドロフォンは、径 20cm、長さ 1m 程度で、これは湖岸等に固定する。トランスポンダの密度調整は適量の発泡スチロールを取り付けるなどにより行い、任意の水深に浮遊させることができる。設置水深は、上層内では水面下 1m とし、下層内では密度界面から約 1 ~ 2m 程度下部に浮遊させて、密度界面が振動するのに合わせて昇降するようにした。これは、水位変動が 20 ~ 30cm であるのに対し、界面振動の振幅は 1 ~ 4m 程度あり、下層での設置位置を吊り下げ式によって固定すると、密度界面との位置関係から、時として上層内に入ることが考えられるためである。また、このように密度によって鉛直位置を決めることによって、中海のように成層化している水域では重要な流動現象である界面振動に伴う流れも確実に捕らえることができる。

浮子を用いた観測では、浮子を密度調整し、上層内または下層内に浮遊させ、GPS を搭載した観測船でその移動経路を追跡する方法である。トラックポイントシステムに比べて、安価で、装置の取り扱いが容易であり、測定範囲も広いという利点がある。そこで、特に大橋川内の塩水塊の追跡調査に用いた。

c) 魚群探知機を利用した密度界面の観測

魚群探知機は本来、水中の魚群を映し出すための機器であるが、これを汽水湖に適用すると密度躍層付近に集積した濁質も映し出すことが可能である。このことを利用することに

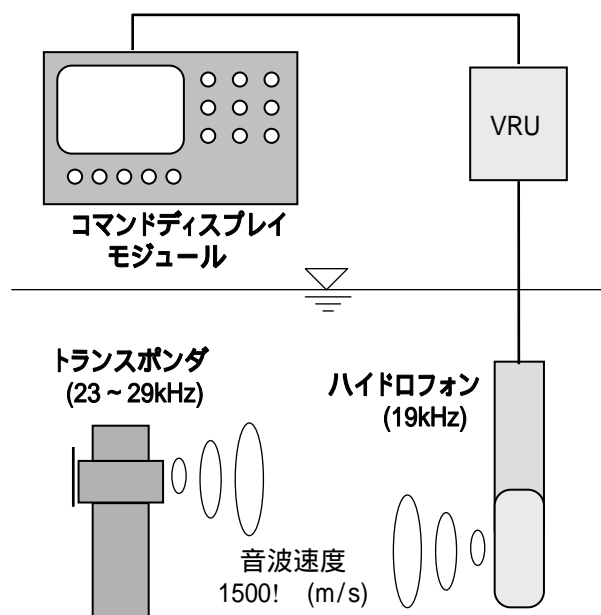


図 6.6.14 トラックポイントシステムの構成

よって密度界面の位置を同定することができる。これを2時間ピッチで計13回行うことにより、密度界面の振動の様子を捉えることとした。また、この魚群探知機はADCPの調査船に取り付けることにより、流況と密度界面位置を同時に観測した。さらに、STDによる塩分、水温の鉛直分布も、これらの調査船を追いかけるようにして計測していくこととした。こうすることにより、流動や界面振動に伴う密度界面の混合など様子を捉えることができる。

(2)解析技術

1)モデルの検討経緯と目的

宍道湖・中海における水質予測モデルの開発は平成3年に着手しており、以降継続して精度向上、計算対象期間の延長を図っている。これまでの水質予測モデルの開発フェーズは大きく3段階に分けることができ、図6.6.15に示すとおりである。

宍道湖・中海の水質予測モデルの目的は、当初は、宍道湖・中海の水理・水質特性の現況解析、国交省による水質浄化事業及び湖沼計画における各種施策の評価を第一としており、モデル開発の第2段階までは主にこれに相当する。モデル開発の第3段階は平成14年より着手しており、大橋川改修事業の影響評価と国交省による水質浄化事業の評価を主な目的としている。

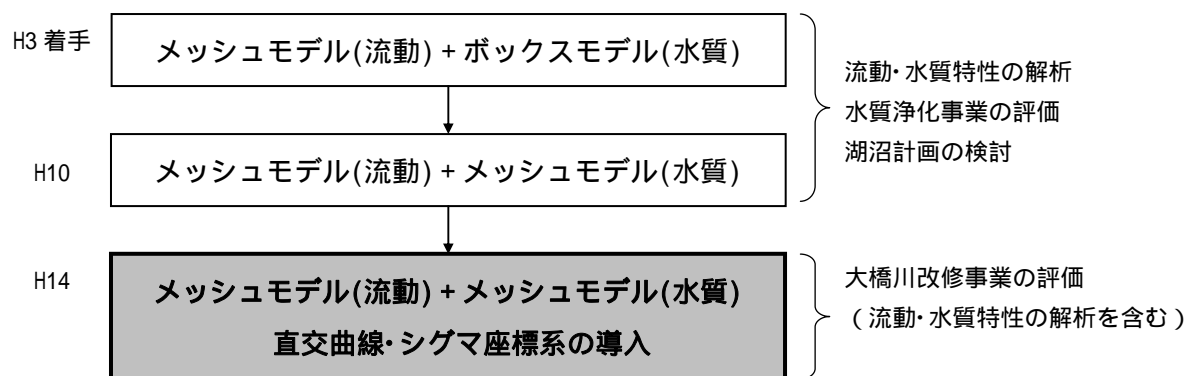
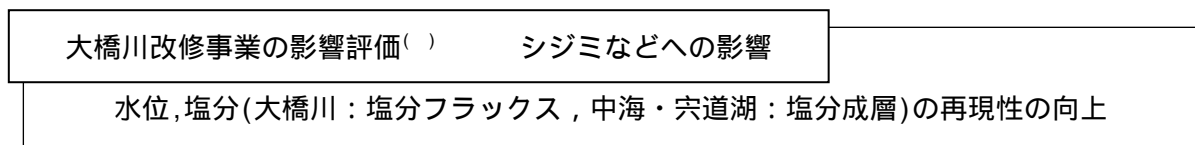


図 6.6.15 水質予測モデルの開発フェーズ

モデル開発の第2フェーズと第3フェーズで大きく異なる点は、直交曲線・シグマ+レベルシグマ座標系の導入である。第3フェーズでは、大橋川改修事業の影響評価のため、塩分フラックス(大橋川)および塩分成層(中海、宍道湖)の再現性の向上に主眼を置いて検討している(図6.6.16)。



()中海・宍道湖の流動及び水質の変化を支配する短期的・特徴的な現象の再現性向上を含む。

図 6.6.16 水質予測モデル開発の目的(第3フェーズ,H14~)

2) モデル開発の視点

水位, 塩分(大橋川: 塩分フラックス, 中海, 宍道湖: 塩分成層)の再現性の向上に対して、中海・宍道湖の水質予測モデルの開発は以下に示す視点で行っている。

大橋川では潮汐等の条件により中海から塩水が遡上し、宍道湖に進入した塩水は後に述べるように、宍道湖の水質に大きな影響を及ぼしている。大橋川改修事業による塩水挙動特性の変化とそれが宍道湖の水質に及ぼす影響を適切に把握するためには、大橋川上下流端の水位条件の変化に伴う密度流の応答を精度良く再現する必要がある。また、同水位条件には潮汐変動、出水時の宍道湖流入河川流量など、日内で大きく変化する水文量が影響することから、それに対する大橋川での流動の応答も短時間スケールでの再現性が求められる。

従来モデルで用いていた座標系(デカルト座標系)では、大橋川との接続部や境水道周辺の地形を矩形メッシュで表現しており、計算上の流路は実際の流線に沿ったものとはならず、時間的な応答については精度が低下しやすい。デカルト座標系において精度を確保するためには、メッシュサイズを細かくすることが考えられ、1/9km まで細分化したモデルによる検討を行ったものの計算負荷が増大するのに対し、水位等の再現精度の向上が不十分であった。

これに対して、直交曲線座標系では河道形状に沿ったメッシュを効率的に配置することができるため、時間的な流動の応答も精度よく再現でき、計算負荷も維持できる可能性がある。

従来のモデルでは、日単位の水位や塩分の再現は良好だったものの洪水時や高潮時に時間単位で変化する水位や塩分の再現が不十分であった。そのため、第3フェーズでは、水域分割方法(座標系)を改良することにより、洪水時や高潮時においても良好な結果が得られることが可能なモデルとする。

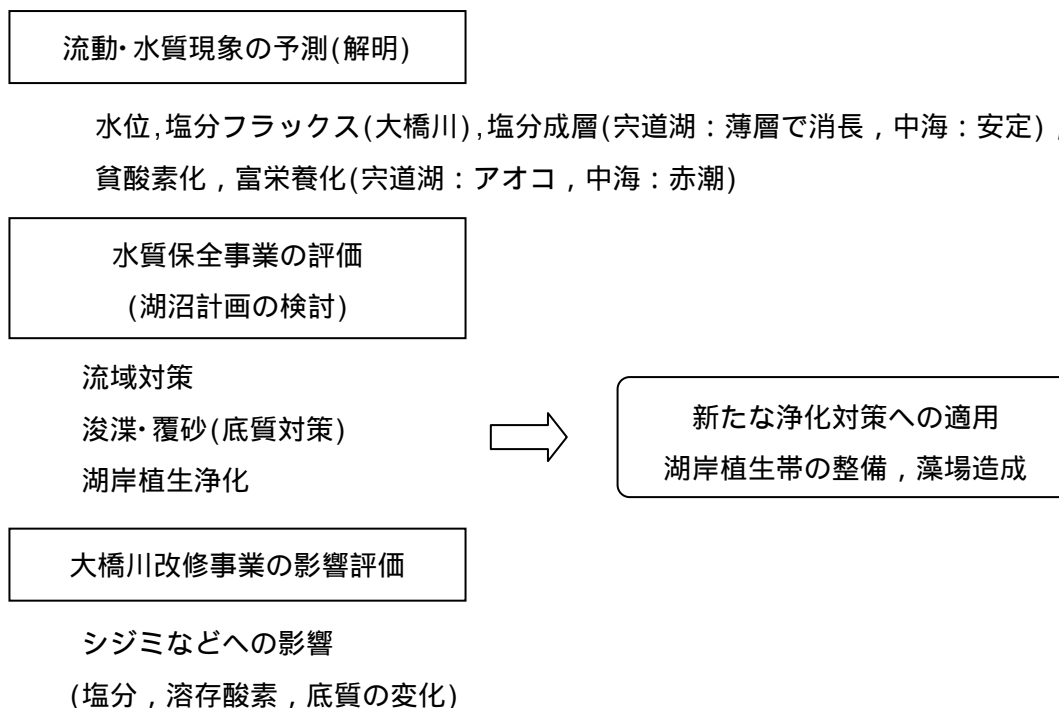


図 6.6.17 モデル開発の視点

3) モデルの諸元

a) モデルの予測項目及び物質収支の考え方

水質予測モデルの予測対象項目は、窒素及びリンの形態をどのレベルまで詳細に表現するかにより計算項目は異なることとなる。最も単純な項目の分割法は有機態と無機態の2つに分けることである。有機態の窒素、リンをさらに生物毎に分割して扱うモデルが生態系モデルと称され、生態系モデルでは生物体に取り込まれた窒素、リンをどこまで細かく分割するかにより植物プランクトンのみを扱う比較的単純なモデルから、魚類、底生生物などを取り扱うかなり複雑なモデルまで存在する。生態系モデルの選択をする場合、状態変数(計算項目)が増えるほど詳細な記述が可能となるが、それに伴い状態変数間の相互作用を記述する反応変数(モデルパラメータ)が増加する。

中海・宍道湖では、多くの湖沼やダム貯水池における検討結果を参考に、植物プランクトンの一次生産までを対象とした水質予測モデルを構築している。

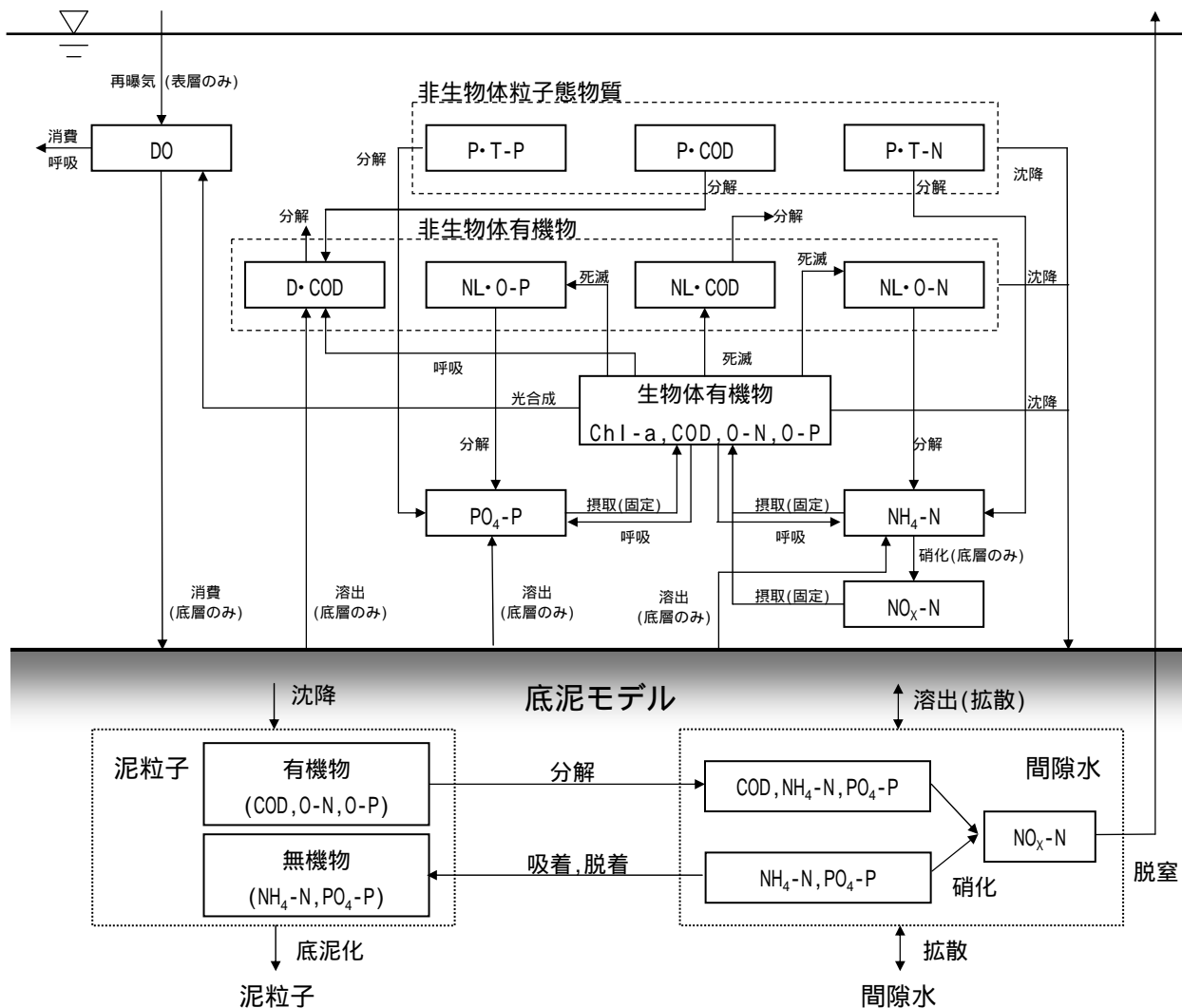


図 6.6.18 水質予測モデルの物質収支概念図

b) モデルの諸元

中海・宍道湖水質予測モデルの諸元は表 6.6.4に示すとおりである。

表 6.6.4 水質予測モデルの諸元

項目	諸元		備考
モデルの種類	平面二次元多層流モデル		
基礎方程式	流動	連続式 運動方程式(静水圧近似) 移流拡散方程式 密度の状態方程式	
	水質	移流拡散方程式 + 内部生産項	
予測項目	流動	水位, 流速, 水温, 塩分	
	水質	chl-a, NL-COD, NL-O-N, NL-O-P NH ₄ -N, NO _x -N, PO ₄ -P, DO, SS	NL: 非生物体
座標系	水平	直交曲線座標	
	鉛直	宍道湖: シグマ座標 大橋川・中海: シグマレベル座標	
水域分割	水平	中海・宍道湖: 最大 1/3km × 1/3km 大橋川: 標準モード 4 列 詳細モード 8 列 境水道: 6 列	(平均川幅) 大橋川: 約 140m 境水道: 約 420m
	鉛直	宍道湖: シグマ座標 8 層 大橋川・中海: シグマレベル座標 8 ~ 16 層	
計算間隔	流動	0.5 ~ 2sec	
	水質	60 ~ 120sec	
拡散係数・粘性係数	水平 SGS モデル 鉛直一定		
計算時間	流動	標準モード約 10 日 for 年 詳細モード約 2 時間 for 日	
	水質	水質: 約 3 日 for 年	

c) 基礎方程式

水質予測モデルの基礎方程式は以下のとおりであり、移流・拡散方程式を除く各方程式は湖内流動モデルの基礎方程式と同様である。また、移流・拡散方程式についても基本的に流動予測モデルと同様であり、水質予測モデルでは、内部生産項を付加した形となる。

【基礎方程式】

- ・ 連続式
- ・ 運動方程式
- ・ 移流・拡散方程式(+ 内部生産項)
- ・ 密度の状態方程式
- ・ 熱収支式

移流・拡散方程式に付加する内部生産項は、表 6.6.5に示すとおりであり、各項の反応式およびパラメータは表 6.6.6に示すとおりである。

表 6.6.5 各計算項目の内部生産項

項目	流入	植物プランクトン			デトリタス	底質		その他		
		増殖	枯死	排泄 (呼吸)	分解	溶出 (消費)	巻上げ	沈降	硝化	再曝気
Chl-a					-	-	-		-	-
NL-COD		-		-					-	-
NL-O-P		-		-		-			-	-
NL-O-N		-		-		-			-	-
PO4-P			-					-	-	-
NH4-N			-					-		-
NOX-N			-	-	-			-		
DO			-					-	-	
SS(大～小粒)		-	-	-	-	-			-	-
SS(細粒)		-		-		-			-	-

：増加， ：減少， ：増減

6.6 中海・宍道湖の水利・水質特性

表 6.6.6 水質予測モデルの内部生産項

項目	増減	式	内容	備考
Chl-a	増加	$G_p \cdot P$	増殖(GPは増殖速度:脚注)	PO ₄ -P, NH ₄ -N, NO _x -N
	減少	$DP_{20} \cdot DP^{T-20} \cdot P$	死滅	NL・COD, NL・O-P, NL・O-N
	減少	$EP_{20} \cdot EP^{T-20} \cdot P$	代謝	D・COD, NL・O-P, NL・O-N
	-	$G_p \cdot FP_{DO} \cdot P$	植物PLの光合成による生産	DO
	増減	$V_{PL} \cdot P / y$	沈降	
P・COD	減少	$KD_{PC20} \cdot KPC^{T-20} \cdot C_{P,COD}$	分解	NL・COD
	増減	$V_{SS} \cdot C_{P,COD} / y$	沈降	
P・T-P	減少	$KD_{PP20} \cdot KPP^{T-20} \cdot C_{P,TP}$	分解	PO ₄ -P
	増減	$V_{SS} \cdot C_{P,T-P} / y$	沈降	
P・T-N	減少	$KD_{PN20} \cdot KPN^{T-20} \cdot C_{P,TN}$	分解	NH ₄ -N
	増減	$V_{SS} \cdot C_{P,T-N} / y$	沈降	
NL・COD	増加	$DP_{20} \cdot DP^{T-20} \cdot FP_C \cdot P$	植物PLの死滅	Chl-a
	減少	$KD_{NC20} \cdot KNC^{T-20} \cdot C_{NC}$	分解	
	増減	$V_{DT} \cdot C_{COD} / y$	沈降	
NL・O-P	増加	$DP_{20} \cdot DP^{T-20} \cdot FP_P \cdot P$	植物PLの死滅	Chl-a
	増加	$EP_{20} \cdot EP^{T-20} \cdot P$	代謝	Chl-a
	減少	$KD_{P20} \cdot KP^{T-20} \cdot C_{OP}$	分解	PO ₄ -P
	増減	$V_{DT} \cdot C_{OP} / y$	沈降	
NL・O-N	増加	$DP_{20} \cdot DP^{T-20} \cdot FP_N \cdot P$	植物PLの死滅	Chl-a
	増加	$EP_{20} \cdot EP^{T-20} \cdot P$	代謝	Chl-a
	減少	$KD_{N20} \cdot KN^{T-20} \cdot C_{ON}$	分解	NH ₄ -N
	増減	$V_{DT} \cdot C_{ON} / y$	沈降	
D・COD	減少	$KD_{DC20} \cdot KDC^{T-20} \cdot C_{D,COD}$	分解	
	増加	$KD_{C20} \cdot KC^{T-20} \cdot C_{COD}$	P・CODの分解	P・COD
	増加	$EP_{20} \cdot EP^{T-20} \cdot P$	代謝	Chl-a
	増加	$R_{COD} \cdot A_B / V_B$	底質からの溶出(底層のみ)	
PO ₄ -P	減少	$G_p \cdot FP_P \cdot P$	植物PLの増殖に伴うPO ₄ -Pの摂取(固定)	Chl-a
	増加	$KD_{P20} \cdot KP^{T-20} \cdot C_{OP}$	NL・O-Pの分解	NL・O-P
	増加	$R_{IP} \cdot A_B / V_B$	底質からの溶出(底層のみ)	
	増加	$KD_{PP20} \cdot KPP^{T-20} \cdot C_{P,TP}$	P・T-Pの分解	P・T-P
NH ₄ -N	減少	$G_p \cdot FP_N \cdot P$	植物PLの増殖に伴うNH ₄ -Nの摂取(固定)	Chl-a
	増加	$KD_{N20} \cdot KN^{T-20} \cdot C_{ON}$	NL・O-Nの分解	NL・O-N
	増加	$R_{IN} \cdot A_B / V_B$	底質からの溶出(底層のみ)	
	減少	$NT_{20} \cdot NT^{T-20} \cdot (3 \cdot C_{DO} / C_{SO}) \cdot C_{NH}$	硝化(C _{SO} :飽和濃度), () 1.0	NO _x -N
	増加	$KD_{PN20} \cdot KPN^{T-20} \cdot C_{P,TN}$	P・T-Nの分解	P・T-N
NO _x -N	減少	$G_p \cdot FP_N \cdot C_{NO} / (C_{NH} + C_{NO}) \cdot P$	植物PLの増殖に伴うNO _x -Nの固定(摂取)	Chl-a
	増加	$NT_{20} \cdot NT^{T-20} \cdot (3 \cdot C_{DO} / C_{SO}) \cdot C_{NH}$	硝化(C _{SO} :飽和濃度), () 1.0	NH ₄ -N
	減少	$A_{20} \cdot NT^{T-20} \cdot C_{NOX} / (K_{NOX} + C_{NOX})$	脱窒による系外排出(底層のみ)	系外(大気中)
DO	増加	$G_p \cdot FP_{DO} \cdot P$	植物PLの光合成による生産	
	減少	$EP_{20} \cdot EP^{T-20} \cdot P$	植物PLの呼吸による消費	
	減少	$R_{DO} \cdot A_B / V_B$	底質による消費(底層のみ)	
	増減	$R_{AR} \cdot (C_{SO} - C_{DO}) \cdot A_S / V_S$	再曝気(C _{SO} :飽和濃度)	
SS	増減	$V_{SS} \cdot C_{SS} / y$	沈降	
	増加	$S_{SS} \cdot A / V$	底質の巻上げ	

$G_p = R_{GP} \cdot f_N \cdot f_I \cdot f_T$

$f_N = C_{IP} / (K_{IP} + C_{IP}) \cdot C_{IN} / (K_{IN} + C_{IN})$, $f_I = I / I_s \cdot \exp(1 - I / I_s)$, $f_T = (T / T_s \cdot \exp(1 - T / T_s))^{NCP}$

P, C: 水質濃度

A, V, y: コントロールボリュームの面積・体積及び層厚(添字 S: 表層, B: 底層)

T, I: 水温及び日射量

その他はモデルパラメータ

6.6.3 特徴的な現象の調査・解析

(1) 中海の流動特性

1) 中海の地形的特徴

中海には、大橋川を通じて宍道湖湖水（海水の 1/10 程度の塩分をもつ）が流入し、中浦水門から日本海（美保湾）の海水が流入している。南東部に存在する米子湾は細長く伸び、特に閉鎖性が高い。平均水深は 5.4m であるが、図 6.6.19 に示すように、中浦水門から米子湾にかけて谷地形が形成され、数箇所のくぼ地部分も有している。この谷地形を除けば、大橋川方向に向かって勾配約 1/3000 で浅くなっている。湖心での水深は約 6.5m である。

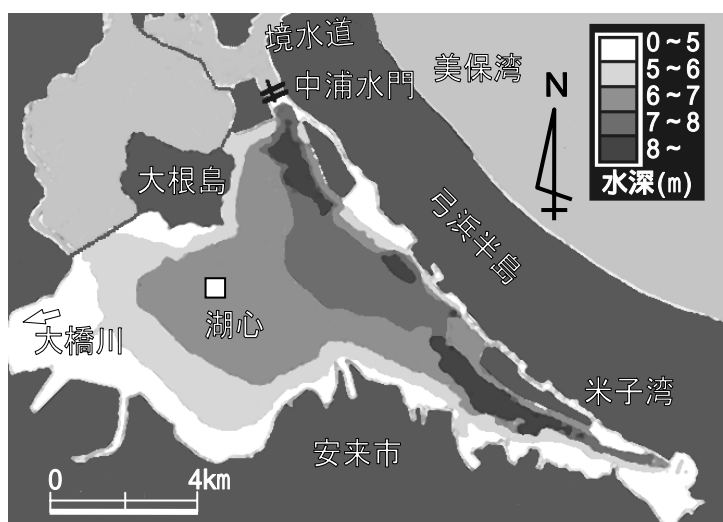


図 6.6.19 中海湖内の水深分布

2) 中海の成層状態の特徴

図 6.6.20 は、H8/11/29 に観測した米子湾中央部における水温、塩分、密度および DO の鉛直分布である。中海では、このような密度躍層が、ほぼ全域で年間を通じて水深 2~6m 付近に存在し、安定した成層構造を有している⁶⁾。その安定度は夏季に高く、冬季に低くなる季節的な変動傾向も認められている。また、密度躍層は上下層間の物質輸送を阻害するため、下層部は DO が供給されにくく、貧酸素化する傾向にある。

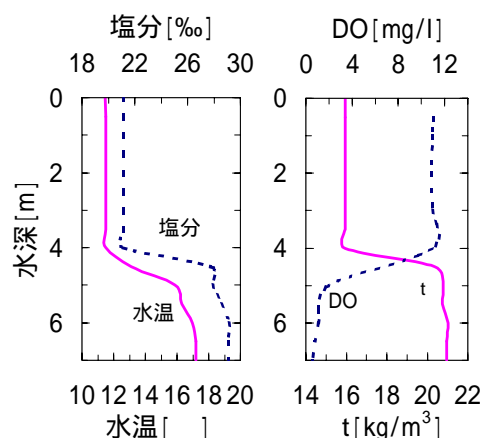


図 6.6.20 水温、塩分、密度、DO の鉛直分布 (H8/11/29 21:00)

3) 半日・日周期外力（半日・日周潮、海陸風）による流動

a) 湖内流動の空間的な分類

表面潮位と流動の関係を示す例として、図 6.6.21に H10/9/13-9/27 における美保湾、中海湖心での表面潮位（水位）、St.1、4、8 でのそれぞれ上層（水面下1m）、下層（湖底上1m）の流速を示す。なお、流速は各調査点で流軸方向のものとなるように、St.1 は南北軸、St.4 では東西軸、St.8 では北西-南東軸のものを示している。表面潮位は、天文潮による半日または日の周期の変動と気象変化に対応した数日～週の周期の変動によって構成されていることがよくわかる。これに対し、各調査点での流速変動については半日～日周期の変動を示しているが、中浦水門付近（St.1）以外の中海中心部（St.4）や米子湾内（St.8）では表面潮位変動に従っていない。また、数日～週の周期性はほとんど無く、上層と下層で流向が反対という特徴を持っている。

図 6.6.22に H10/9/28-29 における St.2、6、8、10 での密度界面と中海湖心、米子湾奥での水位の経時変化を示す。水位は湖心と湾奥の位相差は無く、湖内全域で同時に昇降して

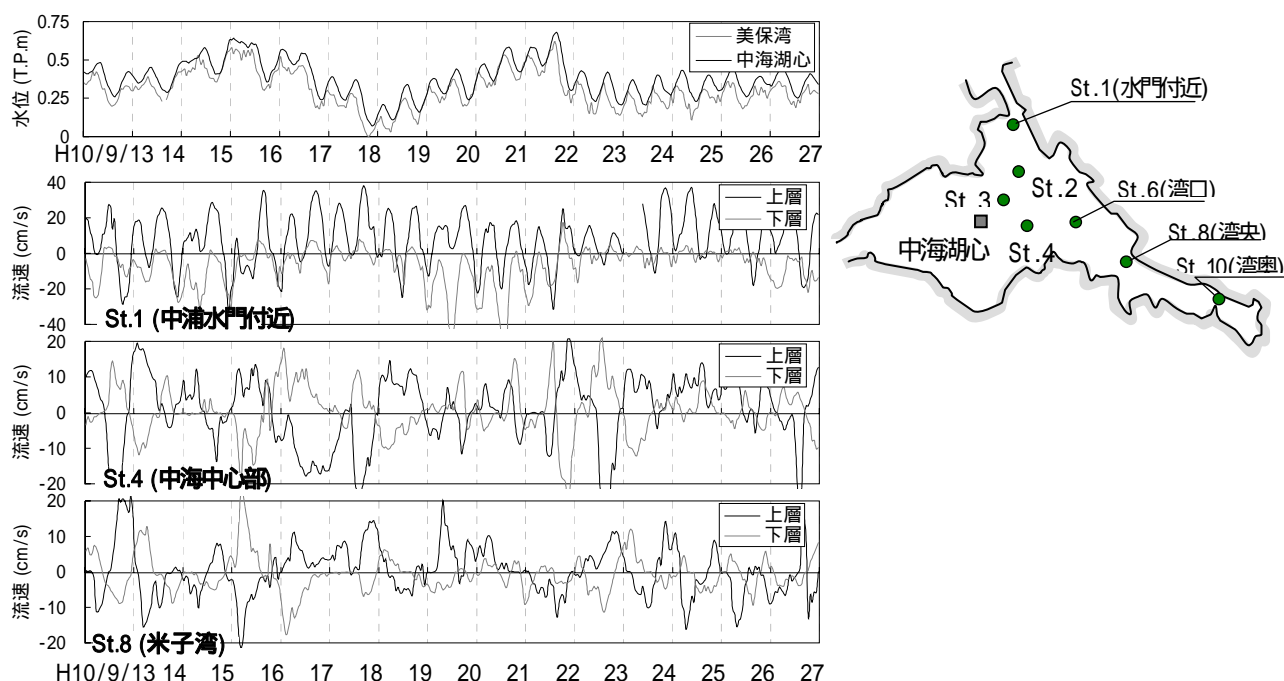


図 6.6.21 美保湾、中海湖心における表面潮位および St.1、4、8 での上下層の流速（H10/9/13-9/27）

いる。密度界面の変位は水位変化との相関が低く、密度界面の振動が流動を特徴付けていると言える。また、中海中心部と米子湾内では明らかに周期と振幅が異なる。米子湾内の方が周期は長く振幅も大きい。湾内では湾口付近を節として振動し、進行性を帯びている。したがって、中海中心部と米子湾内では別々の界面振動とそれに伴う流動性を有していると言える⁷⁾。

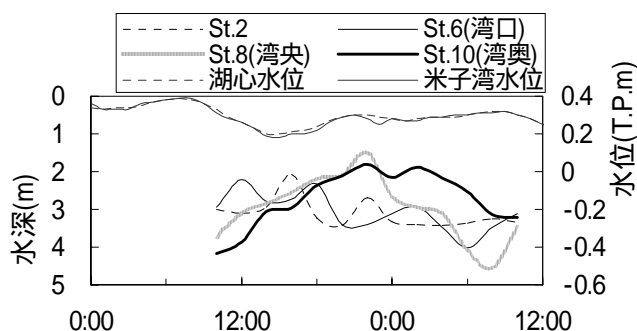


図 6.6.22 密度界面の経時変化（H10/9/28-29）

b) 中海中心部での半日～日周期の流動特性

中海では周辺の地形と海陸風の発生の影響から、東西軸方向の風が発達しやすい。また、中海中心部は東西に長いいため東西軸の流動が卓越しやすい。そこで、中海中心部の流動は東西軸に着目する。

図 6.6.23に H10/9/13-10/12 における中海湖心での表面潮位、東西軸風速および St.1、2 上層での南北軸流速、St.3.2 上層での東西軸流速の経時変化について、それぞれ生の記録

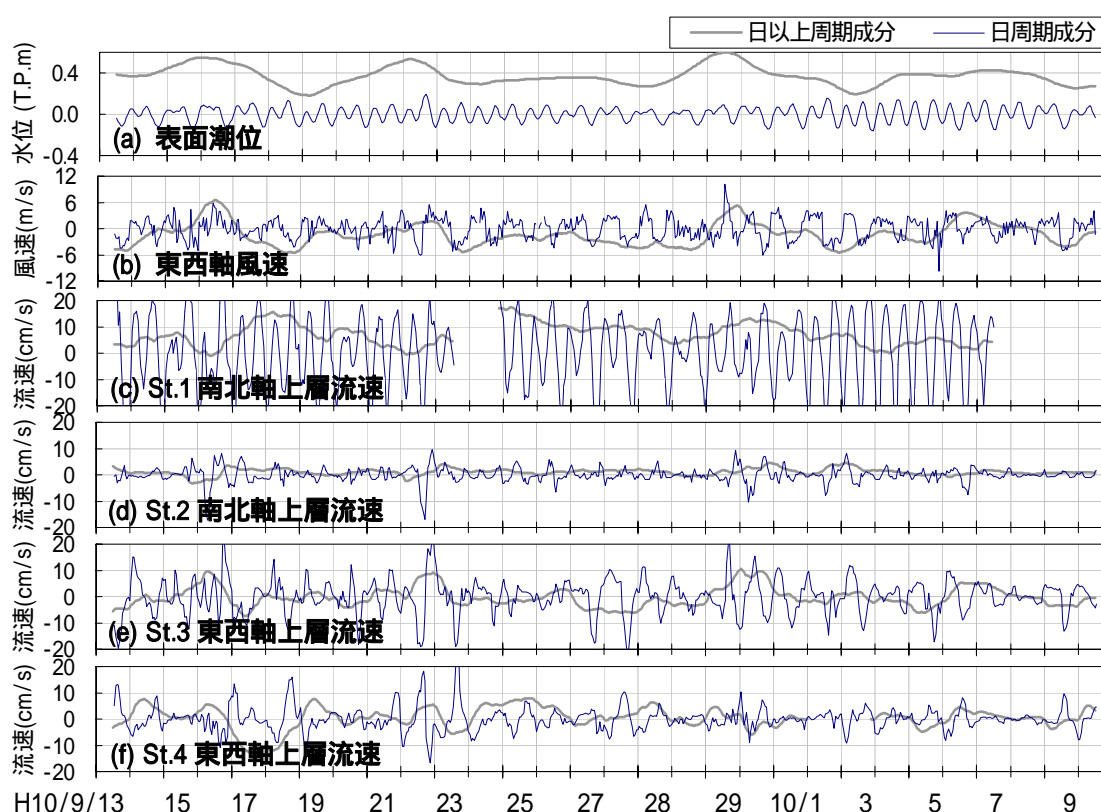


図 6.6.23 表面潮位、東西軸風速（中海湖心）と主流軸流速（St.1～4 上層）の
日以上周期成分と日周期成分（H10/9/13-10/12）

を 25 時間（風速については 24 時間）移動平均したもの（日以上の周期成分）と生の記録から 25 時間移動平均値を差し引いたもの（日周期成分）に分けて示す。日周期成分のうち、概ね表面潮位は天文潮を、風は海陸風を示す。

流れの内容は複雑で、天文潮流、海陸風による吹送および界面振動に伴う流れ（傾圧流れ）などで構成されている。日以上の周期成分はそれぞれ気象変化などに起因した変動成分を概ね示す。特に流れの日以上の周期成分は残差流として知られ、潮汐残差流、吹送流、密度流からなる。日周期成分では表面潮位は天文潮をよく表し、風は午前東への風（陸風、西風）午後西への風（海風、東風）が吹いており海陸風を表している。日周期の流れは St.1 で最も流速が大きく、St.2 で最も小さくなっている。また、明らかに St.1 では潮位

に対応して半日周期を示しているが、St.2~4では周期性は明確でない。

図 6.6.24に、日周期成分における St.1~4 の各上層流速と潮位、風速それぞれとの相互相関を示す。流動に対し外力となる潮位変化、風に対する流動のそれぞれの相関関係は各点で異なる。日周期の潮位変化と風に対しては、中浦水門付近の St.1 では潮位変化の影響が卓越するが、中浦水門から離れるほど風の影響が卓越している。このことから、日周期の流動成分については、天文潮の影響が支配的なのは中浦水門付近のみで、中海中心部では天文潮より海陸風が流れの駆動要因として卓越していると言える。

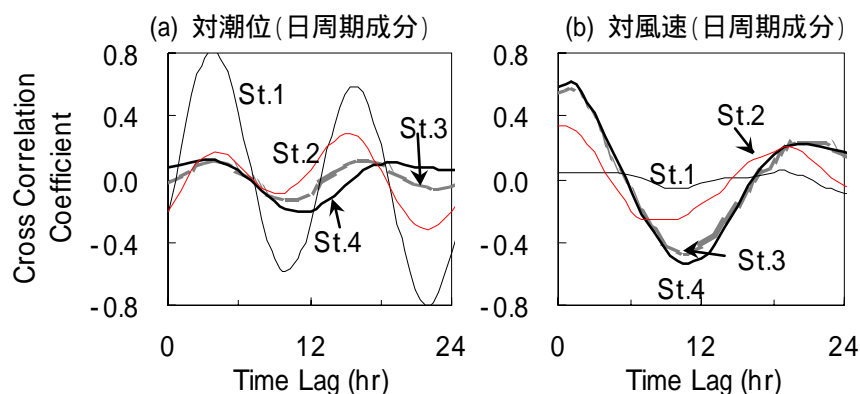


図 6.6.24 日周期成分における主流軸流速 (St.1~4 上層) の表面潮位、風速との相互相関 (H10/9/13-10/12)

4) 米子湾での半日~日周期の流動特性

図 6.6.25に H9/9/22-10/6 における中海湖心で観測された(b)湾軸方向の風速、米子湾奥 (Line C ; St.10、米子湾観測所) での(a)表面潮位、(c)上下層流速および(d)密度界面の時間変化を示す。ここで、密度界面の変位は界面付近に位置する測点 (水深 3m) での塩分の経時変化から判断する。つまり、界面が上昇した時は界面付近の測点は下層側となり塩分が増加し、逆に界面が低下した時は上層側となり塩分は減少することを利用する。このため、実際に界面の昇降を捉えることができたのは調査の前後だけである。また、単純な鉛直断面内での二層モデルについて定常波として求めた内部静振の周期 $T_i=L_i/C_i$ (ここで、 L_i : 湾長、約 8.5km) と有効重力の変化 (e) も示す。

表面潮位と風の関係は、日周期成分については、風と表面潮位の相関は低い。しかし、日潮不等の大きさや潮位周期 (24 時間 50 分) と風周期 (24 時間) の差から、両者の位相差が小さくなるときがある。9/22~25 がその例である。次に、それら外力と流速の関係をみると、湾軸流の変化が表面潮位よりも風の変化に従っている。流速に対するそれぞれの相互相関係数は、潮位が 0.36、風速が 0.55 である。一方、流速と界面振動の関係は、90 度の位相差をもって対応 (流速が 0 となる時に界面位置が最高位 (印) または最低位 (印) を指す) していることから、ここでの流動は界面振動に従っていると言える。

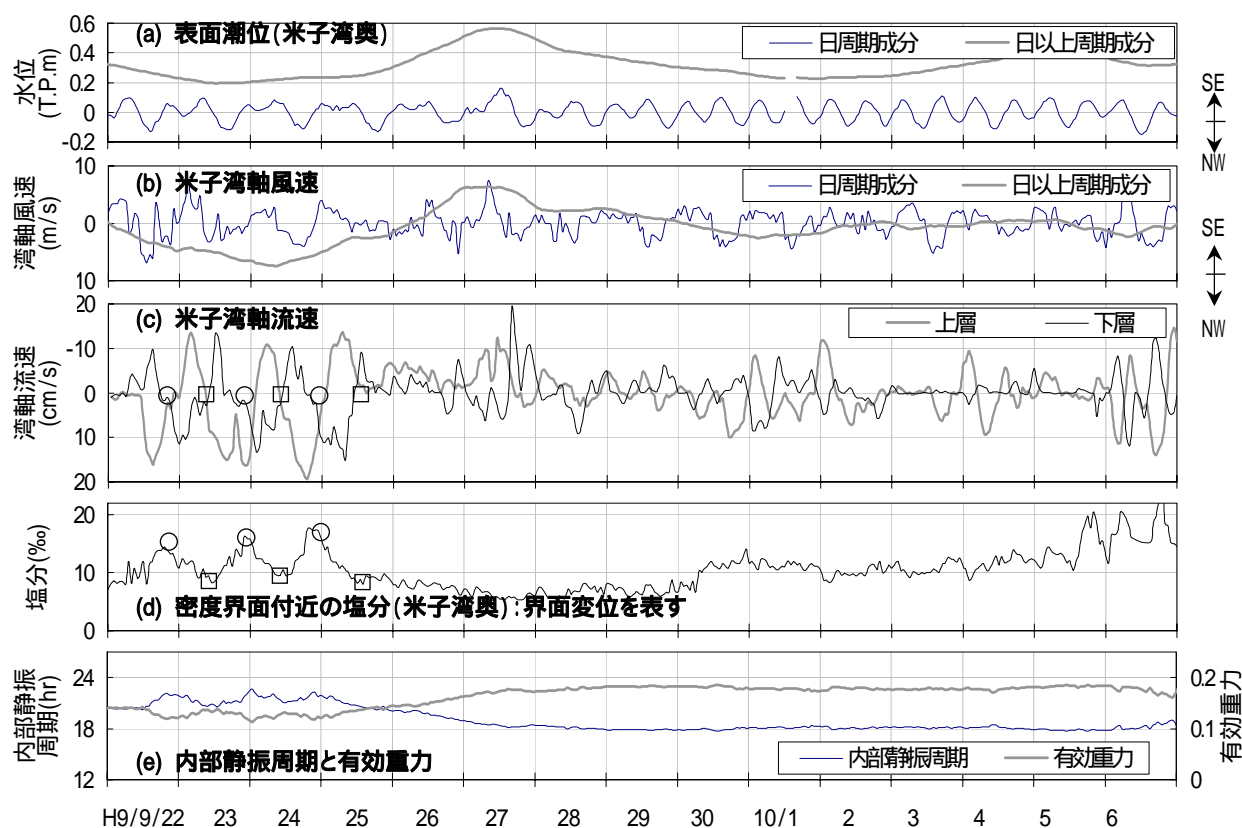


図 6.6.25 米子湾奥 (St.10、観測所) での表面潮位、湾軸方向風速、湾軸方向流速、界面振動および内部静振周期と有効重力の時間変化 (H/9/22-10/6)

日周期以上の成分については相関が高い。例えば風の湾奥 (南東方向) への吹き寄せによって湾奥水位が上昇していることがわかる。また両者の相関の高さは、共に気象変化に起因し、水位が上がる低気圧接近時に西風 (東への風) が吹きやすく、水位が下がる高気圧に覆われる時に東風が吹きやすいことによって助長されていると考えられる。

界面振動の大きさは、外力の大きさと共に湾の固有振動 (内部静振) の周期との関係や界面変位に対する復元力に影響される。9/26 以前は固有振動周期が 22 時間程度で外力の周期 (24~25 時間) と近いこと共振現象が起こりやすい上、有効重力も比較的小さいため振幅が大きくなりやすいと考えられる。その結果、流速 (界面変位) が大きく周期性が高い。これに対して 9/26 以降は流速 (界面変位) が小さく周期性も弱い。これは、9/25~26 頃に低気圧の接近があり、降雨や海水流入などによって密度の鉛直構造が変化したことによって固有振動周期が小さくなり、有効重力も大きくなったためと考えられる。

図 6.6.22にも示したように、米子湾内の界面振動は進行波になりやすい。そこで、界面の進行性について検討する。例として、図 6.6.26に H10/9/28-29 における中海湖心、米子湾奥での米子湾軸 (北西-南東軸) 風速と、米子湾内 (St.6、8、10) の湾軸上下層流速を示す。密度界面の変化と流動 (図 6.6.26(b) 矢印) の関係はよく対応しており、それぞれ各点で界面が最高位を示した時に流向が変化している。これらは湾口から湾奥へ 12~20km/h 程度で進

行しているが、この時の内部波の波速は 16km/h 程度と求まり、よく対応する。

米子湾内の進行波の発生外力となるのは風や中海中心部での界面振動と考えられるが、風については、中海湖内で風の吹き方が異なる。図 6.6.26(a)に示すように周辺地形の影響から米子湾内では中海中心部より通常、風が弱くなる。このため、中海中心部の方が風の吹き寄せに起因する界面振動が生じやすく、その振動が米子湾内に侵入してくるものと考えられる。図 6.6.27は St.6、8、10 上層の湾軸流速の中海湖心で観測された湾軸風速との相互相関を H10/9/13-10/12 についてとったものであるが、風を外力とした振動が湾口から湾奥に 4~6 時間程度かけて、内部波の波速で進行 (12~18km/h) していることがわかる。

図 6.6.28にトラックポ

イントシステムにより米子湾内で上層内および下層内の水塊の追跡調査結果を示す。図 6.6.28(c)に示すように、この期間中では常に、西南向きの風が吹いていた。また、水位は天文潮の影響で上昇傾向にあるが、密度界面は界面振動により前半で上昇し、後半で下降している。この時、図 6.6.28(a)に示す上層内の水塊の動きを見てみると、水位の変化には関係なく、密度界面の振動に合わせて 9/29 0:00 頃に転向している。また、風向にも大きく影響を受けていることもわかる。したがって、上層での流動または水塊の動きは界面振動と風により規定されているといえる。一方、図 6.6.28(b)に示す下層内での水塊の動きは風向の影響

(a) 中海湖心、米子湾奥での米子湾軸風速

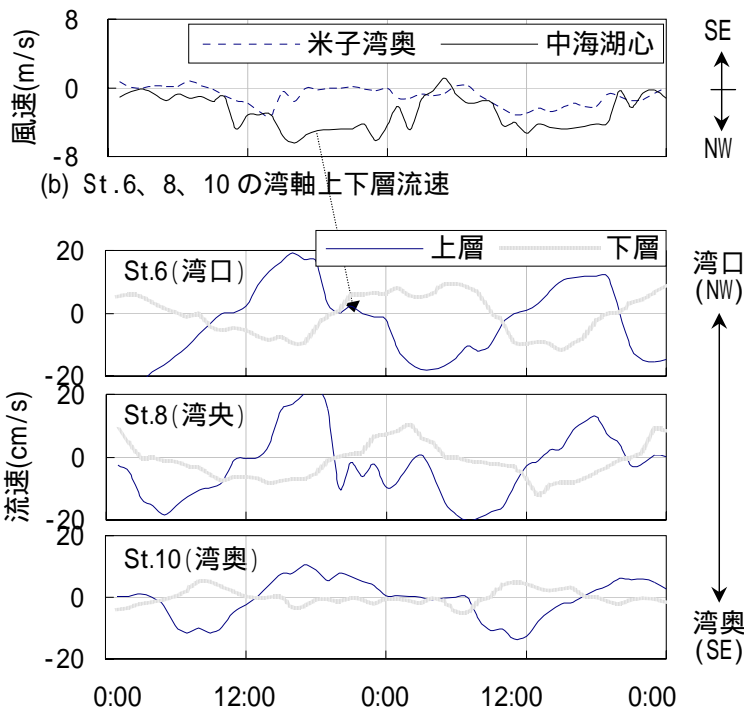


図 6.6.26 中海湖心、米子湾奥での米子湾軸

(北西-南東軸)風速と、米子湾内の湾軸流速(H10/9/28-9/29)

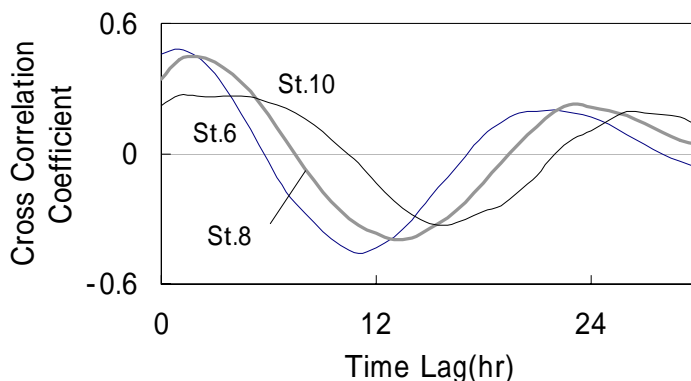
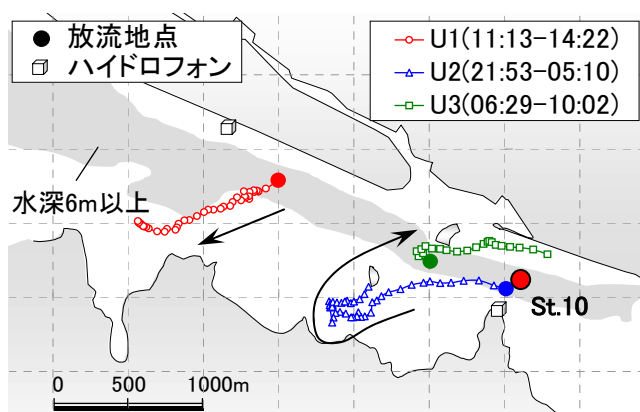
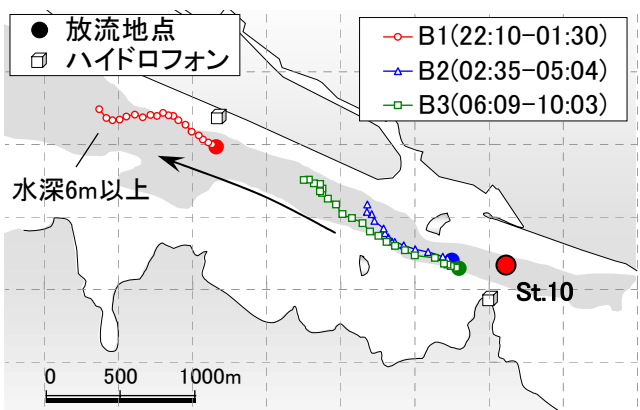


図 6.6.27 St.6、8、10の湾軸上層流速の湾軸風速(中海湖心)との相互相関(H10/9/13-10/12)

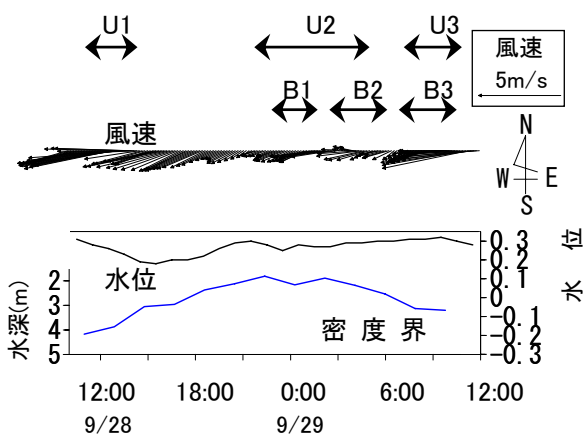
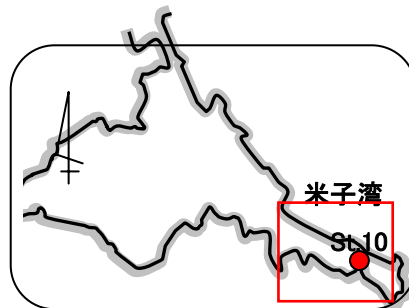
響は見られない。界面の動きに合わせて、湾内に存在する深掘れ部に沿って移動していることがわかる。



a) 上層トランスポンダの移動軌跡



b) 下層トランスポンダの移動軌跡

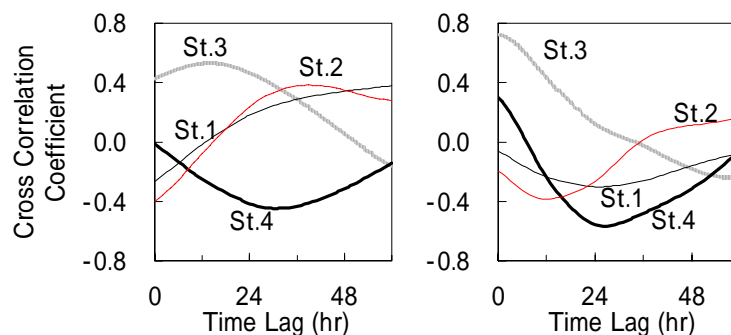


c) St. 10での風速、水位および密度界面の変

図 6.6.28 トラックポイントシステムによる上層内および下層内の水塊の移動追跡
(米子湾内 : H11/9/28-9/29)

a) 日々の気象変化に伴う湖内流動

図 6.6.29に、気象変化に起因した変動成分である日以上の周期成分について、St. 1~4 各上層の主流軸流速と潮位、風速それぞれとの相互相関を示す。湖心付近の St. 3 と St. 4 では外力に対する応答性が異なり、St. 3 では正の相関を持つのに対し、St. 4 では St. 3 に対し 24 時間程度の時間差をもって負の相関を持っている。これは、気象変化に起因した外力によって水平循環流を生じていることを示している。つまり、気圧配置の変化に伴う吹送流と水域間水位差に起因した流出入が相互に作用することで、水平循環流などの複雑な流況を生んでいると考えられる。そこで、両者の流れについて個別に検討する。そして、中海の特徴的な気圧と風向・風速の組合せにおいて生じる湖内流動についてまとめる。



(a) 対潮位（日以上周期成分） (b) 対風速（日以上周期成分）

図 6.6.29 主流軸流速（St.1～4 上層）の表面潮位、風速との相互相関
（日以上の周期成分、H10/9/13-10/12）

b) 気圧配置に決定される風と吹送流

図 6.6.30は連続観測期間を含む H9/9/11-10/6 の(a)気圧、水位、(b)中海湖心と米子湾奥との水位差、(c)風向・風速の経時変化を示す。この期間中は 16m/s 程度の北東風が連吹していた台風通過時、高気圧に覆われ 10m/s 程度の北東風が連吹していた高気圧強風時、低気圧が日本海を通過し、東から西に時計回りに風向を変えながら強風が吹き、水位上昇が生じた低気圧接近時、再び気圧が回復し強風が吹かず海陸風が卓越した気象平穏時の 4 つの特徴的な気象状態が生起している。～ は6.6.1(3)1)で述べたように、年間を通じてよく現れる気象状態である。は夏から秋にかけての特徴的な気象である。

図 6.6.31は、連続観測期間中の各観測点での上層、下層の流速ベクトルの経時変化を示している。各観測点で概ね上層と下層は流向が反対で二層流となっている。強風が吹いた高気圧強風時と低気圧接近時には流速は大きい、海陸風が卓越した気象平穏時には流速は小さい。風向（図 6.6.30(c)）に対する上層流向の応答性は、南岸側の St.4、7 では風向と上流流向が比較的对応しているが、北岸側の St.2、3、5 では応答性は低く、反対となることもある。これは、地形的な影響とともに、海水や淡水の流入の影響によるものと考えられる。

米子湾に注目すると、東風で湖心、西風で湾奥の水位が高くなり、敏感に応答していることから、湾軸方向に吹送密度流が発達することがわかる。ただし、湾口での流況は複雑で、弓浜半島側（St.5）と安来市側（St.7）とで流況が異なり、安来市側（St.7）を通じて湖心方向と結ぶような流れが発達しやすいことがわかる。

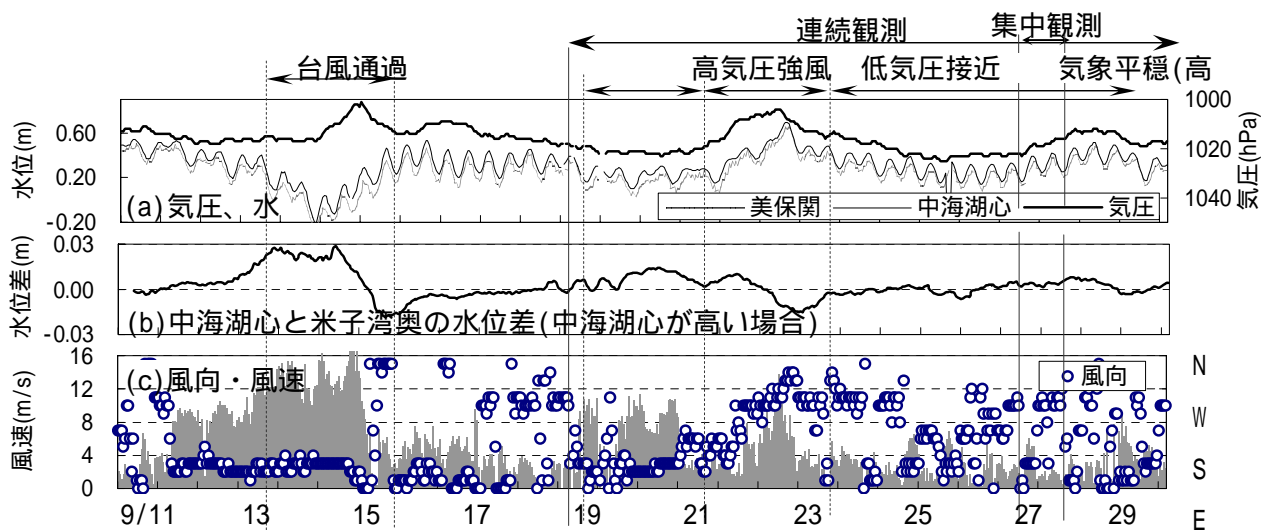


図 6.6.30 気圧、水位、中海湖心と米子湾奥の水位差、風向・風速の経時変化 (H9/9/11-10/6)

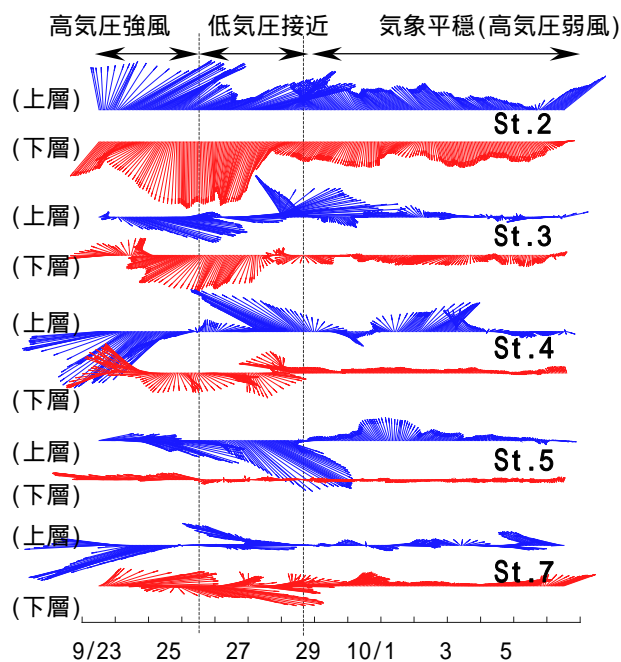


図 6.6.31 St.2~5、7での上下層の流速ベクトルの経時変化 (連続観測; H9/9/22-10/6)

5) 気圧変化によって生じる水域間水位差に起因する流出入

通常、気圧が上昇傾向にある時は宍道湖から流入しやすく、気圧が低下傾向にある時は美保湾から中海下層へ流入しやすい。それらの時の湖内流動について検討する。図 6.6.32は H8/11/10~11/25 における(a)気圧と中海および宍道湖の湖心水位、(b)中海湖心における水面下 0.5m と 1.0m の塩分の経時変化と、11/18~11/25 における(c)St.2、3、4、12 での上、下層流速の経時変化を示す。

11/18-19 や 11/21-22 のように、気圧が上昇傾向にある場合を例に検討する。気圧が上昇し

始めると、中海と宍道湖との水位応答の位相差から相対的に宍道湖水位の方が高くなる(a)、それに対応して宍道湖から大橋川を通じて中海に流入を生じている(c)。その後、半日後に湖心上層の塩分が低下し(b)、さらに破線の矢印で示すように、St.3、St.2で流入の影響が顕れる(c)。これに対し、St.4では流入の影響が顕れない。これらのことから、水域間水位差に起因する流出入は、中浦水門と大橋川を結ぶような流向が卓越し、米子湾への影響は小さいと言える。また、湖心での塩分低下は、水面下 1.0m に比べ 0.5mの方が大きく低下していることから淡水流入は水表面に密度流的に侵入していることがわかる。

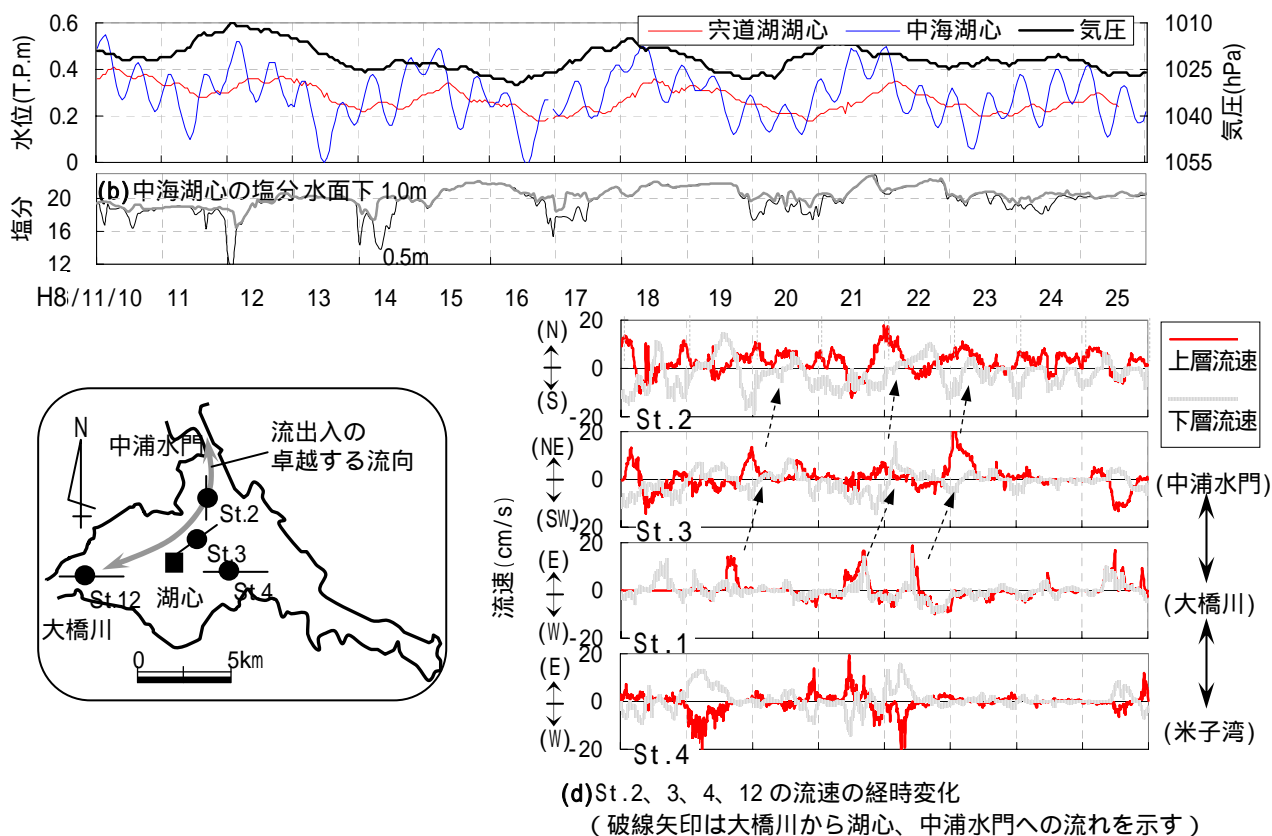


図 6.6.32 気圧、水位、中海湖心の塩分および St.2、3、4、12 の上下層流速の経時変化 (H8/11/10 ~ 11/25)

6) 連結水域間の流出入と吹送流の相互関係

湖内流動のまとめとして、強風が生じやすい気圧と風向風速の組合せである(a)気圧が中～高程度で北北東～東からの強風が吹く時、(b)北東風から強い西風となる低気圧接近時について、湖内流動の様子を図 6.6.33に示す。

(a)の場合、宍道湖の方が相対的に水位が高くなることにより、大橋川を通じて上層に淡水が流入しやすく、上層では大橋川から湖心、中浦水門への流れが生じるようになる。また、北東風による吹送流の流向は反対となり、その結果、水平循環流を生じやすくなる。

低気圧接近時 (b) の場合、気圧低下時に外海から下層に海水が流入しやすくなるが、さらに、東風は米子湾内の下層に湖心付近の水を流入させるように働くことから、湾内下層に DO を多く含む水が最も供給されやすい組合せと考えられる。一方、気圧が回復し始める頃になると、強い西風となり、また半日～1日程度の遅れを持って宍道湖から上層に流入も始まるので、西風が持続されれば、相乗的に湖内の流動性は高まることになる。

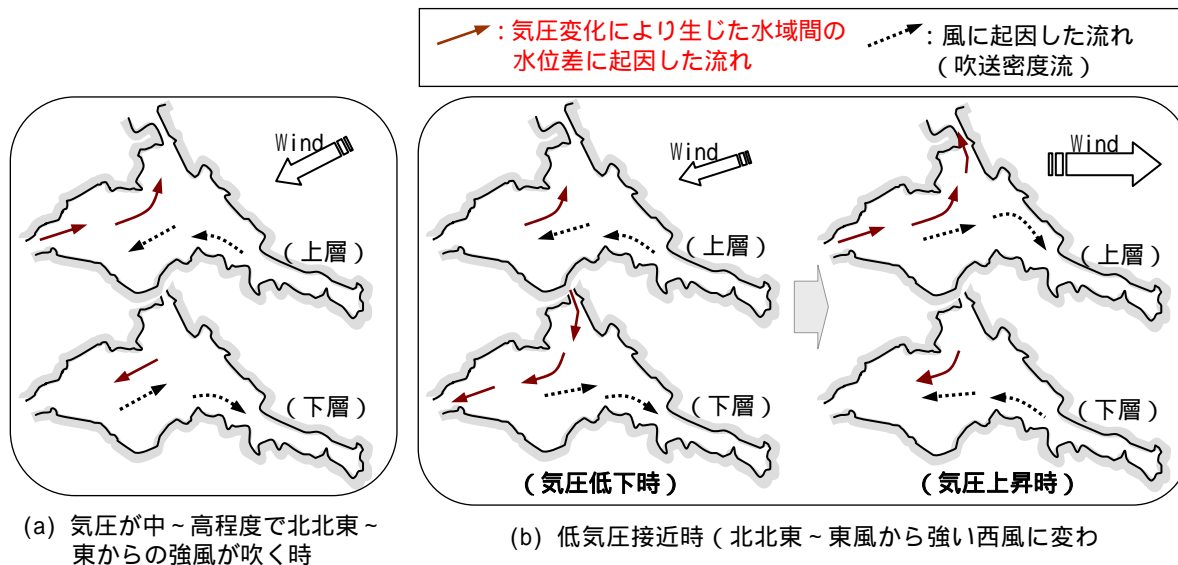


図 6.6.33 中海における特徴的な気象条件下での湖内流動の概略

(2)大橋川の流動

1)大橋川の概要

大橋川は、宍道湖と中海を結ぶ全長7.6kmの川である。図 6.6.34 に大橋川の概略と縦断河床形状を示す。平均川幅は 170m 程度である。川には中州がいくつかあり、局所的に 10m 程度の水深になる場所もあるが、大部分は滑らかな河床形状をしている。中海との接合部では水深が浅くなり、最も浅い断面になると水深が 4m 以下になる。

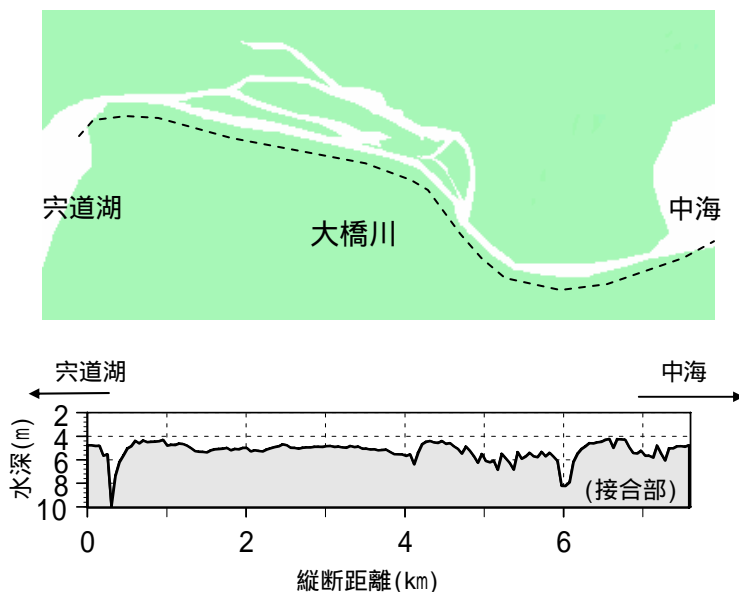


図 6.6.34 大橋川（破線）の縦断形状

2)大橋川の流動特性

石飛ら⁸⁾により、大橋川における流動について検討がなされている。大橋川の流速とその両端の水位差の関係が $1/2$ 乗則に従うことや、水位差がゼロとなってもしばらくの間は流れが維持されることなどが示されている。図 6.6.35 は、宍道湖と中海の水位差 h の $1/2$ 乗と、大橋川流量 Q の関係を示した図である。 Q と h の間には $|Q| \propto \sqrt{|\Delta h|}$ の関係が成り立ち、大橋川の流動は宍道湖・中海両湖の水位差に依存していることが確認できる。

図 6.6.36 には、大橋川での塩分経時変化を示す。中海からは常に天文潮の作用で塩水の流入は起こる（図 6.6.36(a)）。しかし、宍道湖にまで塩分が遡上するのは、低気圧通過時など中海水位が上昇し、宍道湖水位に対し水位差が継続してついたときなどである（図 6.6.36(b)）。

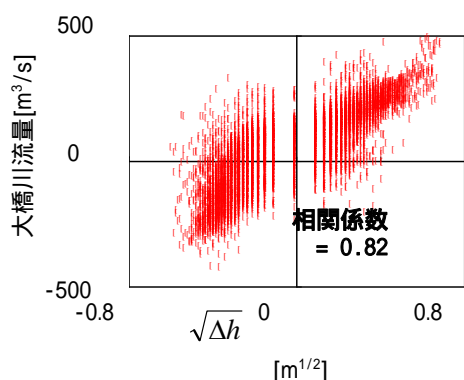


図 6.6.35 水位差と大橋川流量
(平成 10 年)

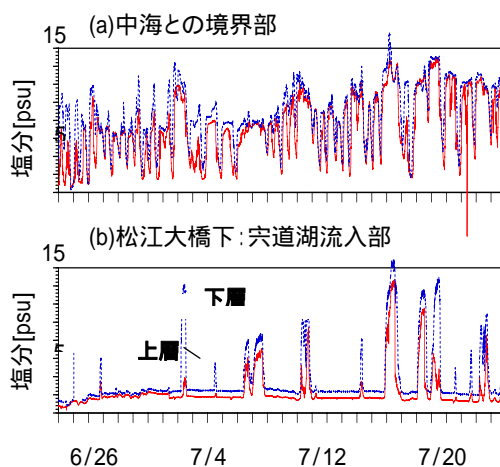


図 6.6.36 大橋川塩分経時変化(平成 12 年)

3)大橋川における高塩分水の遡上

a) 大橋川に高塩分水が遡上する条件

図 6.6.37(a)に中海湖心上下層塩分と大橋川の中海接合部(0-2)の塩分経時変化を示す。()で示した期間において中海下層の塩分に近い値を示す塩水が大橋川に流入している。他の大部分の期間では大橋川内の塩分は中海上層の塩分と同程度の値を示している。この理由は、図 6.6.34に示すように中海と大橋川の接合部において断面の水深が4m以下になり、また中海の密度界面の位置は水面下2~6mで、通常は水面下4~5mに存在しているため、気象平穏時にはこの部分を乗り越えて中海下層の塩水は大橋川に流入することがほとんどできないためである。

以下では、()で示した期間において中海下層の塩水が大橋川に流入する条件について考察する。図 6.6.37(b)に米子湾米子湾軸方向の風速の経時変化を示す。米子湾奥方向に強風が吹く場合と、大橋川で中海下層に近い塩分が観測される期間はほぼ一致している。これは、米子湾奥方向の風によって大橋川河口付近の界面が上昇したためであると考えられる。図 6.6.38

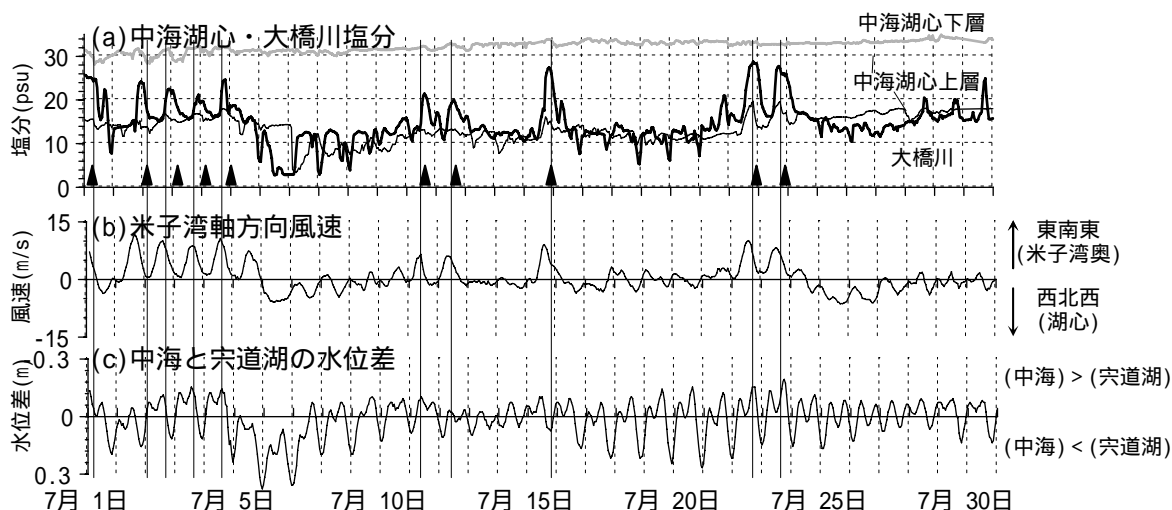


図 6.6.37 外力に伴う大橋川に流入する塩分の特徴(平成 13 年)

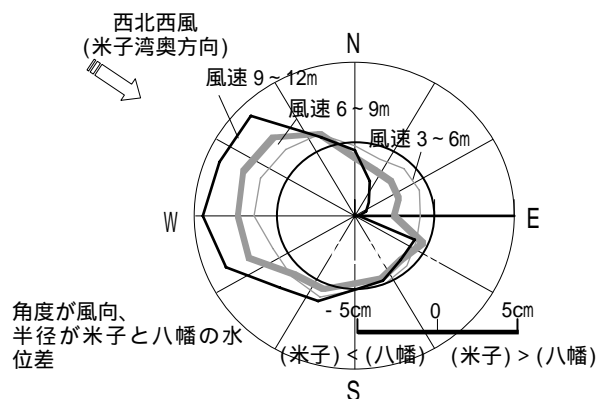


図 6.6.38 八幡と米子湾の水位差と風向

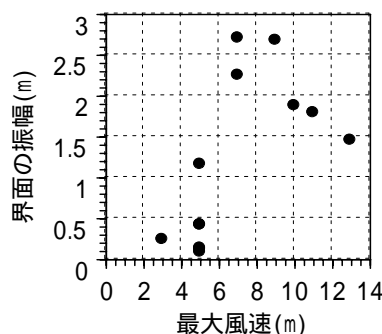


図 6.6.39 西北西風風速と大橋川河口(N-2)の界面の振動の推定値

に大橋川河口(八幡)と米子湾の水位差を風向ごとに示している。角度が風向を示し、半径方向に水位差を示す。風速 9~12m/s の西風~西北西風が吹く場合に 4.5cm 程度米子湾の水位が高くなる。大きな水位差が生じる主軸が西北西~東南東にずれているのは、米子湾がこの方向に細長く存在しているため、吹送距離が長くなるためである。図 6.6.39に塩分の経時変化と 3日ごとに観測されているこの地点の塩分の鉛直分布から求めた大橋川と中海接合部(N-2 地点)の密度界面振幅の推定結果を示す。北西風に伴って大橋川河口付近の界面が 1.5m 以上上昇していることが確認できる。このように大橋川河口部の密度界面が上昇すれば、大橋川に流入する流れによって浅水域を乗り越えて中海下層の塩水が大橋川に流入すると考えられる。また、大橋川内の流れは中海と宍道湖の水位差の影響が卓越している。図 6.6.37(c)に中海と宍道湖の水位差を示す。以上より、米子湾奥方向に強い風が吹き、中海の水位が宍道湖よりも高くなった場合に、大橋川に高塩分水が流入していることが確認できる。

b) 大橋川内の高塩分水の遡上・流下特性

大橋川の流動は上下流両端の水位差でほぼ決まることが示されている(図 6.6.35)。水位差は図 6.6.40に示すように、潮汐や降雨に伴う影響が大きい。気圧変動によっても大きな水位差が生じる場合があるが、年間を通じてそれほど頻度の高い現象ではない。特に塩水が遡上する中海側が高くなる条件では、潮汐の影響が大きいことは明らかである。

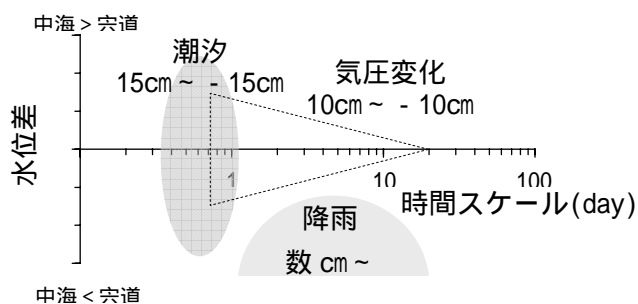


図 6.6.40 外力に伴う中海と宍道湖の水位差

そこで、ここでは潮汐に伴う高塩分水の

大橋川内における形態について述べる。図 6.6.41に上げ潮期と下げ潮期に特徴的な高塩分水フロント部 500m 区間の縦断塩分分布を示す。上げ潮時には緩混合型の形態で弱い楔を形成しながら遡上しているが、下げ潮時には 10psu 以上の塩水は河床に這うように薄くなり、流下している。図 6.6.42に図 6.6.41と同じ期間の中海と大橋川の接合部(0-2)における鉛直塩分分布の経時変化を示す。上げ潮期初期では上下層間の塩分差が大きいですが、上げ潮期の後半から下げ潮になると鉛直塩分分布は一様に近くなり、強混合で流下している様子が分かる。

図 6.6.43に浮子の放流によって得られた高塩分水フロントの軌跡を示す。このときの 25 時間移動平均で見た中海水位はほとんど変動がなかった。このとき潮汐残差流は流下方向であった。また、1 潮汐での遡上距離は最大約 5.7(km)で大橋川の総延長 7.6(km)より短く、高塩分水が 1 潮汐で中海境界部から宍道湖に流入することは難しいことがわかる。

6.6 中海・宍道湖の水利・水質特性

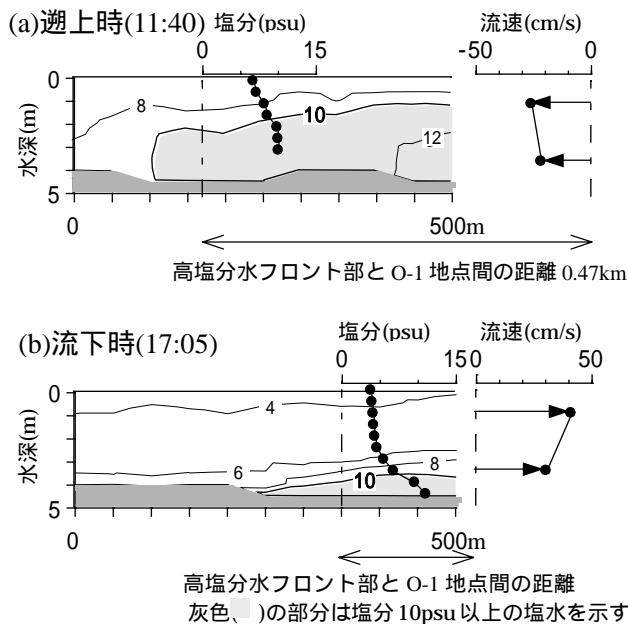


図 6.6.41 遡上時と流下時における高塩分水フロント部の形状(平成 13 年 7 月 27 日 ~ 28 日)

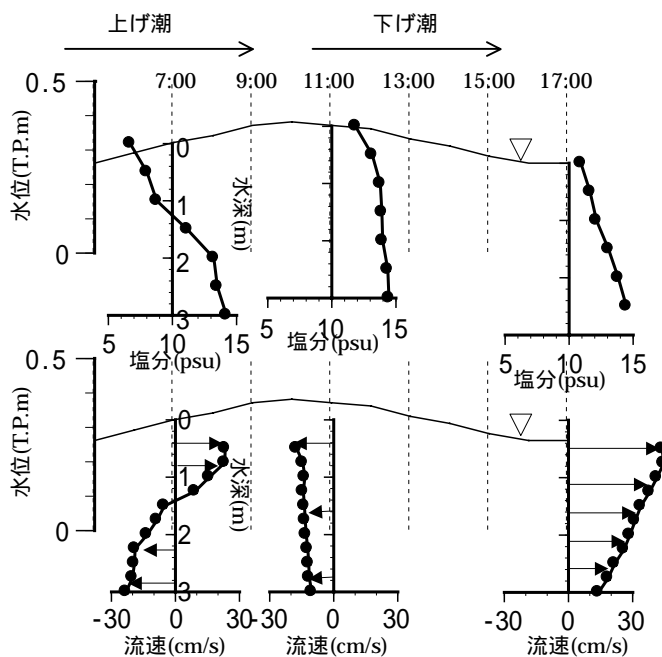


図 6.6.42 中海と大橋川接合部(0-2)の塩分と流速の鉛直分布の経時変化(平成 13 年 7 月 27 日 ~ 28 日)

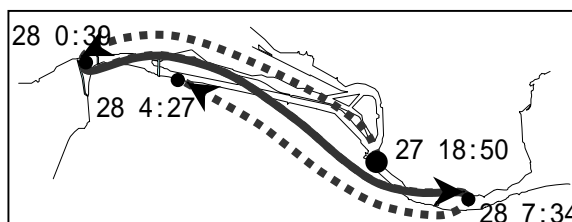


図 6.6.43 大橋川での浮子の軌跡 (平成 13 年 7 月 27 日 ~ 28 日一昼夜集中観測)

(3) 宍道湖の流動

1) 宍道湖の地形的特徴

宍道湖の湖面積は 79.1km² で、東西約 16km、南北約 6km の東西に長い矩形状である。湖盆は単純な盆状で、平均水深は 4.5m と浅い。最大水深は 5.9m、湖心の水深は 5.6m である。

宍道湖は斐伊川水系に属し、西から斐伊川本川が流入し、東側の大橋川へ流出している。宍道湖への流入河川のうち、斐伊川本川が最も主要な河川で、宍道湖に流入する河川の集水域面積では斐伊川が 7 割近くを占めている。

2) 宍道湖の成層状態の特徴

宍道湖にも中海と同様、密度躍層は存在しているが、中海とは海水の流入を受ける程度が異なるなどの理由から、密度成層の状態は比較的不安定であると推測される。

図 6.6.44 に、斐伊川（大津）流量、宍道湖湖心における東西軸風速および塩分の年間変化（平成 10 年）を示す。塩分は水面下 1.0m、湖底上 0.6m（水面下 5.0m）および湖底上 0.3m（水面下 5.3m）の 3 水深での観測値である。なお、宍道湖湖心の水深は 5.6m で、宍道湖の最深部（水深 5.9m）に比較的近い。水面下 1.0m の塩分は、年間を通じて変動幅が小さく、2~5psu あたりで安定している。これに対し、湖底上 0.6m と 0.3m での塩分は変動が激しく、10~20psu 程度の高塩分を示す期間と水面下 1.0m と同濃度を示す期間が繰り返されている。これは、低塩分な上層と高塩分な下層との境界面が、湖底上 1m 程度以内という非常に低い位置に形成され、条件に応じてその境界面が昇降、または成層が消滅していることを示している。

斐伊川流量が急増した時に、湖底上 0.6m と 0.3m の塩分が激減し、水面下 1.0m の塩分と同じになっている。また、流量が増加しなくても湖底付近塩分が急減する場合もみられるが、

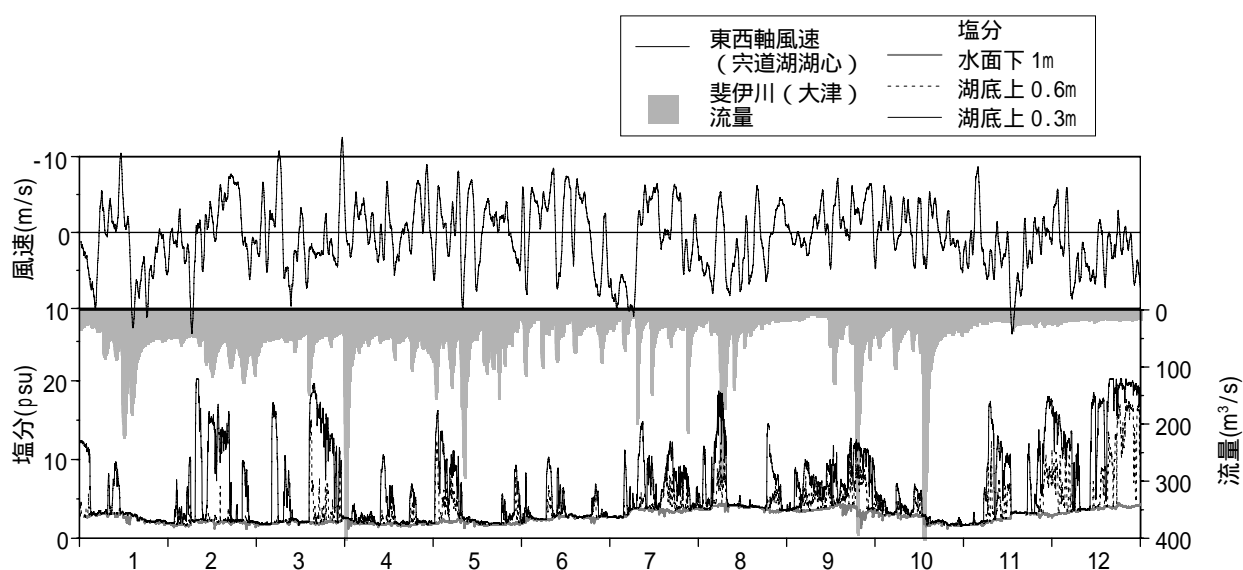


図 6.6.44 東西軸風速、斐伊川流量と塩分の年間変化（平成 10 年）

これは強風のタイミングとおおよそ一致している。これらのことから、界面の低下（あるいは消滅）は、強風による界面の混合作用のほかに、降雨に伴う河川水流入による急激な淡水供給が主要な原因となっていることが明らかである。

また、湖底付近の塩分が増加するときも急激である。これは、測点の水深より下部に位置していた界面が上昇してきたこと、つまり高塩分の下層水が移動してきたことを示唆している。したがって、界面が低下しているときも湖底付近の高塩分層が維持されているか、あるいは、いったん消滅した高塩分層が中海からの塩水流入によって再び形成されていることが推測される。

3) 気象潮に伴う中海 大橋川 宍道湖間の水位変動の伝達

風と河川水流入の影響が小さい気象条件下で図 6.6.45に示す各観測地点で水位変動を測定した。図 6.6.46に期間(a),(b),(c)に観測された気圧変化に伴う水位変動を N1,N3,S1,S4 の4地点について示す。期間(a),(b),(c)の水位変動の頂点から頂点までの一波長分をそれぞれ CaseA,B,C とする。図 6.6.46より水位変動は時間遅れを伴って伝播していることがわかる。

図 6.6.47に、長波が伝播する時間と CaseA,B,C の水位変動が実際に伝播した時間を N1-N3 間、および S1-S4 間について示す。図 6.6.47より、N1-N3 間の伝播時間は長波と概ね一致しており、中海内の水位変動は長波として伝播していると考えられる。一方、S1-S4 間の CaseA,B,C

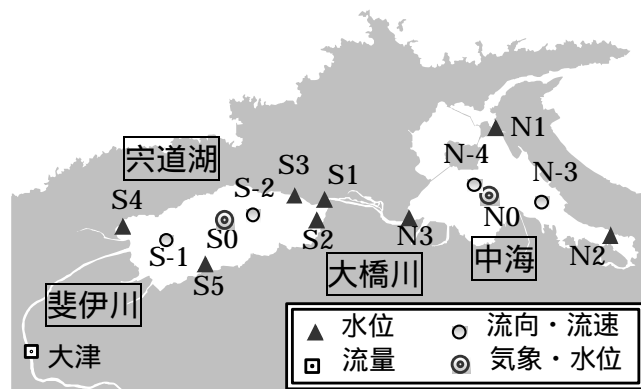


図 6.6.45 観測地点

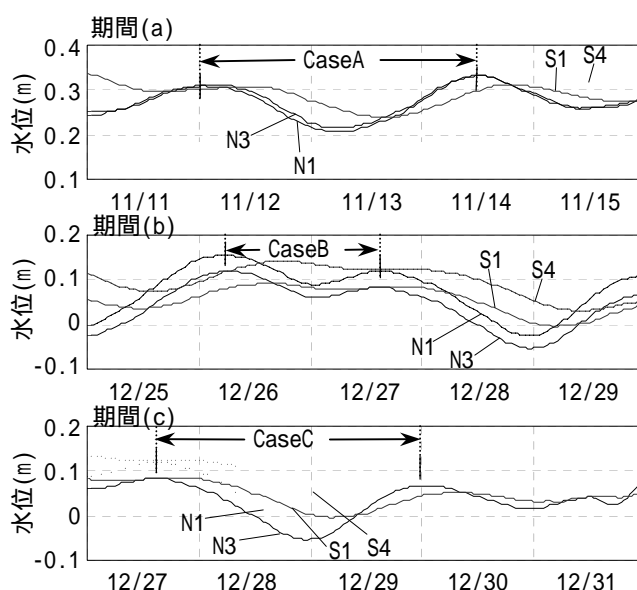


図 6.6.46 気圧変化に伴う水位変動(CaseA,B,C)

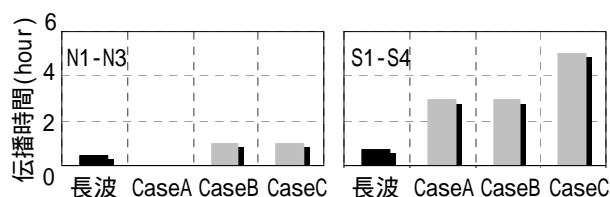


図 6.6.47 長波, CaseA, B, C の N1-N3, S1-S4 間の時間差

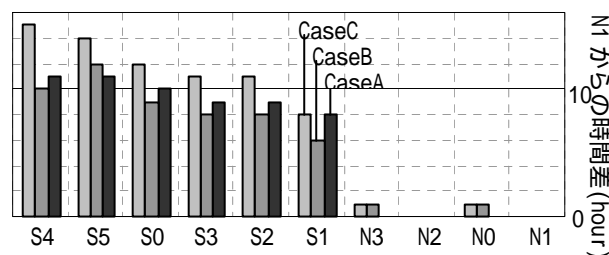


図 6.6.48 各観測地点における水位変動の N1 からの時間遅れ

の伝播時間は長波と比べて非常に長くなっており、宍道湖内における水位変動の伝播は長波の形式で伝播していないことがわかる。

中海・大橋川・宍道湖の各観測地点における水位変動の伝播時間を、N1からの時間遅れとして図 6.6.48 に示す。中海内ではどの Case でも 1 時間以内で伝播するが、宍道湖では伝播する時間が長く、Case により異なる。また、大橋川を挟む N3-S1 間の時間差は 5~8 時間であり、一定ではない。

以下に、N3-S1 間に生じる時間差について検討する。表 6.6.7 に水位変動 Case A, B, C の N3 での波高 H、周期 T、および相互相関法により求めた N3-S1 間の時間差 t を示す。周期 T と時間差 t の関係に着目する。周期の長い Case A, C では、周期の短い Case B よりも時間差が長い。この理由として、図 6.6.49(a) に上図と下図で周期が異なる N3, S1 水位変動の概念図を示す。N3 水位が S1 水位より高いとき(灰色の区間)は中海水が宍道湖に流入するため、S1 水位が上昇する。逆に N3 水位が相対的に低いとき(白抜きの区間)は宍道湖からの流出が生じ、S1 水位は低下する。このため、図 6.6.49(a) に示すように、N3, S1 水位変動には時間差 t が生じ、周期が長い下図の時間差 t が長くなる。次に、N3 での周期が等しい Case A と Case C とでは、波高の大きい Case C の時間差が短い。この理由を図 6.6.49(b) に示す。N3 での波高が大きくなる (H_1, H_2) と N3-S1 水位差が大きくなるため、大橋川流量が増加し、S1 水位変動の波高が大きくなる。そのため N3 と S1 水位変動が早く交差し、N3-S1 水位変動の時間差 t が短くなる。

以上のことから、気圧変動に伴う水位変動は、中海では長波として伝播するが宍道湖では長波より遅い。そして大橋川上下流端での水位変動に生じる時間差は、水位変動の周期と波高に依存することが明らかである。したがって、宍道湖の水位変動・流動は複雑であると言える。

4) 界面振動 (内部波) と水平環流

湖内の流動は、地形の効果や、コリオリの力の影響などによって回転性を持つことが考えられる。湖内の流向は南西 - 北東または南東 - 北西軸に傾いている。

図 6.6.50 に St. S-2, S-3, S-4 での湖底上 0.5m における塩分の経時変化を示す。塩分の急激な増加は界面の上昇を表す。各観測点で塩分上昇のタイミングがずれていることがわかる。特に、St. S-3 と St. S-4 は南北に隣り合っているが、St. S-4 で先に塩分上昇が起こり、その

表 6.6.7 気象潮の周期・波高と N3-S1 間の時間差

Case	波高(H) (cm)	周期(T) (hour)	時間差(t) (hour)
A	10.6	58	8
B	4.1	32	5
C	12.9	58	7

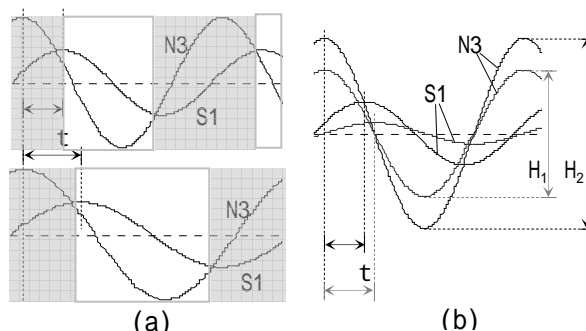


図 6.6.49 N3-S1 間の時間差と周期・波高の関係

約1日後にSt.S-3で塩分上昇している。このことから、宍道湖で発生している内部波は、外力が卓越する東西方向ではなく、特に宍道湖東部では反時計回りに内部波が伝播していると考えられる。

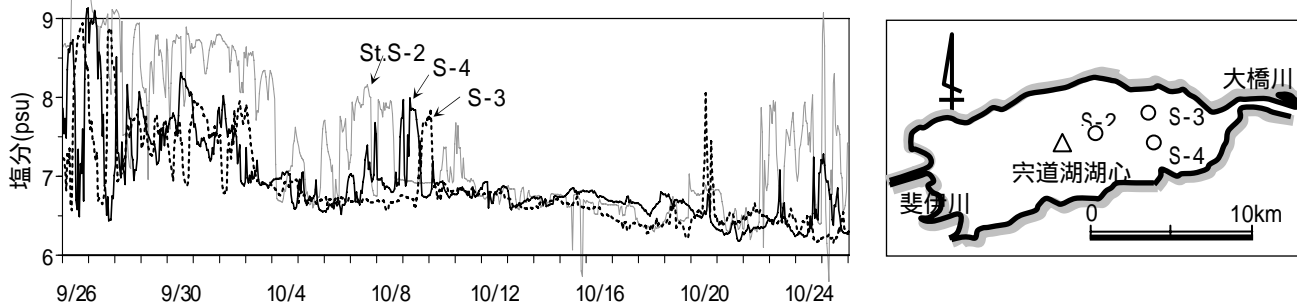


図 6.6.50 St.S-2～S-4 の湖底上 1.0m 塩分の経時変化 (H10/9/26-10/25)

この時の成層条件を水深 4.5m (平均水深) 上層厚 3.5m、下層厚 1.0m、上昇密度 $\sigma_t=4.5$ 、下層密度 $\sigma_t=2.5$ とすると、ロスビーの内部変形半径 $r_i = C_i / f$ (ここで、 f : コリオリパラメータ、 C_i : 内部波速で $C_i = \{ \cdot g \cdot h_1 h_2 / (h_1 + h_2) \}^{1/2}$ 、 $\sigma_t = (\sigma_2 - \sigma_1) / \sigma_2$ 、 σ_1 、 σ_2 は上層、下層密度) は約 0.5km となる。これは宍道湖の短軸 (南北軸約 6 km) より小さいことから内部ケルビン波の発生条件を満たす。中海においても内部ケルビン波として反時計回りに回転する内部波の存在が明らかにされている⁹⁾。

図 6.6.51 に、流れの平面分布を示す。(a) は 9/29 12:00~13:00、(b) は 9/29 20:00~21:00、(c) は 9/30 4:00~5:00 の状態を示している。集中観測時は、風が弱く、降雨などもなく、特に平穏な気象条件下にあった。(a)9/29 12:00~13:00 は中海への流出傾向、(b)9/29 20:00~21:00 と(c)9/30 4:00~5:00 は宍道湖へ逆流していた時間帯である。いずれにおいても、北側または中間付近は東向きで、南側は西向きを維持しており、大橋川での流入の流向に関わらず時計回りの回転性を持っていることが確認できる。以上のことから、宍道湖では水平環流が生じている可能性が考えられる。

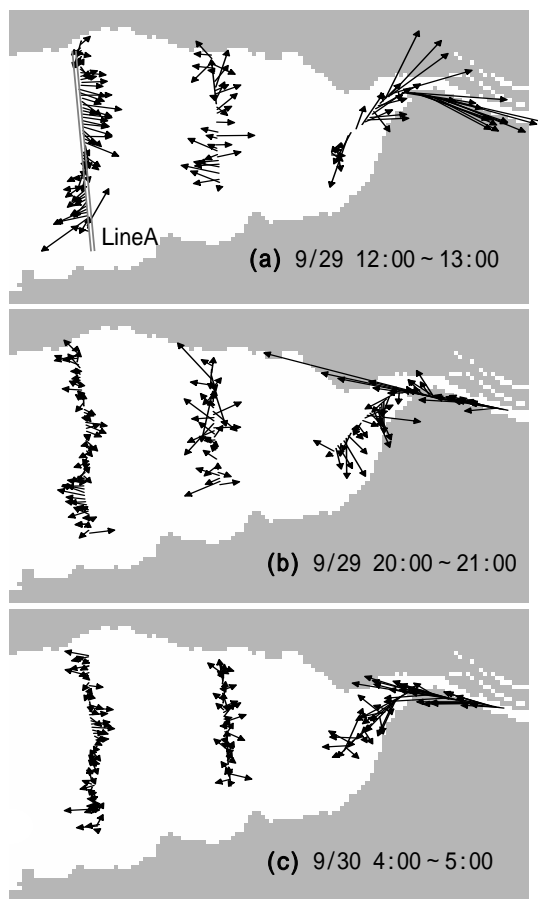


図 6.6.51 ADCP による流速ベクトルの水平分布 (水面下 1.12 m)

5) 日々の気象変化に伴う湖内流動

a) 吹送流

図 6.6.52 に東西軸風速と東西軸流速の相互相関を示す。図 6.6.53 に東西軸流速の経時変化を示す。図 6.6.52 より、宍道湖内 (S-7、S-9、S-10) では相関が高く、高・低気圧による風に応じた吹送流の存在が確認できる。さらに、宍道湖内には成層が形成されているが、図 6.6.53 より、湖内 (S-7、S-9、S-10) では上層と下層の流向が反対で、二層流れになっていることが分かる。それに対し、大橋川内 (O-1) では宍道湖・中海間の水位差により流動が決定されるため、二層流れになっていない。

b) 塩水流入後の湖内流動

図 6.6.54 に各観測点での塩分変化を示す。これと図 6.6.53 より塩水流入後の流動について考察する。中海からの塩水逆流が起こったとき (図 6.6.54 ; O-1)、宍道湖・大橋川の接合部 S-10 ではほとんどの場合、逆流の影響がみられる。湖内東側 S-9 では、S-10 から約 1 日の時間差を有して下層塩分の上昇がみられる。ただし、濃度は半分程度まで低下している。湖内西側 S-7 では、塩水逆流の影響は不明瞭である。ただし、7/9~7/14 や 7/20~7/23 のように、西風が連吹して西向きの下層流れが数日間続くと (図 6.6.53 ; S-7)、下層塩分の緩やかな上昇がみられる (図 6.6.54 ; S-7)。これは大橋川から流入し東側にあった塩水が吹送流により輸送されたことを示している。さらに、西風が止むと下層流れは東向きに変わり、下層塩分は急激に低下していることから、西風による界面の傾斜が、西風が止むとともに解消されたこともわかる。これより、湖心以西では高塩分水の逆流に

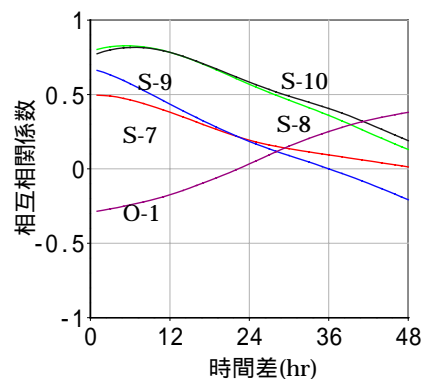


図 6.6.52 東西風速と各観測地点における東西流速の相互相関(日以上周期成分)

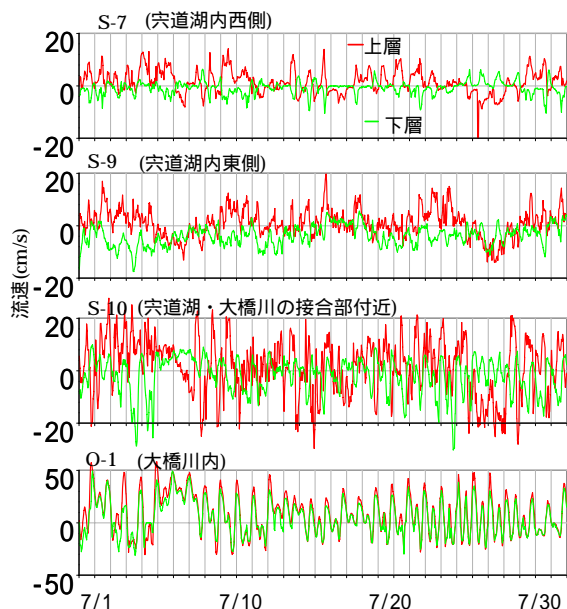


図 6.6.53 東西軸流速の経時変化

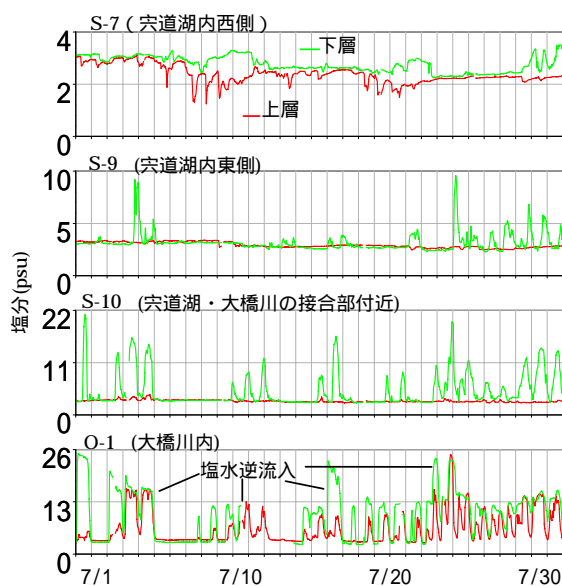


図 6.6.54 塩分の経時変化

よる影響は直接的ではなく、日々の日周期性を持った風による吹送流により混合・希釈されながら、気圧変化による西風が連吹すれば、西側まで輸送されることになる。

c) 出水後の湖内流動

7/5 および 7/16 の降雨後の斐伊川からの出水の影響について検討する。図 6.6.54の上層塩分に着目すると、約半日をかけて湖内西側 S-7 まで達している。その後、S-7 では低下・上昇を繰り返し徐々に一定値に近づいている。このことから、出水により流入した淡水は湖内西側で停滞し、日々の風による吹送流により徐々に塩水と混ざる。そのため、湖内東側 S-9 では降雨後 4~5 日を経過した頃にわずかに上層塩分の低下が見られる程度である。

d) 流動による成層状態の変化

以上の塩水流入、淡水流入、吹送流による成層状態の変化について検討する。図 6.6.54 に示すように、塩水逆流、淡水流入共に影響の及ぶ範囲は小さく、流速も 10cm/s と小さいので、成層が破壊されることはない。そのため、淡水流入や塩水逆流により成層状態が変化しても、上下層の二層流れに大きな変化はみられない。

(4) 中海の流動モデル解析

1) 解析モデル構築の狙い

湖沼の水環境の変化は湖内流動場の変化に密接に関連しており、今後の湖沼管理を適切に行っていくうえでは、湖内流動とそれに起因する物質循環の変化機構を的確に把握していく必要がある。そのためには、詳細な湖内流動観測による現状分析と湖内流動シミュレーションモデルによる流動場の正確な再現が不可欠である。

前章まで示したように中海・宍道湖の流動場は、その物理的条件により複雑な空間分布を形成している。このように複雑な流動空間特性を有する湖沼では、これまでも水理・水質解析モデルが構築され、平均流動場を中心とした水理・水質の空間変動の解析が実施されてきた。

一方、近年の観測技術の進歩と観測データの蓄積により、湖内流動の時空間特性がより詳細に把握できるようになった。この中で、前章まで示したように中海・宍道湖では低気圧接近・通過時などの異常気象時において、湖内流動や水質の時空間分布が大きく変化することがわかってきた。例えば、外海潮位の天文潮による変動は高々30cm程度であるが、低気圧通過時の変動は60cm程度に及ぶこともあり、これにより外海から中海へとフレッシュな海水が大量に供給されることになる。また、同じく低気圧通過時の湖面風により、中海では振幅2~3mに及ぶ内部静振が発生し、米子湾での大きな水塊移動や大橋川を經由して宍道湖へと大量の中海湖水を供給することがわかってきた。

これまでの湖沼管理は、季節～年の平均的な水理・水質場の管理が中心となってきた。一方、宍道湖のアオコ、中海の赤潮、さらにはここ数年発生している宍道湖のコノシロ大量弊死などの湖沼生態系異変（変動場）は、周辺住民の生活、産業活動に大きな障害となり、大きな社会問題として認識されつつある。このような異常現象については、湖内水理・水質の平均場だけの理解ではその発生機構を十分に説明できなくなっており、より詳細な湖内水理・水質場の時空間分布の理解が必要である。

広大な湖沼で、かつ何時発生するともされない異常現象を、観測で捉え、その発生機構を解明することは自ずと限界がある。このため、これまでの観測で得られたデータや知見を活用し、異常気象時をはじめとする水理・水質の時空間変動場の解析モデルを構築することは、このような異常現象の発生機構の解明と、今後の湖沼管理のあり方を考える上で有効な手段となりうる。

中海・宍道湖における近年の観測データの蓄積により、気象の平穏時や異常時における水理、水質場の時空間変動が明らかとなりつつある。これに伴い、解析モデルを用いた水理・水質の平均特性と変動特性、特に低気圧接近などの異常気象時の時空間的に変動する流動場の解析が、かなりの程度可能となりつつある。本章では、中海・宍道湖において平面2次元多層流動モデルを構築し、流動・塩分の平穏時の流動特性と気象条件の変化による変動特性を解析し、現地観測との比較検討を行う。そして、これらの結果をもとにモデル改良の課題を示す。

2) 流動解析モデル

a) モデル概要

中海・宍道湖は外海と接する汽水湖であるため、湖内流動・密度場の計算には、気象、水文に加えて、天文、海象の各外力要因を考慮する必要がある。すなわち、流動と密度の時空間分布は、流域境界での淡水流入量、外海境界での潮位、湖面境界での風向・風速、さらに各境界での水温・塩分・熱収支の各境界条件に支配される。特に、流動の直接の外力となるのは、外海潮位変動と湖面風である。

このため、中海・宍道湖流動モデルは、非定常の水平二次元多層モデルを用いており、数値モデルは連続式、運動式（x、y 方向）水温・塩分の拡散式、湖面の熱収支式および密度の状態方程式で構成される。定式化においては次の点を考慮している。

- ・鉛直方向の圧力分布は静水圧で近似する。
- ・水は非圧縮性であり、状態方程式の密度分布は水温・塩分の線形和の変化で表現する。
- ・Boussinesq 近似を採用し、密度変化の影響は圧力項の中でのみ考慮する。
- ・水平・鉛直方向の乱流輸送項は、水平・鉛直方向の渦動粘性係数、渦動拡散係数を導入している。特に、鉛直方向の渦動粘性・拡散係数はリチャードソン数の関数（成層化関数）とし、湖内の成層状況の違いによる鉛直方向輸送量の時空間変化を考慮する。
- ・湖面の風応力式には湖面抵抗係数を、湖底の摩擦応力式には湖底摩擦係数を導入する。
- ・水温・塩分は拡散式で輸送される。
- ・大気との熱交換を表現するため、水温拡散式中の熱交換項は熱フラックスモデルを用いる。

【連続式】

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (6.6.1)$$

【運動式】

・ X方向

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = fV - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad \dots\dots\dots (6.6.2) \end{aligned}$$

・ Y方向

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = fU - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad \dots\dots\dots (6.6.3) \end{aligned}$$

・ Z方向

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (6.6.4)$$

【温度の拡散式】

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{I}{\rho_0 \cdot C_w} \frac{d\phi}{dz} \dots\dots\dots (6.6.5)$$

【塩分の拡散式】

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial S}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (6.6.6)$$

【密度の状態方程式】

$$(\rho - 1) \times 10^3 = T_1 + (S_0 + 0.1324) \times [1.0 - T_2 + T_3 \times (S_0 - 0.1324)] \dots\dots\dots (6.6.7)$$

ここで、
 $T_1 = -(T - 3.98)^2 / 503.57 \times (T + 283) / (T + 67.26)$
 $T_2 = T \times (4.7867 - 0.098185 \times T + 0.0010843 \times T^2) \times 0.001$
 $T_3 = T \times (18.03 - 0.8164 \times T + 0.01667 \times T^2) \times 0.000001$
 $S_0 = -0.069 + 1.4708 \times SS - 0.00157 \times SS^2 + 0.0000398 \times SS^3$
 $SS = 0.5528S$

ここに、関連する水理量は次のように定義する。

- | | |
|--|---|
| U : 平均流速の X 軸方向成分 (m/s) , | V : 平均流速の Y 軸方向成分 (m/s) |
| W : 平均流速の Z 軸方向成分 (m/s) , | P : 圧力 (t/m ²) |
| Δz : 水位上昇量 (m) , | ρ : 密度 (t/m ³) |
| ρ_0 : 環境基準密度 (= 1.0) , | T : 水温 () |
| S : 塩分 (psu) , | g : 重力加速度 (=9.80m/s ²) |
| f : コリオリ・パラメータ , | A_H : 水平方向の渦動粘性係数 (m ² /s) |
| A_V : 鉛直方向の渦動粘性係数 (m ² /s) , | K_H : 水平方向の渦動拡散係数 (m ² /s) |
| K_V : 鉛直方向の渦動拡散係数 (m ² /s) , | C_w : 水の比熱 (kcal/kg・) |
| Q : 熱量フラックス (日射量) (kcal/m ² /d) | |

【水面、湖底部境界条件】

・水面部の風外力について (X 方向)

$$A_v \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right) = \frac{\rho_a}{\rho} r_s^2 \left(w \times \sqrt{w_x^2 + w_y^2} \right) \dots\dots\dots (6.6.8)$$

・湖底部摩擦について (X 方向)

$$A_v \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right) = r_b^2 \left(U_b \sqrt{U_b^2 + V_b^2} \right) \dots\dots\dots (6.6.9)$$

- ここに、 U_b, V_b : 下層の X、Y 軸方向流速 (m/s) , r_b^2 : 底面摩擦係数
 w_x, w_y : 湖面上の X、Y 軸方向風速 (m/s) , r_s^2 : 水面摩擦係数

ρ_a : 空気密度 (t/m³)

・水面部の輻射熱

日射による輻射熱 Φ_s は水面の反射によって Φ_0 となって貯水池内に伝達されていくが、このうち半分程が表面で吸収され、残りが指数関数的に減衰しながら深部に到達する。

$$\Phi_0 = (1 - a_r) \Phi_s \dots\dots\dots (6.6.10)$$

$$\Phi_y = (1 - \beta) \Phi_0 \exp [-\eta (y_s + y)] \dots\dots\dots (6.6.11)$$

ここに、 a_r : 水面反射率 0.06、 Φ_y : 標高 y に到達する輻射熱
 β : 水面吸収率 0.5、 η : 減衰係数
 Φ_s : 日射量、 Φ_0 : 水面反射を差引いた日射量

大気との熱の授受の影響範囲は日射を除いて上層の極薄い層に限られる。したがって、大気輻射、逆輻射及び蒸発による熱損失については上層のみについて考慮すれば良い。

水面からの熱損失は、次式で与えられる。各熱損失には実験、実測に基づく種々の公式が提案されている。ここでは、“ $\Phi_e + \Phi_c$ ” は Rohwer の式、“ Φ_{ra} ” は Swinbank の式を用いた。

$$\Phi_L = \Phi_e + \Phi_c + \Phi_{ra} \dots\dots\dots (6.6.12)$$

ここに、 Φ_L : 貯水池表面からの熱損失、 Φ_e : 蒸発による熱損失
 Φ_c : 伝導による熱損失、 $\Phi_{ra} = \Phi_{rw} - \Phi_a$: 有効逆輻射
 Φ_a : 大気輻射、 Φ_{rw} : 逆輻射

b) 計算条件

中海・宍道湖の湖沼地形を図 6.6.55 に示すように、水平方向に 1/3km 分割格子により表現した (中海: 湖面積 92.1km²=約 830 格子 (ただし、境水道含む)、宍道湖: 湖面積 81.8km²=約 740 格子 (ただし、大橋川含む))。また、水深方向の層分割は、中海・宍道湖の水深分布を考慮して設定したが、

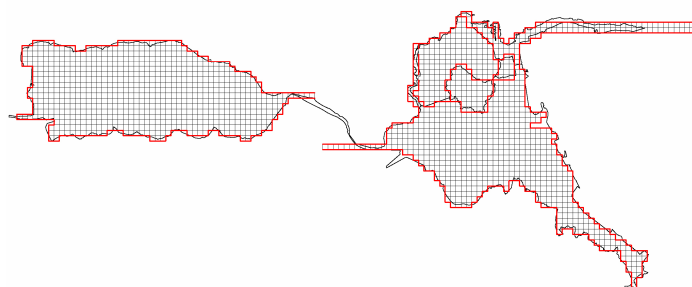


図 6.6.55 中海・宍道湖流動モデルの水域分割

特に、塩分躍層の変動範囲 (中海: 水深 2~6m、宍道湖: 水深 5m 以深) は細かく分割した。

層分割は、水深の 0~2m、2~3m、3~3.5m、3.5~4m、4~4.5m、4.5~5m、5~6m、6m~湖底の最大 8 層である。

淡水流入量は、中海・宍道湖流域を 45 ブロックに分割し、各ブロックからの毎時流量を流入河川実績流量等をもとに設定した。

外海潮位は美保湾の美保関観測地点の実測毎時潮位を与えた。外海の水温・塩分の鉛直分布は、境水道における毎月1回の定期水質測定結果(3層)をもとに与えた。湖面の風向・風速は、中海・宍道湖周辺の平田、松江、米子、境港の毎時の気象観測結果をもとに、空間内挿して与えた。湖面熱収支に係る気象条件(風、湿度、気温、雲量、日射量)は松江、米子の毎日の気象観測結果をもとに与えた。

計算条件一覧を表 6.6.8に示す。

表 6.6.8 計算条件一覧

項目		計算条件				
対象水域		宍道湖～中海(本庄工区含む)～境水道				
	水平	1/3km格子				
	鉛直	8層:	0.0～2.0m	2.0～3.0m	3.0～3.5m	3.5～4.0m
			4.0～4.5m	4.5～5.0m	5.0～6.0m	6.0m～湖底
湖内流動モデル	計算項目	水位・流速・水温・塩分				
	基礎方程式	宍道湖・中海～境水道：水平2次元多層モデル				
	境界条件	流入量：毎時流入量(斐伊川実績流量を比流量配分し、その他水収支考慮) 潮位：美保関毎時水位 風：平田、松江、米子、境港 毎時風向・風速 海域水温塩分：境水道毎月観測値から推定(日毎) 河川水水温：3日平均気温から推定(日毎) 湖面気象：宍道湖=松江気象台、中海=米子気象台の風、湿度、気温、雲量、日射量 蒸発量：気温、湿度等より毎日蒸発量推定				

3)水理・水質解析結果

a) モデル検証のながれ

解析モデルの再現検証は2段階に分けて行う(図 6.6.56)。

先ず、モデルにより年間を通じたマクロな水収支解析を行い、日平均的な水位、流量、塩分観測結果による再現検証を行い、設定した地形条件、各種境界条件の妥当性、観測結果の異常値等の確認を行う。

次に、湖内流動の詳細な時空間変化を把握することを目的に実施した現地流動観測結果をもとに、中海・宍道湖の湖内流動を支配する特徴的な気象状態である、「気象平穏時」、「気象異常時(高気圧強風時及び低気圧通過時)」を対象としたモデル再現計算を行い、湖内流動変動場の解析を行う。

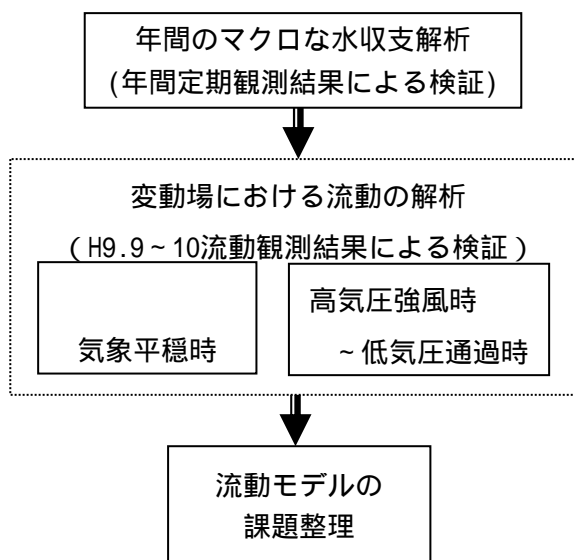


図 6.6.56 モデル検証の流れ

b) 年間の平均的な場の解析

i) 年間の水位・流量変化

図 6.6.57、図 6.6.58は平成 10 年度の日平均水位、日平均流量の各地点観測値と流動予測計算値の年間変化を示している。

各図より、流動予測計算値は各地点の水位および流量の観測値（日平均値）を良好に再現していることが分かる。

湖沼の水理現象において比較的長い周期の水理量の変動は、河川からの流量（水収支）、海域の水位等の境界条件および設定した地形条件に大きく依存する。したがって、これらの条件を精度良く設定することが重要であり、ここにおいては、各条件の設定の妥当性を確認することができた。

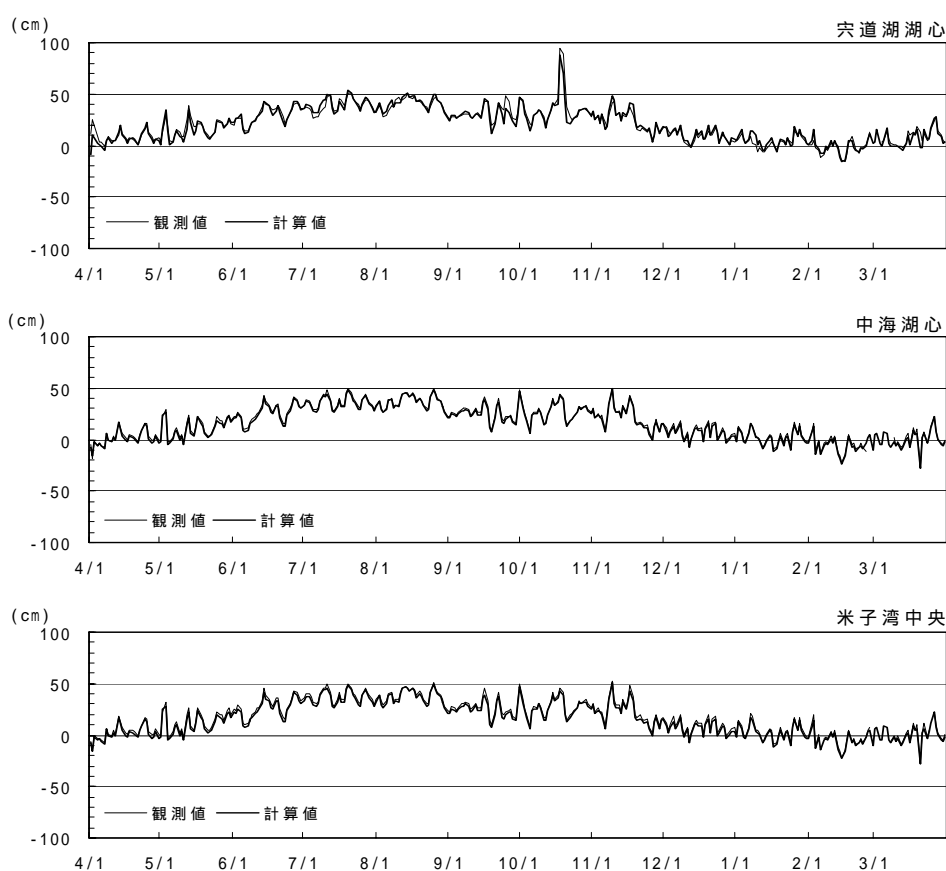


図 6.6.57 日平均水位の年間再現計算

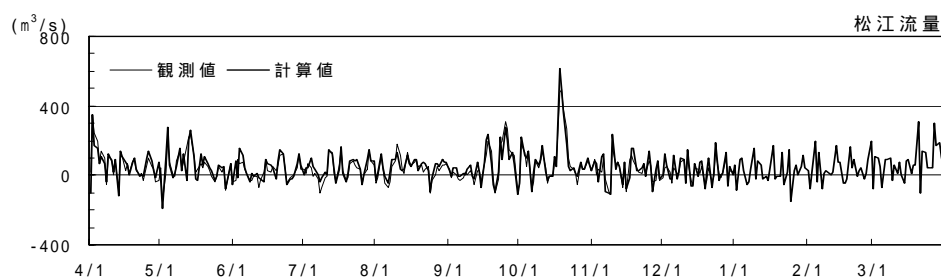


図 6.6.58 日平均流量の年間再現計算

ii) 年間の塩分変化

図 6.6.59は、各地点の定期観測（月1回観測）結果と流動予測計算結果のそれぞれの塩分を示している。なお、流動予測計算値は、日平均値の年間変化を示している。

観測値における年間変化は、宍道湖湖心では塩分は上層、下層ともに2~7psuで変化し、冬場に高くなる傾向にある。また、上・下層での塩分差は12月を除いて最大3psu程度である。中海湖心では塩分は上層において10~20psuで変化し、下層において25~30psuで変化している。また、上・下層での塩分差は10~20psu程度あり、冬場に小さくなる傾向にある。米子湾中央では、上層において5~20psuで変化し、下層において18~23psuで変化している。また、上・下層での塩分差は10~15psu程度あり、中海湖心と同様に冬場に小さくなる傾向にある。

一方、計算値においては各地点ともに、以上に示した観測値の年間変化の特徴（年間変化、上・下層の塩分差）は概ね再現されている。

ただし、宍道湖湖心の12月、米子湾中央10月における観測結果は、年間変化の傾向から大きく離れており、計算値において十分な再現はされていない。これは観測値が瞬間値であるのに対して計算値は日平均値であるためと考えられる。また、このことから水域内において日より小さい時間単位での大きい変動が存在することが考えられる。

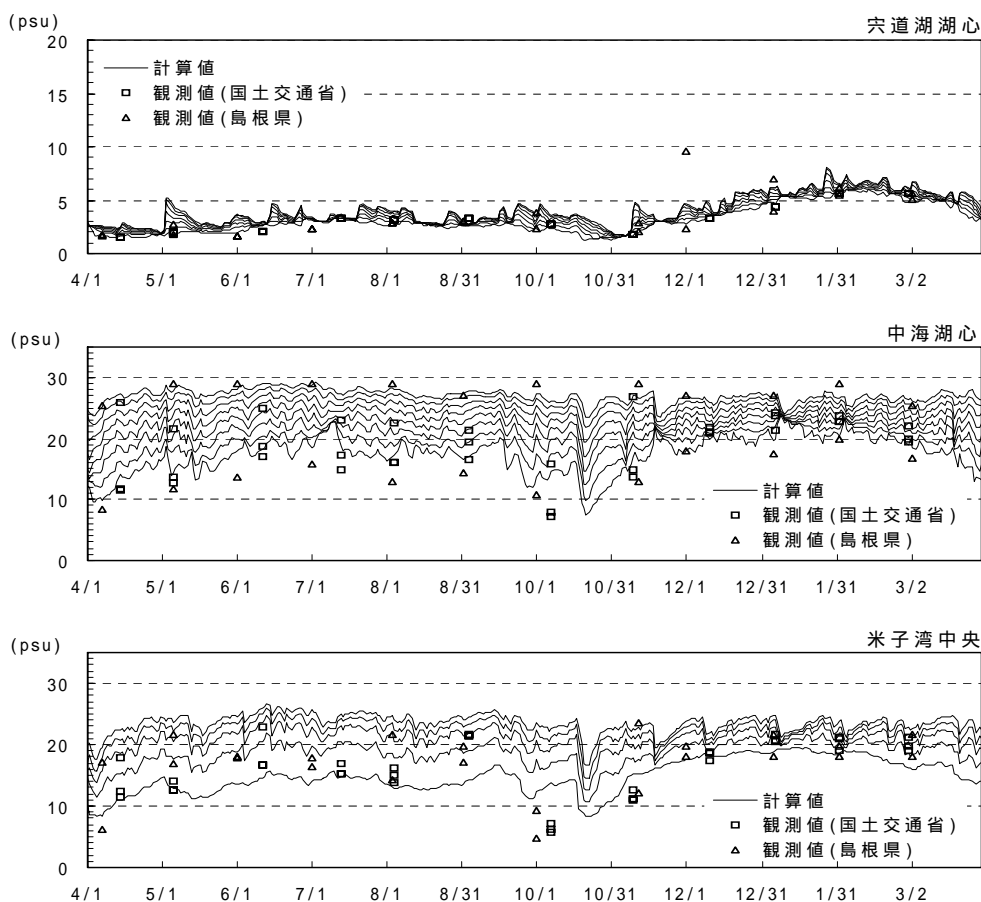


図 6.6.59 定期観測（月1回）および再現計算による塩分の年間変化

（ただし、定期観測による塩分は塩化物イオン濃度観測値から換算している。）

c) 変動場における解析

i) H9 流動調査時の水文気象状況

平成9年に行われた流動調査の調査期間はH9/9/20～10/10である。観測期間の気象状況と観測地点を図6.6.60に示す。この期間は、台風が九州の南海上で停滞し(9/14-16)、その後九州、中国地方を縦断したため(9/16-17)、16m/s程度の北東風が連続して吹いていた台風通過時、高気圧に覆われ10m/s程度の北東風が連続して吹いていた高気圧強風時、大陸からの低気圧が勢力を増しながら日本海を通過するのに伴って東から西に時計回りに風向きを変えながら強風が吹き、水位が上昇した低気圧接近時および、低気圧通過後に再び気圧が回復し強風が吹かず海陸風が卓越した気象平穏時(高気圧弱風)の4つの特徴的な気象状態が生起している。このうち～は中海において年間を通じてよく現れる気象状態である。

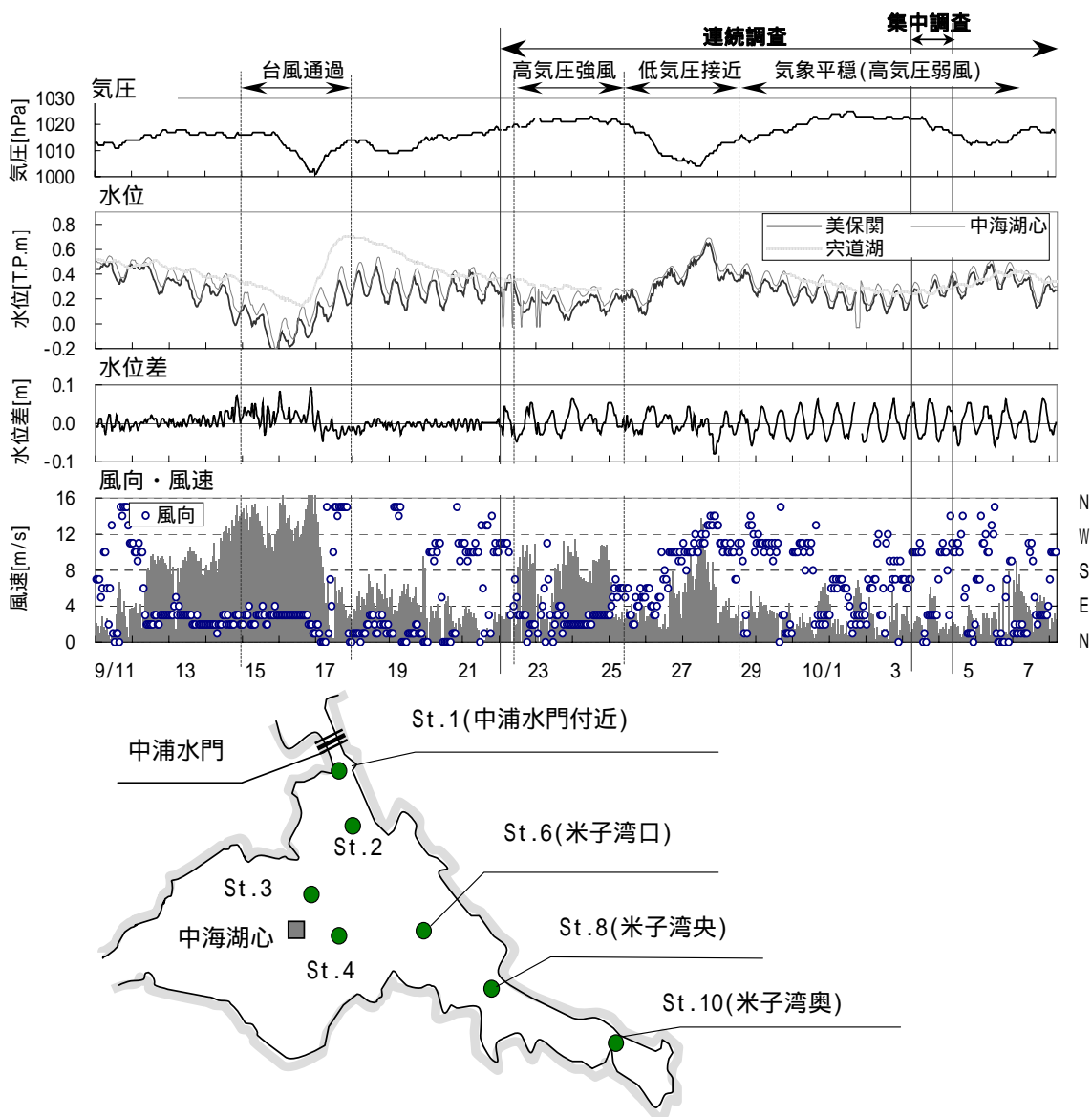


図 6.6.60 H9 観測時の水文・気象状況

ii)中浦水門付近の流動

図 6.6.61に中浦水門付近 St.1 の上層および下層流速の時間変化を示す。

上層流速は、低気圧通過に計算値の振幅が 15cm/s 程度観測値より大きくなるが、全体的には観測値との整合は良好である。

一方、下層流速は、計算地点と異なり観測が中浦水門より少し中海側の水深の深い地点で行われていることもあり、気象平穏時はほとんどゼロに近い値である。これに対し計算値は、気象平穏時でも流速が現れている。計算値では、下層でも天文潮流成分が明瞭であり、気象平穏時及び高気圧強風～低気圧通過において常に 20～30cm/s 程度の振幅を有している。

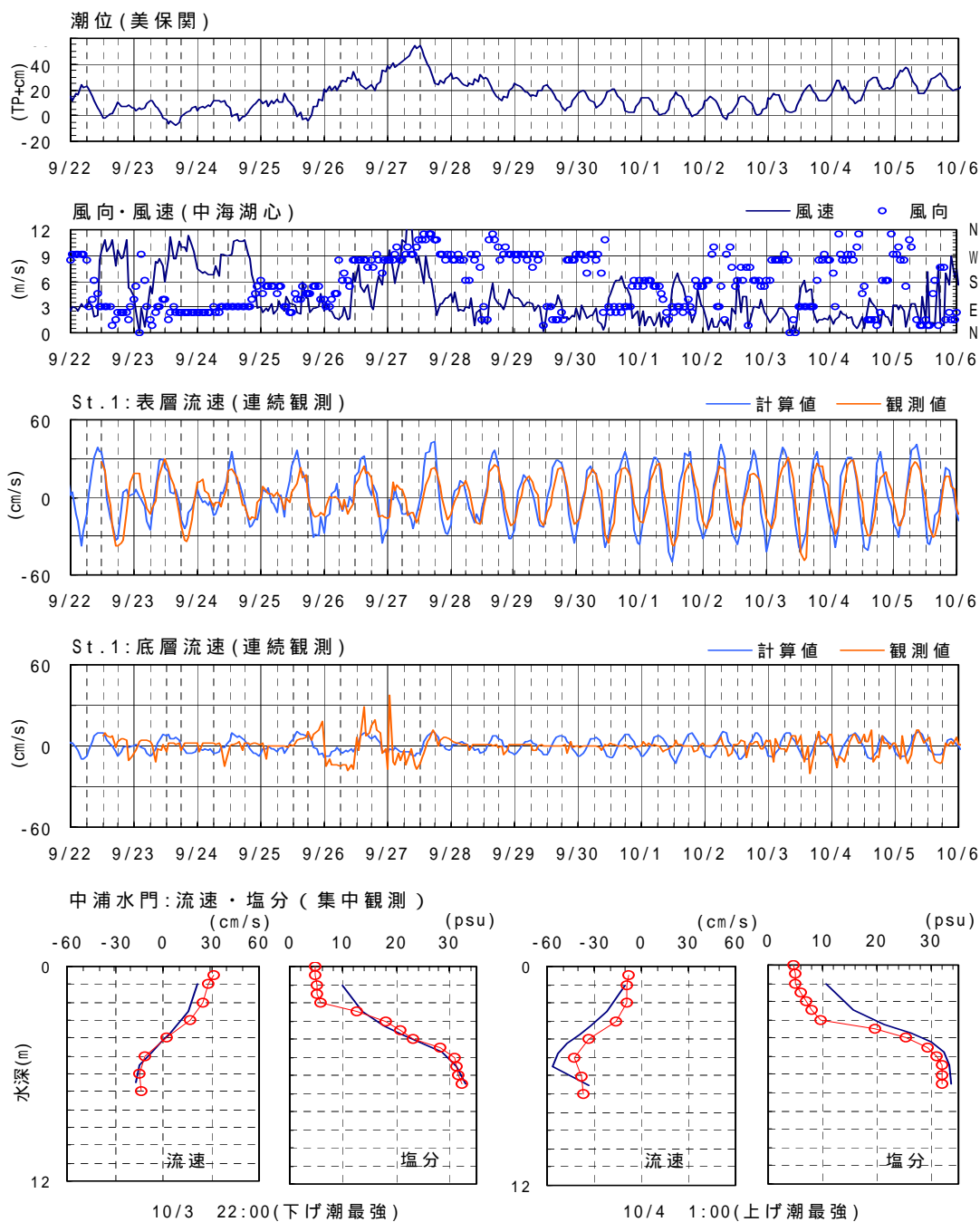


図 6.6.61 中浦水門の変動場の流動再現

iii) 中海湖心の流動

図 6.6.62は、図 6.6.60に示す中海湖心付近の各地点における高気圧強風時～低気圧通過時の上層及び下層流速、塩分の時系列変化および鉛直分布を示している。

上層流速の計算値と観測値の対応は良好である。

下層流速は、上層より観測値の再現性が悪くなる傾向にあり、流速変化の振幅には 2～3cm/s 程度の乖離があるものの位相は整合している。

また、上層・下層の塩分についても、時系列、鉛直分布とも計算値は観測値を良好に再現しているが、計算値が観測値より、上層については高く、下層については低くなっている。

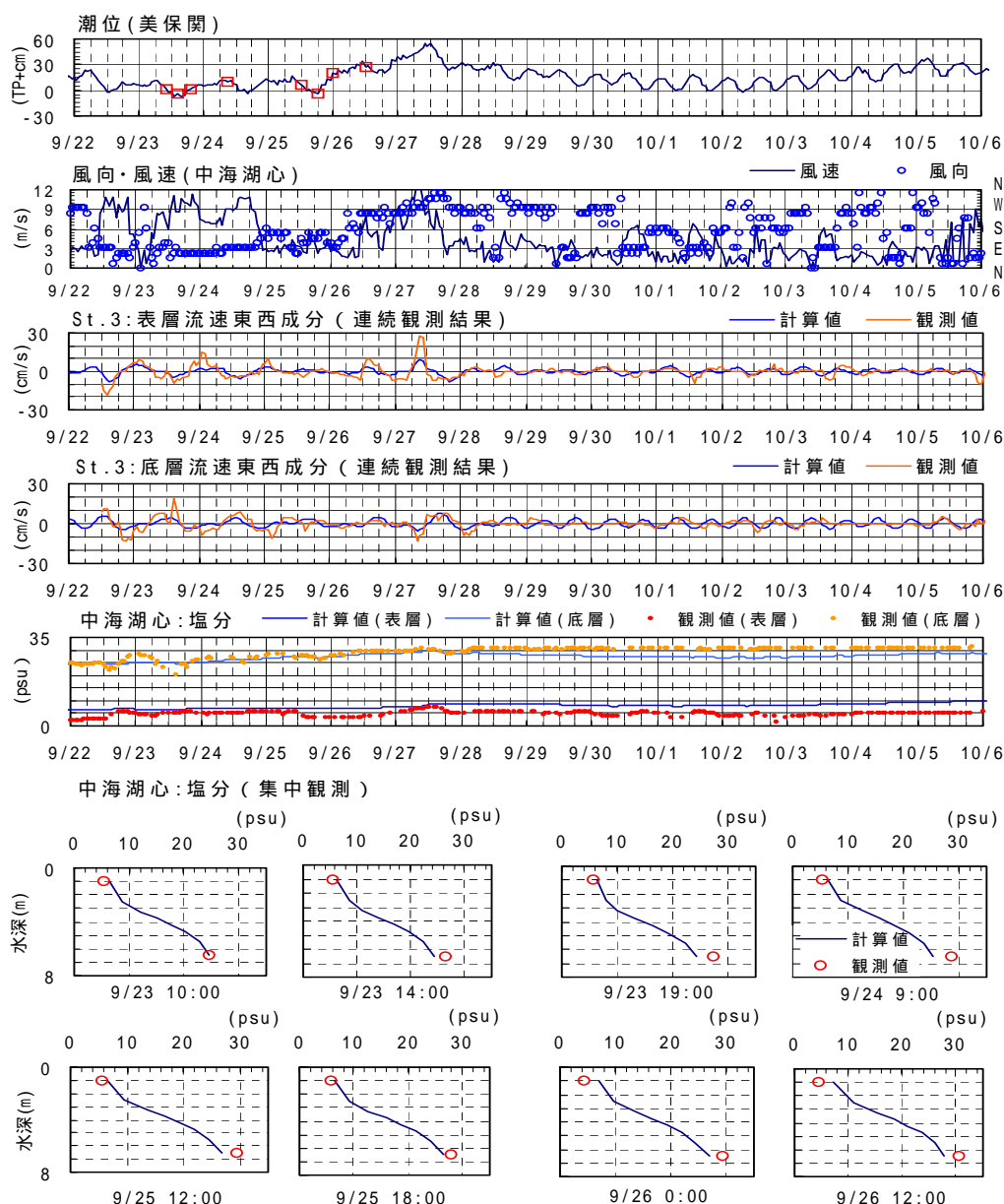


図 6.6.62 中海湖心の変動場の流動再現

iv) 米子湾の流動

図 6.6.63は、図 6.6.60に示す米子湾の各地点における高気圧強風時～低気圧通過時の上層、下層流速の時系列変化を示している。

米子湾では、しばしば界面振動に伴う流動が生じる。界面振動の大きさは外力の大きさとともに湾の固有振動の周期との関係や界面変位に対する復元力に影響される。9/22～9/29においては、9/26以前は固有振動周期と外力(潮汐)の周期と近く共振現象が起こりやすい。有効重力も小さく振幅が大きくなっている。これに対して9/26以降は降雨や海水の流入により密度の成層化が弱く界面振動の振幅は小さい。そのため、観測値は、9/26以前は大きく変動しており、流速振幅は各地点とも上層で10～20cm/s、下層で約10cm/sになる。しかし、計算値の振幅はSt.6の上層で5～10cm/sであり、湾奥部のSt.10ではほとんどゼロになる。下層は上層よりさらに小さく、各地点とも観測値のような大きな流速振幅を再現できていない。計算値と観測値の乖離の要因は、9/26以前は計算値において界面振動の再現が不十分であることを挙げる事ができる。また、その原因はモデル地形の影響が現れているものと推測できる。

6.6 中海・宍道湖の水利・水質特性

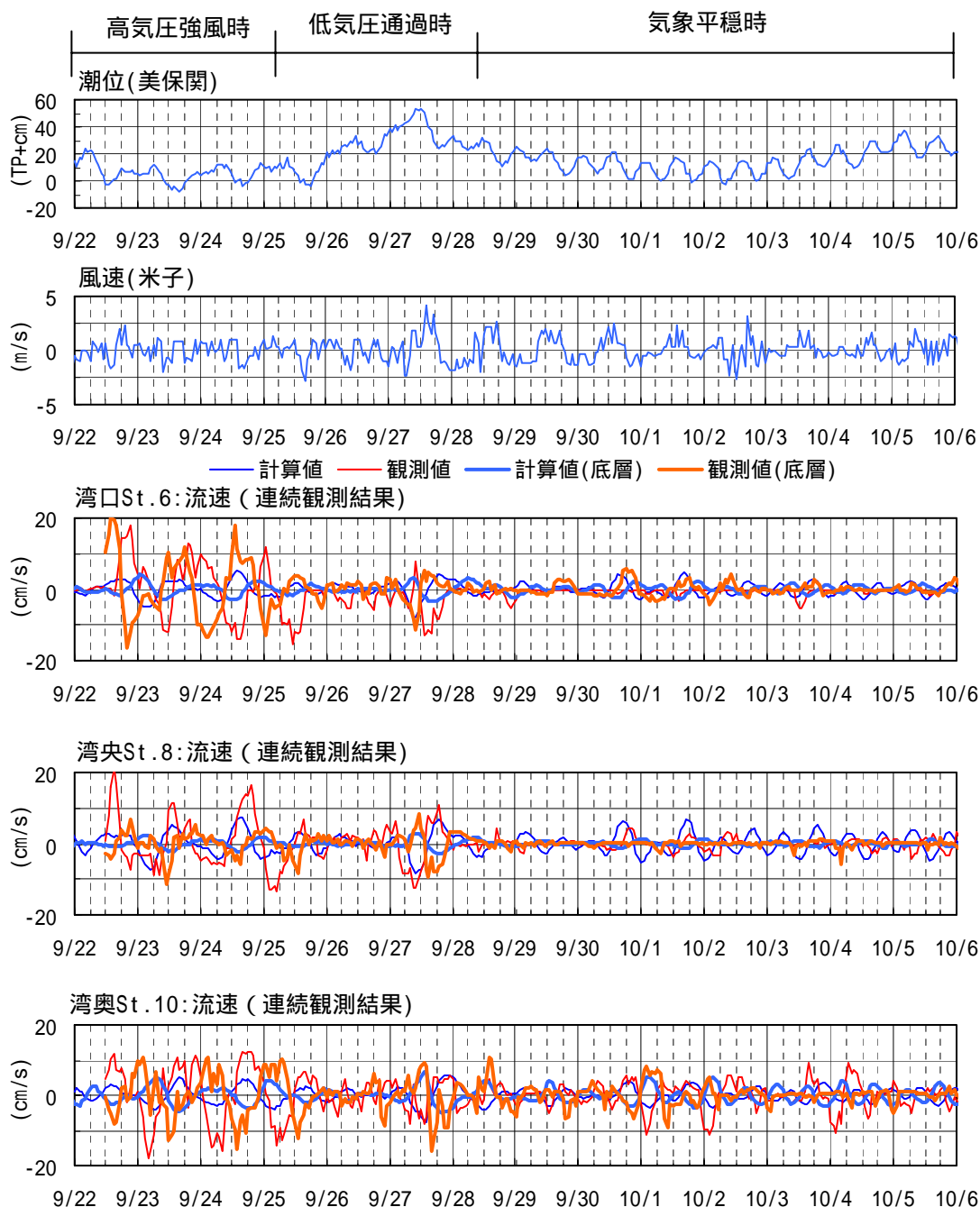


図 6.6.63 米子湾の変動場の流動再現

4) 解析モデルの今後の課題

中海において大きな流動を発生させる気象外力は「風」と連結水域間の「水位差」である。このなかで、気象の平穏時や異常時での「水位差」に起因する中海流動については、解析モデルはかなりの程度で現象を再現することが可能となってきた。

一方、中海のように安定した密度成層が形成される湖沼では、「風」に起因する内部界面振動が大きな流動を発生させる。しかしながら、解析モデルは、湖面風による内部振動に起因する米子湾流動を十分に再現しえていない。今後は、次の点の改良を行い解析モデルの精度

を向上させる必要がある。

- ・ 現在、風外力は湖周辺気象観測所（陸地部）の風向・風速データを用いているが、湖面上における風向・風速データを用い、外力条件の精度を向上させる。
- ・ 湖面風による水平・鉛直混合過程の時空間変化について、より精度高いモデル化を行う。
- ・ 米子湾は過去の浚渫事業により湖底地形の凹凸が激しく、現在の水域分割格子のサイズでは湾内地形の表現が十分になされていないことから、モデル地形表現の向上を行う。

(5) 中海・宍道湖の年間水質計算

ここでは、3次元水質予測モデル（直交曲線座標系 + シグマ・シグマレベル座標）を用いた全湖における年間水質の再現検討について述べる。

本モデルでは、図 6.6.64～図 6.6.65に示すように湖沼を要素分割する。モデルの概要については、4.2 解析技術の項を参照されたい。

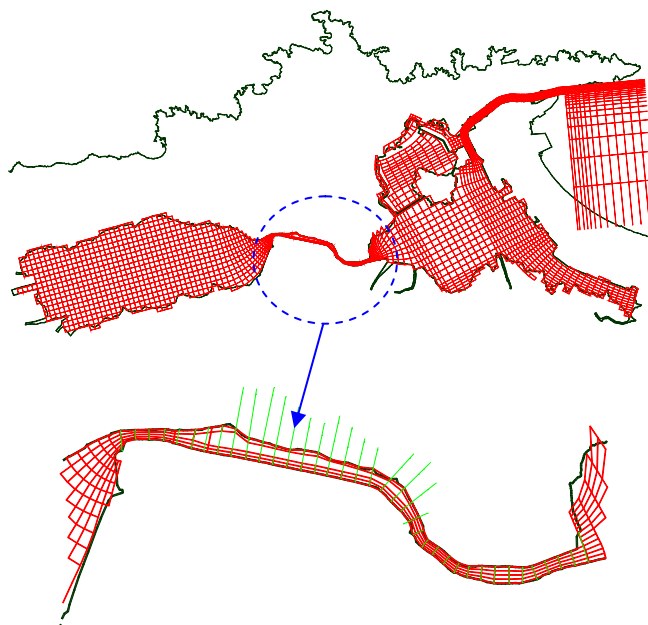


図 6.6.64 水平方向の要素分割（上段：全水域、下段：大橋川）

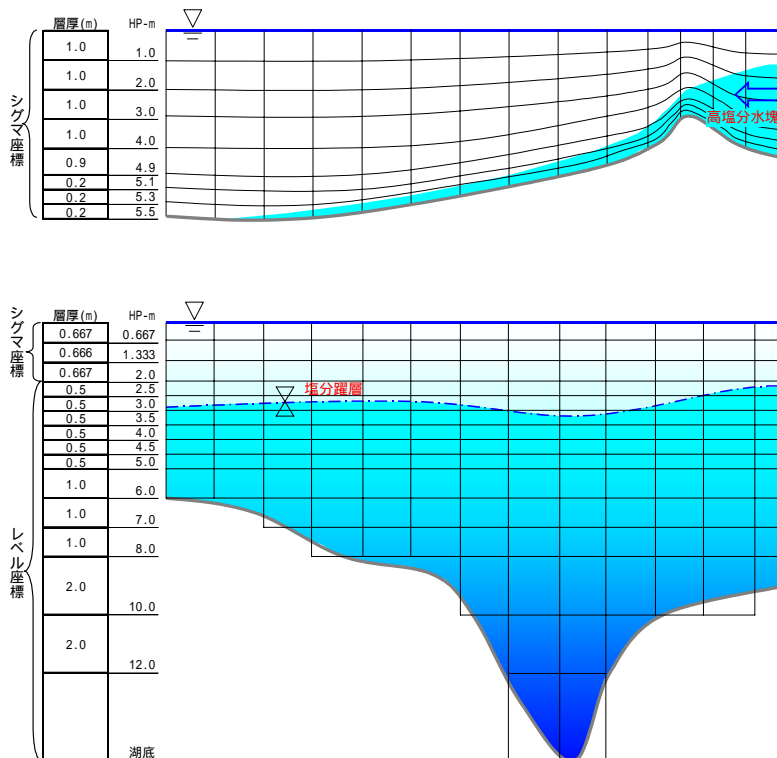


図 6.6.65 鉛直方向の要素分割（上段：宍道湖、下段：中海）

1)流域及び底質からの負荷

a) 流域からの負荷量

i) 流域分割

湖内水質予測モデルに入力する流域からの流出負荷量は、中海・宍道湖流域を 45 分割の小流域に分割し、各流域において設定する。流出負荷量を与える流域分割は以下に示すとおりである。

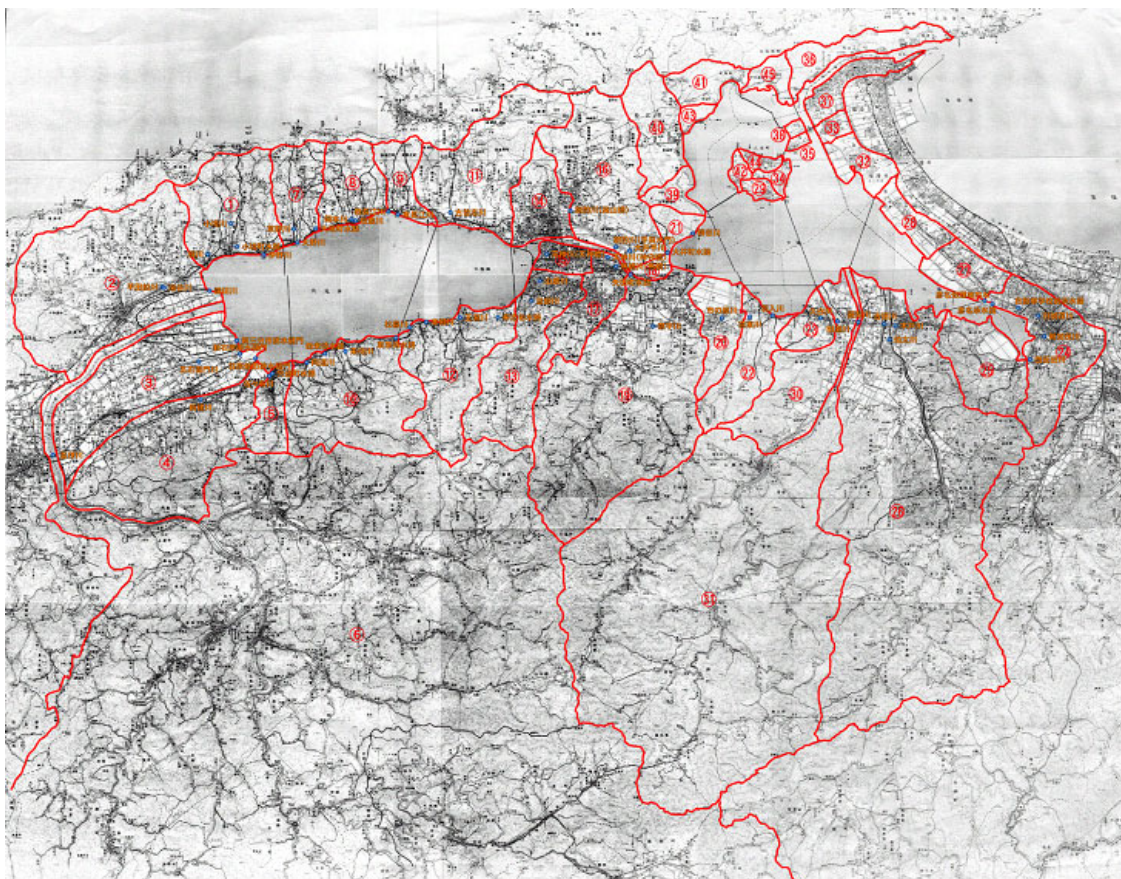


図 6.6.66 流域分割

ii) L-Q 式の設定

中海・宍道湖では、平成 10 年～平成 15 年に両湖に流入する 25 河川において流入負荷量調査を実施している。水質予測モデルに与える流入負荷量は、この負荷量調査結果に基づき各河川で比流量～比負荷量関係式(L-Q 式)を作成し、これに基づき設定する。なお、流入負荷量調査が実施されていない河川については、調査が実施されている近傍河川の L-Q 式を適用する。

なお、中海・宍道湖では、流域からの流出量負荷量の把握を目的として流入河川における負荷量調査を実施している。調査の諸元は以下のとおりである。

調査項目：流量，COD，D-COD，TN，D-TN，NH₄-N，NO₃-N，NO₂-N，TP，D-TP，PO₄-P，濁度

調査時期：晴天時調査（3 回/年程度）、雨天時調査（洪水時に数回）

調査地点：流入河川河口部

6.6 中海・宍道湖の水利・水質特性

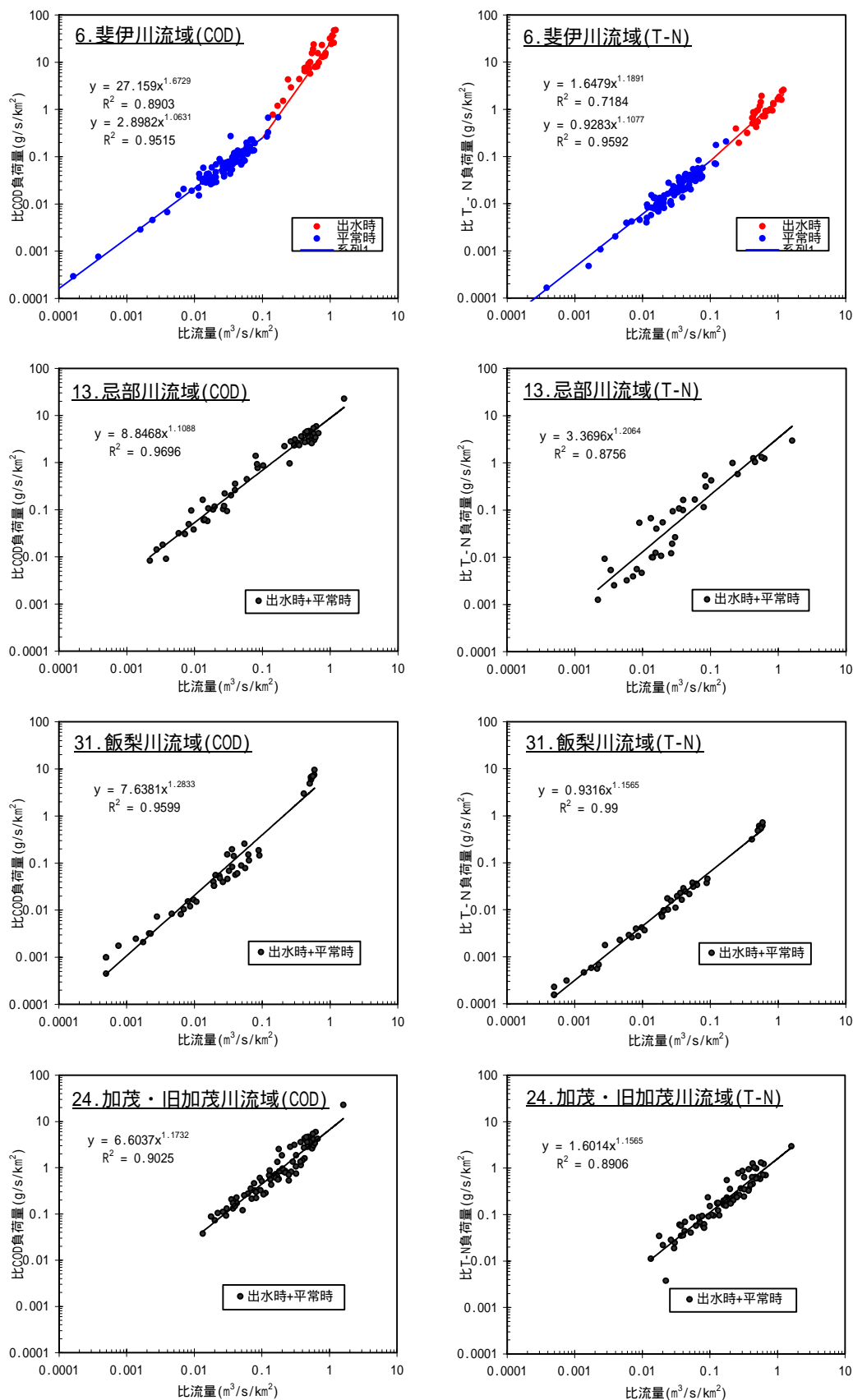


図 6.6.67(1) 流入河川の比流量-比負荷量関係 (L-Q 式)

6.6 中海・宍道湖の水利・水質特性

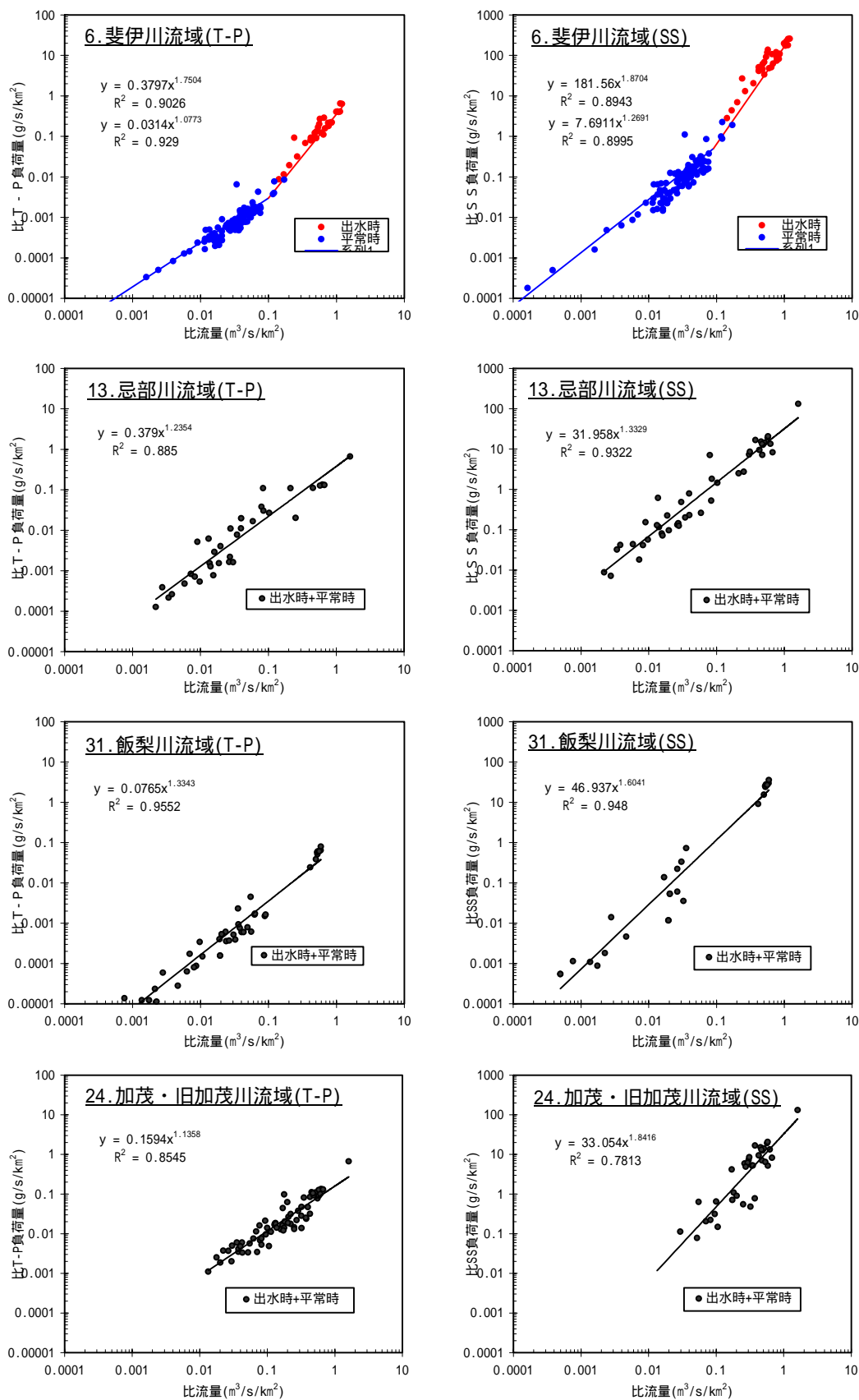


図 6.6.67(2) 流入河川の比流量-比負荷量関係 (L-Q 式)

表 6.6.9 斐伊川水系（中海・宍道湖流入河川）の調査地点

水域	晴天時調査			雨天時調査		
	河川数	調査期間	面積 カバー率	河川数	調査期間	面積 カバー率
宍道湖流入河川	32	H7～	95%	3	H5～	82%
大橋川流入河川	10	H9～	80%	0		0%
中海流入河川	20	H7～	89%	5	H5～	72%
境水道・本庄工区流入河川	0		0%	0		0%
合計	62		90%	8		73%

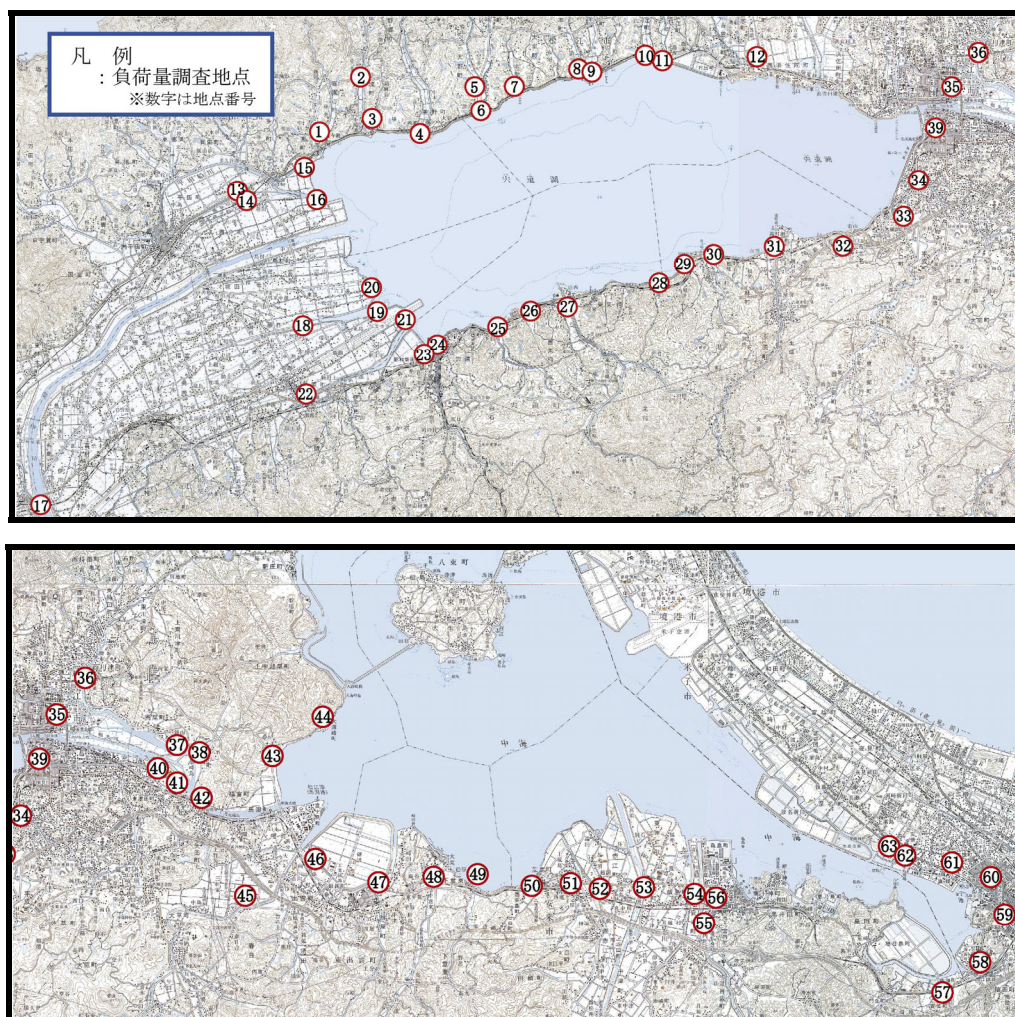


図 6.6.68 負荷量調査実施地点

b) 底質からの溶出負荷量の設定

水質予測モデルにおける底質からの溶出負荷量については、底泥モデルを構築し、湖水～底質の物質循環を考慮して与えることとし、検討しているところである。

本計算では、中海・宍道湖・米子湾の底質状況の違いを踏まえ、底質からの溶出負荷量および底質による酸素消費量を表 6.6.10に示す算定式により設定して検討を行っている。

ここで、溶出速度(COD, 窒素, リン)および酸素消費速度の算定式は、水温の関数とする。

なお、リンについては、溶存酸素の関数も加える。また、算定式における定数(20 における溶出速度および酸素消費速度)は既往の実験結果より設定する。

表 6.6.10 底質からの溶出負荷量および酸素消費量算定式

区分	項目	算定式	20 における溶出速度および酸素消費速度			備考
			宍道湖	中海	米子湾	
溶出速度	COD	$R_{COD} = R_{COD20} \times 1.02^{T-20}$	220	244	157	T : 直上水の水温 X _{DO} : 直上水のDO リン : 溶存酸素 2.0mg/L以下の補正 式変更(図6.6.70)
	I-N	$R_{IN} = R_{IN20} \times 1.02^{T-20}$	20.5	30.8	20.0	
	I-P	$R_{IP} = R_{IP20} \times 1.07^{T-20} \cdot 1.370 \cdot X_{DO}^{-0.133}$	2.53	2.84	3.52	
消費速度	DO	$R_{DO} = R_{DO20} \times 1.07^{T-20}$	208	240	355	

R_{CD20}, R_{IN20}, R_{IP20}, R_{DO20} : 20 における溶出速度および酸素消費速度

20 における溶出速度および酸素消費速度は既往調査結果の平均値を設定

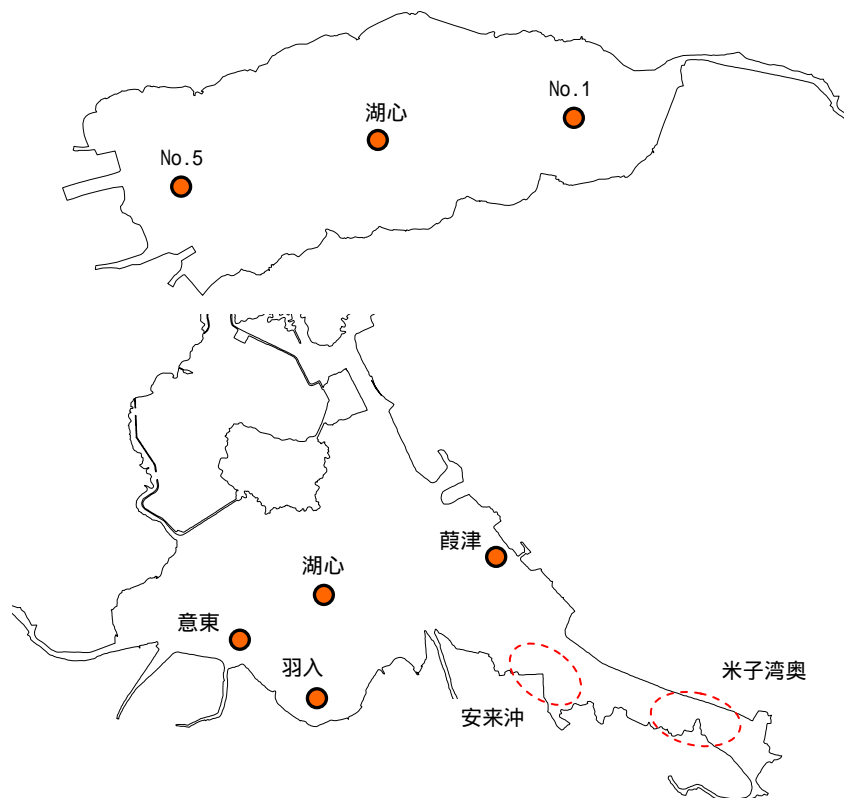


図 6.6.69 溶出試験の採泥地点位置図

6.6 中海・宍道湖の水利・水質特性

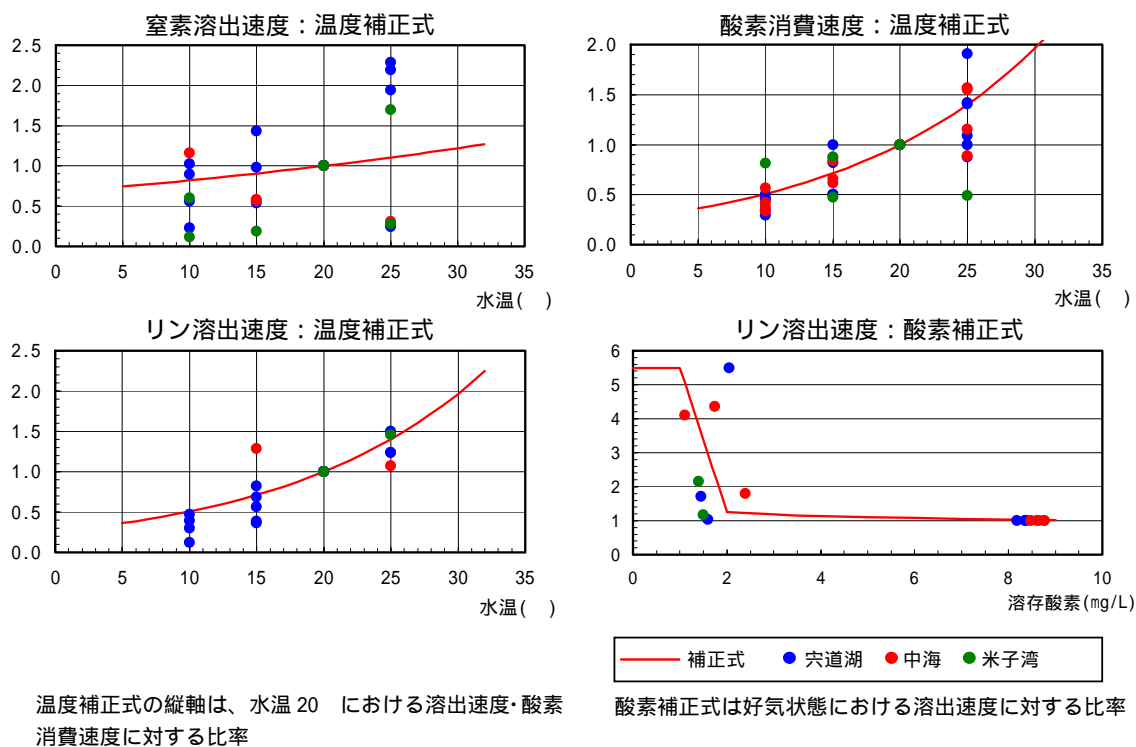


図 6.6.70 溶出速度および酸素消費算定式の温度および溶存酸素補正式

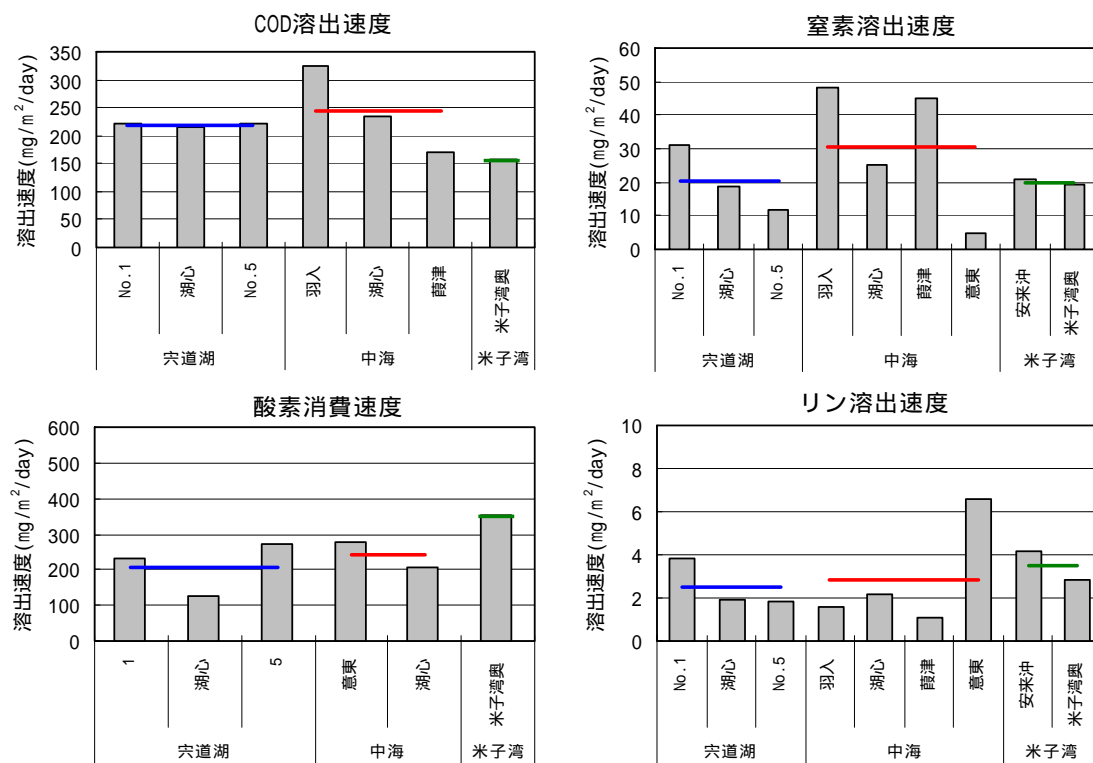


図 6.6.71 水域別の溶出速度および酸素消費速度

2) 計算結果

a) 計算条件

検証計算の対象年は平成 15 年とした。平成 15 年の斐伊川大津流量，美保関潮位は図 6.6.72 に示すとおりである。計算条件を表 6.6.11 に、また内部生産項のパラメータを表 6.6.12 に示す。

表 6.6.11 計算条件一覧

項目		設定方法		
初期条件	水位	水域毎に以下の通り設定。 中海～美保関：計算開始時刻の中海湖心観測水位を設定 宍道湖：計算開始時刻の宍道湖湖心観測水位を設定 大橋川：中海と宍道湖水位より線形内挿により水位を設定		
	流速	静水状態(流速 = 0)		
	水質	水温	水域毎に以下の通り設定。 中海～美保関：計算開始時刻の中海湖心観測水温を設定 宍道湖：計算開始時刻の宍道湖湖心観測水温を設定 大橋川：宍道湖と同値を設定	
		塩分	水温と同様	
		溶存酸素	水温と同様	
		その他水質	水域毎に以下の通り設定。 中海～美保関：中海内の定期水質観測 4 月観測値に基づき設定 宍道湖：宍道湖内の定期水質観測 4 月観測値に基づき設定 大橋川：宍道湖と同値を設定	
境界条件	海域	水位	美保関観測水位を設定(時間変化)	
		水質	水温	境水道中央観測値を設定(月変化)
			塩分	美保湾の定期観測結果から平均塩分33psuを設定(一定)
			溶存酸素	飽和濃度(水温、塩分の関数)を設定
			その他水質	境水道中央観測値を設定(月変化)
	河川	流量	斐伊川(新伊萱)、飯梨川(布部・山佐ダム流入)の観測流量からの流域面積比流量に流域間水収支を考慮して設定(時間変化)	
		水質	水温	松江 3 日間平均気温からの推定値を設定(日変化)
			塩分	淡水(0.0psu)を設定(一定)
			溶存酸素	飽和濃度(水温、塩分の関数)を設定
			その他水質	負荷量調査結果に基づくL-Q式に対象年の流況を適応して、毎日の流出負荷量(水質)を設定(時間変化)
	気象	湖面風	水域毎に以下の通り設定。 中海：中海湖心の風データを設定(時間変化) 宍道湖：宍道湖湖心の風データを設定(時間変化) 大橋川、境水道：設定せず	
		大気状況	松江气象台、米子气象台観測データを設定(日変化)	

6.6 中海・宍道湖の水理・水質特性

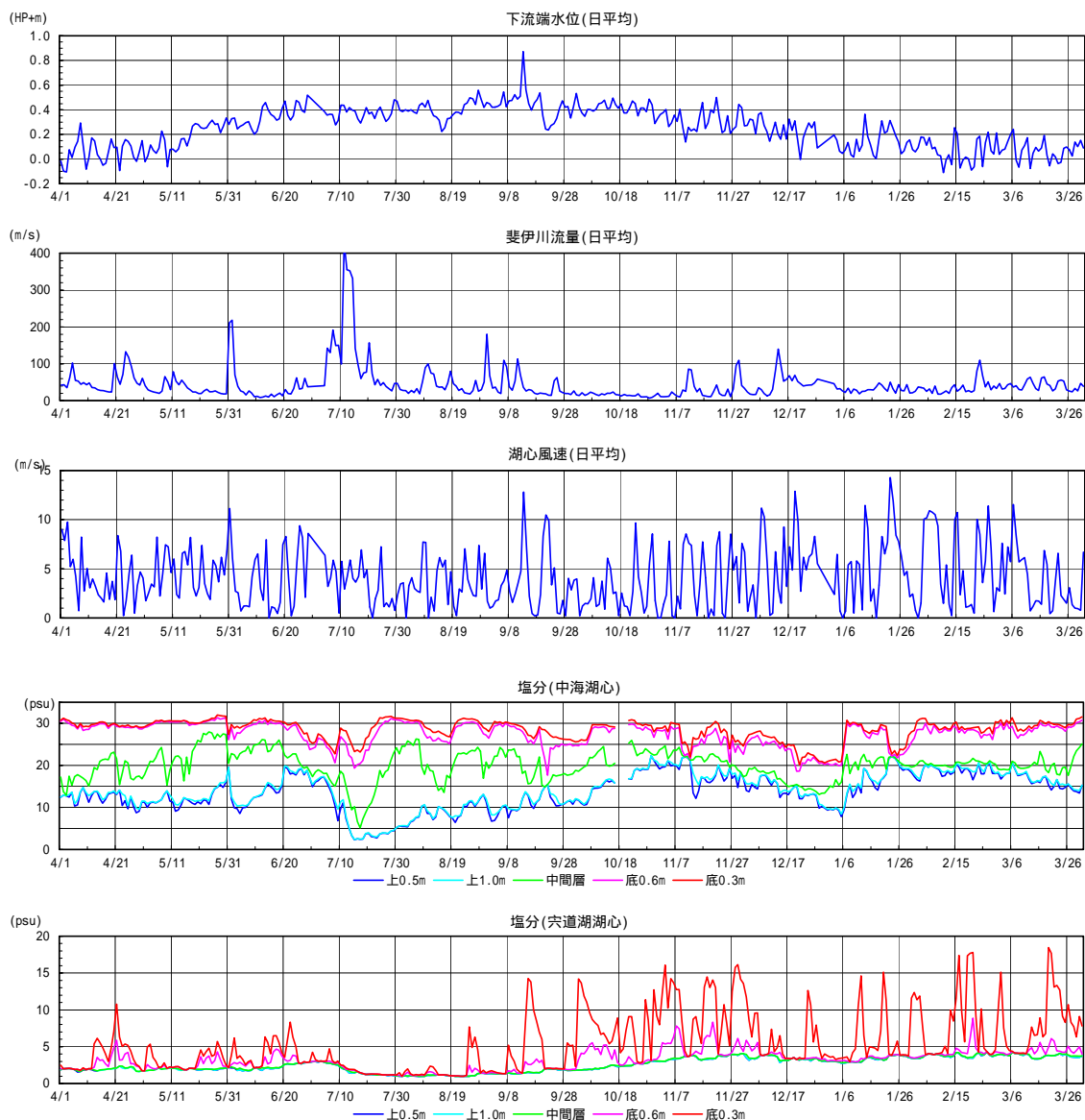


図 6.6.72 水文・気象条件等時系列変化(H15/4/1～H16/3/31, 日平均値)

表 6.6.12 水質予測モデルのパラメーター一覧

項目	名称	記号	単位	設定値	備考
植物プランクトン Chl-a	最大比増殖速度	R_{gp}	1/日	2.0~3.5	
	無機態リンの半飽和定数	K_{lp}	-	0.001~0.005	
	無機態窒素の半飽和定数	K_{ln}	-	0.01~0.05	
	最適日射量(照度)	I_s	cal/m ² /日	150~400	
	最適水温	T_s		10~25	
	水温依存項の尖り度	NCP	-	3~5	
	20 の枯死速度	DP_{20}	1/日	0.05	
	死滅速度の温度定数	DP	-	1.05	
	20 の代謝速度	EP_{20}	1/日	0.02	
	代謝速度の温度定数	EP	-	1.05	
非生物体粒子態物質 P-COD P-O-P P-O-N	20 の粒子態COD分解速度	KD_{PC20}	1/日	0.001	
	粒子態COD分解速度の温度定数	KPC	-	1.05	
	20 の粒子態リン分解速度	KD_{PP20}	1/日	0.001	
	粒子態リン分解速度の温度定数	KPP	-	1.05	
	20 の粒子態窒素分解速度	KD_{PN20}	1/日	0.001	
粒子態窒素分解速度の温度定数	KPN	-	1.05		
非生物体有機物 NL-COD NL-O-P NL-O-N	20 のCOD分解速度	KD_{NC20}	1/日	0.02	
	COD分解速度の温度定数	KNC	-	1.05	
	20 の有機態リン分解速度	KD_{NP20}	1/日	0.02	
	有機態リン分解速度の温度定数	KP	-	1.05	
	20 の有機態窒素分解速度	KD_{N20}	1/日	0.02	
有機態窒素分解速度の温度定数	KN	-	1.05		
溶存態COD D-COD	20 のD-COD分解速度	KD_{DC20}	1/日	0.02	
	D-COD分解速度の温度定数	KDC	-	1.05	
アンモニア態窒素 NH ₄ -N	20 の硝化速度	NT_{20}	1/日	0.50	
	硝化速度の温度定数	NT	-	1.05	
	20 の脱窒速度	A_{20}	1/日	30.0	
	脱窒速度の温度定数	NT	-	1.04	
	脱窒速度の半飽和定数	K_{NOX}	-	0.50	
沈降速度	植物PLの沈降速度	V_{PL}	m/日	0.10	
	デトリタスの沈降速度	V_{DT}	m/日	0.05	
	SS(大粒径)の沈降速度	V_{SS1}	m/日	10.0	粒径区分 20.9-46.5 μm
	SS(中粒径)の沈降速度	V_{SS2}	m/日	1.0	粒径区分 9.3-20.9 μm
	SS(小粒径)の沈降速度	V_{SS3}	m/日	0.5	粒径区分 4.2-9.3 μm
	SS(細粒径)の沈降速度	V_{SS4}	m/日	0.2	粒径区分 0.0-4.2 μm
溶存酸素	再曝気係数	R_{AR}	-	0.5	
植物PLとの重量比	クロロフィルa/COD比率	FP_C	μg/mg	70.0	
	クロロフィルa/リン比率	FP_P	μg/mg	0.3~0.6	
	クロロフィルa/窒素比率	FP_N	μg/mg	5.0~10.0	
	クロロフィルa/DO比率	FP_{DO}	μg/mg	124.0	
水中日射量	水表面反射率	a_r	-	0.060	
	光の消散係数を定める定数	μ_0	-	0.100	$= \mu_0 + \mu_a \cdot P$
		μ_a	-	0.160	

b) 計算結果

水質の年間計算結果から宍道湖湖心、中海湖心及び米子湾中央における平成15年4月1日～平成16年3月31日の項目別時系列変化図を図6.6.73～図6.6.76に示す。

水質の季節的な変化傾向は、各地点で概ね再現できつつある。しかし細かく見れば観測値の再現性が低いところがあり、今後も引き続き検討が必要な状況である。再現性が低いところとしては、宍道湖の冬季のクロロフィルaや中海底層における夏季のリンなどを挙げる事ができる。宍道湖では、冬季において有機態・無機態の窒素の再現性も悪い。

6.6 中海・穴道湖の水理・水質特性

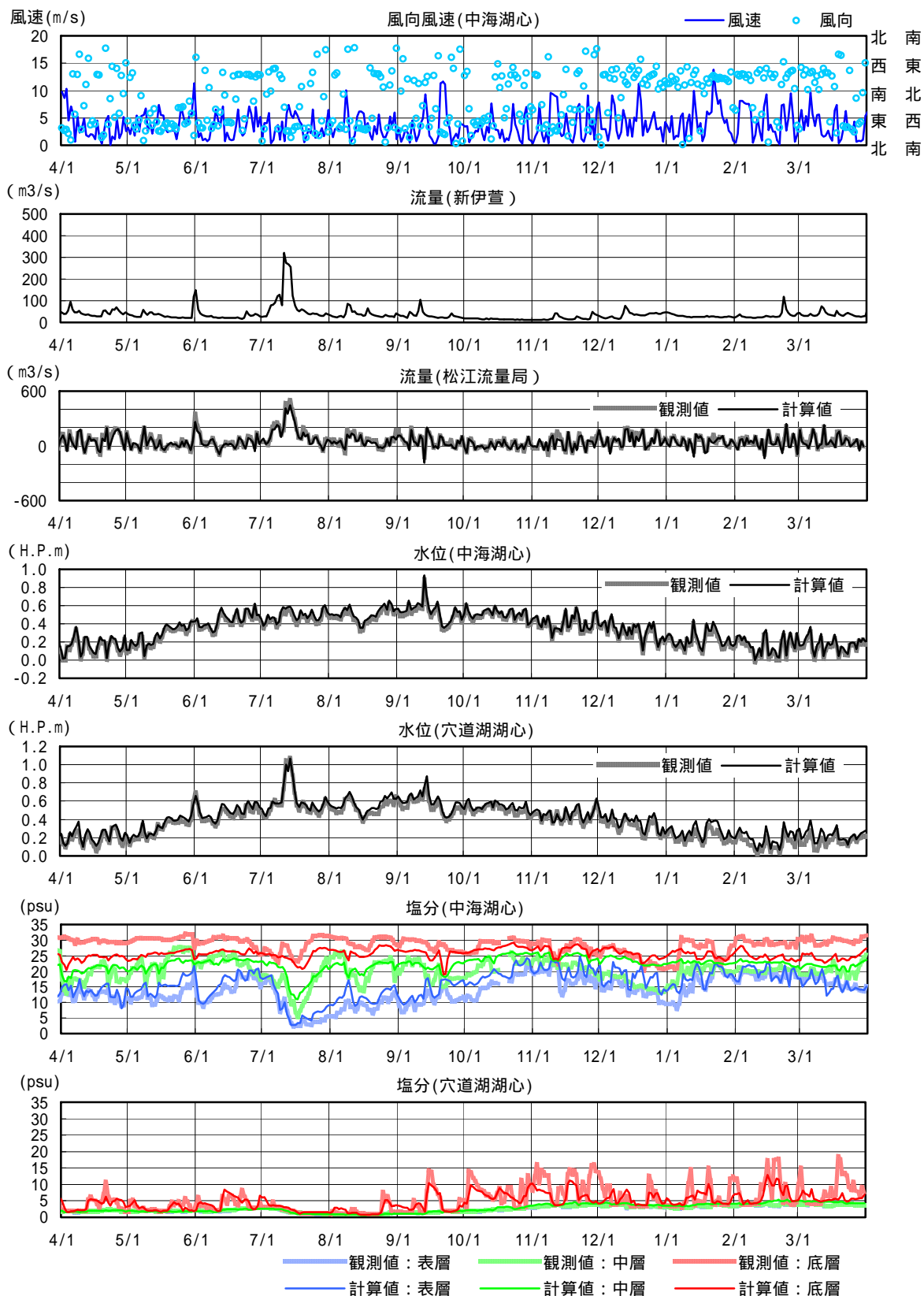


図 6.6.73 流動予測計算結果(H15)

6.6 中海・宍道湖の水理・水質特性

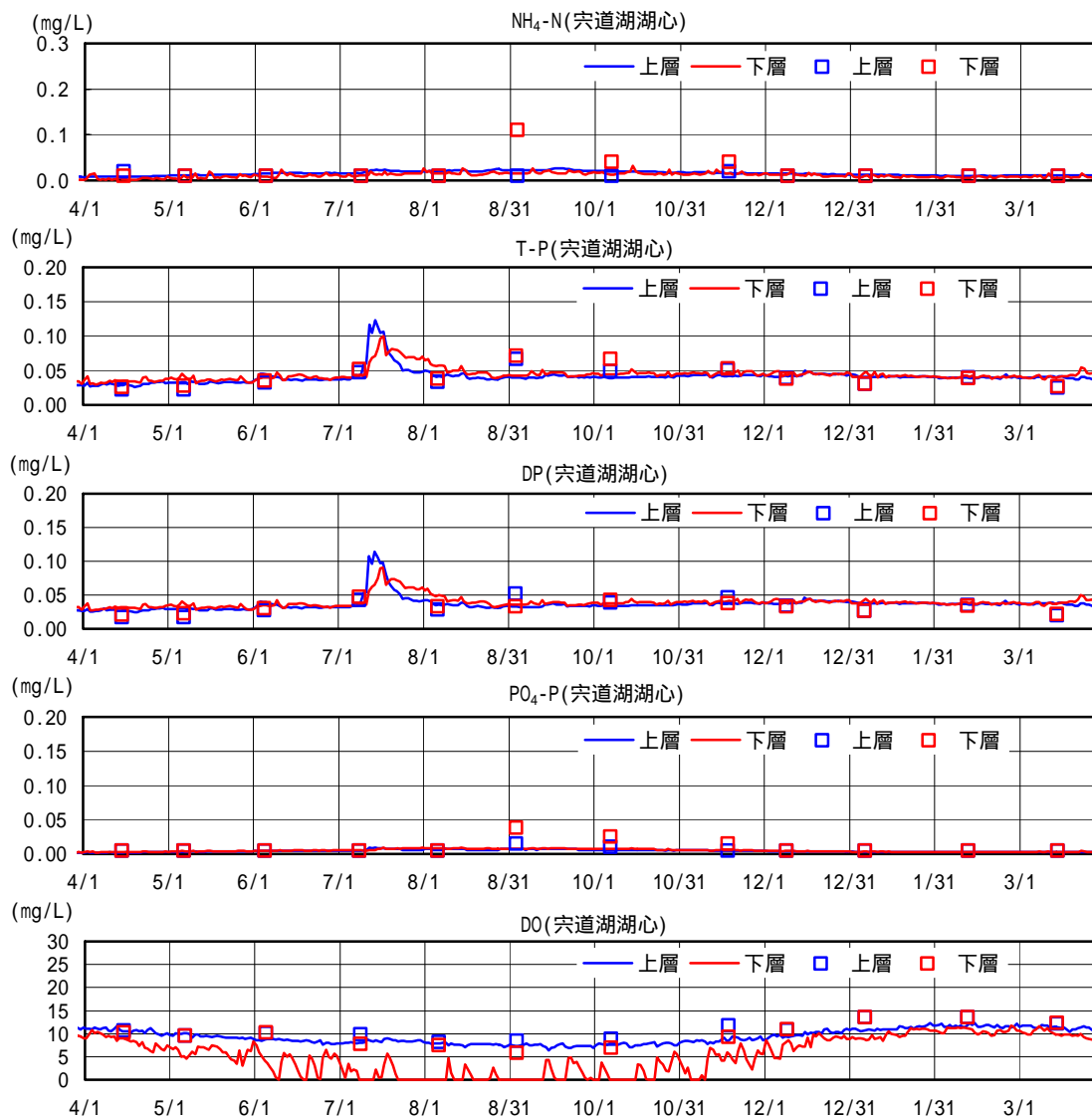


図 6.6.74 水質予測計算結果(宍道湖湖心,H15)

6.6 中海・宍道湖の水理・水質特性

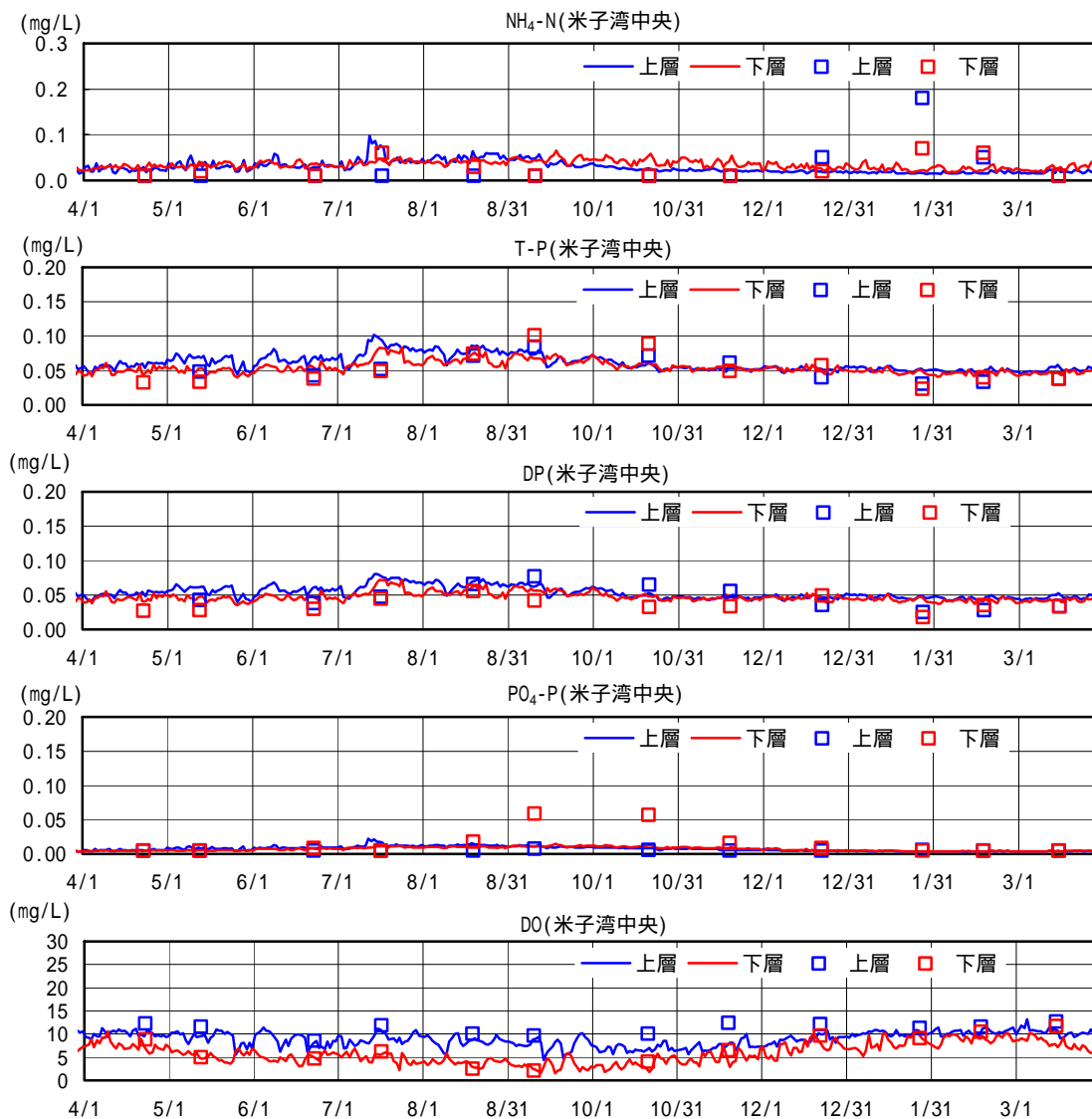


図 6.6.75 水質予測計算結果(米子湾中央,H15)

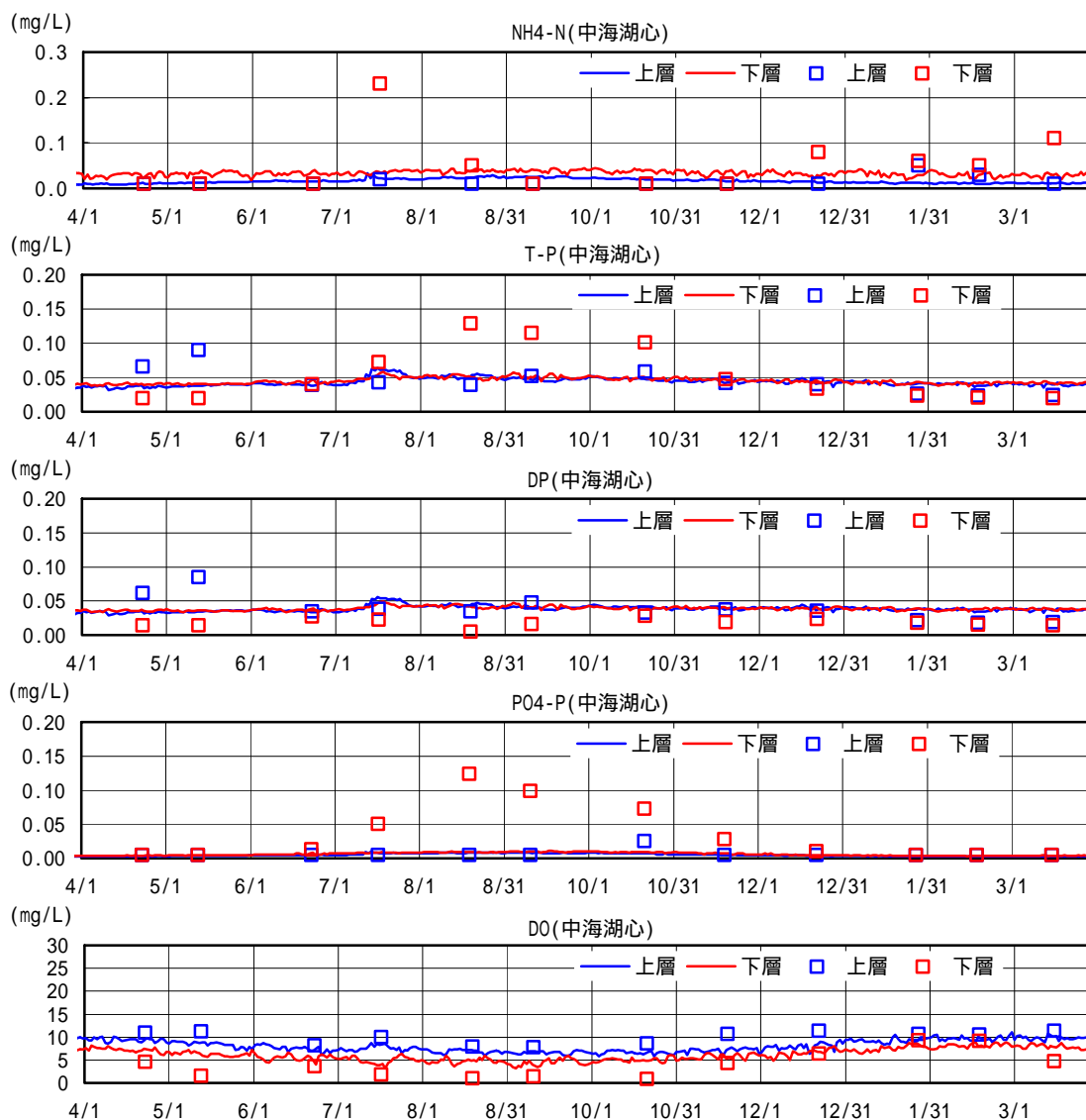


図 6.6.76 水質予測計算結果(中海湖心, H15)

c) 計算結果の評価と課題

i) 水位の再現性の向上

従来のモデル(第 2 フェーズ)では、日単位での水位の再現は良好であったが、洪水時や高潮時に時間単位で変化する短期的な流動時の再現が不十分であった。図 6.6.77 に第 2 フェーズのデカルト座標系モデルでの水位計算結果を示す。年間を通じ日平均水位の再現は概ねできているが、平成 10 年 10 月出水時の水位上昇時では再現性が不十分であった。

水域分割方法(座標系)の改良することにより、図 6.6.78 に示すように出水時や高潮時においても良好な結果が得られるようになった。

6.6 中海・宍道湖の水利・水質特性

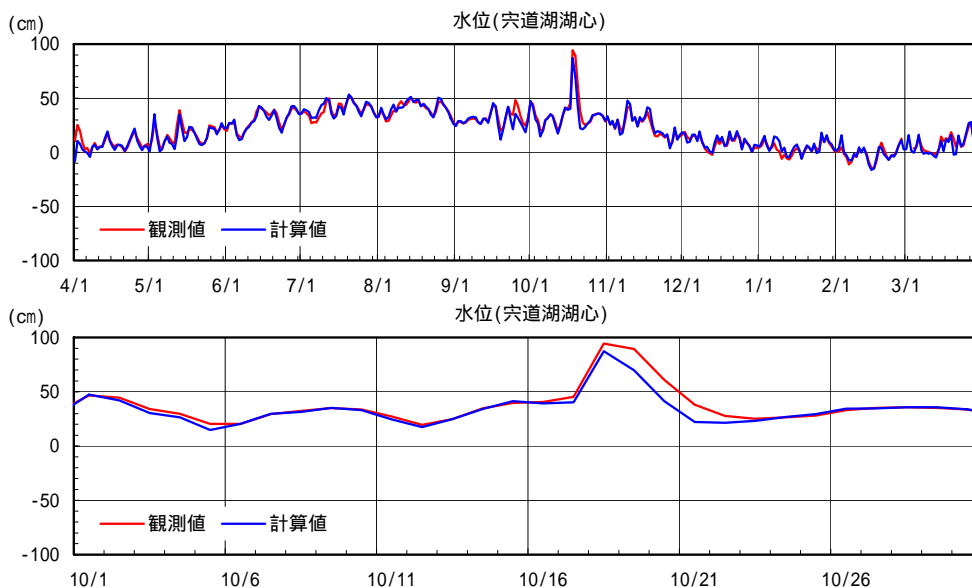


図 6.6.77 従来モデル(第2フェーズ)による水位計算結果(宍道湖湖心,H10)

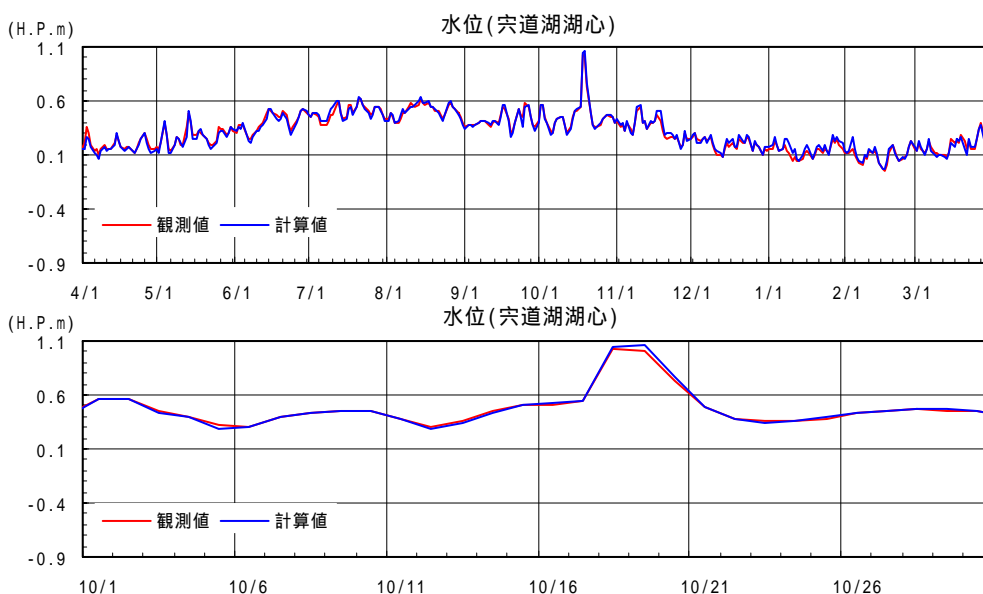


図 6.6.78 本モデル(第3フェーズ)による水位計算結果(宍道湖湖心,H10)

ii) 塩分(塩分フラックス・塩分成層)の再現性の向上

従来のモデル(第2フェーズ)では、日平均塩分の再現は概ね良好であったが、高潮などにより宍道湖底層に形成される塩分成層の再現は不十分であった(図 6.6.79)。

しかしながら、水域分割方法(座標系)を改良することにより、高潮時に大橋川から宍道湖へ進入する塩分フラックスや湖心底層の塩水成層についても良好な結果が得られるようになった。図 6.6.80は第3フェーズにおいて改良したモデルで計算した、宍道湖(湖心)における塩分変化を示したものであり、実測値と計算値は底層でも概ね一致している。

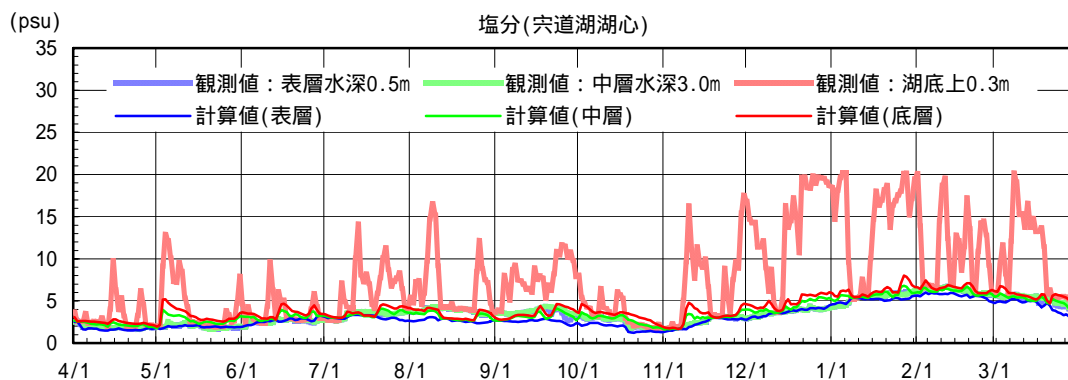


図 6.6.79 従来モデル(第2フェーズ)による塩分計算結果 (宍道湖湖心,H10)

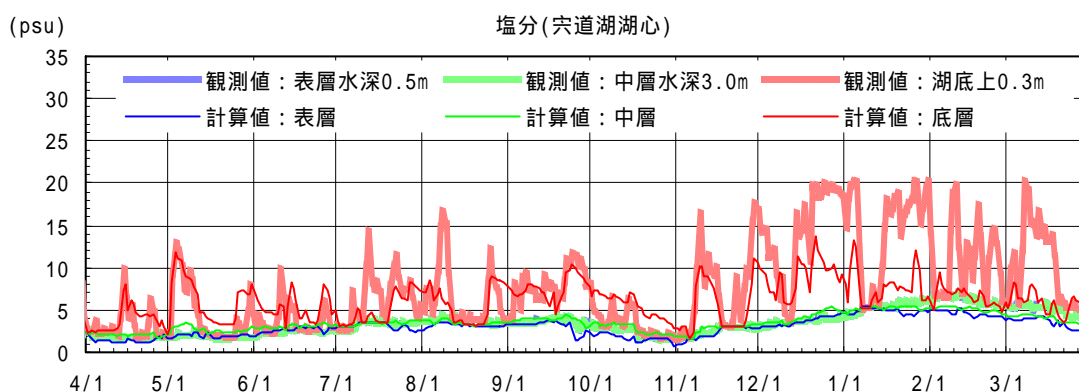


図 6.6.80 本モデル(第3フェーズ)による塩分計算結果 (宍道湖湖心,H10)

宍道湖底層部塩分の再現性については、第3フェーズの計算結果においても、宍道湖底層の成層は再現されているものの、ピーク塩分は若干低いところがある。ピーク塩分の低下は、宍道湖に侵入した後、湖心に到達する前で起こると考えることができる。

宍道湖では、底層に形成される塩分成層に起因して貧酸素化することで、ベントス(特にシジミ)の生息環境に与える影響が懸念される。したがって、湖心における底層の塩分よりも、宍道湖に進入する塩分フラックスと塩分成層の形成回数および継続時間が重要である。上記グラフでは、塩分成層の形成回数と継続に関しては概ね再現できている。なお、一潮汐で大橋川から進入する塩分水塊のボリュームの大きい順で10番目に相当する遡上量は1,100万 m³/sであり、この量が宍道湖底層に50cmの厚さで拡がった場合は約20km²であり、現在のシジミの生息範囲である沿岸域に達しない。

今後は、塩分成層による貧酸素水塊の再現性についてDOを含めて確認を行う予定である。

3) 今後の方向性

中海・宍道湖では水質予測に用いるシミュレーションの基本的な構造（移流・拡散に係る基礎方程式）は、ほぼ完成したものと考えており、当面は現行のシミュレーションモデルを用いて様々な水質検討を行っていく予定である。

なお、境界条件や個々の現象の取り扱いについては、今後も精度の向上を目指した改良を行っていく予定である。今後の方向性は以下のとおりである。

a) 水位、塩分(大橋川：塩分フラックス, 中海・宍道湖：塩分成層)の再現性の向上

モデル開発の第3フェーズで水域分割方法(座標系)を改良することにより、洪水時や高潮時においても良好な結果が得られるようになった。特に、大橋川改修事業の影響が想定される洪水時・高潮時の水位、高潮時に大橋川を遡上する塩分フラックスおよび宍道湖湖底部での高塩分水塊(塩分成層)の形成のような、短期的な流動現象は概ね再現できた。

今後の検討も、平面二次元多層流モデル(直交曲線・シグマ+レベルシグマ座標モデル)を用いて行う予定である。

b) その他の課題

最新の計算結果から見た課題については、現在改良を進めている。

- ・ 流域からの流出負荷量における有機態・無機態比率の設定
- ・ 粒子態の栄養塩類等の設定
- ・ 湖内における巻き上げの組み込み

c) 新たな検討テーマ

今後の新たな検討テーマ(課題)として、以下の2点を考えている。

流域における汚濁負荷流出機構の解明

中海・宍道湖における水質保全対策の主柱は、湖内における浅場整備と流域における汚濁負荷削減対策(流域対策)である。流域における汚濁負荷削減対策は、これまで生活排水、事業所排水及び畜産排水などを中心に進められてきたが、今後はこれらに加えてノンポイント負荷対策が重要になると考えられている。

流域における汚濁負荷対策を効率的に進めるためには、流域からの流出水量の的確な把握および汚濁負荷の発生から排出、流下(流出)過程を把握し、時間的・空間的な流出負荷の変化を適切にモデルに反映する必要がある。そのための具体的な作業案を以下に示す。

流域流量の把握

- ・ 中海宍道湖のマクロな(月～年単位程度)の流量収支の整理
- ・ 支川での流量観測を実施

- ・上記結果を踏まえて現流量データの妥当性を確認
- ・降雨からの流域流出量の算出モデル(分布型流出モデル)の作成
汚濁負荷の流出過程
- ・複数地点(1河川内)で流出負荷量調査の実施(ノンポイント負荷を主なターゲット)
し、汚濁負荷の流出過程の把握
- ・分布型流出モデルなどの物理モデルによる流出負荷量の算定方法の検討

浅場における調査と期待される効果のモデル化

中海・宍道湖では、水質保全対策として浅場整備を検討している。

浅場整備による水質改善効果としては、主に以下のような効果を期待している。

浅場整備により期待される水質改善効果

- ・底質からの栄養塩類の溶出及び底質による酸素消費の抑制
- ・波浪による底質巻き上げの抑制
- ・生物(植生やベントスなど)による浄化
- ・植生帯による沈降促進
- ・底質改善によるその他効果(硝化・脱窒速度の変化)etc

水質予測モデルにより浅場整備の効果を予測評価するためには、期待する水質改善メカニズムをモデル化し、各種条件を設定するための現地調査データを蓄積する必要がある。

また、これまで覆砂や浚渫などの水質改善対策の評価は、湖全体のCOD、窒素及びリンなどを対象に実施しており、今後もこれら環境基準に関わる水質指標の評価は、湖全体を対象とした水質予測モデルにより予測・評価することとなる。一方で、浅場整備による効果は、水際部における透明度の向上など住民に分かりやすい効果を期待しており、従来の水質指標以外の評価が必要となる。そして、水際部における効果などを従来の湖全体を対象とした水質予測モデルで評価するには水域分割などの制約から限界があると考えられる。

したがって、水際部のみを対象としたマイクロモデルを構築するなど適切な評価方法を検討する必要があると考えている。

6.6 の参考文献

- 1) Isozaki, I.: An Investigation on the Variations of Sea Level due to Meteorological Disturbances on the Coast of the Japanese Islands (), Storm surges on the coast of Japan Sea, Journal of the Oceanographical Society of Japan, 24(4), pp.178-190, 1968b.
- 2) 福岡捷二, 上原浩, 黒川岳司, 鈴木篤, 肥田幸子: 台風通過に伴う中海の水位変動とそれが中海の水環境に及ぼす影響, 水工学論文集, 第 44 巻, pp.1185-1190, 2000.
- 3) 福岡捷二, 黒川岳司, 日比野忠史, 鈴木篤, 中村剛, 上原浩: 中海における気象変化に伴う流れと貧酸素水塊の挙動, 土木学会論文集, No.636/ -13, pp.61-79, 1999.
- 4) 宇野木早苗, 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, 1993.
- 5) 福岡捷二, 中村剛, 池内幸司, 日比野忠史: 時空間同時測位装置を用いた閉鎖性汽水湖内部の流れ場の観測と解析, 海岸工学論文集, 第 44 巻, pp.431-435, 1997.
- 6) 近藤邦男, 清家泰, 橋谷博: 汽水湖中海における栄養塩類および植物プランクトンの鉛直分布を支配する塩分躍層の役割, 陸水学雑誌, 第 55 巻, pp.44-60, 1994.
- 7) 黒川岳司, 福岡捷二, 日比野忠史, 上原浩, 鈴木篤: 中海における界面振動とそれに伴う流動, 水工学論文集, 第 44 巻, pp.999-1004, 2000.
- 8) 石飛裕, 神谷宏, 横山康二, 熊谷道夫, 奥田節夫: 潟湖, 宍道湖への塩水進入条件, 陸水学会誌, 60, pp.439-452, 1999.
- 9) Fujii, T. : Relationship of Internal Waves with Tide and Wind Drift Effects and Propagation of Internal Kelvin Waves in Brackish Lake Nakaumi, Jpn. J. Limnol., Vol.58, No.3, pp.241-260, 1997.