The University of Osaka
Institutional Knowledge Archive

Title	大阪湾における汚濁負荷と物質循環機構の実態に関する研究
Author(s)	中谷, 祐介
Citation	大阪大学, 2012, 博士論文
Version Type	VoR
URL	https://hdl.handle.net/11094/2090
rights	
Note	

The University of Osaka Institutional Knowledge Archive : OUKA

https://ir.library.osaka-u.ac.jp/

The University of Osaka

大阪湾における汚濁負荷と
物質循環機構の実態に関する研究

平成 23 年

中 谷 祐 介

目次

第 1 章　序論

1.1　はじめに・・1
1.2　本研究の目的と特色・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・3
1.3　本研究の構成・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・3

第 2 章　対象領域の環境

2.1　はじめに・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・5
2.2　物理環境・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・5
2.2.1　地理
2.2.2　気象
2.2.3　流動構造
2.3　水質環境・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・8
2.3.1　水質の季節変化
2.3.2　水質の経年変化
2.3.3　赤潮の発生状況
2.4　まとめ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・26

第 3 章　降水負荷の実態に関する調査解析

3.1　はじめに・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・28
3.2　調査方法・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・28
3.2.1　雨水の採取
3.2.2　分析方法
3.2.3　調査期間の気象
3.3　雨水の水質特性・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・30
3.3.1　水質分析結果
3.3.2　水質と負荷量の季節変動
3.4　大阪湾への降水負荷・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・35
3.4.1　大阪湾への降水負荷量
3.4.2　大阪湾の一次生産に及ぼす降水負荷の影響
3.5　まとめ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・37

第 4 章　陸域負荷の実態に関する調査解析

4.1　はじめに・・・

5.4.2　紀淡海峡における流動・密度構造
5.4.3　水質構造の季節変化
5.5　大阪湾における水・物質の収支と循環・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・120
5.5.1　流量収支
5.5.2　大阪湾へのリン，窒素負荷特性
5.5.3　大阪湾におけるリン，窒素の収支と循環
5.6　まとめ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・129

第 6 章　大阪湾の物質循環に及ぼす各栄養塩負荷の影響解析

6.1　はじめに・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・131
6.2　方法・・133
6.2.1　解析方法
6.2.2　粒子追跡法
6.3　流動計算結果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・136
6.3.1　再現性の検証
6.3.2　流動構造
6.3.3　外洋水の進入挙動
6.4　水質計算結果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・143
6.4.1　再現性の検証
6.4.2　夏季における外洋起源栄養塩の動態
6.4.3　大阪湾におけるリン，窒素の収支と循環
6.5　河川出水の影響・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・148
6.6　底質の影響・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・149
6.7　黒潮離接岸の影響・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・150
6.7.1　流動・密度構造に及ぼす影響
6.7.2　離接岸に伴う外洋水の進入挙動の差異
6.7.3　水質構造に及ぼす影響
6.7.4　リン，窒素の収支と循環に及ぼす影響
6.8　まとめ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・155

第 7 章　物質循環管理に向けた陸域負荷の人為的制御に関する数値実験

7.1　はじめに・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・157
7.2　方法・・158
7.2.1　陸域負荷の算定方法
7.2.2　数値モデルの概要
7.2.3　計算条件

7.3　陸域負荷の算定結果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・160
7.4　数値計算結果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・161
7.4.1　モデルの再現性
7.4.2　大阪湾における物質輸送場
7.5　物質循環の管理方策の検討・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・163
7.5.1　方策シナリオの構築
7.5.2　解析結果
7.6　まとめ・・・167

第 8 章　結論

本研究に関連した公表論文一覧

謝辞

第１章　序論

1.1　はじめに

東京湾や瀬戸内海に代表される我が国の閉鎖性海域では，戦後復興および高度経済成長期の産業発展に伴って陸域からの人為的な汚濁負荷が急増したことにより有機汚濁や富栄養化が生じ，海域環境は著しく劣化した．そのため，1970 年には水質汚濁防止法が制定され，事業場等からの排水に対する COD 濃度規制が開始された．さらに，大阪湾を含む瀬戸内海では 1973 年 10 月に瀬戸内海環境保全臨時措置法が制定され（1978 年に瀬戸内海環境保全特別措置法として恒久法化），1980 年からは産業系 COD に関する総量規制やリンの削減指導が開始された．その後，総量規制は達成目標とする基準や年度が 5 年ごとに更新され，2002 年 4 月からの第 5 次総量規制からは富栄養化対策としてリン，窒素も規制対象項目に追加され，現在は 2016 年度を目標年次に第 7 次総量規制が実施段階にある．

約 40 年間にわたり継続されてきた陸域負荷削減施策は，海域に一定の水質改善効果をもたらし，一時期には「瀕死の海」とも呼ばれた瀬戸内海は危機的な状態から脱することに成功した．しかしながら，赤潮や貧酸素水塊などの水質汚濁現象の発生，漁業生産量の低迷，藻場・干潟などの浅場の減少といった課題は未だ解決されておらず，健全な水環境が回復されたとは言い難い．

従来，閉鎖性海域の水質環境は陸域負荷によって決定されているとの認識から，水質改善施策としては陸域からの汚濁負荷削減に重点が置かれてきた．例えば，現在実施段階にある大阪湾再生行動計画 [1)]では陸域負荷削減を施策の重要方針に位置付けており，また，第 7 次総量規制においても大阪湾では汚濁流入負荷に対してさらなる規制が必要との方針が示されている．

継続的な陸域負荷削減施策の結果，**図-1.1** に示すように，陸域から大阪湾へ流入する汚濁負荷量は着実に減少しつつある．しかし，大阪湾，特に湾奥部海域の水質には近年大きな改善傾向はみられておらず，夏季を中心に未だ水質汚濁現象が頻発している現状にある．こうしたことを踏まえると，今後は陸域負荷を削減するのみでは，閉鎖性海域における水環境の保全と再生を図ることは難しいことが予想される．

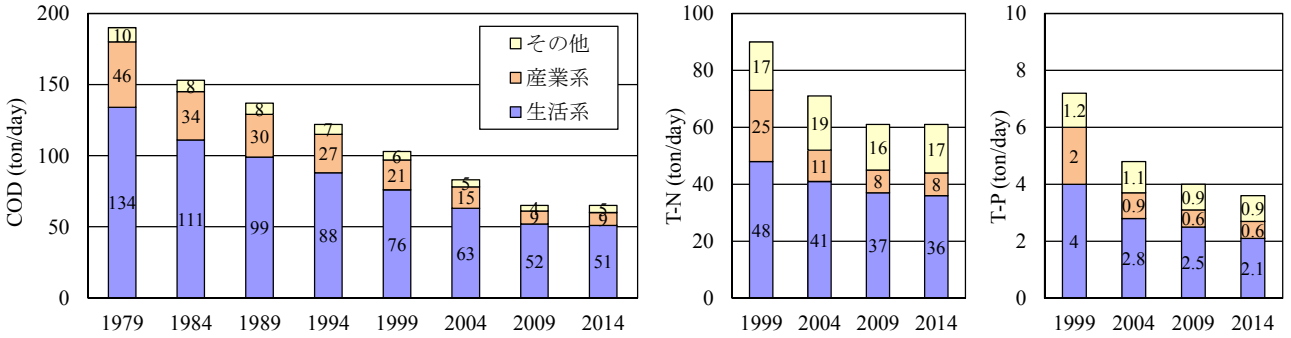


図-1.1　大阪府下における発生負荷量の推移（2014 年度のみ目標値） [2)]

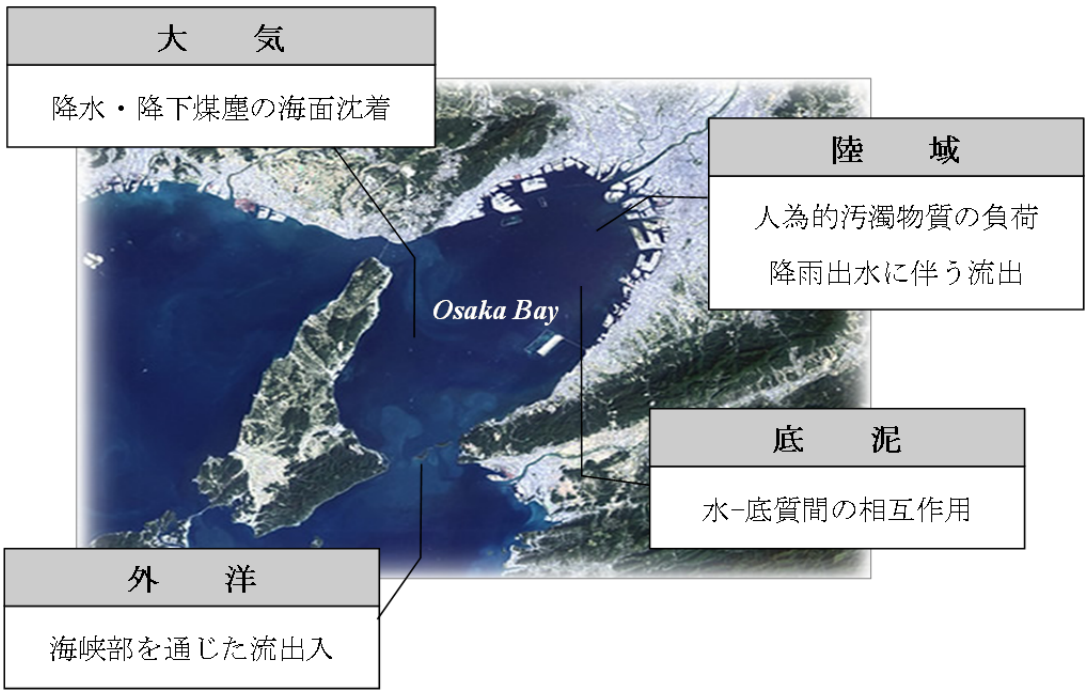


図-1.2　大阪湾における栄養塩供給機構

一方で，**図-1.2** に示すように，閉鎖性海域の水質には陸域からの汚濁負荷だけでなく，底泥や外洋，大気を起源とする栄養塩の動態も無視できない影響を及ぼしている可能性が近年指摘されている[3]．例えば，大阪湾奥部沿岸の海底には有機汚濁の進行した汚泥が堆積しており，有機物が分解されることにより大量の栄養塩が水中へ放出され，富栄養状態を慢性化させる一要因となっている．一方で，大阪湾奥部沿岸域において実施された底質調査[4]によると，海底に堆積する有機態窒素の約50%に相当する窒素量が底質の脱窒機能によって大気へ除去されているという結果も得られている．しかし，沿岸域における底質性状は空間的な不均一性が大きく，季節によっても変化すると考えられるため，水 - 底質間の物質輸送を精確に見積もることは容易でない．また，湾口部では潮汐に応じて海水とともに栄養塩が流出入しており，大阪湾と紀伊水道をつなぐ紀淡海峡において実施された観測結果[5]によると，大阪湾への陸域からの日平均負荷量に匹敵する栄養塩量が，海峡部底層を通じて大阪湾に流入していることが確認されている．また，応答法を用いた解析結果によると，大阪湾に存在する窒素やリンのうち，30～40%が外洋起源であるとの見積もりもなされている[6]．しかし，この算定結果は時空間変動を無視しているとともに様々な不確定要素を含んでおり，その精度について十分な検証はなされていない．加えて，大気からも降雨や降下煤塵を介して，栄養塩が直接海面へ供給されている．さらに，海域の物質循環を解析する上で最も重要な陸域負荷についても，流入する有機物や栄養塩量について精確な算定はなされていない．特に，雨天時には河川水とともに，大量の栄養塩，有機物，土砂が沿岸域へ輸送されており，そのインパクトは大きいと予想されるが，実測データが不足しているために実態は明らかにされていない．

これらの栄養塩負荷が湾内水質に無視できない影響を及ぼし得ることは容易に想像できるが，連続的な実測が難しいため，解析に有用なデータの蓄積がほとんどなく，未だその実態について定量的な把握はなされていない．しかしながら，閉鎖性海域の健全化に向けた適切な方策を提案し，そ

の実効性について正しい評価を行うためには，各負荷の実態を明らかにするとともに，海域における栄養塩の収支と循環を精確に把握することが必要と考えられる．

1.2　本研究の目的と特色

以上の背景を踏まえ，本研究では，閉鎖性海域である大阪湾を対象に，栄養塩負荷の実態を明らかにし，栄養塩の収支と循環を定量的に把握するとともに，湾内の水質や物質循環に及ぼす各負荷の影響を明らかにすることを目的とする．

大阪湾を対象とした物質循環解析はこれまでにも数多くなされてきた[7),8),9)]．しかし，その多くは平均場を対象としており，大気や外洋，底泥を起源とする栄養塩の動態や河川出水の影響については，時空間的な変動が大きく定量的な評価が難しいため十分に考慮されておらず，その結果，施策方針にも反映されていないのが現状である．しかしながら，こうした人為的制御下にない栄養塩負荷が閉鎖性海域の水質や物質循環に無視できない影響を及ぼしているとすれば，陸域負荷削減を中心とした現在の環境施策を抜本的に見直す必要がある．また，各負荷の実態と湾内環境への影響を明らかにしてはじめて，種々の施策の実効性および限界について定量的な評価が可能になると考えられる．本研究は，これまでその重要性が認識されながらも十分な実態把握がなされてこなかった栄養塩供給機構にも着目し，ほとんど蓄積がない実測データの収集・分析を行うとともに，その結果を基に定量的かつ総合的な物質循環解析を行う点に特色がある．

1.3　本研究の構成

本研究の構成を**図-1.3** に示す．

第 1 章では，本研究の背景，目的，特色，構成について述べる．

第 2 章では，研究対象領域の環境について既往の知見を整理するとともに，長期にわたる海域観測資料を基に大阪湾の水質特性について解析を行う．

第 3 章では，雨水の水質調査を実施し，降水の水質特性と大阪湾への栄養塩負荷の実態について解析する．

第 4 章では，統計資料の収集・分析と出水時を含めた河川水質調査を行い，大阪湾へ流入する陸域負荷の実態を明らかにする．また，河道部における物質輸送量のモニタリング手法を提案するとともに，その有用性について評価を行う．

第 5 章では，三次元数値モデルを大阪湾および周辺海域に適用し，大阪湾におけるリン，窒素の収支と循環について定量的な解析を行う．

第 6 章では，大阪湾の水質と物質循環に及ぼす各栄養塩負荷の影響について解析を行う．

第 7 章では，大阪湾の物質循環管理に向けた陸域負荷の人為的制御方策を提案し，その実効性について評価を行う．

第 8 章では，本研究の結論を述べる．

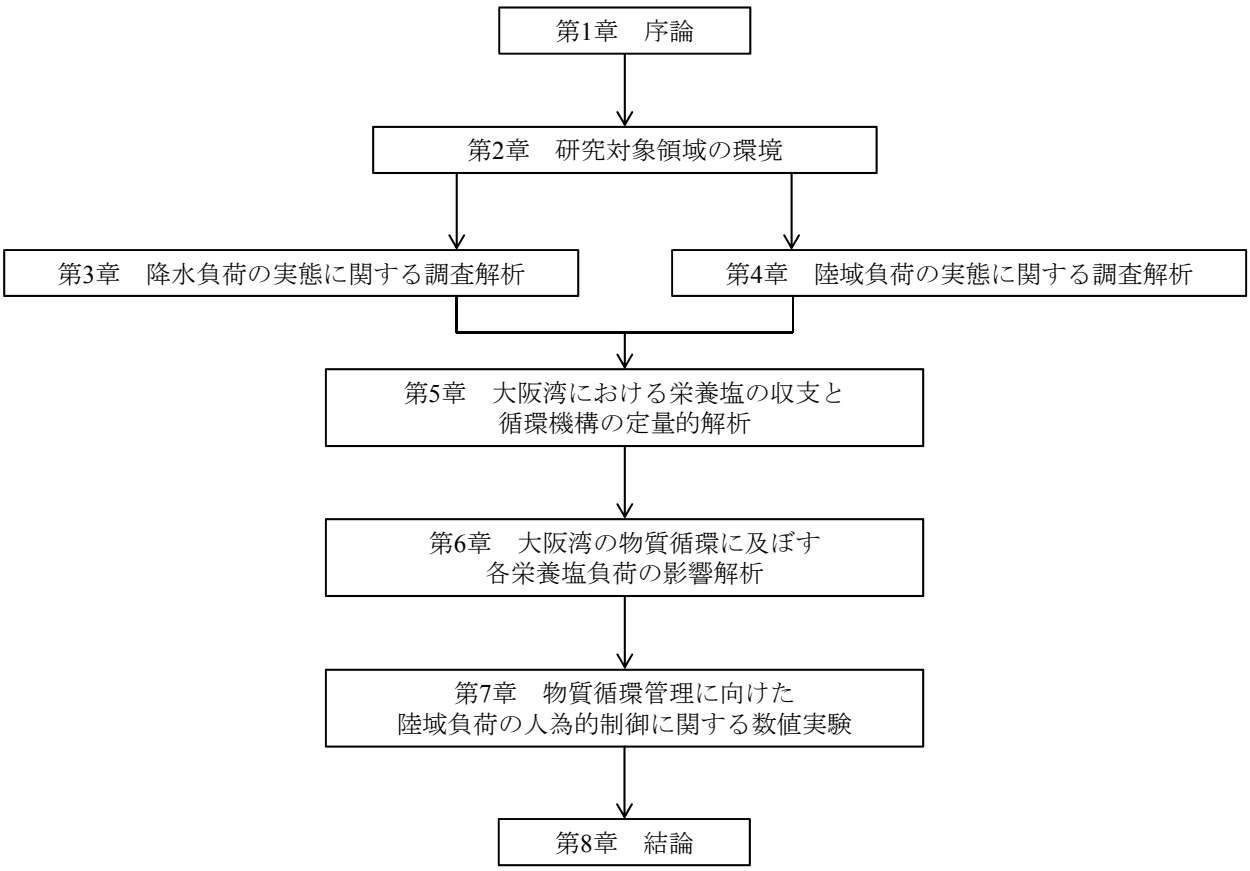


図-1.3　本研究の構成

参考文献

1) 大阪湾再生推進会議：大阪湾再生行動計画（第 1 回改訂版），2008.
2) 大阪府ホームページ　：http://www.pref.osaka.jp/kankyohozen/osaka-wan/souryoukisei.html
3) 今後の閉鎖性海域対策に関する懇談会:今後の閉鎖性海域対策を検討する上での論点整理, 2007.
4) 西田修三・入江政安・中辻啓二：大阪湾奥部沿岸域における懸濁態物質の挙動と底泥特性，海岸工学論文集，第 53 巻，pp.991-995，2006.
5) 西田修三・金漢九・高地慶・入江政安・中辻啓二：紀淡海峡における水質変動特性と栄養塩輸送，海岸工学論文集，第 53 巻，pp.996-1000，2006.
6) 石井大輔・柳哲雄：瀬戸内海に存在する太平洋起源のリン・窒素，沿岸海洋研究，第 43 巻，第 2 号，pp.119-127，2006.
7) 門谷茂・三島康史・岡市友利：大阪湾の富栄養化の現状と生物による N と P の循環，沿岸研究ノート，第 29 巻，第 1 号，pp.13-27，1991.
8) 山根伸之・寺口貴康・中辻啓二：大阪湾奥部のエスチュアリー循環と栄養塩収支，海岸工学論文集，第 45 巻，pp.1061-1065，1998.
9) 谷本照巳・星加章・三島康史・柳哲雄：大阪湾における懸濁物質・窒素・リンの収支と循環，海の研究，第 10 巻，第 5 号，pp.397-412，2001.

第 2 章　研究対象領域の環境

2.1　はじめに

国内外を問わず，流域に都市部を抱える閉鎖性海域の水環境は人間活動の影響を受けているが，その水環境特性は地形や気象，集水域の土地利用などの様々な要因によって決定され，各海域によって異なる．そのため，大阪湾の物質循環機構を明らかにするためには，まず当海域固有の環境特性を明らかにする必要がある．また，大阪湾では 1970 年代以降，水環境施策が継続的に実施されてきた結果，この約 40 年間に海域水質は大きく変化した．本章では，大阪湾を中心に研究対象領域の水環境の現状について既往の知見を整理するとともに，長期にわたる海域観測資料を基に水質の分布特性と経年変化について解析する．

2.2　物理環境

2.2.1　地理

大阪湾は瀬戸内海の東端に位置する長軸 60km，短軸 40km の楕円形の海盆である．大阪湾および周辺海域の地形を**図-2.1** に示す．平均水深は約 28m，水面面積は約 1,447km^2，容積は約 44.0×10^{9}m^3 である．地形上の大きな特徴として二つの湾口部を有していることが挙げられ，一つは明石海峡を通じて播磨灘と，今一つは紀淡海峡を通じて紀伊水道と接続している．大阪湾再生行動計画 [2)] による

瀬戸内海環境情報センターHP[1)] より

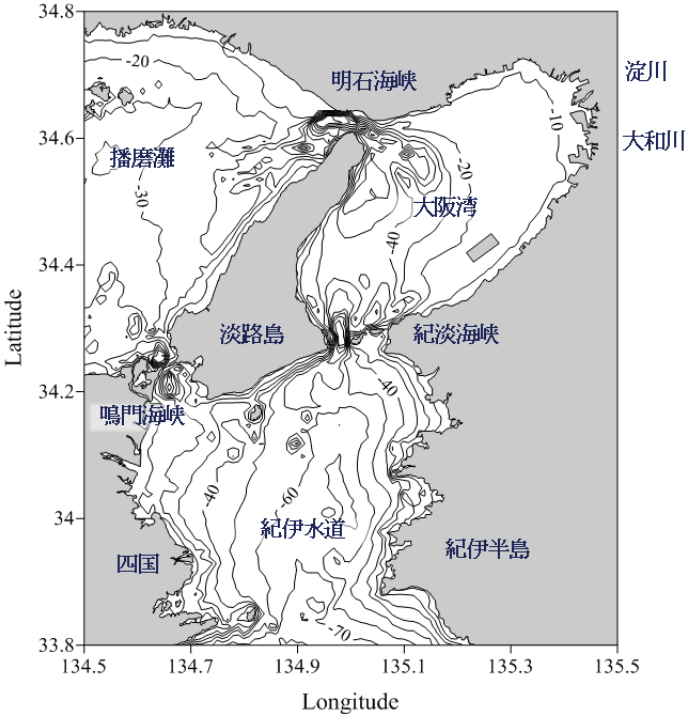


図-2.1　対象領域の地理と海底地形

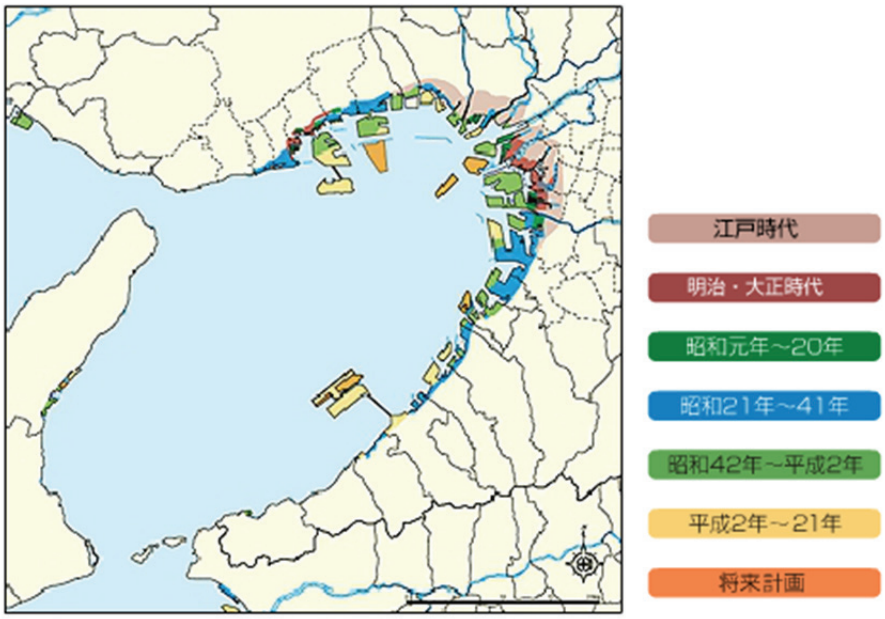


図-2.2　大阪湾における埋め立ての変遷 [3)]

と，「大阪湾の範囲は，和歌山県和歌山市と兵庫県淡路島を結ぶ線（海峡），同島と兵庫県明石市朝霧側河口左岸を結ぶ線（明石海峡）及び陸岸に囲まれた海域」と定義されている．大阪湾の集水域は 2 府 5 県にわたり，集水面積は 10,140km^2 と広く，平成 22 年時点で 17,438 千人の流域人口を抱えている．

海底地形は東部では水深が 20m 以下と比較的浅く，西部に向かうにつれて深くなり，海峡部において最も深くなっている．その性状は泥質化しており，海峡部周辺においてのみ，強い潮流の影響を受けて砂質や礫質が分布している．

沿岸域における埋め立ての変遷を**図-2.2** に示す．神戸港から阪南港にかけての沿岸部では高度経済成長期以降，神戸ポートアイランド，関西国際空港，神戸空港，大阪湾広域処理場（フェニックス計画）などの埋め立て事業が進められ，その結果，海岸線は複雑化な形状を呈している．湾奥部には自然海岸はほとんど残されておらず，生物の生息環境として重要な藻場や干潟は，湾奥部には少なく，淡路島沿岸や大阪府南部に点在しているのみである．

大阪湾には多くの一級・二級河川が流入しており，淀川，大和川，神崎川，武庫川などの主要河川のほとんどは湾奥部に集中している．播磨灘には加古川や揖保川といった一級河川からの流入があり，主要河川は本州側に集まり四国側には少ない．紀伊水道では紀ノ川，吉野川，桑野川，那賀川などから多くの淡水が流入している．

2.2.2　気象

図-2.3～2.4 に大阪測候所における気温，降水量，日射量および日照時間の平均的な月変動（2001～2010 年平均値）を示す．**図-2.3** には日最高気温と日最低気温の平均値もあわせて載せている．大阪湾は瀬戸内気候区に属し，2001～2010 年における年間平均気温は 17.2℃，平均年間降水量は 1,239mm/year と比較的温暖少雨な地域である．気温は 8 月に最も高く，1 月に最も低くなる．降水量は，梅雨期（近畿地方では 6 月初旬から 7 月半ばまで）と台風期に多く，冬季に少ない．ただし，8

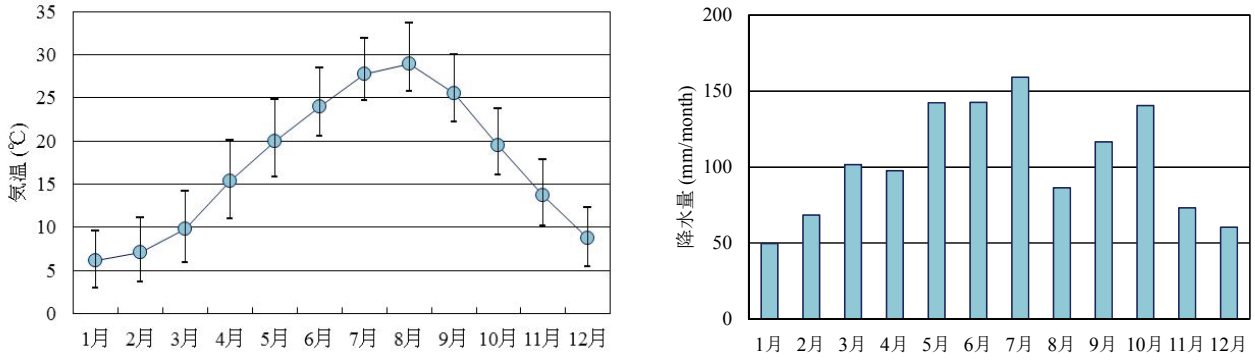


図-2.3　気温と降水量の月変動

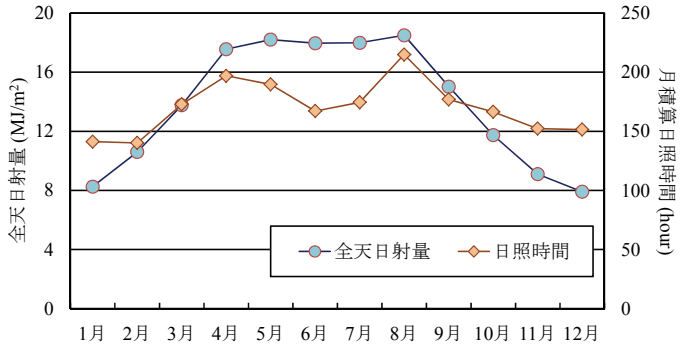


図-2.4　全天日射量と日照時間の月変動

月は台風期であるが，晴天が続くため降水量は少ない．全天日射量は 4 月から 8 月に高く 18MJ/m^2 付近を推移するが，冬季にはおよそ半減する．日照時間は 4 月と 8 月にピークを示し，年平均値では 1 日当たり 5.6 時間となっている．

2.2.3　流動構造

藤原ら [4]は関係機関による潮流資料を収集・総合し，**図-2.5** に示す大阪湾における残差流系の分布と特性を明らかにした．大阪湾の残差流系には二つの大きな渦構造が存在することが知られており，一つは明石海峡前面にみられる沖ノ瀬環流と呼ばれる強い時計回りの循環流であり，いま一つは紀淡海峡北部にみられる友ヶ島反流と呼ばれる時計回りの循環流である．これらはともに潮汐残差流であり，上層から下層までほぼ一様な流動構造を有しているとされる．これら二つの渦構造が存在することにより，湾西部では比較的強い混合が生じている．一方，湾奥部では多くの河川が集中しているため，年間を通じて成層状態にある．湾奥部に流入した淡水は表層を南下し，東岸恒流帯と呼ばれる流れを形成する．南下した河川水はその後，潮汐フロントに沿って北西流に転じて神戸方向に向かう流れと，そのまま南下し続け紀淡海峡付近に到達する流れに分岐する．また，湾奥部では，上層では河川水が流出する一方で下層ではそれを補償するように沖合水が流入し，河口域において下層水が上層に湧昇するエスチュアリー循環がみられる．その結果，上層では湧昇流による水平発散が生じ，圧力勾配とコリオリ力のつり合いによって，時計回りの高気圧性循環が引き起こされる [5]．これは西宮沖環流と呼ばれ，水深 3～5m を中心にみられる．

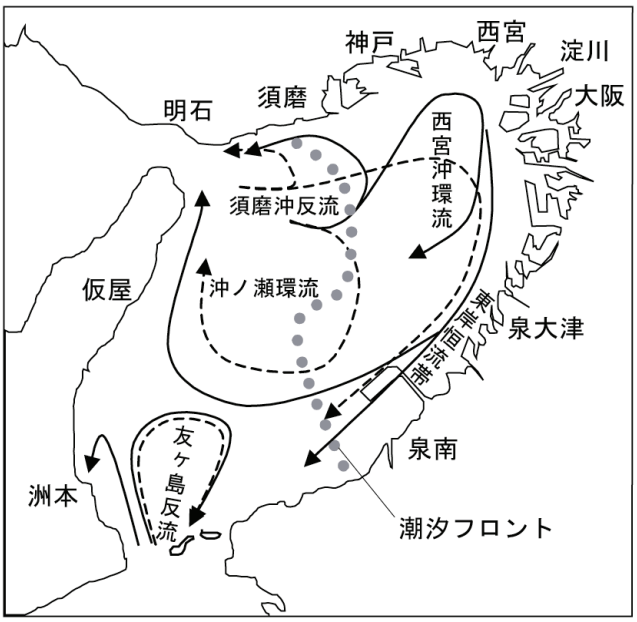


図-2.5　大阪湾でみられる残差流系[4)]

2.3　水質環境

2.3.1　水質の季節変化

海域における物質の収支や循環を現地観測によって直接把握することは容易ではないが，様々な水質指標を測定しその分布構造を調べることで，海域における物質循環の一端を捉えることができる．幸いにも，我が国の沿岸海域では関係機関による流況，水質のモニタリング体制が整備されており，1970 年頃以降の海域観測データが蓄積，公表されている．大阪湾を対象とした代表的な調査としては，国土交通省による瀬戸内海総合水質調査と，各府県の水産試験場による浅海定線水質調査，各府県による公共用水域水質調査などが挙げられる．このうち，公共用水域水質調査では観測地点が沿岸域に集中し，港湾内などの小領域における詳細なデータが蓄積されているが，その一方で沖合の観測点は少なく，湾全体の水質構造を把握するには向かないため，ここでは使用しない．

瀬戸内海総合水質調査と浅海定線水質調査による水質観測地点をそれぞれ**図-2.6 と図-2.7** に示す．総合水質調査は瀬戸内海全域を対象に，1982 年以降，各季に 1 回の頻度（2 月，5 月，8 月，10 月）で多くの水質と底質に関する項目について測定がなされている．ただし，大阪湾や播磨灘では，形態別栄養塩については 1988 年以降にしか測定されていない．一方，浅海定線水質調査は 1972 年から開始されており，月 1 回の頻度で水温，塩分が，また各季に 1 回の頻度（2 月，5 月，8 月，11 月）で形態別栄養塩等の水質項目が測定されている．浅海定線水質調査の大きな特徴として，調査日が毎月初旬に設定されていることが挙げられる．そのため，他の調査に比べてデータの時間的均質性が整っており，各季節の水質の経年変化が捉えやすい．ただし，各水産試験場によって測定項目が一部異なるために，広範な空間分布を捉えるには適さない場合がある．

ここではまず，総合水質調査の結果を用いて，大阪湾とその周辺海域における現状の水質分布特

性を明らかにする．窒素とリンの形態構成を図-2.8 に示す．窒素，リンともに，その形態は大きく懸濁態（Particulate）成分と溶存態（Dissolved）成分とに分けられ，さらにそれぞれ有機態（Organic）成分と無機態（Inorganic）成分に区別される．また，DIN は NH_4-N，NO_2-N，NO_3-N の 3 態に区分されるが，DIP のほとんどは PO_4-P として存在していることから，通常 PO_4-P と DIP は同義で扱われることが多い．ここでは，DIN は NH_4-N，NO_2-N，NO_3-N の総和として求め，O-N，O-P はそれぞれ T-N と DIN，T-P と PO_4-P の差として求めた．

2001～2010 年における各季の表層（水面下 2m），底層（水底面上 2m）の平均水質分布を図-2.9 に示すとともに，各水質項目の分布特性について以下に述べる．ただし，2006 年夏季には紀伊水道周辺の表層，底層において T-N 濃度に著しく高い値がみられ，他の年と大きく異なる傾向を示したため，ここでは除外して平均操作を施した．

1) 塩分

河川水流入の影響を強く受けている大阪湾奥部では表層，底層ともに塩分は低い値を示し，外洋に向かうにつれて高くなっている．夏季には河川流量が多いため，他の季節に比べて海域全体の表層塩分が低くなっている．一方，底層分布には季節による大きな違いはみられない．

2) 水温

水温には季節によって明瞭な違いが認められ，海域全体で春季と夏季には水温成層が生じている一方で，秋季と冬季には上下層でほぼ一様化している．また，沿岸水に比べて外洋水の季節変動は比較的小さく，紀伊水道では冬季に沿岸水と外洋水の間で明瞭な熱塩フロントが形成されている．

3) SS（Suspended Sediment）

SS は水中の懸濁物質量を表し，総合水質調査においては海水 1L 中に含まれる粒径 2mm 以下の不溶性懸濁物質の質量として定義されている．表層濃度は概ね 2mg/L と低く，大阪湾奥部および播磨

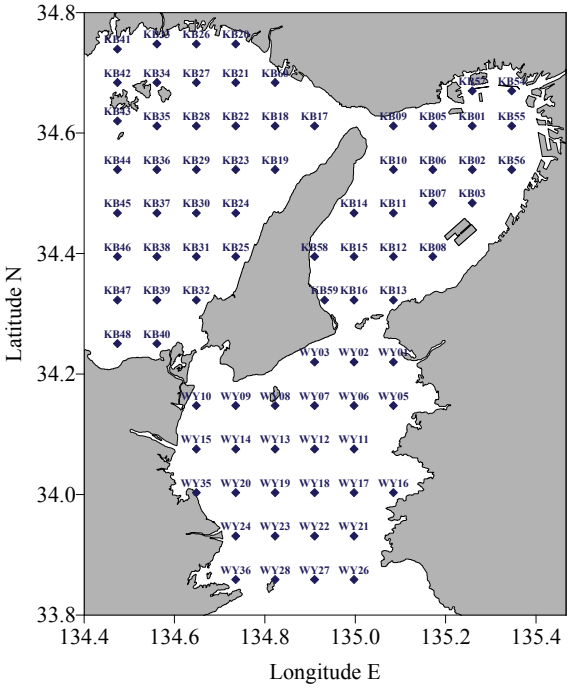


図-2.6　総合水質調査の観測地点

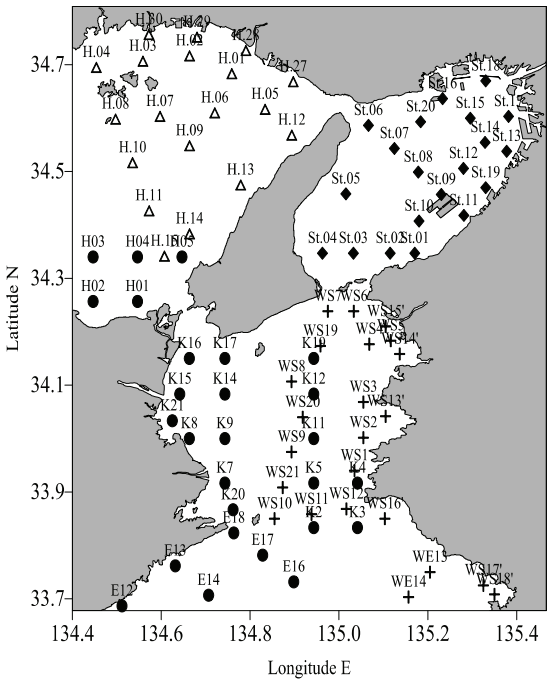


図-2.7　浅海定線水質調査の観測地点

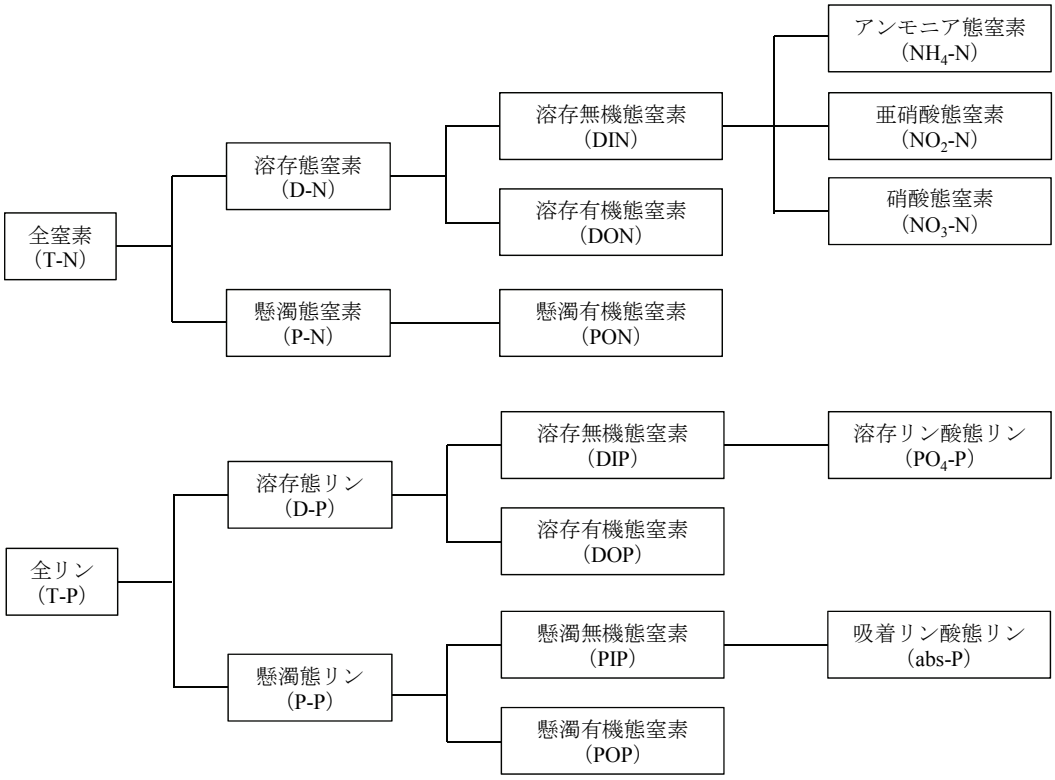


図-2.8　窒素とリンの形態構成

灘北部沿岸域において高い値を示している．一方，底層では大阪湾西部から明石海峡周辺，鳴門海峡南東部において局所的に濃度極大部がみられ，海峡部周辺における強い潮流シアによって底質が巻き上げられ，環流の中央付近に集積されていると推察される．

4) Chl.-a（Chlorophyll-a）

Chl.-a は光合成に必要な葉緑色素の一種であり，水中に浮遊する植物プランクトンの現存量を表す指標として用いられる．大阪湾奥部では年間を通じて高い濃度を示し，季節に依らず一次生産が活発であることが窺える．一方，大阪湾西部や播磨灘，紀伊水道では概ね 4μg/L 以下と低い値を示している．

5) 透明度

透明度は直径 30cm の白色円盤を水中に下ろし，肉眼で見えなくなる深度で表される．水の清濁の程度を表す指標であり，SS 濃度，Chl.-a 濃度，溶存有機物濃度などに依存する．水中の光環境は植物プランクトンの光合成活性に大きく影響するため，透明度は水温と並んで海域の一次生産構造を決定する重要な物理指標である．大阪湾奥部や播磨灘北部沿岸では冬季でも 4m 以下と汚濁しており，下層では光制限が働いていると考えられる．また，紀伊水道南部では清浄な外洋水の流入により，10m 以上の値を示している．

6) DO（Dissolved Oxygen）

DO は水中の溶存酸素量を表し，一般に mgO_2/L の濃度単位で表される．生物の生息環境に直接影響を及ぼすだけでなく，底泥粒子や浮遊懸濁物質への栄養塩の吸脱着過程にも関わるパラメータであり，生態系や物質循環において重要な指標である．大阪湾奥部および播磨灘の底層では夏季を中

心に 4mg/L 以下を示し，貧酸素水塊が慢性的に発現している．

7) COD（Chemical Oxygen Demand）

COD は懸濁物質を含む未ろ過の海水を酸化剤で化学的に酸化した場合に消費される酸素量であり，海域の有機汚濁の度合いを表す指標として用いられる．総合水質調査においては，酸化剤に過マンガン酸カリウムを用いている．COD は有機物量を直接表していないため，物質循環を表す指標としては様々な問題点を抱えているが，測定が簡便であり過去からのデータの蓄積があるため，現在でも環境行政においてよく用いられている．COD は河川などを通じて外部から供給される外部負荷と，海域内の一次生産によって発生する内部負荷とに分けられ，一般に前者に比べて後者は季節変動が大きい．大阪湾東部表層では一年を通じて 2.0mg/L 以上の高い値を示し，他海域に比べて有機汚濁が進行していることがわかる．

8) 栄養塩（窒素，リン）

栄養塩とは，狭義では NH_4-N，[NO_2+NO_3]-N，PO_4-P といった植物プランクトンが摂取可能な無機態栄養塩のことを指すが，**図-2.8** に示したように窒素やリンは様々な形態で物質循環系内に存在し，広義では一次生産者にとっての必須元素としての窒素やリンなどのことを指す場合もある．NH_4-N，[NO_2+NO_3]-N，PO_4-P はいずれも大阪湾奥部表層において夏季を中心に高濃度を示し，湾口部に向かうにつれて低くなっている．その勾配は大きく，陸域から供給された栄養塩は速やかに植物プランクトンに同化されているものと考えられる．また，NH_4-N と PO_4-P は湾奥部底層においても高い値を示しており，底泥から大量に溶出し，滞留しているものと推察される．

O-N と O-P はいずれも大阪湾奥部表層で高く，底層で低い値を示している．これは陸域から有機態成分としても窒素やリンが負荷されることに加え，活発な一次生産によって無機態成分が有機態成分に速やかに変換されるためである．全成分に占める有機態成分の占める割合（O-N/T-N 比，O-P/T-P 比）は，窒素，リンについてそれぞれ，表層で 57～71%，44～63%，底層で 54～68%，38～57%といずれも半分程度と大きく，その動態は物質循環の中で無視できない影響を及ぼしていると考えられる．ここで，T-P の内訳には土砂粒子表面に吸着して存在する懸濁無機態リンも含まれるが，**図-2.9(c)** で示したように表層では SS 濃度が低い値を示していることを考えると，無機懸濁態リンの存在量は少ないと推察される．一方，底層では SS が局所的に高い値を示しており，今回の定義に基づく O-P には懸濁無機態リンも少なからず含まれている可能性が考えられる．

表層の栄養塩制限についてみると，冬季と春季には湾奥部表層の DIN/PO_4-P 比は Redfield 比[6]（N/P=16）より大きく，PO_4-P 濃度も 0.01mg/L 前後の低い値を示していることから，リン制限が働いていると推察できる．一方，夏季と秋季には DIN/PO_4-P 比は 16 以下の値を示し，PO_4-P 濃度も 0.02mg/L と比較的高く，リン制限が解消されている．これは，底層の貧酸素化に応じて底泥からのリンの溶出量が増加し，河口付近のエスチュアリー循環によって表層に運ばれるためと考えられる．しかし，DIN 濃度も 0.10mg/L 以上を示し枯渇していないことから，夏季と秋季における湾奥部海域では栄養塩制限は働いていないと推察される．ただし，湾奥部や河口付近の水質は，河川出水や気象擾乱に応じて大きく変動するため，短期的・局所的には制限因子が変化していると考えられる．

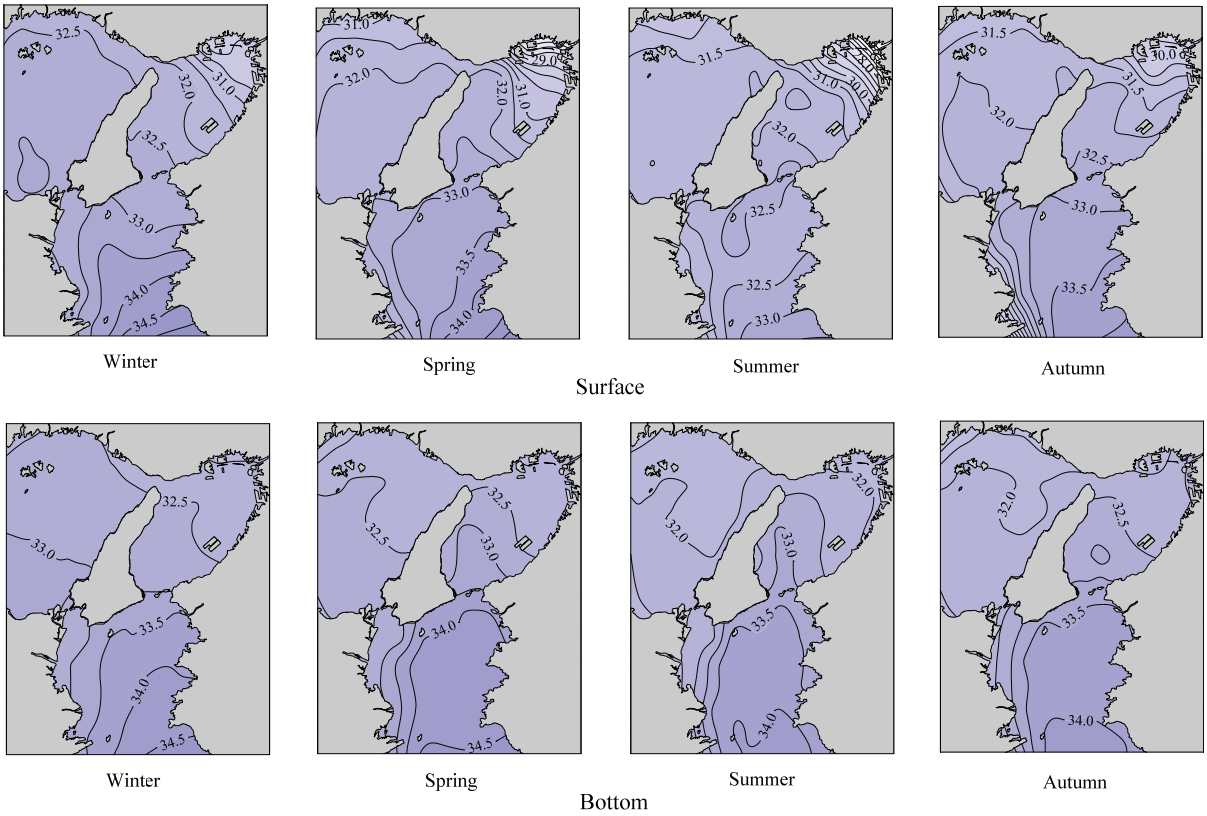


図-2.9(a)　塩分の水平分布

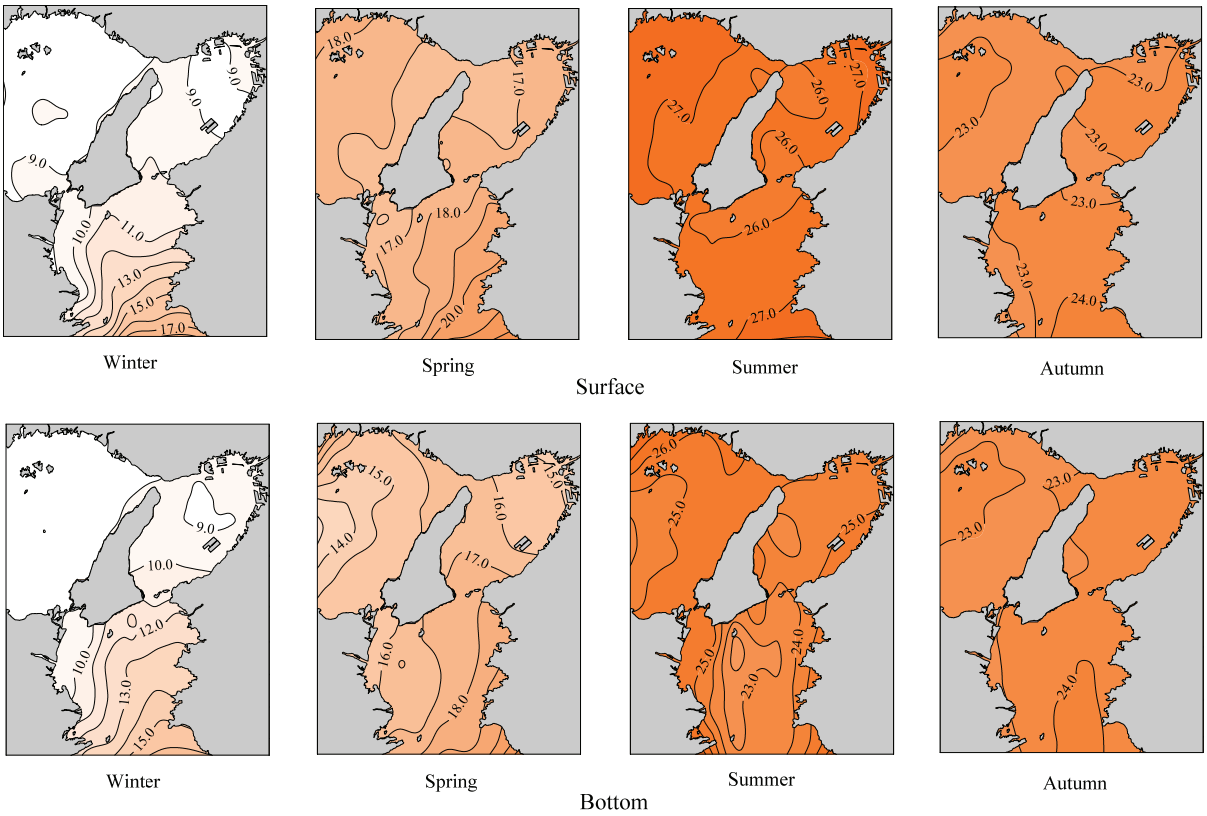


図-2.9(b)　水温（℃）の水平分布

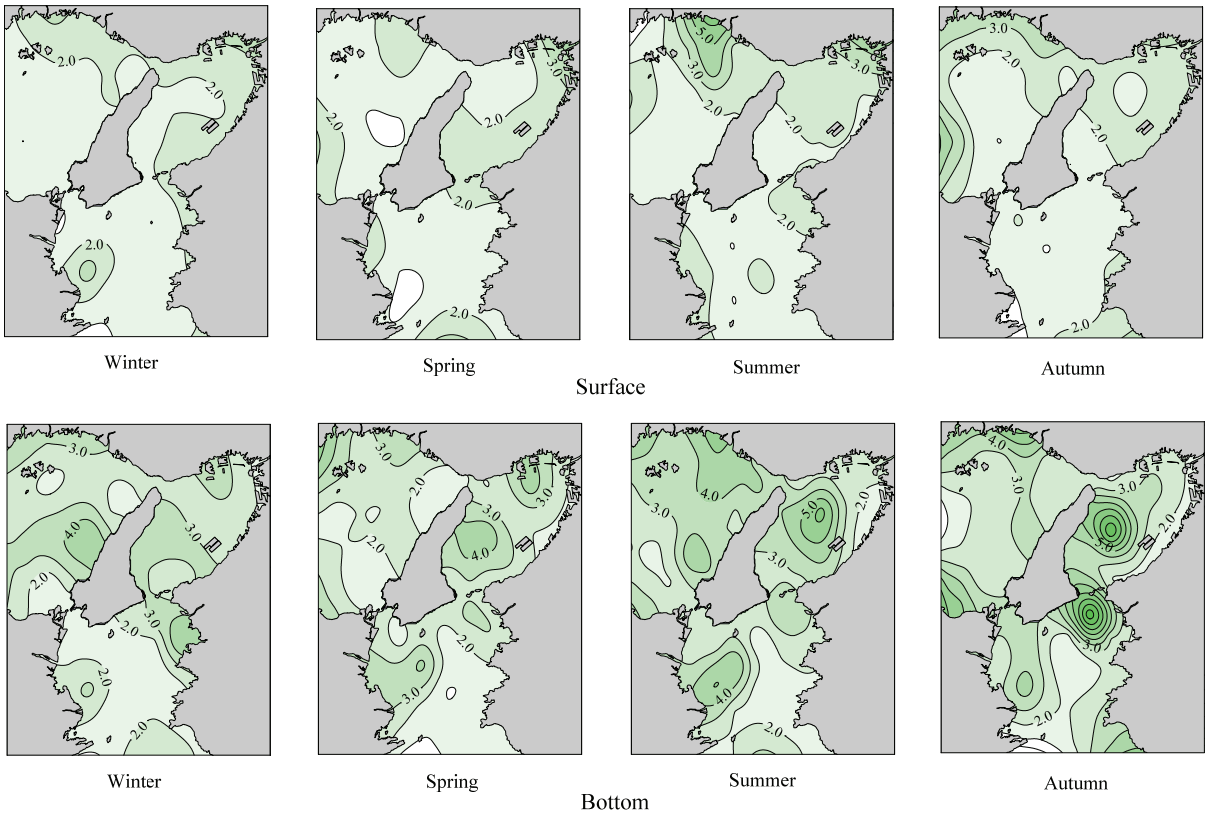


図-2.9(c)　SS（mg/L）の水平分布

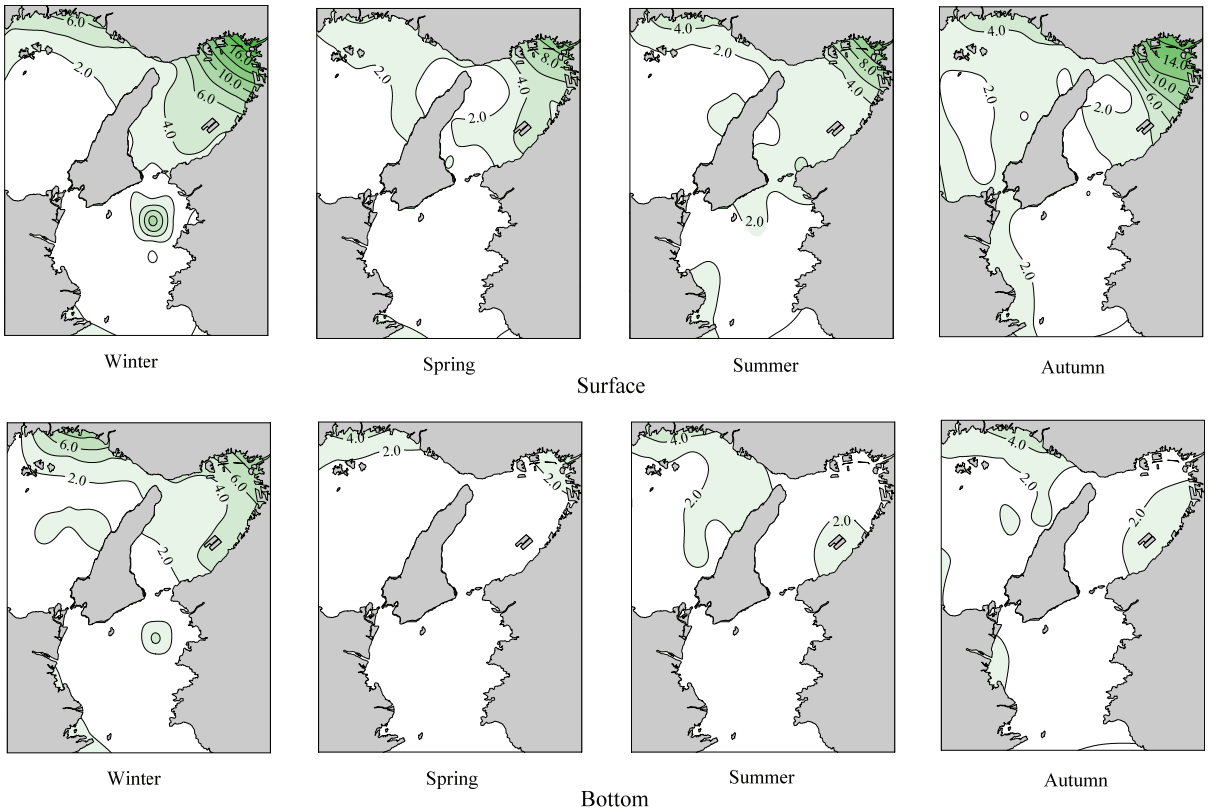


図-2.9(d)　Chl.-a 濃度（μg/L）の水平分布

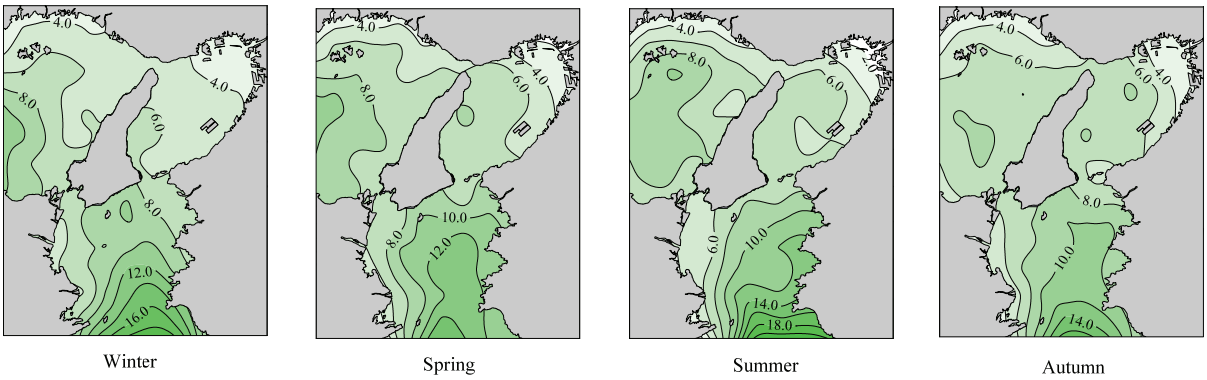


図-2.9(e)　透明度（m）の水平分布

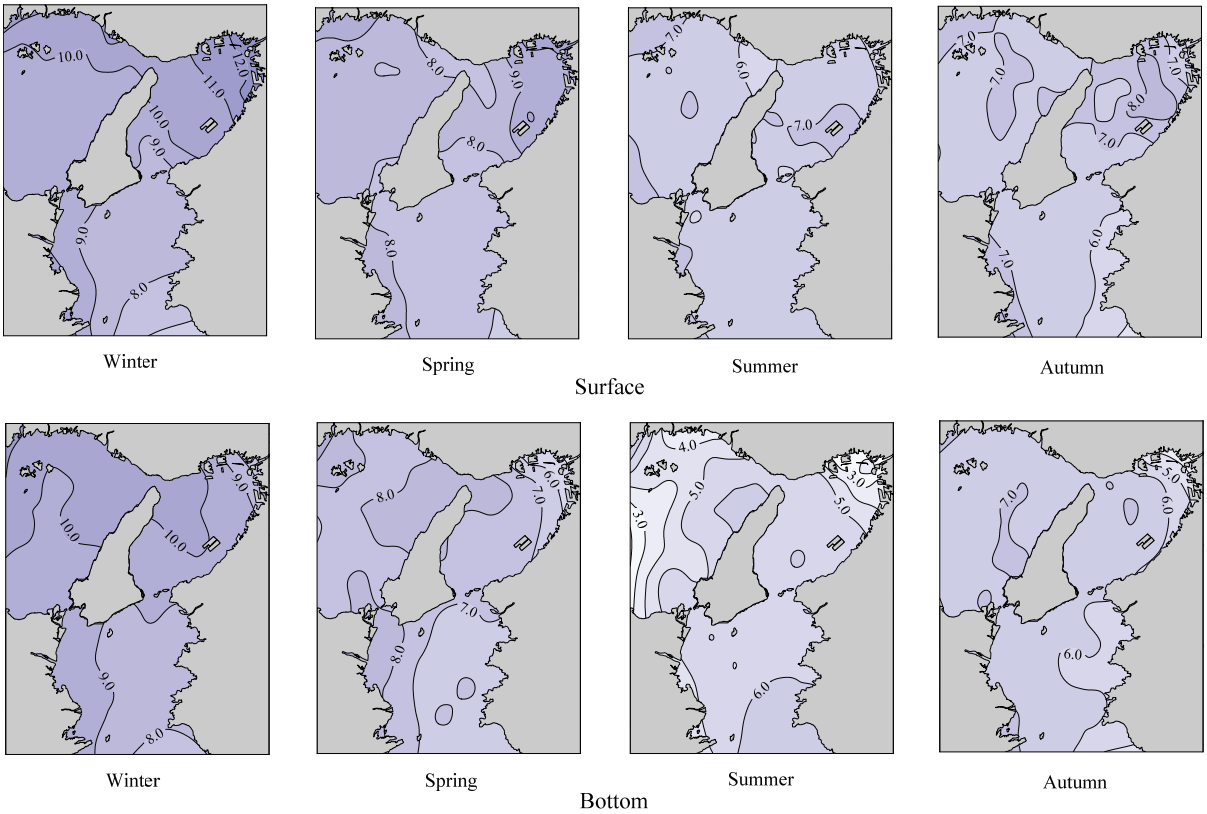


図-2.9(f)　DO（mg/L）の水平分布

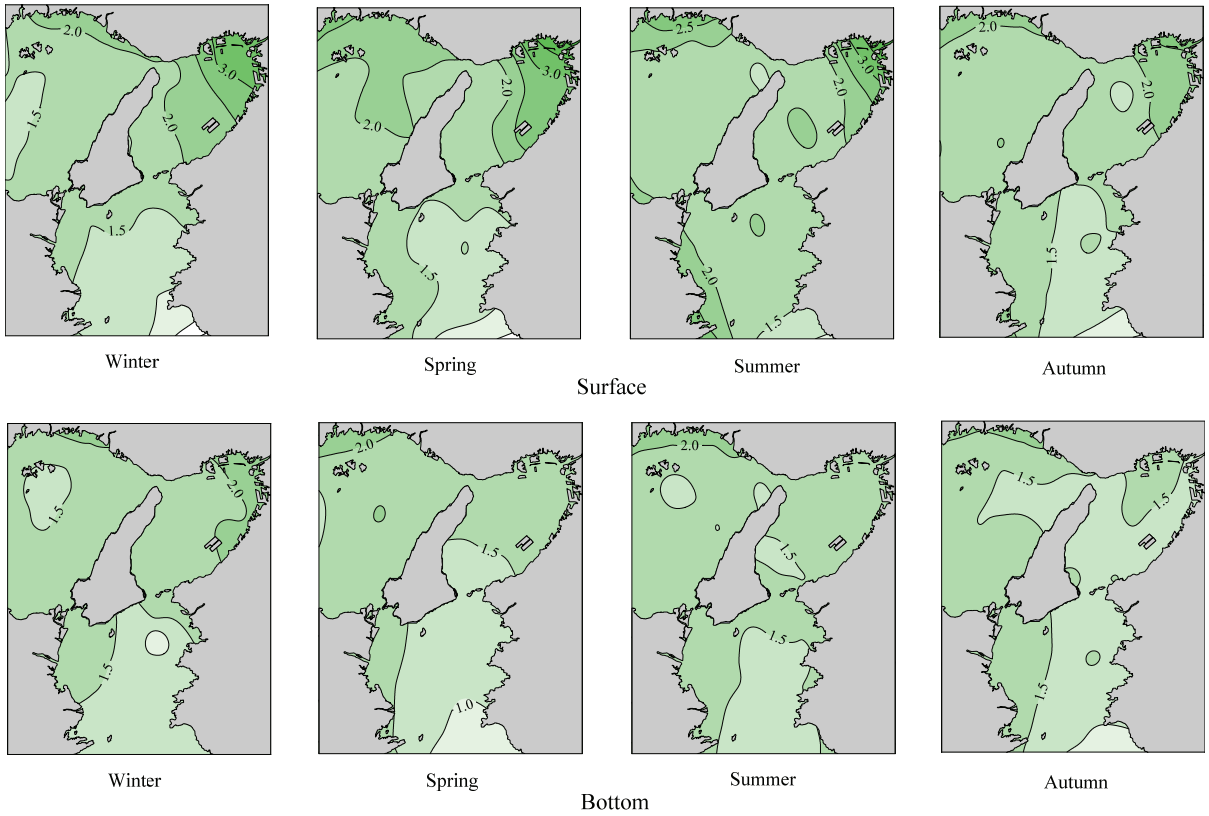


図-2.9(g)　COD（mg/L）の水平分布

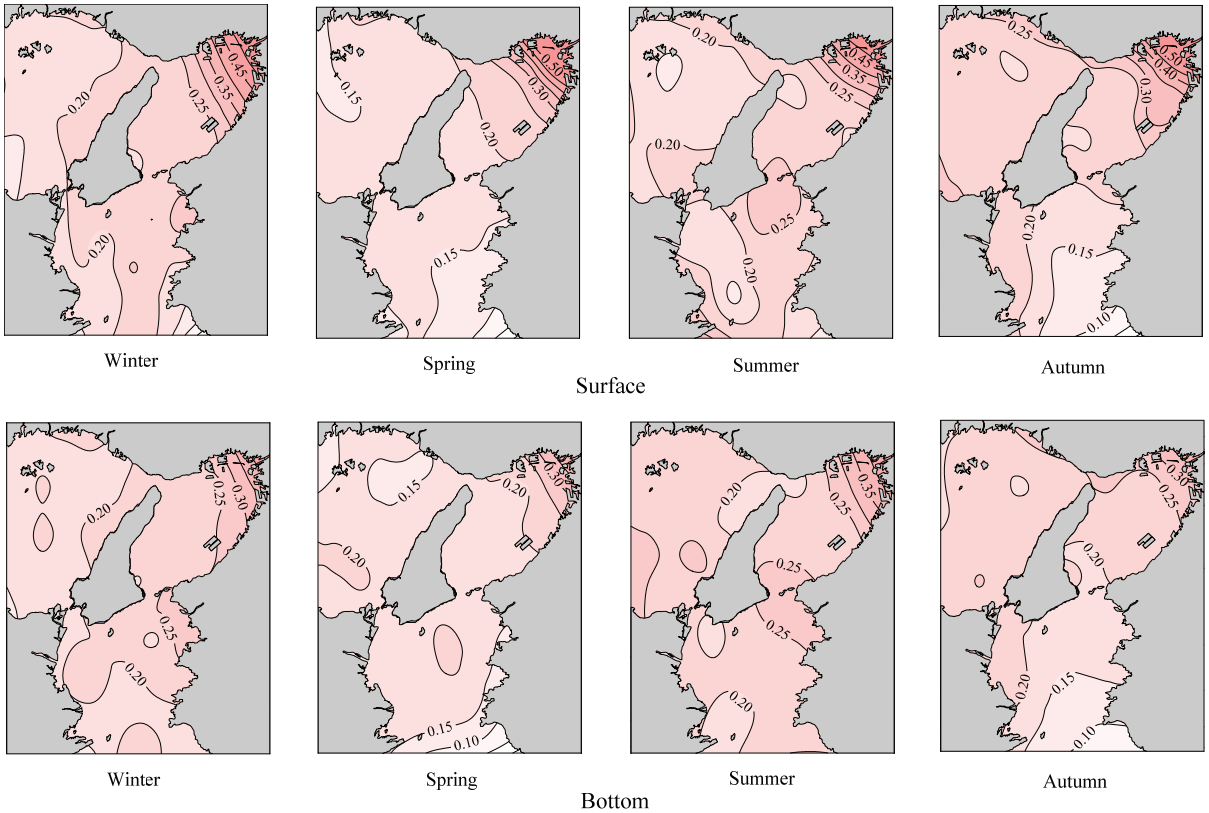


図-2.9(h)　T-N（mg/L）の水平分布

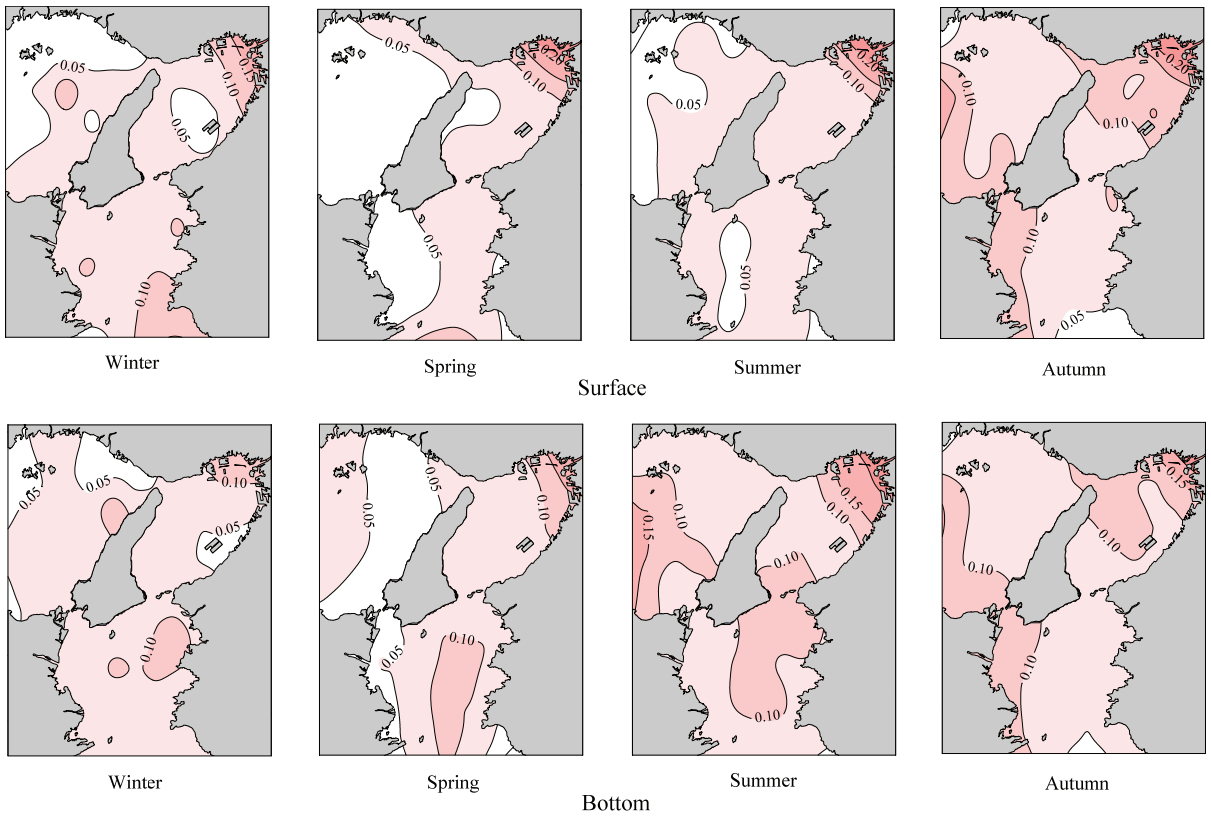


図-2.9(i)　DIN (mg/L) の水平分布

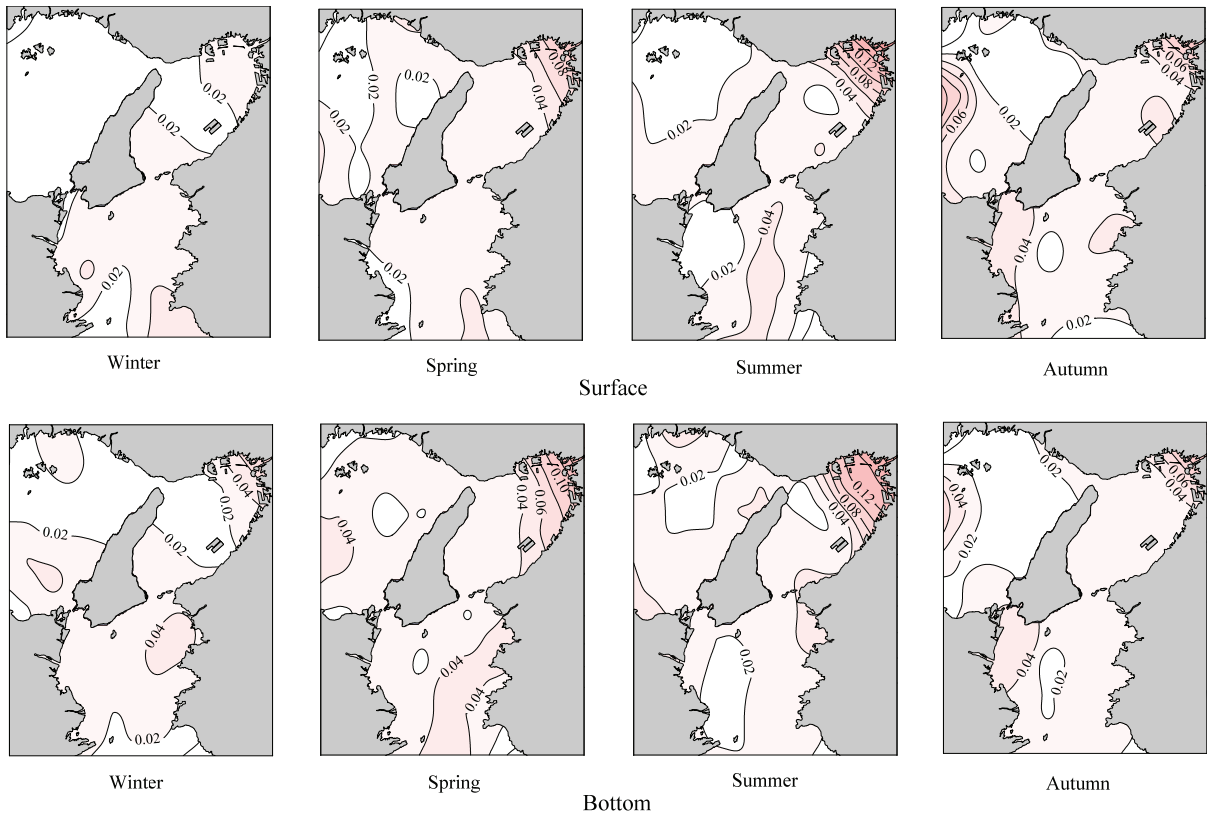


図-2.9(j)　NH_4-N (mg/L) の水平分布

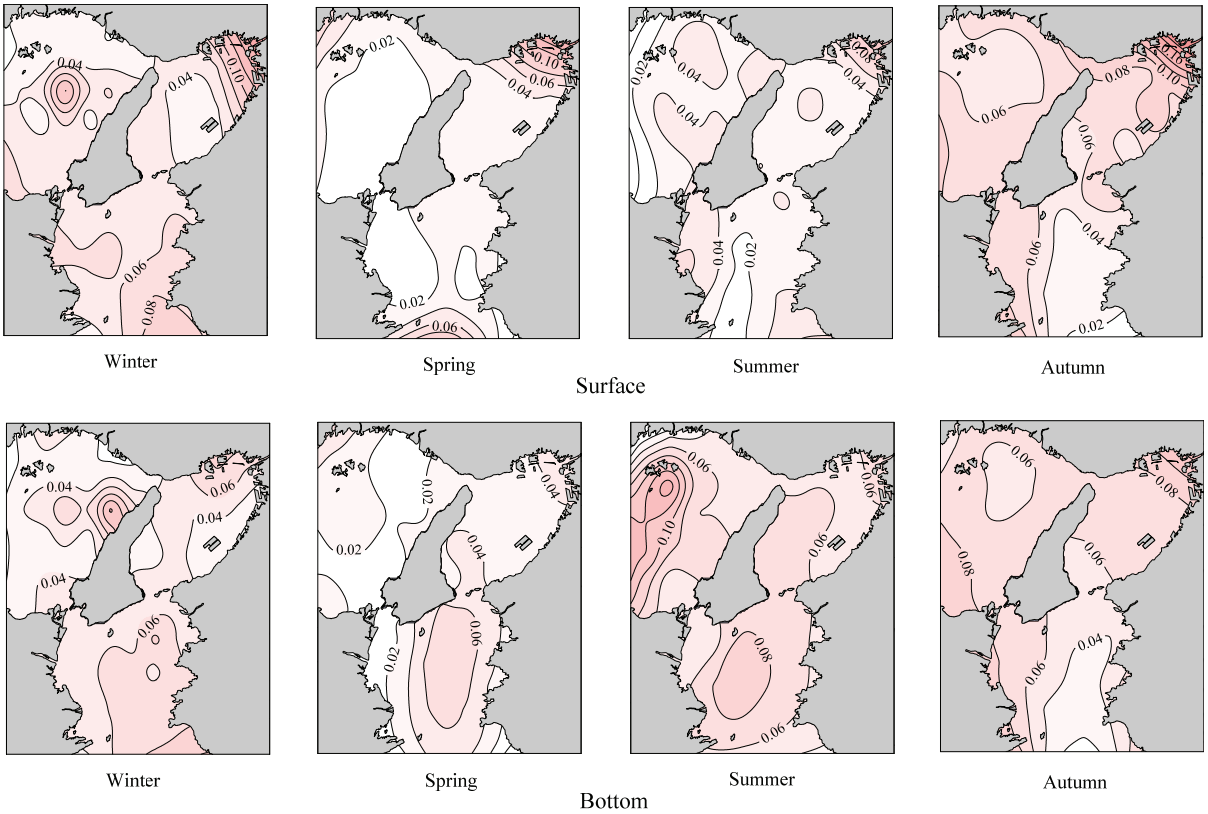


図-2.9(k)　$[NO_2+NO_3]$-N（mg/L）の水平分布

図-2.9(l)　O-N（mg/L）の水平分布

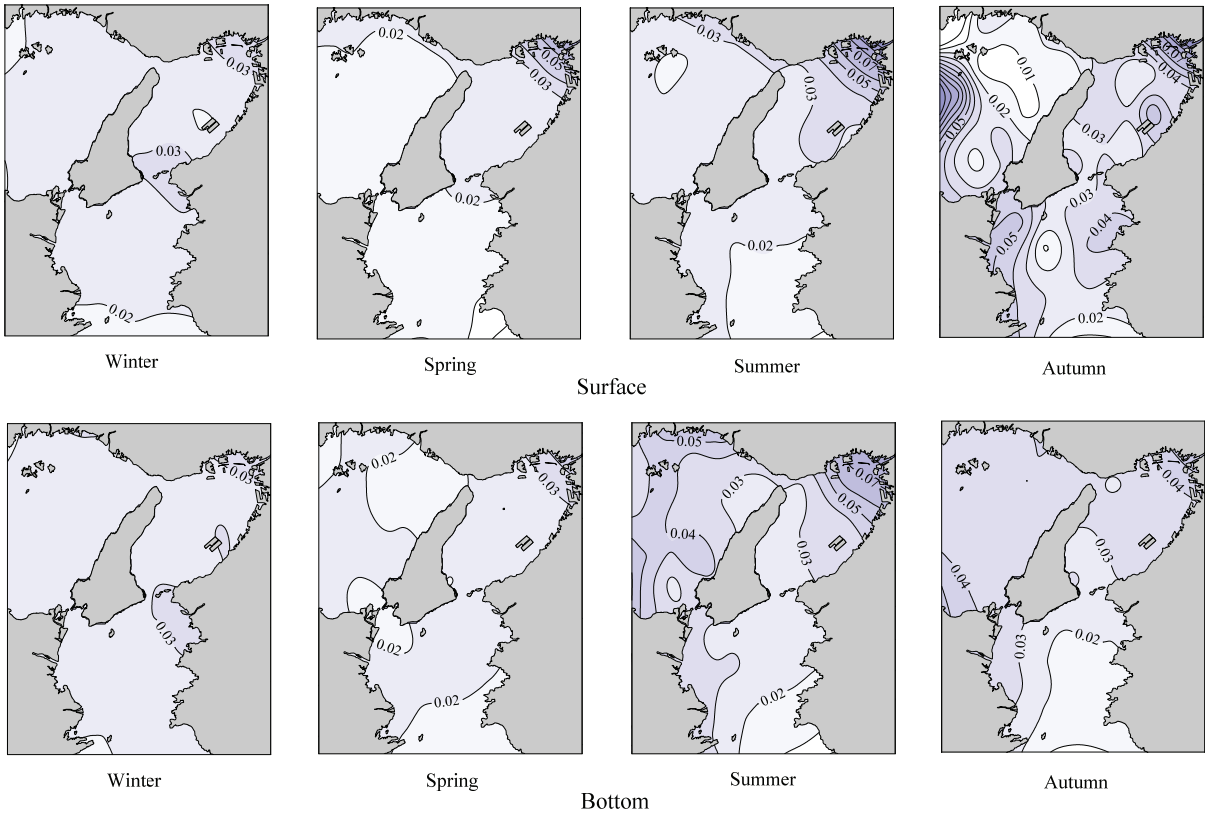


図-2.9(m)　T-P（mg/L）の水平分布

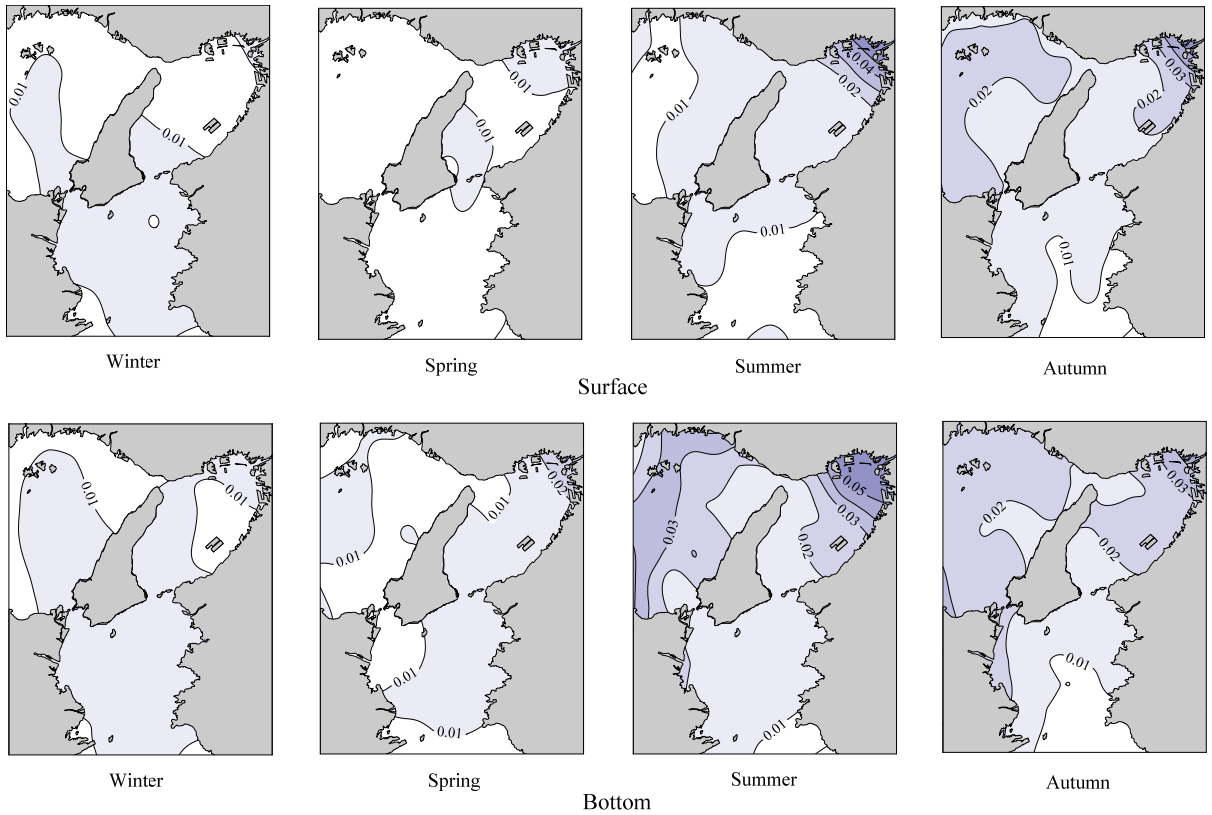


図-2.9(n)　PO_4-P（mg/L）の水平分布

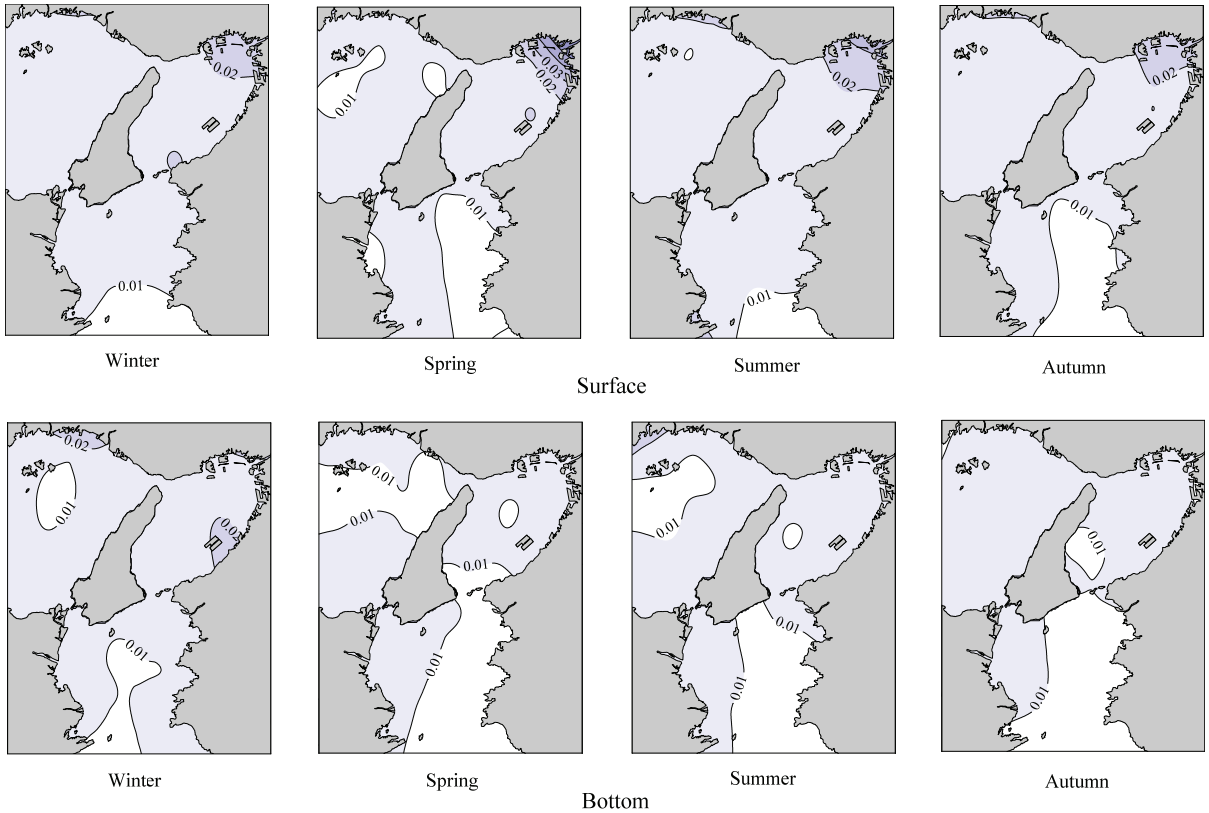


図-2.9(o)　O-P（mg/L）の水平分布

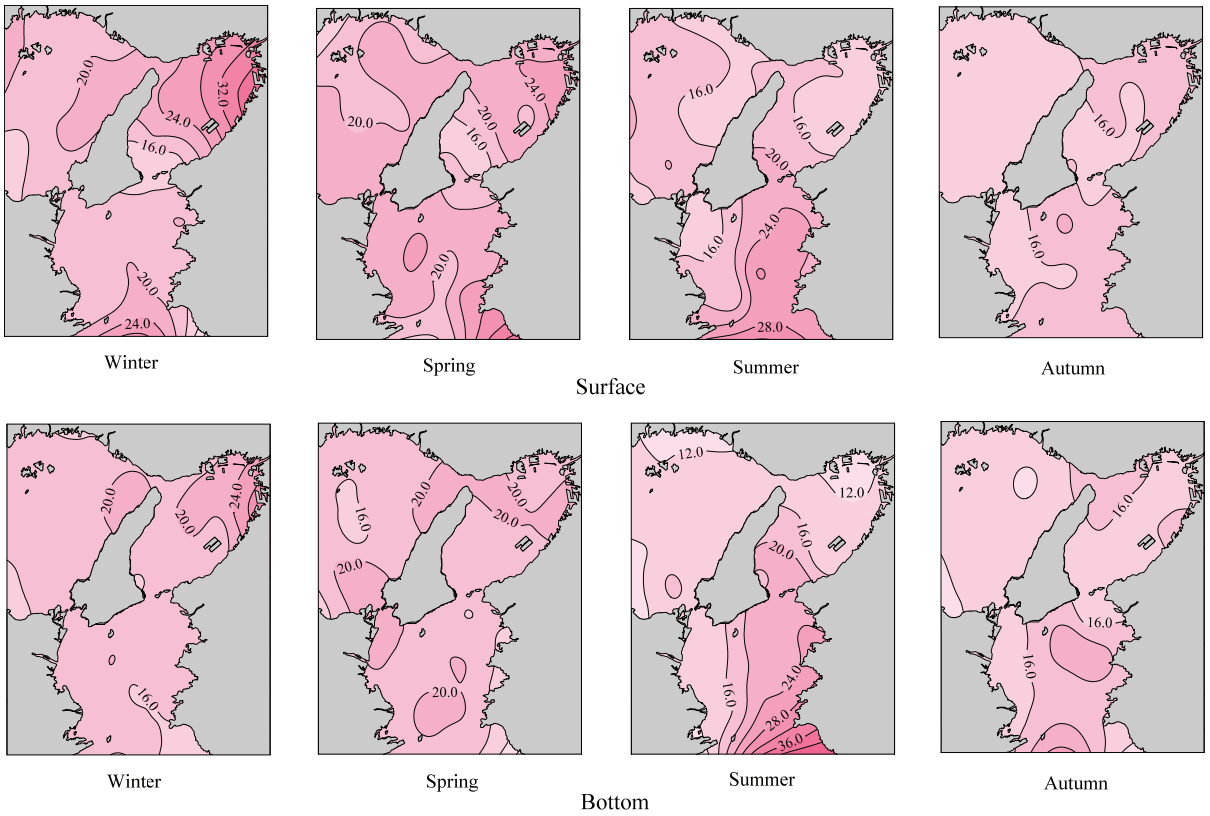


図-2.9(p)　T-N/T-P（mol/mol）の水平分布

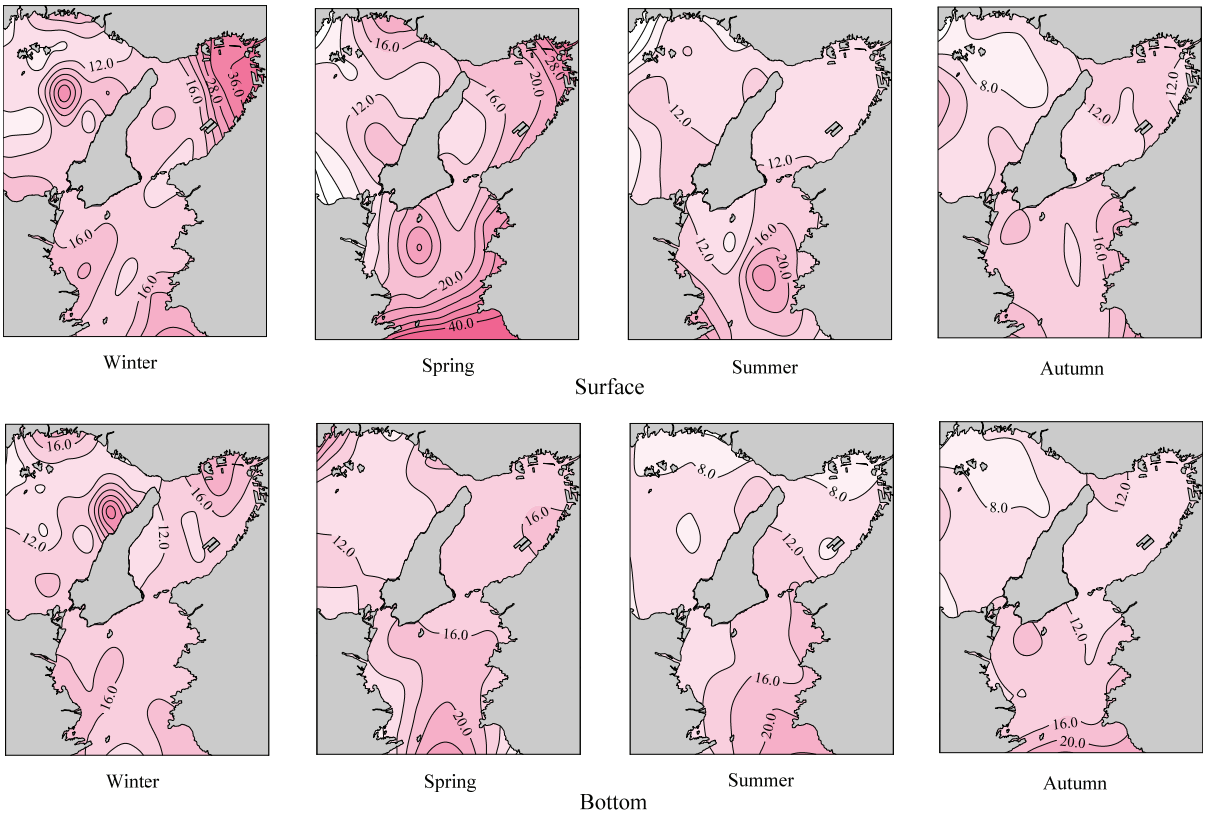


図-2.9(q)　DIN/PO_4-P（mol/mol）の水平分布

2.3.2　水質の経年変化

次に，浅海定線水質調査結果を基に，大阪湾における水質の経年変化について分析を行う．大阪湾奥部，中央部，西部におけるそれぞれ表層と底層の水質の経年変化を**図-2.10** に示す．それぞれ S.15，St.8，St.5（**図-2.7** 参照）を各海域の代表地点とし，年平均値を示している．

まず，塩分についてみると，湾奥部表層では河川からの淡水流入の影響を強く受けるため，27～31 の範囲で大きく変動している．しかし，その他の地点を含め，経年的な変化は認められない．水温は年によって変動しているものの，1973 年以降は低下傾向にあり，1980～1988 年頃を境に現在に至るまで上昇を続けており，その上昇幅は約 2℃と大きい．**図-2.11** に示すように，大阪湾周辺における年平均気温は 1970 年から 2010 年の 40 年間に約 2℃の上昇が認められ，地球温暖化に伴う気温の変化が海水温にも影響を及ぼしている可能性が考えられる．しかし，1973～1985 年頃までは気温は上昇傾向にあるにも関わらず海水温は低下しており，また，特に底層でその傾向が顕著にみられることから海水温の低下は気候変化だけでは説明できない．一方で，外洋環境の変化が沿岸域の海域環境に無視できない影響を及ぼしている可能性が近年指摘されており，Sugimatsu ら [7]は夏季に潮岬から黒潮流軸までの南方距離が 74km 付近にある場合には，低温の太平洋亜表層水が紀伊水道に進入する頻度が高いことを統計的に明らかにした．**図-2.12** に示すように，黒潮は 1975～1980 年には 100～300km の距離にあったが，1980 年代には 75km 付近に位置することが多く，紀伊水道に隣接する大阪湾においても，太平洋亜表層水の進入によって水温が低下した可能性が考えられる．

DO については表層分布には経年変化はみられないが，湾奥部と湾西部の底層では緩やかな上昇傾向がみられる．しかし，**図-2.13** に示すように，夏季の湾奥部では現在も 3.0mg/L 以下の貧酸素水塊が頻発しており，改善傾向は認められない．ただし，夏季の湾奥部底層では 1950 年の戦争直後にも貧酸素水塊が観測されており [8]，陸域からの汚濁負荷だけでなく，海水交換能の低い湾奥部特有の地理的な環境にも強く依存しているものと考えられる．

総量規制等により陸域から流入する COD や窒素，リンが着実に削減されつつあるにも拘わらず，湾奥部表層では 2001 年頃以降，Chl.-a 濃度と COD の上昇，さらに透明度の低下が生じており，水質は改善されるどころかむしろ悪化しているようにさえみてとれる．一方，湾央部や湾西部では 1980 年代より COD や Chl.-a 濃度は低く，近年は透明度の上昇が認められる．

DIN 濃度はいずれの海域においても表層，底質ともに着実に低下する傾向にあり，海域の富栄養化は改善されつつある．特に$[NO_2+NO_3]$-N 濃度の低下が著しく，湾央部や湾西部では枯渇に近づきつつある．また，PO_4-P 濃度は湾奥部の表層では大きな変化はなく，約 0.010mg/L 前後の低い値を示している．一方，底層では 1980 年を境に急激に低下し，その後は 0.020mg/L 前後を推移しているが，1995 年頃からは変動が大きくなっている．湾奥部底層における PO_4-P と NH_4-N の濃度変動はよく対応しており，また DO と逆相関を示していることから，底泥からの溶出量が濃度変動を支配していると推察される．表層の DIN/PO_4-P 比は湾奥部で大きく変動しているが，これは陸域からの DIN 負荷量が河川流量に応じて大きく変動しているためと考えられる．その値は常に Redfield 比より高く，湾奥部はリン制限下にあると推察される．湾央部や湾西部では 2000 年以降に変動が小さくなり，DIN 濃度の低下に応じて低下しつつある．近年は Redfield 比を下回ることが多く，表層ではリン制限から窒素制限へ移行しつつある可能性が考えられる．

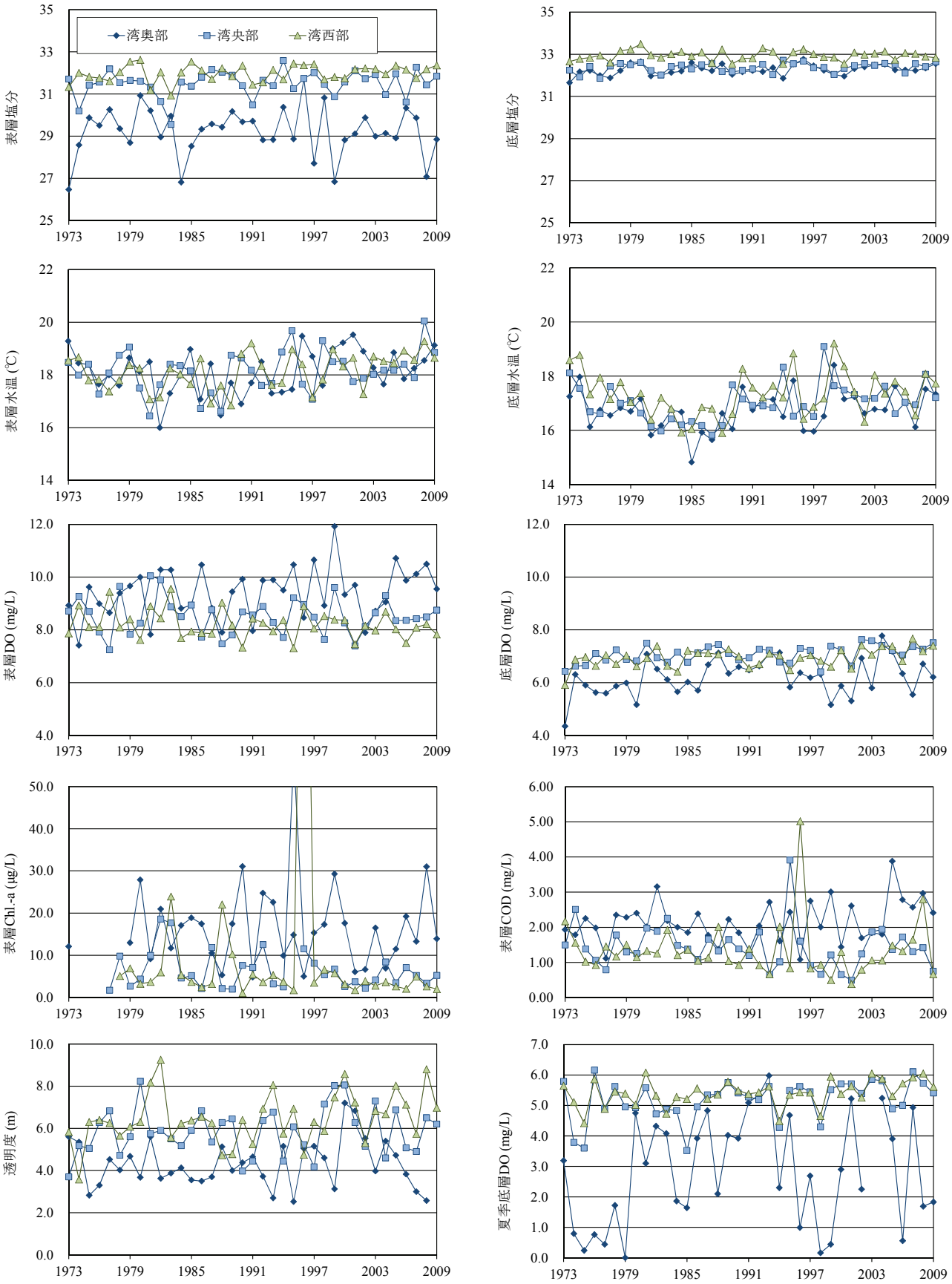


図-2.10(a)　大阪湾における水質の経年変化

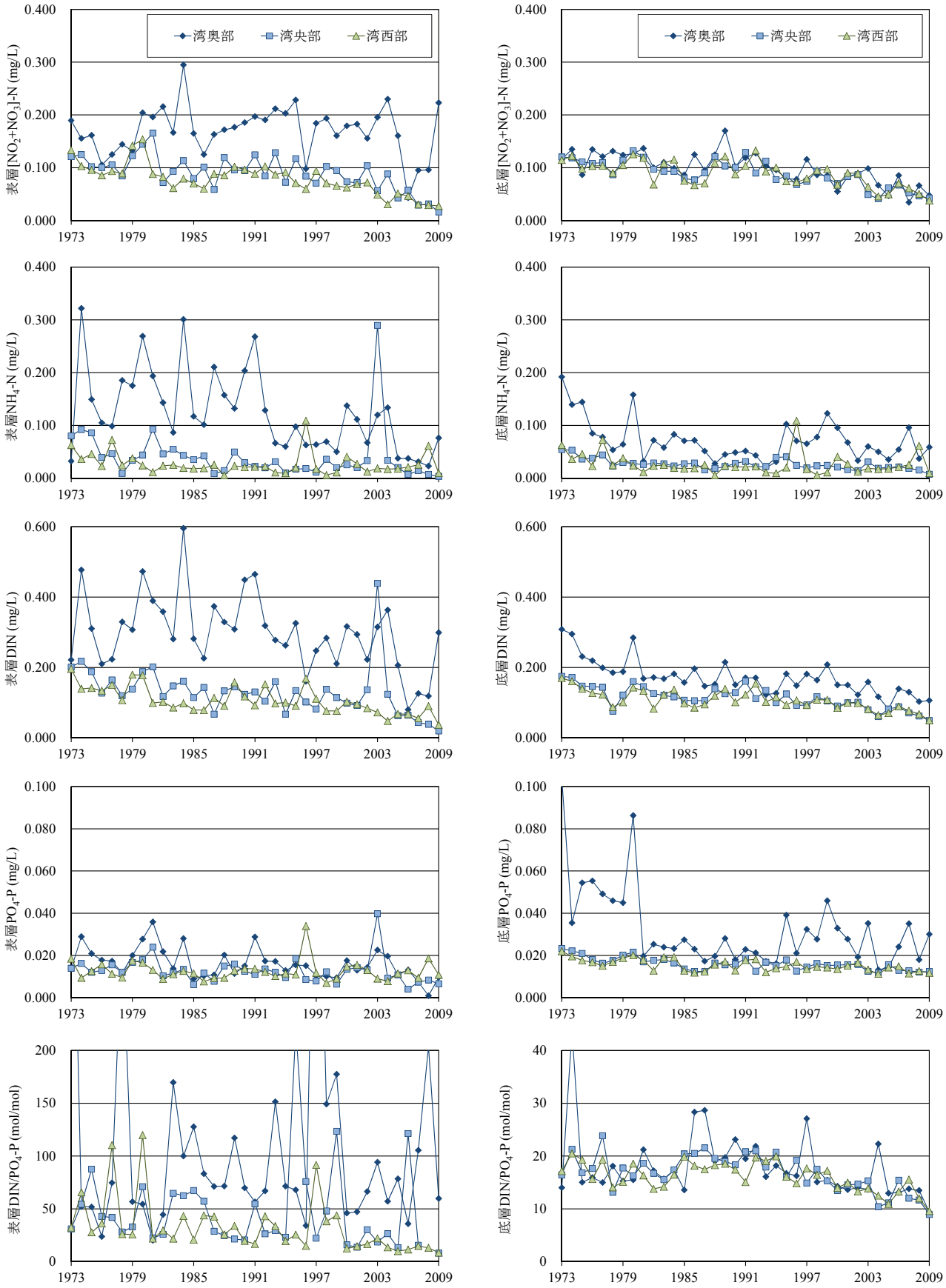


図-2.10(b)　大阪湾における水質の経年変化

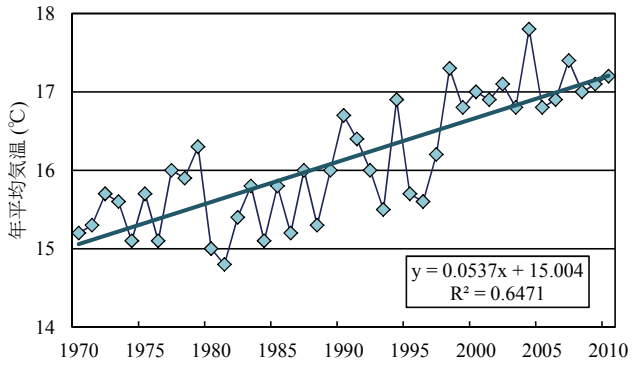


図-2.11　神戸測候所における年平均気温の経年変化

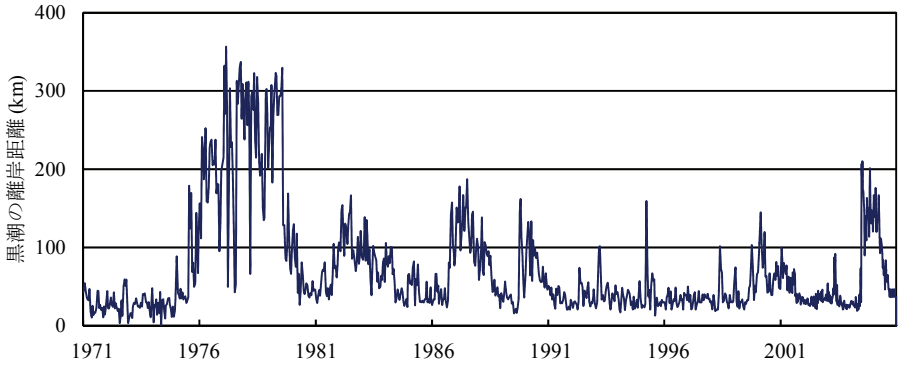


図-2.12　潮岬から黒潮流軸までの南方距離の経年変化

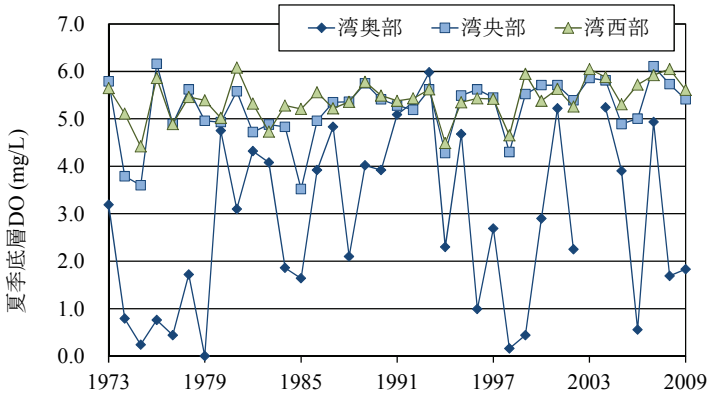


図-2.13　夏季底層における DO 濃度の経年変化

2.3.3　赤潮の発生状況

大阪湾では湾北部または東部沿岸域において赤潮が頻発しており，淡路島沿岸や紀伊水道付近などの湾南西部ではほとんど発生しない．**図-2.14** に赤潮発生件数の経年変化を示す．1976 年までは赤潮発生件数は年々増加傾向にあったが，その後徐々に減少し，1976 年～1991 年の 25 年間に 54 件から 23 件まで改善した．しかし，その後は現在に至るまで明確な改善傾向はみられず，20～30 件あたりを推移している．

近年発生した赤潮について，月別の発生件数を**図-2.15** に示す．赤潮は水温の影響を受け，秋季から冬季に少なく，春季から夏季にかけて多く発生している．年によって変動はあるが，5 月に春季ブルームを起こした後，6 月に若干減少し，7，8 月に再び活発化している．6 月に赤潮件数が少ないのは，梅雨期であるために雨天日が続き，日照不足によって一次生産が制限されるためと考えられる．

図-2.16 に赤潮を構成する植物プランクトンの種構成比を示す．大阪湾では上位 50%以上を *Skeletonema* 属や *Chaetoceros* 属，*Thalassiosira* 属などの珪藻類が優占している．そのため，近年，瀬戸内海の他海域で可能性が指摘されているシリカ欠乏[9]は，大阪湾北東海域では生じていないと推察される．ただし，海域のケイ素濃度については観測データが極めて不足しているため，今後データを蓄積するとともにさらなる検証が必要と考える．

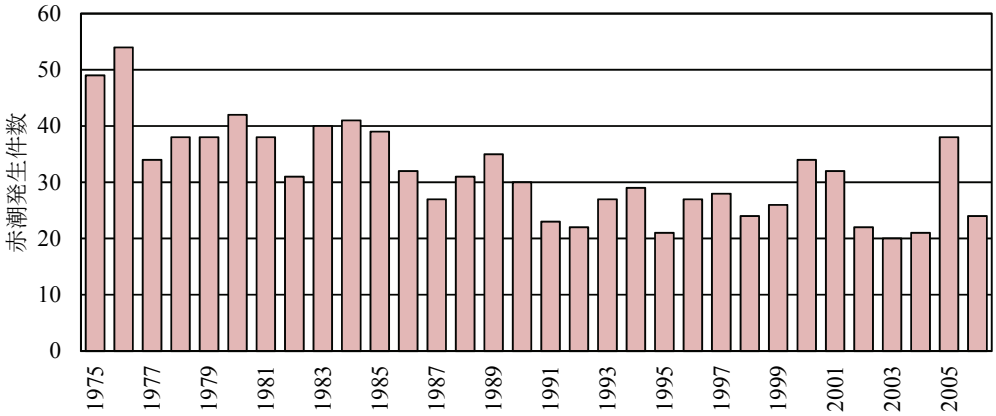


図-2.14　大阪湾における赤潮発生件数の経年変化（1975～2006 年）[3]

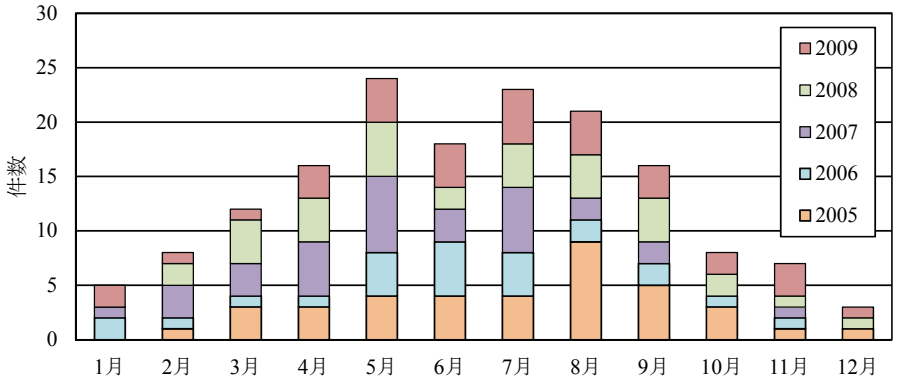


図-2.15　近年の月別赤潮発生件数（2005～2009 年）[3]

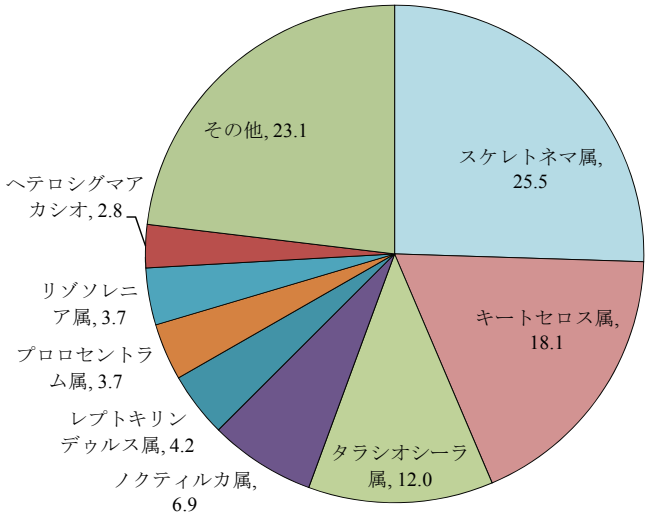


図-2.16　赤潮プランクトンの種構成比（2005～2009 年）[3)]

2.4　まとめ

本章では，大阪湾の水環境について既往知見の整理を行うとともに，長期にわたる観測結果を基に水質環境の現状と変遷について解析を行った．得られた主たる結論は以下の通りである．

1) 大阪湾奥部海域は季節に依らず一次生産が活発な状態にあり，有機汚濁が生じている．さらに，夏季を中心に，表層では赤潮，底層では貧酸素水塊が発生し，水質汚濁は現在も解消されていないことが確認された．

2) 湾奥部表層では，栄養塩濃度は近年低下しつつあるにも拘わらず，Chl.-a 濃度や COD の上昇，さらに透明度の低下が生じており，水質は悪化している傾向がみられた．一方で，湾西部海域では栄養塩は枯渇に近づきつつあり，透明度および DO の上昇傾向がみられた．このように，大阪湾では東西で水質特性が大きく異なり，環境勾配が広がりつつあることがわかった．

3) 赤潮の発生件数は過去に大きく減少したが，近年は 20～30 件を推移していることがわかった．大阪湾では赤潮は主に珪藻類によって構成されており，春季と夏季に多く発生している．

参考文献

1) 瀬戸内海環境情報センターホームページ：http://seto-eicweb.pa.cgr.mlit.go.jp/index.asp
2) 大阪湾再生推進会議：大阪湾再生行動計画（第 1 回改訂版），2008.
3) 大阪湾環境データベース：http://kouwan.pa.kkr.mlit.go.jp/kankyo-db/
4) 藤原建紀・肥後竹彦・高杉由夫：大阪湾の恒流と潮流. 渦, 海岸工学論文集, 第 36 巻, pp.209-213, 1989.
5) 中辻啓二・藤原建紀：大阪湾におけるエスチュアリー循環機構，海岸工学論文集，第 42 巻，pp.396-400，1995.
6) Redfield, A. C., B. H. Ketchum, and F. A. Richards. : The influence of organisms on the composition of seawater, M. N. Hill (ed.). *The Sea, Vol.2, The Composition of Seawater,* Wiley, New York, pp. 26-77, 1963.
7) Sugimatsu, K., and A. Isobe: Intrusion of Kuroshio-Derived Bottom Cold Water into Osaka Bay and Its Possible Cause, *J. Oceanogr.*, Vol.66, pp.191-199, 2010.
8) 生態系工学研究会 編：大阪湾 - 環境の変遷と創造 -，恒星社厚生閣，2009.
9) 原島省・井関和夫・樽谷賢治：流入栄養塩比の変化による内湾・大陸棚の生態系変質の可能性，海と空，第 82 巻，第 3～4 合併号，pp.11-21，2007.

第 3 章　降水負荷の実態に関する調査解析

3.1　はじめに

降水化学に関する研究としては，国内外を問わず，酸性雨の観点から数多くの調査がなされてきた．しかしながら，その関心は主に土壌や水域の酸性化，あるいは森林や構造物への影響であり，閉鎖性水域の栄養塩環境への影響に視点を据えた研究例は少ない．

大気中には窒素やリンがガス状または固体状として存在しており，降水や降下煤塵を介して陸面へ供給される．そのうち，雨や雪などの降水を介して地表面に沈着することを湿性沈着（wet deposition），晴天時にガスや粒子状物質が大気から直接地表面に沈着することを乾性沈着（dry deposition）と呼ぶ．湿性沈着については測定方法が比較的容易であることもあり，古くからその調査が行われてきた．一方，乾性沈着については地表面ごく近傍の微気象条件，沈着物質の性質，地表面の状態が大きく関わるため [1)]，精度の高い測定は容易でない．乾性沈着の定量方法については現在も研究段階にあり，測定方法も確立されていないことから，ここでは対象としない．

閉鎖性水域への栄養塩負荷を考える際，大気由来の栄養塩負荷量については，陸域からの流入量や底泥からの溶出量に比して，水域へ及ぼす影響が小さいと考えられてきた．しかし，多田 [2)]は播磨灘周辺において降水の水質調査を行い，窒素，リンのそれぞれについて降水負荷は陸域負荷の 13%，1.5%に相当するとの見積もりを示し，海域における植物プランクトンの一次生産力を高める可能性を指摘した．大阪湾においても湾西部海域では表層で栄養塩が枯渇しつつあり，降水負荷は海域の基礎生産力の向上に寄与する可能性が考えられる．しかし，大阪湾を対象に降水水質を長期にわたってモニタリングした調査事例は近年なく，実測データが不足していることから，降水負荷の定量的な把握はなされていない．

本章では，大阪湾周辺において約 3 年間の長期にわたり降水の採取と水質分析を行い，その水質特性を把握するとともに，大阪湾への降水負荷の実態を明らかにする．

3.2　調査方法

3.2.1　雨水の採取

降水の採取は， St.1（大阪府吹田市）を主観測点とし，その他に St.2（大阪府大阪市），St.3（大阪府柏原市）をあわせた大阪湾周辺に位置する計 3 地点で行った．採取地点を**図-3.1** に示す．St.1 は大阪府北部に位置し，周囲は住宅地が主である．採水器は大阪大学工学部 S-1 棟屋上に設置した．St.2 は大阪府の中心部に位置し，比較的都市部に近い住宅地にある．St.3 は大阪府東部に位置する大阪市のベッドタウンである．

調査は予備調査を含め 2007 年 5 月 15 日から開始したが，本研究では 2007 年 6 月 1 日から 2010 年 4 月 30 日までの 35 か月間に発生した全降水を対象に解析を行った．採水にはポリエチレン製容

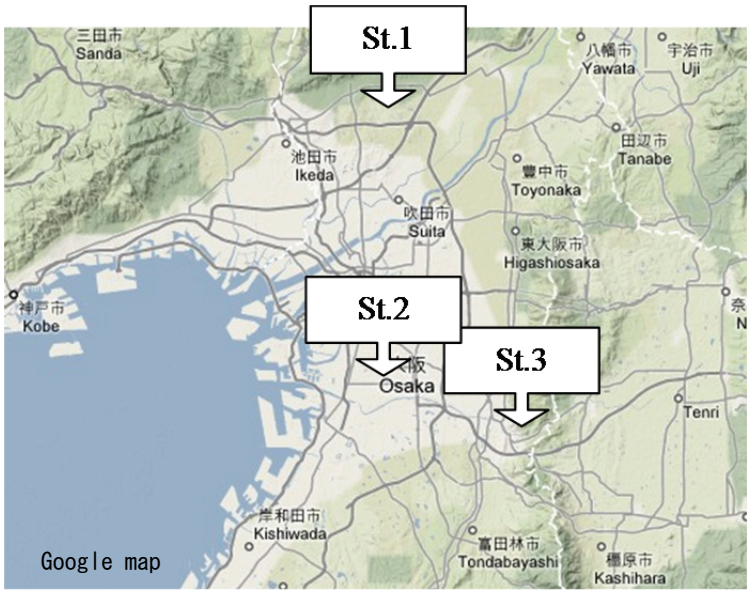


図-3.1　採水地点

受水ロート面積：約 17,000mm^2

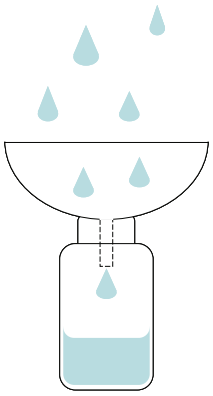


図-3.2　採水容器

図-3.3　栄養塩分析装置 AACS V

器にロートを接続した装置（**図-3.2**）[3)]を使用し，降雨が予報される度に，一降雨ごとに降り始めから降り終わりまでを全降水について採取した．採水容器は地面からの跳ね返りを採取しないように，床面から約 1m の高さに設置した．St.1 における採水試料は計 333 サンプル，降水日数は 266 日，総降水量は 3,840mm であった．

3.2.2　分析方法

回収した雨水は速やかに冷蔵保存（3℃）し，採水量を記録した後，オートアナライザー（ACCS V，BLTEC 社製：**図-3.3**）を用いて水質分析に供した．分析項目は NH_4-N，NO_2-N，NO_3-N，T-N，PO_4-P，T-P である．ただし，欠測分については，同月に観測されたサンプルの加重平均濃度から負荷量を推定した．なお，試料にはろ過操作を施さず，原水をそのまま分析した．

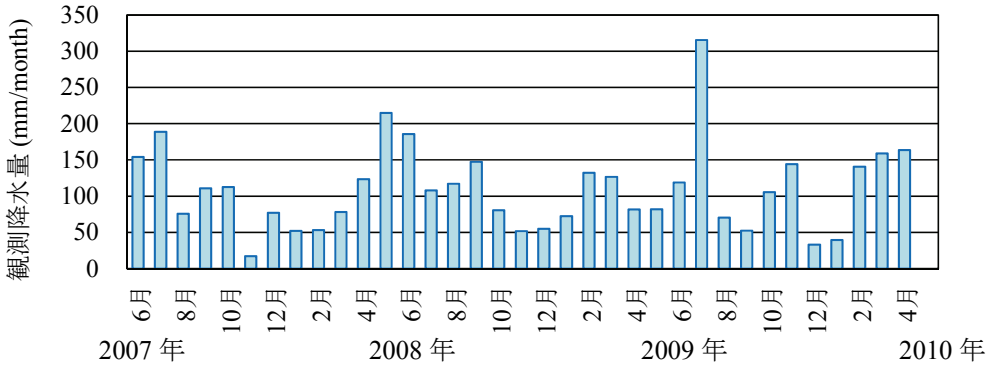


図-3.4　調査期間における月間降水量

3.2.3　調査期間の気象

St.1 において観測した月間降水量を**図-3.4** に示す．観測期間における平均降水量は 1,317mm/year であり，大阪測候所における平年値 1,306mm/year（1971～2000 年平均）と同程度であった．降水量は概ね梅雨期と台風期に多く，冬季に少ない傾向にあるが，年によって大きく変動している．

3.3　雨水の水質特性

3.3.1　水質分析結果

まず，雨水水質の空間変動を調べるために，St.1，St.2，St.3 で採取された同一降雨の水質濃度を比較した．その結果，T-N では最大約±30%，T-P では最大約±25%の差異にとどまり，降雨ごとの水質特性は同様の傾向を示した．そこで，以下では St.1 において採取した試料の分析結果を基に解析を進める．

図-3.5 に一降雨あたりの水質濃度と負荷量を示す．降水の T-N 濃度は，大気中の存在量と水への溶解性を反映して，T-P 濃度に比して 1～2 桁高い値を示している．2007 年 10 月から 2008 年 7 月には他の期間に比べて高い濃度値が複数回観測されたが，その原因については調査・分析方法等を含めて検討したが，特定することはできなかった．

採取した全試料について，一降雨あたりの降水量と水質濃度および負荷量の関係を**図-3.6** に示す．いずれの水質項目についても，降水量の増加に伴い濃度は減少する傾向がみられた．これは降雨による大気の洗浄効果（washout）[3)]により，物質濃度が低下するためと考えられる．降水量と濃度の関係にばらつきが大きいのは，降雨履歴や大気濃度の変動，さらには浮遊粉塵量等の影響を受けるためである．しかし，大気中の窒素濃度（大阪府による調査）と降水の窒素濃度（本研究による調査）について関係を調べたところ，両指標に有意な相関はみられなかった．これは，大気濃度の時空間的な変動が大きいことによるものと考えられる．一方，降水量と負荷量の関係には相関はみられないが，これは**図-3.5** に示したように降雨ごとの濃度変動が大きいためと考えられる．これらの関係は，NH_4-N，[NO_2+NO_3]-N，PO_4-P についても同様にみられた．

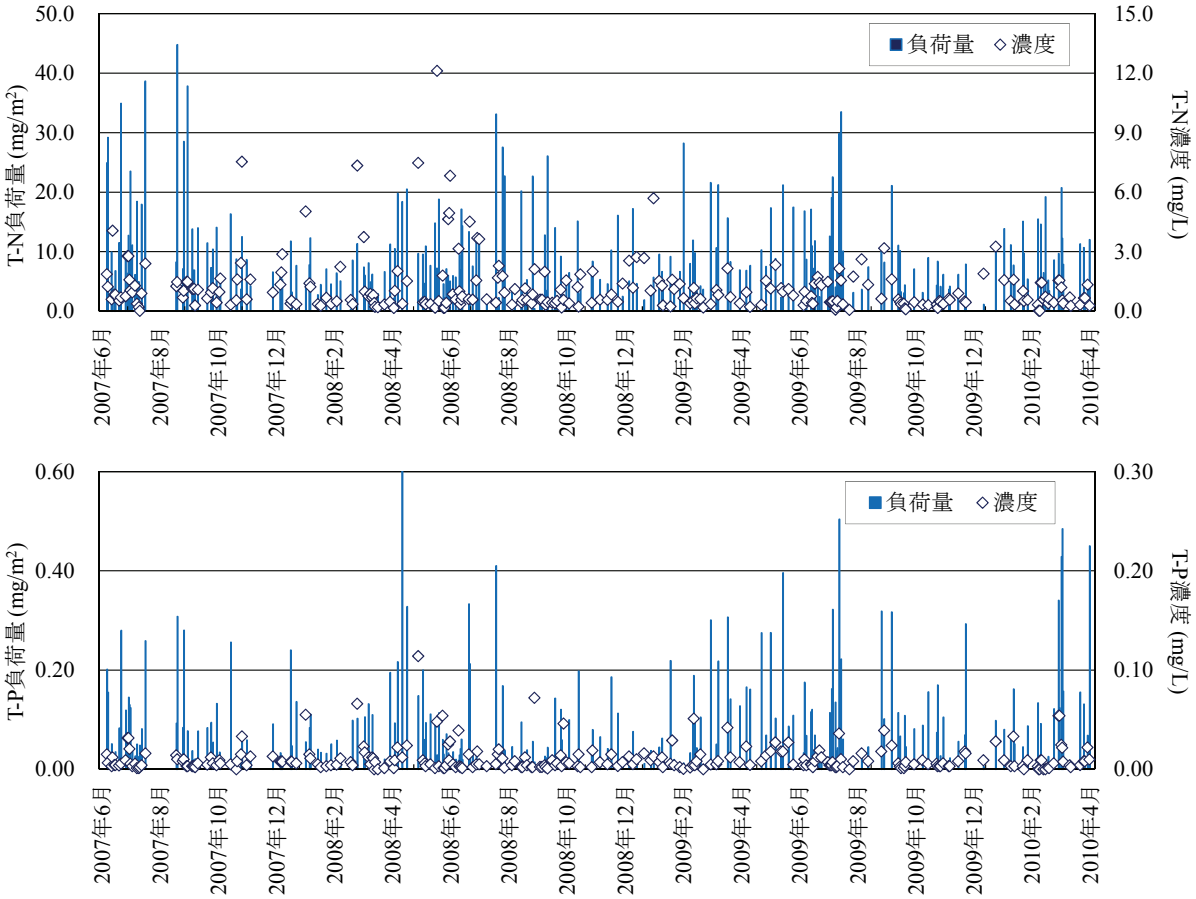


図-3.5　一降雨あたりの水質濃度と負荷量

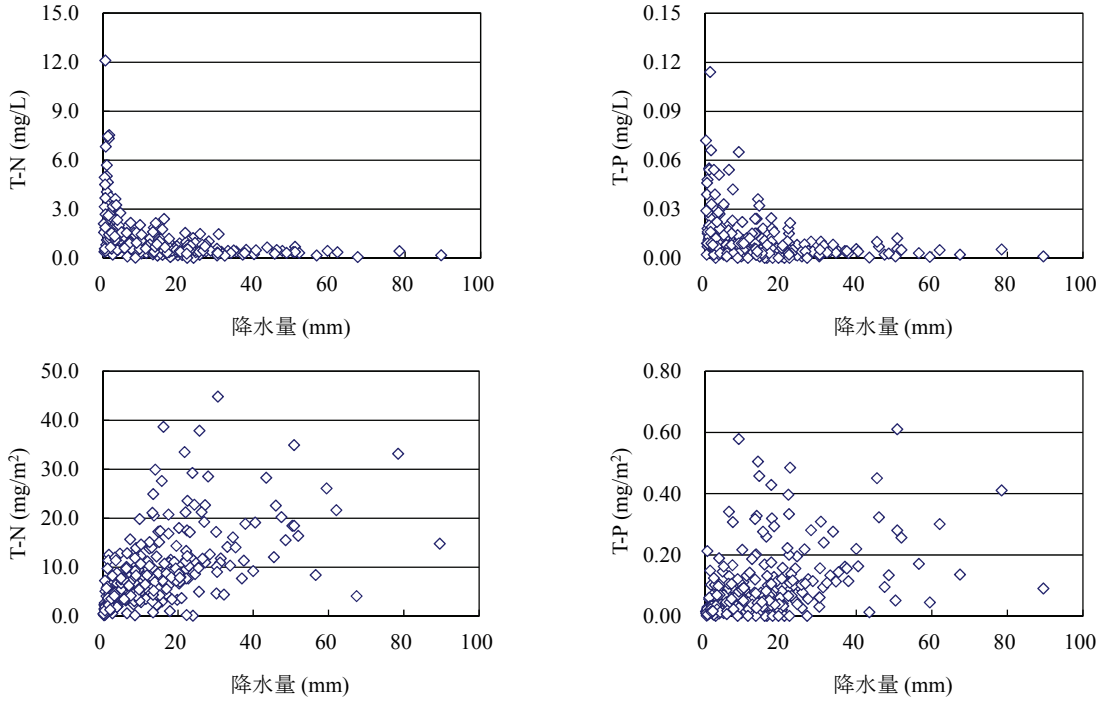


図-3.6　一降雨あたりの降水量と水質濃度（上段）および負荷量（下段）の関係

全試料の分析結果を基に得られた，降水の加重平均水質濃度および単位面積あたりの年間負荷量の平均値を**表-3.1**に示す．全成分に占める溶存無機態成分の割合は，窒素，リンについてそれぞれ77%，57%であった．大気中に有機態成分がほとんど存在していないと考えると，窒素については残る約23%は懸濁態成分であると推察される．リンについては懸濁態成分の占める割合が窒素に比べて大きくなっているが，一般にリンは自然環境中において鉱物表面に化学吸着した形態で多く存在していることから，今回の結果は妥当であると考えられる．

また，DINの内訳をみると，NO_2-Nは2%と微量であり，NH_4-NやNO_3-Nがその大半を占めている．DINに占めるNH_4-NとNO_3-Nの割合はそれぞれ44%，54%であり，**表-3.2**に示す既往の調査事例[2),4)]と比べると，今回の結果ではNH_4-N濃度が低い値を示している．これは調査場所の違いに加え，既往調査の多くが実施された1970年代には，大気の汚染状況が現在よりも悪かったことも原因の一つとして考えられる．

表-3.1　降水の平均水質濃度と単位面積あたりの年間負荷量

水質項目	加重平均濃度 (mg/L)	負荷量 (mg/m^2)
NH_4-N	0.227	302
NO_2-N	0.004	5.06
NO_3-N	0.276	367
DIN	0.507	675
T-N	0.655	871
PO_4-P	0.004	5.44
T-P	0.007	9.00

表-3.2　降水水質に関する既往の調査事例[2),4)]（単位：mg/L）

調査地	調査期間	NH_4-N	NO_3-N	NO_2-N	DIN	T-N	PO_4-P	T-P
東京都北区西ヶ原	1974. 4～12	0.8	0.44	-	1.24	-	-	-
東京都府中市	1976. 6～9	0.438	0.33	-	0.768	-	-	-
大阪府岸和田市	1973. 3～1974. 3	0.881	0.19	0.036	1.107	-	-	-
神奈川県平塚市	1965. ～1967.	2.18	0.52	-	2.7	-	-	-
愛知県東郷町	1974. 6～7	0.34	0.08	-	0.42	0.78	0.03	0.04
滋賀県大津市北部	1974. 7～1975. 3	0.36	0.23		0.59	0.72	0.003	0.02
滋賀県大津市南部	〃	0.46	0.38		0.85	1.15	0.04	0.06
滋賀県新旭町	〃	0.21	0.49		0.4	0.82	0.001	0.02
長野県長野市安茂里	1975. 7～1976. 6	0.404	0.269	0.012	0.685	-	-	-
長野県諏訪市諏訪湖畔	1977. 6～7	0.486	0.152	0.003	0.641	0.982	0.01	0.038
茨城県谷田部町	1977. 6～1978. 6	0.54	0.253	0.011	0.804	-	-	-
茨城県阿見町	1976. 4～12	0.48	0.194	0.01	0.684	0.87	-	-
瀬戸内海沿岸	1975.10	0.41	0.31	0.01	0.73	1.01	0.02	0.04
瀬戸内海沿岸	1976. 5	0.18	0.13	0.01	0.32	0.55	0.01	0.03
香川県木田郡三木町	1993. 5～1996. 2	0.497	0.315		0.812	-	0.008	-
平均		0.578	0.292		0.850	0.860	0.015	0.035

3.3.2　水質と負荷量の季節変動

図-3.7 に月間降水量，および加重平均水質濃度と負荷量の月変化を示す．ここでは，2007 年 6 月から 2010 年 4 月までの約 3 年間における各月の平均値を示している．

窒素濃度は夏季と冬季に高く，春季と秋季に低くなる季節変動がみられる．DIN の内訳をみると，すべての月において，NH_4-N よりも[NO_2+NO_3]-N のほうが高い濃度値を示している．[NO_2+NO_3]-N，NH_4-N はともに DIN と同様の季節変動傾向を有しているが，その変動は DIN に比べて大きい．

降水量は春季から夏季に多く，7 月にピークを有している．窒素負荷量の変動は降水量の増減と概ね一致していることから，窒素負荷量は水質濃度よりも降水量に依存していることがわかる．

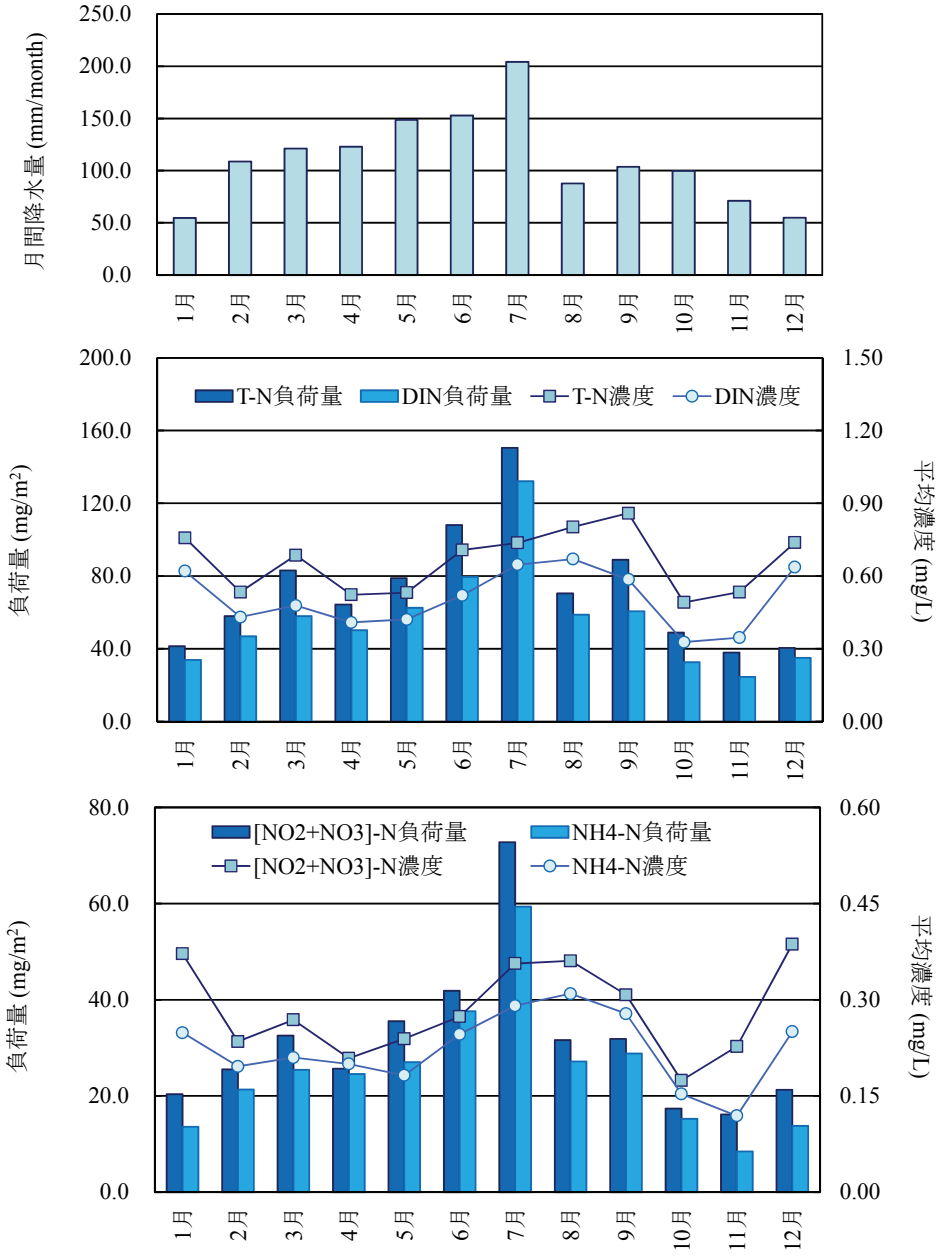


図-3.7(a)　降水量と，窒素の平均水質濃度および負荷量の月変動

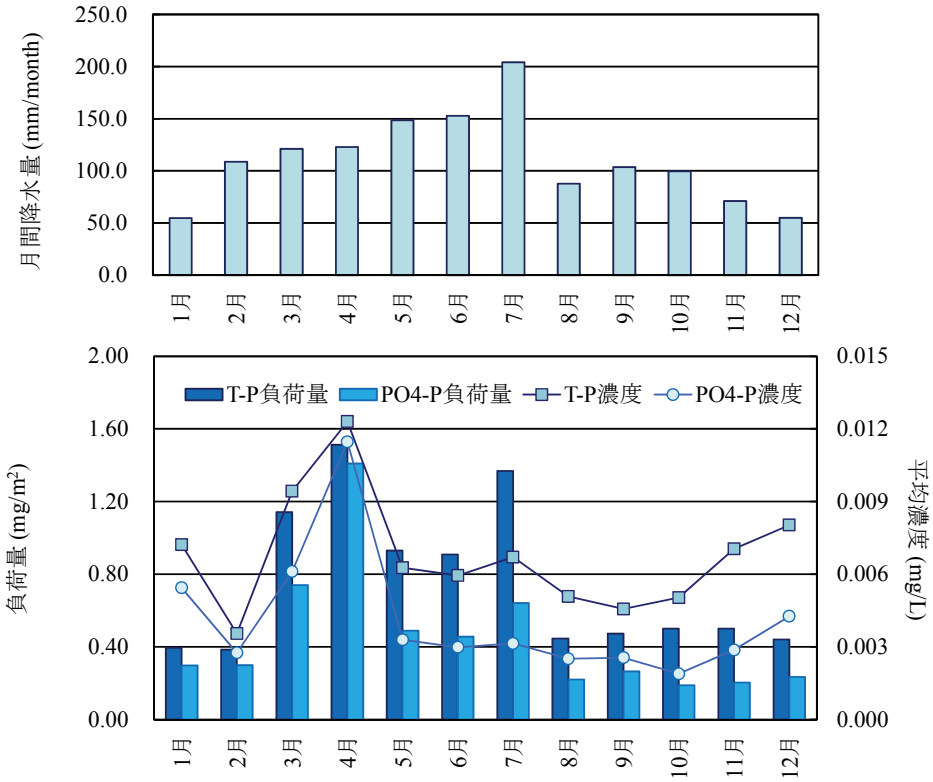


図-3.7(b)　降水量と，リンの平均水質濃度および負荷量の月変動

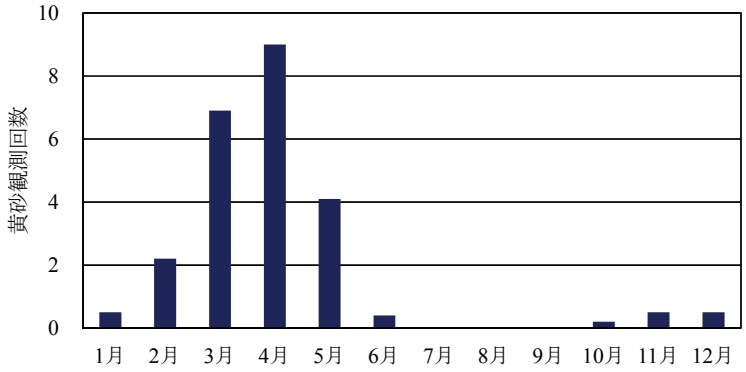


図-3.8　国内における月別の黄砂観測日数（1981～2010 年における平年値）

一方，リンについてみると，その負荷量は降水量の季節変動に概ね対応しているが，3 月と 4 月には T-P，PO_4-P ともに濃度が上昇している．その結果，負荷量についても他の月に比べて大きく，特に 4 月には降水量が最大値を示した 7 月よりも大きな負荷が生じている．我が国では春季に東アジア大陸から黄砂が飛来することが 2000 年前後以降大きな社会問題となっており [5]，気象庁による月別の黄砂観測回数（**図-3.8**）とリン負荷量の月変動（**図-3.7**）を比べたところ明瞭な対応関係が認められた．上述した通り，リンは鉱物表面に吸着する化学的性質を有するため，黄砂中にも多く含有されていると考えられることから，今回の調査において春季に認められたリン負荷量の増加は，黄砂の飛来に伴う懸濁態成分の沈着量の増加が影響したものと推察される．実際に，黄砂が飛来した際には，採水試料に懸濁物質が多量に混入している様子が観察された．なお，**図-3.9** に示すよう

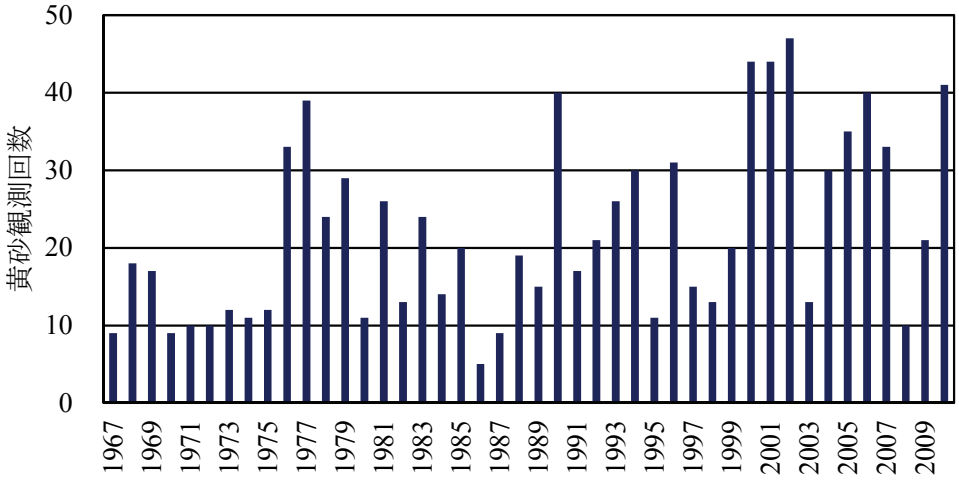


図-3.9　国内における黄砂観測日数の経年変化

表-3.3　大阪湾への降水負荷量

水質項目	年間総負荷量 （ton/year）	平均負荷量 （ton/day）
NH_4-N	437.4	1.20
NO_2-N	7.3	0.02
NO_3-N	531.6	1.46
DIN	976.3	2.67
T-N	1260.3	3.45
PO_4-P	7.9	0.022
T-P	13.0	0.036

に黄砂観測日は年変動が大きいものの 2000 年以降には若干増加する傾向がみられ，大陸における砂漠化の進行に伴って日本沿岸海域へのリン供給量は長期的には今後増大していくと推察される．また，黄砂には土壌起源ではなく人為起源と考えられる NH_4-N，NO_3-N も含有されることが知られているが [6]，今回の調査結果からは降水の窒素濃度に黄砂による顕著な影響は認められなかった．

3.4　大阪湾への降水負荷

3.4.1　大阪湾への降水負荷量

表-3.3 に降水による大阪湾への年間負荷量を示す．3 つの観測地点で測定された降水水質に大きな差異が認められなかったこと，また，海域における降水水質は陸域における濃度変動の範囲内であるという知見 [7]に基づき，ここでは St.1 における降水水質を大阪湾全域に適用し，海面への直接負荷量を算定した．降水負荷量は**表-3.1** に示した単位面積当たりの年間負荷量に，大阪湾の面積 1,447km^2 を乗じることにより求めた．なお，上述の通り，観測期間における平均年間降水量は

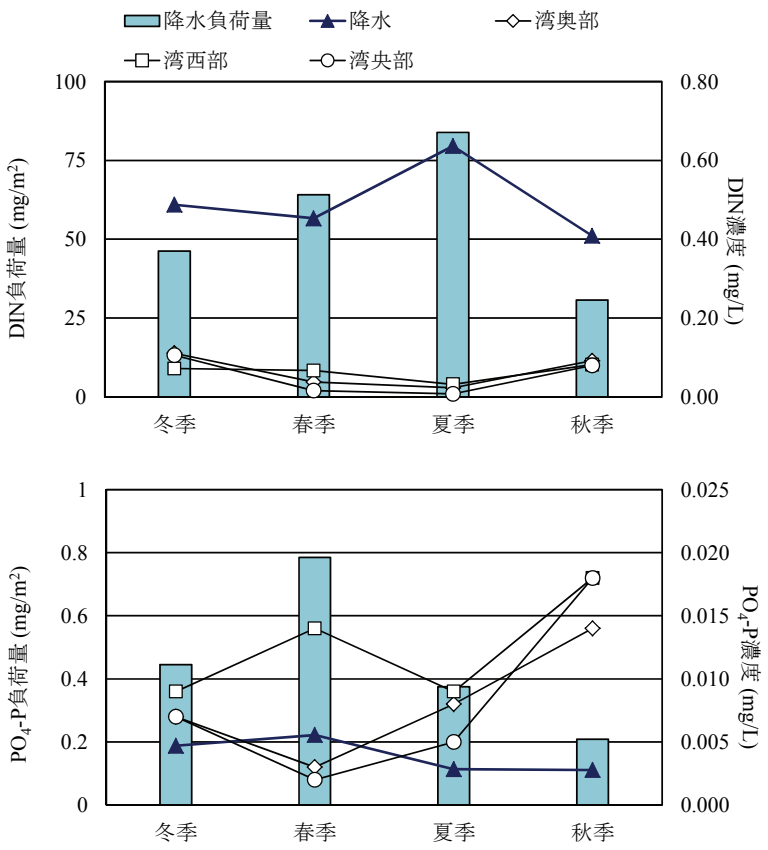


表-3.10　大阪湾表層水と降水の栄養塩濃度の季節別平均値

1,317mm/year であり，ほぼ平年並みであった．

環境省[8]によると，大阪湾に流入する陸域負荷量（2006 年度）は，T-N，T-P についてそれぞれ 82.6 ton/day，5.28 ton/day（発生負荷量はそれぞれ 114 ton/day，7.91 ton/day）と算定されている．今回の調査結果を基に試算すると，大阪湾への降水負荷は T-N，T-P でそれぞれ 3.45 ton/day，0.036 ton/day であり，陸域負荷の 4.2 %，0.68%に相当する．つまり，1 年間という長期間で捉えた場合，降水による大阪湾への直接負荷量は，陸域負荷に比べて微小であり，湾全体を一つの系とした栄養塩収支を考える際には無視しうる量であるといえる．

多田[2]は播磨灘を対象に，降水負荷は陸域負荷に比して窒素で 13%，リンで 1.5%に相当するという結果を示しており，同様に湯浅[9]は広島湾においてそれぞれ 14%，1.2%であったと報告している．これらの結果に比べると今回の調査で得られた降水負荷の割合は窒素，リンともに小さいが，これは他海域に比べて大阪湾は流域面積が大きいこと，また流域における産業活動が活発であるために陸域負荷量が大きいことなどが理由として考えられる．

3.4.2　大阪湾の一次生産に及ぼす降水負荷の影響

図-3.10 に大阪湾表層水質と降水水質との比較を示す．海域水質データには浅海定線水質調査結果を基に，2005～2009 年における 5 年平均値を用いており，湾奥部，湾央部，湾西部の各代表点（後**図-2.7** に示した St.19，St.8，St.5）のデータをそれぞれ示している．図には，各季の降水による海面への直接負荷量もあわせて示した．PO_4-P についてみると，降水濃度はほぼ年間を通して海域濃度よ

りも低い値を示している．一方，DIN についてみると，降水濃度は年間を通していずれの海域表層濃度よりも高い値を示し，特に夏季には一桁高い値となっている．これは，降水による窒素の供給が，季節に依らず大阪湾の表層濃度を短期的に上昇させることを意味している．例えば，DIN 濃度が 0.040mg/L の海域に，2007 年 7 月 20 日に観測された降雨により窒素が海面に供給された場合，表層 1m に混合拡散したとしても，DIN 濃度は 0.038mg/L 増加し，0.078mg/L に上昇する．植物プランクトンの光合成が活発な夏季には，海域の一次生産を短期的に促進する可能性が考えられ，特に，陸域からの汚濁負荷の影響が小さい湾西部海域では，降水負荷の影響は他海域に比べて相対的に大きくなるものと考えられる．

3.5　まとめ

本章では，大阪湾周辺地域においてこれまで蓄積データのなかった降水水質についてモニタリング調査を実施し，その水質特性と大阪湾への栄養塩負荷を明らかにするとともに，海域の一次生産に及ぼす可能性について考察を行った．なお．本研究では乾性沈着を扱わなかったが，我が国全域における硫黄化合物の乾性沈着量は湿性沈着量にほぼ匹敵することが明らかにされている [10]．窒素やリンについても乾性沈着の定量化が重要であり，今後の課題であると考える．本章で得られた主たる結論は以下の通りである．

1) 降水の窒素濃度はリンに比べて 1～2 桁高い値を示した．また，窒素，リンともに，降水量の増加に伴って濃度は低下する傾向がみられた．

2) 降水の栄養塩濃度は夏季と冬季に上昇する傾向がみられた．また，春季にはリン濃度が上昇し，その原因として黄砂飛来の影響が示唆された．

3) 降水による大阪湾への直接負荷量は，陸域負荷に対して T-N は約 4%，T-P は約 0.7%と小さい値を示し，大阪湾の栄養塩収支を 1 年という長期で捉えた場合には，降水の影響は軽微であることがわかった．

4) 降水の窒素濃度は年間を通して大阪湾の表層濃度に比べて高い値を示し，降水負荷は表層濃度を短期的に上昇させ，一次生産を促進させる可能性が示唆された．

参考文献

1) 藤田慎一:ガス状･粒子状物質の沈着に関する研究, 大気環境学会誌, 第 39 巻, 第 3 号, pp.107-118, 2004.
2) 多田邦尚 : 降水中の窒素・リン濃度と内湾への栄養塩負荷，海と空，第 73 巻，pp.125-130，1998.
3) 角皆静男：雨水の分析，講談社サイエンティフィク，1972.
4) 和田安彦：ノンポイント汚染源のモデル解析，技報堂出版，1990.
5) 川村知裕・原宏：日本の降水化学に対する黄砂の影響，大気環境学会誌，第 41 巻，第 6 号，pp.335-346，2006.
6) 松田和秀・高橋章・林健太郎・反町篤行：東アジアにおける乾性沈着フィールド研究，大気環境学会誌，第 42 巻，第 5 号，pp.261-270，2007.
7) 藤田慎一 : 東アジアの酸性雨 - 広域観測データによる降水化学の総合評価 - , 大気環境学会誌, 第 37 巻，第 1 号，pp.1-22，2002.
8) 環境省水・大気環境局：平成 18 年度発生負荷量等算定調査報告書，2007.
9) 湯浅一郎：内湾の富栄養化にたいする降雨の影響，人間と環境，Vol.16，pp.161-164，1991.
10) 藤田慎一：日本列島における硫黄化合物の収支，環境科学会誌，第 9 巻，第 2 号，pp.185-198，1996.

第 4 章　陸域負荷の実態に関する調査解析

4.1　はじめに

劣化した閉鎖性海域の環境再生のためには，総量規制に代表される量的な負荷削減対策だけでは不十分であり，物質循環や生態系の管理が必要との認識が高まりつつある [1)]．大阪湾流域圏では長年にわたる排水規制や上下水道の整備により人工的な水・物質循環系が発達し，自然系と人工系からなる複合循環系によって海域への汚濁負荷が決定されるようになった [2)]．今後は人工循環系を活用して陸域負荷を人為的に制御することにより，健全な海域環境を再生・創造していくことが求められる．

過去数十年にわたり大阪湾が経験した陸域負荷と海域環境の変遷は，人為的なインパクトと自然環境システムのレスポンスに他ならない．過去のデータから見出される両指標の対応関係は，今後の物質循環の管理方策を講じる上で有用な知見となり得る．幸いにも，大阪湾では関係機関による水質調査が継続的に実施され,豊富なデータが蓄積されている．しかし，陸域負荷の変遷については COD，T-N，T-P を指標とした量的変化は見積もられているものの [3),4)]，栄養塩構成比などの物質循環解析に重要な質的要素については十分には把握されていない．

また，陸域負荷の量的な側面についても精度の高い算定がなされているとは言い難い．特に，出水時には多量の淡水，栄養塩類，土砂が沿岸域へ集中的に負荷され，長期的短期的に閉鎖性海域の水・物質循環に大きなインパクトを及ぼしている．しかしながら，発生頻度の低い出水時には河川の代表水質を表していないとの認識から，関係機関による水質調査は出水時を避けて行われることが多い．その結果，主要河川においても出水時水質データが不足しているのが現状である.近年は出水時負荷の重要性についての認識が高まり，例えば坂井ら [5)]は東京湾流入河川において出水時調査を実施し，出水時の負荷量評価に平水時の水質をそのまま用いた場合，最大 30%の差異が生じることを示している．また，大阪湾流入河川においても出水時の調査例 [6),7)]はあるものの，データが少なく，水質項目が限られていることから，流入負荷の実態は未だ明らかにされていない．

このように，閉鎖性水域の物質循環を議論する際，陸域負荷は最も重要かつ基礎的な指標であるにも拘わらず，流入栄養塩の形態や出水時を含めた物質輸送量など，その実態については不明な点が依然多く残されている．そのため，海域の物質循環は精確には明らかにされておらず，健全な海域環境の保全・創造に向けた適切な陸域負荷の在り方を提案することは現状では難しい．

本章では，公共用水域や各種排水に関する統計資料の収集と分析を行うとともに，主要河川において出水時を含めた現地調査を実施し，大阪湾に流入する陸域負荷について量的･質的に精確な算定を行う.その結果を基に,陸域負荷の変遷を明らかにするとともに，海域環境との対応関係について考察を行う．また，主要河川の出水時負荷特性および出水

時を含めた陸域負荷の現状を明らかにするとともに，陸域負荷の算定における出水時負荷特性の重要性を評価する．さらに，河道部における出水時を含めた物質輸送量について，関係機関による既設の測定機器データを利用した自動モニタリング手法について検討し，その有用性を定量的に評価する．最後に，現行の下水道整備計画による今後の陸域負荷の変化を予測する．

4.2　方法

4.2.1　陸域負荷の算定方法

従来，陸域負荷の見積もりには原単位法がしばしば用いられてきた．例えば，大阪湾を対象にした既往研究としては浮田ら[8)]や中辻ら[4)]による研究がある．しかし，原単位法によって得られる一次データは発生負荷量であり，海域への流達率を求める際に様々な不確定要素が含まれることになる．また，原単位法では季節変化を捉えられないこと，さらには物質循環解析にとって重要な形態別の栄養塩負荷量が算定できないことが欠点として挙げられる．その他の陸域負荷の算定方法としては，流入河川の平水時水質に平均河川流量を乗じることによって負荷量を求める方法がある．例えば，この方法を用いて山本ら[9)]は瀬戸内海全域を対象に，河川を通じた COD，T-N，T-P の流入負荷量を算定している．しかし，彼らも指摘しているように，この方法では沿岸部に立地する下水処理場や事業場からの負荷を無視しているために，算定された負荷量は実際に比べて過小評価となっているとともに，高負荷を生じる河川出水の影響が精確に反映されていないという問題点を有している．本研究ではこれらの問題を踏まえて，以下に述べるより精度の高い算定方法を提案した．

図-4.1　大阪湾流域と負荷量算定区分

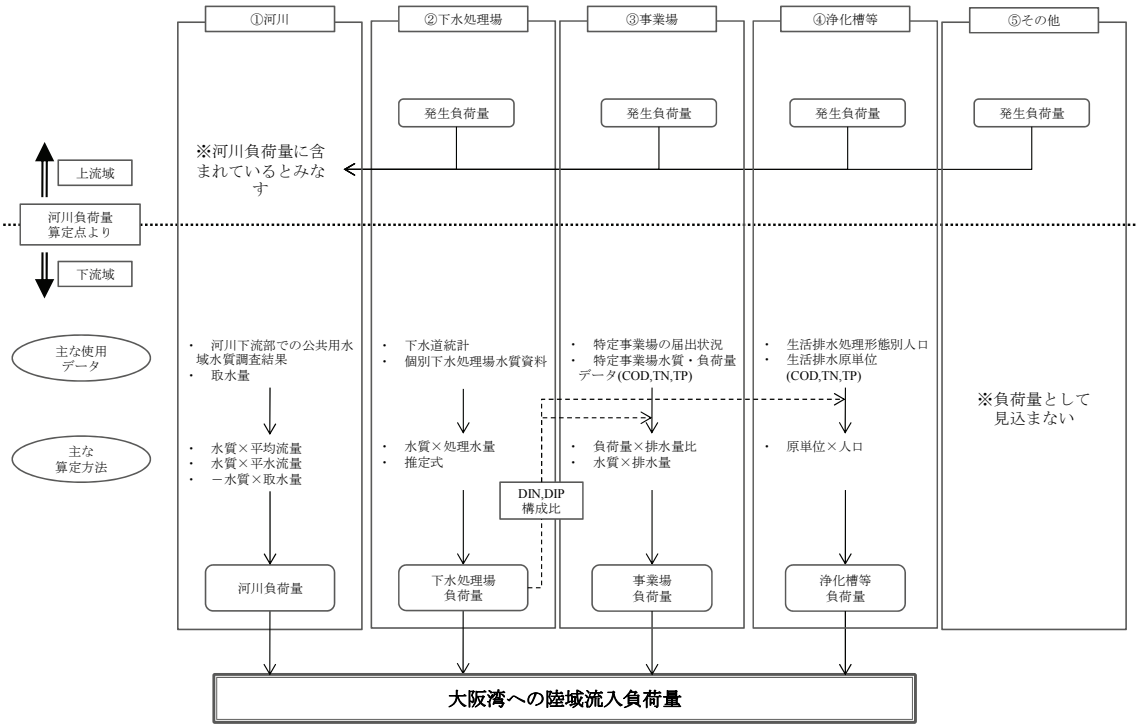


図-4.2　晴天時負荷の算定フロー

本研究では陸域負荷の算定にあたり，**図-4.1** に示すように大阪湾流域を 7 つに区分して扱った．算定対象期間は水質総量規制開始後の 1980 年から 2005 年とし，COD および形態別窒素・リン（NH_4-N，NO_2-N，NO_3-N，O-N，PO_4-P，O-P）について，晴天時負荷量（平水時における日平均負荷量)を 5 年ごとに算定した．なお，DIN(溶存無機態窒素)は NH_4-N，NO_2-N，NO_3-N の合計とし，有機態窒素・リン（O-N，O-P）は全成分から溶存無機態成分を差し引くことで求めた．また，海域の物質循環を精確に捉えるためには，人為起源の排出負荷だけでなく，人為的な制御やモニタリングが難しい負荷についてもあわせて把握することが重要である．そこで，現況については雨天時負荷を含めた年間負荷量の算定も行った．雨天時負荷としては河川出水，雨水の海面沈着，合流式下水道からの越流（CSO：Combined Sewer Overflow）が挙げられるが，このうち CSO に関しては実測データが不足しているため今回は考慮しなかった．

晴天時負荷の算定フローを**図-4.2** に示す．まず，大阪湾に流入する一級・二級河川を対象に，公共用水域水質調査が行われている調査地点のうち，下流部に位置しかつ観測頻度が高い地点を各河川の代表地点に選定した．この地点における物質輸送量を「河川負荷」として算定し，これより上流で発生し流下する汚濁負荷はこの河川負荷に含まれると考えた．次に，代表地点より下流に位置する下水処理場，事業場，浄化槽等からの排出負荷を個別に算定し，河川負荷に加算することで大阪湾への総陸域負荷量を求めた．これら排出負荷については河口までの距離が短いことから，海域への流達率は 1 とした．各負荷の算定方法について，詳細を以下で説明する．

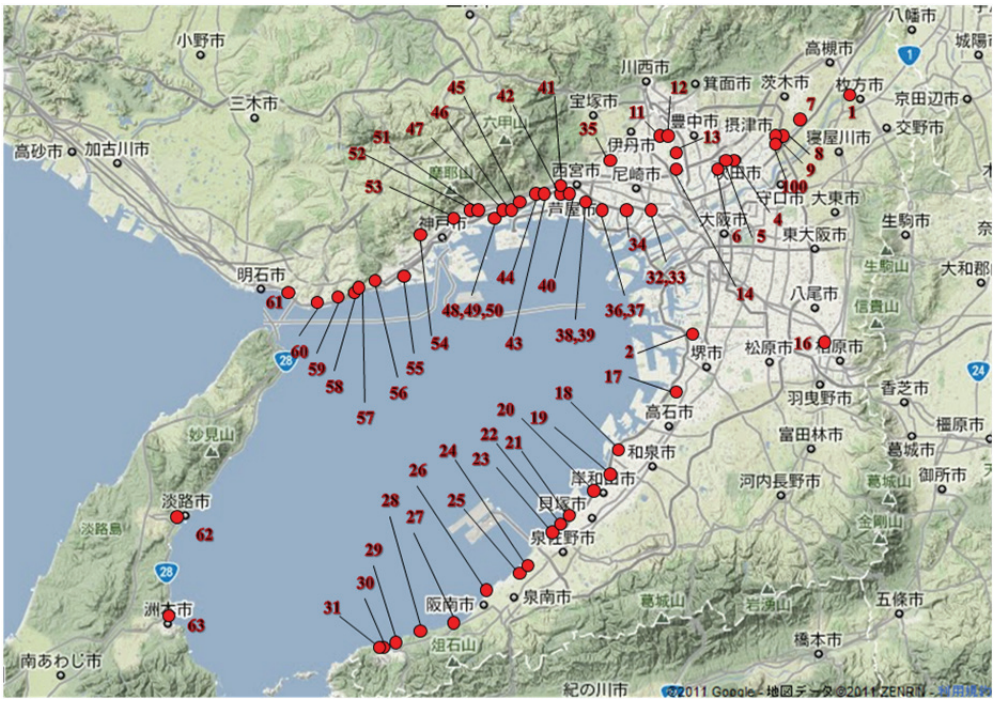


図-4.3　河川代表地点の空間分布（Google map を基に作成）

(a) 河川負荷

各河川の代表地点の位置と一覧をそれぞれ**図-4.3** と**表-4.1** に示す．平水負荷の算定にあたっては，公共用水域水質調査結果の流量と水質の年平均値（3 年移動平均値）を用いた．ただし，継続的な流量観測が実施されている淀川，大和川，猪名川，武庫川については，流量年表等から求めた平水流量（185 日流量）を適用した．なお，寝屋川では淀川と大和川から，神崎川では淀川から導水がなされているため，取水地点の水質と実績取水量を基に負荷量の受け渡しを考慮した．また，淀川と神崎川では代表地点よりも下流でも取水が行われているため，代表地点における河川負荷から取水に伴う負荷を除去した．

出水負荷を含めた年間負荷量の算定に際しては，主要河川である淀川と大和川については 1 時間ごとの水位データ（国土交通省）と H-Q 式から流量を求めた．猪名川と武庫川については流量年表から，その他の中小河川については集水域内の年間降水量に集水面積を乗じることにより年間総流量を求めた．

また，淀川と大和川では平水流量を閾値に，低流量時には公共用水域水質調査結果の水質濃度を適用し，高流量時には独自の観測結果を基に構築した L-Q 式を用いて負荷量を算定した．この L-Q 式については次節において詳述する．その他の中小河川では出水時の水質データが不足しているため，流況に依らず平水濃度を適用した．中小河川の出水時負荷特性の把握は今後の課題ではあるが，大阪湾に流入する淡水量のうち，流小河川が占める割合は相対的に小さいため，この仮定は大きな算定差を生じないものと考えられる．

表-4.1　河川代表地点一覧

番号	流域	河川	観測地点	備考
1	淀川	淀川	枚方大橋流心	流量＝高浜or枚方平水流量
2	大和川	大和川	遠里小野橋	流量＝上流香ヶ丘平水流量
3	神崎川流域	淀川	枚方大橋流心	神崎川への導水（導水量＝10m^3/sec）
4		糸田川	神崎川合流直前	
5		高川	神崎川合流直前	
6		天竺川	神崎川合流直前	
7		安威川	宮鳥橋	
8		大正川	安威川合流直前	
9		山田川	安威川合流直前	
10		正雀川	安威川合流直前	
11		猪名川	軍行橋	流量＝軍行橋平水流量
12		箕面川	府県境	
13		千里川	猪名川合流直前	
14		駄六川	流末	
15	寝屋川流域	淀川	枚方大橋流心	寝屋川への導水
16		大和川	河内橋	寝屋川への導水
17	泉州流域	石津川	石津川橋	感潮区間，流量＝上流石津川流量＋百済川流量＋伊勢路川流量
18		大津川	大津川橋	
19		春木川	春木橋	
20		津田川	昭代橋	
21		近木川	近木川橋	
22		見出川	見出橋	
23		佐野川	昭平橋	
24		田尻川	府道堺阪南線陸橋	
25		樫井川	樫井川橋	
26		男里川	男里川橋	
27		茶屋川	新茶屋川橋	
28		番川	田身輪橋	
29		大川	昭南橋	
30		東川（大阪府）	一軒屋橋	
31		西川	こうや橋	
32	神戸流域	庄下川	尾浜大橋	
33		昆陽川	尾浜橋	
34		蓬川	南豊池橋	
35		武庫川	甲武橋	流量＝甲武橋平水流量
36		新川	中津橋	感潮区間
37		野田川	九郎橋上流	
38		東川（兵庫県）	二ツ橋	
39		津門川	住江橋	
40		洗戎川	流末	感潮区間
41		夙川	夙川橋	
42		堀切川	阪神電鉄南	
43		宮川	宮川橋	
44		芦屋川	業平橋	
45		高橋川（要玄寺川）	琴田橋	
46		天上川	天上川橋	
47		住吉川	住吉川橋	
48		天神川	辰巳下橋	
49		石屋川	石屋川橋	
50		高羽川	玉利橋	感潮区間
51		都賀川	昌平橋	
52		西郷川	流末	
53		生田川	小野柄橋	
54		宇治川	山手幹線上流	
55		新湊川	南所橋	
56		妙法寺川	若宮橋	
57		千森川	流末	
58		一ノ谷川	流末	
59		塩屋谷川	流末	
60		福田川	福田橋	
61		山田川	山田橋	
62	淡路島流域	志筑川	志筑橋	感潮区間，流量＝志筑橋流量×1.9
63		洲本川	潮橋	感潮区間，流量＝上流上加茂橋流量×3.19

(b) 下水処理場負荷

流域下流部に位置する下水処理場の空間分布を**図-4.4**に，その一覧を**表-4.2**に示す．放流水量と水質（COD，T-N，T-P）については下水道統計より実績データが入手可能である．

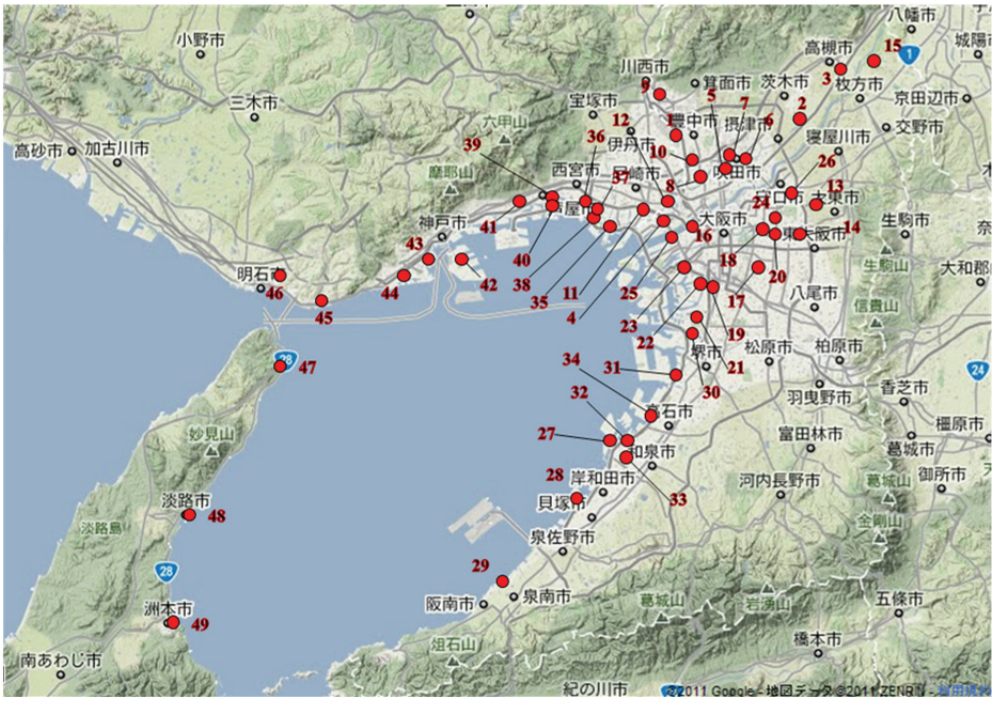


図-4.4　流域下流部に位置する下水処理場の空間分布（Google map を基に作成）

また，各処理場では個別に水質試験が実施され，形態別栄養塩濃度を含めた詳細なデータが取りまとめられている．本研究では，これらの統計資料を収集，分析することにより，処理場からの排出負荷を算定した．なお，データが欠損している処理場からの排出負荷量は，実績報告値のある処理場の負荷特性（水質項目間の負荷量相関など）を基に，対象年度ごとに推定した．

(c) 事業場負荷

下水道を介さずに公共用水域に汚濁負荷を直接排出している事業場（水質汚濁防止法上の特定施設を設置している特定事業場）のみを対象とし，その他事業場についてはデータの不足により算定が困難なため，今回は除外した．

まず,各特定事業場からの届出排水量に関するデータを各自治体から収集した.ただし，この排水量データは間接冷却水や雨水を含めた総排水量である．冷却水等は汚濁負荷の排出に直接寄与しないものであるため，この総排水量を基に排出負荷量を算定することは適切でない．一方，環境省 [3)]は特定排出水を対象にした実測報告値を基に，大阪湾流域全体における事業場からの業種別発生負荷量（COD，T-N，T-P）を事業場規模別に算定し公表している．そこで，日平均排水量 50m^3 以上の事業場については，業種別に大阪湾への総負荷量を届出排水量で按分し，個々の事業場からの負荷量を算定した．また，日平均排水量 50m^3 未満の事業場については，排水量自体が少ないため排出負荷量が微小であると仮定し，環境省 [3)]の実測調査に基づいた業種別平均水質に届出排水量を乗じることで，各事業場からの負荷量を算定した．

事業場と下水処理場での処理方式は類似していることから，各年度における下水処理場

表-4.2　算定対象に含まれる下水処理場の一覧

番号	流域名	下水処理場名	事業者名	放流先水域名	供用開始	備考
1	神崎川	原田	流域下水道	猪名川	1966年4月	
2		中央	流域下水道	安威川	1970年3月	
3		高槻	流域下水道	番田井路（神崎川）	1969年8月	
4		大野	大阪市	神崎川	1967年11月	
5		十八条	大阪市	神崎川	1970年3月	
6		川面	吹田市	神崎川	1966年7月	
7		南吹田	吹田市	神崎川	1973年7月	
8		庄内	豊中市	神崎川	1973年4月	
9		池田	池田市	猪名川	1968年6月	
10		北部（尼崎市）	尼崎市	猪名川	1982年9月	
11		東部（第1）	尼崎市	左門殿川	1982年10月	
12		東部第2	尼崎市	左門殿川	1962年10月	2002年度に東部第1に統合
13	寝屋川	鴻池	流域下水道	寝屋川	1972年7月	
14		川俣	流域下水道	寝屋川	1972年7月	
15		渚	流域下水道	寝屋川	1989年4月	1998年度までは淀川に放流
16		海老江	大阪市	淀川、正連寺川	1940年4月	
17		平野	大阪市	平野川分水路	1972年4月	
18		中浜	大阪市	第二寝屋川	1960年5月	
19		津守	大阪市	木津川	1940年4月	
20		放出	大阪市	平野川分水路	1967年10月	
21		住之江	大阪市	住吉川	1964年12月	
22		千島	大阪市	木津川	1963年10月	
23		市岡	大阪市	尻無川	1961年4月	
24		今福	大阪市	寝屋川	1966年6月	
25		此花	大阪市	正連寺川	1968年7月	
26		守口	守口市	寝屋川	1966年4月	
27	泉州	北部（大阪府）	流域下水道	大阪湾	1987年4月	
28		中部（大阪府）	流域下水道	大阪湾	1989年4月	
29		南部	流域下水道	大阪湾	1993年7月	
30		三宝	堺市	大和川	1963年8月	
31		石津	堺市	大阪湾	1972年2月	
32		汐見	泉大津市	大阪湾	1973年10月	
33		磯ノ上	岸和田市	大阪湾	1967年8月	
34		高石	泉北環境整備施設組合	大阪湾	1972年8月	
35	神戸	武庫川下流	流域下水道	大阪湾	1976年10月	
36		鳴尾浜	西宮市	大阪湾	1986年10月	
37		枝川	西宮市	大阪湾	1970年2月	
38		甲子園浜	西宮市	大阪湾	1991年3月	
39		芦屋	芦屋市	大阪湾	1974年1月	
40		南芦屋浜	芦屋市	大阪湾	2001年4月	
41		東灘	神戸市	大阪湾	1962年10月	
42		ポートアイランド	神戸市	大阪湾	1980年5月	
43		中部（神戸市）	神戸市	大阪湾	1958年11月	
44		西部	神戸市	大阪湾	1965年4月	
45		垂水	神戸市	大阪湾	1974年8月	
46		朝霧	明石市	大阪湾	1986年5月	
47	淡路島	津名	淡路市	大阪湾	2002年4月	
48		淡路・東浦	淡路市	大阪湾	1998年3月	
49		洲本	洲本市	大阪湾	1993年9月	

下水道統計、各下水道事業者資料等をもとに作成

負荷の平均的な栄養塩構成比を用いて，事業場からの形態別窒素とリンの負荷量を推定した．また，過去のデータには欠損が多いため，2005 年度の事業所負荷量に対して，我が国の主要閉鎖性海域（東京湾，伊勢湾，瀬戸内海）における発生負荷量算定値 [3)]の経年変化率を乗じることにより，過去の事業場負荷量を推定した．

(d) 浄化槽等負荷

浄化槽等については十分なデータがなく，個々に負荷量を算定することが困難なため，

原単位法により面源負荷として算定した．単独浄化槽，合併浄化槽，汲み取り，自家処理による負荷をあわせて浄化槽等負荷とし，各処理形態別の人口フレームと原単位，除去率から発生負荷量を算定した．ただし，データの都合上，原単位と除去率には現状の値 [3]を全ての年度に適用した．栄養塩の形態は，事業場負荷と同様の方法により推定した．

(e) 降水負荷

第 3 章で述べた独自のモニタリング調査から得られた平均雨水水質を基に，算定期間における降水量を乗じることで負荷量を求めた．

4.2.2　現地調査の概要

大阪湾主要河川である淀川と大和川を対象に，出水時を含めた流入負荷特性を明らかにするために，月 1 回の定期平水時調査と，降雨増水の度に随時出水時調査を実施した．調査は淀川では 2007 年 5 月から 2010 年 3 月までの約 3 年間，大和川では 2009 年 3 月から 2010 年 3 月までの約 1 年間行った．淀川では豊里大橋（河口上流 14.0km），大和川では遠里小野橋（河口上流 4.2km）において観測を行った（**図-4.5**）．淀川では計 60 サンプル，大和川では計 24 サンプルを採取した．採水時の河川流量は，淀川では 109～2,730m^3/sec，大和川では 5.02～1,290m^3/sec の範囲にあった．

図-4.5　淀川・大和川流域と調査地点

観測点の流心において採水を行った後，水温，pH，電導度を測定し，冷暗条件下で河川水試料を実験室へ持ち帰り水質分析を行った．分析項目は SS，NH_4-N，NO_2-N，NO_3-N，TDN，T-N，PO_4-P，TDP，T-P，SiO_2-Si であり，2009 年 4 月以降は DOC，TOC を項目に追加した．ただし，DIN は NH_4-N，NO_2-N，NO_3-N の総和とし，PN，PP，POC については全濃度と全溶存態濃度の差より，DON，DOP については全溶存態濃度と溶存無機態濃度の差より算定した．現地測定には pH-電導度計 D54SE（HORIBA 製），電導度計 SC82（YOKOGAWA 製）を，水質分析には Auto Analyzer AACS V（BLTEC 製）および TOC-V（島津製作所製）使用した．

4.2.3 L-Q 関係の構築

調査結果を基に，低流量域から高流量域までに対応した**式 4.1** の L-Q（負荷量 - 流量）関係式を構築し，淀川と大和川の負荷特性を定量的に把握した．

$$L=a\times Q^b \tag{4.1}$$

ここで，L：物質負荷量(ton/day)，Q：流量(m^3/sec)，a，b：係数である．

L-Q 式を構築するためには，採水時の流量値が必要となる．遠里小野橋については河川事務所により測定されている水位モニタリングデータより，H-Q（水位 - 流量）式を適用することで流量を求めた．一方，豊里大橋では水位データおよび H-Q 式がないため，上流の枚方大橋（河口上流 25.9km：**図-4.5**）における流量を上流端境界条件に，Dynamic wave model[10)]を用いた簡易的な河道部流出解析により，豊里地点における流量を推定した．ただし，枚方地点は流砂による河床変動や背水の影響を受けやすいため[11)]，平水時には高浜地点（河口上流 32.9km：**図-4.5**）の流量を枚方流量に換えて用い，高流量時には実際の枚方流量をそのまま与えた．ここで，枚方および高浜における流量は，遠里小野橋と同様に，水位のモニタリングデータと H-Q 式から推定した．

4.2.4 海域環境の分析

海域環境の変遷を明らかにするために，既往の海域観測資料の分析を行った．水質データについては浅海定線水質調査結果を，植物プランクトンに関するデータについては大阪府公共用水域水質調査結果を使用した．いずれも年平均値に 5 年移動平均を施した．

4.3 陸域負荷の変遷

4.3.1 晴天時負荷の経年変化

晴天時負荷の経年変化を**図-4.6** に，下水道普及率と下水処理場における負荷除去率の経年変化を**図-4.7** と**図-4.8** に示す．ここで負荷除去率とは，各処理場の負荷除去量（流入負荷量と放流負荷量の差）を流入負荷量で除した割合である．

まず，COD は 1980～2005 年度の 25 年間に負荷量は約半減しており，瀬戸内法以降の継続的な総量規制と下水道普及率の向上により着実に削減されてきたことがわかる．

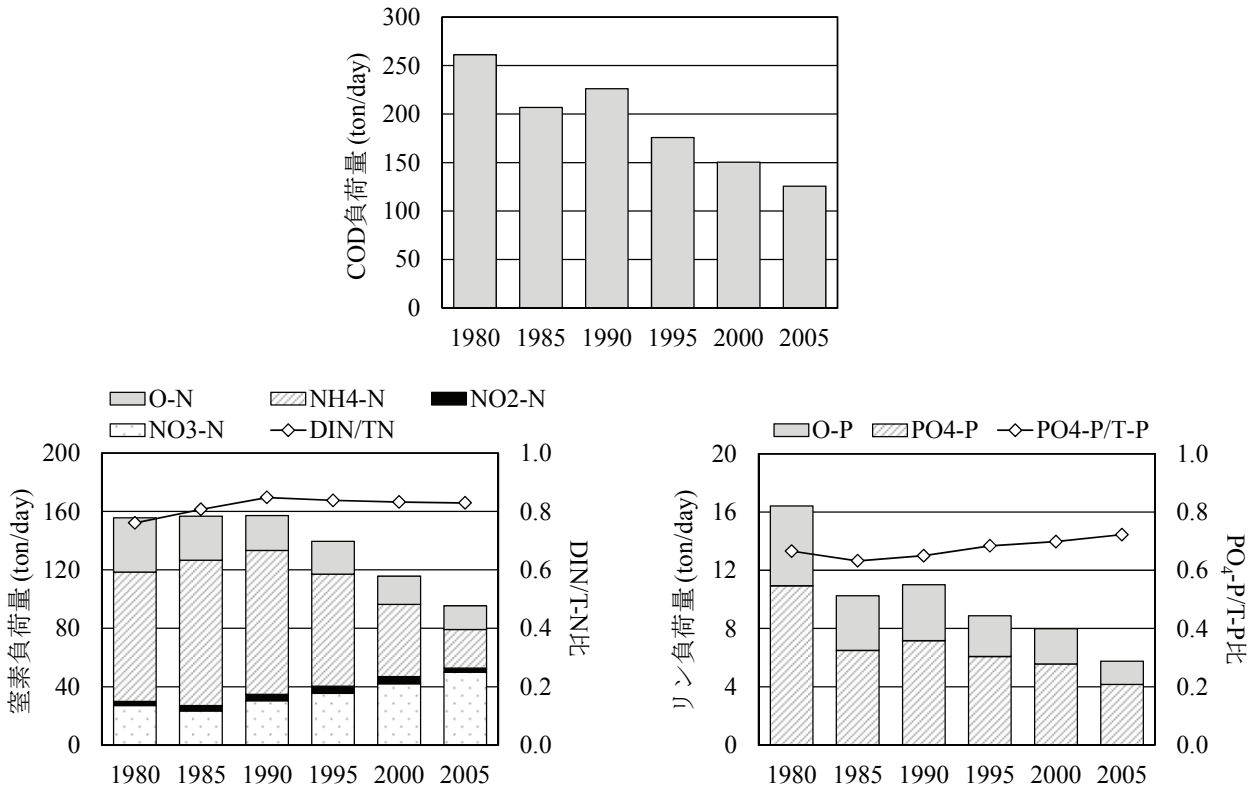


図-4.6　晴天時負荷量と DIN/T-N 比および PO_4-P/T-P 比の経年変化

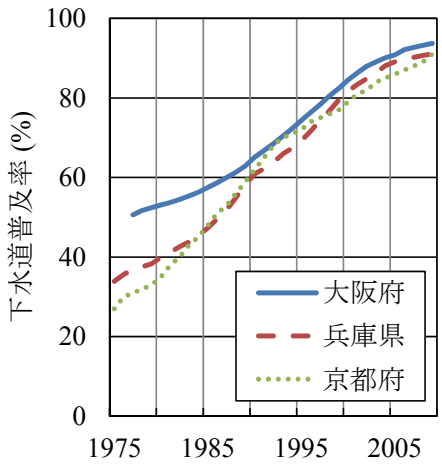


図-4.7　下水道普及率の経年変化

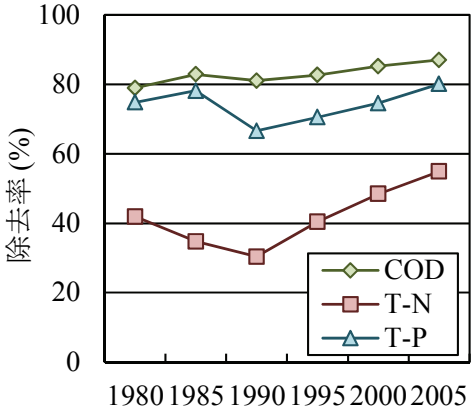


図-4.8　下水処理場における負荷除去率の経年変化

T-P についても 1980 年度から減少傾向にあり，2005 年度までに約 65%が削減されている．瀬戸内法ではリンの削減指導が行われたものの規制まではなされず，法的規制は 2000 年に始まる第 5 次総量規制の富栄養化対策まで行われなかった．それにも拘わらず 1980 年度から負荷量が減少傾向にあった原因としては，下水道普及率の向上と無リン洗剤の普及によるところが大きいと考えられる．

T-N については 25 年間に約 40%の削減がなされているが，1990 年度まではほとんど変化がなく，その後減少が始まっている．これは窒素については 1995 年からの削減指導と 2000 年から始まる第 5 次総量規制まで実効性のある対策がなされなかったこと，さらに図

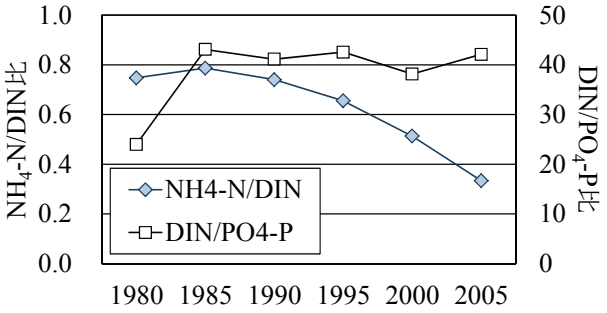


図-4.9　晴天時負荷量と DIN/T-N 比および PO_4-P/T-P 比の経年変化

-4.8 に示したように下水処理における除去能力が COD やリンに比べて低かったために，下水道整備による削減効果が現れにくかったことが原因と考えられる．

形態別窒素に注目すると，1980～1990 年度には O-N が減少する一方で NH_4-N が増加している．これは下水道普及率が向上するとともに，当時の一般的な下水処理方式である活性汚泥法が有機物除去を主な目的としていたためである．1995 年度以降は削減指導および規制の効果が加わり T-N は減少するが，その内訳をみると O-N よりも DIN の減少によるところが大きい．さらに DIN の中でも NH_4-N の減少と NO_3-N の増加という質的変化が生じている．これは，地域によって時期に若干差はあるものの，概ね 1985 年頃から多くの下水処理場で高度処理技術が導入され始め，処理過程における硝化能力および窒素除去能力が向上したためである [2)].

このように，陸域負荷の経年変化は各水質項目によって大きく異なり，環境施策の変遷や社会環境，さらに下水道システムの整備と高度化の影響が明瞭に現れていることがわかった．

4.3.2　陸域負荷と海域環境の変遷

晴天時負荷の NH_4-N/DIN 比と DIN/PO_4-P 比の経年変化を**図-4.9** に示す．1985 年度以降，高度処理技術の普及に伴って，NH_4-N/DIN 比は 0.8 から 0.3 へと大幅に低下している．一方，DIN/PO_4-P 比は 1980～1985 年度にかけて 25 から 40 へと急増し，その後ほとんど変化はみられない．これは，上述したように，リンは総量規制開始前から負荷削減が進んだのに比べて，窒素には大きな変化がなかったためである．また，陸域負荷の DIN/PO_4-P 比は Redfield 比（N/P=16）に比べて高いことから，沿岸海域の栄養塩環境はリン制限下にあったと推察される．

次に，大阪湾表層水の NH_4-N/DIN 比と DIN/PO_4-P 比の経年変化をそれぞれ**図-4.10** と**図-4.11** に示す．NH_4-N/DIN 比は 1975 年度には湾奥部海域で 0.6 以上の高い値を示していたが，1990 年度頃を境に徐々に低下し始め，2005 年度には 0.3 以下にまで下がっている．また，DIN/PO_4-P 比は 1975～1985 年度にかけて大きく上昇し，その後は 50 前後で推移している．**図-4.9** の結果と比較すると，湾奥部表層の栄養塩バランスは，陸域負荷の質的変化によく対応した経年変化を辿っていることがみてとれる．

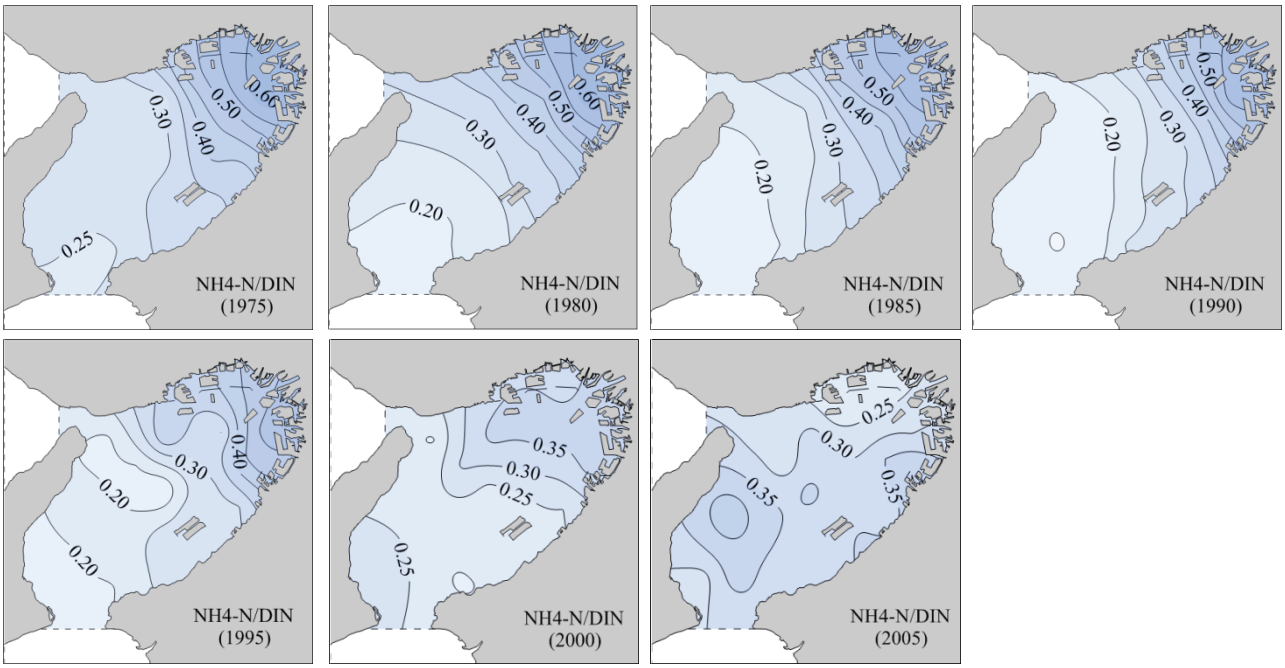


図-4.10　海域表層における NH_4-N/DIN 比の経年変化

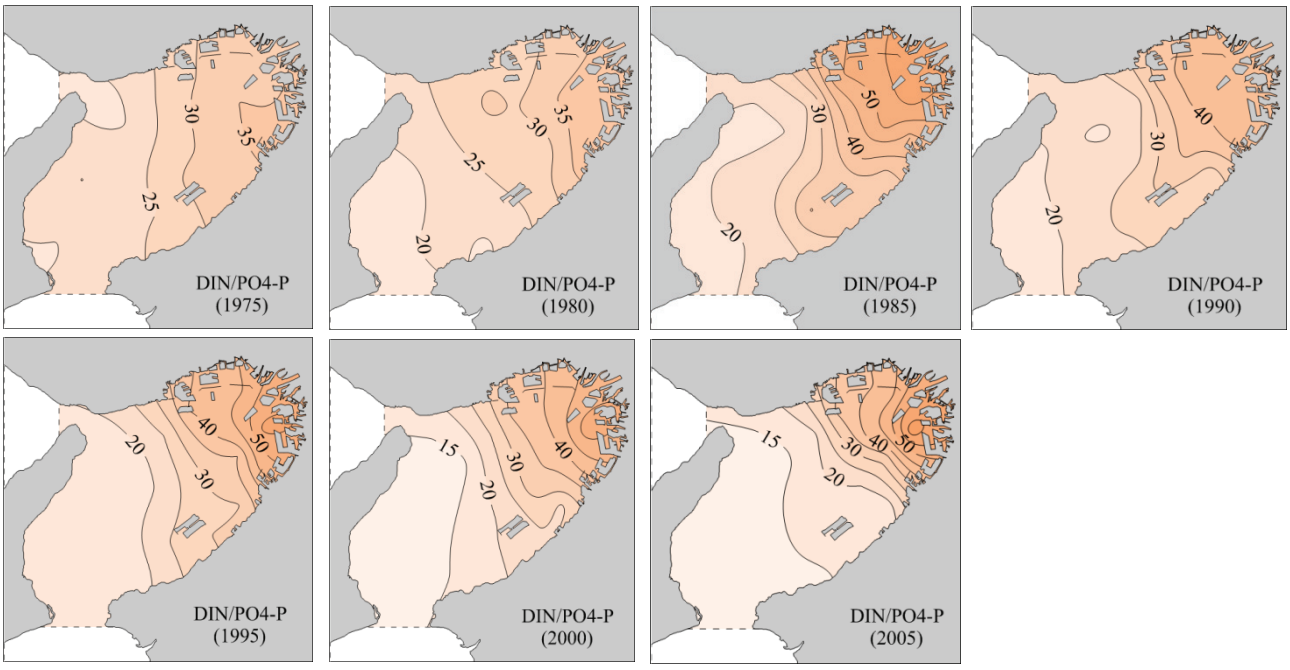


図-4.11　海域表層における DIN/PO_4-P 比の経年変化

図-4.12 に湾東部海域における植物プランクトンの種構成比の変化を示す．従来からの優占種である *Skeletonema costatum* は 1974 年度には約 90%を占めていたが，1985 年度には約 50%にまで減少し，その後は大きな変化はみられない．その経年変化は，陸域負荷や海域水質の DIN/PO_4-P 比の変遷と概ね対応しており，山本ら[12]が指摘したように，陸域からの栄養塩の供給バランスの変化が低次生態系の種組成変化を引き起こした可能性が考えられる．海域の N/P 比と植物プランクトンの増殖生理の関係については多くの研究例[13),14)]

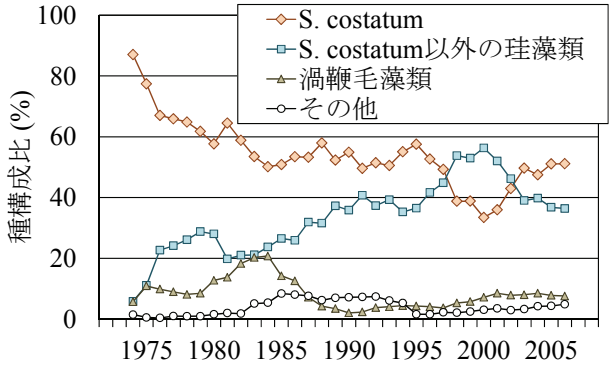


図-4.12　湾東部における植物プランクトンの種構成比の経年変化

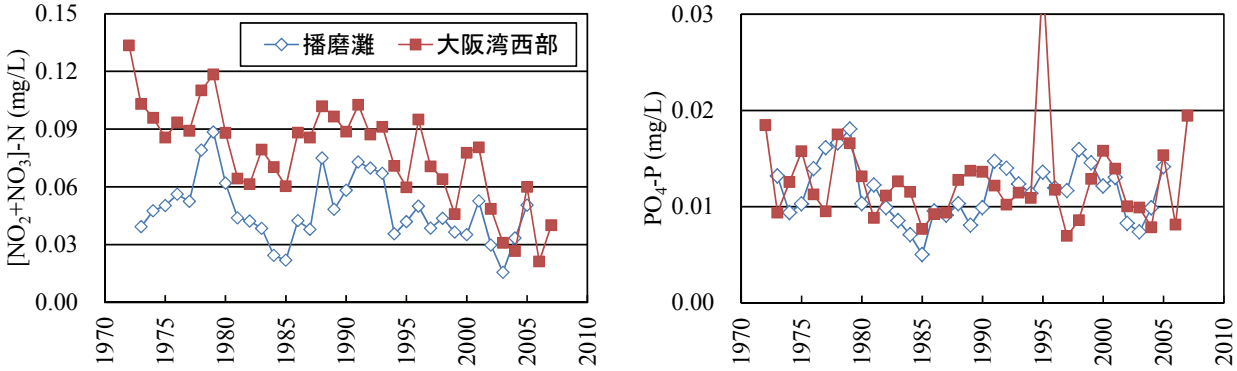


図-4.13　播磨灘と大阪湾西部における表層水質の経年変化

が存在するが，十分には解明されておらず，今後の課題と考える．以上の解析より，長期にわたる人為的な負荷削減は，陸域負荷の質を大きく変化させ，沿岸海域の水質構造，さらには低次生態系の変質を引き起こしたことが示唆された．

一方，湾西部海域では 1975 年度以降，継続的に NH_4-N/DIN 比が上昇，DIN/PO_4-P 比が低下する傾向にあり，湾奥部海域との環境勾配は増しつつある．特に 2000 年以降は NO_3-N 濃度の急激な低下に伴って大きく変化している．**図-4.13** に示すように，大阪湾西部海域と播磨灘沖合の表層水質の経年変化には同様の変動傾向がみてとれる．播磨灘ではノリの色落ち被害が生じるなど，貧栄養化の進行が近年報告されており [15),16),17)]，今回の結果から，大阪湾西部海域にもその影響が及んでいると考えられる．

4.4　出水時を含めた陸域負荷の実態

4.4.1　主要河川の出水負荷特性

構築した淀川と大和川の L-Q 曲線を**図-4.14(a)～(c)**に，その係数 a，b と相関係数 R^2 の一覧を**表-4.3** に示す．ここで，係数 b は流量変化に対する水質濃度の増減特性を表している．淀川と大和川に共通して，SS，PN，PP，POC といった懸濁態成分および T-P，TOC は流量の増加に伴い濃度が上昇し（$b>1$），一方，溶存態成分のうち TDN，TDP，DIN，

NO_2-N，NO_3-N，PO_4-P については逆に流量増加に伴い希釈効果（$b<1$）が生じる傾向がみられた．また，T-N や SiO_2-Si については流量に対する濃度変化が小さく，流量とほぼ比例関係にあった（$b \fallingdotseq 1$）．

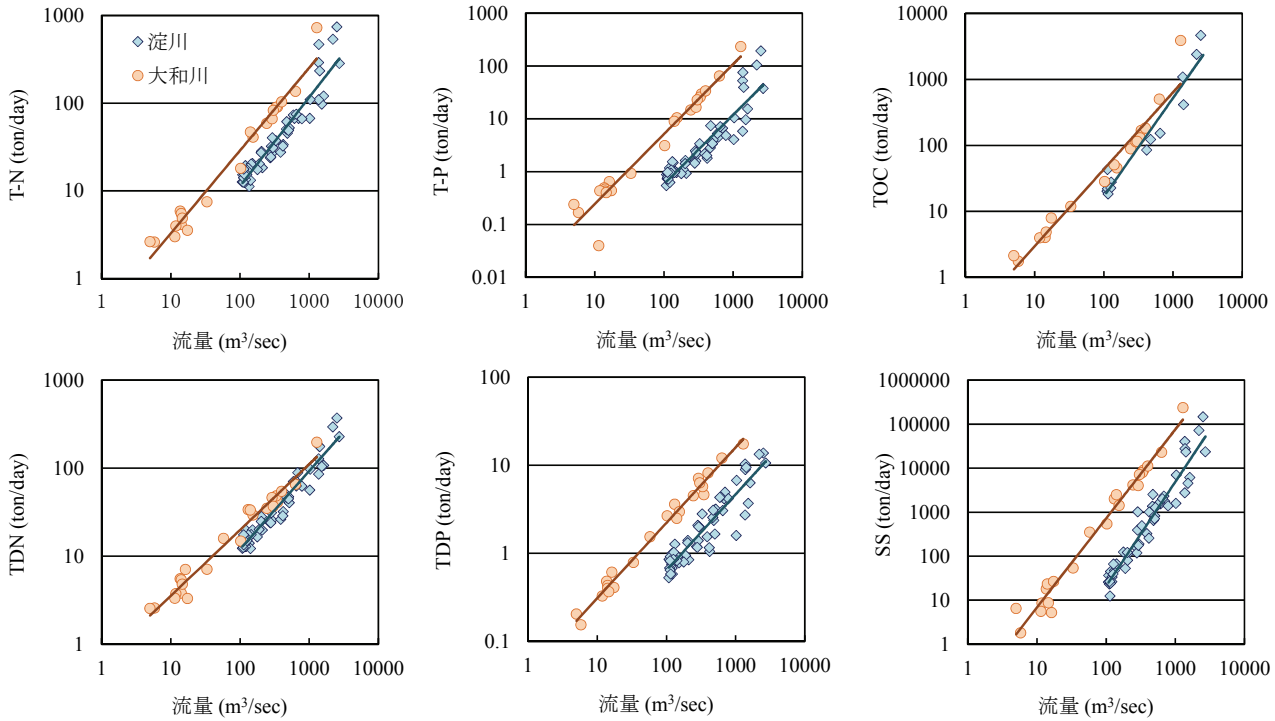


図-4.14　L-Q 曲線 (a)

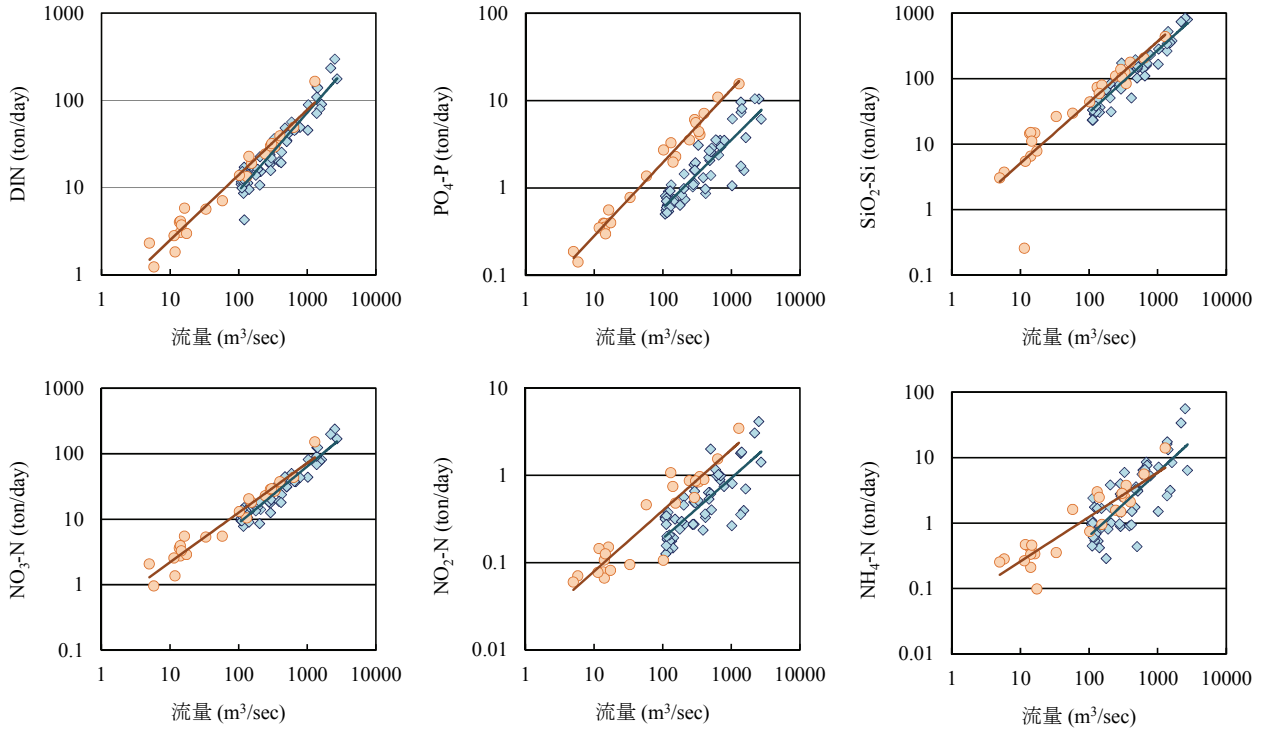


図-4.14　L-Q 曲線 (b)

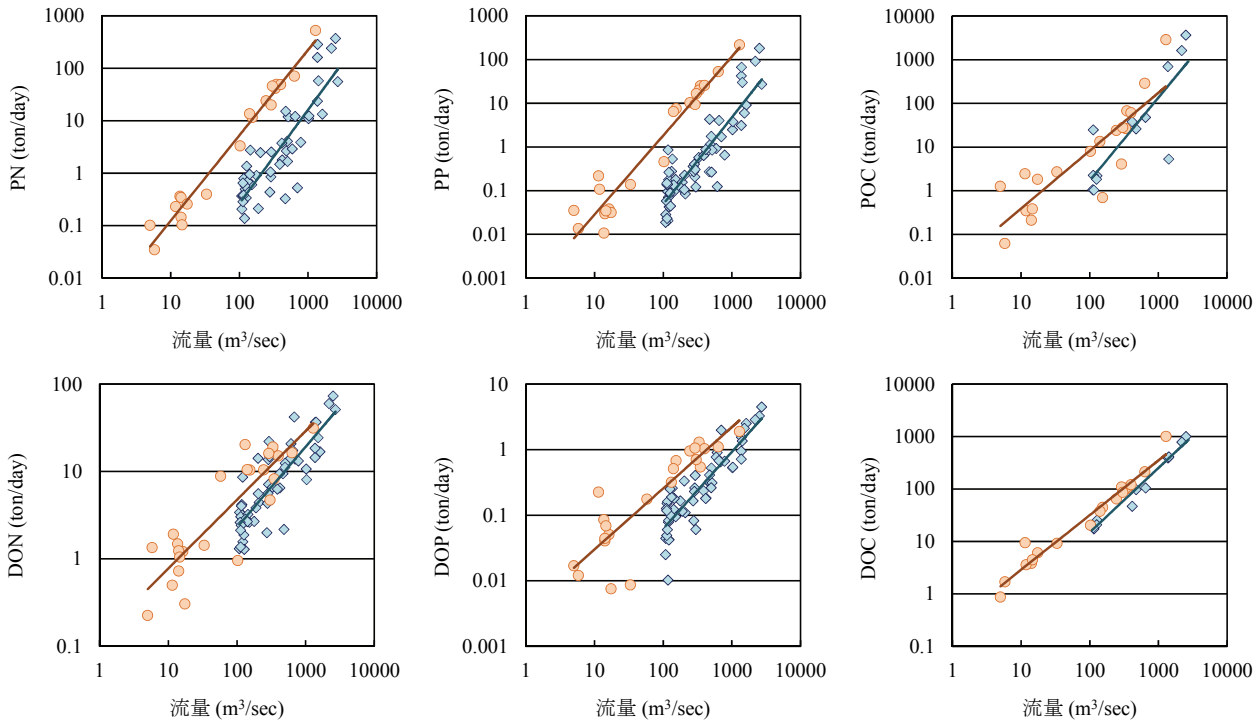


図-4.14　L-Q 曲線(c)

表-4.3　L-Q 式の係数と相関係数

項目		淀川	大和川	項目		淀川	大和川
T-N	a	0.106	0.375	NH_4-N	a	7.06×10^{-3}	5.44×10^{-2}
	b	1.01	0.943		b	0.975	0.679
	R^2	0.90	0.97		R^2	0.65	0.83
T-P	a	1.39×10^{-3}	1.16×10^{-2}	NO_2-N	a	7.67×10^{-3}	1.58×10^{-2}
	b	1.31	1.32		b	0.695	0.698
	R^2	0.85	0.95		R^2	0.65	0.87
TOC	a	1.71×10^{-2}	0.202	NO_3-N	a	0.159	0.383
	b	1.49	1.17		b	0.869	0.759
	R^2	0.94	0.95		R^2	0.92	0.95
TDN	a	0.199	0.634	DIN	a	0.147	0.451
	b	0.890	0.748		b	0.899	0.747
	R^2	0.94	0.97		R^2	0.90	0.96
TDP	a	1.20×10^{-2}	4.28×10^{-2}	PO_4-P	a	1.60×10^{-2}	4.09×10^{-2}
	b	0.863	0.858		b	0.783	0.840
	R^2	0.86	0.99		R^2	0.78	0.98
PN	a	6.94×10^{-5}	2.89×10^{-3}	DON	a	3.26×10^{-2}	0.127
	b	1.79	1.63		b	0.924	0.787
	R^2	0.75	0.97		R^2	0.73	0.77
PP	a	3.89×10^{-6}	7.18×10^{-4}	DOP	a	2.78×10^{-4}	3.49×10^{-3}
	b	2.04	1.71		b	1.17	0.934
	R^2	0.80	0.92		R^2	0.78	0.77
POC	a	2.63×10^{-4}	1.83×10^{-2}	DOC	a	5.25×10^{-2}	0.2560
	b	1.90	1.33		b	1.23	1.04
	R^2	0.71	0.75		R^2	0.98	0.96
SS	a	3.76×10^{-4}	6.44×10^{-2}	SiO_2-Si	a	0.380	0.595
	b	2.37	2.02		b	0.951	0.931
	R^2	0.93	0.98		R^2	0.91	0.82

水質項目によっては L-Q 式の相関が比較的低く，R^2 が 0.8 を下回るケースがみられた．その原因には，平水時水質の季節変動や，増水期と減衰期に濃度が異なるヒステリシス効果が考えられる．ヒステリシス特性は河川や水質項目によって異なり，さらに降雨の履歴や規模,分布の影響を受けるため,出水イベントごとにも違った特性を示すと考えられる．この点については，今後さらにデータを蓄積し，詳細に検討する必要があると考える．

また，大和川に比べ，淀川では高流量域におけるバラつきが大きい．淀川は流域面積が広く，琵琶湖を水源とする宇治川の他に，桂川，木津川をはじめとした複数の上流支川を有している．そのため，流域内の降雨分布に応じて，小流域の流出特性が下流域の水質に大きな影響を及ぼすことが推察される．

4.4.2　雨天時を含めた陸域負荷特性

2005 年度を対象に,出水負荷を含めた流域別の年間負荷量の算定結果を**図-4.15** に示す．ここで，「淀川流域」からの負荷とは淀川大堰の上流側における負荷を表し，「（大阪市内河川・）寝屋川流域」からの負荷には大川を通じた負荷は含まれていないことに注意されたい．淀川流域からの淡水流入量は大阪湾への総流入量のおよそ半分を占めているが，T-N，T-P の負荷量割合はそれぞれ約 21%，約 25%にとどまっている．一方で，大阪市内河川・寝屋川流域からは淀川流域に匹敵，もしくは上回る量の窒素やリンが負荷されている．当該流域の大半は感潮域であり，栄養塩動態に生物化学的過程が大きく作用する場合には海域への流達率が小さくなることを考えると，流達率を 1 と設定した今回の算定結果は負荷量を過大評価している可能性が考えられる．一方，流域内には合流式下水道を有する下水処理場が多く存在し，今回 CSO を無視したことを考えると，実際の負荷量はさらに大きいと予想される．今後，大阪湾への陸域負荷量の算定精度をさらに向上させるためには，CSO の実態把握と大阪市内河川・寝屋川流域における栄養塩動態の解明が極めて重要であるといえる．

4.4.3　陸域負荷量の年変動

流量の変動パターンによって生じる流入負荷の差異を比較するため，2003 年から 2008 年の淀川を対象に年間負荷量の算定を行った．また，年間負荷量に占める出水時負荷の寄

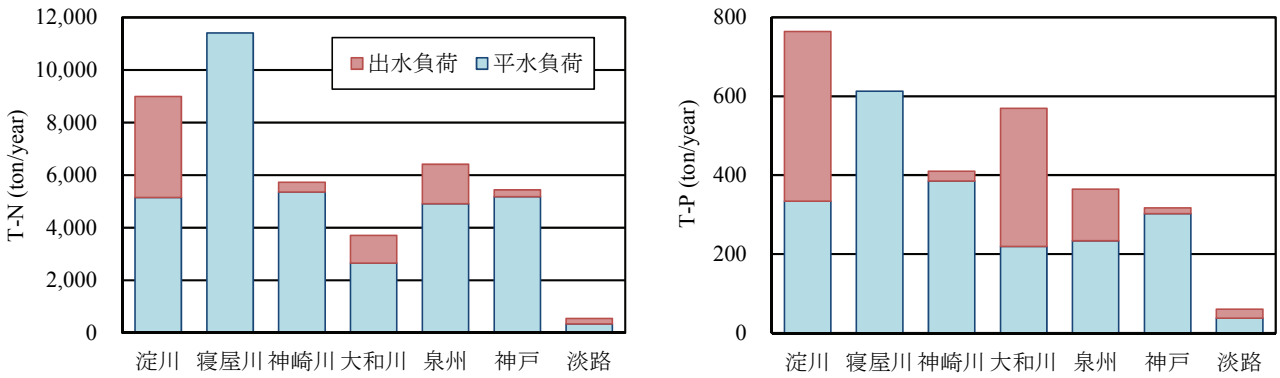


図-4.15　各流域からの T-N と T-P の年間負荷量

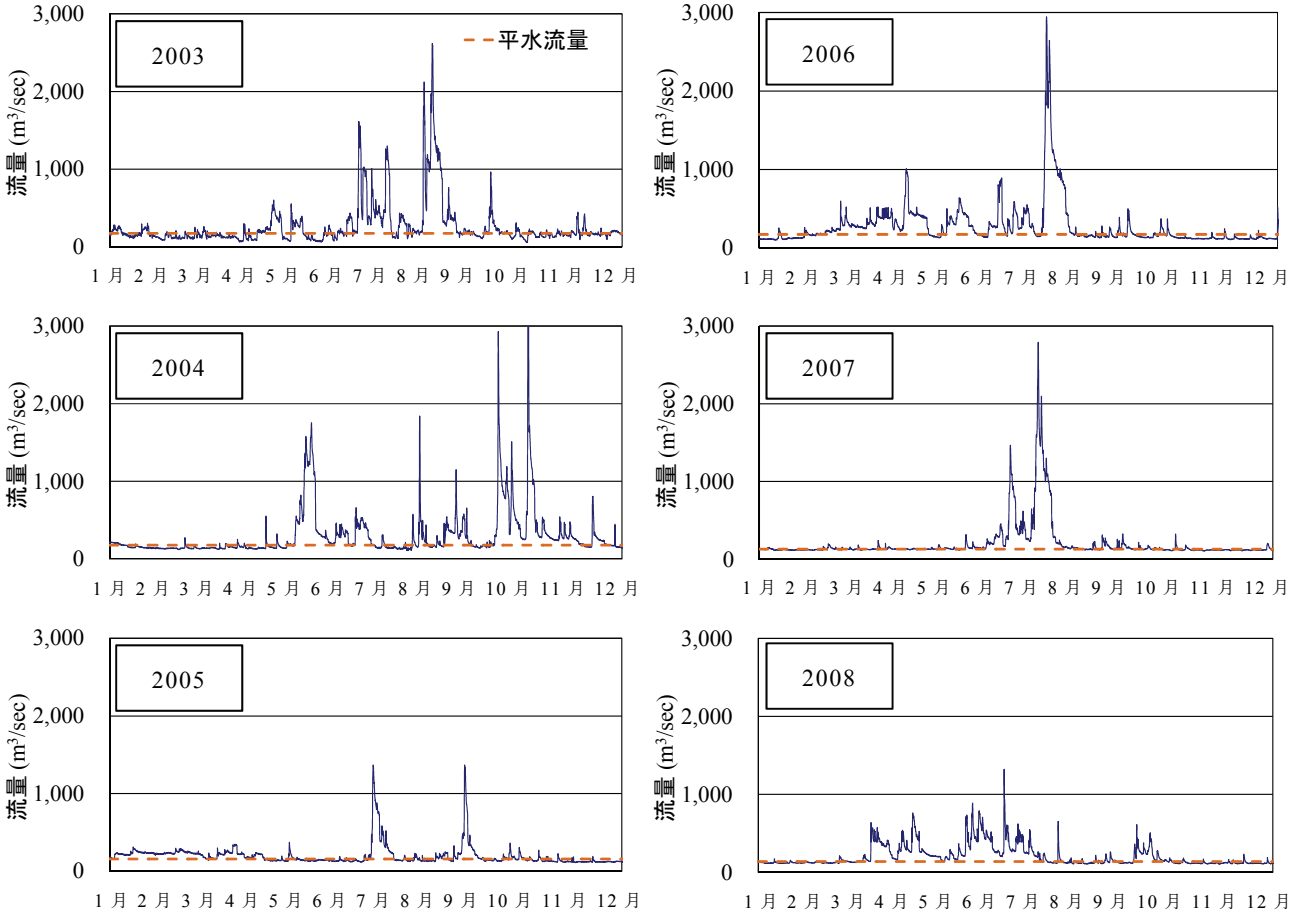


図-4.16　2003～2008 年における淀川流量

与を調べるために,平水流量を閾値として,平水時負荷と出水時負荷を区別して算定した.各年の流量状況と平水流量を**図-4.16** に，流入負荷量の年変動を**図-4.17** に示す.

いずれの水質項目においても，年間負荷量に占める出水時負荷の寄与は 6 割以上と大きい．また，平水時負荷は年変動が小さいのに対し，出水時負荷は年ごとの流量状況に依って大きな変動を示した．原単位法による見積もりにはその年の降雨状況が反映されないため，このような年変動を捉えることができないが，得られた L-Q 式を用いて算定された流入負荷量は流量に依存した年変動を有しており，6 年間の平均に対して T-N，T-P のそれぞれについて－14%～＋21%，－20%～＋27%とその変動幅は大きい．生活系および産業系の発生負荷が各年の気象に依らず一定であると考えると，この年変動は降雨に伴う面源流出および合流式下水道からの越流に起因するものと推察される．総負荷量に対するその変動規模は大きく，このことより原単位法により見積もられた面源負荷量には，大きな誤差が伴うことが示唆された.

一方，2005 年，2007 年，2008 年に注目すると，年間総流入流量はほぼ等しいにも拘わらず，SS や PP の負荷量には大きな差異が生じている．これは，2007 年は 2005 年や 2008 年に比べて短期間に集中的な大規模出水が生じ，流量の増加に伴い濃度が急増する懸濁物質の出水時負荷特性（$b>1$）が現れたためである．例えば，河川から負荷された懸濁態リン PP は，河口沿岸域において溶存無機態リン PO_4-P として脱着し溶存することにより，

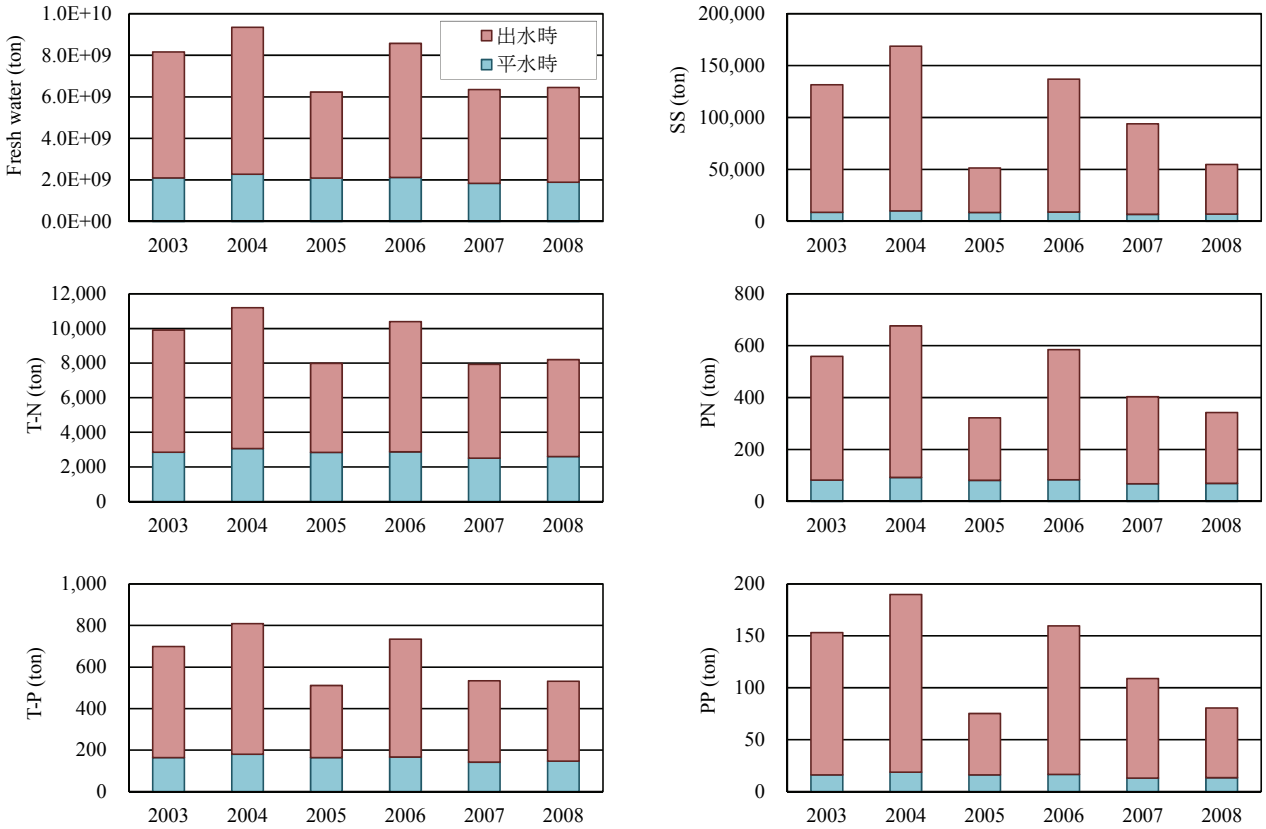


図-4.17　2003～2008 年における年間淀川負荷量

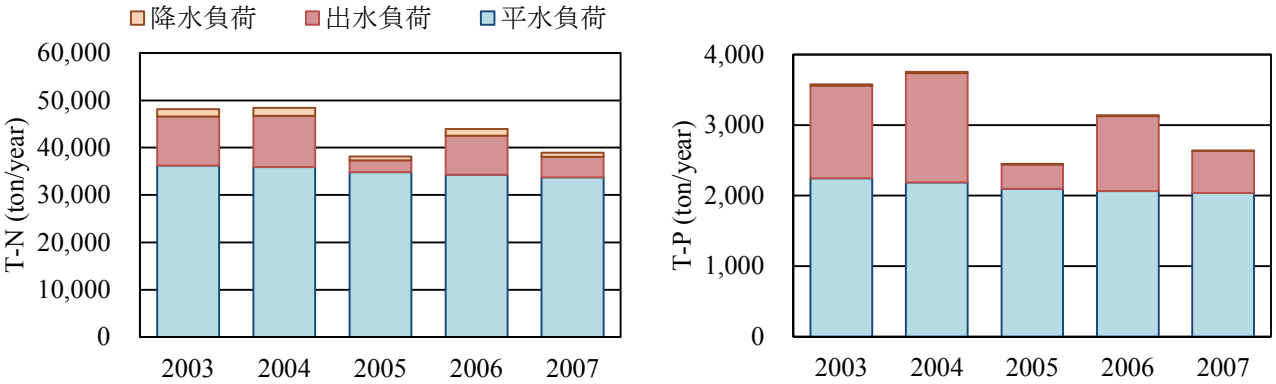


図-4.18　大阪湾への総陸域負荷と降水負荷の年変動

周囲水のリン濃度の変動に無視できない影響を及ぼしている[18),19)]．そのため，河川からの PP 供給は沿岸域の栄養塩動態や生物生産に多大な影響を及ぼしており，その供給量を精確に把握してはじめて，内湾沿岸域における栄養塩循環の実態解明が可能となる．この観点からも，出水時負荷量の精確な見積もりが重要であるといえる．

次に，大阪湾流域全体を対象に，2003 年から 2007 年の陸域負荷と降水負荷の年変動を図-4.18 に示す．平水負荷は経年的に微減傾向にある一方で，出水負荷は大きく変動し，年間負荷量は T-N，T-P についてそれぞれ約±10%，約±20%の変動幅を有している．出水負荷が年間負荷量に占める割合はそれぞれ 7～23%，14～42%であり，さらに今回無視した

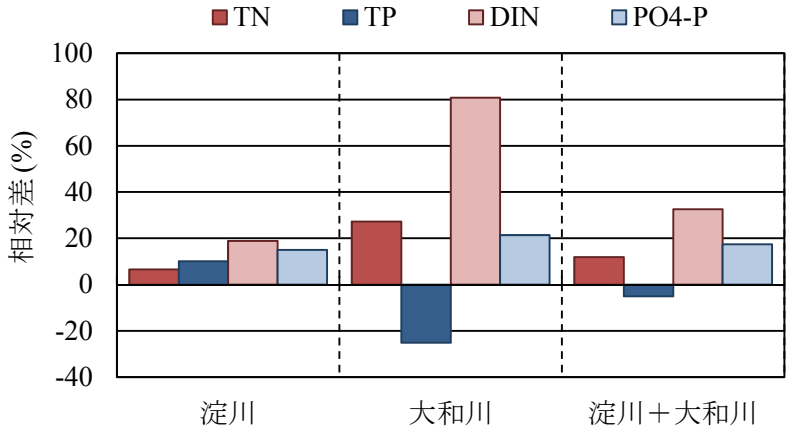


図-4.19　淀川における平水時水質のみを用いた場合に生じる年間負荷量の相対差

CSO の影響を考慮すると出水負荷の寄与は極めて大きい．降水負荷は T-N，T-P のそれぞれについて雨天時負荷全体のうち約 3%，0.5%と小さく，湾内の栄養塩収支に及ぼす影響は年スケールでは軽微と言える．ただし，一降雨あたりの窒素負荷量は最大で陸域からの日平均負荷量の約 40%弱に相当するとともに，窒素枯渇海域の一次生産の促進に寄与するなど，集中的な降水負荷は無視できないことがわかっている．

4.4.4　出水時負荷特性の重要性

出水に伴う河川水質変化が負荷量算定結果に及ぼす影響を捉えるため，淀川と大和川からの流入負荷を対象に，出水時に L-Q 式を適用せず平水時の水質データを用いて年間負荷量を算定し，L-Q 式を基に出水時負荷特性を考慮して求めた負荷量との比較を行った．平水時水質には月 1 回の頻度で測定されている公共用水域水質調査データを用い，水質濃度を調査日間において線形補間して与えた．

まず，2007 年を対象に淀川と大和川の T-N，T-P，DIN，PO_4-P について，L-Q 式を用いた算定結果に対する，平水時水質のみを用いた場合の算定値の相対差（＝（【平水時水質を用いた負荷量】－【L-Q 式による負荷量】）/【L-Q 式による負荷量】）を**図-4.19** に示す．淀川ではいずれの水質項目においても，平水時水質のみを用いて算定した場合のほうが大きく見積もられた．ただし，その差異は最大でも 20%以下と比較的小さい．一方，大和川に注目すると，平水時水質のみを用いた場合では，L-Q 式を適用した場合に比べて T-N，DIN，PO_4-P では過大評価となった．特に，DIN では約 1.8 倍もの算定差が生じ，その差異は極めて大きい．これは，生活排水の影響を強く受ける大和川の水質は溶存態濃度が高く，出水時には雨水の流入により濃度が大幅に希釈されるためと考えられる．一方，T-P では過小評価となり，出水時の土砂流出に伴う PP の濃度上昇を反映した結果が得られた．

また，2003～2007 年度を対象に大阪湾への年間総負荷量に生じる算定差を見積もったところ，T-N は最大でも 4%以内の差にとどまる一方で，T-P では最大 17%もの算定差が生じた．このように，出水時負荷を算定するにあたり平水時水質を適用した場合には流量増加に伴う濃度変化を無視してしまうために，算定結果に多大な差異が生じることが示された．

4.5　水質モニタリング指標を用いた物質輸送量の推定

4.5.1　出水時を含めた水質モニタリングの現状

閉鎖性水域の水環境に及ぼす出水のインパクトは大きく，その影響を精確に評価することは水質管理の観点から重要である[20]．近年は出水時負荷の重要性についての認識が高まり，各水域を対象に多くの研究が進められつつある[5),21)]．前節4.4では，大阪湾主要流入河川である淀川と大和川において平水時および出水時に現地観測を実施し，流入負荷の実態把握に向けたデータの蓄積と解析を行った．その結果，物質負荷量と河川流量の関係（L-Q関係）は高流量域において大きく散乱することが明らかになった．その原因として，増水期と減水期に生じるヒステリシス効果をL-Q式では反映できないこと，また複数の上流支川を有する場合には各支川の流出特性が異なるために，流域内の降雨パターンにより合流部下流の水質が大きく左右されること等が挙げられる．これらのことから，L-Q式を用いて流量データのみから負荷量を精確に推定することには限界があると考えられる．

一方で，我が国の主要河川では自動観測機器を用いた流況・水質モニタリングが行われており，水位，水温，pH，DO，COD，濁度，電気伝導度（以下，電導度）等について短時間隔の詳細な連続データを利用することが可能である．しかし，観測センサー機器や組み込み可能な分析システムによる計測はなされているものの，水環境の解析において重要となる栄養塩類のモニタリングは十分にはなされていない．現地設置型の自動分析装置を用いた栄養塩モニタリングは技術的には可能であるが，全国の水系に普及させることはメンテナンスも含めコスト面において現実的ではない．また，降雨出水時の現地調査は危険が伴ううえに，複数地点にわたる連続採水には極めて多くの時間と労力を要する．

このような課題を踏まえ，出水時を含めた物質輸送量を簡便かつ連続的に算定する一手法として，自動観測機器によるモニタリング指標から栄養塩類の負荷量を推定する試みがなされてきた[22),23)]．しかしながら，出水時の水質データが不足しているため，大阪湾への流入河川においてその適用性について検討された例はない．

本章では，淀川本川とその上流三支川（桂川，宇治川，木津川），大和川を対象に，平水時および出水時に現地観測を実施し,各河川の水質特性とその変動要因を明らかにする．さらに,その解析結果を基に,水質モニタリング指標を利用した物質輸送量の推定を試み，その有用性について評価を行う．

4.5.2　対象領域の概要

対象領域を**図-4.20** に示す．淀川は琵琶湖から流出する瀬田川（天ケ瀬ダムより下流では宇治川に名称を変える）に加えて，桂川と木津川の三川が合流して形成される河川であり，大阪平野を流下しながら神崎川と大川を分流して大阪湾へ流入する．桂川の上流域には山地が多いが，下流域では市街地が形成されており，下流部での河川流量は平水時には半分近くを下水処理水が占めている[20]．宇治川は琵琶湖から流出した後，中流部において天ケ瀬ダムを経由するため，流量・水質ともに琵琶湖湖水の影響を強く受けるとともに[11)]，

図-4.20　対象領域と観測地点

ダム貯留の影響も受けている．木津川は流域内に山地や農地が多く，一部下水道が未整備の地域もあるが，比較的人為的影響の小さい河川である．大和川は初瀬川を源流に，奈良盆地と大阪平野を流れ，大阪湾へ注ぐ一級河川である．流域内の都市化に伴い水質汚濁が深刻化し，近年の様々な環境施策により水質は改善傾向にあるものの，一級河川の中では依然として最低水準にある．

4.5.3　現地調査の概要

出水時を含めた河川の水質特性を明らかにするために，月 1 回の平水時調査と出水時の調査を継続して実施した．ここでは，淀川と上流三川については 2009 年 4 月から 2010 年 8 月までに得られたデータを，また大和川については 2009 年 3 月から 2010 年 3 月までのデータを基に解析を行う．採水地点は，桂川では宮前橋（三川合流地点から上流約 2.4km），宇治川では宇治川御幸橋（同上流約 1.2km），木津川では木津川御幸橋（同上流約 1.2km），淀川本川では枚方大橋（同下流約 9km，河口より上流約 25.9km），大和川では遠里小野橋（河口より上流約 4.2km）である（**図-4.20**）．なお，各観測地点では関係機関により平水時に月 1 回の頻度で公共用水域水質調査が実施されている．ここでは，筆者らの観測結果に加えて，2006 年 1 月から 2009 年 12 月までに行われた公共用水域水質調査の結果も解析に用いる．

橋上から流心において採水し，水温，pH，電導度，濁度を測定した後，冷暗条件下で採水試料を実験室に持ち帰り水質分析を行った．分析項目は形態別の栄養塩（N，P，Si）と有機炭素，および SS，COD である．ただし，懸濁態成分（懸濁態窒素 PN，懸濁態リン PP，有機懸濁態炭素 POC）については全成分と全溶存態成分との差より算定した．現地測定には pH-電導度計 D54SE（HORIBA），電導度計 SC82（YOKOGAWA）および多成分水質計 AAQ1183-H（JFE アドバンテック）を，水質分析には AACS V（BLTEC）および TOC-V（島津製作所）を使用した．また，2009 年 10 月台風 18 号に伴う出水時に採水した試料については，質量分析計 Finnigan MAT252（Thermo Electron Corporation）を用いた水素・酸素安

定同位体比（δD，$\delta^{18}O$）の分析もあわせて行った．

河川流量は H-Q 関係より算定した．ただし，2009 年台風 18 号に伴い発生した出水の際は，淀川合流部における背水の影響により，増水期から減水初期にかけて H-Q 関係が成り立たなかったため，以下の方法により各上流支川の流量を推定した．まず，高流量域まで適用可能な H-Q 式が得られている枚方地点については，H-Q 式をそのまま適用して流量を算定した．ただし，低流量時にはより精度の高い高浜地点における H-Q 式を用いた．次に，保存性の高い水質指標（$\delta^{18}O$，水温，電導度，SiO_2-Si 濃度）の観測データを用いて，各収支式より淀川への流量比率を最小二乗法により推定し，枚方地点の流量を乗じることにより各支川の流量を推定した．

4.5.4　河川の水質特性と流量依存性

現地観測により得られた水質と流量の関係を**図-4.21** に示す．その関係は溶存態成分と懸濁態成分で大きく異なっている．DIN と PO_4-P についてみると，桂川と大和川では濃度は低流量時には大きく変動するが，流量の増加に伴い収束する傾向がみられる．一方，宇治川や木津川では濃度は流量に依存せず，概ね一定値を示している．

ここで，淀川・大和川流域における河川水中の塩化物イオンは，その大半が生活排水や工業廃水に由来し[11),24)]かつ高い保存性を有することから，河川水質に及ぼす点源負荷の影響の大きさを表す指標として用いることができる．**図-4.22** に塩化物イオン濃度の流量依存性を，**図-4.23** に塩化物イオン濃度と電導度の関係を示す（いずれも公共用水域水質調査結果より作成）．桂川と大和川では塩化物イオン濃度は低流量時に高い値を示し，平水時における点源負荷の影響が宇治川や木津川に比べて大きいと言える．塩化物イオン濃度の流量依存性は**図-4.22** に示した DIN や PO_4-P と類似していることから，平水時の桂川と大和川における DIN と PO_4-P は主に点源負荷に由来していると推察できる．

また，**図-4.23** に示すように，塩化物イオン濃度と電導度はほぼ一意の関係にあることから，電導度も間接的に人為的負荷の影響を表す指標となっているものと考えられる．**図-4.21** に示した電導度の流量依存性に注目すると，いずれの河川においても流量の増加に伴い低下，収束しているが，その傾きや収束値は河川により異なり，流域の土地利用特性等に応じた流出特性の差異が現れている．なお，宇治川で高流量時においても電導度が高い値を示しているのは，供給される琵琶湖湖水の電導度が高いことに起因している．また，SiO_2-Si についても流量増加に伴い濃度が低下する傾向を示しているが，桂川では低流量域で低い値がみられる．その原因としては，河川自流量の低下に伴う低 SiO_2-Si 濃度の下水処理水の影響等が考えられるが，現時点ではその原因の特定には至っていない．

一方，**図-4.21** において懸濁態成分は平水時に低い濃度を示し，流量の増加に伴い急激に上昇する傾向がみられる．ただし，宇治川の水質は高流量時にも濃度変化が小さく，無機溶存態濃度が他河川に比べて低いこともあわせて考えると，上流に位置する琵琶湖やダムにおける貯留や流量制御の効果によって懸濁物質がトラップされていることが推察される[24)]．

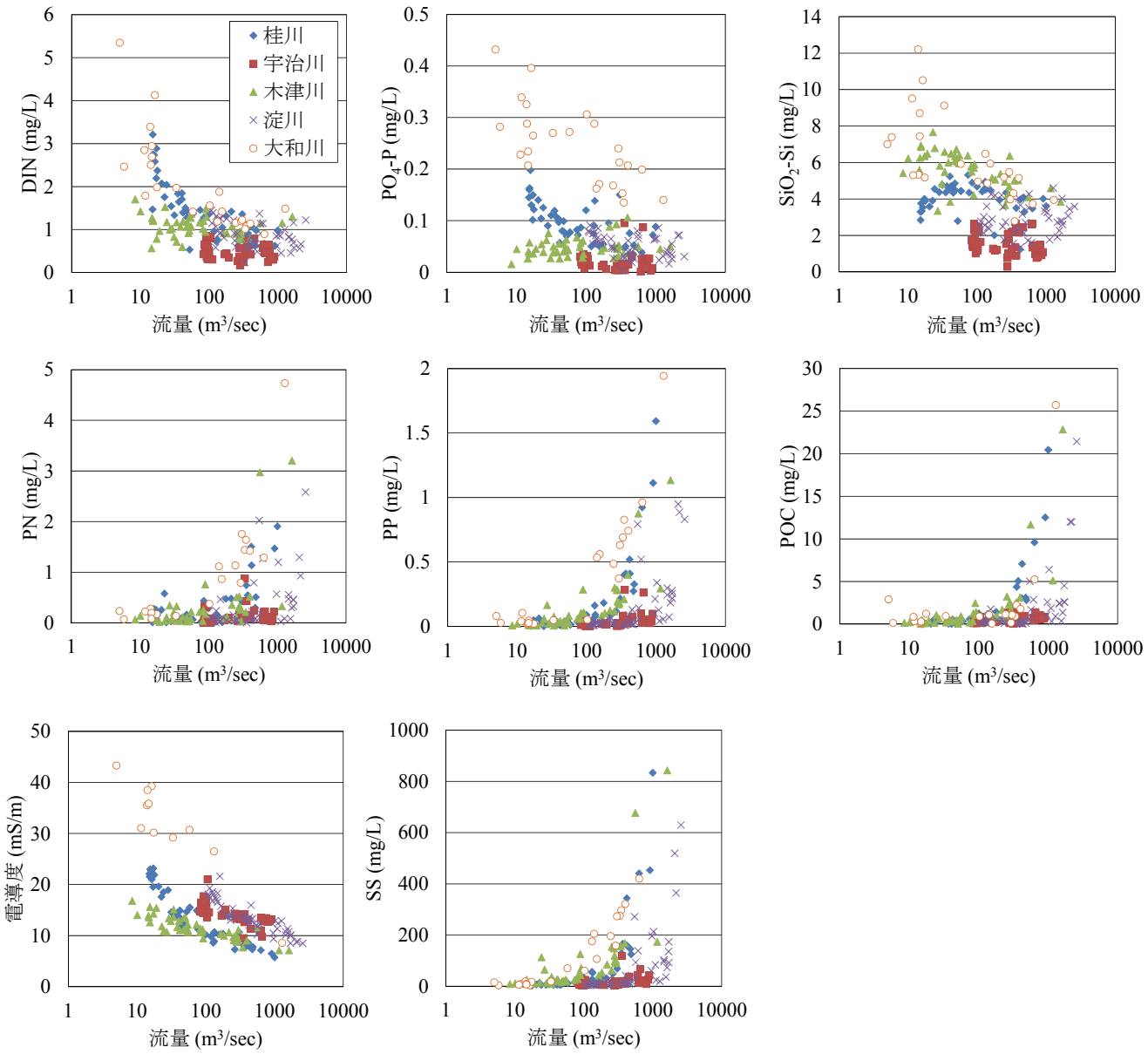


図-4.21　水質濃度の流量依存性

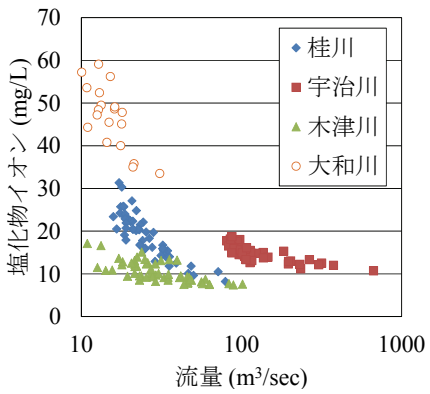


図-4.22　塩化物イオン濃度の流量依存性

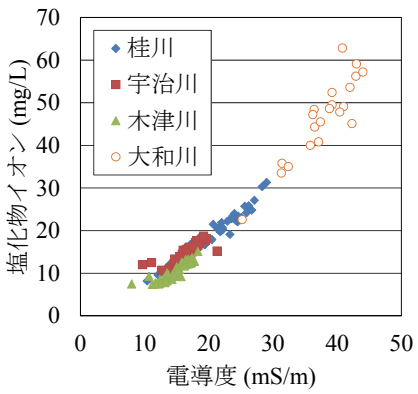


図-4.23　塩化物イオン濃度と電導度の関係

4.5.5　形態別栄養塩と物理指標の関係

1）懸濁態成分とＳＳの関係

懸濁態成分は SS に含有または吸着して存在しているため，両指標には各河川の水環境に応じた関係が存在すると考えられる．観測結果から得られた SS と懸濁態成分の負荷量の関係を**図-4.24** に示す．若干のバラツキはみられるものの，いずれの河川においてもその関係は次の関数形で概ね近似することが可能であった．

$$L_{PM} = a \times L_{SS}{}^{b} \qquad (4.2)$$

ここで，L_{PM}：懸濁態負荷量(g/sec)，L_{SS}：SS 負荷量(g/sec)，a，b：係数である．**表-4.4** に式中の係数および相関係数の一覧を示す．一般に河川水中の PP は土砂粒子に吸着した形態で多く存在しており [18),19),21)]，本結果においても SS と極めて高い相関が得られた．一方で，PN や POC は生物体を主な起源としており，その動態には物理過程に加え生物化学的過程が大きく関わるために相関が低下したと考えられる．また，宇治川ではいずれの項目においても他河川に比べて低い相関を示したが，琵琶湖やダムの貯留によって SS に質的な変化が生じているものと考えられる．

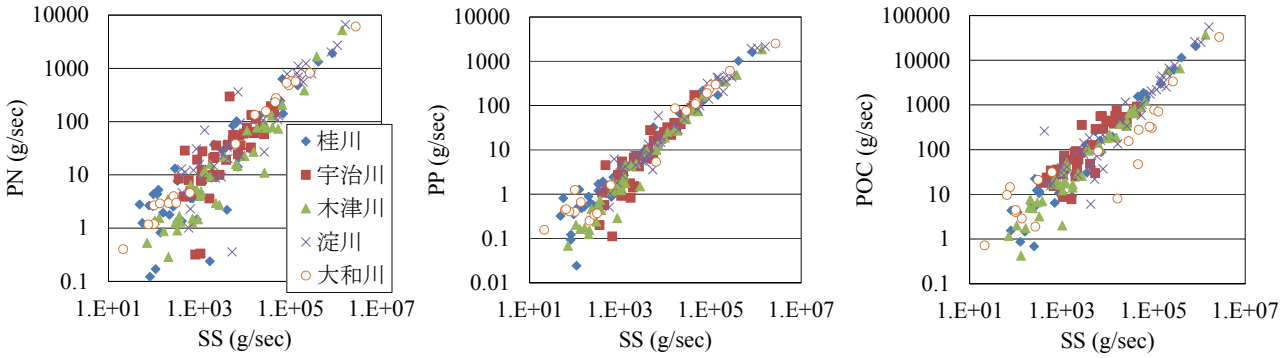


図-4.24　懸濁態負荷量と SS 負荷量の関係

表-4.4　SS-懸濁態負荷量関係式の係数一覧と相関係数

水質項目	河川名	a	b	R^2
PN	桂川	2.99×10^{-2}	0.796	0.79
	宇治川	2.66×10^{-2}	0.823	0.59
	木津川	1.07×10^{-2}	0.867	0.89
	淀川	3.30×10^{-2}	0.813	0.78
	大和川	3.61×10^{-2}	0.822	0.99
PP	桂川	3.63×10^{-3}	0.958	0.94
	宇治川	9.73×10^{-4}	1.09	0.84
	木津川	1.05×10^{-3}	1.05	0.97
	淀川	4.02×10^{-3}	0.940	0.96
	大和川	6.70×10^{-3}	0.895	0.96
POC	桂川	2.06×10^{-2}	1.01	0.94
	宇治川	6.20×10^{-2}	0.913	0.78
	木津川	1.25×10^{-2}	1.04	0.95
	淀川	3.83×10^{-2}	0.941	0.86
	大和川	1.50×10^{-1}	0.707	0.83

2) 無機溶存態成分と電導度の関係

図-4.25 に無機溶存態濃度と電導度の関係を示す．DIN と PO_4-P については観測結果に加え，同観測地点における公共用水域水質調査結果もあわせて示している．DIN と PO_4-P に注目すると，桂川においてのみ電導度と高い相関がみられる．上記の通り，平水時の桂川における DIN や PO_4-P は点源負荷を主な起源としている．また，流域内に市街地を広く抱える桂川では，雨天時に沈着した雨水は排水溝等を通じて速やかに河道へ排出されるため，降雨に伴う面源流出水中の溶存イオン濃度は他河川に比して相対的に低いと考えられる．これは，**図-4.21** に示した電導度と流量の関係において，桂川における高流量時の電導度が他の河川に比して低い値を示していることとも一致する．すなわち，桂川における降雨時の DIN と PO_4-P の濃度変動には，電導度の高い生活排水や工業廃水と電導度の低い雨水との混合過程が支配的であり，その結果，濃度と電導度の間に高い相関が得られたものと考えられる．また，これらの関係はそれぞれ以下に示すような線形関係で近似が可能であった．

$$C_{DIN} = 0.134 \times EC - 0.293 \qquad (R^2 = 0.84) \qquad (4.3)$$

$$C_{PO4\text{-}P} = 0.00778 \times EC - 0.00829 \qquad (R^2 = 0.71) \qquad (4.4)$$

ここで，C_{DIN}：DIN 濃度(mg/L)，$C_{PO4\text{-}P}$：PO_4-P 濃度(mg/L)，EC：電導度(mS/m)である．

また，大和川においても桂川と同様に河川水質に及ぼす点源負荷の影響が大きく，電導度の低下に伴い DIN，PO_4-P 濃度も低下する傾向がみられる．しかし，既往の調査研究[25]により，大和川流域では下水道普及率が低く，排水の多くが家庭の小型浄化槽で処理されているために，冬季には処理能力が低下し河川水質が悪化するというメカニズムが明らかにされている．今回の結果においても平水時濃度には強い水温依存性がみられ，大和川における DIN や PO_4-P の濃度変動は電導度のみから説明することはできなかった．

一方で，木津川と宇治川では DIN および PO_4-P の濃度と電導度に有意な相関はみられない．これは，両河川では平水時水質に対する点源負荷の影響が桂川や大和川に比べて小さいことに加え，宇治川の流出水は気象状況に依らず琵琶湖湖水が大半を占めるために濃度の流量依存性が低いこと，また農地や山地を多く抱える木津川では点源負荷だけでなく雨天時の面源負荷も河川の DIN，PO_4-P 濃度に対する大きな変動要因であること等が原因として考えられる．また，SiO_2-Si については，いずれの河川においても電導度との間に明確

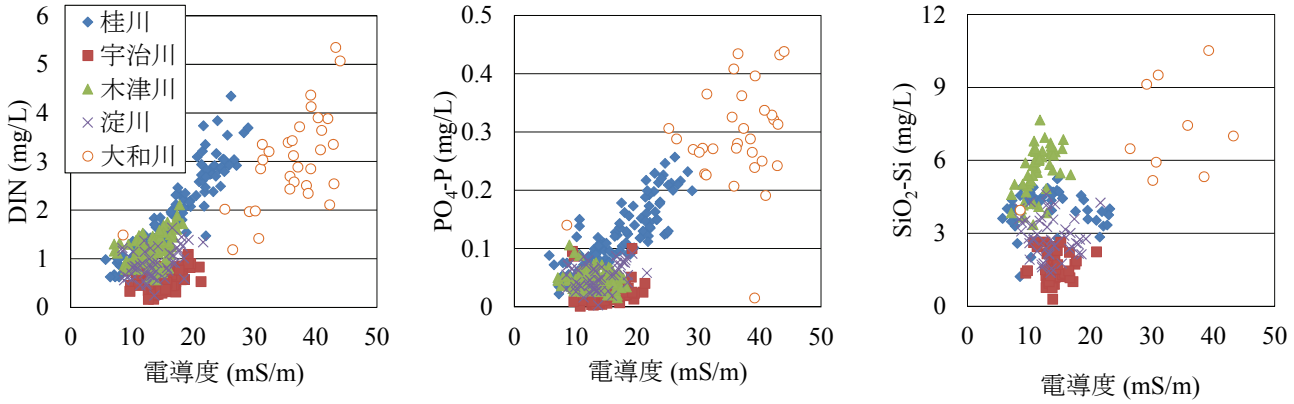


図-4.25　無機溶存態濃度と電導度の関係

な相関はみられず，自然循環系，人口循環系に依らず保存性を示すことが示唆された．

4.5.6　テレメータを用いた物質輸送量の推定

1）解析概要

淀川と上流三川では現地観測地点の付近に自動水質観測所が設置されており，濁度と電導度について毎時のテレメータ観測がなされている．ここでは，2010 年 5 月 22 日から 31 日にかけて発生した出水イベントを対象に，前章において得られた**式 4.2** とテレメータによる濁度観測データを利用して，出水時を含めた懸濁態負荷量の推定を試みる．同様に，溶存態成分についても，電導度との間に良好な相関が得られた桂川の DIN と PO_4-P に関して，テレメータ電導度と**式 4.3** および**式 4.4** から負荷量の推定を行う．また，解析対象期間に実施した一連の現地観測結果との比較から，テレメータ指標を利用した物質輸送量の推定精度について検証を行う．

テレメータでは濁度のモニタリングは行われているが，SS 濃度は測定されていない．しかし，両指標はいずれも水中の濁りを表す指標であるため，河川ごとに固有の関係を有している．観測結果を基に両指標の関係を調べたところ，いずれの河川においても良好な相関（$R^2 \geqq 0.93$）が得られたため，今回はこの関係を用いて濁度から SS 濃度の換算を行った．また，電導度や濁度は，検定方法の違いや測定機種の特性により計測差が生じる可能性が考えられるため，各観測地点について，採水試料の現地測定値と採水時刻におけるテレメータ値との関係（後掲の**図-4.29**）を求め，測定値の補正を行った．

2）結果と考察

解析対象期間における流量の経時変化を**図-4.26** に示す．図中の丸印は採水時刻を示しており，各観測地点につき計 13 回の採水を行った．今回の出水では宇治川流域で降水量が多く，淀川本川の流量は最大約 1,800m^3/sec に達した．なお，宇治川では瀬田川洗堰や天ケ瀬ダムにおける放流水量の調節操作により，減水期に急激な流量変化が生じ，下流の淀川本川にもその影響が及んでいた．このように，淀川の流出特性は降雨パターンだけでなく，人為的な要因にも大きく影響されている．

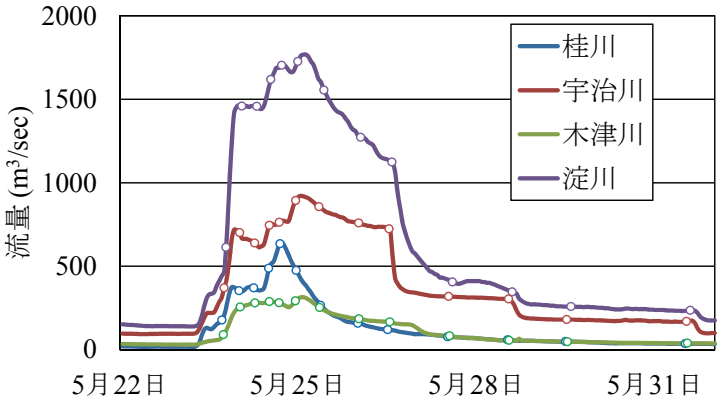


図-4.26　解析期間における流量の経時変化

懸濁態負荷量について，採水分析による実測値と推定値との比較を**図-4.27** に示す．宇治川と木津川においては，いずれの水質項目についても比較的良好な精度で負荷量を推定することが可能であった．一方，桂川では PP については同様に推定が可能であったものの，PN や POC については低流量域における SS との相関の低下のため，実測値から大きく乖離する結果となった.また,淀川本川では上流三川に比べると概して推定精度は低い．これは，上流域の降雨パターンに応じて上流三川からの負荷量寄与が異なるためと考えられる．一方，**図-4.28** に示すように，桂川においてテレメータの電導度から DIN，PO_4-P の負荷量を推定したところ，その誤差はそれぞれ約 10%，約 30%の範囲にとどまり，極めて高い精度で推定することが可能であった．

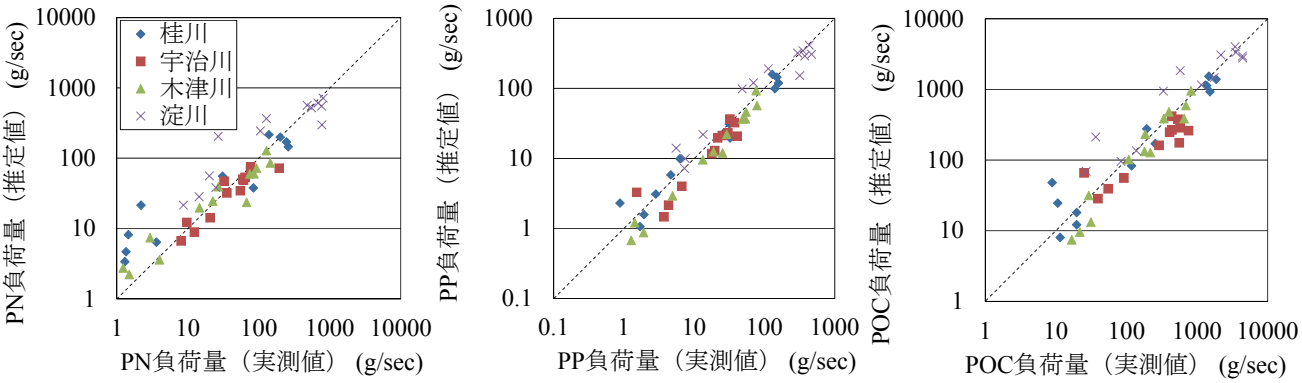


図-4.27　実測値と推定値の比較（懸濁態成分）

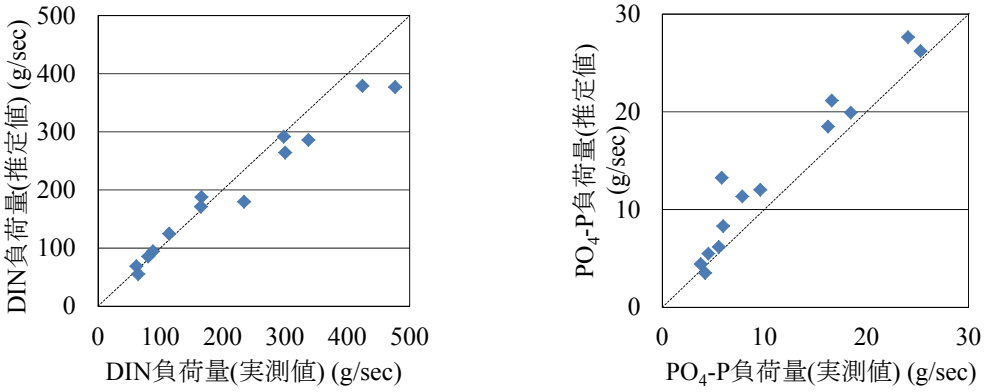


図-4.28　実測値と推定値の比較（無機溶存態成分）

懸濁態成分と SS の負荷量について高い相関関係が得られたにも拘わらず，テレメータ濁度を用いた負荷量推定では精度が低下する場合がみられた．濁度と電導度について，採水試料の現地測定値と採水時刻におけるテレメータ観測値の比較を**図-4.29** に示す．いずれの関係についても相関係数は $R^2 \geqq 0.84$ と高い値が得られたものの，濁度に注目すると木津川や淀川において大きなばらつきが生じていることがわかる．これは，採水調査は河川の流心で行っている一方で，テレメータ観測は河岸で取水しているため，採水地点の上流側における支川の合流や下水処理水の放流，または河道形状によって横断方向に水質変化している場合（**図-4.30**）には，採水調査とテレメータ観測で不一致が生じるためと考えられる．今回の推定結果にはこうしたテレメータ機器の設置場所に起因する誤差も含まれており，テレメータ指標を用いた物質輸送量の推定精度は，自動水質観測データの河川横断面の水質代表性によっても大きく左右されることが示された．

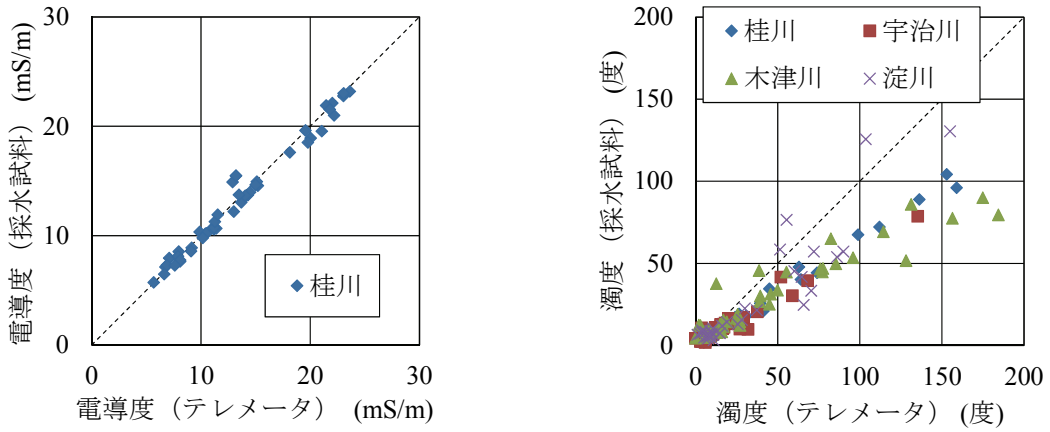


図-4.29　採水測定値とテレメータ観測値の比較

図-4.30　テレメータ観測値が河川の代表水質を表していないと考えられる例
（左：宇治川御幸橋下流側，右：木津川御幸橋上流側）

4.6　今後の下水道整備による負荷削減効果

現在，大阪湾流域では大阪湾流域別下水道整備総合計画[26)]に沿って下水道整備が進められており，現状において高度処理を実施している処理場における実績単純平均値を基に，2025 年度を目標年次に放流水質の目標値（COD：8mg/L，T-N：8mg/L，T-P：0.8mg/L）が設定されている．

今回の算定結果を基に，仮に整備目標が達成された場合の負荷削減量を見積もったところ，現況の総陸域負荷量（2003～2007 年度平均値）に比べて，COD，T-N，T-P についてそれぞれ 6.1%，18%，6.0%が削減される結果が得られた．T-N については今後も大幅な削減効果が見込まれるが，これは**図-4.8** に示したように現状の下水処理過程の除去率が依然低いためである．一方で，COD と T-P については既に除去率が高い水準にあることから，今後大きな削減効果は期待できないことがわかった．

4.7　まとめ

本章では大阪湾に流入する陸域負荷について調査分析を行い，その実態を明らかにするとともに,自動観測機器を利用した物質輸送量のモニタリング方法について検討を行った．得られた主な結論は以下の通りである．

1) 1980～2005 年度の 25 年間に COD，リン，窒素の陸域負荷は，それぞれ約 50%，65%，40%の量的削減がなされていた．その変遷には環境施策や社会環境，下水道整備の影響が明瞭に反映されており，水質項目ごとに異なる変遷を辿っていたことが明らかになった．また，栄養塩については量的だけでなく，質的にも大きな変化が生じており，特に窒素の形態構成比には下水処理場における高度処理技術の導入・発達が大きく影響したことがわかった．

2) 長期にわたる人為的な負荷削減は,陸域から供給される栄養塩の量だけでなく化学形態構成やバランスも変化させ，湾奥部海域の水質構造に影響を及ぼすとともに，生態系の変質を引き起こした可能性が示唆された．

3) 大阪市内河川・寝屋川流域からの負荷量は，淀川流域に匹敵，もしくは上回るほどに大きく，極めて大きな負荷が大阪港湾へ集中していることがわかった．今後，大阪湾への負荷量をより高い精度で算定するためには,当流域における栄養塩動態の解明が重要である．

4) 主要流入河川である淀川と大和川の下流部において出水時を含めた現地調査を行い,高流量域にまで対応した L-Q 関係式を構築し，各水質項目の流量依存特性を定量的に把握し

た．仮に，水質濃度の流量依存特性を無視して年間負荷量の算定を行った場合，出水時の濃度変動が大きい懸濁態物質などについては大きな算定差が生じ，負荷量算定においては出水時負荷特性を精確に考慮することが重要であることが示された．

5) 大阪湾への年間陸域負荷量は，気象状況により，T-N，T-P についてそれぞれ±10%，±20%の変動幅を有していた．また，総陸域負荷量に占める出水負荷の割合は，それぞれ 7～23%，14～42%と極めて大きいことがわかった．

6) 現行の下水道整備施策の整備目標が達成された場合，窒素に関しては大幅な削減が予想されるのに対し，COD とリンについては今後大きな削減効果は期待できないことがわかった．

7) 淀川水系および大和川における出水時を含めた観測結果から，無機溶存態濃度は流量の増加に伴い低下するが，一方で懸濁態濃度は急激に上昇する傾向がみられた．また，電導度と SS はそれぞれ無機溶存態成分および懸濁態成分と同様の流量依存性を示した．

8) 桂川と大和川において，塩化物イオンと DIN，PO_4-P はいずれも低流量時に高い濃度を示し，河川水中の DIN と PO_4-P は主に点源負荷に由来していることが示唆された．

9) 桂川において，DIN，PO_4-P 濃度と電導度にはそれぞれ有意な線形関係が見出された．また，出水時を含めた桂川の DIN，PO_4-P 濃度は，点源負荷と雨水の混合過程によって概ね決定されることが示唆された．

10) さらに，桂川について得られた関係を基に，テレメータ電導度から DIN と PO_4-P の河道断面輸送量を算定したところ，その推定誤差はそれぞれ約 10%，約 30%にとどまり，極めて良好な精度で推定が可能であった．

11) 懸濁態成分と SS の負荷量は概ね良好な相関を有し，得られた関係式を基にテレメータ濁度から懸濁態負荷量を算定したところ，いずれの河川においても比較的良好な精度で推定することが可能であった．ただし，桂川と淀川では相関の低下により，PN，POC 負荷量の推定は困難であった．

12) テレメータ指標を用いた物質負荷量の推定精度は，テレメータの設置場所の水質代表性にも大きく影響されることがわかった．

参考文献

1) 今後の瀬戸内海の水環境の在り方懇談会（環境省）：今後の瀬戸内海の水環境の在り方の論点整理（案），2011.
2) 西田修三・前田瑛美・長澤稔郎・吉田淳貴：淀川流域圏の水質の変遷と下水道システムの影響解析，水工学論文集，第 54 巻，pp.1339-1344，2010.
3) 環境省：平成 20 年度発生負荷量等算定調査報告書，2009.
4) 中辻啓二・韓銅珍・山根伸之：大阪湾における汚濁負荷量の総量規制施策が水質保全に与えた効果の科学的評価，土木学会論文集，No.741/VII-28，pp.69-87，2003.
5) 坂井文子・二瓶泰雄・江原圭介・臼田美穂・重田京助・大塚慧：江戸川・荒川・玉川・中川における出水時栄養塩・COD 負荷特性，水工学論文集，第 52 巻，pp.1117-1122，2008.
6) 三島康史・星加章・谷本照巳・Shettapong MEKSUMPUN：淀川河川水の化学組成とその大阪湾への流入負荷量，中国工業技術研究所報告．No.52，pp.1-9，1999.
7) Ebise, S. and H. Kawamura : Frequency of Routine and Flooding-stage Observations for Precise Annual Total Pollutant Loads and their Estimating in the Yodo River, *Journal of Water and Environment Technology*, Vol.6, No.2, 2008.
8) 浮田正夫・山原康嗣・中西弘：大阪湾における流入負荷量の推移と内部生産，沿岸海洋研究ノート，第 29 巻，第 1 号，pp.51-59，1991.
9) 山本民次・北村智顕・松田治：瀬戸内海に対する河川流入による淡水，全窒素および全リンの負荷，生物生産学研究（広島大学生物生産学紀要），35，pp.81-104，1996.
10) 土木学会：水理公式集例題プログラム集 平成 13 年度版，丸善.
11) 海老瀬潜一：桂・宇治・木津川と淀川本川の塩化物イオン収支の一考察，水環境学会誌，Vol.32，pp.441-449，2009.
12) 山本民治・橋本俊也・松田治・多田邦尚：瀬戸内海における植物プランクトン態 N:P 比とその変動要因，水産海洋研究，第 63 巻，第 6 号，pp.6-13.
13) 林美鶴・柳哲雄：伊予灘南部・大阪湾における DIN:DIP 濃度と N/P 比の変遷，海の研究，第 9 巻，第 3 号，pp.133-142.
14) 矢持進：水域別の水産生物に及ぼす N:P 比の影響，水域の窒素：リン比と水産生物，恒星社厚生閣，pp.120-132.
15) 多田邦尚・藤原宗弘・本城凡夫：瀬戸内海の水質環境とノリ養殖，分析化学，Vol.59，No.11，pp.945-955，2010.
16) Nishikawa, T., Y. Hori, S. Nagai et al. : Nutrient and Phytoplankton Dynamics in Harima-Nada, Eastern Seto Inland Sea, Japan During a 35-Year Period from 1973 to 2007, *Estuarine and Coasts*, 33, pp.417-427, 2010.
17) Nishikawa, T., Y. Hori, S. Nagai et al. : Long time-series observations in population dynamics of the harmful diatom *Eucampia zodiacus* and environmental factors in

Harima-Nada, eastern Seto Inland Sea, Japan during 1974-2008, *Plankton Benthos Research*, Vol.6, No.1, pp.26-34, 2011.
18) 田中勝久：沿岸・河口域のリン循環過程におよぼす土壌物質の影響，南西水研研報，No.28，pp.73-119，1995.
19) 西田修三・中谷祐介：淀川河口域における河川懸濁物質のリン吸着特性，海岸工学論文集，第 54 巻，pp.1101-1105，2007.
20) 大垣眞一郎 監修：河川と栄養塩類，技報堂出版，2005.
21) 田中勝久・豊川雅哉 他：土壌流出によるリン負荷の沿岸環境への影響，沿岸海洋研究，第 40 巻，第 2 号，pp.131-139，2003.
22) 山本浩一・二村貴幸 他：濁度計による懸濁態栄養塩負荷推定に関する研究，河川技術論文集，第 9 巻，pp.515-520，2003.
23) 城戸由能・福田勝之・中北英一：自動水質計を用いた雨天時を含む河川水質濃度の推定と負荷量算定評価，水工学論文集，第 54 巻，pp.1387-1392，2010.
24) 和田英太郎 監修：流域環境学，京都大学学術出版会，2009.
25) 窪原拓馬・井伊博行 他：大和川流域における河川水の水質特性について，水工学論文集，第 45 巻，pp.985-990，2001.
26) 大阪湾流域別下水道整備総合計画検討委員会：平成 19 年度大阪湾流域別下水道整備総合計画基本方針，2008.

第 5 章　大阪湾における栄養塩の収支と循環の定量的解析

5.1　はじめに

大阪湾への栄養塩の供給機構には，陸域からの流入，大気からの沈着，海峡部を通じた流出入，水‐底質間の相互作用が挙げられる．このうち，実測データが不足していた降水負荷と陸域負荷に関しては，**第 3 章**と**第 4 章**において述べたように，長期にわたる実測調査を行うことで実態を定量的に明らかにすることができた．しかし，その他の栄養塩供給機構については時空間的に大きく変動するため，実測のみによってその全貌を把握することは難しい．例えば，湾口部に位置する明石海峡や紀淡海峡において横断観測を行うことによって，湾外との物質交換量を実測することは可能ではあるが，流れが速く水深が深い海峡部での観測には限界があり，連続的に断面輸送量を実測することは労力やコストの面において現実的ではない．さらに，船舶の航行も多いため，計測機器を常時設置したモニタリング調査を行うことも難しい．また，水‐底質間の物質輸送については，各素過程の定量化を目的に現地で採取された底泥試料を用いた室内実験が数多くなされている．しかしながら，実海域を模した再現性の高い実験環境の整備が容易でないこと，沿岸海域の底質性状は空間的不均一性が強く採泥試料の地点代表性の確保が難しいこと，界面の物質輸送量が直上水の水質に大きく依存することなどの理由によって，水‐底質間の物質輸送量を室内実験のみから算定することは難しい．

一方で，海水流動や物質動態を数理的に記述した数値モデルは，多くの素過程が複雑に組み合わさってなる現象を広範囲かつ長期にわたって総合的に捉える際に有効である．流動・水質・底質モデルを対象海域に適用し，断片的な現地観測データを時空間方向に補完することで，海域における詳細な物質動態を把握することが可能と考えられる．ただし，数値シミュレーションはあくまで実現象の模擬でしかないため，実現象を十分な精度で再現できていない数値モデルから導かれた結果の信頼性は乏しく，定量的な解析を行う場合には特に注意を要する．

しかしながら，水域で生じている物理，生物化学的現象は多くの素過程が複合的に関わるために極めて複雑であり，科学的に未解明な部分が多いのが現状である．特に，植物プランクトンの生理特性や底質性状については国内外を問わず実験・実測データが少なく，また海域ごとにもその特性は異なると考えられ，大阪湾においても有意な知見が不足している．そのため，数値モデルを対象領域に適用する際にはモデルパラメータのチューニングが不可欠であり，実測された水質場をよく再現するパラメータ値の組み合わせを設定する必要がある．そして，その際には精確な境界条件を与えてチューニングを行う必要がある．**第 4 章**において算定した陸域負荷は，数値シミュレーションの境界条件として十分に精度の高いデータであり，これを用いた上で計算結果が観測結果を再現するようにパラメータを同定することで，物質循環についてより高精度な解析が可能になると期待できる．

本章では，数値モデルを大阪湾および対象領域に適用し，流動・水質構造の再現を行い，大阪湾への栄養塩負荷特性を明らかにするとともに，湾内における栄養塩の収支と循環の実態を把握する．

5.2　方法

5.2.1　数値モデルの概要

(1) 流動モデル

流動計算には三次元モデル ECOMSED[1)]を用いた．本モデルは POM（Princeton Ocean Model）[2)]をベースにエスチュアリー版として開発され，土砂輸送や風波等のモジュールが付加されている．水平方向にはデカルト座標系，鉛直方向には自由表面を有する σ 座標系を採用し，静水圧近似および Boussinesq 近似を仮定している．以下に σ 座標系における基礎方程式系を示す．

【運動方程式】

$$\frac{\partial(UD)}{\partial \mathrm{t}}+\frac{\partial(UUD)}{\partial x}+\frac{\partial(UVD)}{\partial y}+\frac{\partial(U\omega)}{\partial \sigma}-fDV+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}$$
$$=-\frac{gD^2}{\rho_0}\left\{\int_\sigma^0\left(\frac{\partial \rho'}{\partial x}-\frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right)d\sigma'\right\}+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_M}{D}\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right)+F_x$$

$$\frac{\partial(VD)}{\partial \mathrm{t}}+\frac{\partial(VUD)}{\partial x}+\frac{\partial(VVD)}{\partial y}+\frac{\partial(V\omega)}{\partial \sigma}+fDU+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}$$
$$=-\frac{gD^2}{\rho_0}\left\{\int_\sigma^0\left(\frac{\partial \rho'}{\partial y}-\frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right)d\sigma'\right\}+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_M}{D}\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right)+F_y$$

$$0=-\rho g-\frac{1}{D}\frac{\partial p}{\partial \sigma}$$

【連続式】

$$\frac{\partial(DU)}{\partial \mathrm{x}}+\frac{\partial(DV)}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial \sigma}+\frac{\partial \eta}{\partial t}=0$$

【塩分の拡散方程式】

$$\frac{\partial(SD)}{\partial \mathrm{t}}+\frac{\partial(SUD)}{\partial x}+\frac{\partial(SVD)}{\partial y}+\frac{\partial(S\omega)}{\partial \sigma}=F_S+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_H}{D}\frac{\partial S}{\partial \sigma}\right)$$

【水温の拡散方程式】

$$\frac{\partial(TD)}{\partial \mathrm{t}}+\frac{\partial(TUD)}{\partial x}+\frac{\partial(TVD)}{\partial y}+\frac{\partial(T\omega)}{\partial \sigma}=F_T+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_H}{D}\frac{\partial T}{\partial \sigma}\right)+\frac{\partial R}{\partial \sigma}$$

【密度の状態方程式】

$$\rho=\rho(S,T)$$

ここで，U，V，ω : x，y，σ 方向の流速，S : 塩分，T : 温位，D : 全水深（= 基準からの水深 H + 潮位 η），f: コリオリパラメータ（= 2 Ωsin ϕ，Ω : 地球時点の角速度（=7.27×10^{-5} sec^{-1}），ϕ : 緯度），g : 重力加速度，ρ_0 : 基準密度，ρ' : 基準密度からの偏差，K_M : 鉛直渦動粘性係数，K_H : 鉛直渦動拡散係数，F_x，F_y : x，y 方向の水平粘性項，F_S，F_T : 塩分，水温の水平拡散項，p : 圧力，　R : 輻射熱である．コリオリパラメータは各モデルグリッドに対して，格子中心の緯度を基に与えられる．

また，水平方向の粘性項と拡散項は，以下のように表される．

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x}\left(H \cdot 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left\{H \cdot A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}\right)\right\}$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial x}\left\{H \cdot A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}\right)\right\} + \frac{\partial}{\partial y}\left(H \cdot 2A_M \frac{\partial V}{\partial y}\right)$$

$$F_S = \frac{\partial}{\partial x}\left(H \cdot A_H \frac{\partial S}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(H \cdot A_H \frac{\partial S}{\partial y}\right)$$

$$F_T = \frac{\partial}{\partial x}\left(H \cdot A_H \frac{\partial T}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(H \cdot A_H \frac{\partial T}{\partial y}\right)$$

ここで，A_M：水平渦動粘性係数，A_H：水平渦動拡散係数である．

水平および鉛直方向の渦動粘性・拡散係数はそれぞれ Smagorinsky モデル [3]（比例定数値 0.20），Mellor-Yamada 2.5level モデル [4]（背景値 2.0×10^{-5} m^2/s）により評価される．水表面における熱収支は Ahsan and Blumberg[5]の式に基づいて，短波放射，長波放射，顕熱，潜熱の総和として求められる．

水表面では，風によるせん断応力〈$wu(0)$，$wv(0)$〉が次式で与えられる．

$$\frac{K_M}{D}\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma}\right) = (-\langle wu(0), wv(0)\rangle)$$

海底面では，海底摩擦によるせん断応力〈$wu(-1)$，$wv(-1)$〉が次式で与えられる．

$$\frac{K_M}{D}\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma}\right) = (-\langle wu(-1), wv(-1)\rangle)$$

$$(-\langle wu(-1), wv(-1)\rangle) = \rho_0 C_{Db}\sqrt{U^2 + V^2}(U, V)$$

海底面の抵抗係数 C_{Db} は完全粗面の壁法則に従い，最下層の格子において次式で求められる．

$$C_{Db} = MAX\left[\frac{\kappa^2}{\left(ln\left(\left(1 + \frac{\sigma_{kb-1}H}{z_0}\right)\right)\right)^2}, 0.0026\right]$$

ここで，z_0：粗度パラメータ，κ：カルマン定数（＝0.4），σ_{kb-1}：最下層の σ 座標である．z_0 には沿岸域における一般的な値である 0.01m を適用した．また，水 - 海底間の熱輸送については断熱条件とし，側岸においては法線方向流速をゼロ，接線方向流速を free slip 条件とした．

(2) 物質循環モデル

水－底質場は RCA（Row-Column AESOP）[6]モデルを用いて計算した．RCA では ECOMSED で計算された移流拡散場を引き継ぎ，同じモデル地形を用いて，以下の物質保存則に基づいて水質場が計算される．

$$\frac{\partial \mathrm{C}}{\partial \mathrm{t}} = \frac{\partial}{\partial x}\left(E_x \frac{\partial C}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(E_y \frac{\partial C}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(E_z \frac{\partial C}{\partial z}\right) - U\frac{\partial C}{\partial x} - V\frac{\partial C}{\partial y} - W\frac{\partial C}{\partial z} \pm S(x, y, z, t) + L(x, y, z, t)$$

ここで，C：水質変数の濃度，E_x，E_y，E_z：拡散係数，U，V，W：流速，S：生成消滅項，L：外部負荷項である．

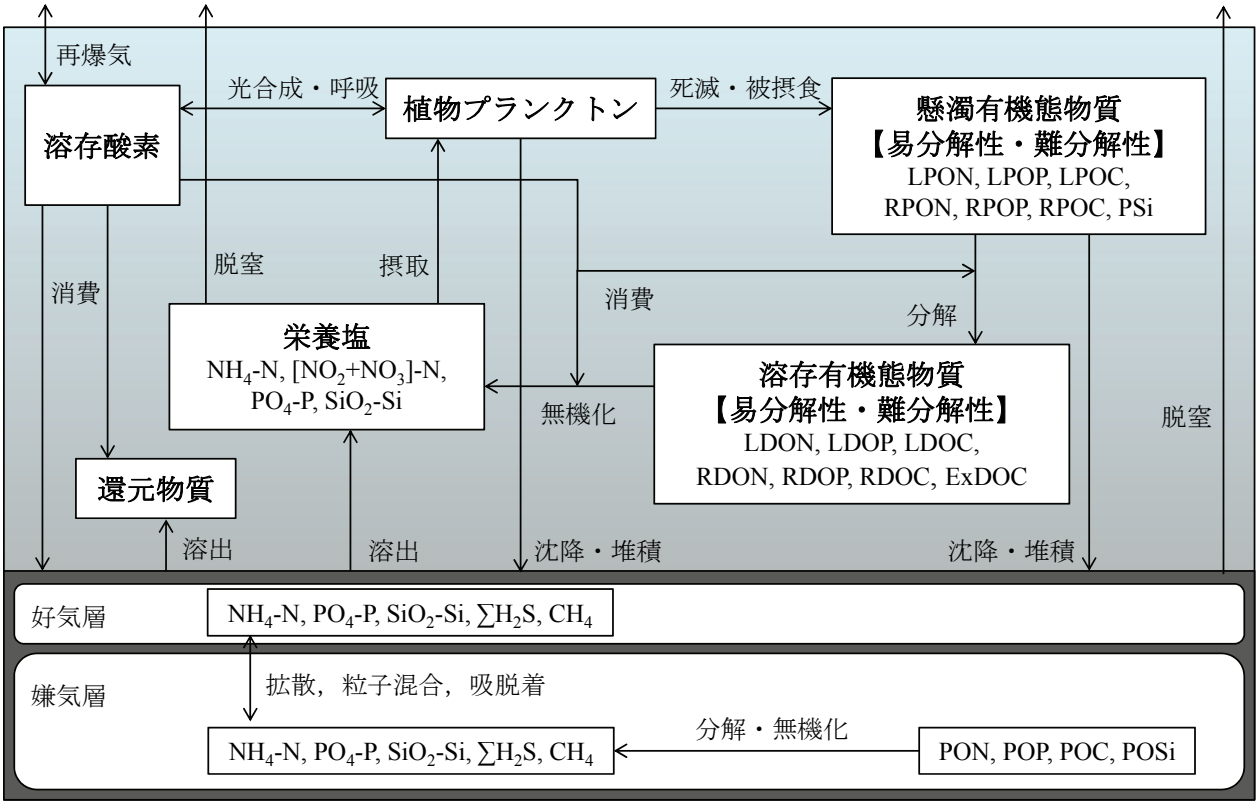


図-5.1　RCA モデルの概要

モデルで考慮される物質循環過程を図-5.1 に示す．RCA は水質計算と底質計算に大きく分けられ，以下ではその概要について述べる．

A) 水質モデル

水質計算では，酸素 O，炭素 C，窒素 N，リン P，ケイ素 Si を指標元素としている．有機態炭素・窒素・リンは懸濁態成分と溶存態成分に区別され，さらにそれぞれ易分解成分と難分解成分に分けて扱われている．$[NO_2+NO_3]$-N 以外の無機態栄養塩は，水中に溶存している成分と植物プランクトンの細胞内に含有されている成分を合わせて一つのコンパートメントとして扱われ，各種固有の細胞内栄養塩保持特性と，周囲水中の栄養塩濃度に依存してその配分割合が決定される．本解析では，以下に示す計 24 個のモデルコンパートメントを考慮した．なお，モデルのデフォルト設定には，さらに RePOC（Reactive Particulate Organic Carbon）および ReDOC（Reactive Dissolved Organic Carbon）の被酸化能が高く，凝集性を有する 2 つの炭素成分も考慮されているが，モデルの煩雑性をできるだけ省略するために，本解析では除外した．

1. 塩分（SAL）
2. 冬季珪藻類（PHYT1）
3. 夏季珪藻類（PHYT2）
4. 夏季非珪藻類（PHYT3）

5. 難分解性懸濁有機態リン（RPOP：Refractory Particulate Organic Phosphorus）
6. 易分解性懸濁有機態リン（LPOP：Labile Particulate Organic Phosphorus）
7. 難分解性溶存有機態リン（PDOP：Refractory Dissolved Organic Phosphorus）
8. 易分解性懸濁有機態リン（LDOP：Labile Dissolved Organic Phosphorus）
9. 生物細胞内リン ＋ 溶存無機態リン（PO4T）
10. 難分解性懸濁有機態窒素（RPON）
11. 易分解性懸濁有機態窒素（LPON）
12. 難分解性溶存有機態窒素（RDON）
13. 易分解性溶存有機態窒素（LDON）
14. 生物細胞内窒素 ＋ 溶存無機態窒素（NH4T）
15. 亜硝酸態窒素 ＋ 硝酸態窒素（NO2+NO3）
16. 非生物体懸濁態ケイ素（PSi）
17. 生物細胞内ケイ素 ＋ 無機溶存態ケイ素（SiT）
18. 難分解性懸濁有機態炭素（RPOC）
19. 易分解性懸濁有機態炭素（LPOC）
20. 難分解性溶存有機態炭素（RDOC）
21. 易分解性溶存有機態炭素（LDOC）
22. 細胞滲出溶存有機態炭素（ExDOC）
23. 溶存還元物質（O2EQ：O_2 Equivalents）
24. 溶存酸素（DO）

a) 植物プランクトンの動態モデル

<u>生成消滅項</u>

植物プランクトンの生成消滅項は以下の式で表され，増殖，呼吸，沈降，被捕食の項が考慮される．

$$S_p = \left(G_P - k_{PR}(T) - k_{sP} - k_{grz}(T)\right) \cdot P_c$$

ここで，S_p：植物プランクトンの生成消滅項（mgC/L/day），P_c：植物プランクトンのバイオマス（mgC/L），G_P：増殖速度（1/day），k_{PR}：呼吸速度（1/day），k_{sP}：沈降速度（1/day），k_{grz}：被捕食速度（1/day）である．

<u>最大増殖速度</u>

植物プランクトンの成長には，温度，光量，栄養塩による増殖制限が課せられる．

$$G_P = G_{Pmax} \cdot G_T(T) \cdot G_I(I) \cdot G_N(N)$$

ここで，G_{Pmax}：最大増殖速度（1/day），G_T（T）：温度制限項（－），G_I（I）：光制限項（－），G_N（N）：栄養塩制限項（－）である．

温度制限項

複数の植物プランクトンの競合関係を考慮する場合には，温度制限項は水温単調依存型の Arrenhius 式ではなく，増殖最適水温をピークに持つ尖度関数が適しており，以下の式で表される．

$$G_T(T) = e^{-\beta 1(T-T_{opt})^2} \qquad T \leq T_{opt}$$

$$G_T(T) = e^{-\beta 2(T_{opt}-T)^2} \qquad T > T_{opt}$$

ここで，β_1，β_2：水温に対する尖り度（ - ），T_{opt}：最適水温（℃）である．

光制限項

水中の光量は，海水による散乱と植物プランクトンの自己遮蔽効果によって水深方向に減衰する．また，各種固有の増殖最適光量を基準に，光強度が強すぎる場合には強光阻害が生じ，一次生産が制限される．

$$G_I(I) = \frac{e}{k_e H}\left[exp\left(\frac{-I_0(t)}{I_s}e^{-k_e H}\right) - exp\left(\frac{-I_0(t)}{I_s}\right)\right]$$

$$k_e = k_{ebase} + k_c \cdot a_{cchl} \cdot P_c$$

ここで，k_e：光減衰係数（1/m），H：水深（m），$I_0(t)$：時刻 t の水表面における光強度（ly/day），I_S：最適光量（ly/day），k_{ebase}：水による光減衰係数（1/m），k_c：単位クロロフィル濃度あたりの光減衰に関する係数（m^2/mgChl.-a），a_{cchl}：クロロフィル濃度に対する植物プランクトン態炭素の比（mgC/mgChl.-a）である．

栄養塩制限項

栄養塩制限項には溶存無機態の窒素，リン，ケイ素を対象に，Michaelis-Menton 型の式で表され，その値が最も小さい元素の栄養塩濃度によって制限率が決定される．

$$G_N(N) = Min\left(\frac{DIN}{K_{mN}+DIN}, \frac{DIP}{K_{mP}+DIP}, \frac{DSi}{K_{mSi}+DSi}\right)$$

ここで，DIN，DIP，DSi：周囲水の溶存無機態栄養塩濃度（mg/L），K_{mN}，K_{mP}，K_{mSi}：栄養塩濃度に対する半飽和定数（mg/L）である．

呼吸速度

植物プランクトンの呼吸項は，光合成に伴う呼吸と基礎呼吸（自然死に相当）の二つに区分して扱われる．温度補正項は基礎呼吸項にのみ乗じているが，増殖速度 G_P には既に上記のように温度制限が働いている．

$$k_{PR}(T) = r_g G_P + r_b \theta_{PR}^{T-20}$$

ここで，r_g：光呼吸に関する係数（ - ），r_b：基礎呼吸速度（1/day），θ_{PR}：基礎呼吸に関する温度補正係数（ - ）である．

沈降速度

沈降速度は，重力作用による沈降速度に，栄養塩濃度に依存した鉛直移動速度を加算した形で表される．

$$k_{sP} = \left[\frac{V_{sPb}}{H} + \frac{V_{sPn}}{H} \cdot \left(1 - G_N(N)\right)\right] \cdot \theta_{base}^{T-20}$$

ここで，V_{SPb}：沈降速度の下限値（m/day），V_{SPn}：栄養塩依存型の沈降速度の最大値（m/day），θ_{base}：沈降速度に関する温度補正係数（ - ）である．

被捕食速度

本モデルでは動物プランクトンをコンパートメントとして陽的に考慮していないため，植物プランクトンの被捕食項は以下の式で簡易的に表される．

$$k_{grz}(T) = k_{grz}(20℃) \cdot \theta_{grz}^{T-20}$$

ここで，k_{grz}：20℃における被捕食速度（1/day），θ_{grz}：被捕食速度に関する温度補正係数（ - ）である．

栄養塩の細胞内含有比

植物プランクトンによる栄養塩の摂取は，海域の物質循環において水中の栄養塩バランスを決定する重要な素過程であり，栄養塩の取込比は周囲水の栄養塩濃度に依存して変動することが知られている．すなわち，周囲水の栄養塩濃度が過剰な場合，植物プランクトンは生存戦略として細胞内に栄養塩を貯蓄するために細胞内の N/C，P/C，Si/C が高くなり，周囲水から取り込む栄養塩量は少なくて済む．逆に，周囲水の栄養塩濃度が枯渇している場合は，周囲水から多量の栄養塩を取り込む必要がある．この特性を踏まえ，炭素量に対する栄養塩の細胞内含有比は以下の式で表現される．

$$\frac{C}{X} = X_1 + (X_2 - X_1)e^{-X_3 \cdot DIX}$$

ここで，C/X：栄養塩 X に対する炭素比，X_1：栄養塩に対する炭素比の最小値（栄養塩飽和環境下：mgC/mgX），X_2：栄養塩に対する炭素比の最大値（栄養塩枯渇環境下：mgC/mgX），X_3：C/X の周囲水濃度に対する依存係数（L/mgX），DIX：周囲水の栄養塩 X の栄養塩濃度（mgX/L）である．

b) 有機炭素の動態モデル

水中での有機炭素は，植物プランクトン態（生物体）とデトリタス態（非生物体）の総和で構成されている．モデル内では両者を区別し，デトリタス態の有機炭素は懸濁態と溶存態に分けられ，さらにそれぞれ難分解性と易分解性に区別される．難分解性成分と易分解性成分の反応速度は，それぞれ数か月～1 年と数週間～1 ヶ月を想定したオーダーを設定している．また，その他に光合成時に細胞から滲出する溶存有機炭素がモデル内で考慮されており，その反応速度のオーダーは 1～2 週間程度である．

懸濁有機態炭素の加水分解過程は，分解者であるバクテリアのバイオマスに依存している．しかし，本モデルではバクテリアを状態変数として直接扱っていない．そのため，バクテリアと植物プランクトンのバイオマスに相関関係があると仮定し，植物プランクトン濃度を代理変数として，加

水分解反応に対するバクテリアバイオマスによる制限を課している．以下に，各形態の有機炭素の生成消滅過程を示す.

RPOC の生成消滅項

$$S_{18} = f_{RPOC} \cdot k_{grz}(T) \cdot P_C - k_{18,20}\theta_{18,20}^{T-20} \cdot RPOC \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} - \frac{v_{s18}}{H} \cdot RPOC$$

（RPOC の生成消滅項）＝（植物プランクトンの被捕食）－（RPOC の加水分解）－（沈降）

ここで，S_{18}：RPOC の生成消滅項（mgC/L/day），f_{RPOC}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される RPOC の割合（ - ），$k_{18,20}$：20℃における RPOC の加水分解速度（1/day），$\theta_{18,20}$：RPOC の加水分解速度に関する温度補正係数（ - ），K_{mPC}:植物プランクトンバイオマスに対する半飽和定数（mgC/L），v_{s18}：RPOC の沈降速度（m/day）である.

LPOC の生成消滅項

$$S_{19} = f_{LPOC} \cdot k_{grz}(T) \cdot P_C - k_{19,21}\theta_{19,21}^{T-20} \cdot LPOC \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} - \frac{v_{s19}}{H} \cdot LPOC$$

（LPOC の生成消滅項）＝（植物プランクトンの被捕食）－（LPOC の加水分解）－（沈降）

ここで，S_{19}：LPOC の生成消滅項（mgC/L/day），f_{LPOC}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される LPOC の割合（ - ），$k_{19,20}$：20℃における LPOC の加水分解速度（1/day），$\theta_{19,20}$：LPOC の加水分解速度に関する温度補正係数（ - ），　v_{s19}：LPOC の沈降速度（m/day）である.

RDOC の生成消滅項

$$S_{20} = f_{RDOC} \cdot k_{grz}(T) \cdot P_C + k_{18,20}\theta_{18,20}^{T-20} \cdot RPOC \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$
$$-k_{20,0}\theta_{20,0}^{T-20} \cdot RDOC \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} \cdot \frac{DO}{K_{DO} + DO}$$

（RDOC の生成消滅項）＝（植物プランクトンの被捕食）＋（RPOC の加水分解）
－（RDOC の無機化）

ここで，S_{20}：RDOC の生成消滅項（mgC/L/day），f_{RDOC}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される RDOC の割合（ - ），$k_{20,0}$：20℃における RDOC の無機化速度（1/day），$\theta_{20,0}$：RDOC の無機化速度に関する温度補正係数（ - ），K_{DO}：DOC の無機化に対する DO 半飽和定数（mgO_2/L）である.

LDOC の生成消滅項

$$S_{21} = f_{LDOC} \cdot k_{grz}(T) \cdot P_C + k_{19,21}\theta_{19,21}^{T-20} \cdot LPOC \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$
$$-k_{21,0}\theta_{21,0}^{T-20} \cdot LDOC \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} \cdot \frac{DO}{K_{DO} + DO} \cdot \frac{LDOC}{K_{mLDOC} + LDOC}$$
$$-\frac{5}{4} \cdot \frac{12}{14} k_{15,0}\theta_{15,0}^{T-20} \cdot [NO2 + NO3] \cdot \frac{K_{NO3}}{K_{NO3} + DO}$$

（LDOC の生成消滅項）＝（植物プランクトンの被捕食）+（LPOC の加水分解）
－（LDOC の無機化）－（脱窒による消費）

ここで，S_{21}：LDOC の生成消滅項（mgC/L/day），f_{LDOC}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される LDOC の割合（ - ），$k_{21,0}$：20℃における LDOC の無機化速度（1/day），$\theta_{21,0}$：LDOC の無機化速度に関する温度補正係数（ - ），K_{mLDOC}：LDOC の無機化に対する半飽和定数（mgC/L），である．$K_{15,0}$：20℃における脱窒速度（1/day），$\theta_{15,0}$：脱窒速度に対する温度補正係数（ - ），K_{NO3}：脱窒に対するミカエリス定数（mgO_2/L）である．

ExDOC の生成消滅項

$$S_{22} = f_{ExPP} \cdot G_p \cdot P_C - k_{22,0}\theta_{22,0}^{T-20} \cdot ExDOC \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} \cdot \frac{DO}{K_{DO} + DO} \cdot \frac{ExDOC}{K_{mLDOC} + ExDOC}$$

（ExDOC の生成消滅項）＝（光合成に伴う細胞滲出）－（ExDOC の無機化）

ここで，S_{22}：ExDOC の生成消滅項（mgC/L/day），f_{ExPP}：光合成時の炭素同化量に対する細胞滲出量の割合（ - ），$k_{22,0}$：20℃における ExDOC の無機化速度（1/day），$\theta_{22,0}$：ExDOC の無機化速度に関する温度補正係数（ - ）である．

c) リンの動態モデル

RPOP の生成消滅項

$$S_5 = a_{PC} \cdot f_{RPOP} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C - k_{5,7}\theta_{5,7}^{T-20} \cdot RPOP \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} - \frac{v_{s5}}{H} \cdot RPOP$$

（RPOP の生成消滅項）＝（植物プランクトンの呼吸・被捕食）－（RPOP の加水分解）－（沈降）

ここで，S_5：RPOP の生成消滅項（mgP/L/day），f_{RPOP}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される RPOP の割合（ - ），$k_{5,7}$：20℃における RPOP の加水分解速度（1/day），$\theta_{5,7}$：RPOP の加水分解速度に関する温度補正係数（ - ），v_{s5}：RPOP の沈降速度（m/day）である．

LPOP の生成消滅項

$$S_6 = a_{PC} \cdot f_{LPOP} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C - k_{6,8}\theta_{6,8}^{T-20} \cdot LPOP \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} - \frac{v_{s6}}{H} \cdot LPOP$$

（LPOP の生成消滅項）＝（植物プランクトンの呼吸・被捕食）－（LPOP の加水分解）－（沈降）

ここで，S_6：LPOP の生成消滅項（mgP/L/day），f_{LPOP}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される LPOP の割合（ - ），$k_{6,8}$：20℃における LPOP の加水分解速度（1/day），$\theta_{6,8}$：LPOP の加水分解速度に関する温度補正係数（ - ），v_{s6}：LPOP の沈降速度（m/day）である．

RDOP の生成消滅項

$$S_7 = a_{PC} \cdot f_{RDOP} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C + k_{5,7}\theta_{5,7}^{T-20} \cdot RPOP \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$
$$-k_{7,9}\theta_{7,9}^{T-20} \cdot RDOP \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$

（RDOP の生成消滅項）＝（植物プランクトンの死滅）+（RPOP の加水分解）－（RDOP の無機化）

ここで，S_7：RDOP の生成消滅項（mgP/L/day），f_{RDOP}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される RDOP の割合（ - ），$k_{7,9}$：20℃における RDOP の無機化速度（1/day），$\theta_{7,9}$：RDOP の無機化速度に関する温度補正係数（ - ）である．

LDOP の生成消滅項

$$S_8 = a_{PC} \cdot f_{LDOP} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C + k_{6,8}\theta_{6,8}^{T-20} \cdot LPOP \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$
$$-k_{8,9}\theta_{8,9}^{T-20} \cdot LDOP \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$

（LDOP の生成消滅項）＝（植物プランクトンの死滅）+（LPOP の加水分解）－（LDOP の無機化）

ここで，S_8：LDOP の生成消滅項（mgP/L/day），f_{LDOP}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される LDOP の割合（ - ），$k_{6,8}$：20℃における LDOP の無機化速度（1/day），$\theta_{6,8}$：LDOP の無機化速度に関する温度補正係数（ - ）である．

DIP の生成消滅項

$$S_9 = a_{PC} \cdot f_{DIP} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C + \left(k_{7,9}\theta_{7,9}^{T-20} \cdot RDOP + k_{8,9}\theta_{8,9}^{T-20} \cdot LDOP\right) \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$
$$-a_{PC} \cdot (1 - f_{ExPP}) \cdot G_P \cdot P_C$$

（DIP の生成消滅項）＝（植物プランクトンの死滅）+（RDOP と LDOP の無機化）
－（植物プランクトンによる摂取）

ここで，S_9：DIP の生成消滅項（mgP/L/day），f_{DIP}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される DIP の割合（ - ）である．

d) 窒素の動態モデル

窒素の動態はリンと類似しているが，無機態栄養塩として NH_4-N と[NO_2+NO_3]-N の 2 種類が考慮されている．

<u>RPON の生成消滅項</u>

$$S_{10} = a_{NC} \cdot f_{RPON} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C - k_{10,12}\theta_{10,12}^{T-20} \cdot RPON \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} - \frac{v_{s10}}{H} \cdot RPON$$

（RPON の生成消滅項）＝（植物プランクトンの呼吸・被捕食）－（RPON の加水分解）－（沈降）

ここで，S_{50}：RPON の生成消滅項（mgN/L/day），f_{RPON}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される RPON の割合（ - ），$k_{10,12}$：20℃における RPON の加水分解速度（1/day），$\theta_{10,12}$：RPON の加水分解速度に関する温度補正係数（ - ），　v_{s10}：RPON の沈降速度（m/day）である．

<u>LPON の生成消滅項</u>

$$S_{11} = a_{NC} \cdot f_{LPON} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C - k_{11,13}\theta_{11,13}^{T-20} \cdot LPON \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} - \frac{v_{s11}}{H} \cdot LPON$$

（LPON の生成消滅項）＝（植物プランクトンの呼吸・被捕食）－（LPON の加水分解）－（沈降）

ここで，S_{11}：LPON の生成消滅項（mgN/L/day），f_{LPON}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される LPON の割合（ - ），$k_{11,13}$：20℃における LPON の加水分解速度（1/day），$\theta_{11,13}$：LPON の加水分解速度に関する温度補正係数（ - ），　v_{s11}：LPON の沈降速度（m/day）である．

<u>RDON の生成消滅項</u>

$$S_{12} = a_{NC} \cdot f_{RDON} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C + k_{10,12}\theta_{10,12}^{T-20} \cdot RPON \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$

$$-k_{12,14}\theta_{12,14}^{T-20} \cdot RDON \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$

（RDON の生成消滅項）＝（植物プランクトンの死滅）+（RPON の加水分解）－（RDON の無機化）

ここで，S_{12}：RDON の生成消滅項（mgN/L/day），f_{RDON}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される RDON の割合（ - ），$k_{12,14}$：20℃における RDON の無機化速度（1/day），$\theta_{12,14}$：RDON の無機化速度に関する温度補正係数（ - ）である．

LDON の生成消滅項

$$S_{13} = a_{NC} \cdot f_{LDON} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C + k_{11,13}\theta_{11,13}^{T-20} \cdot LPON \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$

$$-k_{13,14}\theta_{13,14}^{T-20} \cdot LDON \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$

（LDON の生成消滅項）＝（植物プランクトンの死滅）+（LPON の加水分解）－（LDON の無機化）

ここで，S_{13}：LDON の生成消滅項（mgN/L/day），f_{LDON}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される LDON の割合（ - ），$k_{13,14}$：20℃における LDON の無機化速度（1/day），$\theta_{13,14}$：LDON の無機化速度に関する温度補正係数（ - ）である．

NH_4-N の生成消滅項

$$S_{14} = a_{NC} \cdot f_{NH4} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C + \left(k_{12,14}\theta_{12,14}^{T-20} \cdot RDON + k_{13,14}\theta_{13,14}^{T-20} \cdot LDON\right) \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C}$$

$$-a_{NC} \cdot \alpha_{NH4} \cdot (1 - f_{ExPP}) \cdot G_P \cdot P_C - k_{14,15}\theta_{14,15}^{T-20} \cdot NH4 \cdot \frac{DO}{K_{nitr} + DO}$$

（NH_4-N の生成消滅項）＝（植物プランクトンの死滅）+（RDON と LDON の無機化）
－（植物プランクトンによる摂取）－（硝化による消費）

ここで，S_{14}：NH_4-N の生成消滅項（mgN/L/day），f_{NH4}：植物プランクトンの死滅に伴い回帰される NH_4-N の割合（ - ），α_{NH4}：NH_4-N の嗜好係数（ - ），$k_{14,15}$：硝化速度（1/day），K_{nitr}：硝化に対する酸素の半飽和定数（mgO_2/L）である．

[NO_2+NO_3]-N の生成消滅項

$$S_{15} = k_{14,15}\theta_{14,15}^{T-20} \cdot NH4 \cdot \frac{DO}{K_{nitr} + DO} - a_{NC} \cdot (1 - \alpha_{NH4}) \cdot (1 - f_{ExPP}) \cdot G_P \cdot P_C$$

$$-k_{15,0}\theta_{15,0}^{T-20} \cdot [NO2 + NO3] \cdot \frac{K_{NO3}}{K_{NO3} + DO}$$

（[NO_2+NO_3]-N の生成消滅項）＝（硝化による生成）－（植物プランクトンによる摂取）
－（脱窒による消費）

ここで，S_{15}：[NO_2+NO_3]-N の生成消滅項（mgN/L/day）である．

e) ケイ素の動態モデル

ケイ素の有機懸濁態については，珪藻を由来とするデトリタス態の一種類のみを考慮している．

PSi の生成消滅項

$$S_{16} = a_{SiC} \cdot \left(k_{PR}(T) + k_{grz}(T)\right) \cdot P_C - k_{16,17}\theta_{16,17}^{T-20} \cdot PSi \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} - \frac{v_{s16}}{H} \cdot PSi$$

（PSi の生成消滅項）＝（植物プランクトンの呼吸・被捕食）－（PSi の加水分解）－（沈降）

ここで，S_{16} : PSi の生成消滅項（mgSi/L/day），a_{SiC} : 植物プランクトン細胞中の Si/C 比（mgSi/mgC），$k_{16,17}$: 20℃における PSi の加水分解速度（1/day），$\theta_{16,17}$: PSi の加水分解速度に関する温度補正係数（ - ），　v_{s16} : PSi の沈降速度（m/day）である．

DSi の生成消滅項

$$S_{17} = k_{16,17}\theta_{16,17}^{T-20} \cdot PSi \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} - (1 - f_{ExPP}) \cdot a_{SiC} \cdot G_P \cdot P_C$$

（DSi の生成消滅項）＝（PSi の加水分解）－（植物プランクトンによる摂取）

ここで，S_{17} : PSi の生成消滅項（mgSi/L/day）である．

f) 還元物質の動態モデル

還元物質は無酸素環境下における有機物分解によって生成し，好気環境下に晒されることで化学的酸化を生じ，速やかに DO を消費する．実際には還元物質にはΣH_2S などが挙げられるが，物質循環系においては主に DO 濃度に対してのみ影響を及ぼすため，便宜的に酸素等価量（O_2 Equivalents）として mgO_2/L の単位で扱われる．

O_2EQ の生成消滅項

$$S_{24} = k_{O2EQ}\theta_{O2EQ}^{T-20} \cdot O2EQ \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} \cdot \frac{DO}{K_{DO2EQ} + DO}$$

（O_2EQ の生成消滅項）＝（O_2EQ の酸化）

ここで，S_{24} : O_2EQ の生成消滅項（$mgO_2/L/day$），k_{O2EQ} : 20℃における O_2EQ の酸化速度（1/day），θ_{O2EQ} : O_2EQ の酸化速度に対する温度補正係数，KDO_{O2EQ} : O_2EQ の酸化に対する DO 半飽和定数（mgO_2/L）である．

DO の生成消滅項

$$S_{25} = a_{OC(NH4)} \cdot \alpha_{NH4} \cdot G_P \cdot P_C + a_{OC(NO3)} \cdot (1 - \alpha_{NH4}) \cdot G_P \cdot P_C$$
$$+k_a \theta_a^{T-20} \cdot (DO_{sat} - DO)$$
$$-a_{OC(NH4)} \cdot k_{PR}(T) \cdot P_C$$
$$-2 \cdot a_{ON} \cdot k_{14,15} \theta_{14,15}^{T-20} \cdot NH4 \cdot \frac{DO}{K_{nitr} + DO}$$
$$-a_{OC(NH4)} \cdot \left[k_{20,0} \theta_{20,0}^{T-20} \cdot RDOC + k_{21,0} \theta_{21,0}^{T-20} \cdot LDOC \cdot \frac{LDOC}{K_{mLDOC} + LDOC} + k_{23,0} \theta_{232,0}^{T-20} \cdot ExDOC \right.$$
$$\left. \cdot \frac{ExDOC}{K_{mLDOC} + ExDOC} \right] \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} \cdot \frac{DO}{K_{DO} + DO}$$
$$-k_{O2EQ} \theta_{O2EQ}^{T-20} \cdot O2EQ \cdot \frac{P_C}{K_{mPc} + P_C} \cdot \frac{DO}{K_{DO} + DO}$$

（DO の生成消滅項）＝（光合成に伴う生成）
+（再曝気）
－（呼吸による消費）
－（硝化による消費）
－（RDOC，LDOC，ExDOC の酸化による消費）
－（還元物質の酸化による消費）

ここで, S_{25}:DO の生成消滅項（$mgO_2/L/day$）, $a_{OC(NH4)}$:NH_4-N 摂取時の酸素 - 炭素換算係数（mgO_2/mgC）, $a_{OC(NO3)}$: NO_3-N 摂取時の酸素 - 炭素換算係数（mgO_2/mgC），k_a : 20℃における再曝気速度（1/day），θ_a : 再曝気速度に関する温度補正係数（ - ），DO_{sat} : 飽和酸素濃度（mgO_2/L）である．

再曝気係数は風速の関数として，経験式を基に以下のように表される．

$$k_a = \frac{k_L}{H}$$
$$k_L = max\{k_{Lmin},\ 0.728\sqrt{V_{wind}} - 0.1317V_{wind} + 0.0372V_{wind}^2\}$$

ここで， k_L : 風速に依存した酸曝気係数（m/day），V_{wind} : 海面上 10m における風速（m/sec）である．

飽和酸素濃度は水温 T（K）と塩分 S（ - ）の関数として，以下の式で計算される．

$$DO_{sat} = exp[-139.34411 + 1.57501 \cdot 10^5 \cdot T^{-1} - 6.642308 \cdot 10^7 \cdot T^{-2} + 1.243800 \cdot 10^{10} \cdot T^{-3}$$
$$- 8.621949 \cdot 10^{11} \cdot T^{-4} - S(1.7674 \cdot 10^{-2} - 10.754 \cdot T^{-1} + 2140.7 \cdot T^2)]$$

B) 底質モデル

RCA では Di Toro[7)]により開発された底質モデルを用いて，底質フラックスを計算している．水 - 底質間の物質輸送過程としては，水中から底質への POC，PON，POP，PSi の沈降堆積と，水 - 底質界面における溶存物質の拡散，底質による直上水の酸素消費（SOD : Sediment Oxygen Demand）が挙げられる．本モデルでは，一旦着底した懸濁態物質は底質に完全に組み込まれ，再懸濁による水中への輸送は考慮しない．底質内では有機物の分解に伴う無機態栄養塩の生成や，底泥粒子表面と

間隙水間の吸脱着，物理・生物過程による溶存・懸濁物質の混合などの素過程が考慮されている．

底質モデルは好気層（第 1 層）と嫌気層（第 2 層）の 2 層で構成され，一定の合計層厚（本研究では 10cm）の下で，直上水の DO 濃度に依存して好気層厚が変化する．ある物質の全成分に占める懸濁態成分と溶存態成分の割合は，粒子密度と各物質に固有の分配係数，底質の酸化還元状態によって決定される．底質内における物質 C の動態は，以下の物質保存式で記述される．

$$H_1\frac{dC_{T1}}{dt} = K_{L01}(f_{d1}C_{T1} - C_{d0}) + w_{12}(f_{p2}C_{T2} - f_{p1}C_{T1}) + K_{L12}(f_{d2}C_{T2} - f_{d1}C_{T1}) - k_1H_1C_{T1} + J_{T1}$$

$$H_2\frac{dC_{T2}}{dt} = -w_{12}(f_{p2}C_{T2} - f_{p1}C_{T1}) - K_{L12}(f_{d2}C_{T2} - f_{d1}C_{T1}) - k_2H_2C_{T2} - w_2C_{T2} + J_{T2}$$

$$f_{d1} = \frac{1}{1+m_1\pi_1},\ f_{d2} = \frac{1}{1+m_2\pi_2}$$

$$f_{p1} = 1 - f_{d1},\ f_{p2} = 1 - f_{d2}$$

ここで，C_{T1}，C_{T2}：第 1 層および第 2 層における全成分の物質濃度[M/L^3]，f_{d1}，f_{d2}：第 1 層および第 2 層における溶存態成分の割合，f_{p1}，f_{p2}：第 1 層および第 2 層における懸濁態成分の割合，C_{d0}：直上水濃度，J_{T1}，J_{T2}：第 1 層および第 2 層における外部からの供給[M/L^2/T]，H_1，H_2：第 1 層および第 2 層の層厚[L]，K_{L01}：直上水‐第 1 層間の溶存物質に対する物質移動係数[L/T]，K_{L12}：第 1 層間‐第 2 層間の溶存物質に対する物質移動係数[L/T]，w_{12}：第 1 層間‐第 2 層間の懸濁成分に対する混合速度[L/T]，w_2：第 2 層における堆積（埋没）速度[L/T]，k_1，k_2：第 1 層および第 2 層における一次反応速度[1/T]，m_1，m_2：第 1 層および第 2 層における粒子密度[M/L^3]，π_1，π_2：第 1 層および第 2 層における分配係数[L^3/M]である．ただし，[　]内は各指標の次元を表し，M，L，T はそれぞれ質量，長さ，時間の単位を表す．

水‐底質間の物質輸送

K_{L01} は水‐底質間の物質輸送を決定する重要なパラメータであり，以下に示す式に基づいて，SOD と直上水の DO 濃度との比で決定される．

$$\mathrm{SOD} \approx D_1\frac{[O_2(0) - O_2(H_1)]}{H_1} = \frac{D_1}{H_1}[O_2(0)]$$

$$K_{L01} = \frac{D_1}{H_1} = \frac{SOD}{[O_2(0)]}$$

ここで，D_1：水‐底質界面における拡散係数 [L^2/T]である．

有機物の分解

有機態 C，N，P は分解速度に応じて 3 画分に区別され，いわゆる G‐model[8)]で表現される．各成分の分解速度のオーダーは，易分解成分（G_1：reactive）については約 20 日程度，難分解（G_2：refractory）成分については約 1 年程度に設定され，準不活性（G_3：inert）成分は半保存性物質として考慮される．底質中の懸濁有機態物質の分解過程は嫌気層内でのみ考慮され，POC に例にするとその動態は以下のように表される．

$$H_2 \frac{dG_{POC,i}}{dt} = -k_{GPOC,i}\theta_{GPOC,i}^{T-20} G_{POC,i} H_2 + J_{GPOC,i}(t)$$

ここで，H_2：第 2 層の層厚（m），$G_{POC,i}$：底質中における分解性 i（i=1,2,3）の POC 濃度（gC/m^3），$k_{GPOC,i}$：分解性 i の POC の分解速度（1/day），$\theta_{GPOC,i}$：温度補正係数，$J_{GPOC,i}$(t)：直上水から底質への POC フラックス（gC/m^2/day）である．直上水から堆積する POC は一定割合で G_1，G_2，G_3 成分に分配される．なお，PON，POP についても POC と同様にして計算され，POSi は分解性状による区別はなく一種類のみを考慮する．

底質内での物質輸送

第 1 層と第 2 層との間の物質輸送は，懸濁態成分と溶存態成分とに分けて計算される．懸濁態成分の混合はマクロベントスの移動（bio-turbation）によって引き起こされ，粒子混合係数 w_{12} [L/T] として表される．ただし，マクロベントスをモデルコンパートメントとして直接に扱うことは実測データの不足により難しいため，w_{12} は易分解性有機炭素（POC_{G1}）に比例するとともに，Arrhenius 式に基づいた水温依存項と DO 制限項を付加した式で簡易的に表現している．

また，マクロベントスは一旦貧酸素環境下に晒されると死滅し，その後 DO 濃度が回復してもすぐには復活せず，粒子混合に寄与しない．モデル内ではマクロベントスの回復過程を考慮するとともに，マクロベントスへの環境ストレスの履歴を反映するように考慮されている．例えば，複数年にまたがるシミュレーションの場合，夏季の貧酸素環境で一度増加したベントスストレスは翌年の水温上昇期まで回復しない．

$$w_{12} = w_{12}^{*} min\{(1 - k_S S)\}$$

$$w_{12}^{*} = D_p \frac{\theta_{Dp}^{T-20}}{H_2} \frac{G_{POC,1}}{G_{POC,R}} \frac{[O_2(0)]}{K_{M,Dp} + [O_2(0)]}$$

$$\frac{\mathrm{dS}}{\mathrm{dt}} = -k_S S + \frac{K_{M,Dp}}{K_{M,Dp} + [O_2(0)]}$$

ここで，D_p：粒子拡散係数（m^2/day），θ_{Dp}：温度補正係数，$G_{POC,R}$：POC の基準濃度（gC/m^3），$K_{M,Dp}$：粒子混合に対する DO 半飽和定数（mgO$_2$/L），S：蓄積されたベントスストレス[T]，k_s：ベントスストレスの解消速度[1/T]である．

一方，溶存態成分の混合についても，分子拡散に加えて底生生物の活動による影響（bio-irrigation）が加味される．ただし，粒子混合の場合とは異なり，底生生物による影響は分子拡散係数の値に実際の数十倍オーダーの値を与えることで，間接的にその影響が考慮される．

$$K_{L12} = \frac{D_d \theta_{Dd}^{T-20}}{H_2}$$

ここで，D_d：間隙水の拡散係数（m^2/day），θ_{Dd}：温度補正係数である．

また，第 2 層の層厚は一定に保たれる一方で，直上水からの有機物の堆積は層厚の増加を招く．そのため，第 2 層以深へ堆積（埋没）する過程を考慮し，埋没速度 w_2（m/day）がモデル内で考慮される．

5.2.2　計算条件

1) 流動計算の計算条件

大阪湾の物質循環を解析するにあたり，隣接海域との物質交換を考慮するために，**図-5.2** に示す大阪湾，紀伊水道，播磨灘を含む海域を計算対象領域に設定した．図には開境界の位置（太線），検潮所の位置，そして境界条件や計算結果の再現性評価に用いる現地観測データの調査地点（浅海定線水質調査）もあわせて載せている．水深データは海図から直接読み取った．太平洋側の開境界は陸棚端に設定し，最大水深は 155m である．

一般に沿岸海域における流動・水質構造は季節によって大きく変化するため，ここでは年間を通した解析を行い，年間または各季における物質循環について検討する．2004 年 11 月 1 日から 12 月 31 日までの 2 ヶ月間を助走計算期間とし，2005 年 1 月 1 日から 12 月 31 日までの 1 年間を対象に解析を行った．11 月における平均的な水温，塩分の初期分布を与え，静止状態から計算を開始した．

ECOMSED では計算負荷の低減を目的にタイムスプリッティング法を用いているが，数値計算の安定性と計算負荷を考慮した結果，ここではタイムステップは内部モードで 8 秒，外部モードで 0.1 秒に設定した．

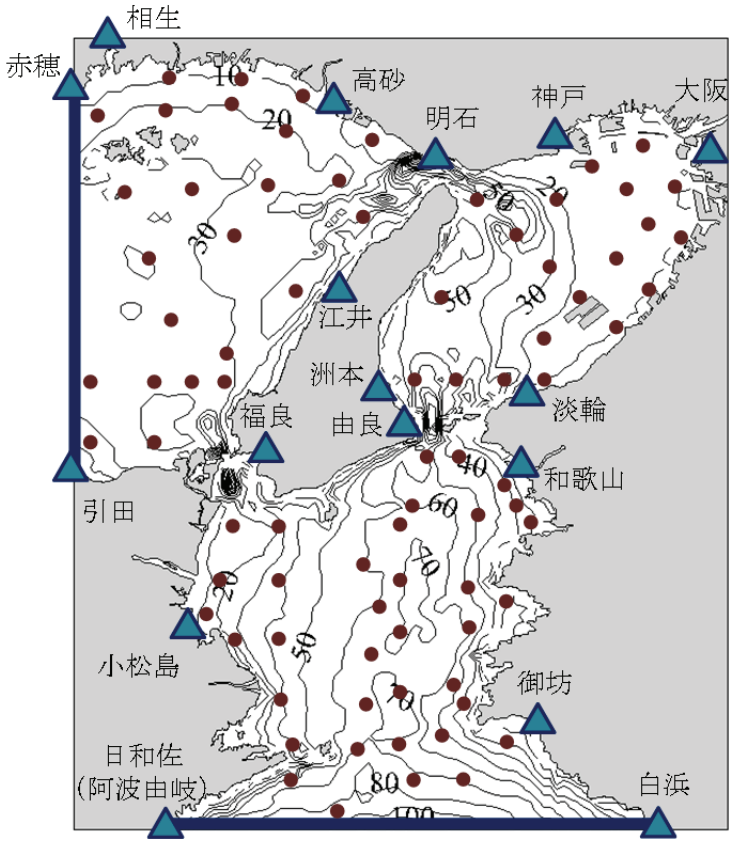


図-5.2　モデル領域および検潮所（▲）と浅海定線水質調査による観測地点（●）

気象条件には気温，海面気圧，相対湿度，全天日射量，雲量，降水量，海面蒸発量を与え，対象海域周辺に立地する 11 箇所の測候所における毎時観測値の平均を時間方向に線形補間して，空間一様に適用した．ただし，海面蒸発量については実測値がなく精確な推定が難しいため，今回は降水量と同値を与えることで海面－大気間の塩分収支を無視した．なお，潜熱についてはバルク式により推定し，海面水温に対する飽和蒸気圧および海上気温に対する蒸気圧の差と，Edinger ら [9]により提案された風速関数との積として算定し考慮している．

また，風場に関しては空間的な変動が無視できないため，時間変動に加えて空間分布も考慮した．11 箇所の測候所では風向および風速の観測も行われており，毎時のデータが入手可能である．そこで，まず各測候所において，観測値から 100m 高度風速を 1/7 乗対数則によって推定し，次に計算領域全体で Kriging 空間補間を行い，100m 高度における風場の面データを作成し，再び 1/7 乗則を用いて 10m 高度における風場の面データを推定した．なお，陸上での観測値には海上風速補正（1.5 倍）を施した．与えた主な気象条件の時系列変動を**図-5.3** に示す．2005 年は年間降水量 908mm の少雨年であったが，7 月と 9 月の初旬には大規模な集中豪雨が発生した．

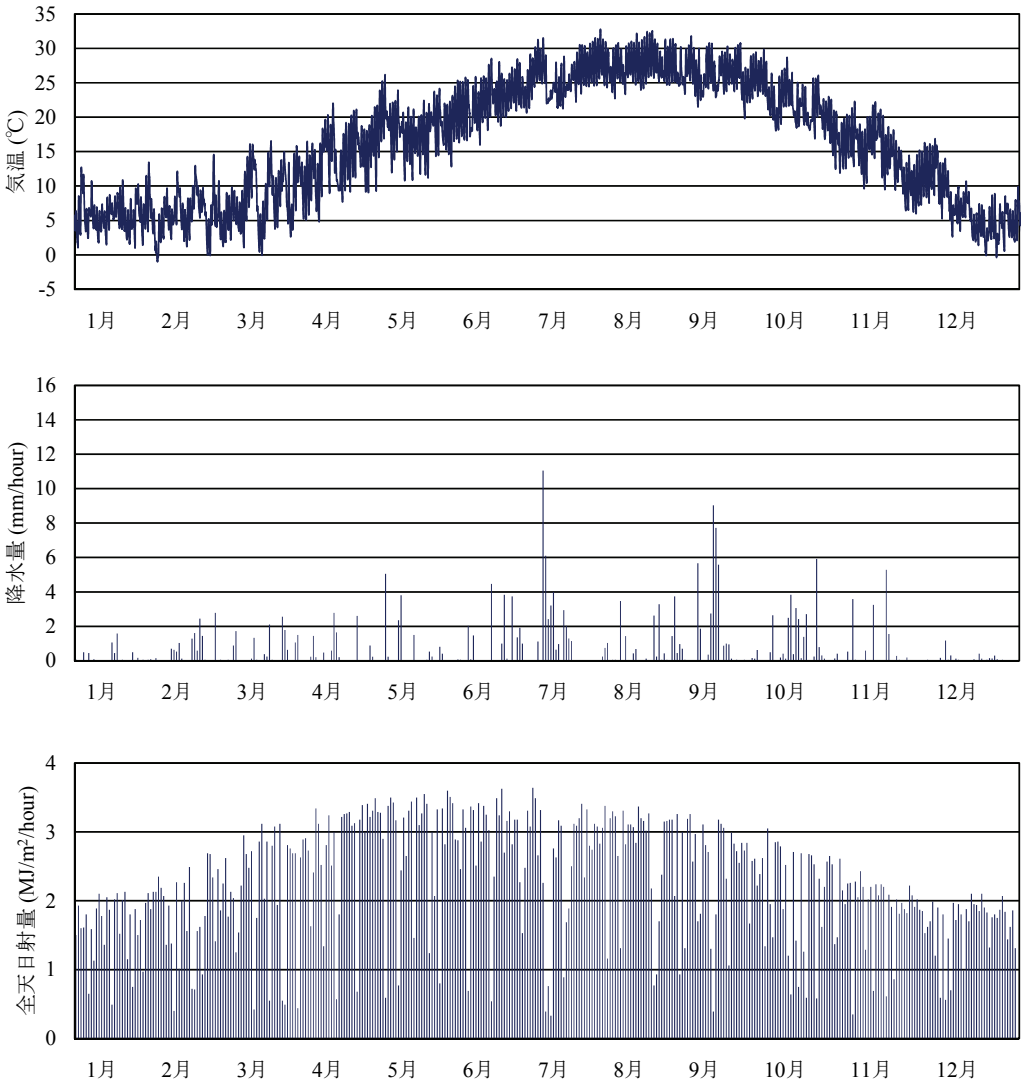


図-5.3　2005 年における気象変動

陸域からの流入条件は**第 4 章**の結果を基に，河川，下水処理場，事業場，浄化槽等からの淡水流入量を 36 地点に集約して与えた．なお，播磨灘，紀伊水道については一級河川のみを考慮した．詳細なデータが存在する主要河川（淀川，大和川，紀ノ川，吉野川，那賀川，加古川，揖保川）については実測流量を，大阪湾に流入するその他の中小河川については公共用水域水質調査による年平均流量（2003～2005 年における年平均値）を適用した．

図-5.4 に 2005 年における主要河川の流量変動を示す．2004 年は 9 月以降に降水量が多く，淀川では平年に比べて流量が多い状態が続いていたため，その影響を受けて 2005 年も 1～4 月には流量は平年に比べて大きい値を示していた．6 月末まで大きな出水は生じなかったが，その後，7 月と 9 月の前半に 1,500m^3/sec を超える大規模な出水が発生し，10 月にも中規模な出水が数回生じている．

水温には河口付近の観測値を基に季節変動を考慮し，また，塩分はゼロで一定に与えた．

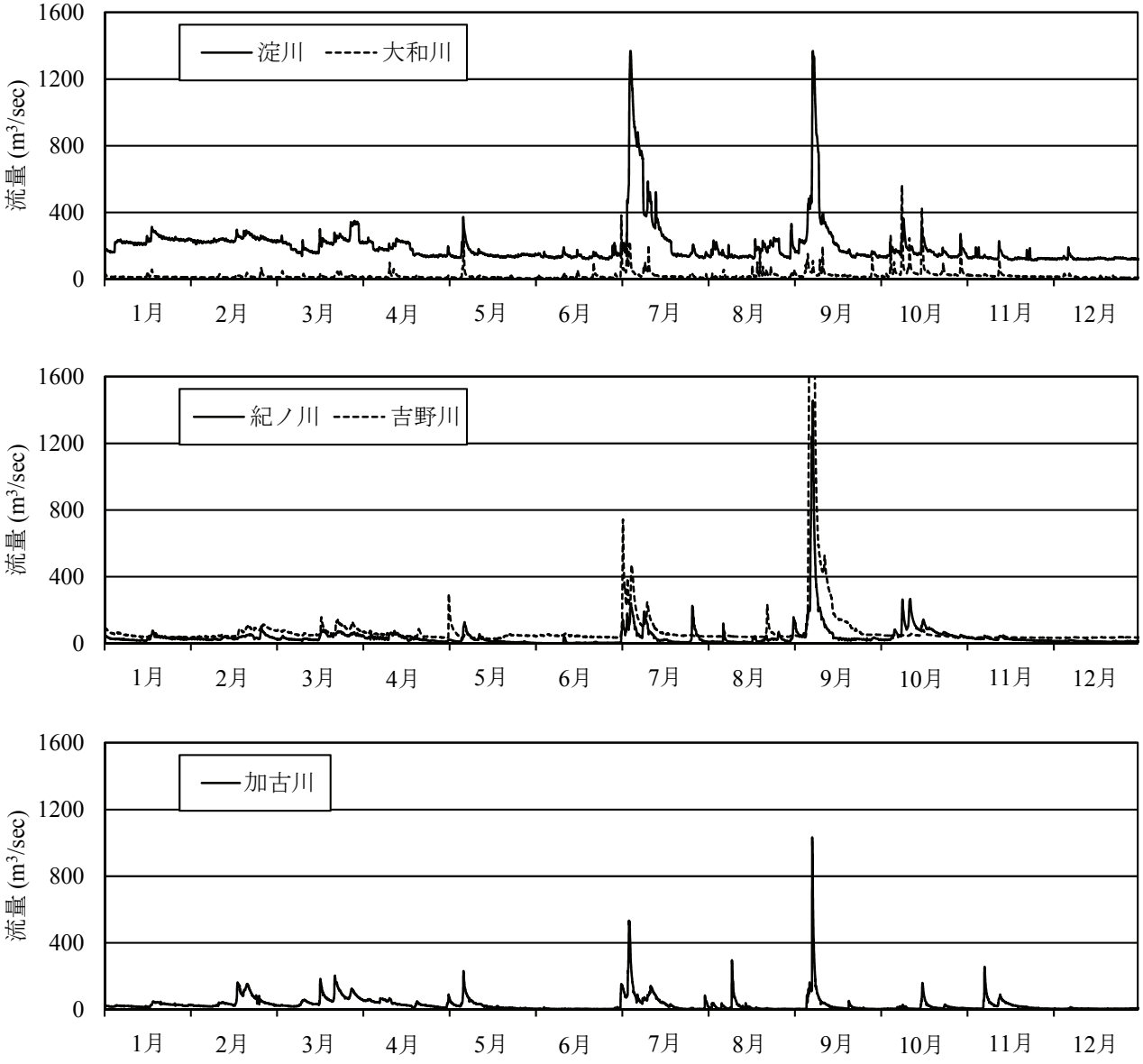


図-5.4　2005 年における主要流入河川の流量変動

開境界条件には潮汐波を考慮するために潮位変動を強制的に与え，計算領域外から伝搬する順圧成分の影響を取り込んだ．**図-5.2** に示した赤穂，引田，白浜，日和佐における時々刻々の潮位を開境界の両端に与え，海上は線形に空間補間した．ただし，白浜以外の地点では潮位の実測データがないため，短周期分潮の線形和による潮位変動を与えた．

当計算領域には開境界が南側と西側に 2 つ存在するため，流動場には両境界間の平均潮位差が大きな影響を及ぼすと考えられる．沿岸海域の平均潮位は水温変化に応じた季節変動を有しており，さらに瀬戸内海では黒潮流路によっても変化することが知られている．そのため，開境界における水位条件の設定においては，ある同一基準面からの平均潮位の変動も考慮する必要がある．そこで今回は，開境界両端地点（白浜を除く）とその近隣に位置する検潮所（南側境界は白浜，西側境界は相生）における 25 時間平均潮位が T.P.基準において一致するように，開境界両端地点の毎時潮位に調整を加えた．

さらに，上記の潮位推算方法に伴う誤差や，各検潮所における観測値の誤差を考慮し，対象領域内に位置する複数の検潮所において計算潮位と観測潮位が T.P.基準でよく一致するように，各開境界潮位に対して 5mm 間隔で一定の調整値を加算した．

以上の検討の結果，開境界における潮位条件は以下のように与えた．

（白浜における潮位条件）＝（白浜検潮所における実測潮位）＋（調整値）
（日和佐における潮位条件）＝（日和佐における天文潮位）
＋（白浜実測潮位と日和佐天文潮位の 25 時間平均値の差）
＋（調整値）
（赤穂における潮位条件）＝（赤穂における天文潮位）
＋（相生実測潮位と赤穂天文潮位の 25 時間平均値の差）
＋（調整値）
（引田における潮位条件）＝（引田における天文潮位変動）
＋（相生実測潮位と引田天文潮位の 25 時間平均値の差）
＋（調整値）

また，開境界では塩分，水温の鉛直分布を与えることによって傾圧成分を考慮した．播磨灘側の水温と塩分については，浅海定線水質調査により月 1 回の頻度で測定されている境界近傍の観測値（**図-2.7** 中の観測点 H.10，採水水深：0m，5m，10m，20m，30m，40m）を時間方向および空間鉛直方向に線形補間し，開境界上で横断方向に一様に与えた．

一方，太平洋側の陸棚端付近では季節のみに依らず，黒潮動態の影響によっても短期的，長期的に海洋構造が変動することが知られている．日本沿岸における黒潮の動態予測についてはこれまでに数多くの研究がなされており，その代表例の一つとして，海洋研究開発機構 JAMSTEC では 1997 年に「日本沿海予測可能性実験：Japan Coastal Ocean Predictably Experiment（JCOPE）[10)]」の一環として数値海流予測システム JCOPE の開発を始め，日本南岸における黒潮大蛇行の形成過程の解明および予測を目的に研究が進められてきた．その結果，2004 年 8 月に発生した黒潮大蛇行発生を 3 ヶ月前に予測することに成功するなど，高い精度をもって海洋構造の再現に成功している [11)]．現在は

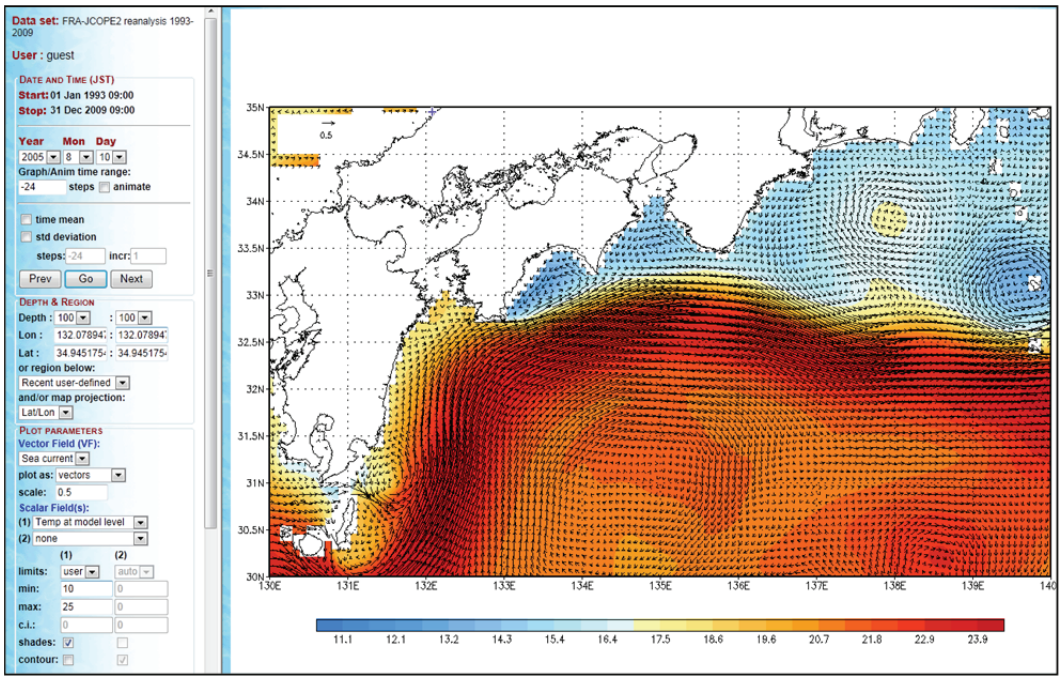


図-5.5　FRA-JCOPE2 の表示例 [10)]

（2005 年 8 月 10 日における水深 100m の流速，水温分布）

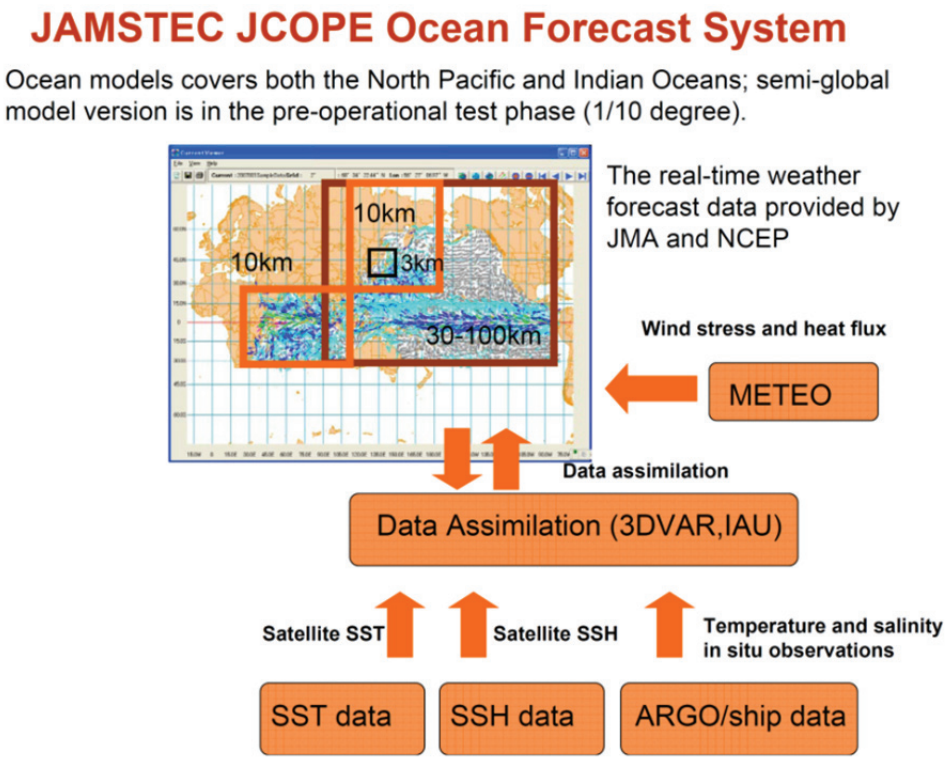


図-5.6　JCOPE システムの概要 [12)]

定期的に予測システムを更新し，その予測結果を web 上に可視化し公開している（図-5.5）．

JCOPE システムの概要 [12)]を図-5.6 に示す．JCOPE は海洋流動モデル POM をベースに構築されており，衛星観測による海面高度と海面水温，さらにアルゴフロートによる水温・塩分データを用い

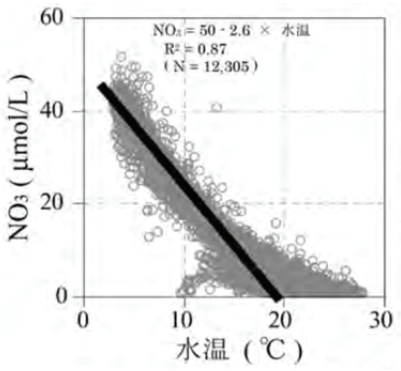


図-5.7　外洋水の水温と
NO_3 濃度の関係 [13)]

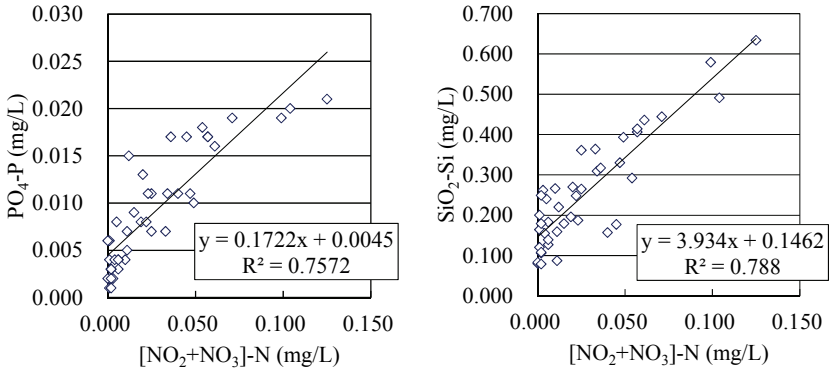


図-5.8　紀伊水道南端における栄養塩濃度の相関

て，予測気象データの下で同化計算を行っている．鉛直 47 層の一般 σ 座標系を採用しており，日本近海における水平解像度は 1/12°（約 10km 弱）である．さらに，現在は水産試験場による定線観測データも同化データに取り入れ，FRA-JCOPE2 として予測計算の公開だけでなく，再解析値（水平流速，海面高度，塩分，水温の 3 次元日平均データ）の提供を無償で行っている．

本解析では FRA-JCOPE2 再解析値を太平洋側の開境界条件に利用することで，黒潮動態の影響も含めた陸棚端における水温，塩分の時空間変動を考慮した．なお，FRA-JCOPE2 再解析値には水平流速や海面高度のデータも含まれているが，JCOPE では潮汐変動が陽的に扱われていないこと，また計算水位基準面と T.P.との相対関係が不明であることから，今回は開境界条件には取り入れなかった．現在，JAMSTEC では潮汐変動を考慮するとともに，空間解像度をより細かくした JCOPE-T システムの開発が取り組まれており，今後の進展が期待される．

2) 水質計算の計算条件

水質計算は 2005 年 1 月 1 日から 12 月 31 日までを対象期間とし，水質計算および底質計算のタイムステップはともに 10 分とした．

陸域からの流入負荷量は**第 4 章**で算定した結果を基に設定し，主要河川については 1 時間ごとの流量変動を考慮した．淀川と大和川では平水流量を閾値に，低流量時には平水時の平均水質を与え，高流量時には L-Q 式を適用して毎時の負荷量を算定した．

開境界条件は， 2005 年の各季に一回の頻度で，各境界付近において表層と底層の鉛直 2 点で観測された浅海定線水質調査（**図-2.7** 中の H.08，H.10，WS10，WS11，WS12，K1，K2，K3）および瀬戸内海総合水質調査（**図-2.6** 中の KB42，KB44，KB46，KB48，KB50，KB52，WY21，WY23，WY27）のデータを基に，鉛直方向には線形補間で与え，横断方向には一様に設定した．

ただし，南側境界では高温・貧栄養の黒潮表層水と低温・富栄養の太平洋亜表層水のいずれが陸棚付近に存在するかによって，栄養塩濃度は短期間に大きく変動することが知られている．そこで今回は中山 [13)]の方法に従い，紀伊水道側境界の NO_3-N 濃度については**図-5.7** に示す日本南岸沖で観測された水温と栄養塩濃度の関係（観測期間：1971～2006，観測範囲：31N～34N，131E～136E）を基に，JCOPE 水温データから時空間分布を与えた．また，PO_4-P と SiO_2-Si については，総合水質調査によって 2009 年 5 月から 2010 年 10 月までの各季に採水された試料水に対する独自の水質分析結

果より，[NO_2+NO_3]-N との濃度の相関関係（**図-5.8**）を基に推定した．ここで，外洋水の NO_2-N 濃度は極めて低いことから，NO_3-N と[NO_2+NO_3]-N は等しいとして扱った．

栄養塩や DO については関係機関による観測データが存在するが，多くとも各季に 1 回程度の頻度でしか行われていない．特に，分解特性に応じた有機態成分の分画割合や還元物質などについては測定項目に通常含まれておらず，実測データはない．また，底質に関してはほとんどの項目について実測データが存在しないため，適切な初期分布を実測データのみから設定することはできない．そこで，水質と底質については，適当な初期分布および 2005 年の境界条件の下で複数年の繰り返し計算を行い，年周期でほぼ定常に落ち着いた状態を初期条件に用いた．設定したパラメータ一覧を**表-5.1** に示す．各パラメータは水質分布が観測値とよく一致するようにチューニングして与えた．

表-5.1(a)　植物プランクトンの動態に関するパラメーター覧

説明	記号	設定値			単位	参考値		
		Phyt1	Phyt2	Phyt3		Phyt1	Phyt2	Phyt3
最大増殖速度	G_{pmax}	1.5	3.0	2.0	1/day	1.7 - 2.5	2.0 - 3.0	-
最適水温	T_{OPT}	9.0	25.0	30.0	℃	6 - 12	20 - 25	-
増殖速度に関する温度補正係数	θ_{temp}	1.068	1.068	1.068	-	1.068	1.068	-
水温依存性に関する尖り度（$T<T_{OPT}$）	β_1	0.003	0.003	0.003	-	0.003 - 0.006	0.003 - 0.006	-
水温依存性に関する尖り度（$T\geqq T_{OPT}$）	β_2	0.006	0.006	0.006	-	0.003 - 0.006	0.003 - 0.006	-
最適光量	I_{OPT}	45.60	45.60	50.15	ly/day	-	-	-
自己遮蔽効果係数	k_C	0.017	0.017	0.017	m^2/mgChl.-a	0.017	0.017	-
窒素に関する半飽和定数	Km_N	0.010	0.010	0.010	mgN/L	0.01	0.01	-
リンに関する半飽和定数	Km_P	0.001	0.001	0.001	mgP/L	0.001	0.001	-
ケイ素に関する半飽和定数	Km_{Si}	0.020	0.020	0.001	mgSi/L	0.02	0.002	-
光合成に伴う呼吸速度	r_g	0.10	0.10	0.10	1/day	0.2 - 0.3	0.2 - 0.3	-
20℃における基礎呼吸速度	$r_b(20℃)$	0.01	0.01	0.01	1/day	0.01 - 0.03	0.01 - 0.03	-
基礎呼吸速度に関する温度補正係数	θ_{resp}	1.058	1.058	1.058	-	1.047 - 1.068	1.047 - 1.068	-
20℃における沈降速度の下限値	V_{SPb}	0.1	0.1	0.1	m/day	0.2 - 1.0	0.2 - 1.0	-
20℃における栄養塩濃度に依存する沈降速度	V_{SPn}	1.0	1.0	1.0	m/day	0.5 - 1.0	0.5 - 1.0	-
沈降速度に関する温度補正係数	$\theta_{Psettle}$	1.029	1.029	1.029	-	1.029	1.029	-
20℃における被捕食速度	$k_{grz}(20℃)$	0.085	0.085	0.085	1/day	0.05 - 0.10	0.05 - 0.10	-
被捕食速度に関する温度補正係数	θ_{grz}	1.100	1.100	1.100	-	1.1	1.1	-
炭素 - クロロフィルの換算係数	a_{CChl}	80.0	30.0	87.5	mgC/mgChl.-a	30 - 60	75 - 100	-

表-5.1(b)　植物プランクトン細胞内の炭素 - 栄養塩比に関するパラメーター覧

元素	説明	記号	設定値			単位	参考値		
			Phyt1	Phyt2	Phyt3		Phyt1	Phyt2	Phyt3
窒素	C/N比の最小値(栄養塩飽和環境下)	CRBN1	5.44	5.67	4.00	mgC/mgN	5.2-5.67	4-5.67	-
	C/N比の最大値(栄養塩枯渇環境下)	CRBN2	6.90	10.00	7.50	mgC/mgN	6.5-7.20	7.5-10	-
	周囲水濃度に対する依存勾配係数	CRBN3	12.50	15.00	10.00	L/mgN	10-15	10-15	-
リン	C/P比の最小値(栄養塩飽和環境下)	CRBP1	40.00	40.00	40.00	mgC/mgP	25-40	25-40	-
	C/P比の最大値(栄養塩枯渇環境下)	CRBP2	90.00	90.00	90.00	mgC/mgP	90.00	90.00	-
	周囲水濃度に対する依存勾配係数	CRBP3	100.00	200.00	40.00	L/mgP	100-200	40-200	-
シリカ	C/Si比の最小値(栄養塩飽和環境下)	CRBS1	2.60	10.00	7.50	mgC/mgSi	2.2-3.0	5-10	-
	C/Si比の最大値(栄養塩枯渇環境下)	CRBS2	11.50	25.00	17.50	mgC/mgSi	8-15	10-25	-
	周囲水濃度に対する依存勾配係数	CRBS3	21.00	10.00	7.50	L/mgSi	12-30	5-10	-

表-5.1(c)　有機炭素の動態に関するパラメーター覧

	説明	記号	設定値	単位	参考値
炭素	植物プランクトンの死滅に伴うLPOCの回帰割合	f_{LPOC}	0.40	-	0.30-0.40
	植物プランクトンの死滅に伴うRPOCの回帰割合	f_{RPOC}	0.40	-	0.10-0.15
	植物プランクトンの死滅に伴うLDOCの回帰割合	f_{LDOC}	0.10	-	0.35-0.45
	植物プランクトンの死滅に伴うRDOCの回帰割合	f_{RDOC}	0.10	-	0.10-0.15
	20℃におけるRPOCの加水分解速度	$k_{18,20}$	0.007	1/day	0.007-0.010
	RPOCの加水分解速度に関する温度補正係数	$\theta_{18,20}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるLPOCの加水分解速度	$k_{19,21}$	0.070	1/day	0.070-0.100
	LPOCの加水分解速度に関する温度補正係数	$\theta_{19,21}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるRDOCの酸化速度	$k_{20,0}$	0.007	1/day	0.007-0.010
	RDOCの酸化速度に関する温度補正係数	$\theta_{20,0}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるLDOCの酸化速度	$k_{21,0}$	0.100	1/day	0.100-0.150
	LDOCの酸化速度に関する温度補正係数	$\theta_{21,0}$	1.080	-	1.08
	20℃におけるExDOCの酸化速度	$k_{22,0}$	0.100	1/day	0.100
	ExDOCの酸化速度に関する温度補正係数	$\theta_{22,0}$	1.08	-	1.08
	DOCの酸化に対するDO半飽和定数	k_{DO}	0.2	mgO_2/L	0.2
	微生物作用に対する植物プランクトン濃度の半飽和定数	Km_{Pc}	0.05	mgCphyt/L	0.05
	DOCの酸化に対するLDOCの半飽和定数	Km_{LDOC}	0.1	mgDOC/L	0.1
	POCの沈降速度	V_{SPOC}	1.0	m/day	0.2-1.0
	POCの沈降速度に関する温度補正係数	$\theta_{POCsettle}$	1.029	-	1.029

表-5.1(d)　窒素の動態に関するパラメーター覧

	説明	記号	設定値	単位	参考値
窒素	植物プランクトンの死滅に伴うLPONの回帰割合	f_{LPON}	0.10	-	0.30-0.35
	植物プランクトンの死滅に伴うRPONの回帰割合	f_{RPON}	0.35	-	0.10-0.15
	植物プランクトンの死滅に伴うLDONの回帰割合	f_{LDON}	0.10	-	0.125-0.15
	植物プランクトンの死滅に伴うRDONの回帰割合	f_{RDON}	0.15	-	0.125-0.20
	植物プランクトンの死滅に伴うNH_4-Nの回帰割合	f_{NH4}	0.30	-	0.15-0.35
	20℃におけるRPONの加水分解速度	$k_{10,12}$	0.007	1/day	0.007-0.010
	RPONの加水分解速度に関する温度補正係数	$\theta_{10,12}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるLPONの加水分解速度	$k_{11,13}$	0.050	1/day	0.050-0.070
	LPONの加水分解速度に関する温度補正係数	$\theta_{11,13}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるRDONの無機化速度	$k_{12,14}$	0.008	1/day	0.008-0.010
	RDONの無機化速度に関する温度補正係数	$\theta_{12,14}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるLDONの無機化速度	$k_{13,14}$	0.085	1/day	0.085-0.100
	LDONの無機化化速度に関する温度補正係数	$\theta_{13,14}$	1.08	-	1.08
	20℃における硝化速度	$k_{14,15}$	0.100	1/day	0.050-0.100
	硝化速度に関する温度補正係数	$\theta_{14,15}$	1.08	-	1.08
	硝化に対するDOの半飽和定数	K_{nitr}	1.0	mgO_2/L	1.0
	20℃における脱窒速度	$k_{15,0}$	0.050	1/day	0.050-0.400
	脱窒速度に関する温度補正係数	$\theta_{15,0}$	1.045	-	1.045
	脱窒に対するDOのミカエリス定数	K_{NO3}	0.1	mgO_2/L	0.1
	PONの沈降速度	V_{SPON}	1.0	m/day	0.2-1.0
	PONの沈降速度に関する温度補正係数	$\theta_{PONsettle}$	1.029	-	1.029

表-5.1(e)　リンの動態に関するパラメーター覧

	説明	記号	設定値	単位	参考値
リン	植物プランクトンの死滅に伴うLPOPの回帰割合	f_{LPON}	0.10	-	0.25-0.35
	植物プランクトンの死滅に伴うRPOPの回帰割合	f_{RPON}	0.35	-	0.10-0.15
	植物プランクトンの死滅に伴うLDOPの回帰割合	f_{LDON}	0.05	-	0.10-0.15
	植物プランクトンの死滅に伴うRDOPの回帰割合	f_{RDON}	0.05	-	0.10-0.15
	植物プランクトンの死滅に伴うPO_4-Pの回帰割合	f_{PO4}	0.45	-	0.20-0.45
	20℃におけるRPOPの加水分解速度	$k_{5,7}$	0.007	1/day	0.007-0.010
	RPOPの加水分解速度に関する温度補正係数	$\theta_{5,7}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるLPOPの加水分解速度	$k_{6,8}$	0.085	1/day	0.085-0.100
	LPOPの加水分解速度に関する温度補正係数	$\theta_{6,8}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるRDOPの無機化速度	$k_{7,9}$	0.010	1/day	0.010-0.020
	RDOPの無機化速度に関する温度補正係数	$\theta_{7,9}$	1.08	-	1.08
	20℃におけるLDOPの無機化速度	$k_{8,9}$	0.100	1/day	0.100-0.200
	LDOPの無機化速度に関する温度補正係数	$\theta_{8,9}$	1.08	-	1.08
	POPの沈降速度	V_{SPOP}	1.0	m/day	0.2-1.0
	POPの沈降速度に関する温度補正係数	$\theta_{POPsettle}$	1.029	-	1.029

表-5.1(f)　ケイ素の動態に関するパラメーター覧

	説明	記号	設定値	単位	参考値
ケイ素	20℃におけるPOSiの溶解速度	$k_{16,17}$	0.250	1/day	0.010-0.250
	POSiの溶解速度に関する温度補正係数	$\theta_{16,17}$	1.08	-	1.08
	POSiの沈降速度	V_{SPOSi}	1.0	m/day	0.2-1.0
	POSiの沈降速度に関する温度補正係数	$\theta_{POSisettle}$	1.029	-	1.029

表-5.1(g)　酸素の動態に関するパラメーター覧

	説明	記号	設定値	単位	参考値
酸素	20℃における再爆気速度	k_a	1.2	1/day	0.75-1.80
	再爆気速度に関する温度補正係数	θ_a	1.024	-	1.08
	溶存態還元物質の酸化速度	k_{O2EQ}	0.150	1/day	0.150-0.500
	溶存態還元物質の酸化速度に関する温度補正係数	θ_{O2EQ}	1.08	-	1.08
	溶存態還元物質の酸化に対するDO半飽和定数	k_{DOO2EQ}	0.2	mgO_2/L	0.2

表-5.1(h)　底質に堆積する有機物の分解性状割合

元素	有機物形態	G1	G2	G3
炭素	植物プランクトン態	0.65	0.20	0.15
	デトリタス態	0.65	0.20	0.15
窒素	植物プランクトン態	0.65	0.25	0.10
	デトリタス態	0.65	0.25	0.10
リン	植物プランクトン態	0.65	0.20	0.15
	デトリタス態	0.65	0.20	0.15

表-5.1(i)　底質モデルに関するパラメーター覧

	説明	記号	設定値	単位	参考値
全般	好気層における粒子密度	m_1	0.5	kg/L	0.2-1.2
	嫌気層における粒子密度	m_2	0.5	kg/L	0.2-1.2
	全層厚	h_{20}	0.1	m	0.1-0.2
直上水 - 第1層間の混合拡散	水 - 底質間の物質拡散係数	D_{d0}	0.001	m^2/day	
	水 - 底質間の拡散係数に関する温度補正係数	θ_{D0}	1.08	-	
	水 - 底質間の熱拡散係数	D_{thermo}	0.0864	m^2/day	
第1層 - 第2層間の混合拡散	粒子拡散係数	D_p	0.00006	m^2/day	
	埋没速度	w_2	0.1	cm/year	0.20-0.75
	間隙水拡散係数	D_d	0.0005	m^2/day	0.0005-0.0050
	粒子拡散係数に関する温度補正係数	θ_{Dp}	1.09	-	1.08-1.10
	間隙水拡散係数に関する温度補正係数	θ_{Dd}	1.108	-	1.100-1.117
	粒子混合係数の最小値	D_{pmin}	3.00E-06	m^2/day	
	粒子混合に対するDO半飽和定数	k_{mO2Dp}	4.0	mgO_2/L	
	貧酸素イベント後にベントス活動が回復し始める水温	$tempbnth$	10	℃	
	ベントスストレスの回復速度	$k_{bnthstr}$	0.030	1/day	
	ベントス活動による溶存物質の混合促進に関する係数	kl_{bnth}	0	-	
窒素	塩水中における硝化速度	κ_{NH4s}	0.1313	m/day	
	淡水中における硝化速度	κ_{NH4f}	0.2000	m/day	
	アンモニア態窒素の分配係数	π_{NH4}	1	L/kg	
	硝化に関する温度補正係数	θ_{NH4}	1.123	-	
	硝化に対するアンモニア態窒素の半飽和定数	Km_{NH4}	728	mgN/m^3	
	Km_{NH4}に対する温度補正係数	θm_{NH4}	1.125	-	
	硝化に対する直上水DOのの半飽和定数	Km_{NH4O2}	0.37	mgO_2/L	
	塩水中における脱窒速度（好気条件下）	κ_{1NO3s}	1.250	m/day	
	淡水中における脱窒速度（好気条件下）	κ_{1NO3f}	0.200	m/day	
	嫌気条件下における脱窒速度	κ_{2NO3}	0.250	m/day	
	脱窒速度に関する温度補正係数	θ_{NO3}	1.08	-	
リン	リンの分配係数（嫌気条件下）	π_{1PO4n}	20	L/kg	20-1000
	リンの分配係数（好気条件下）	π_{1PO4m}	25	L/kg	20-300
	リンの分配係数のDO依存性に関するDO半飽和定数	O_{2crit}	2.0	mgO_2/L	
ケイ素	ケイ素の溶解速度	K_{si}	0.750	1/day	0.50-0.75
	ケイ素の溶解速度に関する温度補正係数	θ_{Si}	1.10	-	
	ケイ素の飽和濃度	C_{Sisat}	40000	$mgSi/m^3$	
	ケイ素の分配係数のDO濃度に対する依存係数	$\Delta\pi_{1Si}$	10	-	
	ケイ素の分配係数（嫌気条件下）	π_{2Si}	100	L/kg	
	ケイ素の溶解に対する半飽和定数	Km_{PSi}	5.00E+07	$mgSi/m^3$	
	ケイ素の分配係数のDO依存性に関するDO半飽和定数	$O_{2critSi}$	3.0	mgO_2/L	
硫化物	溶存態硫化物の酸化速度（好気条件下）	κ_{d1}	0.200	m/day	
	懸濁態硫化物の酸化速度（好気条件下）	κ_{p1}	0.400	m/day	
	硫化物の分配係数（好気条件下）	π_{1S}	100	L/kg	
	硫化物の分配係数（嫌気条件下）	π_{2S}	100	L/kg	
	硫化物の酸化速度に関する温度補正係数	θ_{dp1}	1.08	-	
	硫化物の酸化に関する酸素の規格化定数	Km_{hso2}	4.0	mgO_2/L	
メタン	メタンの酸化速度（好気条件下）	κ_{CH4}	0.200	m/day	
	メタンの酸化速度に関する温度補正係数	θ_{CH4}	1.08	-	
有機物	易分解性有機物（G1）の分解速度	$K_{GPOM,1}$	0.035	1/day	
	難分解有機物（G2）の分解速度	$K_{GPOM,2}$	0.0018	1/day	
	準不活性有機物（G3）の分解速度	$K_{GPOM,3}$	1.00E-06	1/day	
	易分解性有機物の分解速度に関する温度補正係数	θ_{G1}	1.100	-	
	難分解性有機物の分解速度に関する温度補正係数	θ_{G2}	1.150	-	
	準不活性有機物の分解速度に関する温度補正係数	θ_{G3}	1.170	-	

5.3　数値モデルの再現性

5.3.1　潮位変動の再現性

本研究で対象とするような閉鎖性海域では，潮汐流が流動構造に対して最も卓越した支配要因であり，その再現精度はシミュレーション結果の信頼性を評価するにあたって重要である．大阪湾，播磨灘，紀伊水道の各代表地点（大阪，江井，和歌山：**図-5.2** 参照）の潮位変動について，冬季（3 月）と夏季（9 月）における観測値と計算値の比較を**図-5.9** に示す．いずれの季節，地点においても振幅，位相，平均潮位の計算値は観測値とよく一致しており，既往の研究事例と比較しても，本モデルは対象領域の潮位変動を良好に再現できている．しかし，本解析では上述の方法で推算した

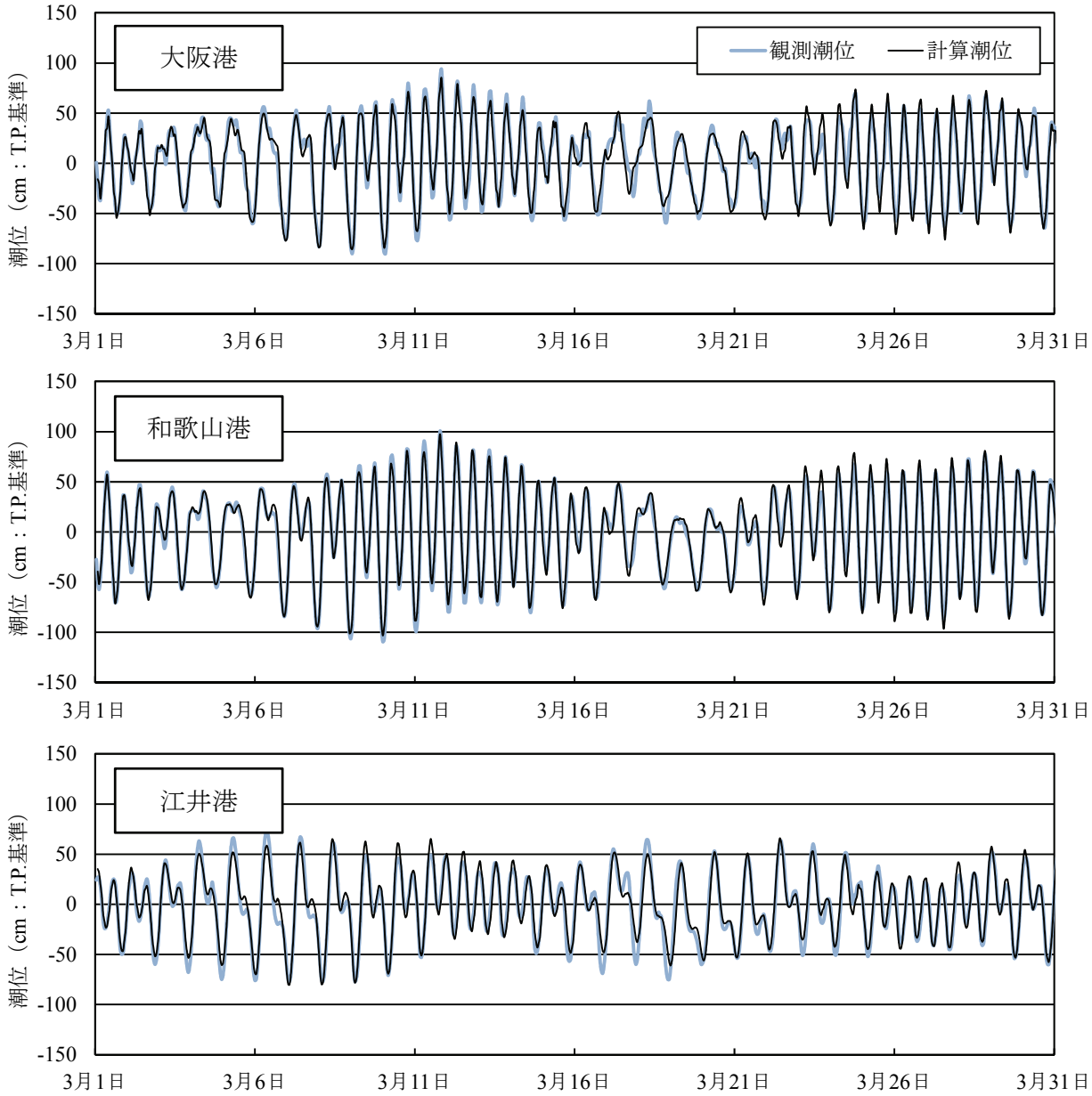


図-5.9(a)　代表地点における計算潮位と観測潮位の比較（2005 年 3 月）

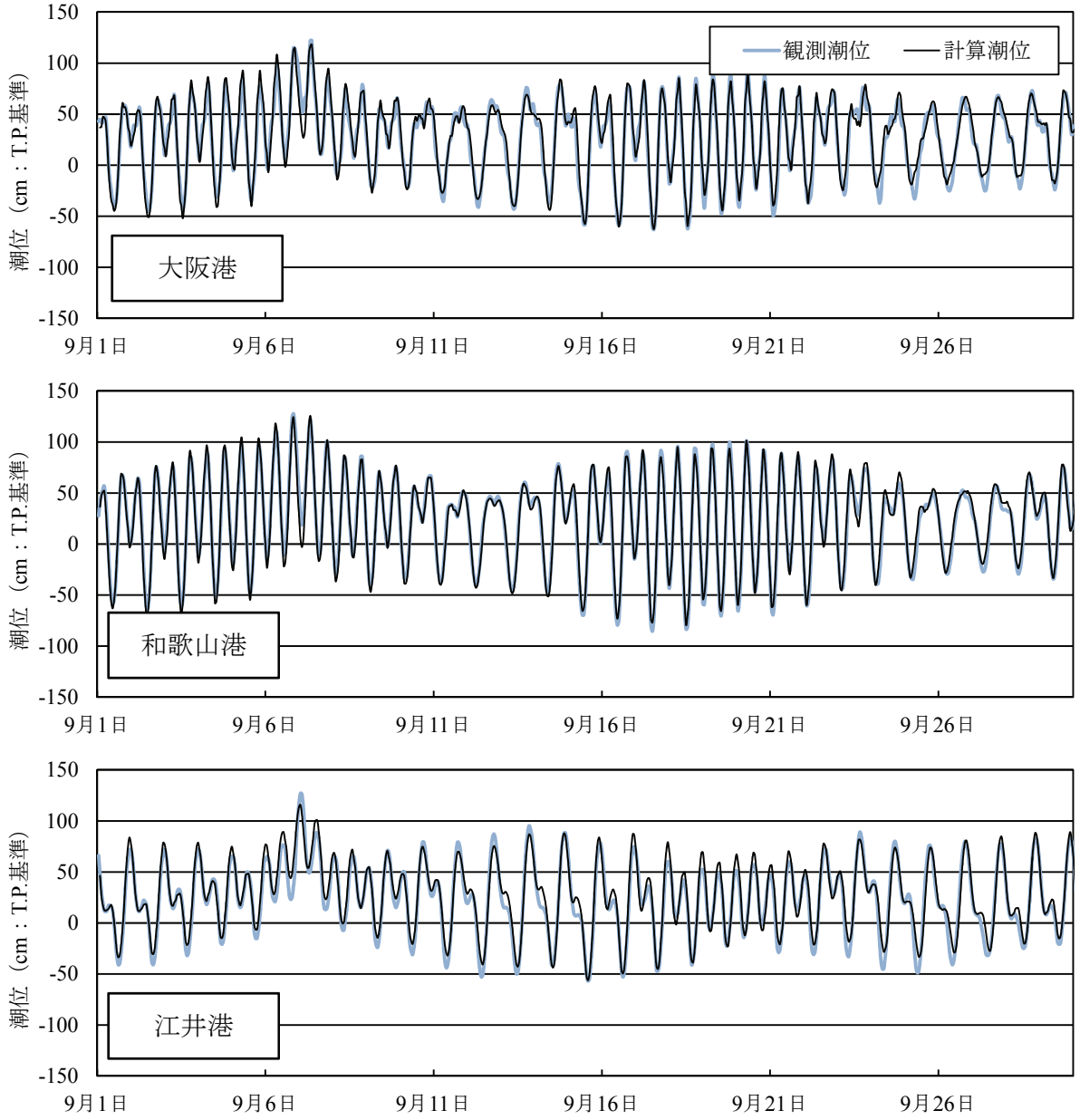


図-5.9(b)　代表地点における計算潮位と観測潮位の比較（2005 年 9 月）

潮位変動を開境界条件の一部に与えているため，計算値と観測値は完全には一致しない部分もみられる．他の地点に比べると江井における振幅の誤差が大きいが，これは明石海峡の海底地形が複雑であり 1km 間隔の水平格子では解像度が必ずしも十分ではないこと，また急峻な海底地形勾配においてはσ座標系特有の数値誤差が生じてしまうことなどが原因と考えられる．

しかしながら，9 月 7 日付近をみると台風の接近により生じた高潮が計算結果においても再現されており，今回の潮位推算方法によって気象の影響も含めて対象領域の潮位変動を十分に再現し得ていると判断した．

5.3.2　水温，塩分の再現性

対象海域は陸水と外洋水の影響をともに強く受けるエスチュアリーであるため，その流動・物質輸送には水温および塩分構造に起因する密度流が大きな役割を果たしている．水温と塩分について観測結果と計算結果の相関を**図-5.10** に示す．2005 年の各月に行われた浅海定線水質調査の全調査地点の各水深（0m，5m，10m，20m，30m，40m，50m，60m，65m，70m，75m，100m）における観測値に対し，それぞれの日時と場所，水深に対応する計算値の関係をプロットしている．観測値と計算値の線形相関（切片ゼロ）の勾配は水温，塩分のいずれについても 1.00 を示し，相関係数 R^2 はそれぞれ 0.95, 0.90 であった．また，計算値と観測値の二乗平均平方根誤差 RMSE（Root Mean Square Error）は，水温について 1.04℃，塩分について 0.58 と比較的良好な精度が得られた．低塩分域において比較的大きなばらつきが生じているが，これは河川出水に伴う短期的な淡水挙動の再現が難しいためである．この点については今後の課題であり，沿岸付近の格子解像度を細かくすることや，主要河川だけでなく中小河川についても流量変動を与えることで，ある程度は改善される可能性が考えられる．しかしながら，本モデルによる計算値と観測値は十分に一致しており，既往の研究事例と比べても再現性は良好であるといえる．

次に，大阪湾，播磨灘，紀伊水道の代表地点（**図-5.11** に示す計 15 地点）における水温と塩分の年間の時系列変動について，計算値と観測値の比較を**図-5.12** 示す．計算値は 1 時間ごとの値を示しており，日射量や河川流量，潮汐の影響を受けて水温，塩分は短期的に大きく変動している．大阪湾に注目すると，水温の計算値は上層，下層ともに観測値とよく一致しており，季節変動についても良好に再現されている．湾奥部や湾央部の表層では河川流量に応じて塩分は大きく変動しており，計算結果にも出水による低塩分化の影響がみられる．また，大阪湾奥部では春季と秋季に上下層の水温逆転が生じているが，計算結果と観測結果でその発生時期はほぼ一致しており，成層構造の季節変動もよく再現されている．一方，湾西部や湾南西部（紀淡海峡北部）では初春から初秋までは水温成層が形成されているが，その他の季節には上下層の水温差はなくなり，鉛直方向に一様化している．

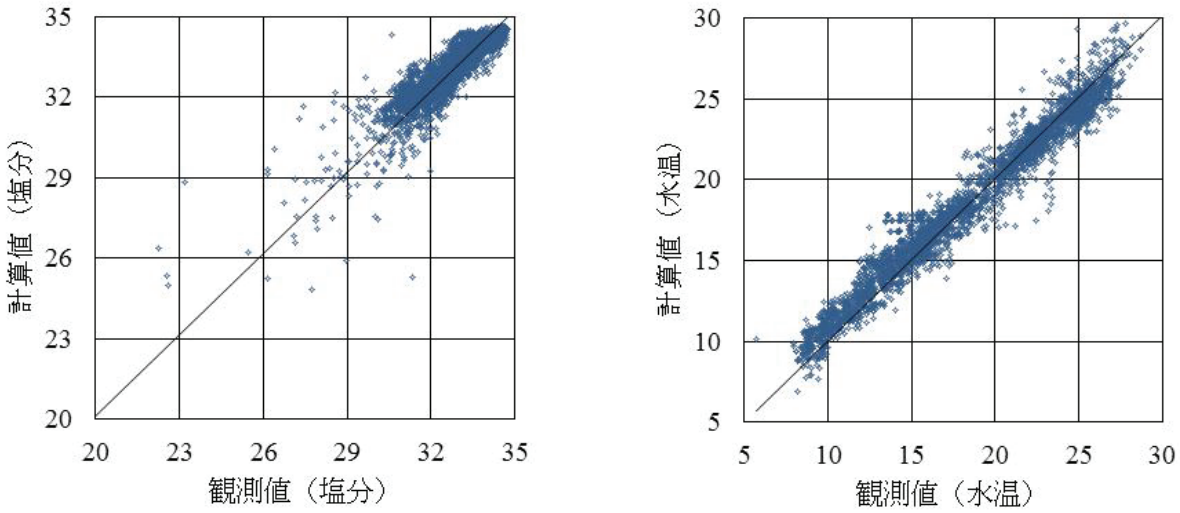


図-5.10　水温および塩分に関する計算値と観測値の比較

播磨灘においても水温の計算値は観測値とよく一致しているが，塩分についてみると 1 月から 5 月にかけて計算結果が観測結果に比べてやや高い塩分を示している．これは播磨灘への流入河川として一級河川である加古川と揖保川のみを考慮し，その他の中小河川や沿岸に立地する下水処理場からの流入を無視したために，淡水流入量を過小評価していることが原因の一つとして考えられる．

紀伊水道でも計算値は観測値とよく一致しており，夏季には上下層の水温，塩分の差はそれぞれ約 8℃，約 1.5 と大きく，密度成層が発達している．9 月初旬には台風 14 号によって吉野川，那賀川の流量が最大でそれぞれ 11,200m^3/sec，5,800m^3/sec 以上にも達した影響により，表層塩分が大きく低下している．夏季底層水温に注目すると，紀伊水道全体において加熱期であるにも関わらず水温の上昇は鈍く，8 月初旬においても 17℃付近を示している．しかし，その後水温が急激に上昇し，短期間のうちに約 22℃にまで達している．同時期には台風 14 号が接近したが，表層と底層の塩分差が大きいことから，強風により鉛直混合したために底層水温が上昇したとは考え難い．一方で，竹内ら [14]は観測結果を基に，紀伊水道ではごく短期間のうちに水温が上昇する「水温ジャンプ」が発生することを報告しており，その原因として黒潮流路の離岸から接岸への移行に伴い，陸棚底層に湧昇・進入していた低温の太平洋亜表層水に代わって，高温の黒潮表層水が陸棚に流入することを指摘している．今回の解析期間においても，2005 年 8 月初旬まで黒潮は離岸流路を流れていたが，その後接岸流路に移行しており，太平洋からの暖水波及により水温ジャンプが生じたと推察される．

以上の検討より，本モデルは黒潮動態の影響も含め，当該海域に特有の水温・塩分構造をよく再現し得ていることが確認された．

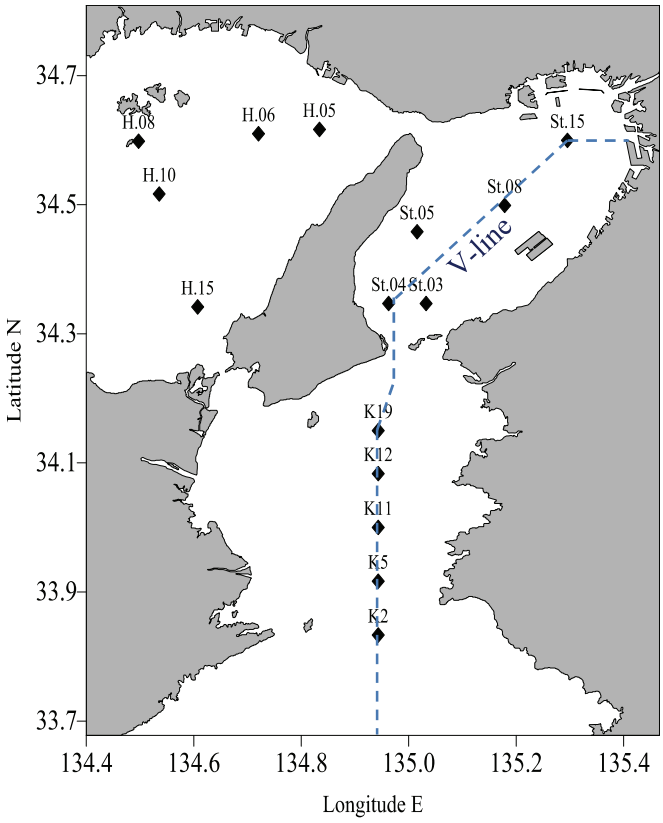


図-5.11　水温，塩分の時系列に関する観測結果と計算結果の比較地点

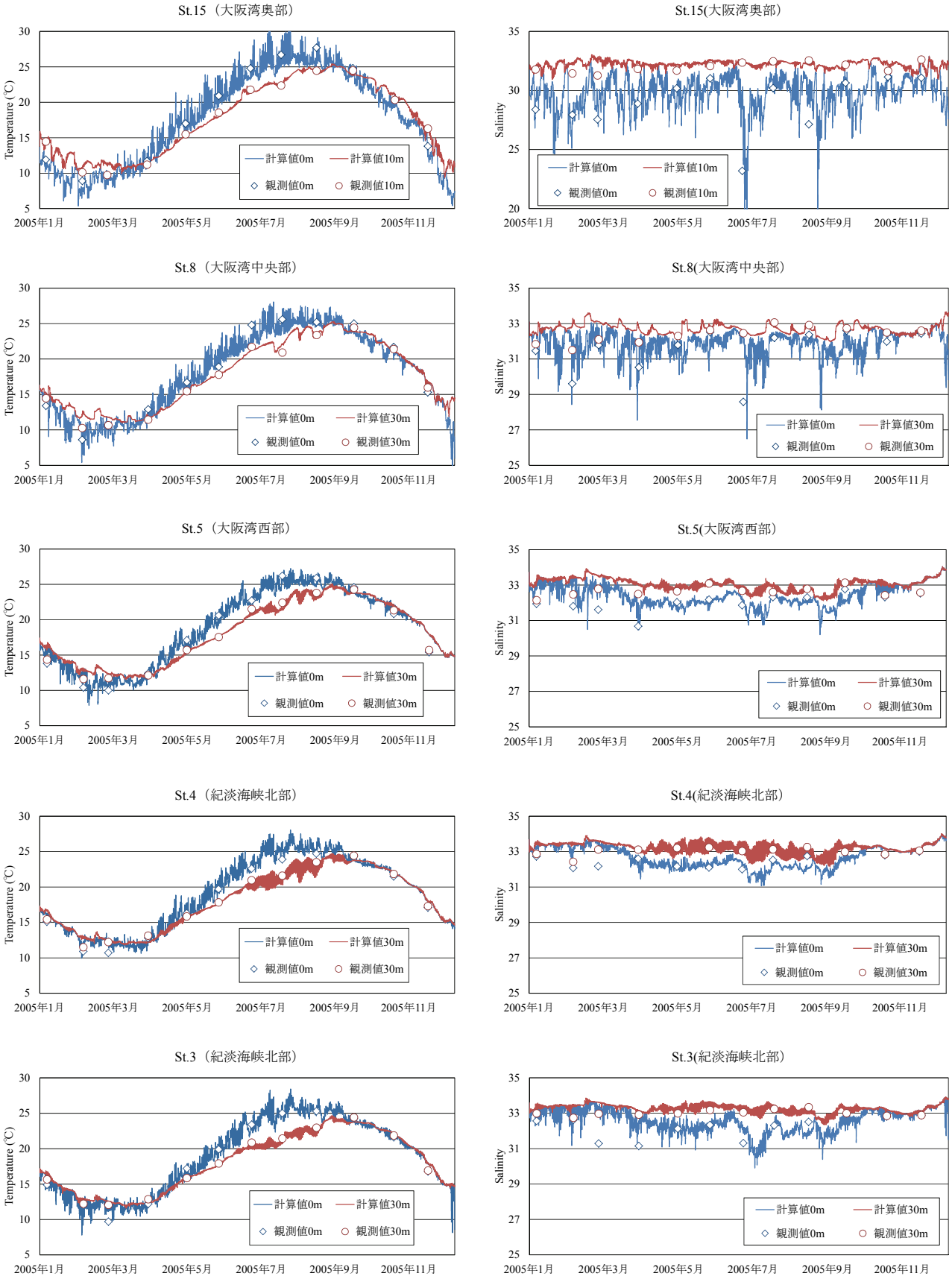


図-5.12(a)　水温・塩分に関する計算値と観測値の時系列比較（大阪湾）

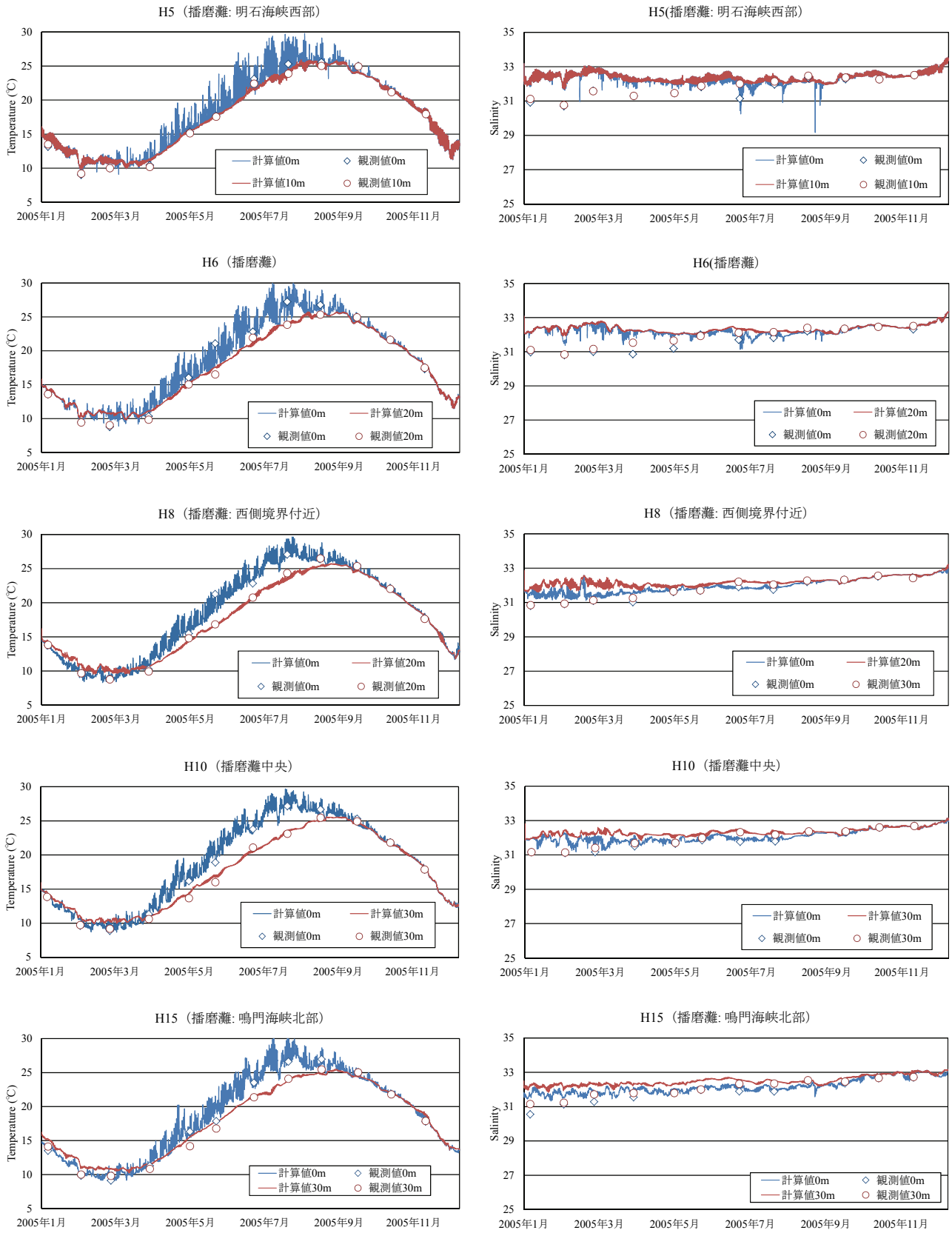


図-5.12(b)　水温・塩分に関する計算値と観測値の時系列比較（播磨灘）

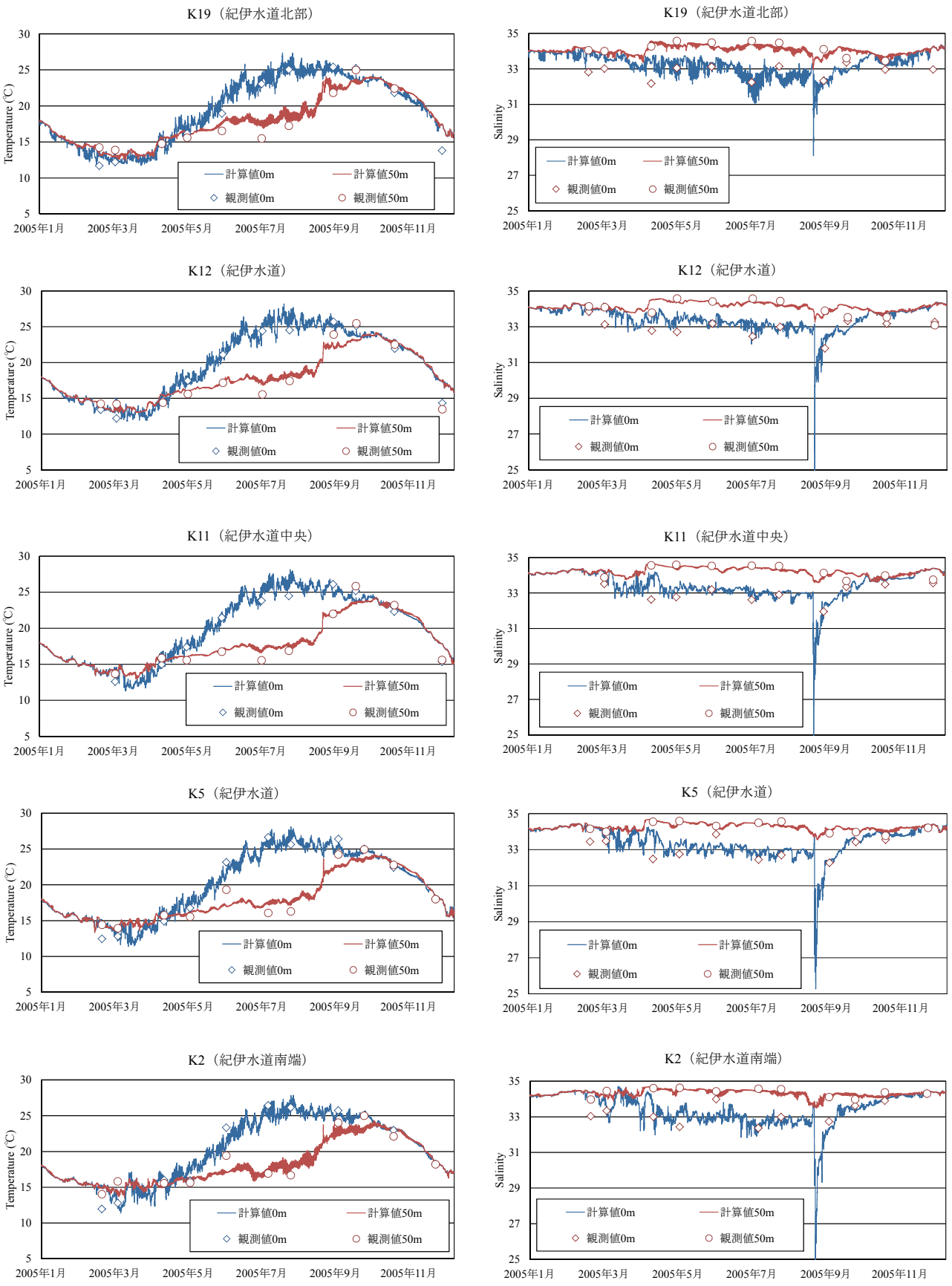


図-5.12(c)　水温・塩分に関する計算値と観測値の時系列比較（紀伊水道）

5.3.3　水質の再現性

本章では，大阪湾における窒素，リンの収支と循環を定量的に把握することを目的に数値モデルによる解析を行っている．しかしながら，現地観測では栄養塩濃度などの水質項目を測定することはできるものの，海域の物質循環系を構成する各素過程に伴う窒素，リンの動態を実測することは難しいため，物質循環量そのものについて計算値と実測値を比較し，数値モデルの再現精度を検証することはできない．そこで，本研究では物質循環系の一側面を示している水質濃度の再現をもって，水質・底質モデルの妥当性について検証を行うこととする．

DO，DIN，PO_4-P の水質濃度について，大阪湾内における観測値と計算値との比較を**図-5.13** に示す．観測値には大阪湾内で 2005 年各季に実施された浅海定線水質調査の結果を，計算値には観測日に対応する日平均値を用いている．いずれの項目についても観測値と計算値は概ね一致しており，RMSE は DO，DIN，PO_4-P のそれぞれについて 1.54mg/L，0.095mg/L，0.010mg/L と比較的良好な再現性が得られた．DO に注目すると底層の低酸素化は再現されているものの，表層における過飽和状態は計算結果には現れていない．これは現地観測が一次生産の活発な日中に行われているのに対し，計算結果は日平均値を示しているためと考えられる．

次に，水質濃度の時系列について，観測値と計算値の比較を**図-5.14** に示す．ここでは海域の代表地点として，大阪湾東部沿岸（阪南港沖），大阪湾奥部，中央部，西部，播磨灘中央部，紀伊水道中央部の 6 地点の結果を示している．いずれの地点においても計算値と観測値はよく一致し，季節変動の傾向が概ね再現されている．

阪南港沖および大阪湾奥部では，河川流量の影響を受けて大きな濃度変動がみられる．夏季から秋季にかけては有機汚濁の進行した底質の影響により，底層で高栄養塩化するとともに DO 濃度が低下し，阪南港沖では 3mg/L 以下の貧酸素水塊が発生している．また，阪南港沖では荒天時には強風の影響により，表層から底層までしばしば鉛直混合が生じている．大阪湾の中央部と西部では，湾奥部に比べて栄養塩濃度は低く，底質の影響が小さいために底層水質は年間を通じてあまり変動していない．潮流によって強い海水混合が生じている海域ではあるが，上下層間には濃度差がみられ，完全には鉛直混合していないことがわかる．紀伊水道についてみると，4 月から 9 月に上下層間の濃度差が大きく，特に PO_4-P と[NO_2+NO_3]-N において顕著である．底質の有機汚濁は進行していない海域であるため，底層でみられる高栄養塩水塊は移流や水中での有機物の分解・無機化過程によるものと考えられる．

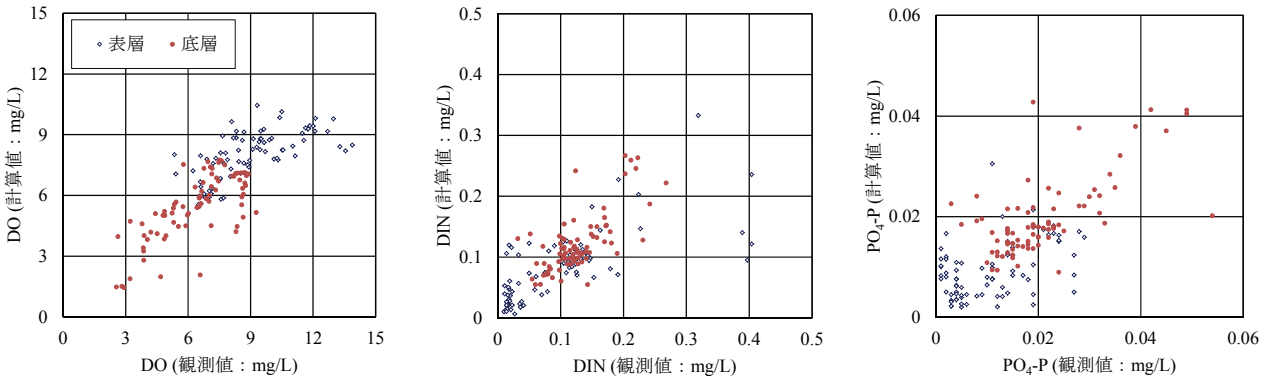


図-5.13　大阪湾における DO，DIN，PO_4-P 濃度に関する計算値と観測値の比較

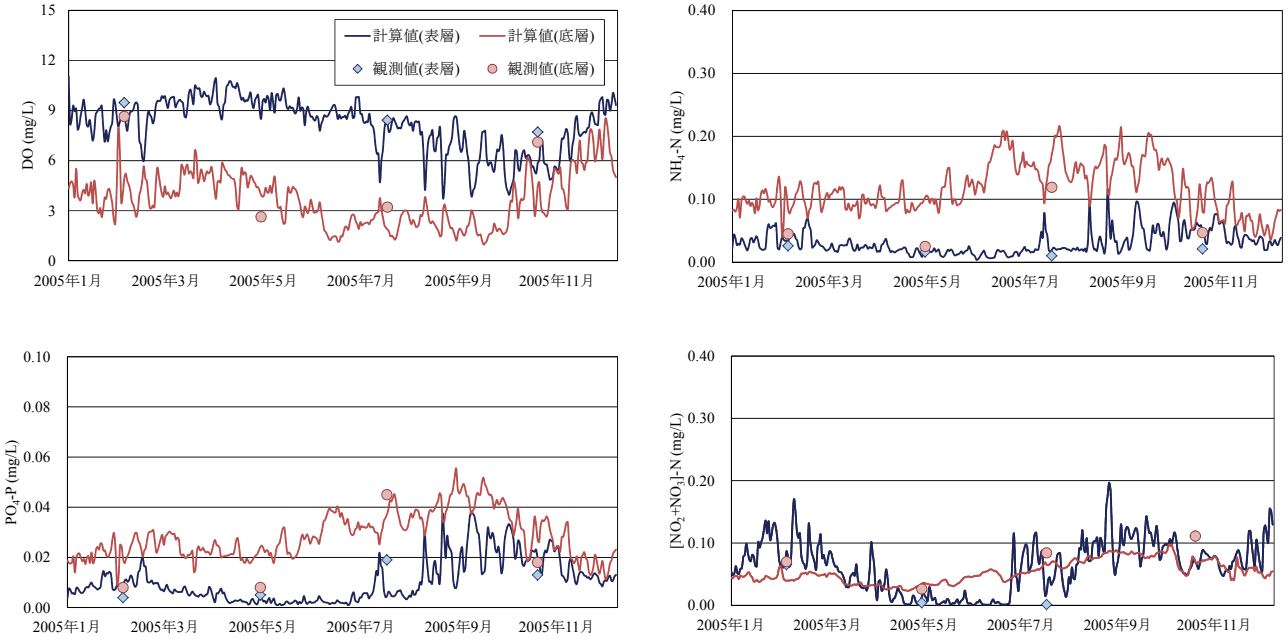


図-5.14(a)　水質濃度に関する計算値と観測値の比較（St.19：阪南港沖）

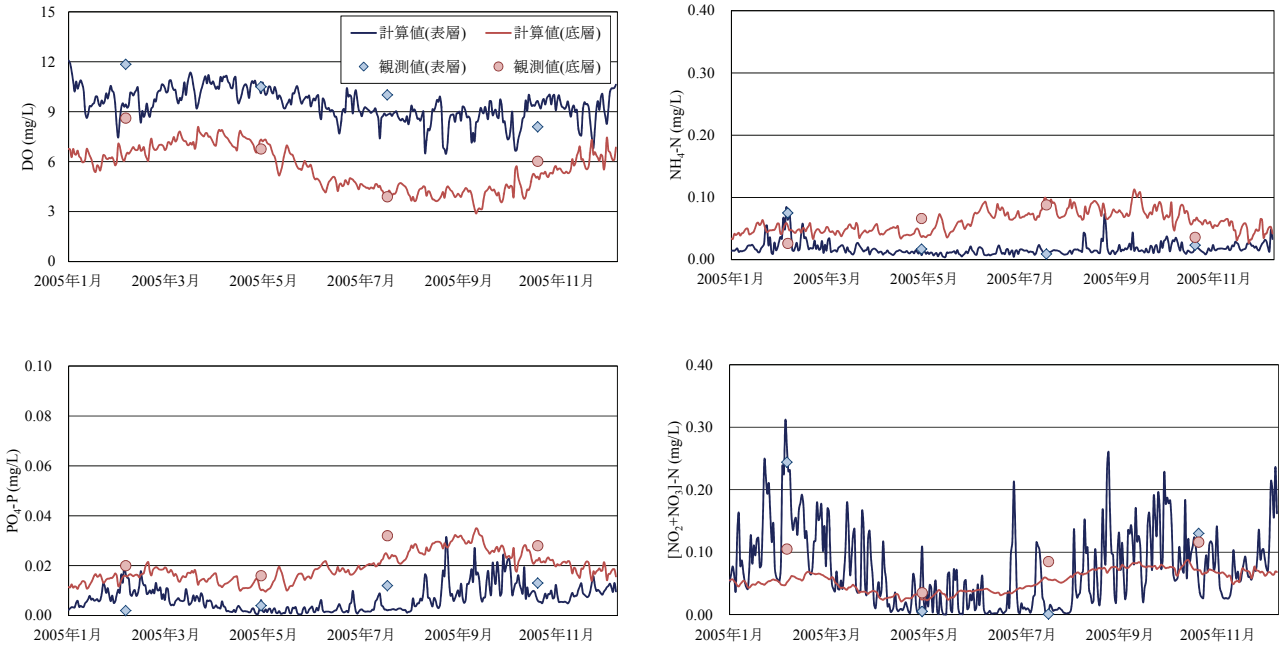


図-5.14(b)　水質濃度に関する計算値と観測値の比較（St.15：大阪湾奥部）

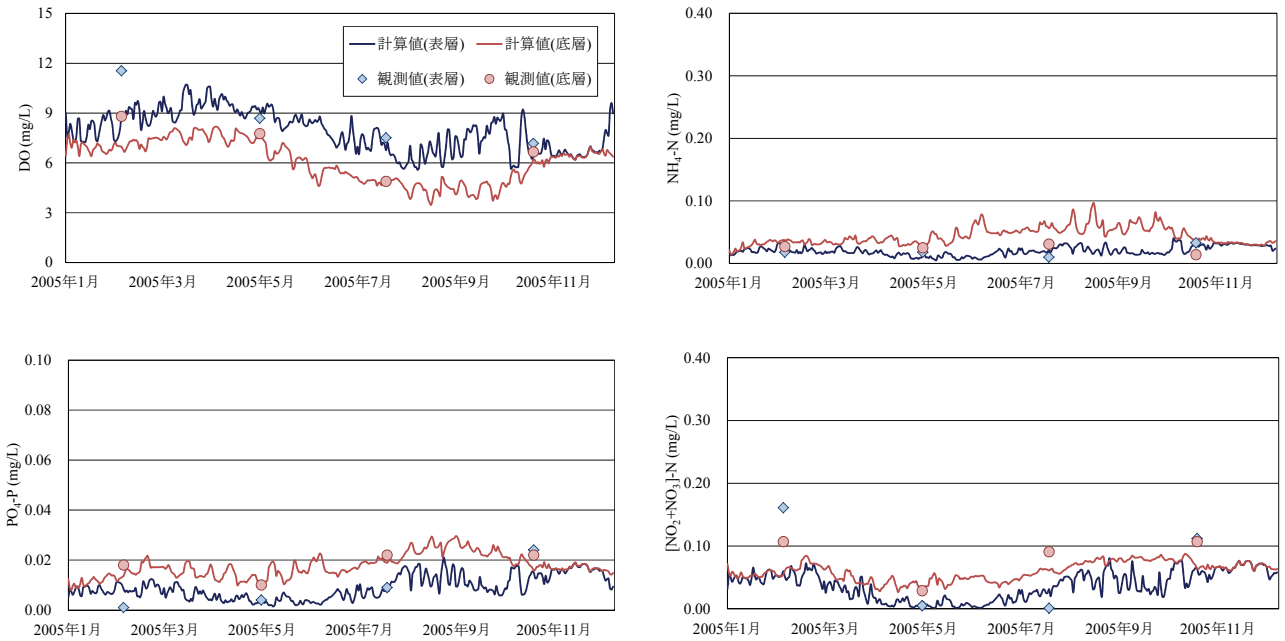


図-5.14(c)　水質濃度に関する計算値と観測値の比較（St.8：大阪湾中央部）

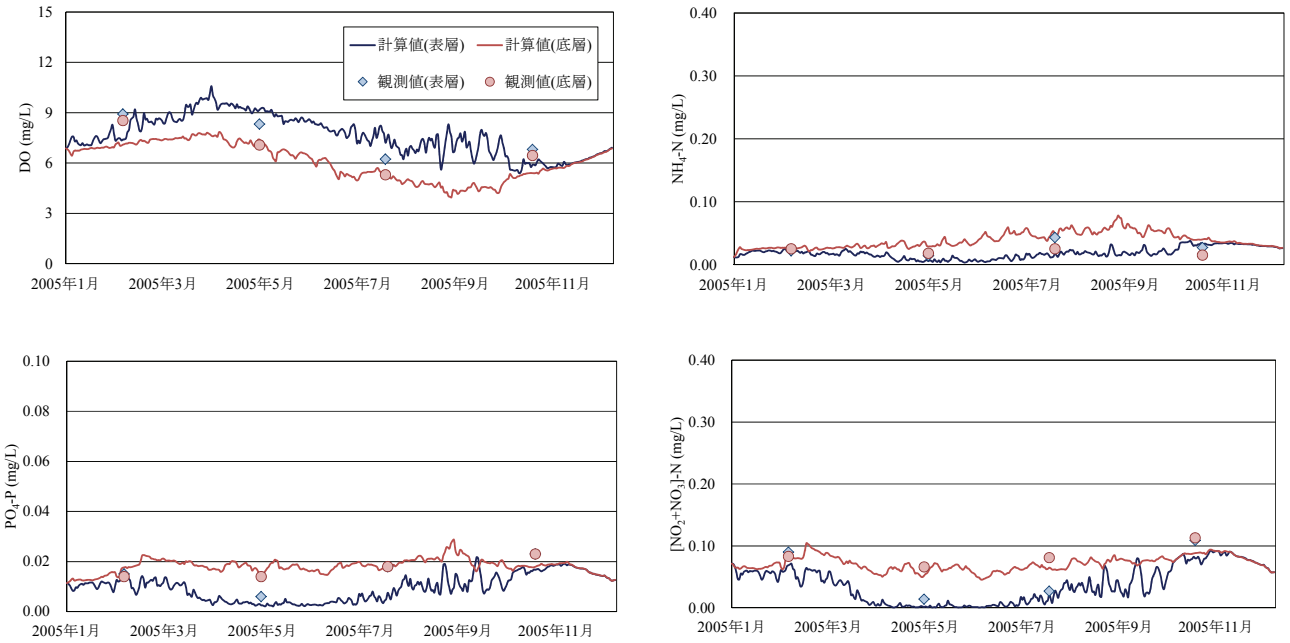


図-14(d)　水質濃度に関する計算値と観測値の比較（St.5：大阪湾西部）

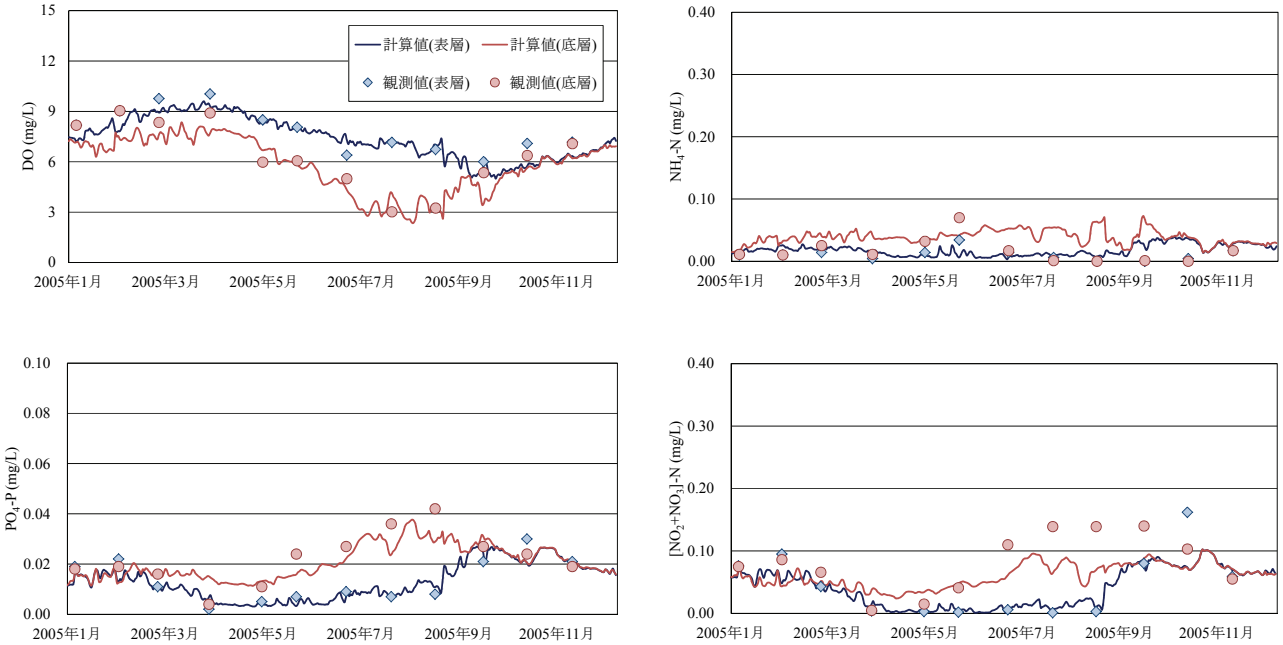


図-5.14(e)　水質濃度に関する計算値と観測値の比較（H.10：播磨灘中央部）

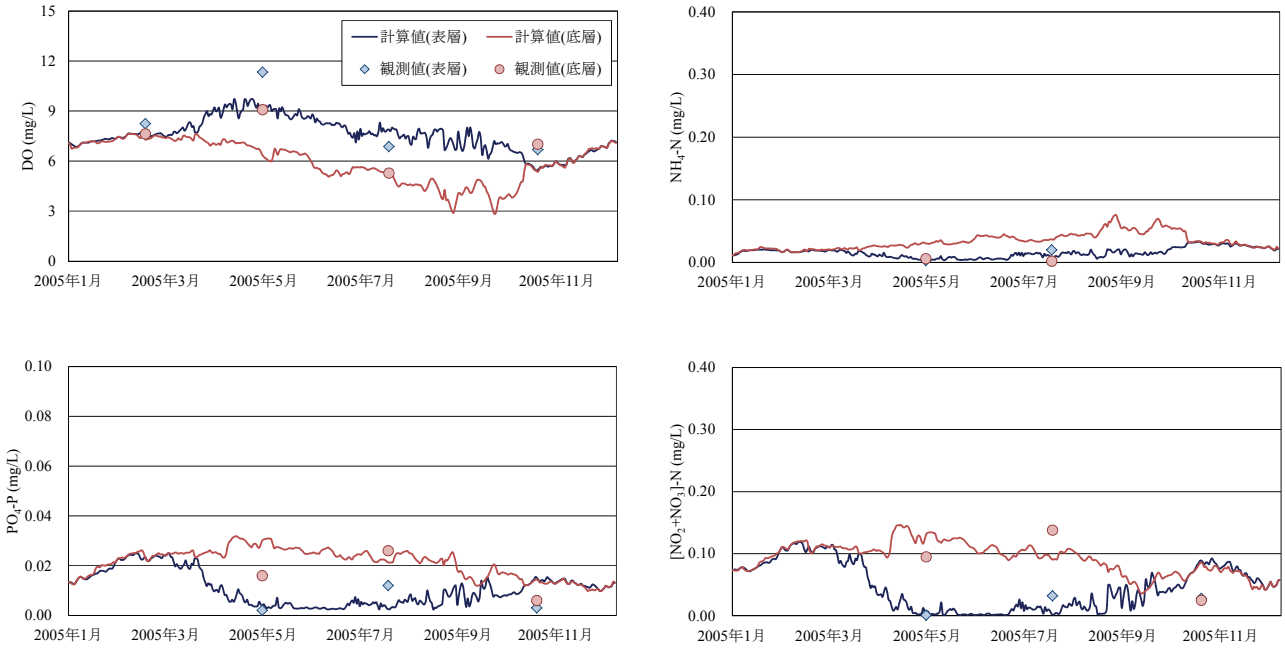


図-5.14(f)　水質濃度に関する計算値と観測値の比較（WS.8：紀伊水道中央部）

5.4　計算結果

5.4.1　流動・密度構造の季節変化

図-5.15～17 に各季節における塩分，水温，密度，残差流に関する水平分布および鉛直分布の計算結果を示す．いずれも各月後半の 15 日間の積分値であり，鉛直断面分布は**図-5.11** に示した V-line に沿った大阪湾奥部から陸棚端までの分布を示している．

大阪湾に注目すると，湾奥部では陸域からの淡水流入の影響により，年間を通じて成層化している．湾奥部に流入した河川水は表層を南下し，一部はそのまま東岸沿いに紀淡海峡に向かって東岸恒流帯を形成する一方で，残りは堺泉北港沖で北西に流向を変え，潮汐フロントに沿って神戸港方面へ流れている．淀川河口沖には水深 5m 付近に限って西宮沖環流が確認できるが，密度成層が発達しエスチュアリー循環の強い夏季には明瞭に現れているものの，その他の季節には流速が弱くなっている．

湾西部では沖ノ瀬環流が確認できるが，海底摩擦の影響を受けて，水深が深くなるにつれて流速は小さくなっている．循環流の大きさは季節によって変化しており，播磨灘側と太平洋側の両境界の平均潮位差の季節変動に応じて，夏季に大きく，冬季に小さくなる傾向がみられる．

また，紀淡海峡北部には潮汐残差流である友ヶ島反流の存在が既往研究 [15),16)]により指摘されているが，今回の計算結果では夏季の上層では友ヶ島反流は形成されておらず，大阪湾から紀伊水道へ向かう流れが生じている．夏季には領域全体において成層化しており，さらに 2005 年には太平洋側から低温の外洋水が進入したため，密度流による上層流出が卓越し，友ヶ島反流が打ち消されたものと考えられる．一方，水深 40m の残差流分布をみると，大阪湾南西部において強い北向きの補償流が生じており，紀淡海峡から明石海峡まで続いている．これは典型的なエスチュアリー循環であり，その残差流速は大きく，8 月には最大 20cm/sec 以上に達している．

紀伊水道では成層期と非成層期で流動構造が大きく異なっている．非成層期には全層において流速は小さく，明瞭な流れはみられない．一方，成層期には，大阪湾から紀淡海峡を通じて流出した内海水は表層を南西に向かって流れ，途中で鳴門海峡からの流出水と混合しながら，四国沿岸を等密度線に沿って南下している．また，紀伊半島側では北向きの流れがみられ，その一部は紀淡海峡へ向かってそのまま北上し，残りは四国沿岸の南流成分に取り込まれている．その結果，紀伊水道中央には反時計回りの循環が形成されている．この循環は 40m 以浅にみられ，水深が深くなるにつれて弱くなっている．

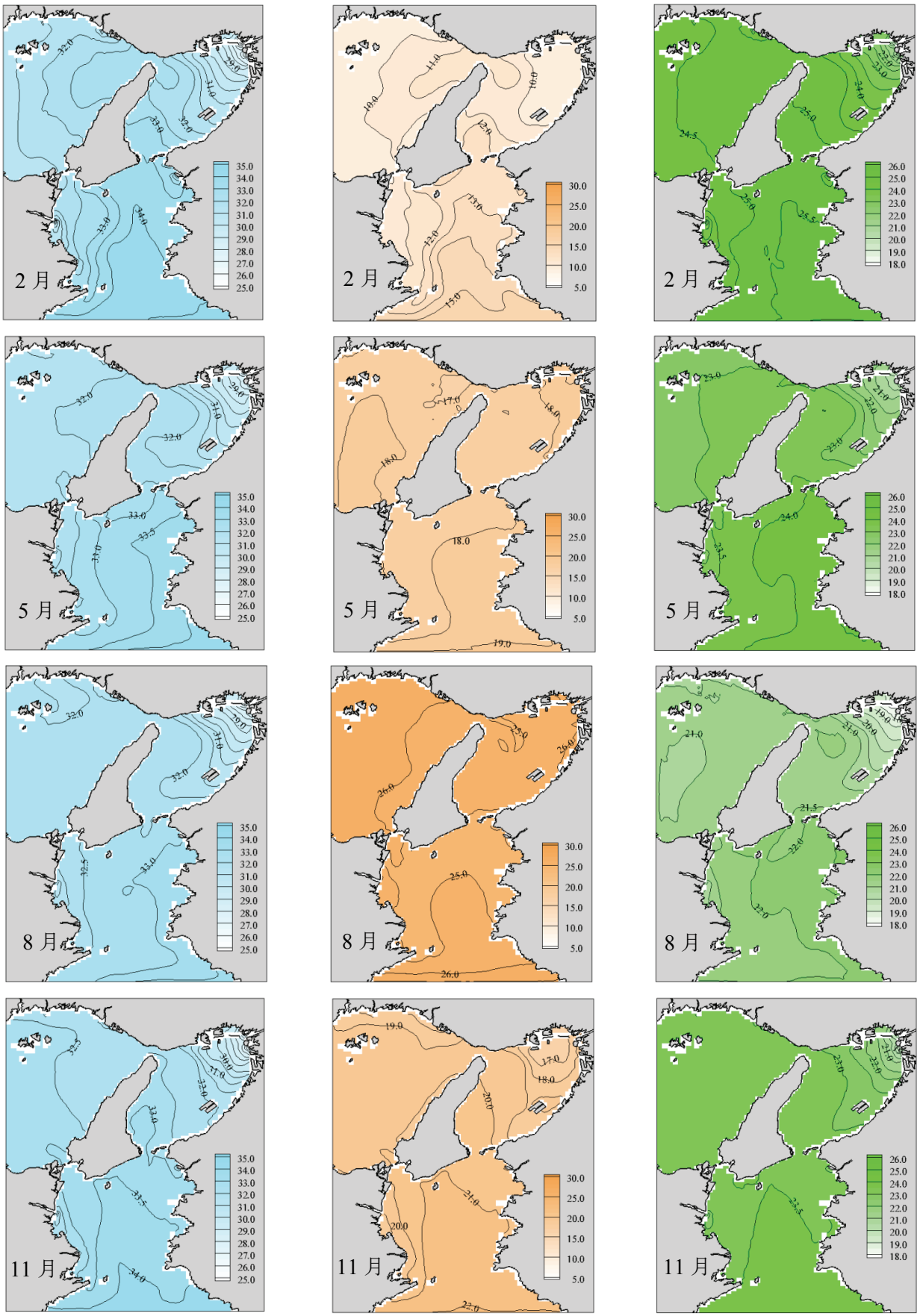


図-5.15(a)　各季における塩分（左），水温（中），密度（右）の 15 日間平均表層分布

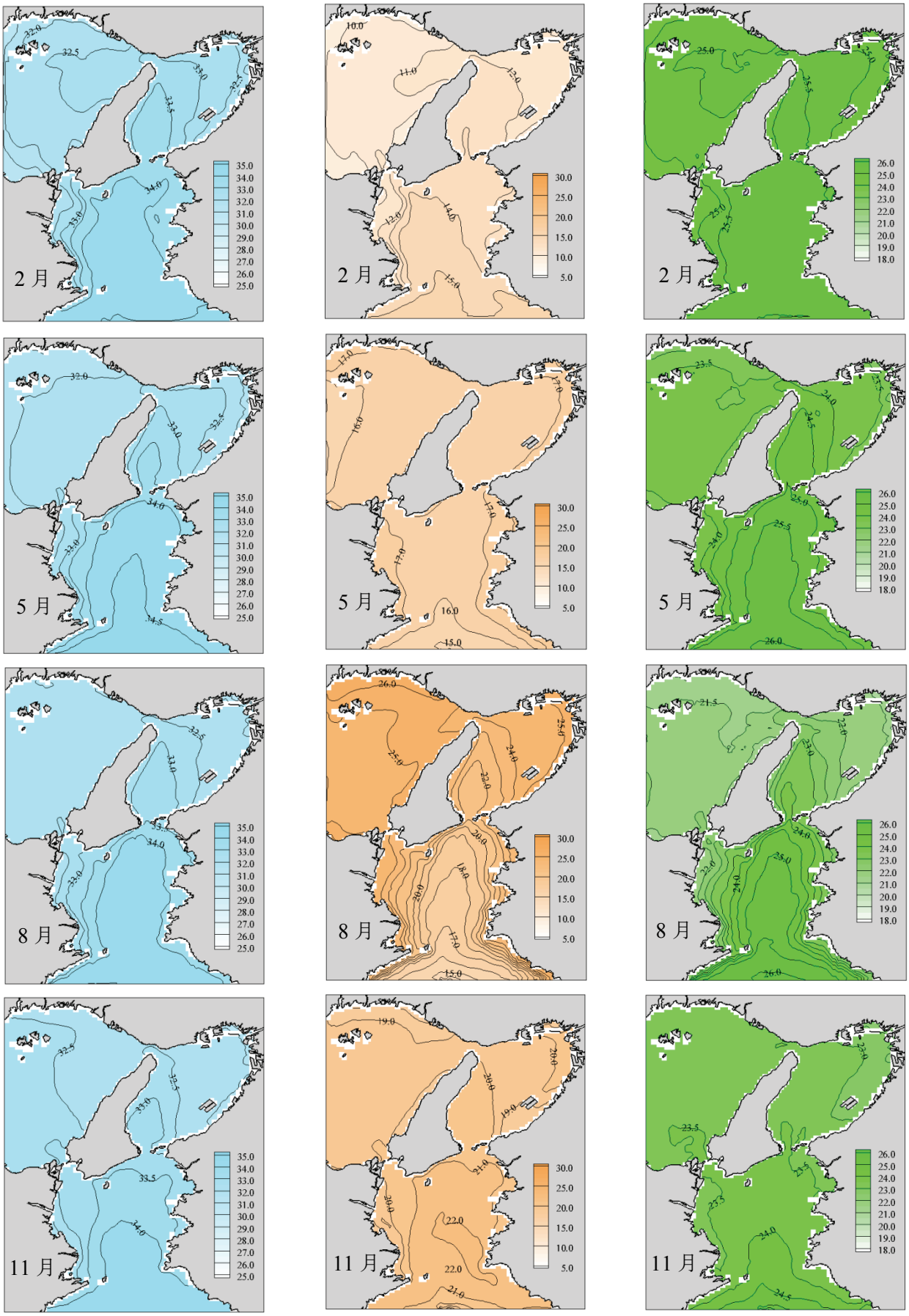


図-5.15(b)　各季における塩分（左），水温（中），密度（右）の 15 日間平均底層分布

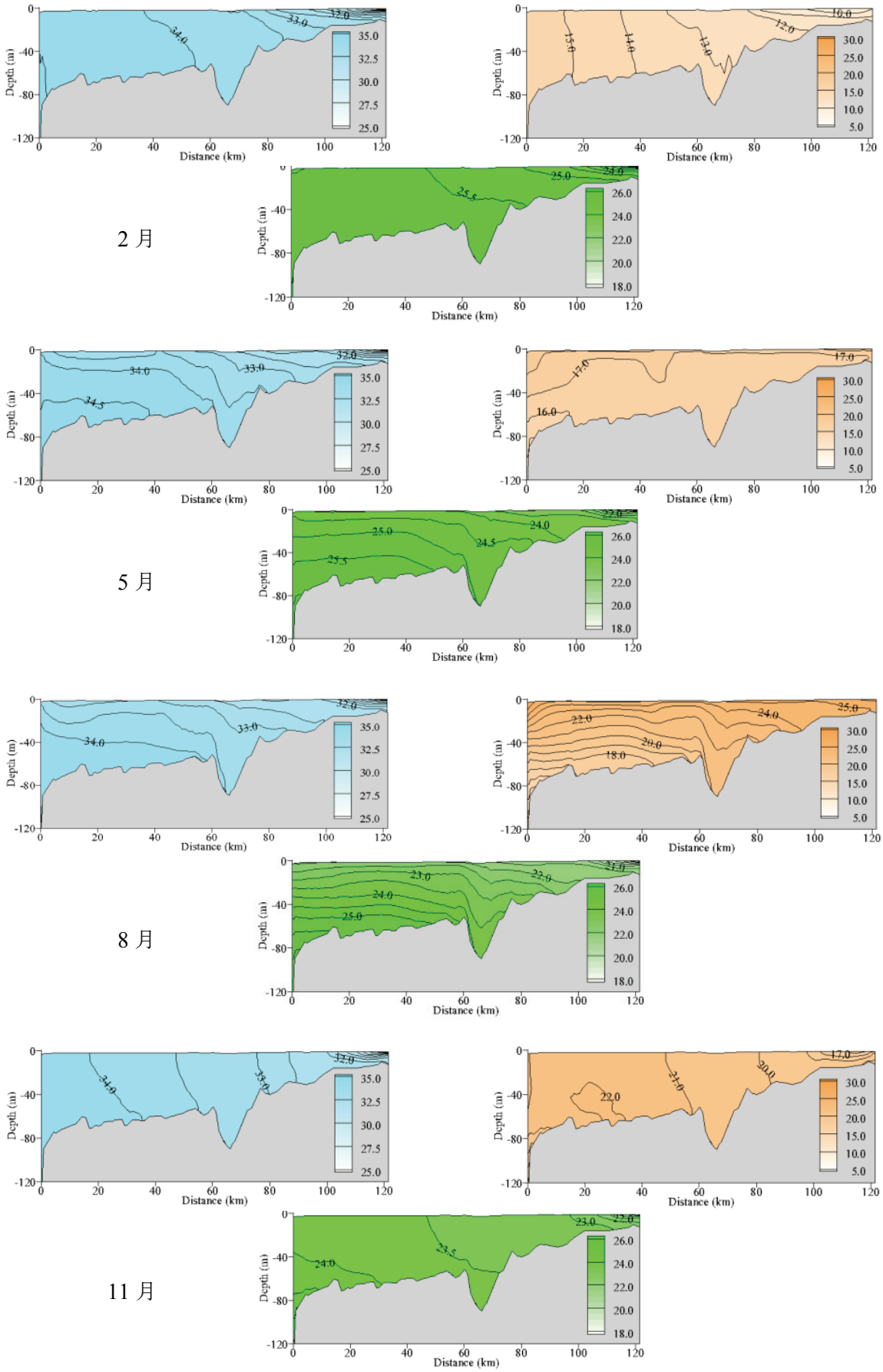


図-5.16　各季における塩分（左），水温（右），密度（中）の鉛直断面分布

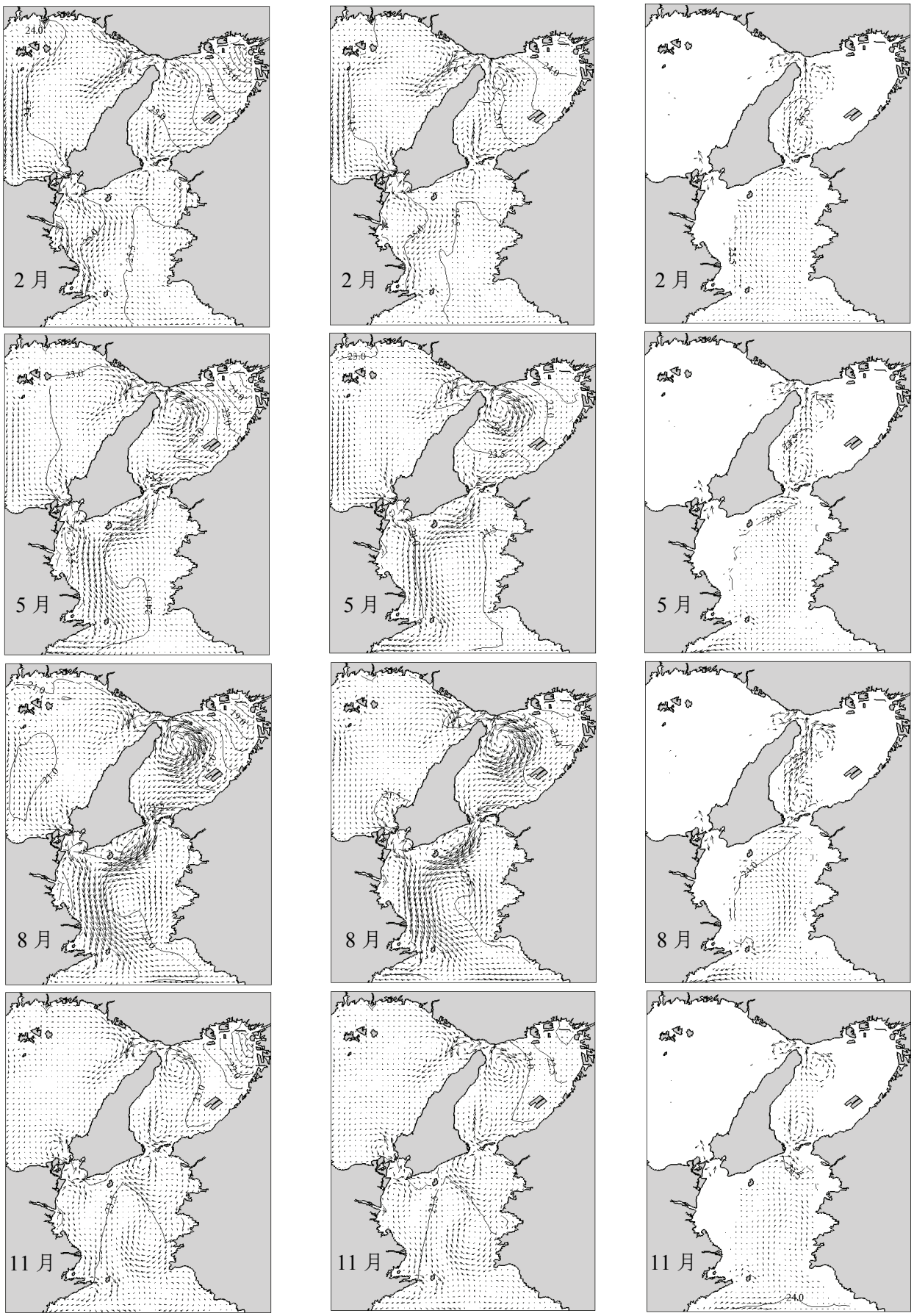


図-5.17　各季における 15 日間残差流分布（左：水深 1m，中：水深 5m，右：水深 40m）

5.4.2　紀淡海峡における流動・密度構造

紀淡海峡は大阪湾と紀伊水道をつなぐ幅 11km の海域であり，外洋から大阪湾への物質輸送を把握する上で，紀淡海峡における流動・密度構造を把握することは重要である．**図-5.18** に示すように，海峡には二つの島と三つの瀬戸があり，その海底地形は複雑な形状を呈している．各瀬戸の断面積比は由良瀬戸が 90%，加太瀬戸が 8%，中ノ瀬戸が 2%であり，由良瀬戸の最大水深は約 150m と急峻な地形をしている．

紀淡海峡における各月後半の 15 日間における密度，水温，塩分，残差流の平均断面分布を**図-5.19** に示す．上向き，下向きのベクトルはそれぞれ北流，南流成分を示している．残差流分布をみると，海峡東部の浅海部では年間を通して常に西向きの流れが卓越している一方で，海峡西部では季節によって大きく変化している．2 月には鉛直方向の密度差は 0.4 以下とほぼ一様化しており，残差流速は全層で 10cm/sec 以下と小さい．しかし，5 月には上下層間の密度差が大きくなるとともに，上層で大阪湾から紀伊水道への流出，下層では流入の流れといった密度流構造が形成されている．このとき上下層間の水温差はほとんどなく，密度流の発生は表層への低塩分水の流入によるものである．ただし，**図-5.4** に示したように 1～6 月には大阪湾に流入する河川の流量変動は小さかったため，紀淡海峡表層への低塩分水の流入は河川出水による短期的な影響ではない．一方，大阪湾では 3 月末までは下層よりも上層のほうが低温であるが，気温の上昇に伴って 4 月上旬には上下層間で水温の逆転が生じている．そのため，5 月には上下層間の密度差拡大とともにエスチュアリー循環が強くなり，湾奥部から流入した低塩分水が紀淡海峡にまで達している．すなわち，紀淡海峡周辺で春季にみられる密度流の発生は，季節的な気温の上昇に起因していると考えられる．

その後，夏季に向かうにつれて密度差はさらに拡大し，密度流は徐々に発達している．8 月には上下層間の密度差は 2.0 以上にも達し，残差流速は上層で 40cm/sec，下層で 25cm/sec と非常に大きくなっている．また，紀伊水道および紀淡海峡の底層には低温，高塩分の太平洋亜表層水が流入することで密度成層がさらに強化されている．西田ら [17]は 2005 年 8 月 10 日に紀淡海峡において現地観測を実施し，**図-5.18** に示した観測断面に沿って一潮汐間にわたって流速や塩分，水温の計測を行い，**図-5.20** に示すような残差流および平均密度の鉛直断面分布を明らかにしている．今回数値計算によ

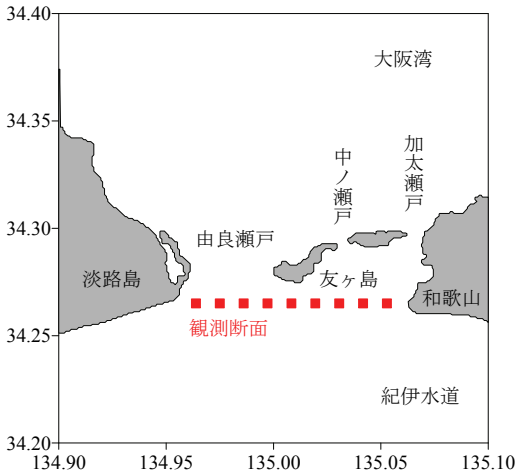


図-5.18　紀淡海峡周辺の地形

って得られた 8 月の残差流および密度の断面分布は観測結果と非常によく類似しており，観測された流動構造が数値計算によって力学的にも密度流として説明できることが示された．密度流はその後水温の低下とともに弱化し，11 月には再び鉛直一様な分布を示している．

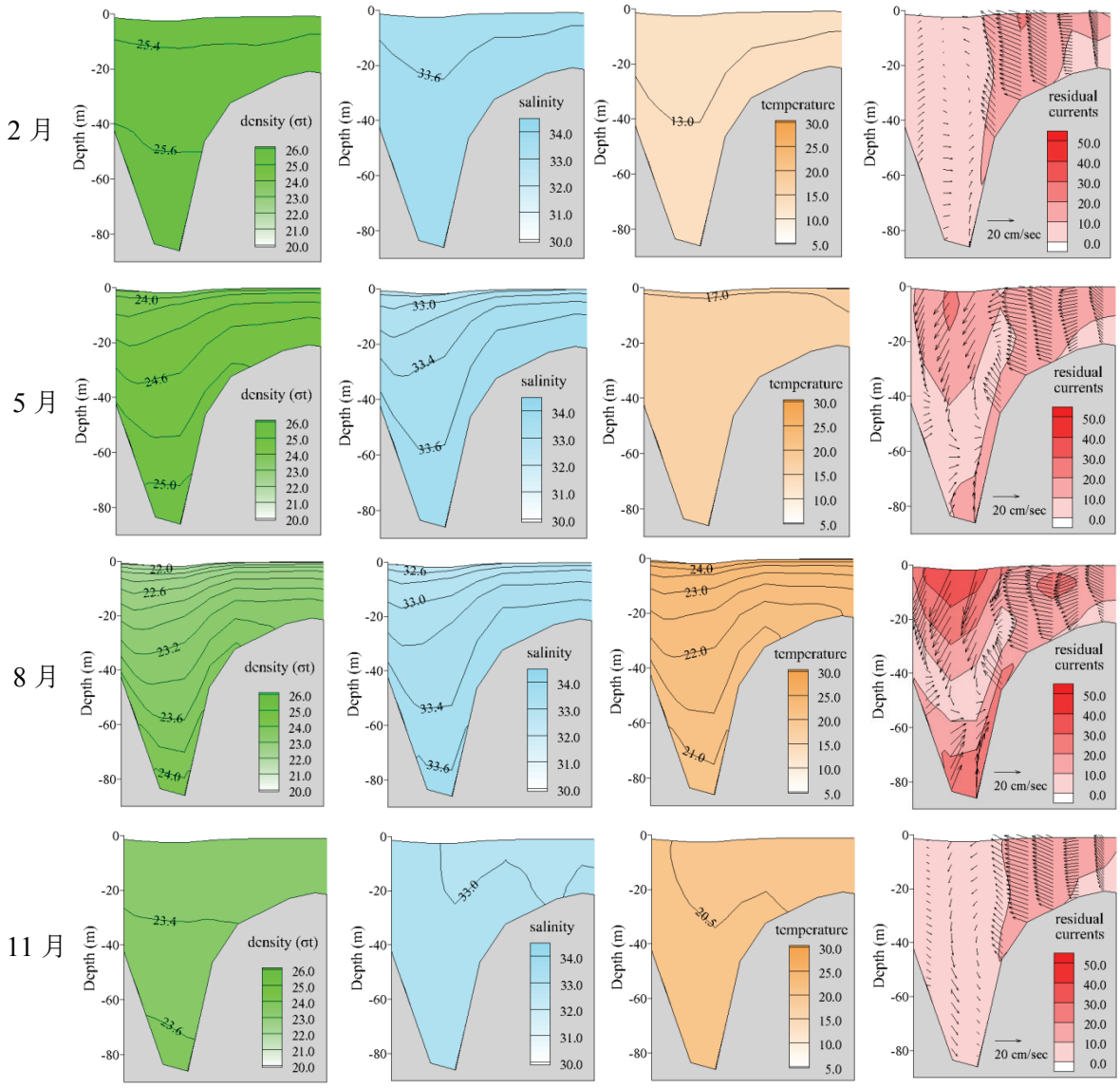


図-5.19　紀淡海峡における各季の鉛直断面分布（左から，密度，塩分，水温，残差流）

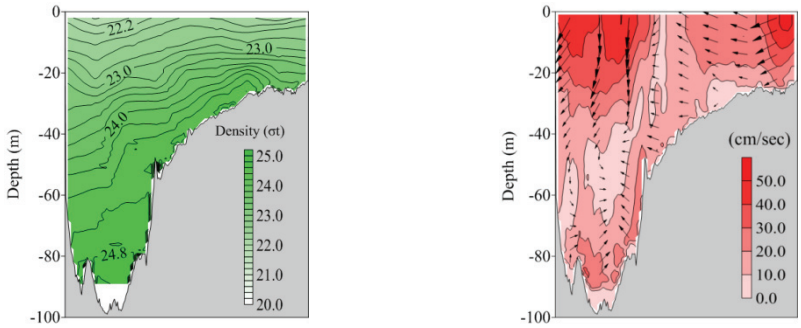


図-5.20　紀淡海峡における密度と残差流の観測結果（2005 年 8 月 10 日における一潮汐平均）

5.4.3　水質構造の季節変化

各季における月平均水質について，表層・底層分布と V-line に沿った鉛直断面分布を**図-5.21～22**に示す.

大阪湾東部表層では年間を通して高 Chl.-a，低栄養塩を示し，季節に依らず一次生産が活発に生じていることが窺える．特に，夏季には大阪湾奥部を除いて栄養塩はほぼ枯渇している．湾奥部沿岸では陸域からの汚濁負荷の影響を受けて栄養塩濃度は高い値を示しているが，河口沖において急激に低下していることから，陸域起源の栄養塩は海域においては速やかに一次生産に利用され，粒子態化することで下層へ沈降していると推察される.

大阪湾東部の底層では，夏季を中心に DO 濃度が低く，PO_4-P 濃度および NH_4-N 濃度の高い水塊が沿岸に分布しており，底質による酸素消費と栄養塩溶出の影響がみられる．8 月には沿岸部において DO 濃度が 3mg/L 以下の貧酸素水塊が発生しており，生物の生息環境として劣悪な状態に陥っている. 2 月の分布をみると, 冬季にも拘わらず底質の影響がみられる. 冬季には水温や泥温が低下し，有機物の分解や栄養塩の生成が抑えられるために，底質による酸素消費や栄養塩の溶出の影響は小さくなると考えられる．この点において，今回得られた計算結果は，冬季における底質から水中への物質フラックスを過大評価している可能性も否定できないが，現状では十分な観測データがないため，今後詳細な検証が必要と考える.

鉛直分布をみると，5 月には高栄養塩の太平洋亜表層水が紀伊水道に進入し，大阪湾南西部にまで達している様子がみてとれる．太平洋亜表層水の底層進入は密度流現象によるものであるため，紀伊水道において密度成層が形成されると同時に進入が始まっている. 2005 年には 4 月 10 日頃に陸棚へ湧昇し始め，4 月 20 日には紀淡海峡に達し，その後，太平洋亜表層水は紀伊水道底層に安定して分布していた．8 月中旬に黒潮は離岸流路から接岸流路に移行したが，その後も約半月にわたって太平洋亜表層水は紀伊水道内に残存し，9 月初旬になって高温・低栄養塩の黒潮表層水が陸棚に流入する様子がみられた.

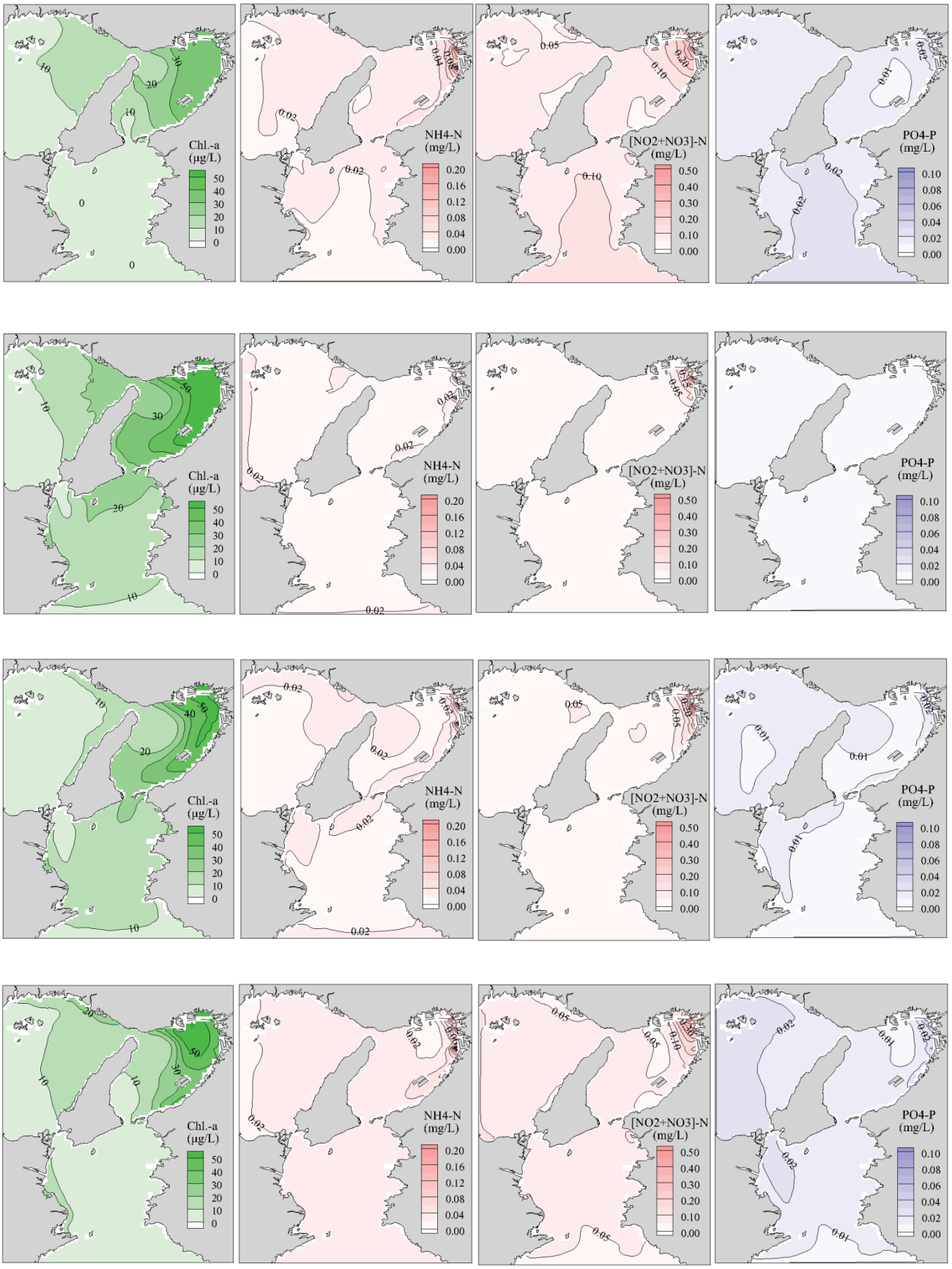


図-5.21(a)　月平均水質の表層分布（上から，2 月，5 月，8 月，11 月）

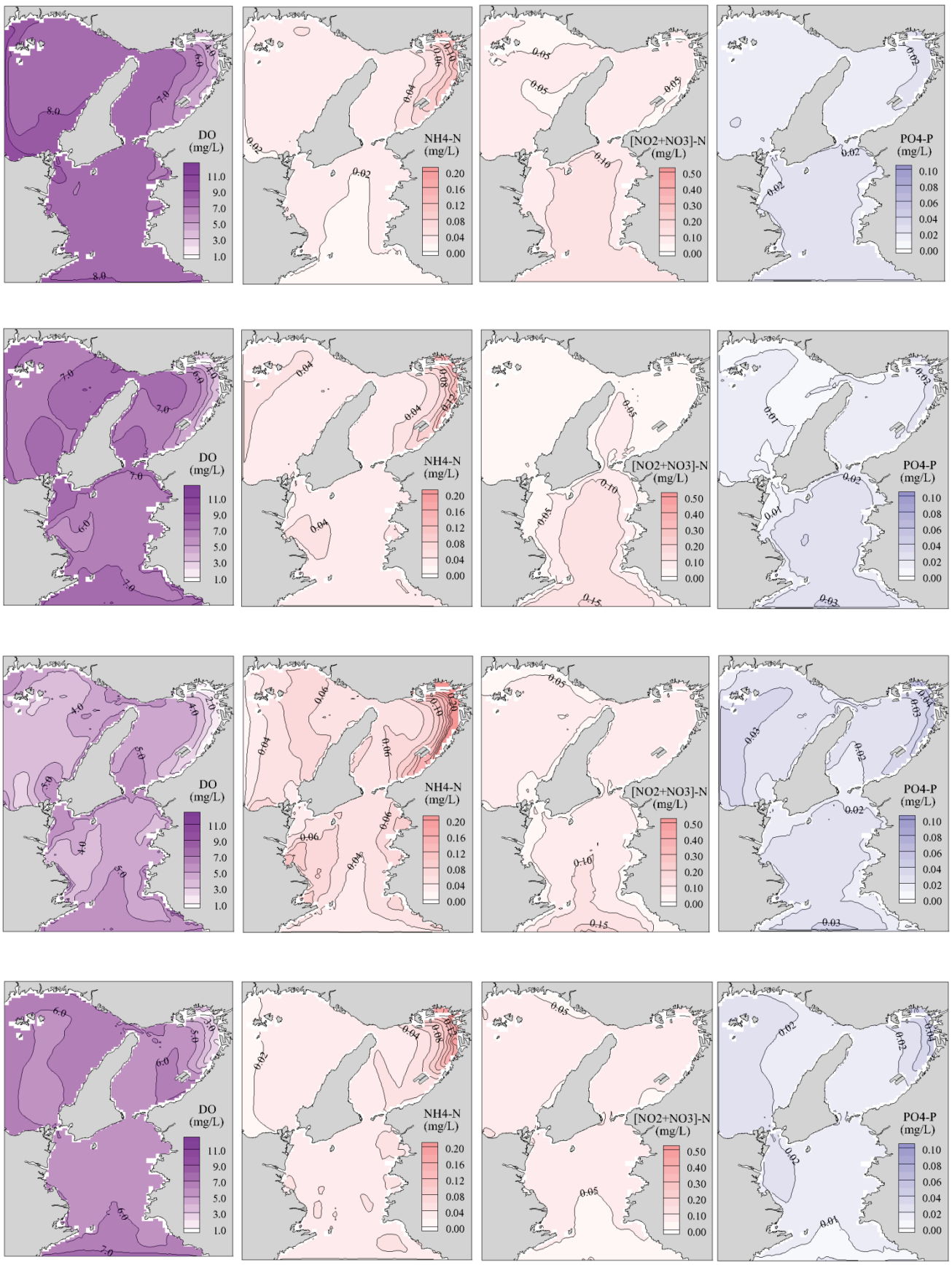


図-5.21(b)　月平均水質の底層分布（上から，2 月，5 月，8 月，11 月）

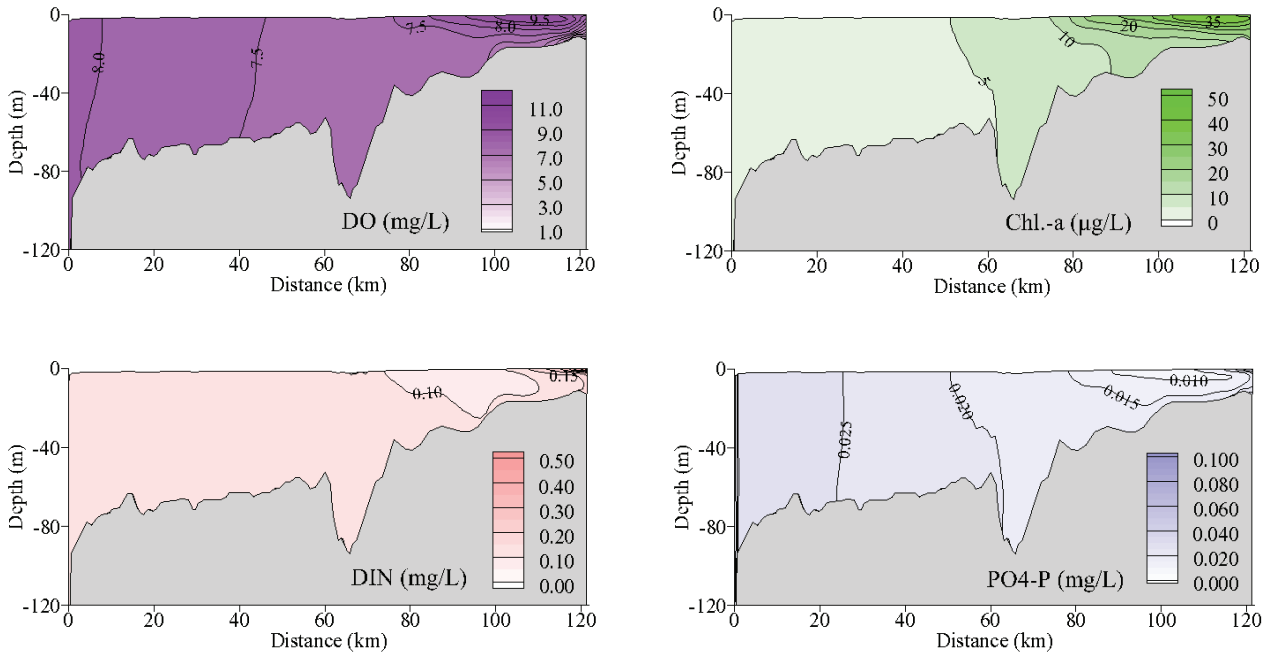


図-5.22(a)　月平均水質の鉛直断面分布（2 月）

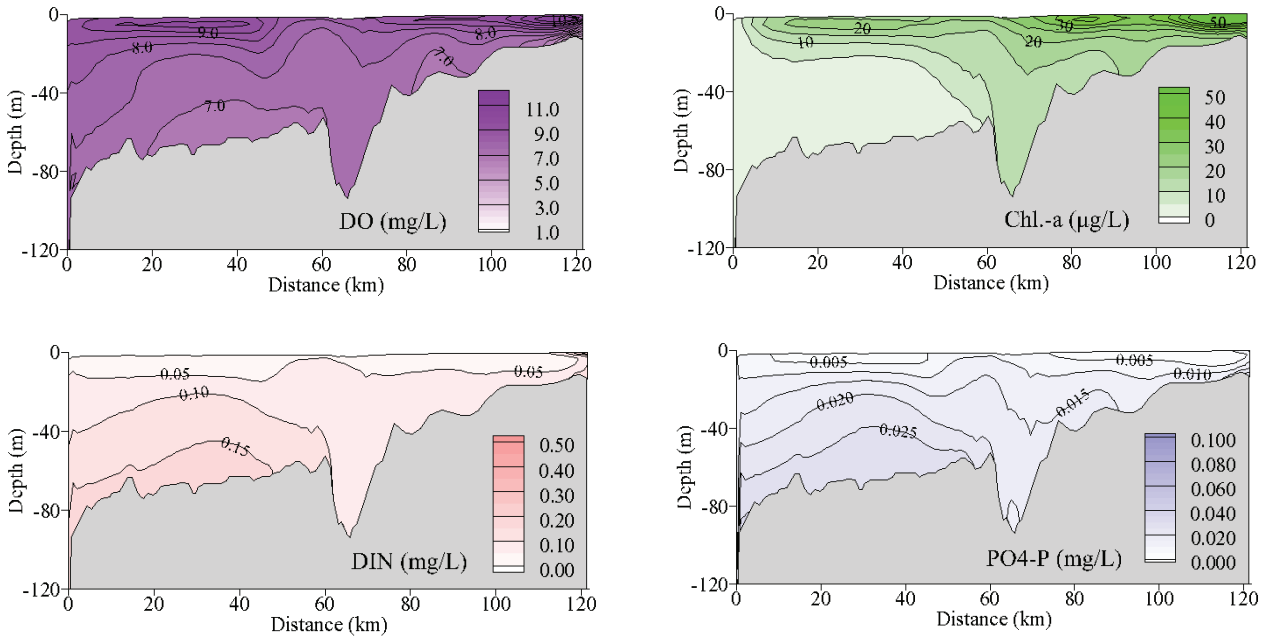


図-5.22(b)　月平均水質の鉛直断面分布（5 月）

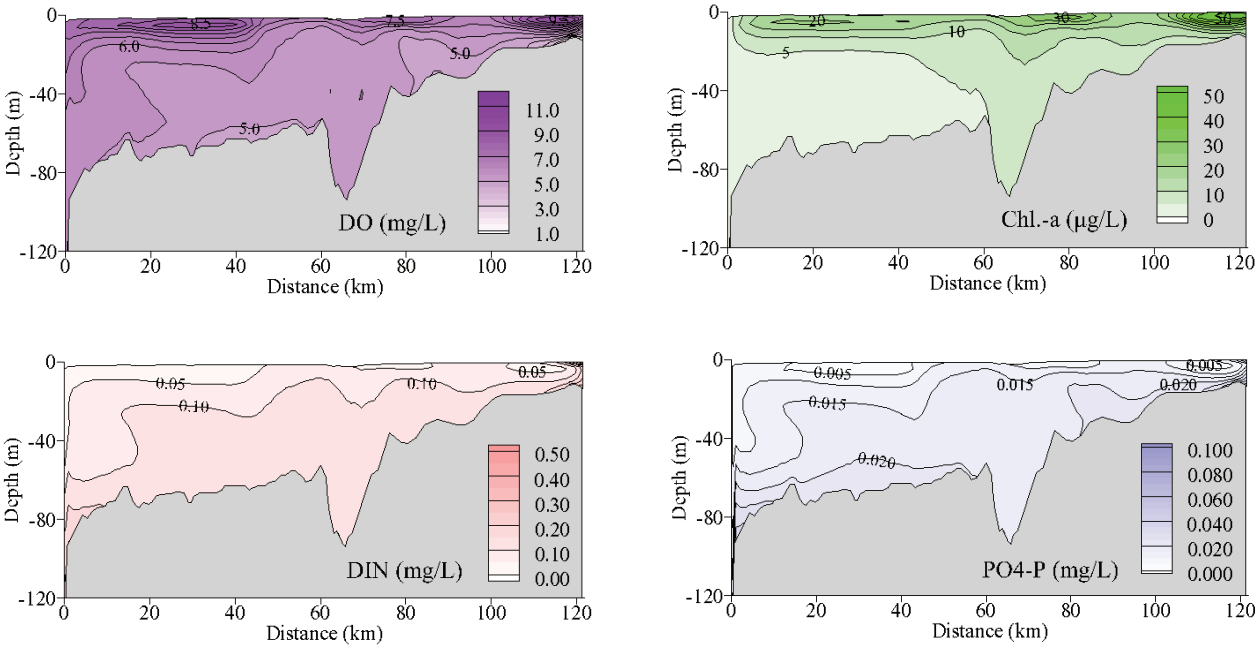


図-5.22(c)　月平均水質の鉛直断面分布（8 月）

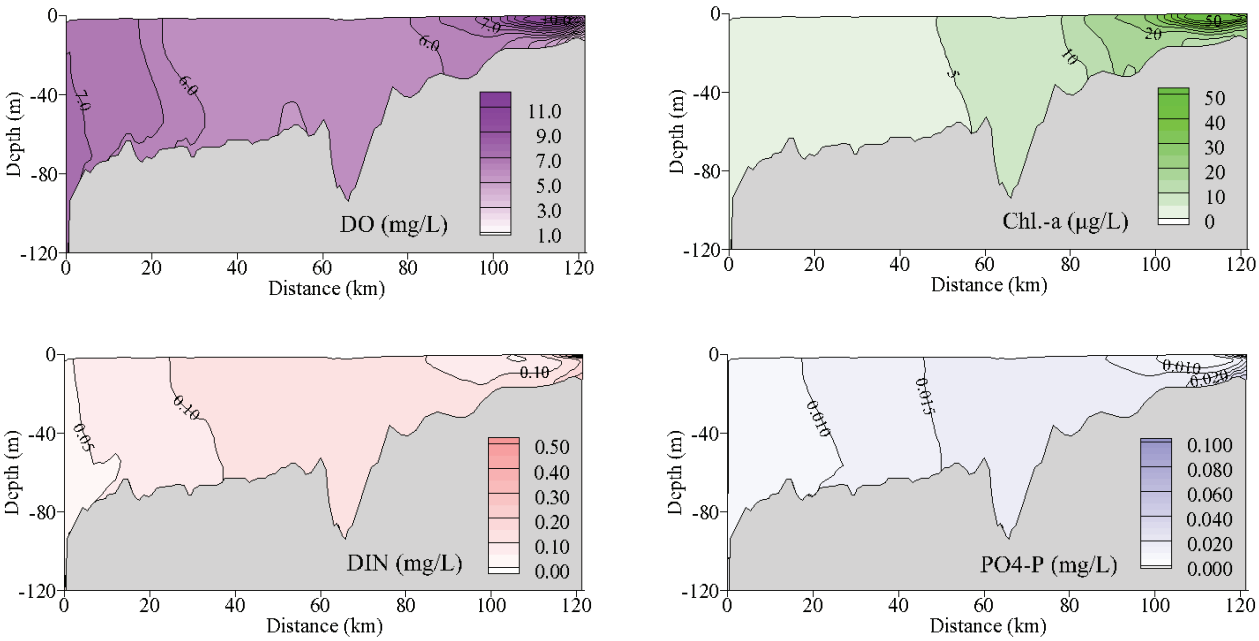


図-5.22(d)　月平均水質の鉛直断面分布（11 月）

5.5　大阪湾における水・物質の収支と循環

5.5.1　流量収支

ここでは，大阪湾におけるリン，窒素の収支と循環を把握するための基礎情報として，各月の水収支について流動計算結果を基に検討する．まず，大阪湾へ流入する陸水と雨水について，2005 年の各月における流入流量を**図-5.23** に示す. 雨水流入量は湾周辺に立地する測候所における平均降水量に，湾面積 1,447km^2 を乗じることにより求めた．陸水流入量は 7 月と 9 月に多く，年間総流入量は 10.1×10^9m^3/year，年平均流入量は 321m^3/sec であった．陸水流入量を大阪湾の湾容積 44.0×10^9m^3 で除すると，陸水の平均滞留時間は 81.7 日間となる．一方，雨水の年間総流入量は 1.41×10^9m^3/year であり，1 年間の総流量でみると陸水流入量の約 14%に相当する．海面からの蒸発量については，推定方法によって見積もりに大きな開きがあるものの，例えば，沖[17]は海洋では約 1,210mm/year との推算値を示している．この値を大阪湾に適用すると，湾全体での蒸発量は 1.75×10^9m^3/year と推算され，降水量と概ね等しいオーダーであることがわかる．ただし，蒸発量の推定値には既往研究においても大きな開きがあり，例えば大阪湾における年間蒸発量を石崎ら[18]は 1,920mm/year と算定したのに対し，速水・宇野木[19]は 1,410mm/year との見積もりを示しており，また近藤[20]は琵琶湖における蒸発量を 754mm/year と報告している．

次に，**図-5.24** に両海峡部における断面通過流量について，各月の平均値を示す．ここでは，大阪湾への流入量と流出量をそれぞれ分けて算出し，その合計から正味の流入出量（収支）を求めた．

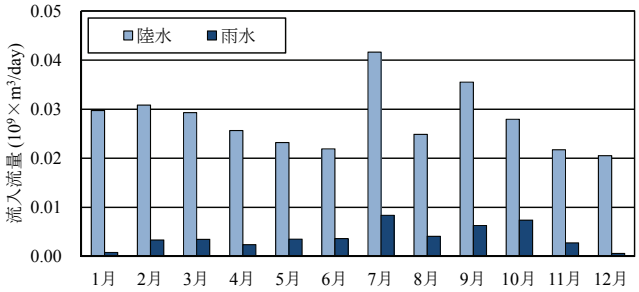
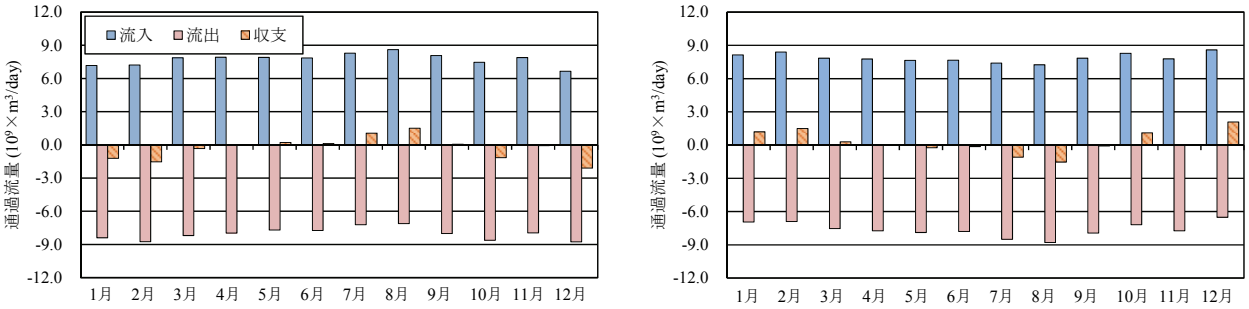


図-5.23　陸水および雨水の流入量の月変動



(a) 明石海峡　　(b) 紀淡海峡

図-5.24　海峡部における断面通過流量の月変動

陸水流入量に比べて，1～2 桁大きい水量が海峡部を通じて交換されている．**図-5.25** に播磨灘側と太平洋側の開境界間の平均潮位差（25 時間移動平均値）の年間変動を示す．2005 年は 12 月を除けば，紀伊水道側境界よりも播磨灘側境界のほうが平均潮位は高く，潮位差による順圧勾配のみを考えれば，播磨灘から紀伊水道へ向かう流れが卓越すると考えられる．しかし，**図-5.24** の収支に注目すると，計算結果では年間を通じて紀淡海峡では紀伊水道から大阪湾へ，明石海峡では大阪湾から播磨灘へ海水は輸送されており，吹送流や密度流による輸送量が大きく影響していると考えられる．夏季には開境界間の水位差が大きくなるに伴って，紀淡海峡において大阪湾からの流出量が増加している．

5.5.2　大阪湾へのリン，窒素負荷特性

次に，水質計算結果を基に，各栄養塩供給機構による大阪湾へのリン，窒素負荷特性について考察する．

a) 陸域負荷

大阪湾に流入する陸域負荷の月変化を**図-5.26** に示す．2005 年における T-P，T-N の年間総負荷量はそれぞれ 2,430ton/year（＝6.66ton/day），38,200ton/year（＝105ton/day）であった．そのうち 68%および 80%を溶存無機態成分が占め，残りは有機態成分または懸濁無機態成分として負荷されている．月変動には降水量だけでなく，主要河川の水質の季節変動や出水時負荷特性が反映されており，2005 年は大規模な出水が起きた 7 月に最も大きな負荷が生じていた．

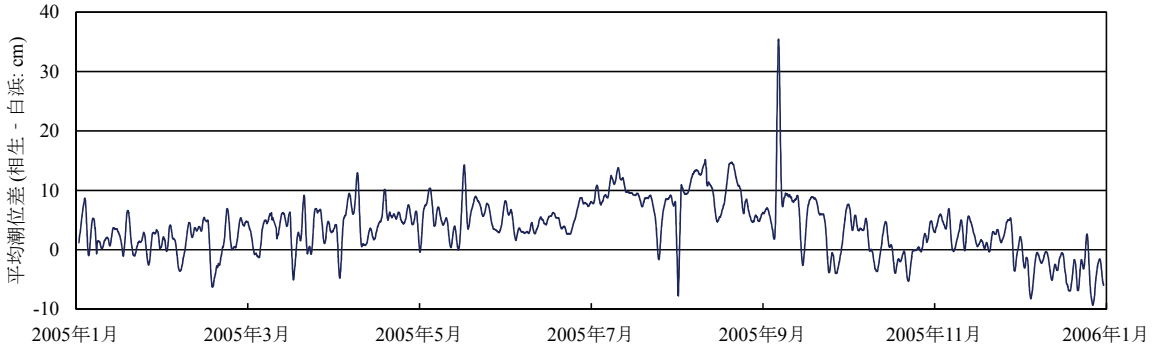


図-5.25　開境界間における平均潮位差の年間変動

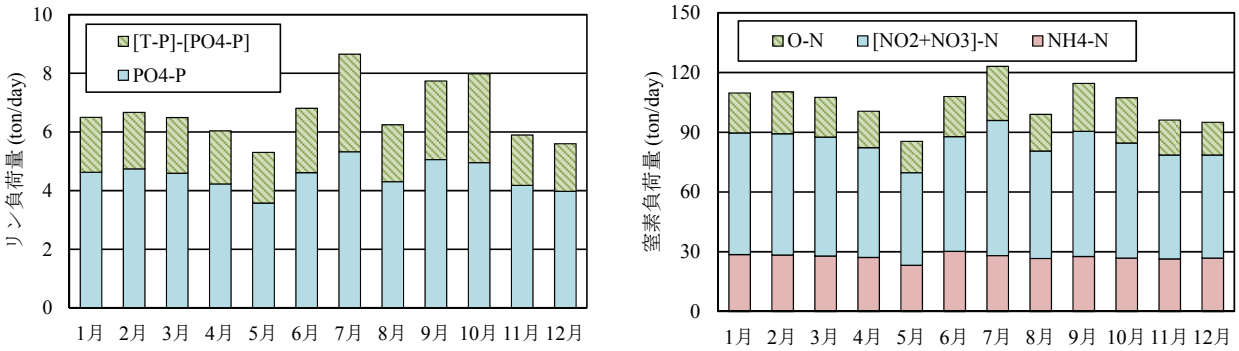


図-5.26　陸域負荷量の月変動

b) 大気負荷

図-5.27 に降水負荷の月変動を示す. 負荷量の算定にあたっては水質濃度に年間平均値を一律に与えているため，その変動は降水量に依存し，夏季に多く冬季に少なく現れている．ただし，降水によるリン，窒素の負荷量はその他からの負荷に比べて数オーダー小さく，湾内の栄養塩収支に及ぼす影響は小さい.

c) 海峡部における栄養塩の流出入

明石海峡，紀淡海峡における T-P，T-N の断面輸送量の月変化を**図-5.28** に示す．大阪湾への流入を正値，流出を負値で示している．両海峡においてリ T-P，T-N ともに，冬季には大阪湾へ流入，夏季には流出しており，流量収支とは異なる傾向を示している．これは陸域負荷が集中するとともに底質からの溶出量が大きい大阪湾と，播磨灘や紀伊水道では水質濃度が大きく異なるためであり，海峡部を通じた物質輸送量は水量だけでなく水質にも大きく依存していることがわかる．また，両海峡ともに輸送量は月ごとに大きく変動している．特に，紀淡海峡では明石海峡に比べて数倍のリン，窒素が輸送されているとともに，夏季や冬季には陸域負荷を大きく上回る量が輸送されている.

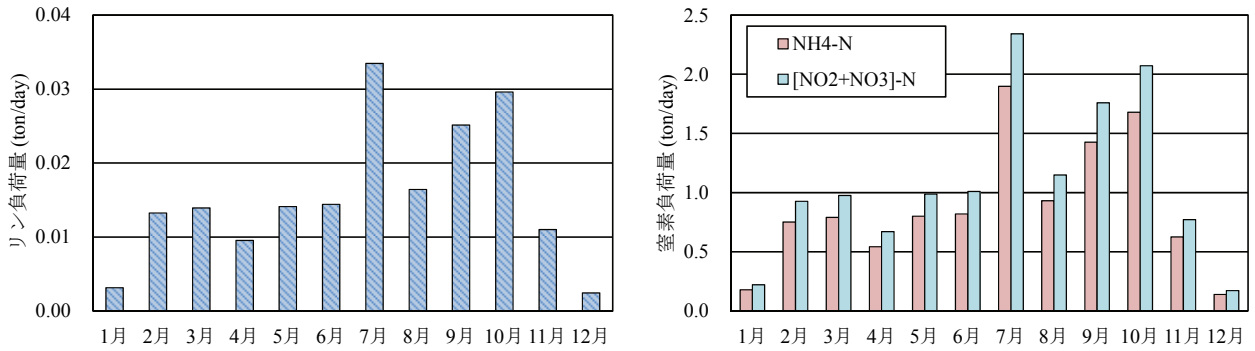


図-5.27　降水負荷量の月変動

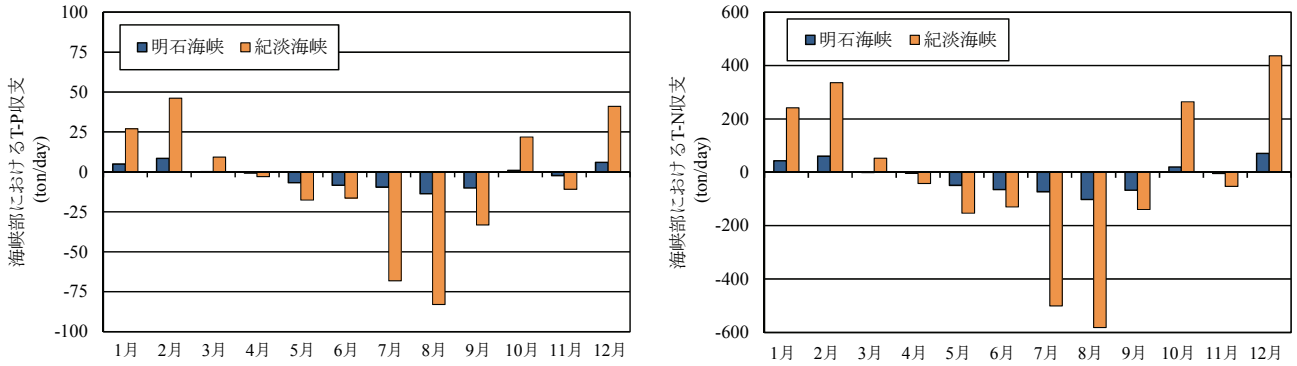
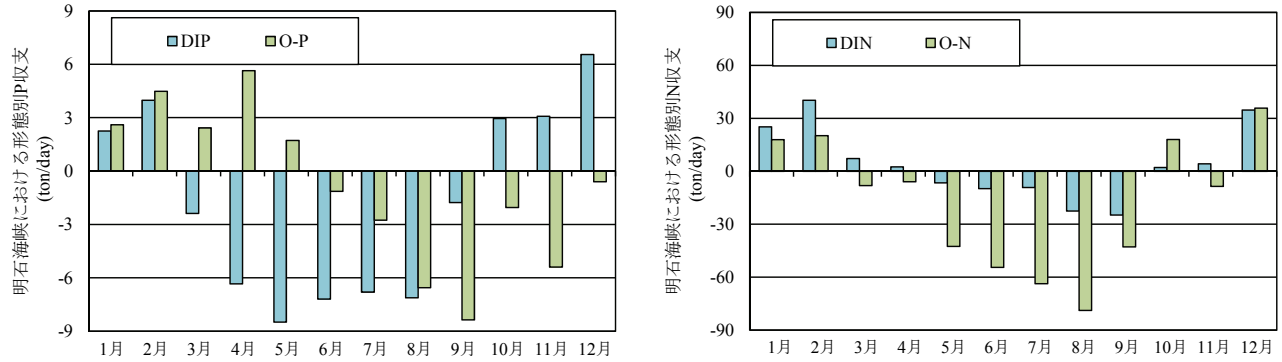
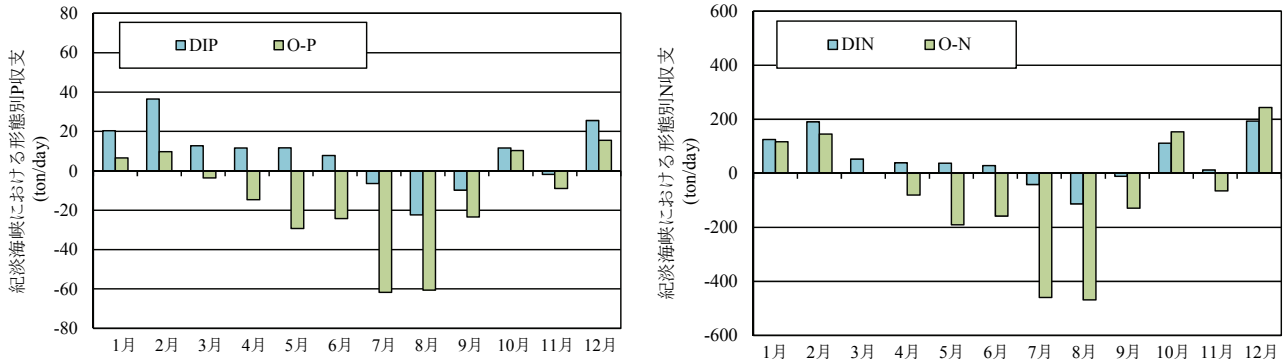


図-5.28　海峡部における T-P，T-N の断面収支の月変動



a) 明石海峡



b) 紀淡海峡

図-5.29　海峡部における形態別リン，窒素の断面収支の月変動

図-5.29 に各海峡における形態別窒素，リンの輸送量を示す．紀淡海峡では窒素，リンは似た月変動を示しており，無機態成分が流入し，有機態成分が流出する傾向がみられる．一方，明石海峡では，窒素については紀淡海峡でみられる月変動と類似した傾向を示しているが，リンについては特徴的な変動パターンを有しており，大阪湾内のリン動態の影響を強く受けていると考えられる．

d) 底泥負荷

大阪湾全体における水-底質間のリン，窒素収支の月変化を**図-5.30** に，各素過程に伴うリン，窒素の輸送量の月変化を**図-5.31** に示す．ここでは底質から水中への輸送量を正値，水中から底質への輸送量を負値で示している．また，NO_3-N 輸送量とは，底質内の脱窒過程に伴って直上水中から底質へ輸送される NO_3-N 量のことを示している．まず，リンの収支についてみると，年間を通して PO_4-P 溶出量が POP 堆積量を上回り，底泥から水中へリンが供給されている．その変動は水温に依存し，3 月に最も少なく，9 月に最も多くなっている．一方，窒素については夏季には底泥から水中への負荷が卓越しているが，冬季には収支は逆転し，底質への堆積量が上回っている．ただし，リン，窒素ともに無機態成分の流入量は陸域負荷量に匹敵，もしくは上回っており，大阪湾の一次生産に大きな影響を及ぼしていると考えられる．水 - 底質間のリン，窒素の年間収支の空間分布を**図-5.32** に示す．リン，窒素ともに，全域で底質から水中への供給が卓越しており，大阪湾東部沿岸で特に

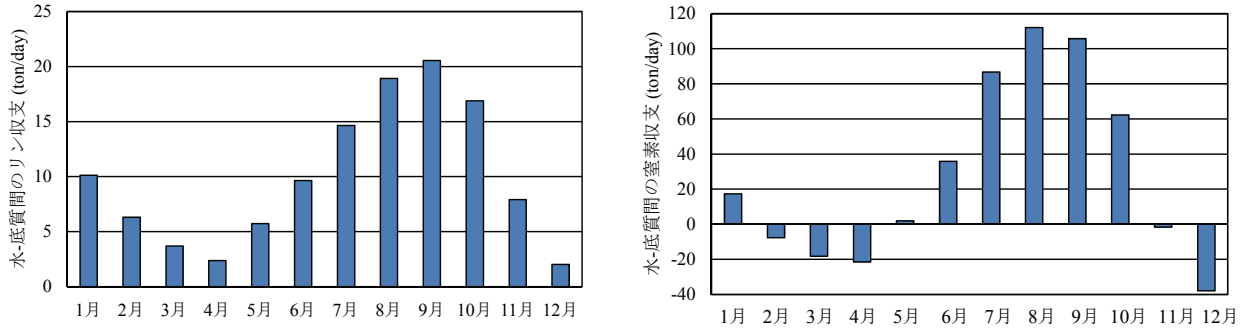


図-5.30　大阪湾全体における水 - 底質間のリン・窒素収支の月変動

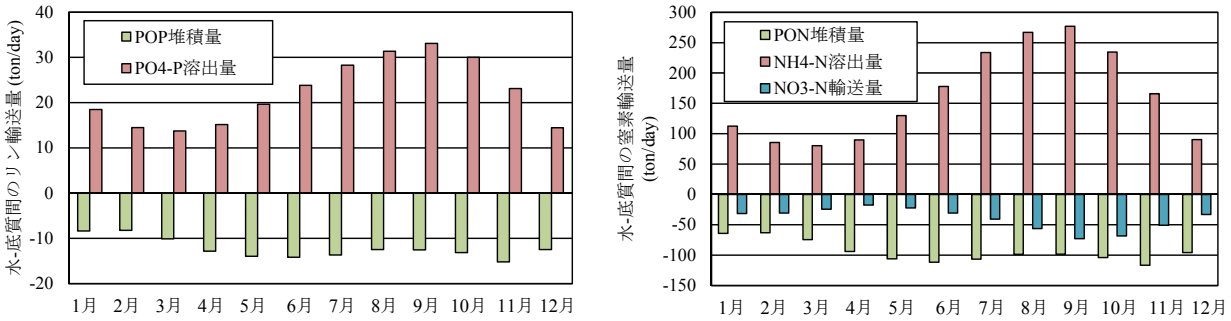


図-5.31　水 - 底質間のリン，窒素の各輸送量の月変動

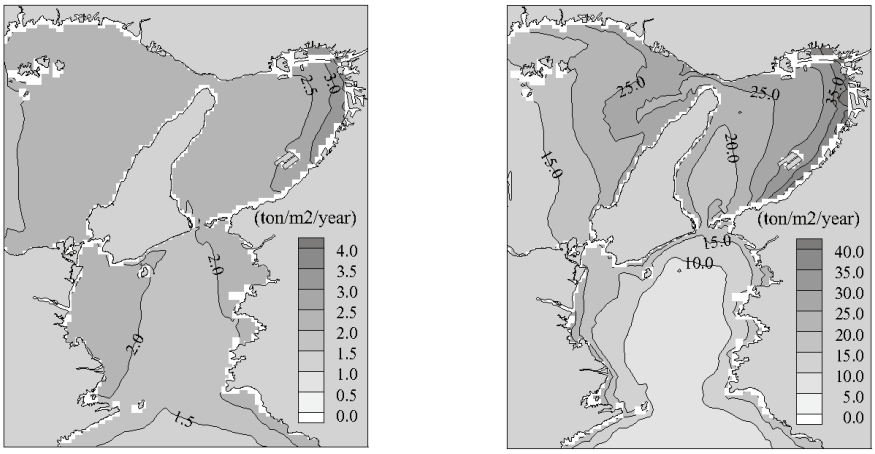


図-5.32　水 - 底質間における年間収支の空間分布（左：リン，右：窒素）

大きな値を示している．これは，陸域負荷からの有機物の供給が集中していることに加え，水深が浅いことや停滞性の強いことが影響していると考えられる．

西田ら[22]は 2005 年 9 月 19～21 日に，**図-5.33** に示す大阪湾北部港湾付近に位置する C1～C4 の 4 地点において沈降物と底質の性状に関する調査を実施し，水 - 底質間の物質収支を算定している．実験値と計算値の比較を**表-5.2** に示す．いずれの指標に関しても実験値よりも計算値のほうが大きく，およそ一桁高い値を示している．また，地点間の相対的な傾向も異なっており，実験値と観測値は一致していない．

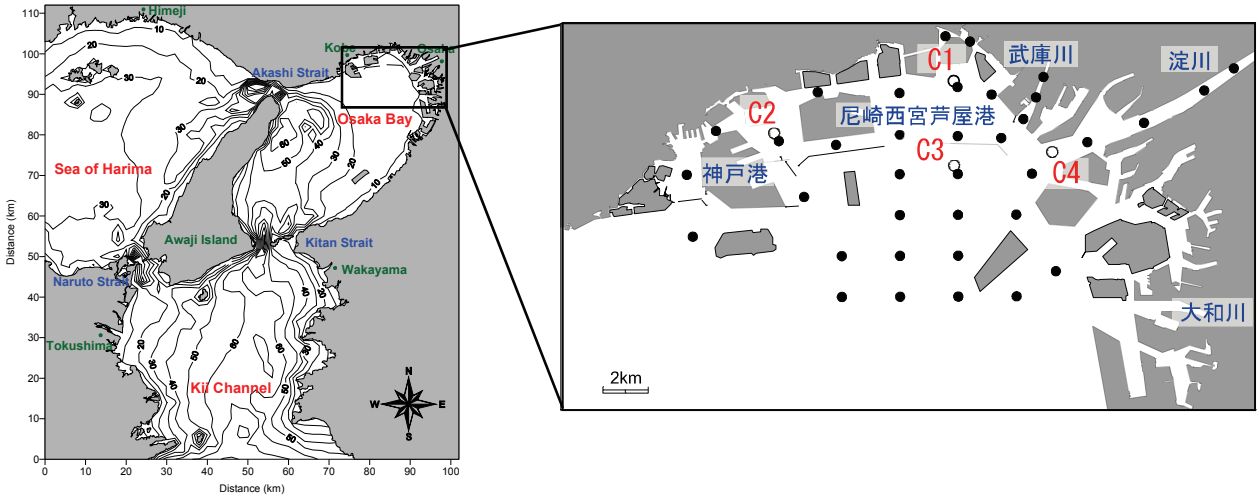


図-5.33　現地調査地点

表-5.2　水 - 底質間のリン，窒素の各輸送量の月変化

(mg/m^2/day)

		C1	C2	C3	C4
N堆積速度	実験値	22.7	8.8	43.7	12.7
	計算値	108.3	91.1	69.9	96.5
I-N溶出速度	実験値	20.5	23.8	21.2	28.3
	計算値	232.7	206.7	175.8	231.3
P堆積速度	実験値	4.2	5.1	8.3	6.4
	計算値	13.4	11.3	8.8	12.0
I-P溶出速度	実験値	3.5	1.7	6.5	12.7
	計算値	33.0	30.4	28.2	34.7

現地実験では鉛直方向に数点設置された沈降物サンプラーにより捕集された懸濁物質の性状を分析することで堆積フラックスを求めている．しかし，底層における捕集物は底質の巻き上がりによる影響を受けている可能性も否定できず，さらに捕集期間が 48 時間と短いためにその算定精度については十分な検証はなされていない．また，底質の性状実験においては，現地で採取した不攪乱柱状コアを 48 時間にわたり培養し，直上水の濃度変化から溶出フラックスを測定しているが，実海域では栄養塩溶出量は直上水と底質間隙水の濃度勾配に依存しており，室内実験から得られた溶出フラックスは過小評価されていると考えられる．一方，数値計算では底層水質をよく再現するように各種パラメータをチューニングしているが，観測データは各季に一回の頻度でしかなく，底質に含有される有機物や栄養塩量については実測データがないために，同一の境界条件下において年間計算を繰り返すことで底質の初期条件を決定している．そのため，底質モデルの再現精度については今回十分な評価ができているとは言い難い．このように，水 - 底質界面の物質収支については観測・実験，数値モデルともに算定精度については十分な検証がなされておらず，今後より高精度に算定するためには，底質性状に関する実測データを蓄積することが必要と考える．

5.5.3　大阪湾におけるリン，窒素の収支と循環

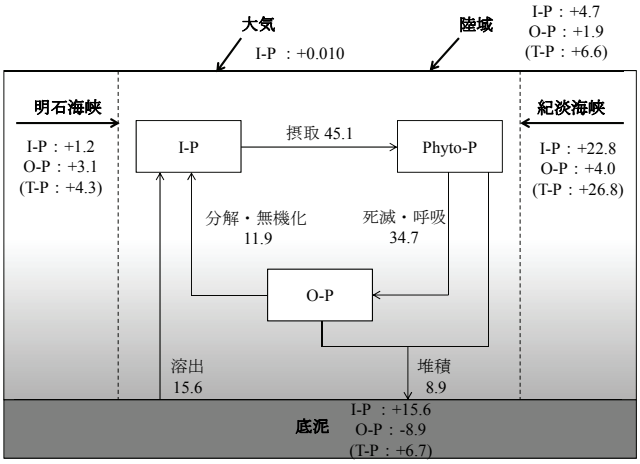
各季節および年間における大阪湾のリン，窒素の収支と循環について計算結果を**図-5.34** に示す．まず，全リン（T-P）の年間収支についてみると，陸域から 6.7ton/day が流入し，底質から 9.9ton/day が負荷され，明石海峡と紀淡海峡からそれぞれ 2.7ton/day，7.7ton/day が流出している．底泥や海峡部を通じた物質輸送量が陸域負荷量を上回っており, 湾全体の収支は 6.2ton/day の増加となっている．

無機態リン（I-P）についてみると，陸域から 4.5ton/day が流入する一方で，底質からはその約 4.9 倍が溶出し，明石海峡からは 0.4 倍が流出，紀淡海峡からは 1.8 倍に相当する量が流入している．大阪湾を一つの系とすると，系外からの I-P 負荷量の総和は 32.8ton/day と正の値を示すが，一次生産に 66.6ton/day が消費され，有機態の分解・無機化過程によって 28.2ton/day が回帰される結果，全体では結局 5.6ton/day の減少となっている．湾内における I-P は，底質や有機物の分解・無機化に由来する割合が大きく，陸域や海峡部を通じて供給される量は相対的に小さくなっている．有機態リン（O-P）については，2.2ton/day が陸域から供給される一方で，その 5.6 倍に相当する量が底質へ堆積し，0.4 倍，7.1 倍に相当する量が明石海峡と紀淡海峡から流出している．外部負荷の総和としては 26.6ton/day の減少となるが，一次生産による生成量が大きいために湾全体の収支では 11.8ton/day の増加となっている．

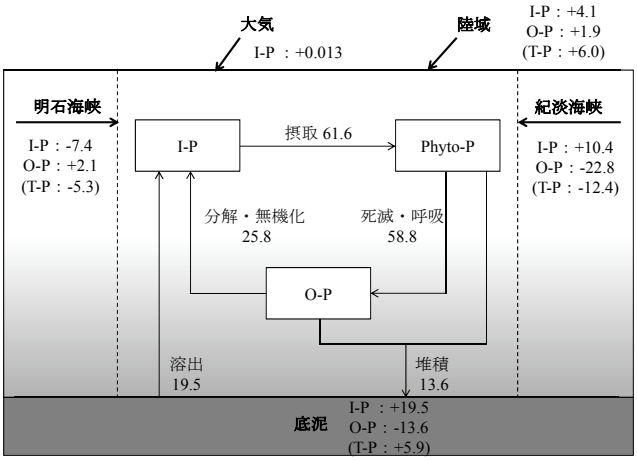
次に, 全窒素（T-N）の年間収支についてみると, 陸域から 84.5ton/day が流入し, 底質から 28.2ton/day が負荷され，明石海峡と紀淡海峡からそれぞれ 14.8ton/day，25.8ton/day が流出している．リンの場合と比べると，湾内収支に対する陸域負荷量の寄与が大きい．

無機態窒素（I-N）についてみると，84.5ton/day が陸域から流入する一方で，その 1.5 倍に相当する量が底質から溶出し，0.04 倍と 0.6 倍に相当する量が明石海峡と紀淡海峡から流入している．系外からの負荷量の総和は 263.4ton/day であるが, 湾内において一次生産により 460.7ton/day が消費され, 有機態の分解・無機化過程により 206.3ton/day が回帰される結果，湾全体の収支は 9.0ton/day の増加となり，ほぼ平衡している．有機態窒素（O-N）についてみると，陸域から 20.1ton/day が流入し，その 4.7 倍の量が底質へ堆積し, 0.9 倍, 3.8 倍に相当する量が明石海峡と紀淡海峡から流出している．外部からの総和は 169.2ton/day の減少となるが，湾全体の収支は 85.2ton/day の増加となっている．

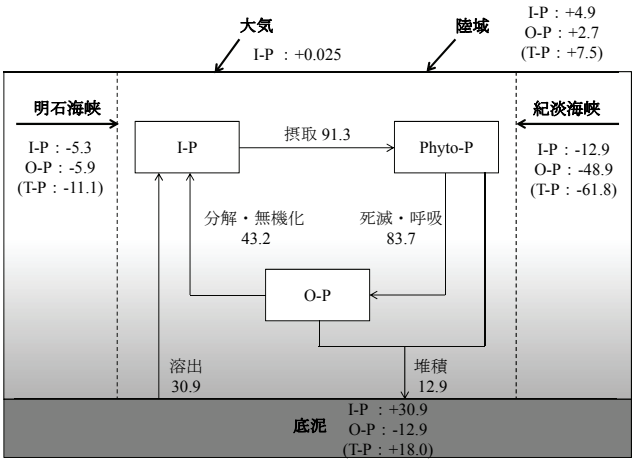
以上より，リンや窒素の湾内収支には陸域負荷量だけでなく，底質や海峡部を通じた輸送量が大きな影響を及ぼしているという結果が得られた．特に，無機態栄養塩については，冬季の窒素負荷を除いて，陸域負荷量を上回る量が底質から供給されており，湾内の慢性的な一次生産を促進させる一要因となっていると考えられる．このことを踏まえると，湾内の富栄養状態を解消させるためには，陸域負荷の削減だけでなく，覆砂や浚渫などの底質改善施策が有効と考えられる．また，リン，窒素の収支や循環は季節変動が極めて大きく，紀淡海峡からは夏季には I-P，I-N ともに大阪湾から流出する一方で，その他の季節には大阪湾に流入する傾向にあり，特に冬季と秋季には陸域負荷量の数倍にも及ぶ量が流入している．さらに，大阪湾では年間を通して外部からの負荷量に比べて湾内の循環量が大きく，無機態リン・窒素の起源としては湾内における有機物の分解・無機化による回帰量が無視できないほど大きいことがわかった．



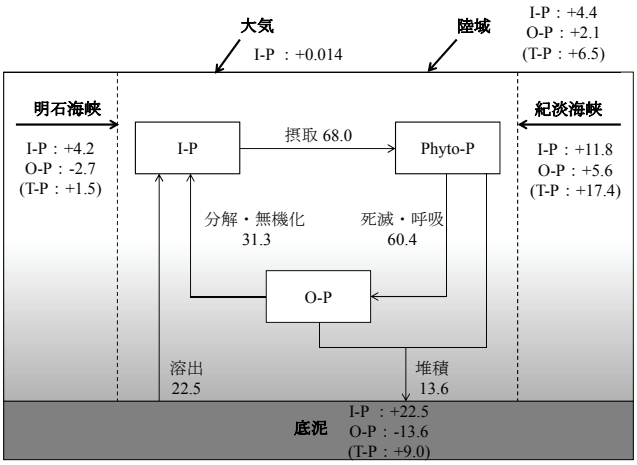
a)冬季



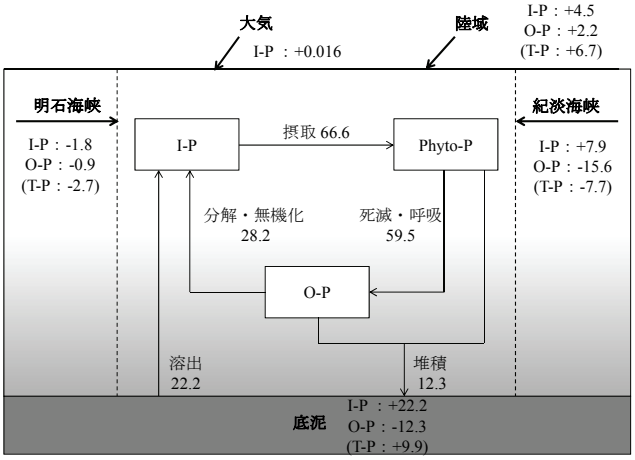
b)春季



c)夏季

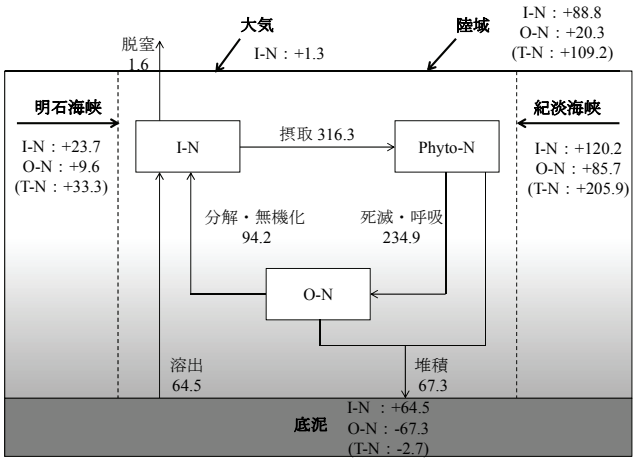


d)秋季

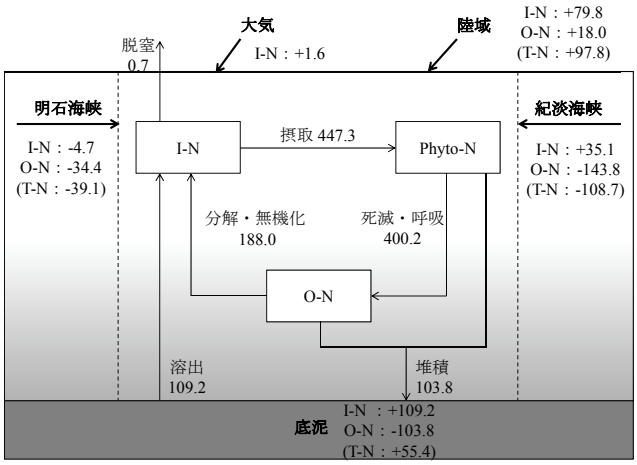


e)年間

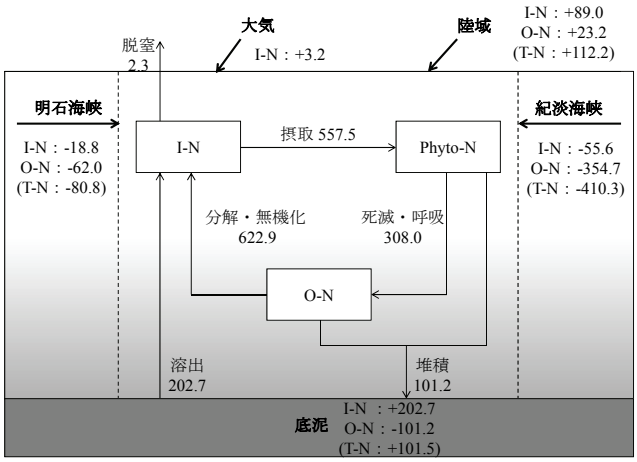
図-5.34(a)　大阪湾におけるリンの収支と循環（単位：ton/day）



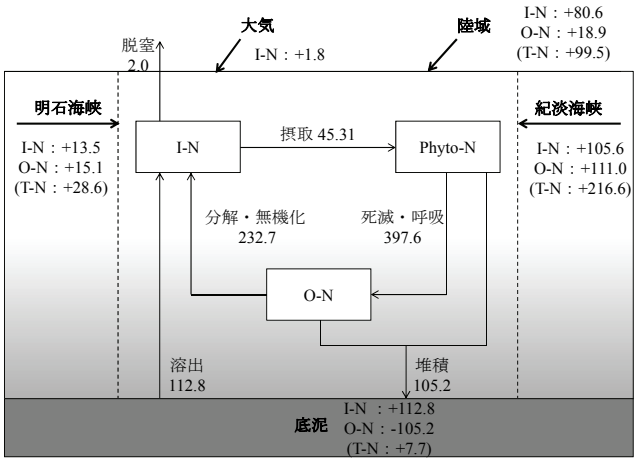
a)冬季



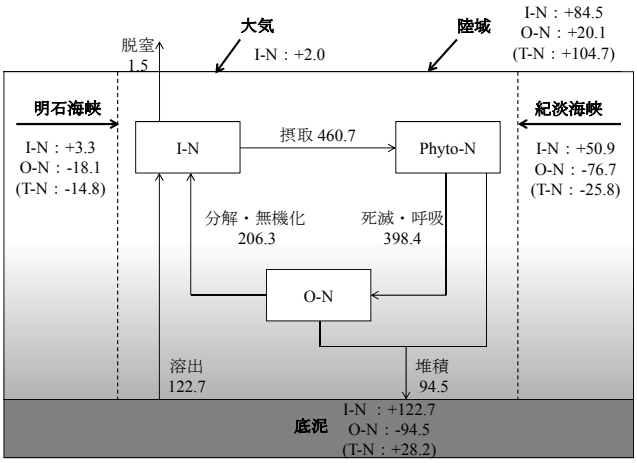
b)春季



c)夏季



c)秋季



e)年間

図-5.34(b)　大阪湾における窒素の収支と循環（単位：ton/day）

5.6 まとめ

本章では流動・水質・底質モデルを大阪湾に適用し，その再現精度を検証するとともに，海域の流動・密度・水質構造の季節変化を明らかにし，リン，窒素の収支と循環について定量的な解析を行った．得られた主たる結論は以下の通りである．

1) 紀淡海峡における流動・密度構造は季節によって大きく異なり，2005 年夏季には密度流構造が発達することが観測だけでなく，数値計算によっても示された．

2) 流動計算の結果，大阪湾における水収支には海峡部を通じた海水交換の影響が大きく，その交換量は季節によって大きく変動することがわかった．また，海峡部を通じた流入出量には，播磨灘側と太平洋側の平均潮位差による順圧勾配だけでなく，吹送流や密度流の影響も無視できない可能性が示唆された．

3) 水質計算の結果，大阪湾では陸域負荷量に比べて，底質や海峡部を通じたリン，窒素の輸送量が無視できないことが示された．また，その季節変化は大きく，湾内の物質収支に大きな影響を及ぼしていることがわかった．

4) 大阪湾ではほぼ年間を通して，外部から供給される負荷量を上回る I-P，I-N が湾内における有機物の分解・無機化過程によって水中に回帰されており，湾内における循環量が無視できないほど大きいことがわかった．このことは，大阪湾の一次生産には再生産の占める割合が大きいことを示唆している．

参考文献

1) HydroQual：*A Primer for ECOMSED Version 1.3*, 2002.
2) Mellor, G. L.: *User's Guide for a Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model*, 2004.
3) Smagorinsky, J.: General Circulation Experiments with the Primitive Equations, I. *The Monthly Weather Review*, 91(3), pp.99-164, 1963.
4) Mellor, G. L., and T. Yamada: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, pp.851-875. 1982.
5) Ahsan, A. K. M. Q., and F. Blumberg: Three-Dimensional Hydrothermal Model of Onondaga Lake, New York, *J. Hydraulic Eng.*, ASCE, pp.912-923, 1999.
6) HydroQual: *User's Guide for RCA (Release 3.0)*, 2004.

7) Di Toro, D. M.: *Sediment Flux Modeling*, John Wiley & Sons, Inc., 2001.
8) Westrich, J. T., and R. A. Berner: The role of sedimentary organic matter in bacterial surface reduction: The G model tested, *Limnol. Oceanogr.*, 29(2), pp.236-249, 1984.
9) Edinger, J. E., Brady, D. K., and Greyer, J. C.: Heat exchange and transport in the environment, Rep. No.14, *Cooling Water Res. Project (RP-49)*, Electric Power Research Institute, Palo Alto, Calif, 1974.
10) Miyazawa, Y. et al.: Water Mass Variability in the Western North Pacific Detected in a 15-Ywar Eddy Resolving Ocean Reanalysis, J. Oceanogr., Vol.65, pp.737-756, 2009.
11) Miyazawa, Y., T. Kagimoto, X. Guo, and H. Sakuma: The Kuroshio large meander formation in 2004 analyzed by an eddy-resolving ocean forecast system, *J. Geophys. Res.*, Vol.113, C10026, 2008.
12) Varlamov, S., Y. Miyazawa, and X. Guo: Resional nested tide-resolving real-time JCOPET modeling system for coastal waters of southern Japan, *2nd International Workshop on Modeling the Ocean (IWMO)*, May 24-26, Norfolk, VA, USA, 2010.
13) 中山哲嚴：瀬戸内海の流動と栄養塩に関するレビューと流動・低次生産モデルの開発，水研センター研報，第 34 号，pp.49-70，2011.
14) 竹内淳一・中地良樹・小久保友義：紀伊水道に進入する表層暖水と底層冷水，海と空，第 73 巻，第 2 号，pp.91-92，1997.
15) 藤原建紀・肥後竹彦・高杉由夫：大阪湾の恒流と潮流・渦，海岸工学論文集，第 36 巻，pp.209-213，1989.
16) 石塚正秀・松田真人・西田修三・中辻啓二：大阪湾における友ヶ島反流の現地観測，海岸工学論文集，第 46 巻，pp.481-485，1999.
17) 西田修三・金漢九・高地慶・入江政安・中辻啓二：紀淡海峡における水質変動特性と栄養塩輸送，海岸工学論文集，第 53 巻，pp.996-1000，2006.
18) 沖大幹：地球規模の水循環と世界の水資源，*Japan Geoscience Letters*，3(3)，pp.1-3，2007.
19) 石崎廣・斉藤実：瀬戸内海における蒸発量について，沿岸海洋研究ノート，第 16 巻，第 1 号，pp.11-20，1978.
20) 速水頌一郎・宇野木早苗：瀬戸内海における海水の交流と物質の拡散，第 17 回海岸工学講演会論文集，pp.385-393，1970.
21) 近藤純正：水環境の気象学－地表面の水収支・熱収支－，朝倉書店，1994.
22) 西田修三・入江政安・中辻啓二：大阪湾奥部沿岸域における懸濁態物質の挙動と底泥特性，海岸工学論文集，第 53 巻，pp.991-995，2006.

第 6 章　大阪湾の物質循環に及ぼす各栄養塩負荷の影響解析

6.1　はじめに

第 1 章でも述べたように，雨天時の河川出水や水 - 底質間の相互作用，黒潮の流路変動が閉鎖性海域の水環境に無視できない影響を及ぼしている可能性が指摘されており，その影響を把握することは今後の大阪湾の水環境管理において重要な課題である．

河川出水時には大量の栄養塩や有機物，土砂が河川水とともに集中的に供給されるため，沿岸海域に及ぼす影響は大きいと考えられる．これまでは出水時の河川負荷に関するデータが不足していたが，**第 4 章**において雨天時を含めた陸域負荷の実態を精確に把握したことにより，海域の物質循環に及ぼす定量的な影響解析が可能となった．

底質が水質に及ぼす影響については**第 5 章**において述べた通りであり，物質循環においては底質からの栄養塩溶出量は陸域負荷に比べて無視できないほど大きく，海域の富栄養化を慢性化させる大きな要因となっていると考えられる．

黒潮は太平洋の西岸恒流帯であり，日本沿岸では九州南東から四国・本州の南岸を東向きに流れ，房総半島沖において本州を離れ，黒潮続流と呼ばれる東向きの流れとして太平洋へ向かう経路を流れている．**図-6.1** の模式図を示すように，日本南岸における黒潮の流路は大蛇行経路と非大蛇行経路の二つに大別できる．これらはともに比較的安定した流れであり，約 10 年の周期で流路の移行が生じるようであるが，全球スケールの様々な要因が複雑に影響するため，その流路変動メカニズム

図-6.1　日本近海における黒潮の流路

には不明な点が多い. 非大蛇行流路は，さらに非大蛇行接岸流路と非大蛇行離岸流路に分けられる．これらは紀伊半島東部沖まではほぼ同じ流路を辿るが，その後，前者は八丈島の北側を流れるのに対し，後者は南側を流れる[1)].

大阪湾を太平洋とつなぐ紀伊水道の海洋構造は，黒潮の離接岸距離によって大きく変化することが知られている．例えば，竹内ら[2)]は 33 年間にわたる観測結果を基に，黒潮流軸から潮岬までの南方距離が約 20NM（=37.0km）よりも短いほど高温の黒潮表層水が流入することで紀伊水道の水温が高くなり，黒潮が 30NM（=55.6km）付近にある場合には低温の太平洋亜表層水が陸棚に湧昇・進入することで紀伊水道の水温が低下することを明らかにした．また，Takashi ら[3)]も長期にわたる観測データを分析し，夏季の紀伊水道では黒潮距離が 18.5～37km に位置するときには低栄養外洋水が流入し，黒潮が離岸するにつれて高栄養外洋水の底層進入層厚が増加し，74km 付近をピークにして，それ以上離岸すると底層水厚が減少に転じることを示した.

一方で，外洋から陸棚に供給される栄養塩量の定量化を目的に，数多くの現地観測も行われてきた．藤原ら[4)]は紀伊水道南部の横断面において窒素，リン輸送量の実測を行い，大阪湾への陸域負荷量に匹敵する量の窒素，リンが外海から流入していることを示した．また，高志ら[5)]は 1 ヶ月ごと，4 年間にわたって紀伊水道の縦断面および横断面で窒素，リンの分布を測定し，外海から紀伊水道に流入する窒素，リンの輸送量が黒潮の流路によって変動することを示した.

本研究室でも，大阪湾の湾口部に位置する紀淡海峡において 1998 年から 2005 年に継続的に現地調査を実施し，海峡部における栄養塩の輸送機構とその定量化に関する調査解析を進めてきた．その結果，夏季の紀淡海峡断面では離接岸状況に応じて異なる流動・密度分布が観測され，離岸時には密度成層が発達することにより（上下層間の密度差⊿σt≒3.0），上層では大阪湾から流出，下層では流入する密度流が生じ，一方で，接岸時には⊿σt は約 0.5 と小さく，鉛直方向にほぼ一様な流れが観測された[6)]．さらに，離岸時には大阪湾への流入負荷量に匹敵する窒素，リンが 50m 以深の底層を通じて大阪湾へ輸送されていることが確認された[7)]．しかし，水深が深く流れの強い海峡部での現地観測には限界があり，物質輸送の連続的な評価には至っていない.

現地観測結果を時空間的に補完し，長期かつ広範な現象を把握する際，数値シミュレーションは有効な手法となり得る．金ら[8)]は 3 次元流動モデルとラグランジェ流粒子追跡モデルを用いて，大阪湾ならびに紀伊水道における流動構造と外洋起源物質の物理挙動について解析を行い，当該海域において観られる力学機構が密度流に起因していることを指摘した．しかしながら，数値モデルの精度評価も含め定量的な解析には至っておらず，また，生物化学的過程を考慮した栄養塩動態や，大阪湾における栄養塩の収支と循環に及ぼす黒潮離接岸の影響については未だ明らかにされていない.

以上を踏まえ，本章では**第 5 章**で適用した流動・水質・底質モデルを用いて，大阪湾および周辺海域の物質循環に及ぼす河川出水，底質との相互作用および黒潮離接岸の影響について解析を行う.

6.2　方法

6.2.1　解析方法

ある特定の期間を対象とした流動・水質の再現シミュレーション結果には気象等の様々な要素の影響が含まれているため，河川出水や底質，黒潮離接岸の影響を個別に抽出することは難しい．また，沿岸海域を対象に数値シミュレーションを行う際，外洋を流れる黒潮の動態は開境界条件において表現することになるが，黒潮流路は時空間的に大きく変動するため，接岸期，離岸期における代表的な開境界条件を一般化することは難しい．そこで本章ではまず，ある特定の離岸期および接岸期を対象とした再現シミュレーションをそれぞれ実施し，いずれの場合においても数値モデルが対象領域における流動・密度構造を良好に再現することを示し，開境界での黒潮動態の取り扱いが離接岸状況に依らず適切であることを確認する．次に，離岸期を対象に水質の再現計算を行い，その精度について検証を行う．その上で，陸域からの流入条件のみを平水条件に変更した場合の計算を行い，再現計算と結果を比較することで河川出水の影響を評価する．同様に，底質が水質へ及ぼす影響を無視した場合の計算を行い，底質負荷の影響を評価する．さらに，開境界条件のみを接岸期条件に変更した場合の計算を行い，離岸期を対象とした再現計算結果との比較から，黒潮離接岸が大阪湾の流動・水質環境に及ぼす影響を評価する．離接岸の影響解析に際しては，粒子追跡法を用いることにより，外洋水の進入挙動等を視覚的に捉える．

紀伊水道における底層水温と黒潮距離との関係を**図-6.2** に示す．水温については浅海定線水質調査結果を基に紀伊水道中央に位置する 4 地点の平均値を，黒潮距離については海上保安庁発刊の海洋速報から得た黒潮流軸と潮岬までの南方距離を使用した．夏季についてみると，Takashi ら [3)]が指

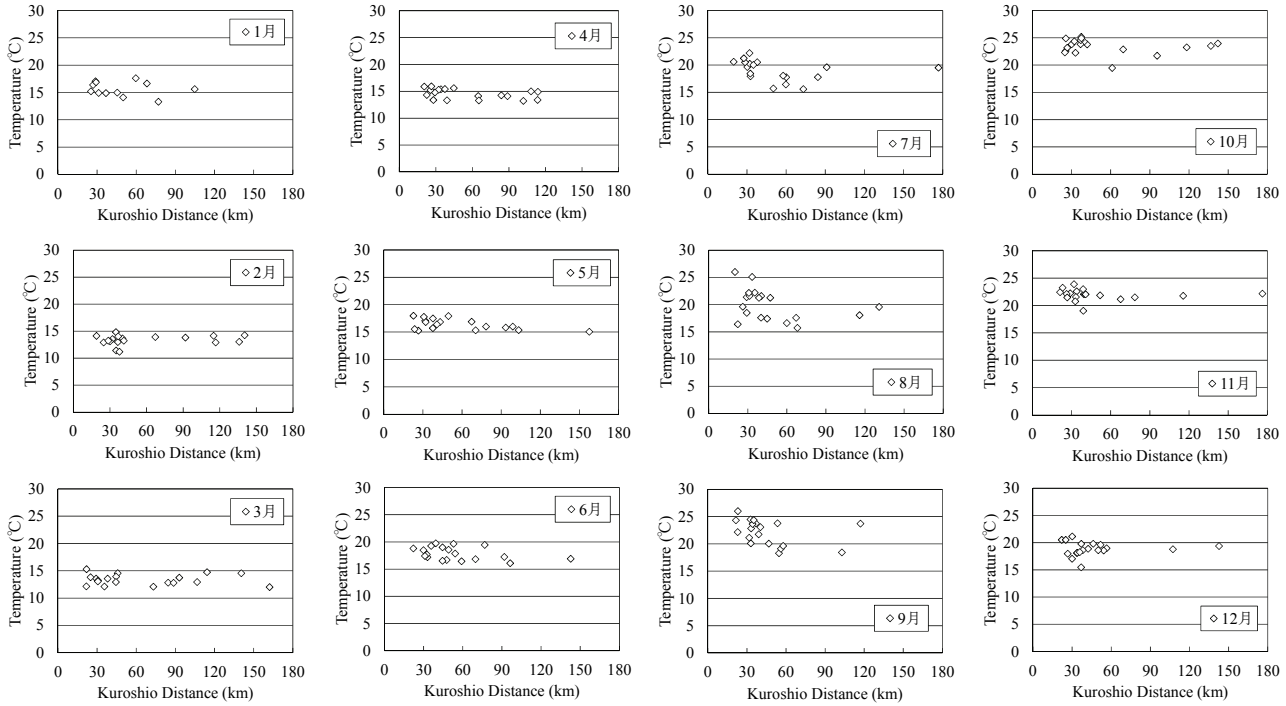


図-6.2　紀伊水道底層における水温と黒潮距離の月別関係（1987～2005）

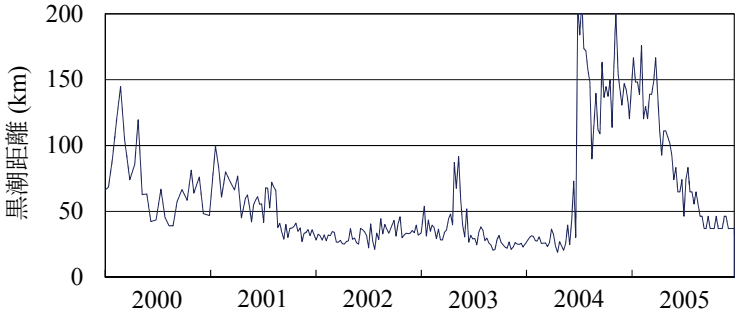


図-6.3　潮岬から黒潮流軸までの南方距離の変動

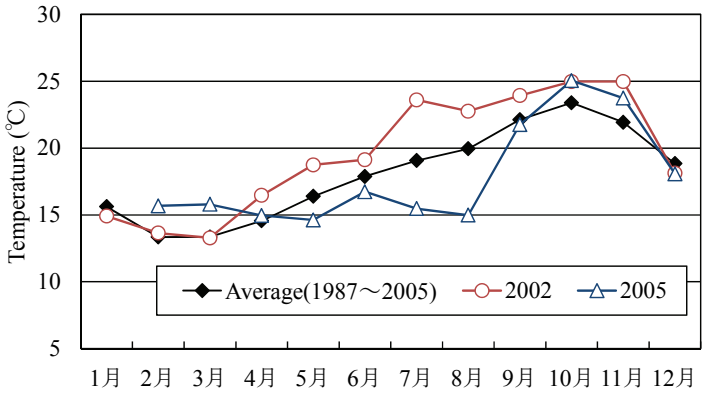


図-6.4　紀伊水道における底層水温の月変動

摘したように，黒潮距離が約 75km 以下の場合には距離が短いほど水温は上昇し，また約 75km 以上の場合には距離が長いほど水温は高くなっている．この両指標の関係は 7 月から 10 月を中心にみられ，その他の月では黒潮距離に依らず水温は毎年ほぼ同じ値を示している．これより，黒潮の離接岸による沿岸海域の水温構造への影響は夏季に限定して生じていると考えられる．

図-6.3 は潮岬から黒潮流軸までの南方距離の変動を示している．黒潮は 2000 年には離岸期にあり大きく変動していたが，2001 年 9 月以降は安定して接岸流路を流れていた．また，2004 年 7 月からは大蛇行流路に移行し，2005 年 8 月中旬に再び接岸した．紀伊水道で観測された底層水温について，2002 年，2005 年と平年値（1987～2005 年の平均）の月変動を**図-6.4** に示す．2002 年 7 月には平年値に比べて高い水温値を示し，接岸期であるために表層暖水が流入していたと考えられる．一方，2005 年 7 月と 8 月の水温は平年値と比べて 4℃以上低く，底層冷水の影響が認められる．**図-6.5** に紀伊水道南端における 7 月の水温，塩分の鉛直プロファイルを示す．接岸期である 2002 年と離岸期である 2005 年では，同季節であっても陸棚端の塩分・水温構造は大きく異なっている．2005 年には陸水の影響を受けて表層で低塩分値を示し，水深 20m 付近を境にして強い成層が形成されている．また，50m 以深には低水温の水塊が存在し，低温の太平洋亜表層水の湧昇が生じている．一方，2002 年には 2005 年に比べて水温が高く，高温の黒潮表層水が陸棚端に流入している．以上の検討を基に，ここでは夏季を対象に解析することとし，紀伊水道において夏季接岸期と夏季離岸期に典型的な水温構造がみられた 2002 年と 2005 年を対象に再現計算を行うこととする．

流動モデルには ECOMSED，物質循環モデルには RCA を用いた．これらの詳細は**第 5 章**で既に述べたためここでは詳細は省略し，計算条件のみについて述べる．2002 年，2005 年ともに 7 月 1 日 1:00

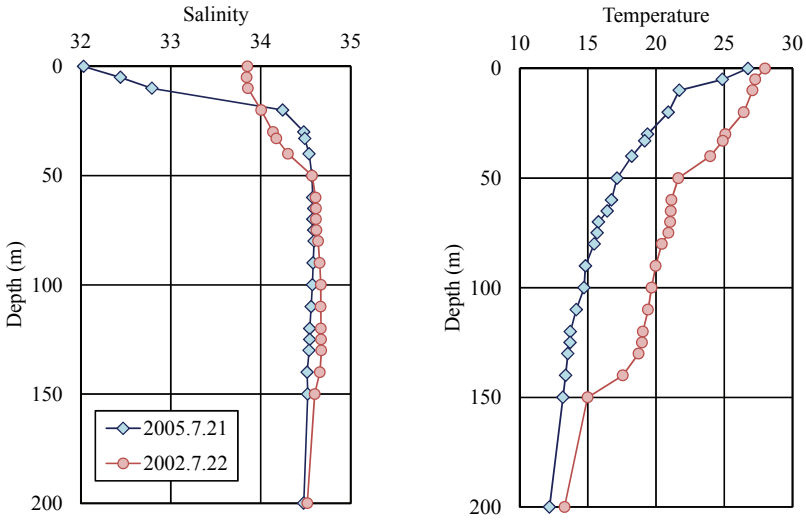


図-6.5　陸棚端における塩分・水温の鉛直プロファイル

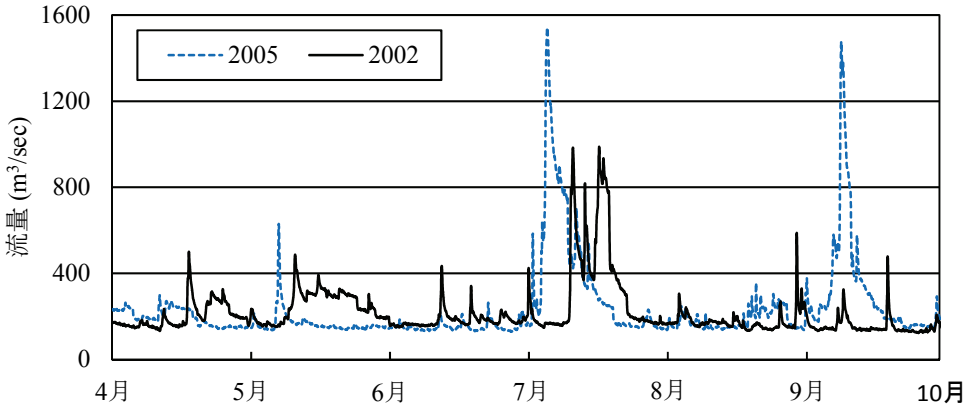


図-6.6　淀川と大和川の合計流量の時系列変動

～10 月 1 日 1:00 までを解析期間とし，流動計算，水質計算のそれぞれについて 3 ヶ月と 1 ヶ月の助走計算を行った．また，モデル地形，陸域流入条件，開境界条件，気象条件，初期条件等は**第 5 章**において行った解析と同じ方法で設定した．**図-6.6** に示すように，大阪湾では 2002 年は 7 月に，2005 年は 7 月と 9 月に大規模な出水が生じていた．

6.2.2　粒子追跡法

粒子追跡法では浮力の効果を無視した Lagrangian 粒子を水粒子として想定し，移流項は流動計算結果をそのまま適用し，拡散項はランダムウォークで表現している．各時刻における各粒子の位置は以下の Langevin 方程式に基づいて決定される．

$$\frac{d\vec{X}}{dt} = A(\vec{X},t) + B(\vec{X},t)\cdot Z(t)$$

ここで，*X(t)*：時刻 *t* における粒子位置，*A(X, t)*：移流による変位ベクトル，*B(X, t)*：拡散による粒子変位ベクトル，*Z(t)*：正規乱数である．

外洋水を粒子に見立て，南端境界の 80m 以深に位置するグリッドから，1 時間ごとに 1 粒子ずつを放出した．2002 年，2005 年ともに 7 月 1 日 1:00 から粒子の放出を開始し，7 月 30 日までの 30 日間における外洋水粒子の挙動を解析した．

6.3　流動計算結果

6.3.1　再現性の検証

図-6.7 に領域内の潮位変動について観測結果と計算結果の比較を示す．大阪湾，紀伊水道，播磨灘の各海域を代表して，それぞれ大阪，和歌山，江井における潮位について示している．2002 年，2005 年ともに，いずれの地点においても振幅，位相，平均潮位（T.P.基準）について観測結果と計算結果はよく一致しており，領域内の潮汐場がよく再現されていることがわかる．

図-6.8 に塩分と水温に関する観測値と計算値の比較を示す．2002 年と 2005 年の 8 月前半に実施された浅海定線水質調査の全調査地点，全水深の観測値を用いており，それぞれの日時，地点における計算値との比較を示している．いずれも高い相関を示しており，本モデルは対象領域の水温，塩分構造を十分に再現しているといえる．

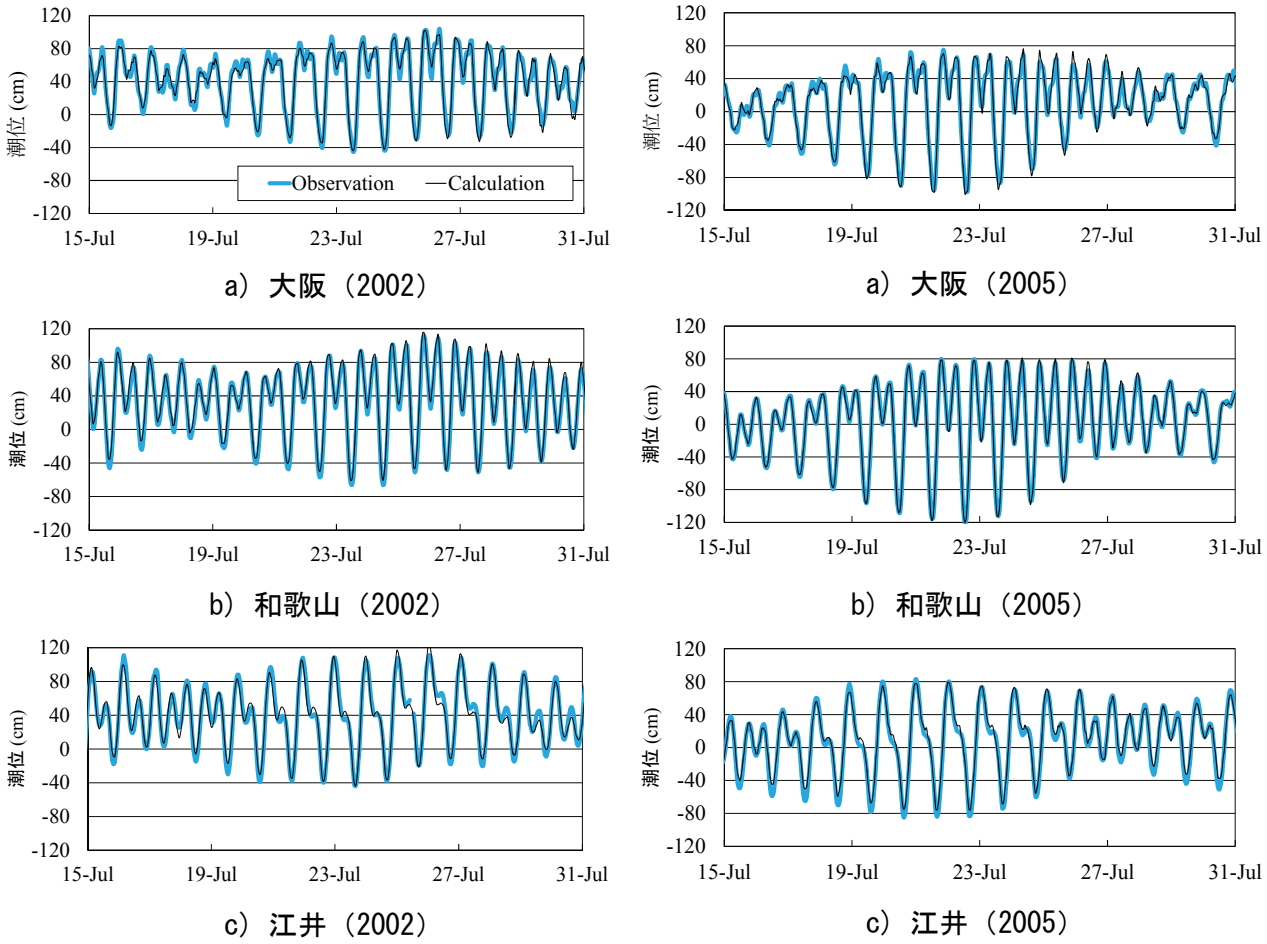
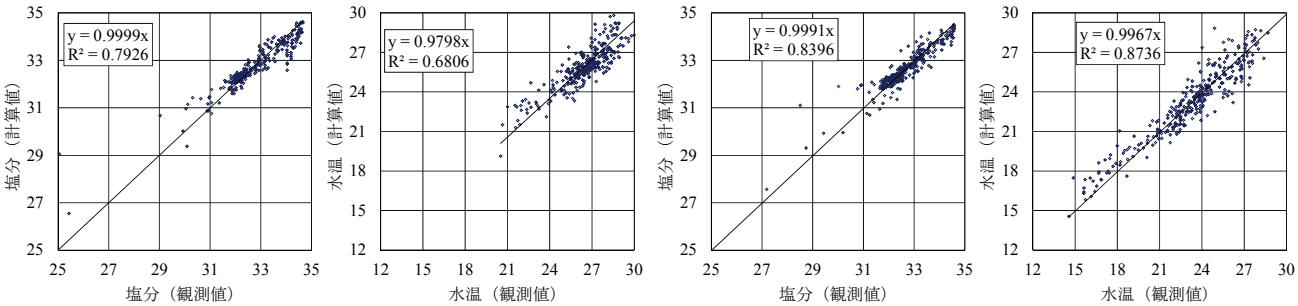
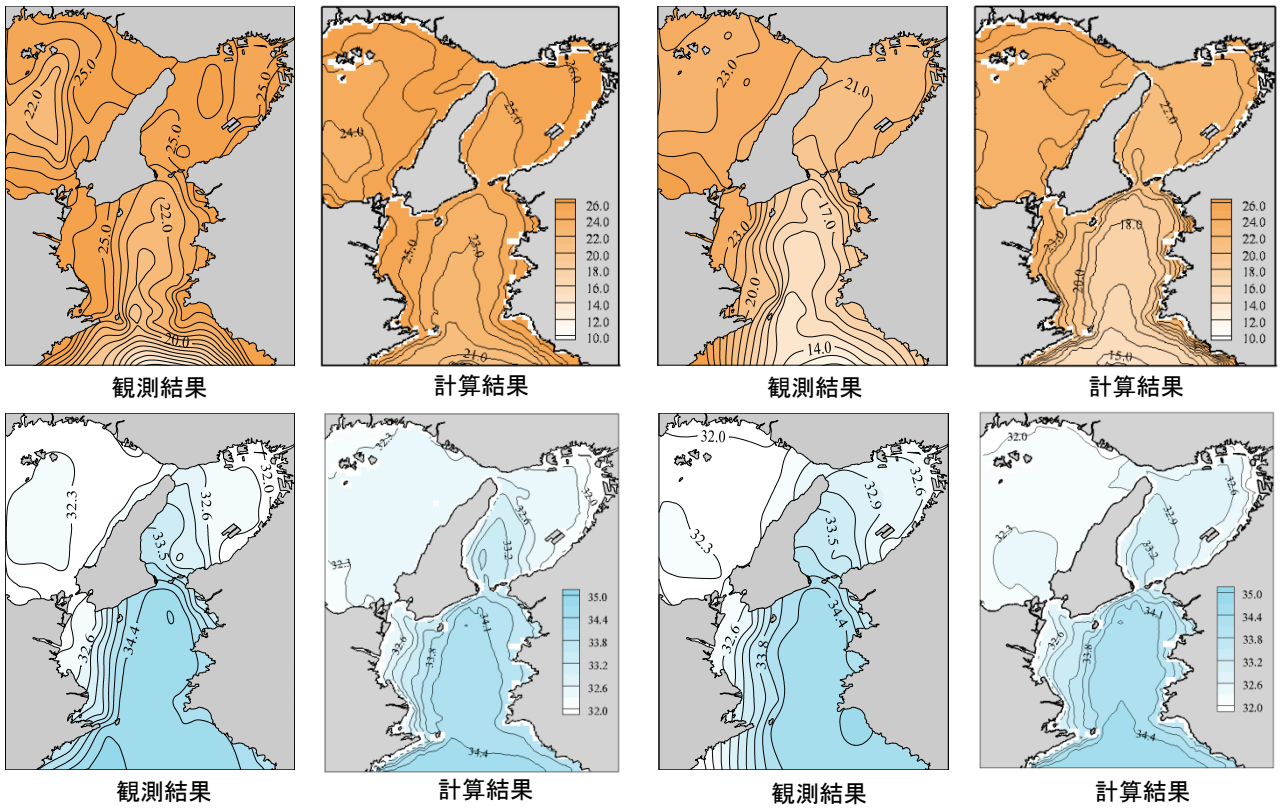


図-6.7　潮位に関する観測値と計算値の比較（T.P.基準）



a）2002 年 8 月　　b）2005 年 8 月

図-6.8　塩分と水温に関する観測値と計算値の比較

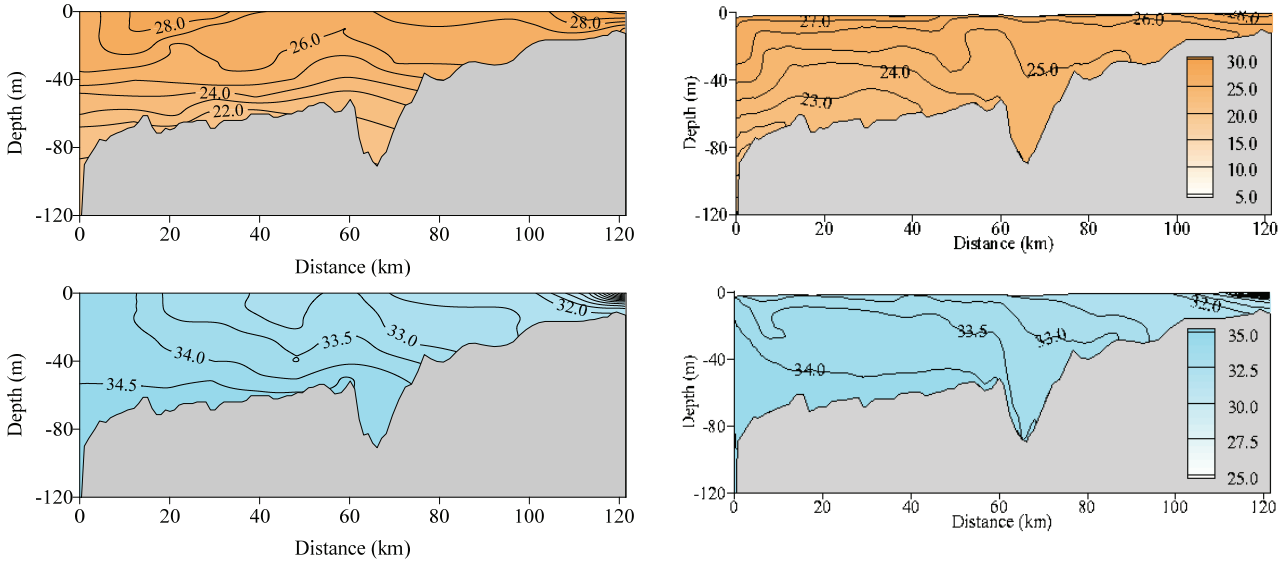


a）2002 年 8 月　　b）2005 年 8 月

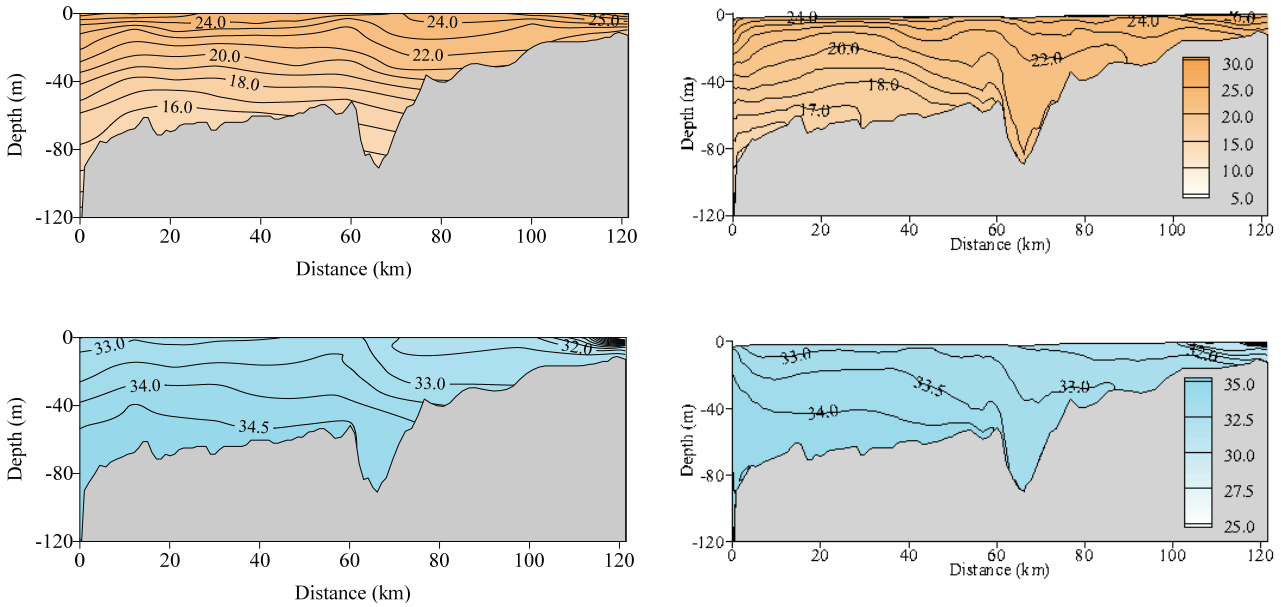
図-6.9　水温（上段）と塩分（下段）の底層分布に関する観測結果と計算結果の比較

図-6.9 に塩分と水温の底層分布について，観測結果と計算結果を示す．観測は 2002 年 8 月 2～7 日と 2005 年 8 月 1～10 日の日中に実施されており，観測期間に数日間の幅を有している．一方で計算結果は各年の 8 月 5 日における一潮汐平均値を示しており，日時のずれがあるため計算結果と観測結果は完全には一致しない．しかし，接岸時における高温の黒潮表層水の流入，および，離岸時における低温の太平洋亜表層水の流入による塩分・水温分布の違いがよく再現されている．同様に，水温と塩分の鉛直断面分布について観測結果を計算結果の比較を**図-6.10** に示す．塩分についてみると，太平洋側境界付近において 2002 年には上層から下層まで高塩分値を示しているのに対し，2005

年には沿岸水の流出によって表層で低塩分化し，上下層の塩分差が大きくなっている．一方，水温については，2002 年と 2005 年でそれぞれ太平洋側から表層暖水と底層冷水の進入が生じており，大きな違いがみられる．紀伊水道底層において，観測結果に比べて計算結果では塩分は約 0.5 低く，水温は約 1℃高くなっているが，開境界条件に使用した JCOPE 再解析値や推算潮位の精度を考慮すれば許容誤差の範囲であると考えられる．数値モデルは離岸時，接岸時の典型的な鉛直構造をよく再現されており，黒潮離接岸の影響を解析するにあたって十分な精度を有しているといえる．



(a) 2002 年 8 月



(b) 2005 年 8 月

図-6.10　水温（上段）と塩分（下段）の鉛直断面分布に関する観測結果（左）と計算結果（右）の比較

6.3.2　流動構造

7 月 15～30 日の 15 日間における残差流と期間平均密度の水平分布を**図-6.11** に示す．残差流系の分布は**第 5 章**において示した 8 月の分布（8 月 15～30 日）と類似しており，大阪湾においては既往研究で報告されている沖ノ瀬環流と西宮沖環流の存在が確認できる．大阪湾西部では水深 30m 以深において強い北向きの流れが生じており，紀淡海峡から明石海峡まで続いている．**第 5 章**でも述べたように，友ヶ島反流は水深 20m 以下ではみられるものの，それ以浅では大阪湾から流出する流れによって打ち消されている．また，紀伊水道では上層の反時計回り循環流やエスチュアリー循環が形成されている．

紀淡海峡における残差流，平均塩分，水温，密度の断面分布を**図-6.12** に示す．水深 40m 付近を境に，上層では低塩分・高水温の沿岸水が，底層では高塩分・低水温の外洋水が分布している．その結果，上下層間の密度差が 2.5 以上と大きくなっており，上層南流，下層北流の密度流が生じている．この分布は**図-5.20** に示した 2005 年 8 月 10 日の観測結果ともよく一致している．

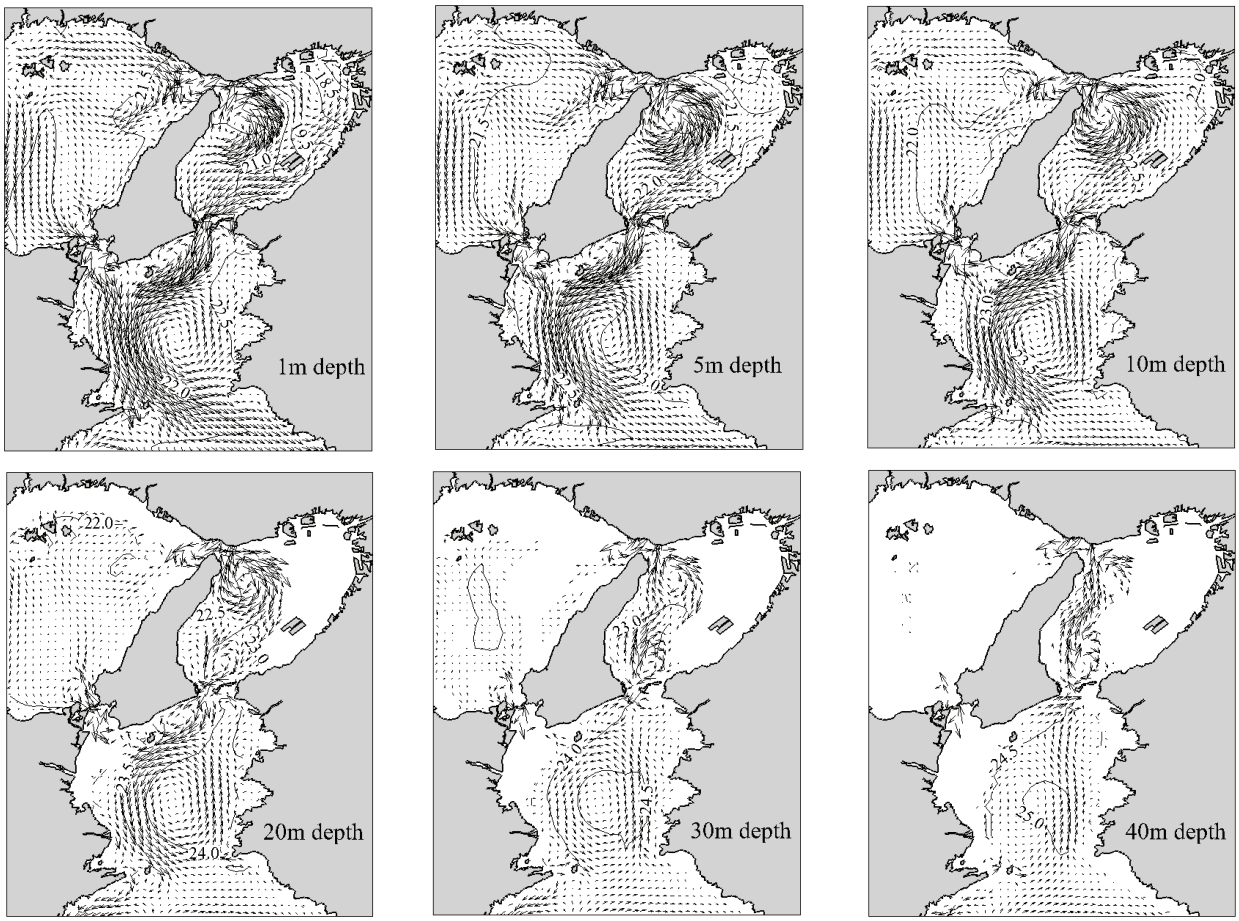


図-6.11　残差流系と平均密度の平面分布

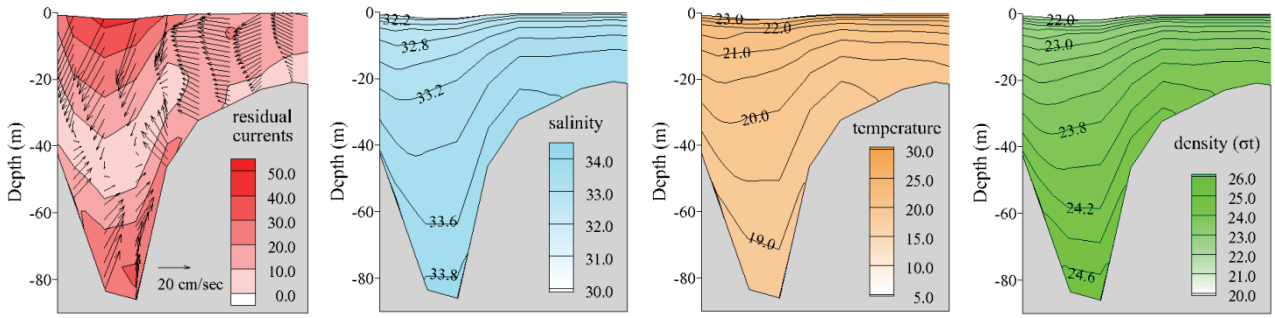


図-6.12　紀淡海峡おける残差流と平均塩分・水温・密度の鉛直断面分布

6.3.3　外洋水の進入挙動

粒子の三次元挙動を二次元の紙面上で表現することは難しいため，水平・鉛直方向からの投影図によってその挙動を捉える．2005 年 7 月 1 日からの 5 日後，10 日後，15 日後，20 日後，25 日後．30 日後の外洋水粒子の水平・鉛直投影図をそれぞれ**図-6.13** と**図-6.14** に示す．外洋水は一部が上層に連行されながら約 6.3cm/sec の平均速度で紀伊水道底層を進入し，11 日後には紀淡海峡に到達している．その後，15 日目および 20 日目の鉛直投影図から見てとれるように，外洋水の一部は紀淡海峡において上層へ運ばれて紀伊水道上層へ輸送されるとともに，残りは紀淡海峡の底層を通り抜けて大阪湾に進入している．大阪湾へ進入した外洋水はそのまま底層を北上した後，18 日目には沖ノ瀬環流によって鉛直混合を受けるとともに水平方向に輸送され，30 日目には大阪湾全体へ拡がっている．2005 年 7 月は離岸期であるため，ここで扱っている外洋水粒子は栄養塩に富む太平洋亜表層水の物理挙動を表している．今回得られた粒子追跡結果は，太平洋亜表層水に由来する外洋起源栄養塩が大阪湾の水質環境に直接に影響する可能性を示唆している．

次に，紀淡海峡周辺における物質輸送構造を把握するために，海峡断面に粒子を配置し，7 月 1 日から 10 日間にわたる粒子の挙動を調べた．水平および鉛直投影図をそれぞれ**図-6.15** と**図-6.16** に示す．水深 40m を境に，上層水は紀伊水道から四国沿岸を流れて太平洋へ流出し，一部が反時計回り循環に取り込まれている．一方，下層水は大阪湾へ流入し，明石海峡に達した後に湾全体へ拡がっている．このように，上層と下層では流動構造は大きく異なっており，明確な密度流構造が形成されていることがわかる．

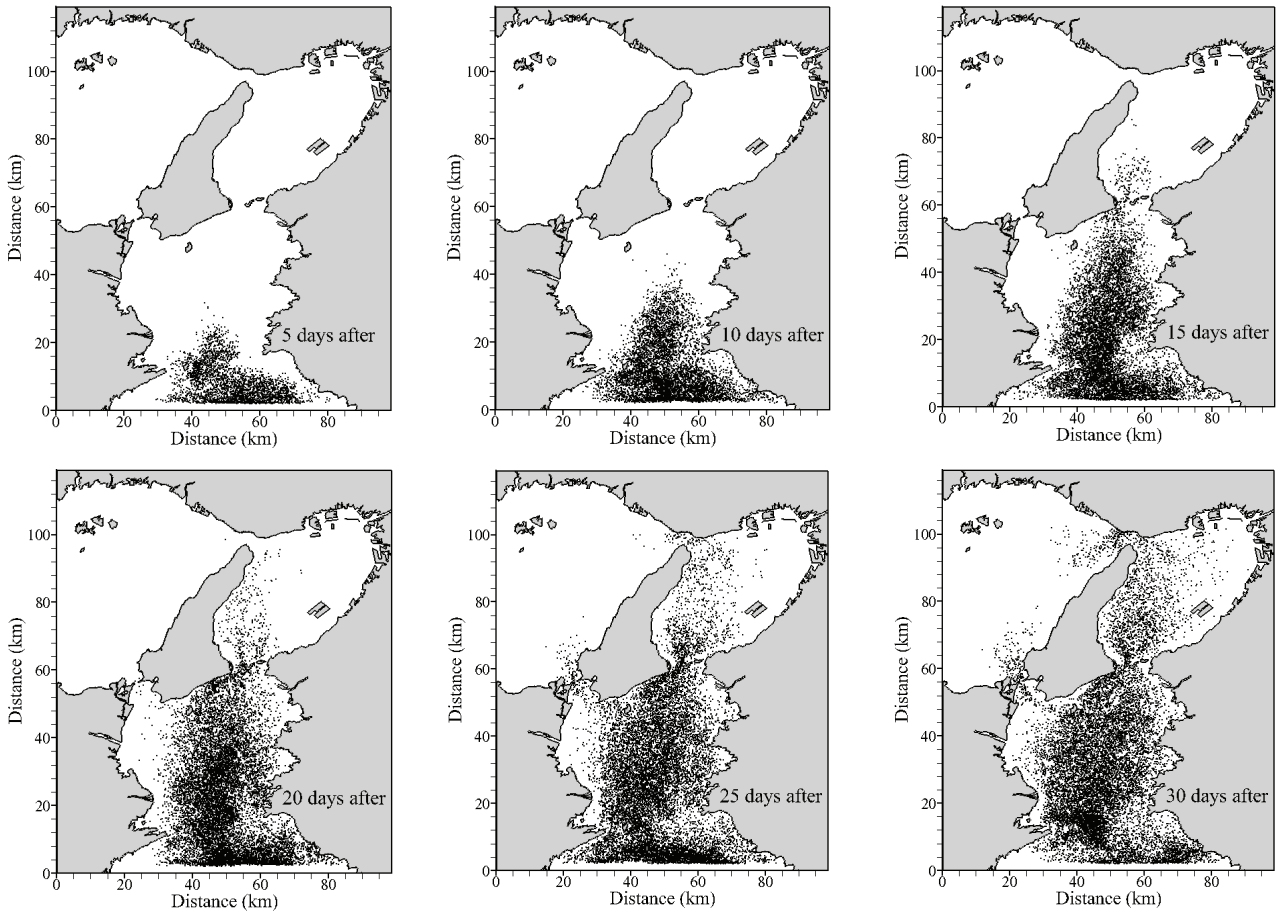


図-6.13　粒子追跡結果の水平投影分布（2005 年 7 月 5 日～30 日）

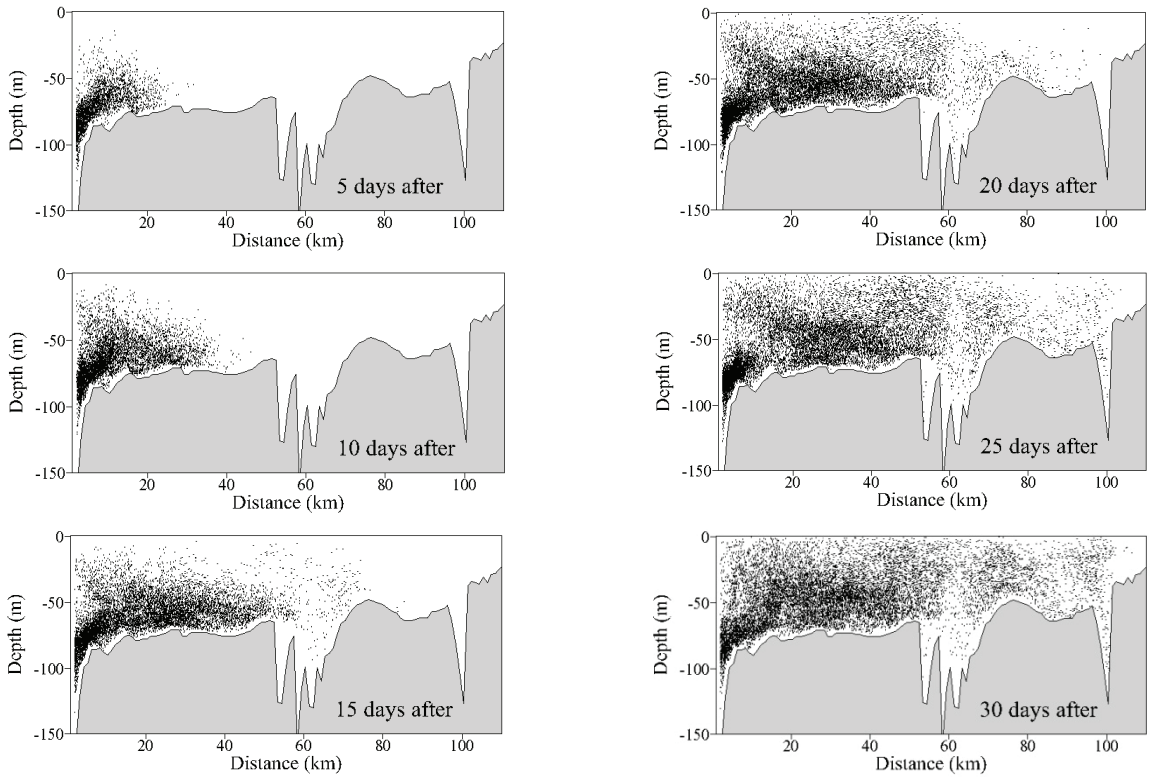


図-6.14　粒子追跡結果の鉛直投影分布（2005 年 7 月 5 日～30 日）

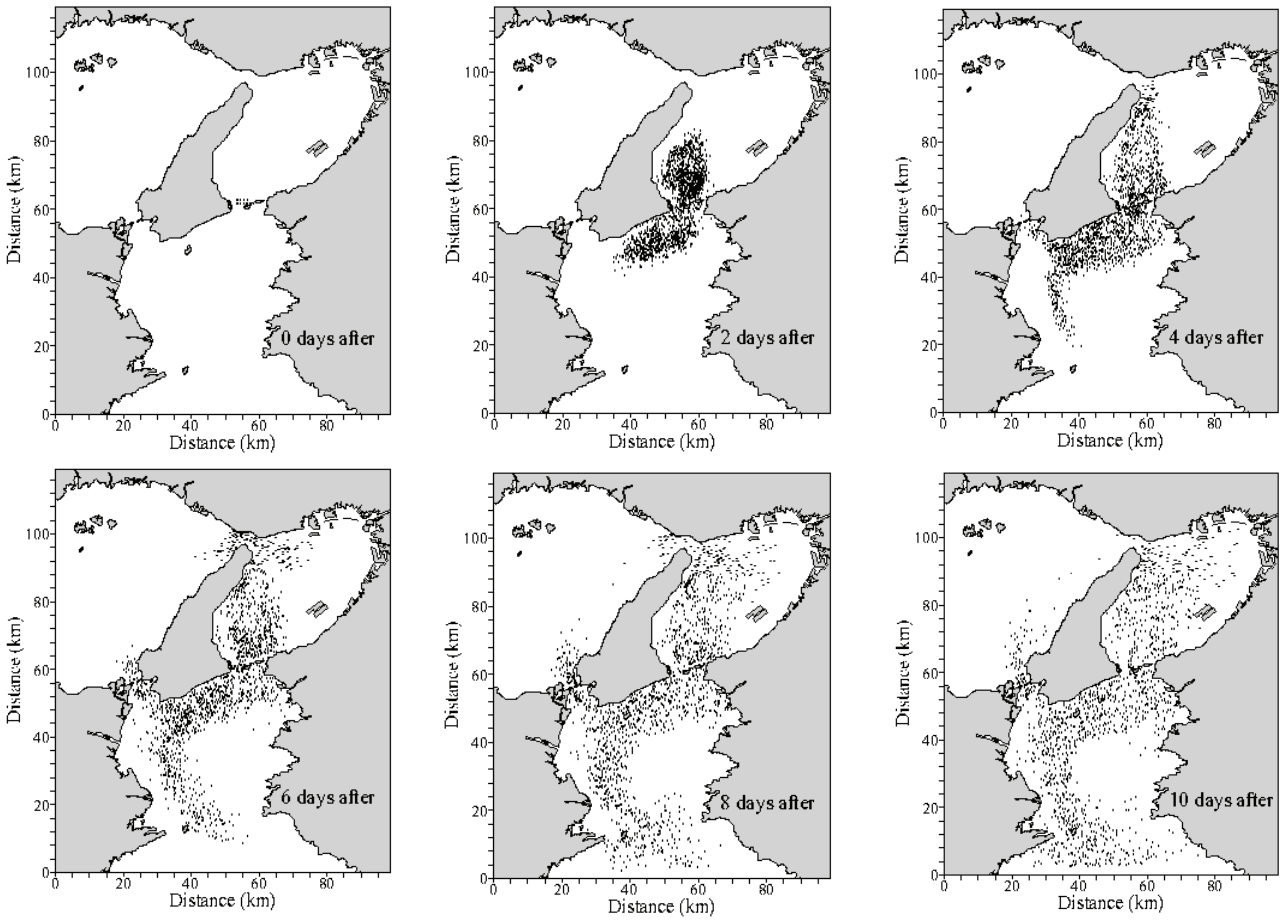


図-6.15　粒子追跡結果の水平鉛直投影分布（2005 年 7 月 1 日～10 日）

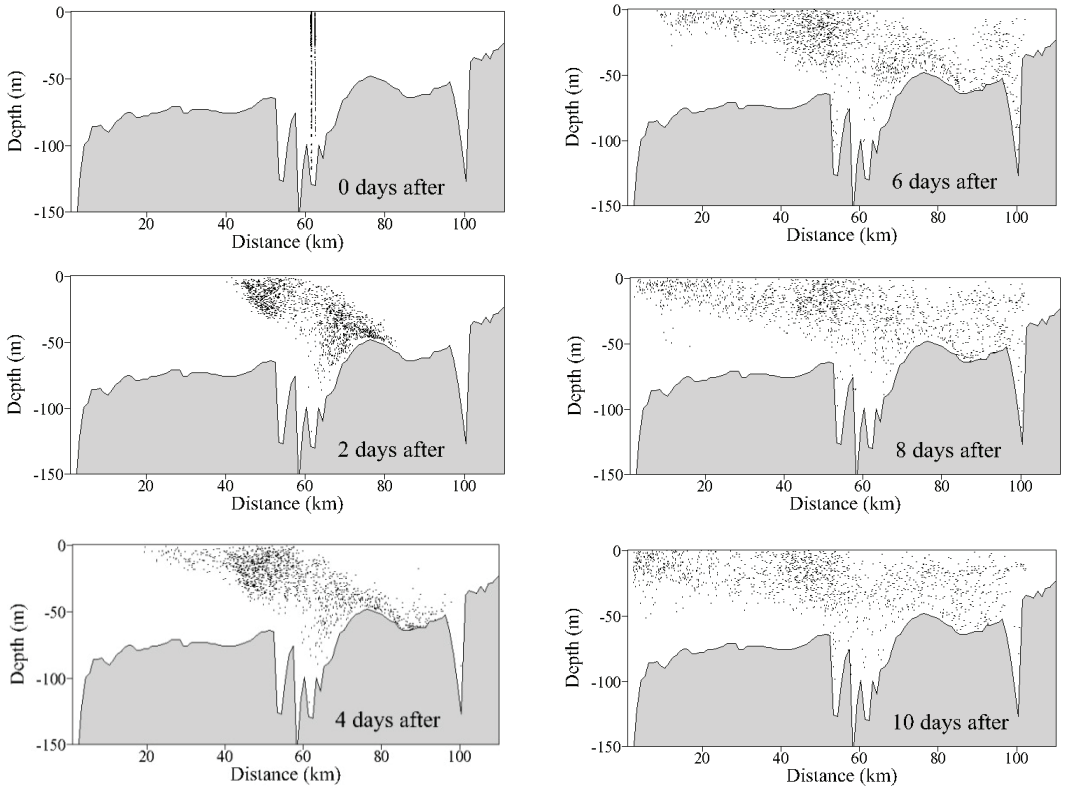


図-6.16　粒子追跡結果の鉛直投影分布（2005 年 7 月 1 日～10 日）

6.4　水質計算結果

6.4.1　再現性の検証

図-6.17 に DO，DIN，PO_4-P について観測値と計算値との相関を示す．観測結果には 8 月 1～10 日の日中に行われた浅海定線水質調査の大阪湾内におけるデータを使用し，各地点，各日付に対応した計算結果の日平均値をプロットしている．底層については DO，DIN，PO_4-P のいずれについても計算値と観測値は概ねよく一致している．表層 DO の計算値は観測値に比べてやや低い値を示しており，活発な光合成に伴う過飽和現象が再現されていないが，物質循環に及ぼす影響は小さいため問題はないと考えられる．DIN と PO_4-P はいずれも表層で低濃度を示しており，活発な一次生産による枯渇状態が再現されている．低濃度域におけるバラつきは大きいものの，水質分析や数値シミュレーションの精度を考慮すれば許容誤差の範囲内にある．

図-6.18 に水質の表層・底層分布について，計算結果と観測結果の比較を示す．計算結果は 2005 年 8 月 5 日 13:00 の瞬間値を示している．表層をみると観測結果，計算結果ともに大阪湾奥部で栄養塩は高い濃度値を示し，河口沖において急激に低下している．また，DO は湾奥部では活発な光合成によって高い値を示していることから，陸域から供給された栄養塩は河口沖において一次生産により速やかに消費され，懸濁有機態となって下層へ沈降していると考えられる．その他の海域の表層では栄養塩は枯渇しており，海峡部付近では鉛直混合によって底層から高栄養塩・低酸素の海水が湧昇している．

底層水質に注目すると，大阪湾北東部沿岸域において貧酸素水塊および底泥からの栄養塩溶出の影響がみられる．計算結果と観測結果は値，分布ともによく一致しており，本モデルは大阪湾における水-底質間の相互作用を良好に再現しているといえる．また，紀伊水道底層では中央付近に PO_4-P，$[NO_2+NO_3]$-N の極大と DO の極小が観測結果，計算結果でともに確認できる．2005 年 7 月には高栄養塩の黒潮亜表層水が太平洋から陸棚に進入しており，紀伊水道底層の栄養塩濃度は全体的に比較的高い状態にあった．しかし，中央部で極値を示していることから，その水質分布は外洋からの栄養塩流入だけでなく，対象海域内における生物化学的過程も大きく影響していることが推察される．播磨灘では北部沿岸域において底質からの PO_4-P と $[NO_2+NO_3]$-N の溶出および貧酸素化が観測結果からみてとれるが，計算結果では十分には再現されておらず，改善の余地が残されている．

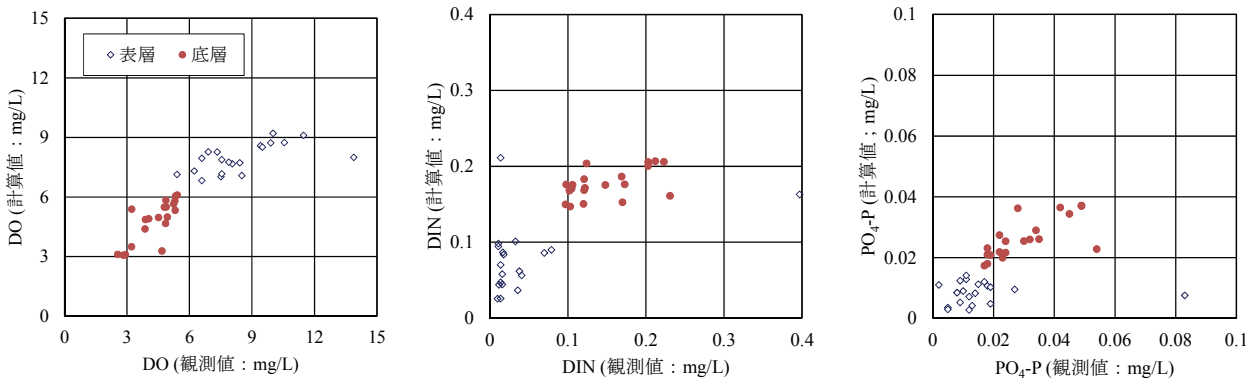
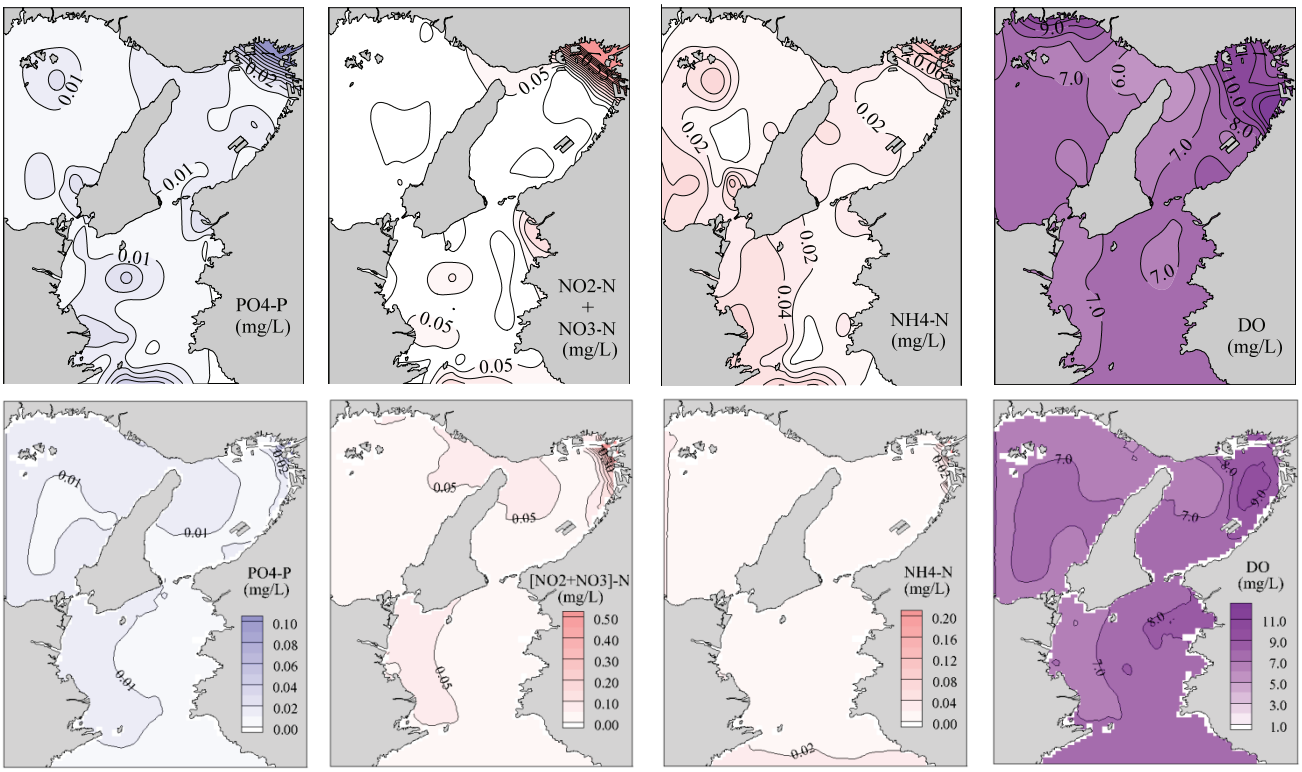
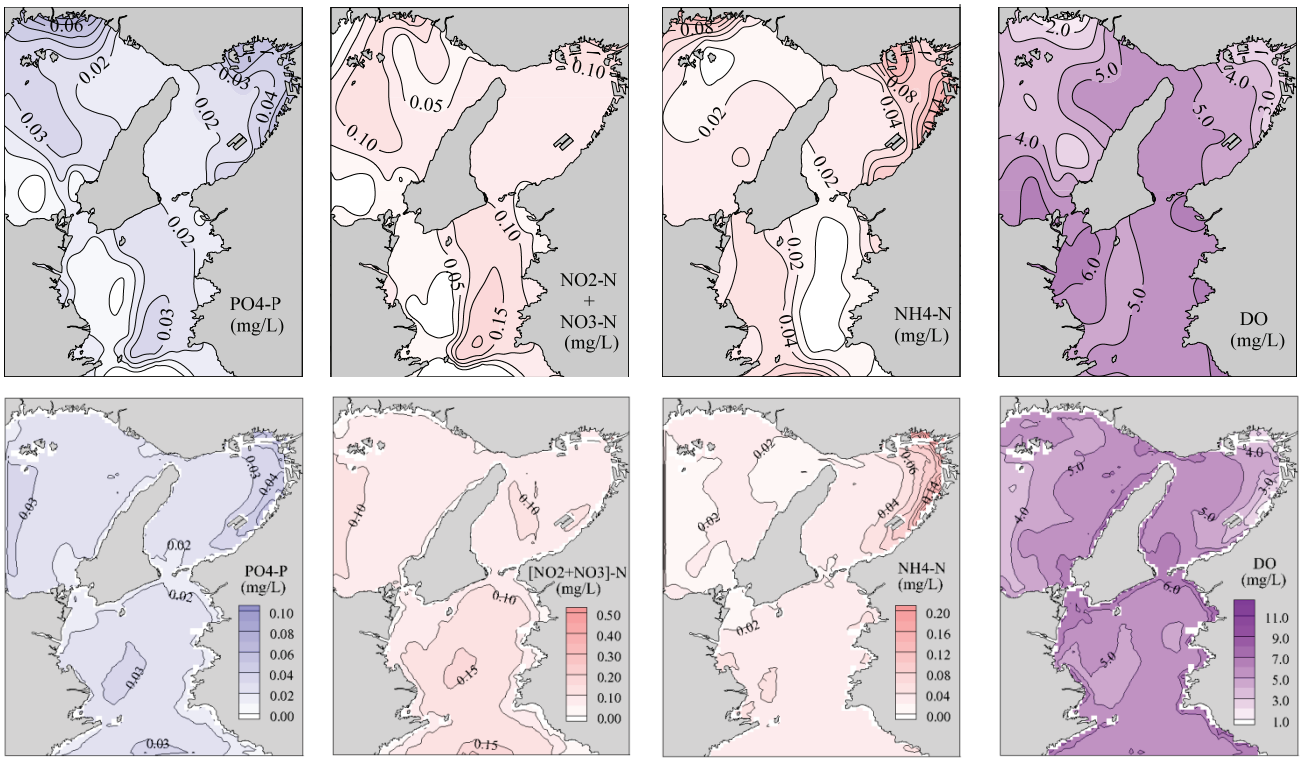


図-6.17　大阪湾の水質に関する計算値と観測値の比較



a）表層分布



b）底層分布

図-6.18　水質の観測結果と計算結果の比較（上段：観測結果，下段：計算結果）

6.4.2　夏季における外洋起源栄養塩の動態

水質計算結果について，大阪湾奥部から太平洋にかけての鉛直断面分布（2005 年 8 月 5 日 13:00 の瞬間値）を**図-6.19** に示す．紀伊水道に注目すると，上層では一次生産によって栄養塩が枯渇し，DO が上昇している．一方で，底層では太平洋から低温・高栄養塩の太平洋亜表層水が進入するが，栄養塩の分布は**図-6.9** に示した水温分布とは異なり，栄養塩濃度の極大は底層ではなく，紀伊水道中央の中層に分布している．**図-6.18** に示した底層分布の観測結果においても，紀伊水道底層では中央部で栄養塩の極大がみられる．仮に，外洋からの高栄養塩水塊の移流が原因ならば，南端における濃度の最大値を有する連続的な分布を示すと考えられる．また，DO についても，計算結果と観測結果でともに紀伊水道中央付近の底層で極小値を示していることを考えると，水中において有機物の分解による酸素消費と栄養塩の回帰が活発に生じていることが推察される．

外洋から陸棚に湧昇した高栄養塩の太平洋亜表層水は，上層を南流する沿岸水に一部が連行されながら，エスチュアリー循環によって紀伊水道底層を北上し，紀淡海峡を通過して大阪湾底層に流入する．しかし，紀淡海峡における鉛直混合によって一部は上層に湧昇し，大阪湾からの流出水とともに紀伊水道表層へ輸送されるため，紀淡海峡に進入した栄養塩はその一部のみが大阪湾内に達することになる．紀淡海峡で有光層に運ばれた外洋起源栄養塩は一次生産に寄与し，溶存無機態から懸濁有機態へと変化し，質量を持つことで沈降過程が作用するようになる．上述したように，紀淡海峡から流出した沿岸水は四国沿岸を南下し，紀伊水道中央部に形成される反時計回りの循環に取り込まれる．循環の中心付近では流速が小さいために表層の有機物は集積され，紀伊水道内に比較的長期にわたって滞留するとともに下層へ沈降する．その際に有機物は微生物によって分解・無機化作用を受けることにより，水中へ溶存無機態栄養塩を放出し，栄養塩を鉛直方向に輸送する役割を果たしている．水中で回帰した栄養塩は，有光層では再び一次生産に寄与することで内部生産

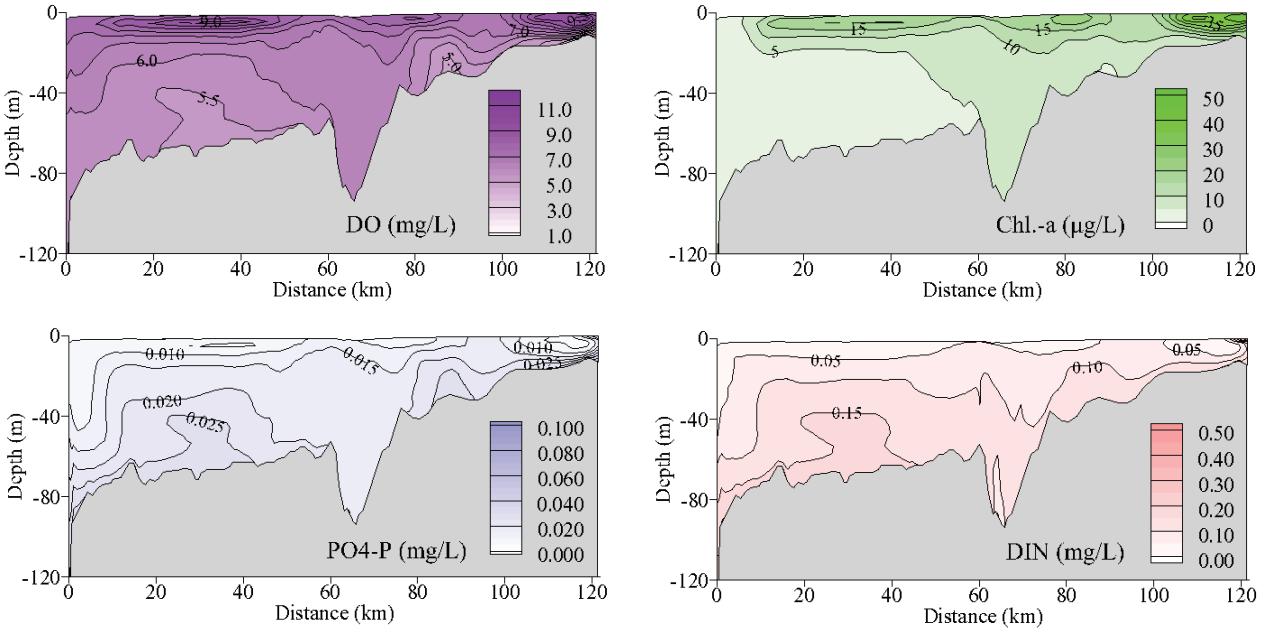


図-6.19　水質の鉛直断面分布（計算結果）

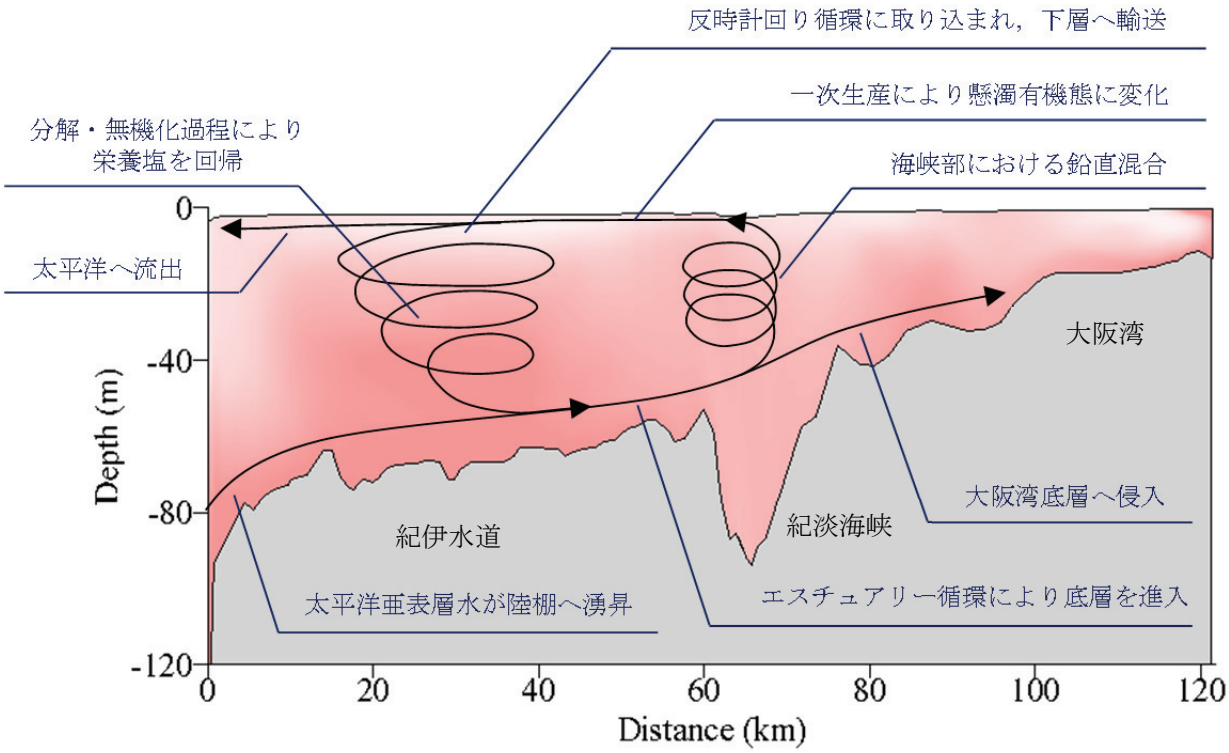


図-6.20　夏季における外洋起源栄養塩の動態の模式図

の循環に取り込まれるが，無光層で回帰された栄養塩は北向きのエスチュアリー循環によって紀淡海峡へ運ばれる．

以上で述べた夏季における外洋起源栄養塩の動態の模式図を**図-6.20** に示す．紀伊水道では物理過程と生物化学的過程が複雑に作用する物質循環構造が形成されており，中央部の反時計回り循環流とエスチュアリー循環が重要な役割を果たしていることが数値シミュレーションによって示された．外洋から供給される栄養塩は陸棚上で形態を変え，大阪湾への栄養塩輸送には外洋水の性質や進入量だけでなく，紀伊水道における生化学的過程が大きく影響することが今回の数値解析によって示唆された．ただし，浅海定線水質調査では，鉛直方向に表層と底層の二点しか採水調査を行っていないため，水質の鉛直分布については観測データがない．実測データが不足している現状においては以上の考察はあくまで推測の域を出ず，今後現地観測による検証が必要と考える．

6.4.3　大阪湾におけるリン，窒素の収支と循環

2005 年 7 月の大阪湾におけるリン，窒素の収支と循環について計算結果を**図-6.21** に示す．まず，全リン（T-P）についてみると，陸域と底質から 8.7ton/day，16.8ton/day が供給されているのに対し，明石海峡と紀淡海峡からはそれぞれ 8.6ton/day，53.2ton/day が流出し，湾全体の収支としては 36.3ton/day の減少となっている．陸域負荷の約 2 倍に相当するリンが底質から負荷されていることになり，湾内のリン収支に及ぼす底質の影響が大きいことがわかる．一方で，約 7 倍に相当する量のリンが海峡部との海水交換によって湾外へ排出されており，湾内の水質浄化に寄与しているとも捉えることができる．

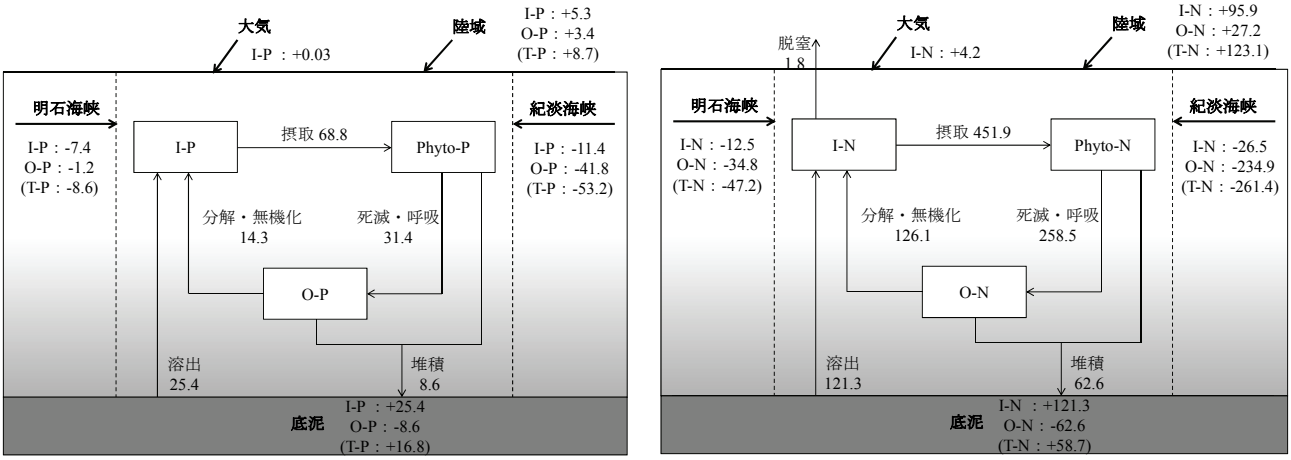


図-6.21　2005 年 7 月の大阪湾におけるリン（左）と窒素（右）の収支と循環（単位：ton/day）

形態別にみると，溶存無機態リン（I-P）については陸域から 5.3ton/day が供給されているのに対し，底質からは約 4.8 倍もの量が溶出しているとともに，3.5 倍の量が湾外へ流出している．また，陸域負荷の 12.9 倍もの I-P が一次生産によって有機態化されているとともに，2.7 倍に相当する量がデトリタス態の分解・無機化過程によって水中で回帰されており，内部循環量が非常に大きくなっている．湾全体の収支は 42.6ton/day の減少となっている．また，植物プランクトン態リン（Phyto-P）と非生物有機態リン（O-P）の総和についてみると，陸域から 3.4ton/day が流入するのに対し，底質へはその約 2.5 倍の量が堆積し，明石海峡と紀淡海峡からはそれぞれ 0.4 倍，12.3 倍の量が流出している．また，陸域負荷量の約 20 倍もの O-P が一次生産によって生成され，約 4.2%が無機化されている．その結果，湾全体の収支では 6.1ton/day 増加している．

一方，全窒素（T-N）についてみると，陸域と底質から 123.1ton/day，58.7ton/day が供給され，明石海峡と紀淡海峡から 47.2ton/day，261.4ton/day が流出し，湾全体の収支は 126.8ton/day の減少となっている．陸域負荷量に対して，底質からの溶出量はほぼ同等，明石海峡と紀淡海峡からの流出量は 0.38 倍，2.1 倍に相当し，リンの場合に比べると，湾内の収支に対する陸域負荷の規模が相対的に大きくなっている．

溶存無機態窒素（I-N）は陸域から 95.9ton/day が流入するとともに，底質からはその 1.3 倍の量が溶出し，明石海峡と紀淡海峡からは 0.13 倍，0.28 倍の量が流出している．また，陸域負荷量に対して，約 4.7 倍の量が一次生産に利用され，約 1.3 倍が水中で回帰されている．また，水中における脱窒量は 1.8ton/day と小さく，結局，湾内の収支は 145.2ton/day の減少となっている．植物プランクトン態窒素（Phyto-N）と非生物有機態窒素（O-N）の総和は，陸域から 27.2ton/day が流入し，その約 2.3 倍が底質へ堆積，約 1.3 倍と約 8.6 倍が明石海峡と紀淡海峡から流出している．その結果，湾内の収支は 20.7ton/day の減少となり，リンの場合とは異なり正値を示した．

このように，リンと窒素では湾内における収支や循環が異なることがわかった．その一方で，いずれについても，水‐底質界面や海峡部を通じた交換量や内部循環量が，湾内の物質循環に占める割合は大きく，その変動が物質循環系に及ぼす影響は無視できないことは容易に推察できる．以下では，各栄養塩負荷の変動がリン，窒素の収支と循環などに及ぼす影響について検討する．

6.5　河川出水の影響

7 月の平水流量条件における陸域負荷量と実際の負荷量の比較を**図-6.22** に示す. **図-6.6** に示したように，7 月初旬には淀川において 1,500m^3/sec を超える比較的大きな出水が生じ，中旬頃まで 250 m^3/sec 以上の流量が多い状態が続いていた．なお，2005 年における平水流量（185 日流量）は，淀川では 161.4m^3/sec, 大和川では 14.3m^3/sec であった. 仮に出水が生じず常に平水状態が続いた場合，T-P，T-N，TOC の 7 月における陸域負荷量は，それぞれ実際の負荷量の 69%，79%，43%にまで減少することになる.

図-6.23 に平水条件下における 7 月の大阪湾のリン，窒素の収支と循環を示す．再現計算結果（**図-6.21**）と比較すると, 陸域負荷量が減少したことにより, 湾内の物質循環が弱くなっている. また, 出水がなくなったことにより隣接海域との海水交換量も減少し，その結果，両海峡における物質交換量も小さくなり，リンや窒素の湾内収支も大きく変化している.

リンに比べると，窒素については変化が大きいが，これは湾内の物質循環に対する陸域負荷の寄与が, リンに比べて窒素のほうが大きいためと考えられる. 特に一次生産量は大きく変化しており, 光合成に利用される I-N は 451.9ton/day であったものが 398.1ton/day にまで減少している．実際の物

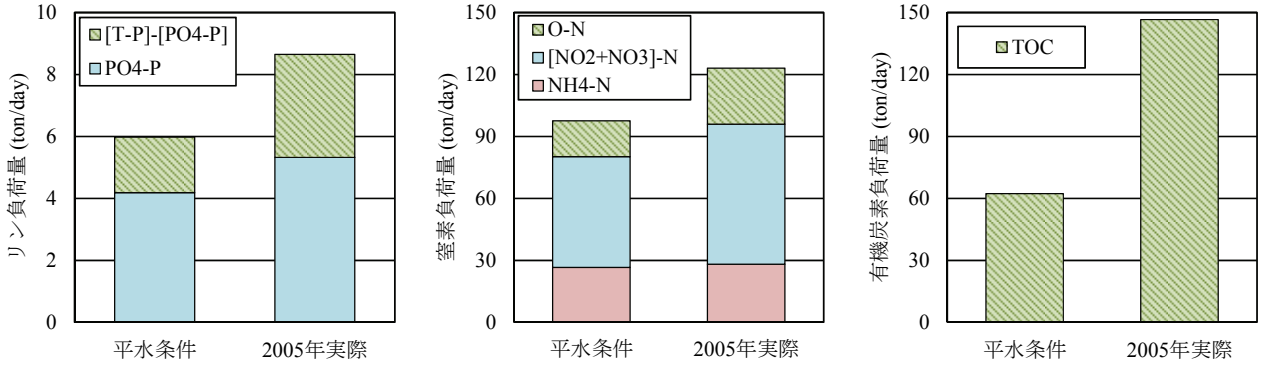


図-6.22　実際と平水条件とした場合の 7 月における陸域負荷量の比較

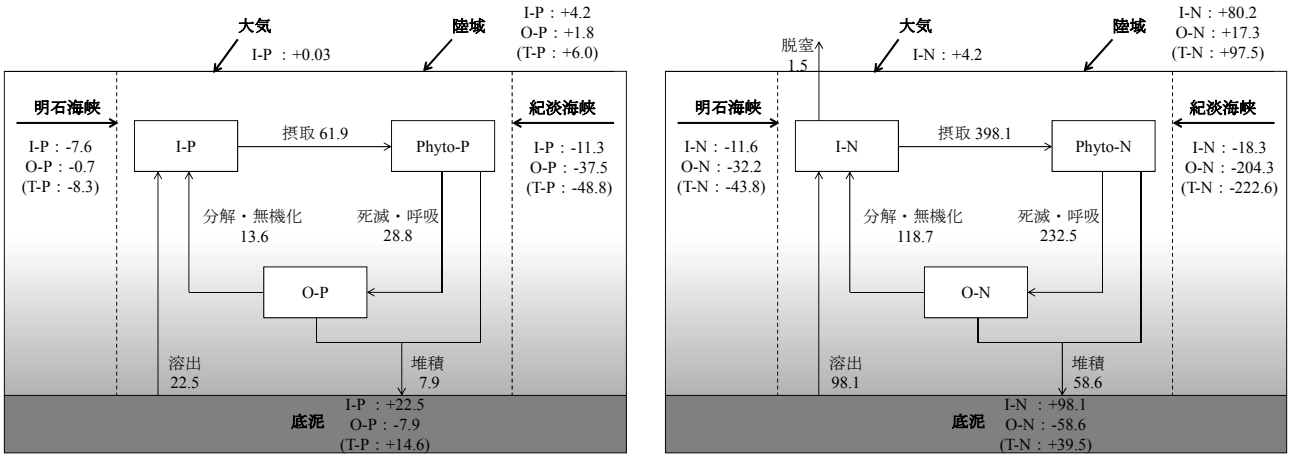


図-6.23　7 月の平水条件における大阪湾のリン，窒素の収支と循環（単位：ton/day）

質循環系は非線形なシステムであるが，近似的に捉えれば，湾内の一次生産量のうち約 14%が出水に伴う栄養塩供給に依るものであるといえる．これより，1 ヶ月という時間スケールで見た場合，河川出水の有無は大阪湾におけるリンや窒素の収支や循環を大きく変化させることがわかった．

6.6　底質の影響

2005 年の再現計算に対し，底質による酸素消費や栄養塩の溶出をなくした場合の，8 月 5 日 13:00 における水質の底層分布を**図-6.24** に，鉛直断面分布を**図-6.25** に示す．再現計算結果と比べると，大阪湾東部底層では栄養塩濃度が低下するとともに，貧酸素化が解消している．大阪湾における 7 月のリン，窒素の収支と循環を**図-6.26** に示す．再現計算結果と比べると，底質からの栄養塩溶出がなくなっただけでなく，一次生産に伴う摂取量や有機態の分解・無機化量が著しく減少し，湾内の循環量が小さくなっていることがわかる．このように，大阪湾の物質循環に及ぼす底質からの栄養塩供給の影響は極めて大きく，特に湾奥部海域における水質汚濁現象の解消のためには有機汚濁の進行した底質の改善が有効であると考えられる．

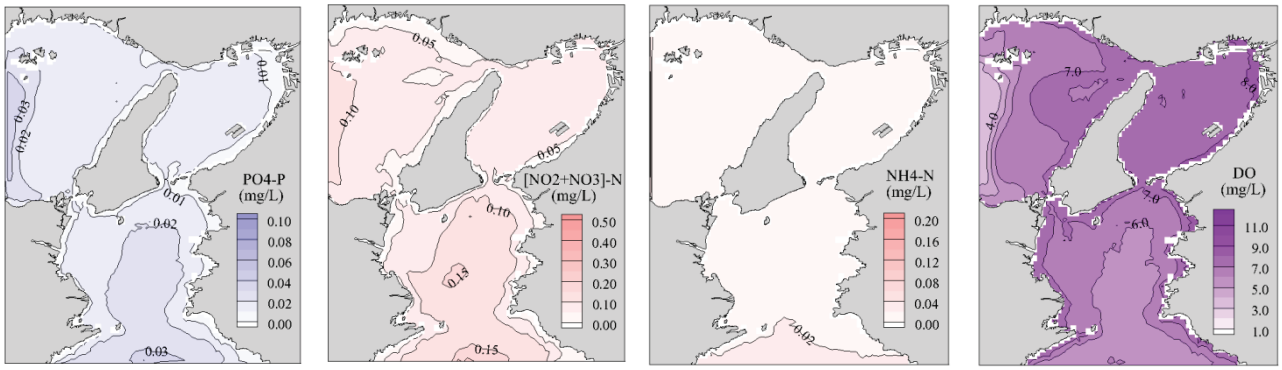


図-6.24　底質負荷を無視した場合の水質の底層分布

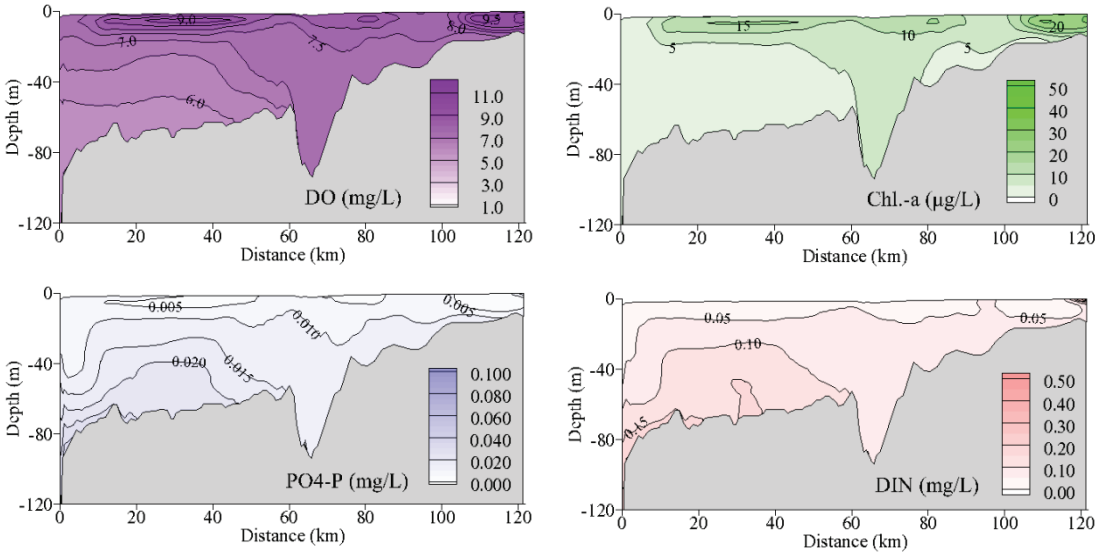


図-6.25　底質負荷を無視した場合の水質の鉛直断面分布

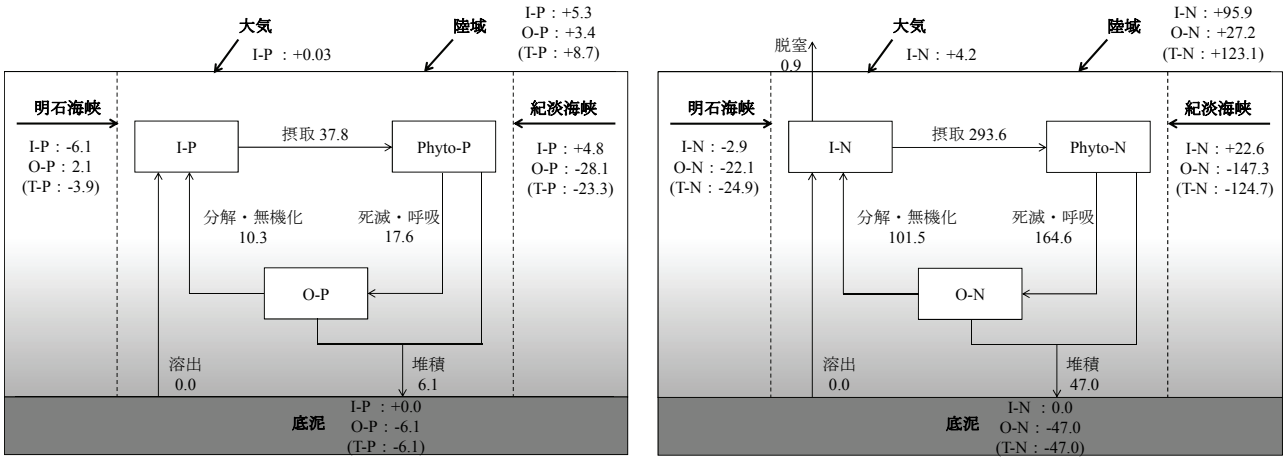


図-6.26　底質負荷を無視した場合の大阪湾のリン，窒素の収支と循環（単位：ton/day）

6.7　黒潮離接岸の影響

6.7.1　流動・密度構造に及ぼす影響

黒潮の離接岸状況は，対象領域全体の水質構造だけでなく，流動構造も大きく変化させると考えられる．ここではまず，接岸条件下における流動・密度構造と外洋水の物理挙動を示し，海域の物理場に及ぼす離接岸の影響について述べ，次に水質構造にみられる変化について示し，湾内におけるリン，窒素の収支と循環に及ぼす影響について述べる．

まず，2005 年夏季の再現計算に対し，開境界条件（水位，塩分，水温）のみを 2002 年の条件に変更した場合の 8 月 5 日における一潮汐平均された塩分，水温の底層分布と鉛直断面分布をそれぞれ**図-6.27** と**図-6.28** に示す．塩分分布については**図-6.9** に示した 2002 年の再現計算結果に似た分布を示し，大阪湾奥部沿岸域において約 32.0 といった低い値を示している．また，水温の底層分布をみると，接岸条件下では紀伊水道中央で約 23℃と高い値を示し，2002 年再現計算の分布と類似している．大阪湾奥部においても底層水温が約 2℃上昇しており，接岸時に表層暖水が流入する影響によって海域全体において水温が上昇している．

次に，7 月 15～30 日の 15 日間における残差流と平均密度の分布を**図-6.29** に示す．2005 年の再現計算（**図-6.11**）と比べると，大阪湾表層では沖ノ瀬環流や東岸恒流帯が小さくなり，湾全体で紀淡海峡に向かう流れが弱くなっている．紀伊水道においても四国沿いの南流と紀伊半島沿いの北流が弱まり，中央部にみられる反時計回り循環流の規模も小さくなっている．また，水深 30m や 40m の分布をみると，紀伊水道や大阪湾西部でみられた北流成分が不明瞭になっている．これは接岸条件への変更に伴い底層冷水に代わって表層暖水が太平洋から流入したために，上下層間の密度差が小さくなり，エスチュアリー循環が弱まったものと考えられる．

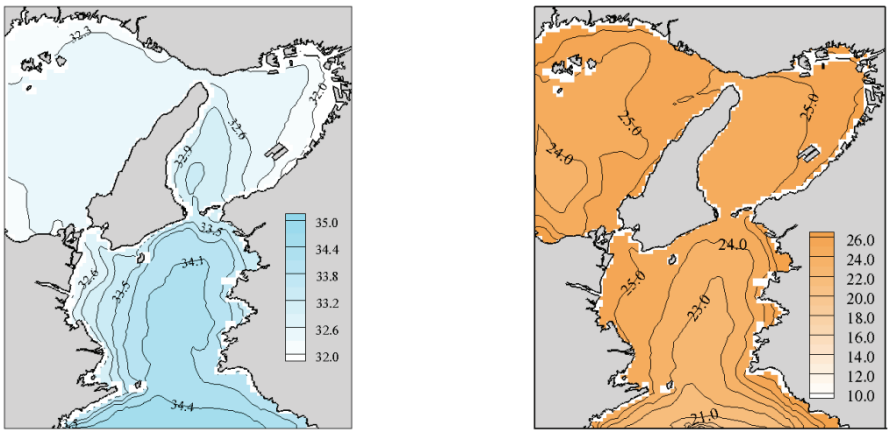


図-6.27　塩分と水温の底層分布

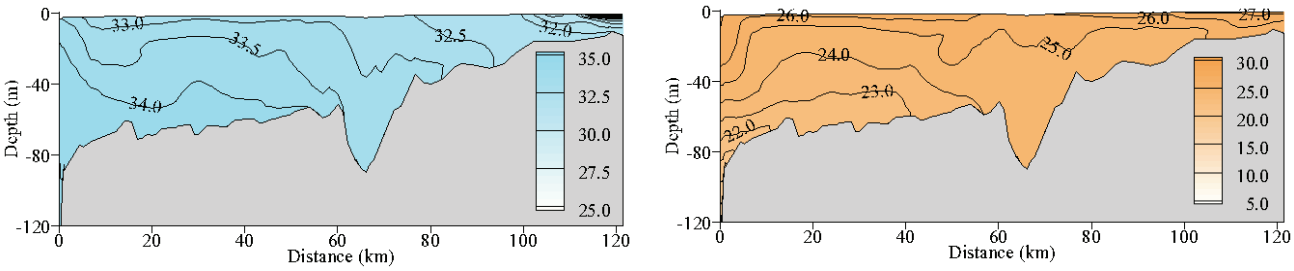


図-6.28　塩分と水温の鉛直断面分布

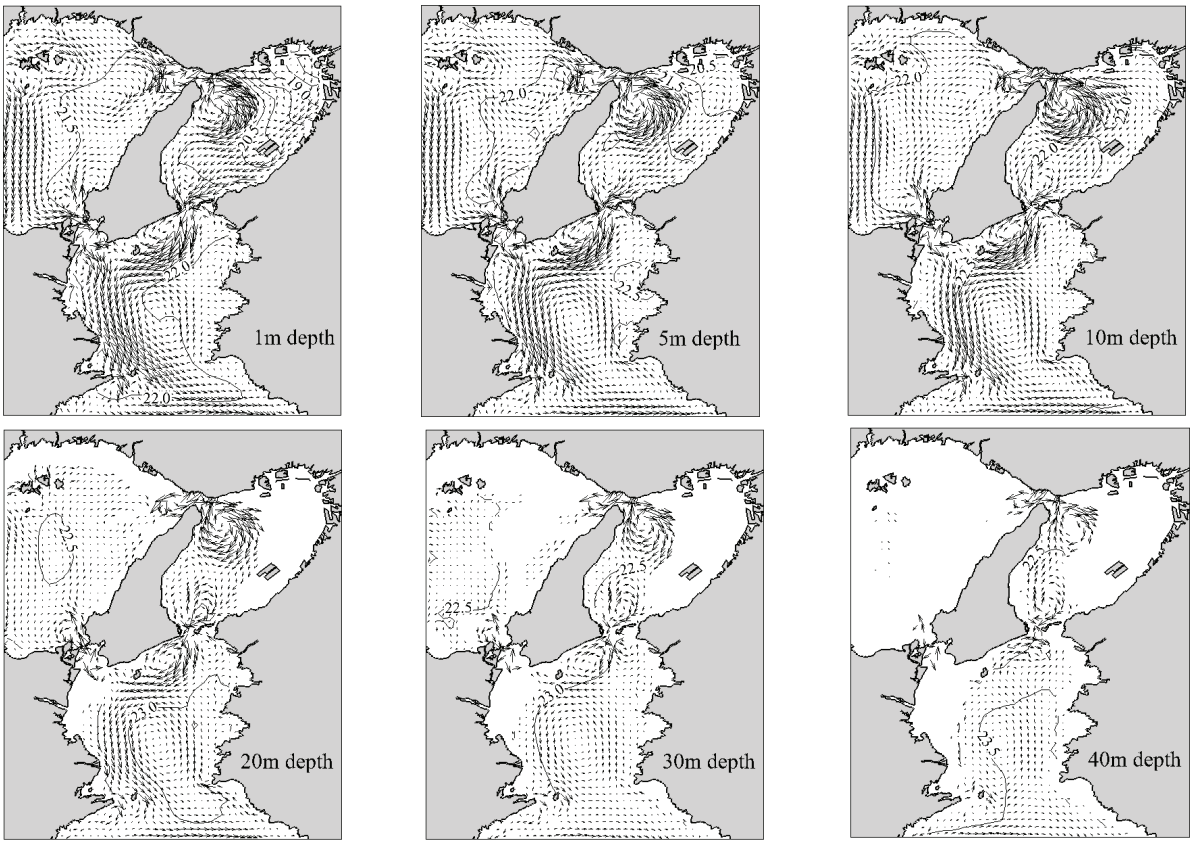


図-6.29　残差流と平均密度の平面分布

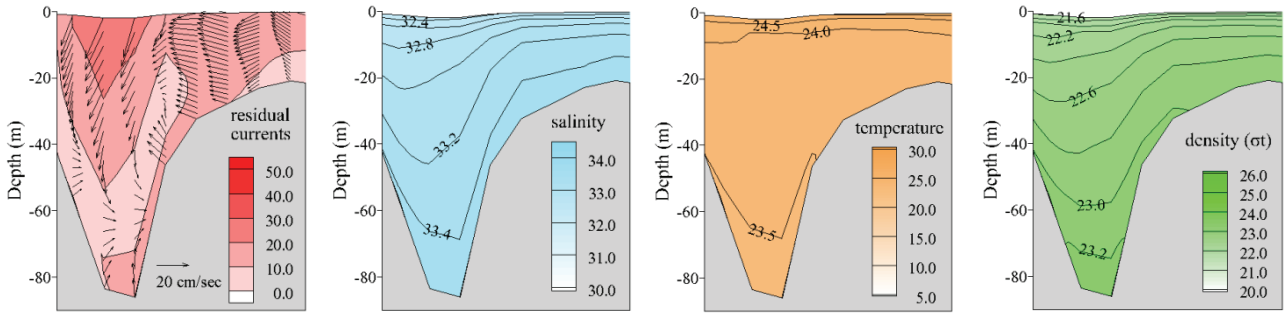


図-6.30　紀淡海峡おける残差流と平均塩分・水温・密度の鉛直断面分布

紀淡海峡における残差流，塩分，水温，密度の鉛直断面分布を**図-6.30** に示す．黒潮表層水の進入により，海峡部においても水温は 23～25℃と高い値を示し，鉛直方向の水温差は約 1℃と小さくなっている．その結果，上下層間の密度差は約 1.6 と再現計算の場合と比べて小さく，流動構造は上層で流出，下層で流入の密度流構造は形成されているものの，転流する水深が 50m 付近であったのが 60m 付近になるとともに，その残差流速は小さくなっている．以上より，黒潮が接岸し表層暖水が進入した場合には，海域全体のエスチュアリー循環が弱化し，流動構造が大きく変化することがわかった．

6.7.2　離接岸に伴う外洋水の進入挙動の差異

図-6.13 および**図-6.14** と同様に，接岸条件における外洋水粒子の 5 日後，10 日後，15 日後，20 日後, 25 日後. 30 日後の水平･鉛直投影図をそれぞれ**図-6.31** と**図-6.32** に示す. 外洋水は約 2.8cm/sec の平均速度で紀伊水道底層をゆっくりと進入し，25 日目には紀淡海峡に達している．しかし，上述の通り，黒潮の接岸条件下では紀伊水道におけるエスチュアリー循環は弱くなり，30 日目においても外洋水は紀淡海峡付近にまでしか到達しておらず，その進入速度は離岸期に比べて遅くなっている．これより，接岸期には離岸期に比べて大阪湾への外洋水の流入量は少なくなり，湾内水質に及ぼす外洋起源物質の影響も小さくなると考えられる．

6.7.3　水質構造に及ぼす影響

接岸条件における水質の計算結果を**図-6.33** と**図 6.34** に示す．離岸期の再現計算結果（**図-6.18**）と同じく，8 月 5 日における 13:00 瞬間の分布を示している．表層分布には離岸期と比べてほとんど変化がみられない一方で，底層分布には離岸期との違いが生じている．陸棚端では太平洋亜表層水に代わって黒潮表層水が進入しているために, PO_4-P 濃度と[NO_2+NO_3]-N 濃度はそれぞれ 0.01mg/L. 0.05mg/L と低い値を示している．その結果，紀伊水道底層においても栄養塩濃度は低くなっているが，陸棚端における黒潮表層水に比べて高い値を示している．これは高温の黒潮表層水が流入し，海域全体の水温が再現計算に比べて上昇したために，水中における有機物の分解・無機化過程が促進され，無機態栄養塩の水中回帰量が増加したためと考えられる．また，水温の上昇に伴って，大阪湾東部沿岸域においては底層の栄養塩濃度が高くなるとともに，DO 濃度がさらに低下している．

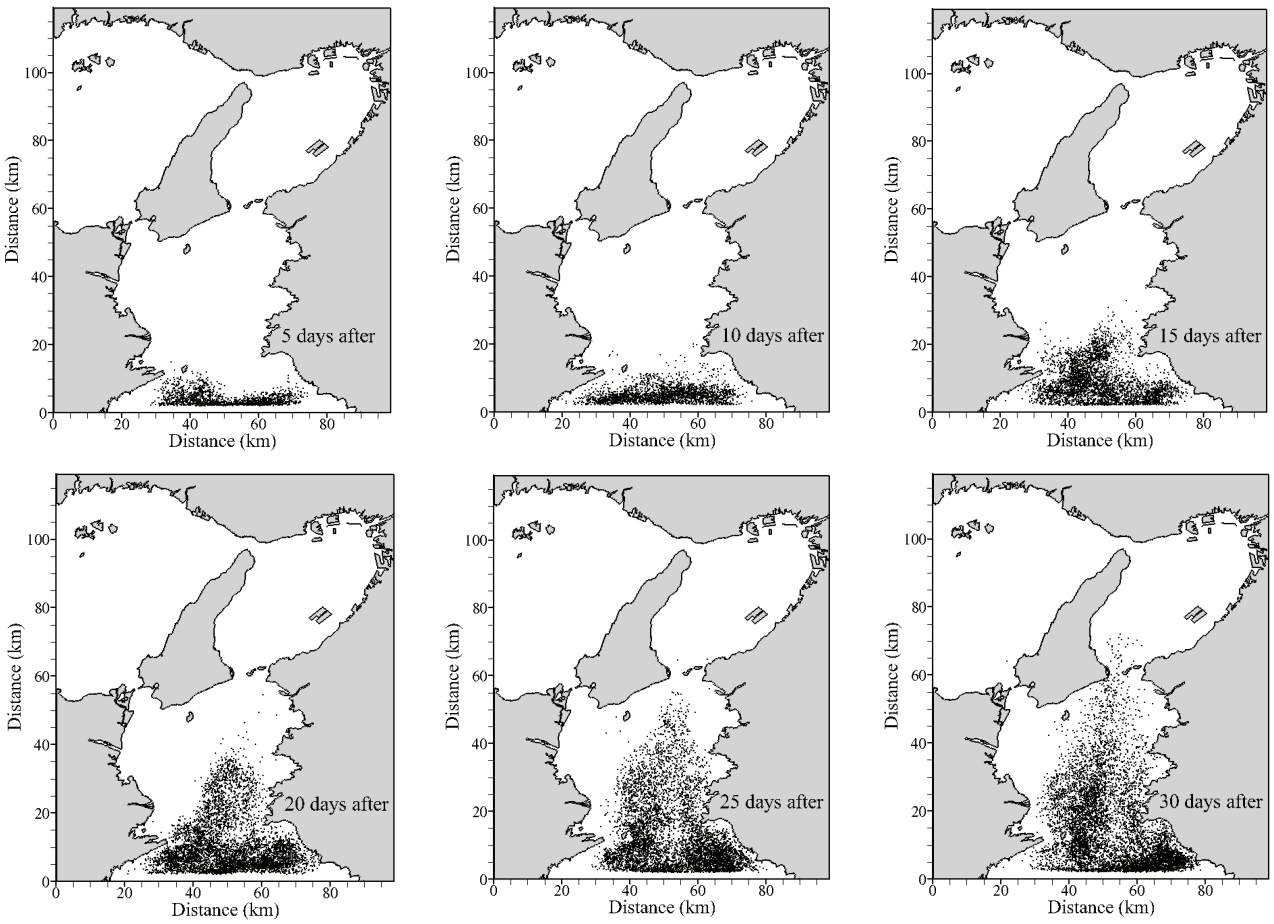


図-6.31　粒子追跡結果の水平投影分布（7 月 1 日～30 日）

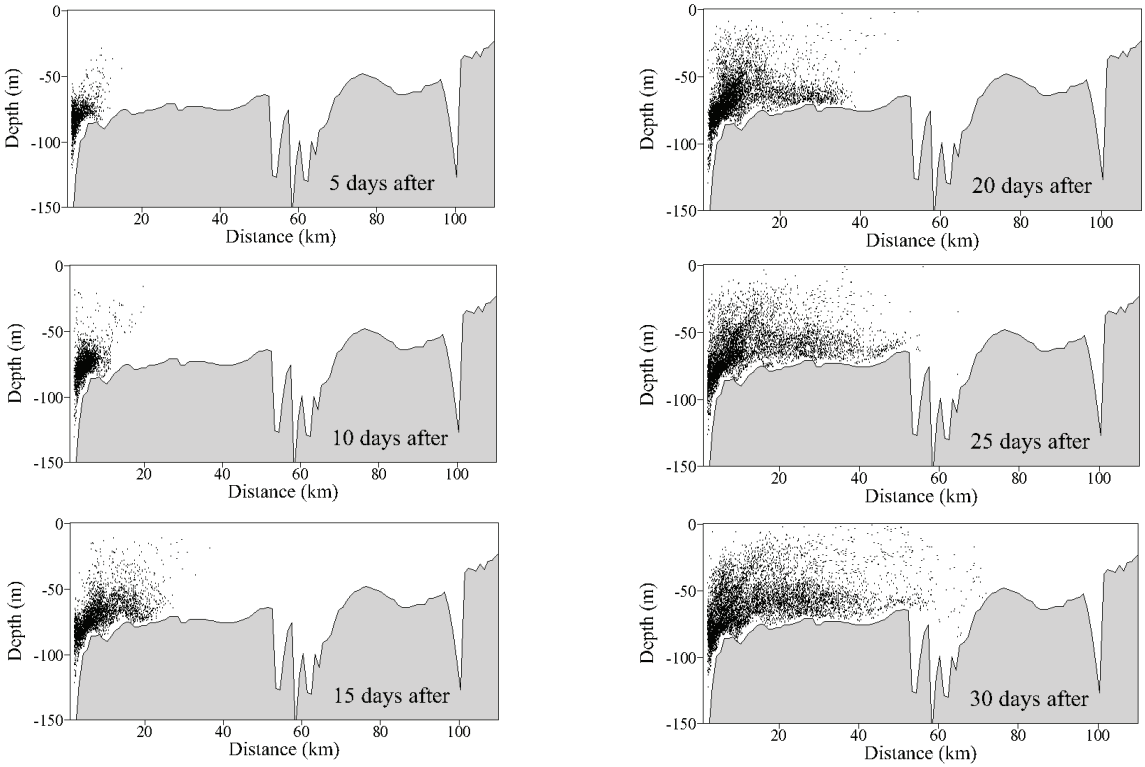
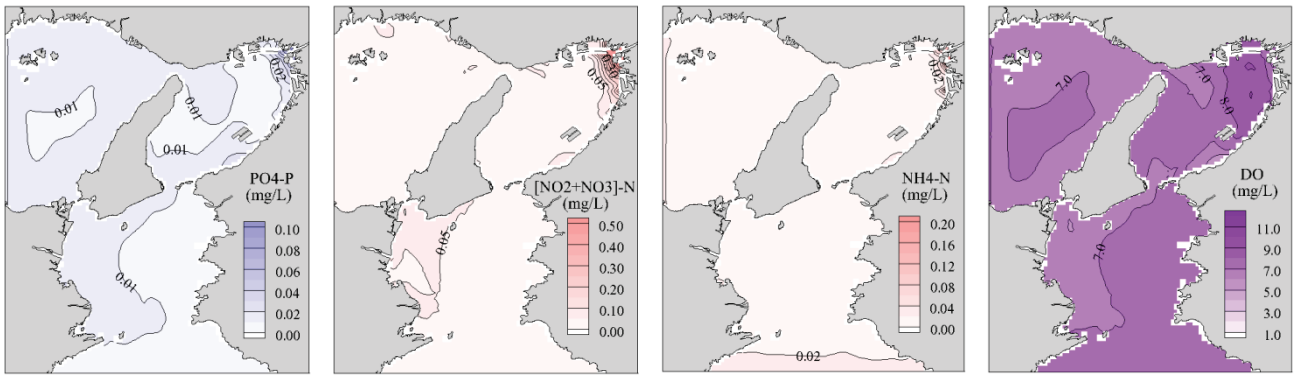
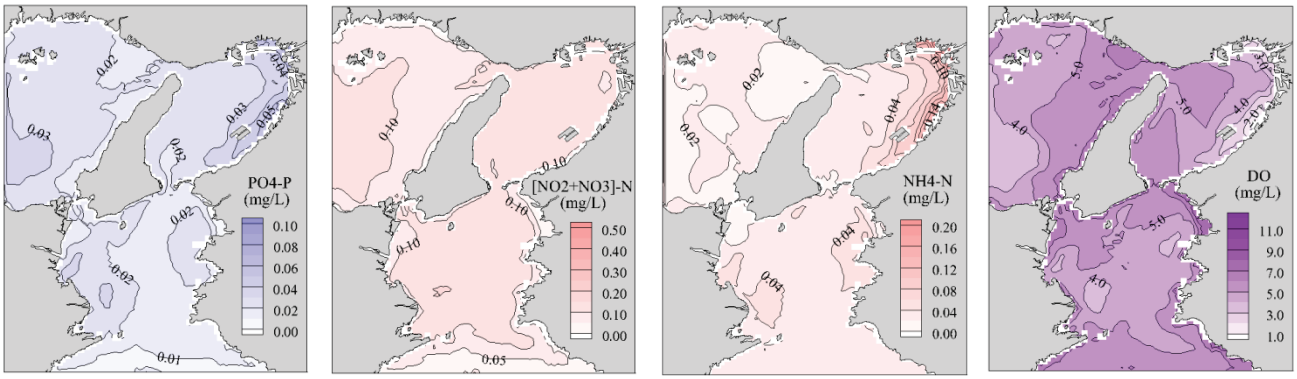


図-6.32　粒子追跡結果の鉛直投影分布（7 月 1 日～30 日）



a） 表層



b） 底層

図-6.33　接岸条件下における水質の水平分布

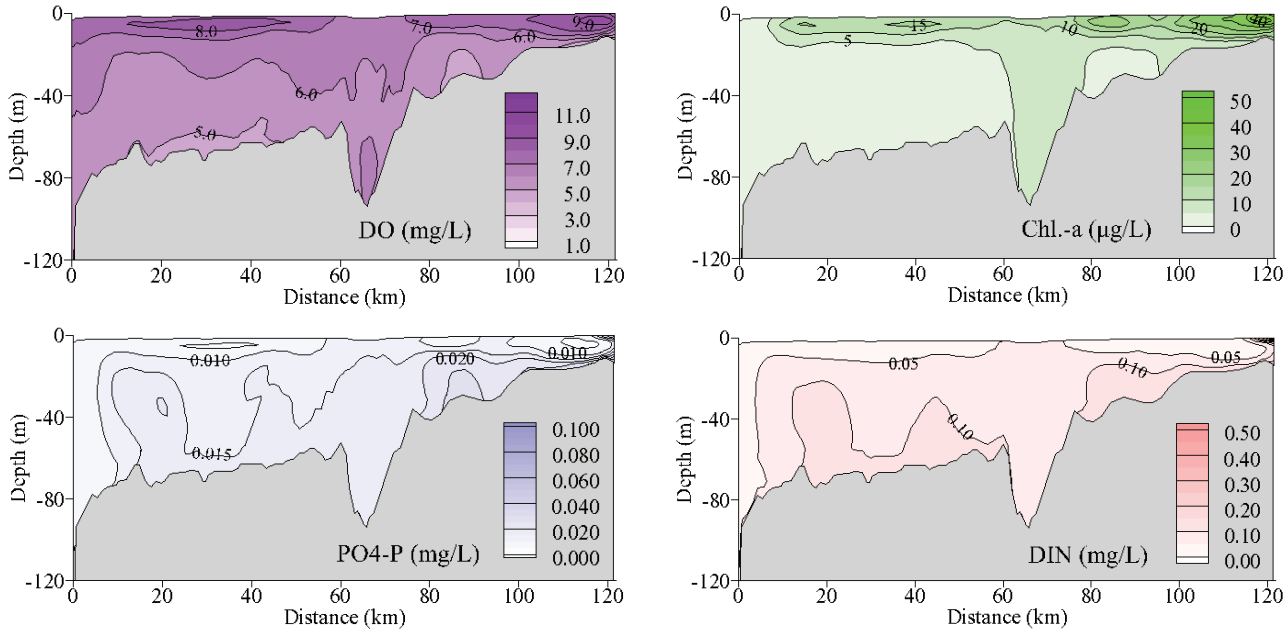


図-6.34　接岸条件下における水質の鉛直断面分布

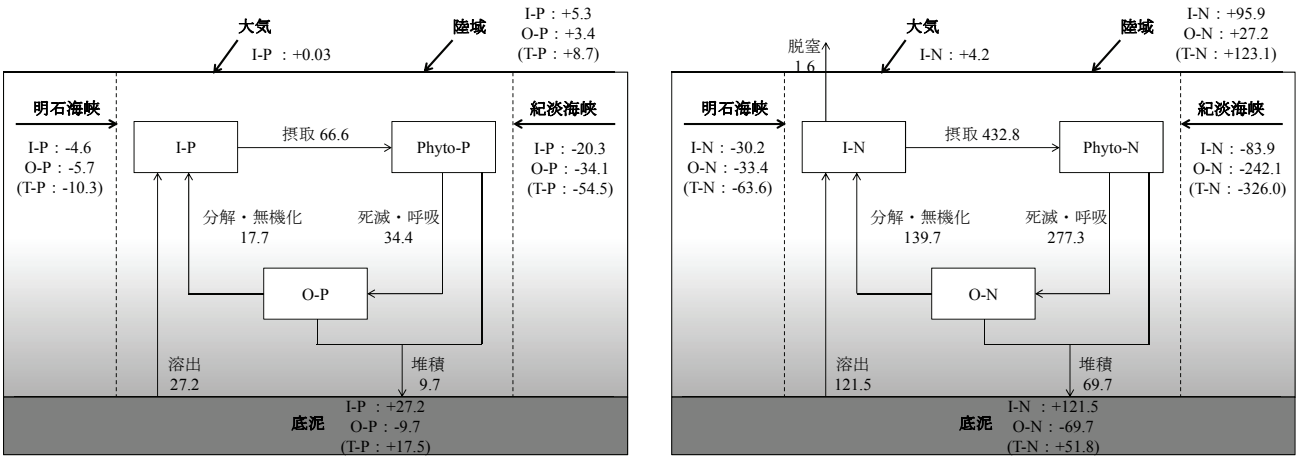


図-6.35　接岸条件下の大阪湾におけるリンの収支と循環

6.7.4　リン，窒素の収支と循環に及ぼす影響

接岸条件下の大阪湾における 7 月のリンと窒素の収支と循環を**図-6.35** に示す. 離岸期の再現計算と比べると，高栄養塩の太平洋亜表層水に代わって低栄養塩の黒潮表層水が紀伊水道に流入したことにより，紀淡海峡を通じた I-N の流出量が 3 倍以上に増加している．また，植物プランクトンの呼吸の増加により栄養塩摂取量が減少している一方で，デトリタス態物質の分解・無機化量は増加している．底質からの溶出量は若干増加しているものの，その変化量は小さいことを考えると，**図-6.33** において大阪湾底層の$[NO_2+NO_3]$-N 濃度が上昇したのは，水温の上昇に伴い，水中における栄養塩摂取量の減少と有機物の分解・無機化による栄養塩回帰量が増加したためと考えられる．このように，黒潮の離接岸は外洋起源栄養塩の流入量だけでなく，水温変化に伴う生物化学的過程にも影響を及ぼし，大阪湾における物質循環を変化させることがわかった.

6.8　まとめ

本章では，夏季を対象に，大阪湾の物質循環に及ぼす河川出水，底質負荷，黒潮離接岸の影響について解析を行った．得られた主な結論は以下の通りである.

1) 数値モデルは黒潮の離接岸状況に依らず対象海域の流動・密度構造をよく再現し，潮位と塩分・水温の鉛直プロファイルを開境界条件に与えることで，黒潮離接岸状況による沿岸海域の密度構造の違いをよく表現することができた.

2) 紀伊水道における外洋起源栄養塩の動態には，物理過程だけでなく生物化学的過程も大きく作用し，中央部にみられる反時計回り循環流とエスチュアリー循環が重要な役割を果たしていることが推察された.

3) 大阪湾の物質循環に及ぼす河川出水の影響は大きく，大規模な出水が生じた 2005 年 7 月においては，湾内の一次生産量のうち約 14%が出水に伴う栄養塩供給に依るものであると考えられた.

4)水質に及ぼす底質の影響を無視した場合，大阪湾東部沿岸域では貧酸素水塊が消滅し，水質は大きく改善される結果が得られた．また，栄養塩の溶出がなくなることによって，湾内の一次生産量が大きく減少するとともに，湾内の物質循環が大きく変化することが示された.

5) 黒潮の離接岸状況によって紀淡海峡を通じた物質輸送量は大きく変化し，大阪湾および周辺海域の栄養塩濃度も変化することが数値実験により示された．また，離接岸は湾口部を通じた物質輸送量を変化させるだけでなく，沿岸海域の水温環境も変化させるため，生物化学的過程に伴う内部循環量も変化することがわかった.

参考文献

1) Kawabe, M.: Sea Level Variations at the Izu Islands and typical stable paths of the Kuroshio, *J. Oceanogr.*, 41, pp.307-326, 1985.
2) 竹内淳一・中地良樹・小久保友義 : 紀伊水道に進入する表層暖水と底層冷水，海と空，第 73 巻，pp.81-92，1997.
3) Takashi T., T. Fujiwara, T. Sumitomo, and W. Sakamoto: Prediction of Slope Water Intrusion into the Kii Channel in Summer, *J. Oceanogr.*, Vol.62, pp.105-113, 2006.
4) 藤原建紀・宇野奈津子・多田光男・中辻啓二・笠井亮秀・坂本亘：紀伊水道の流れと栄養塩輸送，海と空，第 73 巻，第 2 号，pp.31-40，1997.
5) 高志利宣・藤原建紀・住友寿明・竹内淳一：外洋から紀伊水道への窒素・リンの輸送，海岸工学論文集，第 49 巻，pp.1076-1080，2002.
6) 金漢九・西田修三・中辻啓二 : 紀淡海峡における流動構造と物質輸送に及ぼす黒潮蛇行の影響，海岸工学論文集，第 50 巻，pp.926-930，2003.
7) 西田修三・金漢九・高地慶・入江政安・中辻啓二：紀淡海峡における水質変動特性と栄養塩輸送，海岸工学論文集，第 53 巻，pp.996-1000，2006.
8) 金漢九・中辻啓二・前田瑛美・西田修三：大阪湾・紀伊水道において観られるもう一つの密度流系，海岸工学論文集，第 55 巻，pp.391-395，2008.

第 7 章　物質循環管理に向けた陸域負荷の人為的制御に関する数値実験

7.1　はじめに

30年以上にわたる陸域負荷削減施策は閉鎖性海域の有機汚濁と富栄養の改善に大きく寄与し，大阪湾は一時期の危機的な状態から脱することに成功した．しかし，**第4章**で述べたように，一方的な負荷削減は海域への流入負荷を減少させただけでなく，その質も大きく変化させ，海域の栄養塩バランスの変質を引き起こした．**図-7.1**に示すように，大阪湾では湾奥部海域は今なお富栄養状態にある一方で，湾西部海域では栄養塩濃度が枯渇しつつある．また，大阪湾に隣接する播磨灘では負荷削減の結果，近年は貧栄養状態にあり，冬季には大型珪藻の出現によるノリの色落ち被害が生じている[1)]．

これらの事象は，閉鎖性海域における富栄養状態の解消と生産性の維持の両立が容易ではないことを示唆している．特に，大阪湾では湾内の環境勾配が大きく物質循環が円滑でないために，従来の単純な量的規制だけでは海域環境の健全化は困難と考えられる．

一方，大阪湾流域圏では，高度経済成長期以降に総量規制や下水道施設の整備が進められ，その水・物質循環には自然循環系だけでなく人工循環系が大きな影響を及ぼすようになってきた[2)]．今後，劣化した海域環境の再生に向けた物質循環の管理方策の一つとして，人工循環系を利用した陸域負荷の人為的制御が挙げられる．例えば，下水処理水に含まれる栄養塩の量や質を適切に制御することで，海域の栄養塩環境をコントロールできる可能性が期待できる．しかし，具体的な方策を提案するためには，陸域負荷の実態と海域の物質輸送場を精確に把握し，方策の実効性を定量的に予測する必要がある．

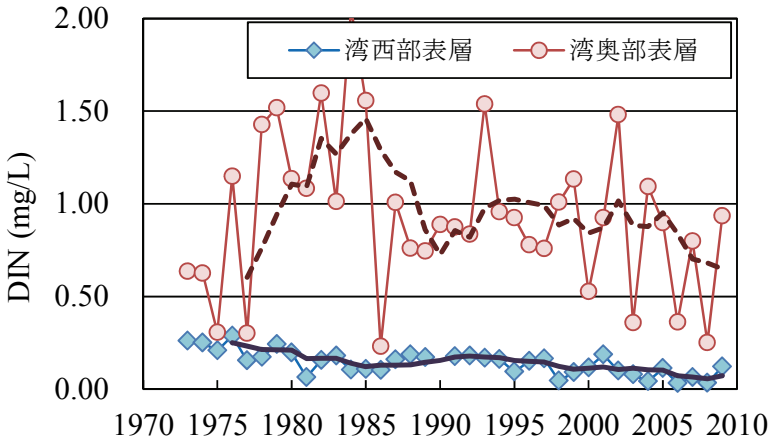


図-7.1 大阪湾における冬季の表層 DIN 濃度の変遷
（浅海定線水質調査結果より作成．太線は 5 年移動平均値．）

本章では，まず，統計資料の収集と分析により，大阪湾に流入する陸域負荷の実態とその空間分布を明らかにする．次に，三次元数値シミュレーションにより海域の流動・水質場を再現するとともに，海域の物質循環管理に向けた陸域負荷の人為的制御策を提案し，その効果を検証する．なお，**第 5 章**および**第 6 章**で述べたように，大阪湾の物質循環には底泥や外洋を起源とする栄養塩の動態も無視できないが，ここでは陸域負荷に対する湾内水質の応答性を捉えるために，底泥や外洋から供給される栄養塩量の変動が比較的小さい 2 月を対象に解析を行う．

7.2　方法

7.2.1　陸域負荷の算定方法

海域の物質循環を正しく解析するためには，陸域負荷条件を精確に与える必要がある．陸域負荷の算定方法については**第 4 章**で既に述べたため，ここでは詳細は省略する．

図-7.2 に示すように，2007 年度末時点において，大阪湾流域には 105 箇所の下水処理場が立地しており，そのうち 55 箇所では高度処理が導入されている．特に，大阪市内河川・寝屋川流域と神崎川流域には大規模な処理場が多数立地しており，流域における主要な負荷供給源となっている．また，神戸港から阪南港にかけては，海域に直接放流する大規模事業場や下水処理場が点在している．

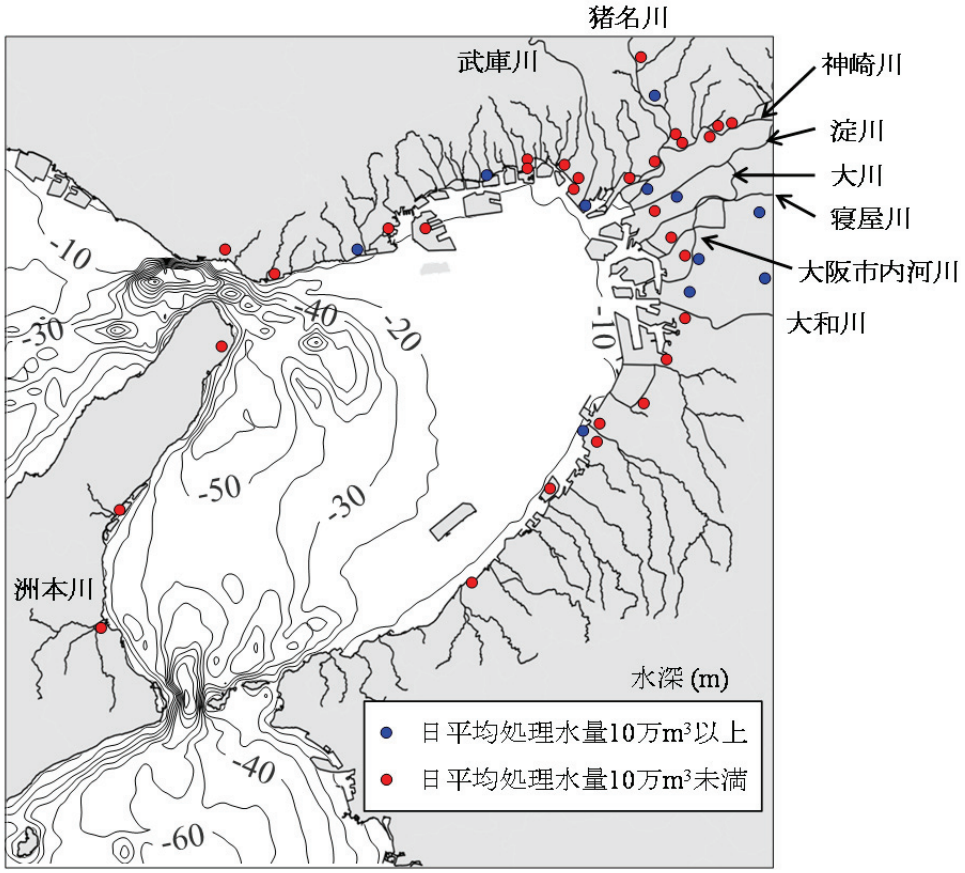


図-7.2 大阪湾の地形と，流入河川および下流部に位置する下水処理場の分布

地域別の漁獲高は神戸，淡路島，泉州地域で大きく，また，神戸市のポートアイランド以西と淡路島の沿岸部ではノリの養殖が行われている．

算定期間は 2008 年 2 月とし，対象とする水質項目は COD および形態別栄養塩（NH_4-N，NO_2-N，NO_3-N，O-N，PO_4-P，O-P）である．主要河川である淀川，大和川については，一時間ごとの水位モニタリング値と H-Q 式から流量を求め，平水流量を閾値に低流量時には平水時水質濃度を，高流量時には L-Q 式を適用して負荷量を算定した．また，解析期間には大規模な降雨がなかったため，流量が比較的少ないその他中小河川からの流入負荷については，出水に伴う変動を無視しても算定結果に大きな誤差が生じないと判断し，年平均流量および平水時水質濃度（ともに前後年度含む 3 年平均値）を用いて算定した．下水処理場からの放流負荷については，下水道統計および各処理場発刊の水質管理年報を基に，解析期間における実績負荷量を各処理場について個別に求めた．その他に，流域下流部に位置する事業場および浄化槽等からの負荷も算定するとともに，取水・導水に伴う負荷量の受け渡しも考慮したる．陸域負荷の空間分布を算定する際には，大阪湾流域を 7 つ（淀川流域，大和川流域，神崎川流域，大阪市内河川・寝屋川流域，泉州地域，神戸地域，淡路地域）に区分して扱った．

7.2.2　数値モデルの概要

使用する数値モデルは，第 5 章で説明した ECOMSED[3)]と RCA[4)]を使用した．モデルの概要は**第 5 章**で述べたため，ここでは省略する．

7.2.3　計算条件

大阪湾全体の物質循環を解析するため，計算領域は**図-7.3** に示す範囲に設定した．図には，計算

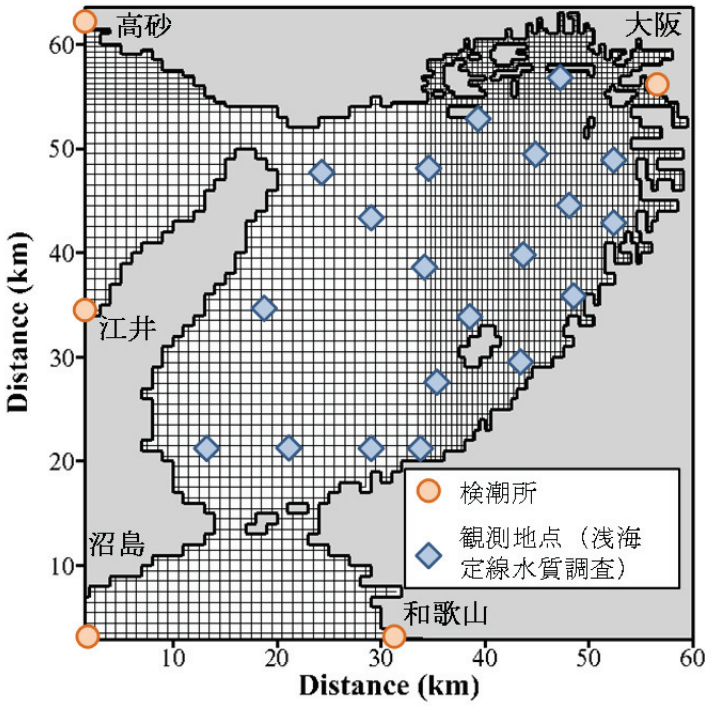


図-7.3 計算領域

条件や再現性の検証に用いる検潮所と水質調査地点（浅海定線水質調査）の位置もあわせて載せている．水平方向にはデカルト座標系を採用し，格子サイズは湾奥部で 500m，その他で 1km とした．鉛直方向には等間隔 20 層の σ 座標系を採用した．助走計算を 1 ヶ月間行った後，2008 年 2 月の 1 ヶ月間を解析期間とした. 差分時間は流動計算については 8sec, 水質計算については 180sec とした．流速は静止条件から開始し，初期塩分・水温は 1 月の平均的な値（塩分 32.5，水温 12.5℃）を湾内で一様に与え，静止状態から開始した．

開境界には検潮所（高砂，江井，沼島，和歌山）における実測潮位（T.P.基準）を与え，その間は線形で補間した．水温，塩分，水質濃度は浅海定線水質調査結果を基に，**図-7.3** 中の境界に最も近い観測地点の値を一定に与えた．

気象条件には，11 箇所の測候所における毎時観測値の平均を与えた．ただし，風場については空間分布を考慮するために，まず，各測候所の観測値について 1/7 乗対数則を用いて 100m 高度風速を求め, Kriging 法により面データに補間した後, 再び 1/7 乗則によって海面上 10m の風場を推定した．なお，陸上観測値には海上風速補正（1.5 倍）を施した．

7.3　陸域負荷の算定結果

大阪湾に流入する陸域負荷の空間分布を**図-7.4** に示す．なお，最大の流入河川である淀川では，枚方大橋より下流部において約 45m^3/sec が導水または取水され，さらに淀川大堰直上において大川を介して大阪市内河川へ 40～120 m^3/sec が環境維持を目的に導水されている．そのため，本川河口からはほとんど流出がなく，大半は大阪市内河川を通じて大阪港内に流出している．**図-7.4** に中に示している「淀川」とは本川河口から流出する分であり，大川への導水分は「（大阪市内河川・）寝屋川」に含まれていることに注意されたい．

算定期間における大阪湾への総陸域負荷量は COD，T-N，T-P のそれぞれについて 116ton/day，89.9ton/day，5.20ton/day であった．いずれも大阪市内河川・寝屋川流域からの負荷が大きく，大阪湾への総陸域負荷量のうち，それぞれ約 46%，45%，40%を占めている．当流域では 13 箇所の下水処理場が供用されており，大阪湾への総陸域負荷量のうち COD，T-N，T-P のそれぞれ約 21%，33%，24%が当流域内の下水処理場に由来している．また，総陸域負荷の N/P 比（ここでは DIN/PO_4-P モ

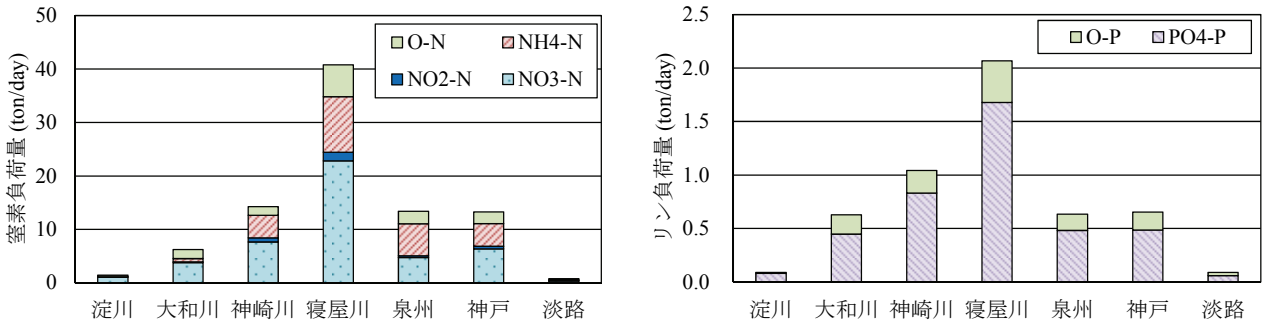


図-7.4 陸域負荷の空間分布

ル比のことを指す）は 41.3，特に下水処理場負荷の N/P 比は 47.0 と Redfield 値に比べて高い値を示した．

7.4　数値計算結果

7.4.1　再現性の検証

大阪港潮位について計算値と観測値の比較と**図-7.5** に示す．振幅，平均潮位，位相のいずれについても，計算値は観測値とよく一致している．

図-7.6 に塩分，水温，DIN，PO_4-P，Chl.-a，N/P 比の表層分布について計算結果（2 月 5 日 13:00 瞬間値）と観測結果（2 月 4～6 日の日中調査）を示す．塩分は河川が集中している湾奥部から湾口部にかけて勾配がみられる．水温は神戸港沖で極小を示し，紀淡海峡に向かうにつれて高くなっている．計算結果では，湾奥部において塩分，水温がともに若干低くなっているが，いずれも特徴的な分布パターンはよく再現されている．

湾東部の成層海域では冬季にも拘わらず活発な一次生産が生じており，その結果リンが枯渇している．一方，湾央部では播磨灘から低栄養塩濃度の海水が流入するとともに，一次生産に利用されることで DIN が低い値を示している．概ね潮汐フロントを境にして，東側ではリン制限，西側では窒素制限が働いている．湾南西部では紀伊水道を通じた外洋水の流入により，高塩分値を示すとともに Chl.-a は低い値を示している．

N/P 比は湾奥部で観測値に比べて低い値となっているものの，Redfield 比を示すラインはほぼ一致しており，計算結果は海域の栄養塩バランスや一次生産の制限構造を良好に再現しているといえる．

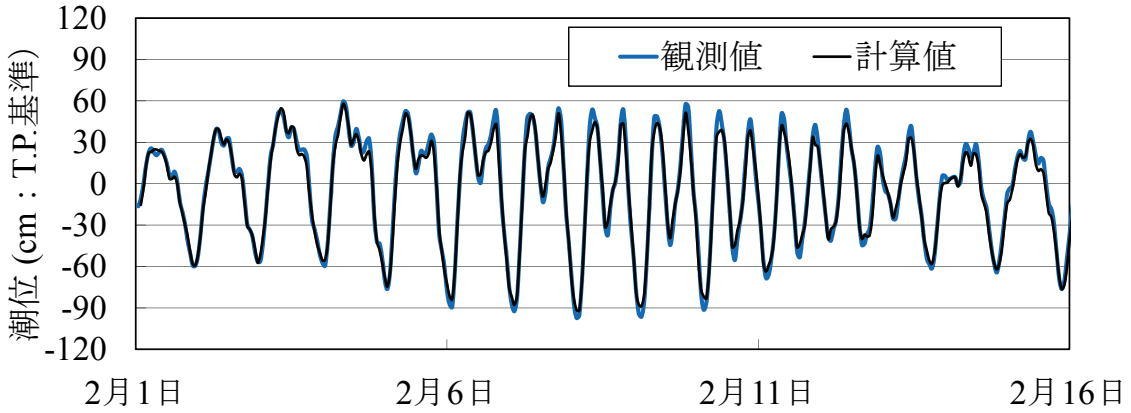
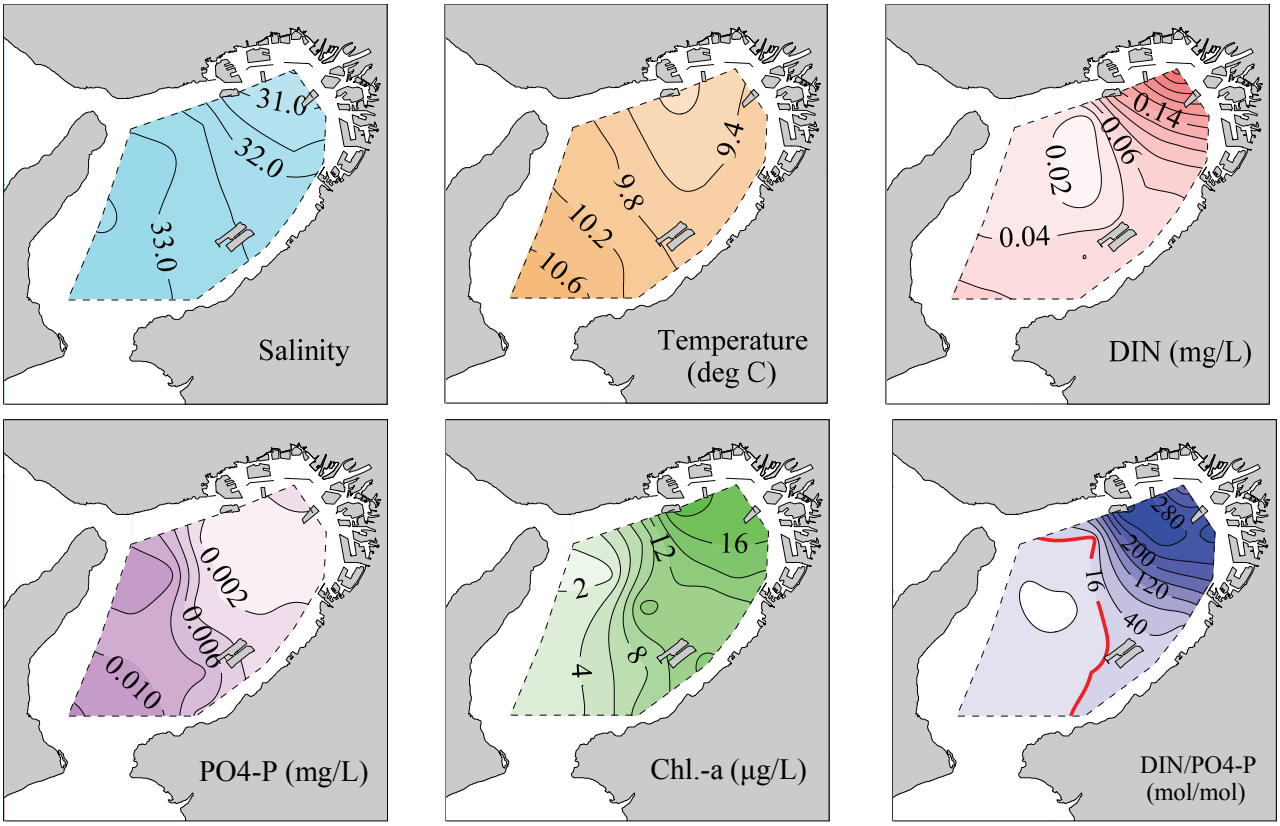
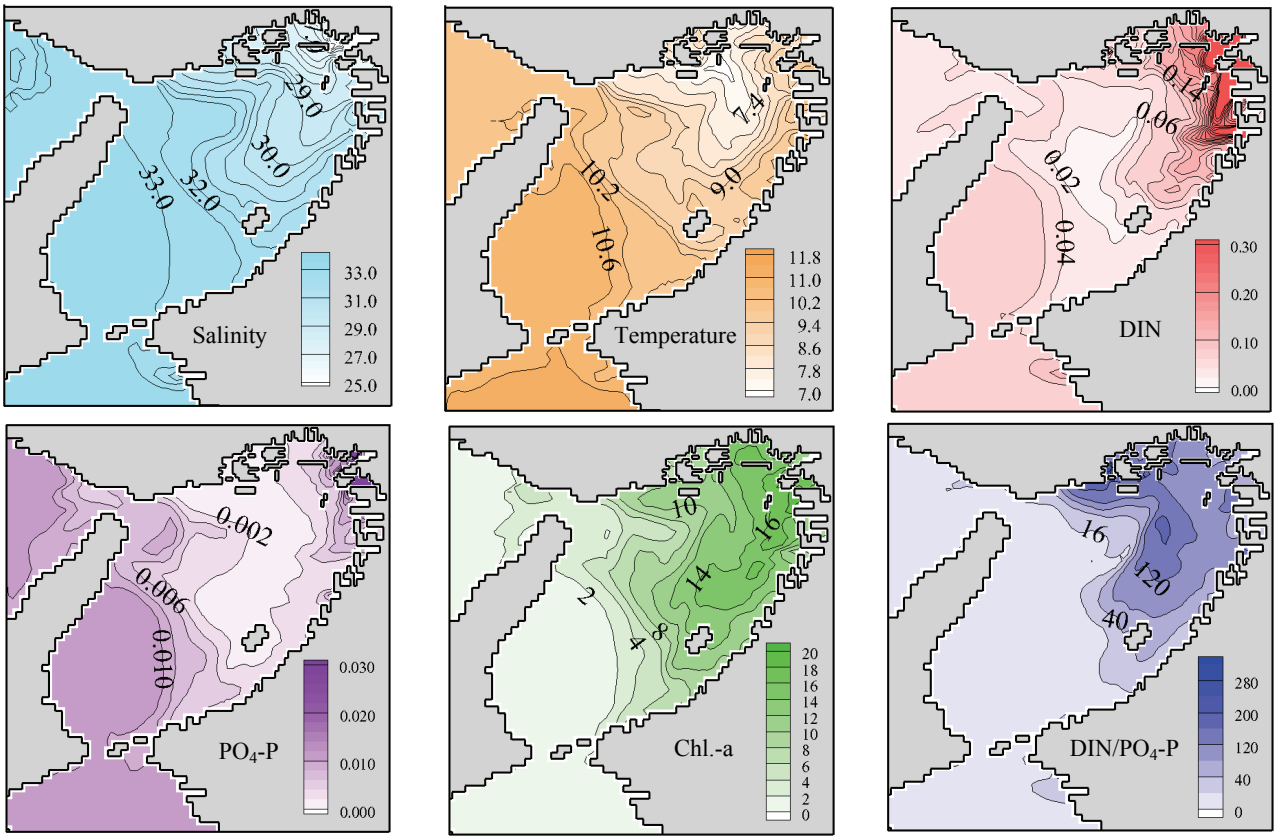


図-7.5 大阪港における潮位変動



a）観測結果



b）計算結果

図-7.6 表層水質分布（上段：観測結果，下段：計算結果）

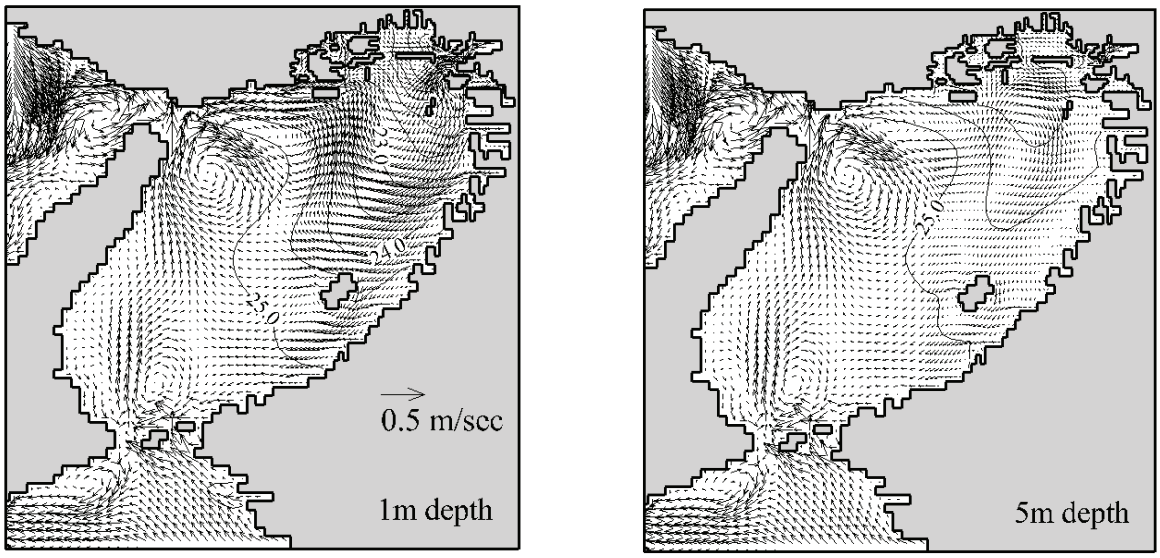


図-7.7 残差流系と密度σｔの水平分布

7.4.2　大阪湾における物質輸送場

図-7.7 に 2 月 1～15 日における残差流系と密度の期間平均値について，表層分布の計算結果を示す．明石海峡と紀淡海峡の前面では全層にわたって時計回りの潮汐残差流（それぞれ沖ノ瀬環流，友ヶ島反流と呼ばれる）が，また，湾奥部中層には高気圧性循環流が形成されており，既往研究 [5] によって指摘されている大阪湾特有の残差流系が再現されている．

湾奥部表層に流入した河川水は阪南港付近まで南下した後，その一部は潮汐フロントに沿って北上し，神戸港沖から明石海峡へ向かって西進している．しかし，栄養塩や Chl.-a の分布から推察できるように，湾奥部に注ぐ主要河川を起源とする栄養塩は河口沖において速やかに一次生産に利用され，粒子態となって下層へ沈降するために，湾西部へはほとんど輸送されていないと推察される．

7.5　物質循環の管理方策の検討

7.5.1　方策シナリオの構築

前章で得られた陸域負荷と物質輸送場の情報を基に，陸域負荷の人為的制御による物質循環の管理方策シナリオを構築し，その効果を数値実験によって検証する．現在，大阪湾では湾東部における慢性的な有機汚濁と，湾西部の低栄養塩環境における基礎生産力の低下が問題となっている．そこで本研究では，この二点の改善を目的とした方策とその効果について検討する．

a）シナリオ A：【湾東部における有機汚濁の改善】

現在，大阪湾流域では大阪湾流域別下水道整備総合計画が実施段階にあり，2004 年度時点で高度処理を実施している処理場における実績平均処理レベルを基に，2025 年度を目標年次に放流水質の目標値が設定されている．ここでは，整備目標が達成された場合を想定し，今後の下水道整備に対する海域水質の応答性を解析する．

なお，**第 4 章**でも述べたように，窒素については下水処理過程における除去能力が COD やリンに比べて従来低い水準にあったが，大阪湾流域では高度処理技術の普及が近年進められおり，窒素についても除去能力が着実に向上しつつある．そのため，COD やリンについては今後下水道整備による大きな負荷削減は期待できないものの，窒素についてはさらなる削減の余地があり，陸域負荷の N/P 比は低下していくものと予想される．

上述の算定方法により，仮に目標が達成された場合の陸域負荷量を試算すると，COD，T-N，T-P の総陸域負荷量はそれぞれ 101ton/day，68.5ton/day，4.67ton/day となり，2008 年度冬季負荷量に対してさらに 13%，24%，10%の削減がそれぞれ見込まれ，その結果，N/P 比は 34.6 にまで低下する．

b）シナリオ B：【湾西部における基礎生産力の向上】

湾奥部に流入した栄養塩は成層海域内で一次生産に利用されるために，湾西部には輸送されにくい．そのため，湾西部の基礎生産力を高めるためには，湾西部へ直接流入する負荷を増加させることが有効と考えられる．

淡路島から神戸港以西の沿岸では，2007 年度末時点において 6 箇所の下水処理場が処理水を大阪湾に直接放流している．2008 年度冬季の実績値を基に計算すると，これら処理場における窒素除去率（=除去量/処理場への下水流入負荷量）は 46～91%の間にあり，加重平均で 53%であった．今回は比較的現実的なモデルケースとして，管理運転により窒素除去率を 20%にまで一律に低下させた場合の海域水質の応答性を解析する．この方策により大阪湾への T-N 負荷量は 92.3ton/year となり，2008 年度冬季負荷量に対して約 2.6%の増加が見込まれる．

7.5.2　解析結果

a）シナリオ A

図-7.8 に方策後の N/P 比と，各表層濃度の変化量（方策後－方策前）を示す．湾東部では Chl.-a 濃度が低下しているがその変化は約 2.0μg/L と小さく，高度処理技術の普及は有機汚濁の改善にはあまり寄与しない結果が得られた．これは湾東部表層における一次生産の大半が再生産であるためと考えられる．栄養塩に注目すると，方策により陸域負荷の N/P 比は低下するが，湾東部では依然としてリン制限が働いている．そのため，湾東部では PO_4-P 濃度にはほとんど変化が認められないが，DIN 濃度は陸域負荷量の減少に伴って低下し，その結果 N/P 比も小さくなっている．一方，湾央部では PO_4-P 濃度の上昇と DIN 濃度の低下がみられる．これは陸域から湾央部への窒素供給量が減少し，現況において湾央部における窒素制限海域の範囲が拡大したためと考えられる．

次に COD，窒素，リンのそれぞれの削減に対する湾東部表層水質（塩分 32 以下を示す範囲の平均値）の応答性を解析したところ，**図-7.9** に示すように TOC 濃度はいずれもほとんど変化しない一方で，N/P 比は大きく変動する結果が得られた．これは，陸域負荷の一方的な人為的削減が海域の栄養塩バランスを大きく変化させる可能性を示唆している．N/P 比の変化が海域環境に及ぼす具体的な影響は不明であるが，優占プランクトン種の変化など生態系を変質させる可能性も否定できず，陸域負荷については量だけでなく質の管理も今後は必要と考えられる．

今回の解析では観測結果をよく再現するように各種パラメータを決定した結果，陸域負荷の変化に依らず，冬季珪藻類と冬季非珪藻類がほぼ同じ割合で分布していた．しかし，植物プランクトン

の生理特性，特に栄養塩の取込比や半飽和定数については依然不明な部分が多く残されている．物質循環の管理にあたっては，こうした生化学的動態を考慮した慎重な検討が必要であり，今後の重要な課題であると考える．

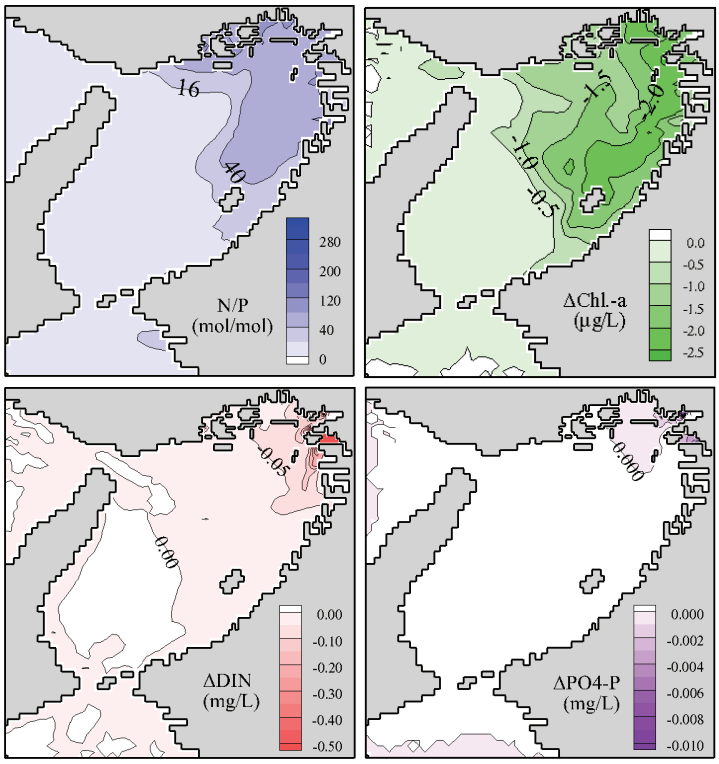


図-7.8 シナリオ A の解析結果

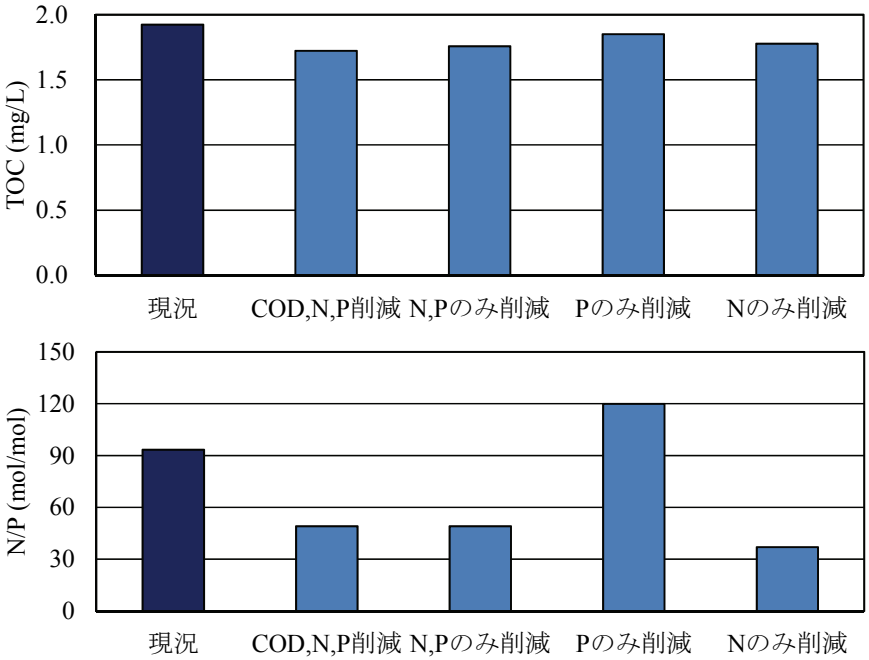


図-7.9 負荷削減に対する湾東部表層水質の応答性

b) シナリオ B

図-7.10 にシナリオ B の解析結果を示す．湾全体においていずれの項目についても有意な変化は認められない．これは湾西部沿岸に位置する下水処理場での処理水量が少ないことに加え，沖ノ瀬環流による拡散希釈効果が大きいためと考えられる．よって，湾南西部では人為的な栄養塩負荷増大によって，湾スケールの基礎生産力を向上させることは難しいと考えられる．また，このような物質輸送構造を踏まえると，湾南西部において近年みられる栄養塩濃度の低下は，湾奥部へ流入する陸域負荷の減少によるものではなく，隣接する播磨灘における貧栄養化の影響である可能性が高いと考えられる．

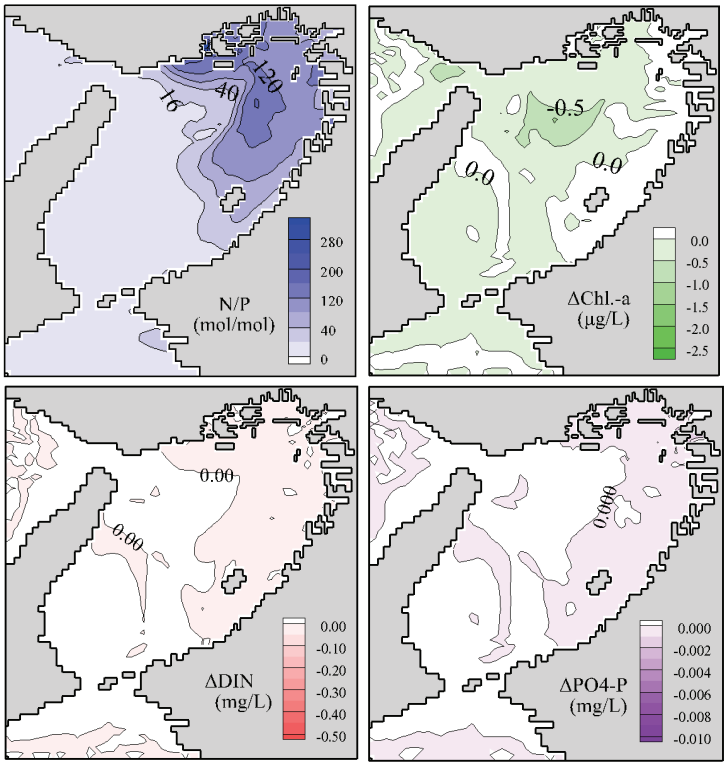


図-7.10 シナリオ B の解析結果

7.6　まとめ

本章では，冬季 2 月を対象に大阪湾に流入する陸域負荷の詳細な算定を行うとともに，負荷の人為的制御に対する湾内水質の応答解析を行った．本章で得られた主な結論を以下に示す．

(1) 2008 年冬季おける大阪湾への陸域負荷量は COD，T-N，T-P についてそれぞれ 116ton/day，89.9ton/day，5.20ton/day であり，その約 40%は大阪市内河川を通じて，大阪港へ集中的に負荷されていることがわかった．

(2) 陸域負荷の変化に対する湾内水質の応答性について，三次元数値モデルを用いて解析したところ，今後の下水道整備は湾東部における有機汚濁の改善にはあまり寄与しない結果が得られた．また，一方的な負荷削減は海域の栄養塩バランスを変化させる可能性が示唆され，今後は生化学的動態を考慮したさらに慎重な検討が必要と考えられる．

(3) 数値シミュレーションの結果，神戸港 - 淡路島間に位置する下水処理場からの窒素負荷の増大は，湾西部海域の基礎生産力の向上にほとんど寄与しない結果が得られた．湾西部の水質環境には沖ノ瀬環流による拡散希釈効果が支配的であり，人為的な陸域負荷制御により湾スケールの基礎生産力を向上させることは難しいと考えられた．

参考文献

1) 多田邦尚・藤原宗弘・本城凡夫：瀬戸内海の水質環境とノリ養殖，分析化学，Vol.59，No.11，pp.945-955，2010.
2) 西田修三・前田瑛美・長澤稔郎・吉田淳貴：淀川流域圏の水質の変遷と下水道システムの影響解析，水工学論文集，第 54 巻，pp.1339-1344，2010.
3) HydroQual: *A Primer for ECOMSED Version 1.3*，2002.
4) HydroQual: *User's Guide for RCA (Release 3.0)*，2004.
5) 藤原建紀・肥後竹彦・高杉由夫：大阪湾の恒流と潮流・渦，海岸工学論文集，第 36 巻，pp.209-213，1989.

第 8 章　結論

本研究では，大阪湾における汚濁負荷と物質循環機構の実態を明らかにするために，現地観測，統計資料の分析，数値解析による検討を行った．本研究で得られた主たる結論は以下の通りである．

第 1 章では，本研究の背景，目的，特色，構成について述べた．

第 2 章では，大阪湾の環境について既往の知見を整理するとともに，長年にわたり蓄積された海域観測資料を基に，水質環境について季節変動および経年変化を明らかにした．

その結果，大阪湾および周辺海域の水質は季節によって大きく変化し，大阪湾奥部海域では夏季を中心に表層では赤潮，底層では貧酸素水塊が発生し，水質汚濁が現在も解消されていないことが確認された．また，近年，湾東部では栄養塩濃度は低下しつつあるにも拘わらず有機汚濁は悪化する傾向にある一方で，湾西部では栄養塩が枯渇しつつあることが示され，東西で水質特性が大きく異なり，環境勾配が広がりつつあることが確認された．

第 3 章では，約 3 年間にわたる雨水の水質調査結果を基に，降水の水質特性を明らかにするとともに，降水による大阪湾への栄養塩負荷量を算定し，海域水質に及ぼす影響について考察を行った．

その結果，降水の窒素濃度はリンに比べて 1～2 桁高い値を示し，窒素，リンともに降水量の増加に伴って濃度が低下する傾向がみられた．また，降水の栄養塩濃度は夏季と冬季に上昇する傾向がみられ，特にリンについては黄砂飛来の影響により春季に高濃度化することがわかった．さらに，降水による栄養塩負荷が大阪湾の物質収支に及ぼす影響は，1 年という長期で捉えた場合には軽微であるものの，短期的には海域の表層窒素濃度を上昇させ，植物プランクトンの一次生産を促進させる可能性が示唆された．

第 4 章では，統計資料の収集・分析と出水時を含めた河川水質調査により，大阪湾に流入する陸域負荷の実態を明らかにするとともに，主要河川における出水時を含めた物質輸送量のモニタリング手法について検討を行った．

その結果，1980～2005 年度の 25 年間に COD，リン，窒素の陸域負荷はそれぞれ約 50%，65%，40%の量的削減がなされ，その変遷には環境施策や社会環境，下水道整備の影響が明瞭に反映され，水質項目ごとに異なる変遷を辿っていたことが明らかになった．また，長年にわたる負荷削減は海域に供給される栄養塩の量だけでなく質をも変化させ，海域の水質バランスや生態系の変質を引き起こした可能性が示唆された．さらに，現行の下水道整備による今後の負荷削減効果について検討した結果，窒素については削減の余地が残されているのに対し，COD とリンについては今後大きな削減効果は期待できないことが分かった．

また，主要流入河川である淀川と大和川について出水時を含めた流入負荷特性を明らかにし，高流量域にまで対応した L-Q 関係式を構築した．その結果を基に，大阪湾への総陸域負荷量を高精度に算定するとともに，負荷量の算定にあたり，出水時の濃度変動が大きい懸濁態物質等については

出水時負荷特性を無視した場合には大きな算定差が生じることを示し，出水時負荷特性の重要性を示した．

さらに，連続かつ多地点における実測が難しい出水時を含めた物質輸送量について，主要河川を対象に既存のテレメータ機器を有効活用した自動モニタリング手法を提案し，その有用性と限界について評価を行った．その結果，淀川水系や大和川では SS と懸濁態成分の負荷量の間にほぼ一意の関係が見出され，濁度モニタリング値を基に懸濁態成分の負荷量を良好な精度で推定することが可能であった．また，点源負荷と雨水との混合過程によって水質が概ね決定される桂川のような都市河川においては，電導度のモニタリング値を利用することで溶存無機態栄養塩の輸送量を極めて高い精度で推定することが可能であった．

第 5 章では，三次元流動・水質・底質モデルを大阪湾および周辺海域に適用し，水・物質の収支と循環について定量的な解析を行った．

その結果，数値モデルは海域の流動・水質構造を良好に再現し，大阪湾におけるリン，窒素の収支と循環には陸域からの流入負荷だけでなく，水 - 底質間の相互作用や海峡部における物質交換も無視できない規模であることが明らかになった．さらに，湾内の物質循環は季節によっても大きく変化し，また内部循環量が湾外からの栄養塩負荷量に匹敵するほど大きいことがわかった．

第 6 章では，夏季の大阪湾を対象に，海域の水質や物質循環に及ぼす河川出水，水 - 底質間の相互作用，黒潮離接岸の影響について数値解析を行った．

その結果，河川出水の有無は大阪湾の物質循環を変化させるとともに，一次生産量にも大きく寄与していることがわかった．また，底質からの栄養塩負荷を無視した場合，大阪湾奥部では貧酸素水塊が解消するとともに一次生産量も大きく低下し，水質改善には底質の改良が効果的であることがわかった．さらに，黒潮の離接岸は陸棚底層の水質や大阪湾湾口部における物質輸送量を変化させるだけでなく，沿岸海域の水温環境を変化させるため，湾内における生物化学的過程に伴う内部循環量にも影響を及ぼすことがわかった．

第 7 章では，大阪湾における物質循環管理に向けた陸域負荷の人為的制御策について，精確な陸域負荷量と海域の物質輸送場に関する情報を基に，具体的な方策を提案するとともに，数値シミュレーションによってその実効性について評価を行った．

その結果，今後の下水道整備は大阪湾東部における有機汚濁の改善にはあまり寄与せず，海域の栄養塩バランスを変化させる可能性が示唆された．また，物質循環管理にあたっては量的な管理だけでなく，生化学的動態も考慮した慎重な検討が必要であることが考えられた．加えて，近年栄養塩が枯渇しつつある湾西部では，下水処理場における管理運転によって人為的に窒素負荷を増大させたとしても，湾スケールでの基礎生産力を向上させることは難しいことがわかった．

以上，本研究で得られた結論について述べた．

本研究に関連した公表論文一覧

1) 西田修三，中谷祐介，嶋田恭佑，入江政安：大阪湾の水質と一次生産に及ぼす降雨の影響，水工学論文集，第 52 巻，pp.1345-1350，2008.

2) 西田修三，中谷祐介，嶋田恭佑，入江政安：降水の水質特性と大阪湾への栄養塩負荷の影響解析，海岸工学論文集，第 55 巻，pp.1061-1065，2008.

3) Shuzo Nishida, Yusuke Nakatani, Kyosuke Shimada, and Masayasu Irie: Impact Analysis of Rainfall on Water Quality and Primary Production in Osaka Bay, *Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering*, Vol. 27, No.2, pp.49-58, 2009.

4) Yusuke Nakatani, Shuzo Nishida, and Masayasu Irie: Precipitation Loads of Nutrients and Impact on Primary Production in Osaka Bay, *Proceedings of nineteenth (2009) International Offshore and Polar Engineering Conference*, pp.496-502, 2009.

5) 中谷祐介，西田修三：淀川・大和川における出水時負荷特性と陸域流入負荷の評価，水工学論文集，第 54 巻，pp.1615-1620，2010.

6) 中谷祐介，今岡知武，西田修三：淀川・大和川における水質モニタリング指標を用いた物質輸送量の推定，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.67，No.4，pp.S_1339-S_1344，2011.

7) Yusuke Nakatani, Shuzo Nishida, and Masayasu Irie: Influence of Kuroshio Meandering on the Nutrient Transport to Osaka Bay, *Proceedings of twenty-first (2011) International Offshore and Polar Engineering Conference*, pp.841-848, 2011.

8) 中谷祐介，川住亮太，西田修三：大阪湾に流入する陸域負荷の実態・変遷と海域環境の変化，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.67，No.2，pp.I_886-I_890，2011.

9) 中谷祐介，川住亮太，西田修三：大阪湾の物質循環管理に向けた陸域負荷の人為的制御に関する数値実験，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.68，No.4，2012. （印刷中）

謝辞

本研究を遂行するにあたり，数多くの方々にご協力いただきました.

大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻　西田修三教授には，大学四年生の頃より六年間にわたり，終始惜しみないご指導を賜りました．専門知識だけでなく，科学研究者としての姿勢も学ばせていただいたとともに，長い研究室生活において常に暖かなお心遣いをいただきました．ここに深甚なる謝意を表します.

大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻　入江政安講師には，現地観測，数値解析など様々な研究手法について有益なご助言をいただくとともに，多くの場面において大変お世話になりました．ここに深く感謝の意を表します.

大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻　出口一郎教授，新田保次教授，荒木進歩准教授，有田守助教，猪井博登助教には，貴重な助言を数多くいただきました．深く感謝いたします.

大阪大学みず工学領域を卒業された諸先輩，同期生，後輩諸氏，在学生の方々に深く感謝いたします．皆さんのお陰で楽しく充実した研究室生活を送ることができました.

最後に，常に暖かく見守り支え続けて下さった家族，友人に感謝の意を表します.