

大気-海洋-波浪結合モデルに基づく伊勢湾の 流動・密度構造の数値解析

村上智一¹・川崎浩司²・山口将人³

伊勢湾の海水流動は、風による吹送流、日射による成層化、降水・蒸発などの気象場からの影響を強く受ける。それ故、伊勢湾の流動・密度構造の数値解析を行うには、気象場からの影響を適切に評価できる数値モデルが必要となる。そこで本研究では、気象モデル、海洋モデルおよび波浪モデルを結合させた大気-海洋-波浪結合モデルを用いて、春夏秋冬の伊勢湾の海水流動を計算し、この結果に基づき、流動・密度構造の解析を行った。そして、成層の発達・破壊過程やそれに伴う流動場を示すと同時に、風、日射などの気象場の変動に起因して湾内の流動・密度構造が大きく変化することを明らかにした。

1. 緒 言

貧酸素水塊に代表される伊勢湾の環境問題は、湾内の流動・密度構造と密接に関係しており(赤石ら, 2005)、その抜本的対策を講じるためには、伊勢湾の流動・密度構造を解明することが必須となる。そのため、伊勢湾において ADCP, CTD, VHF レーダなどを用いた現地観測が数多く実施され、水温・塩分・密度分布(関根, 1996)、湾央部の残差流系(杉山ら, 1998)、湾奥部の表層流動場(坂井ら, 1998)、外洋水が内湾に与える影響(高橋ら, 2000)などが明らかにされてきた。また、近年では、計算技術やコンピュータの発達に伴い、現地観測の面的・時間的な情報量不足を補うことのできる数値モデルを用いた流動・密度構造の解析が行われるようになってきた。そして、千葉・武本(2000)や寛ら(2002)の数値モデルを用いた研究によって伊勢湾の各季節の代表的な流動・密度構造が明らかにされた。

しかしながら、これらの数値モデルでは、内湾の流動・密度構造に大きな影響を与える風、日射などの気象場を、情報量が少ない観測データを基に各季節の特徴を平均的に再現しており、その結果、海洋の流動・密度場の再現も各季節の平均的なものとなっている。それ故、成層の発達・破壊過程など短期間に流動・密度構造が変化する現象の再現は難しく、伊勢湾の流動・密度構造変化のメカニズムは十分に明らかにされていない。

そこで本研究では、気象モデル、海洋モデルおよび波浪モデルを結合させた大気-海洋-波浪結合モデルを用いて伊勢湾の流動・密度構造の数値解析を行う。この結合モデルは、気象モデルによって面的・時間的に詳細な気象場を再現できるのみならず、気象場と海洋場のインターフェースとなる海面境界過程において働いている大

気・海洋・波浪場の間の相互作用までを評価することが可能な数値モデルである。そして、このモデルを用いて非成層期から成層期に移行する春季、強成層期の夏季、成層期から非成層期に移行する秋季および非成層期の冬季の伊勢湾を対象として計算を行い、これらの結果を解析することで伊勢湾の流動・密度構造やその変化のメカニズムを明らかにする。

2. 数値計算の概要

本研究では、大気-海洋-波浪結合モデルを用いて計算を行った。この結合モデルは、気象場の計算にメソ気象モデル MM5(ペンシルベニア州立大学・米国大気研究センター)、海洋場の計算に多重 σ 座標系沿岸海洋モデル CCM(村上ら, 2004)、波浪場の計算に波浪モデル SWAN(デルフト工科大学)を用いている。そして、これらのモデルは PC-Linux 上のシェルスクリプトで結合され、気象モデル MM5 から出力される風速、摩擦速度、潜熱・顕熱フラックス、短波放射、下向き長波放射、蒸発、降水量、気圧と、海洋モデル CCM から出力される海面温度を用いて、海面での運動量フラックス、熱・水蒸気・塩分フラックスを計算している。さらに、波浪モデル SWAN では、MM5 および CCM で求めた風速、摩擦速度、流速、潮位を入力値として用い、これらを基にして計算された波浪による粗度高さを MM5 の大気境界層スキームへ、波齢を CCM の Mellor・Yamada Level 2.5 乱流モデルの海面境界条件式(Mellor・Blumberg, 2004)へ、それぞれ出力し、各モデルの精度向上を図っている。

海洋場の計算領域は、内湾の流動・密度構造に大きく関わる外洋水の進入を精度良く扱うために、太平洋を含めて広く計算領域を設けた(図-1)。このように計算領域を設定した場合、外洋と内湾の水深差が極めて大きくなるが、多重 σ 座標系を用いた CCM では、大水深の外洋から水深数 m の内湾までの海底地形を正確に表した上で、気象場との結合計算において本質的に重要となる水面直下を常に高精度に解くことができる(村上ら, 2004)。

1 正会員 博(工) 名古屋大学助手 大学院工学研究科社会基盤工学専攻
2 正会員 博(工) 名古屋大学助教授 大学院工学研究科社会基盤工学専攻
3 正会員 修(工) (株)中電シーティーアイ 環境情報部

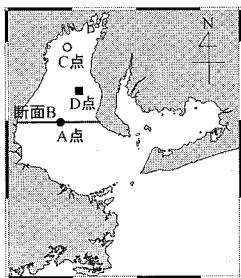


図-1 計算領域；黒丸(●)がA点、黒線(―)が断面B、白丸(○)がC点、黒四角(■)がD点を示す。

また、波浪場の計算領域は、海洋場と同様、図-1とした。気象場の計算領域は、高精度計算のために本州を覆う大領域Ⅰ、中部地方を覆う領域Ⅱおよび伊勢湾上を高解像度で計算するための領域Ⅲを設け、これらのネスティング計算を行った。そして、気象場の領域Ⅲと海洋場および波浪場の計算領域を結合させた。計算期間は、非成層期から成層期に移行する春季(2001年4月1日～14日)、強成層期の夏季(2001年7月24日～8月6日)、成層期から非成層期に移行する秋季(2001年9月15日～28日)および非成層期の冬季(2002年2月1日～14日)とした。また、計算条件および初期値・境界値は、村上ら(2006)が行った伊勢湾の計算と同様である。

数値モデルを用いて流動・密度構造の解析を行うには、高精度な海水流動計算が前提であり、それを示す精度検証が必須となる。この要求に対して、筆者らは、大気-海洋-波浪結合モデルを用いて、多様な条件下における伊勢湾を対象に計算を行い、大気・海洋・波浪場の各種観測データと計算値を定量的に比較し、結合モデルが伊勢湾の流動・密度構造の解析を可能とする精度を有していることを既に明らかにしている(村上ら, 2006)。

3. 解析結果

(1) 春季の流動・密度構造

図-2は、春季の海面上10mにおける計算期間前半(1～7日)と後半(8～14日)の時間平均風速分布をそれぞれ示したものである。この図より、計算期間前半では北西風が卓越していることが確認できる。これは、寒候期に見られる若狭湾から琵琶湖、鈴鹿山脈を経て伊勢湾に吹く北西の季節風である。一方、計算期間後半では北西風の傾向は見られず、風速も前半に比べて小さくなっている。このように本研究で対象とした期間は、計算期間前半と後半において風速・風向が一変するのが特徴である。

図-3は、春季のA点(図-1)における水温の時間変化を示したものである。この図より1～6日では、表層の水温は約11℃、底層の水温は約12℃となっており、

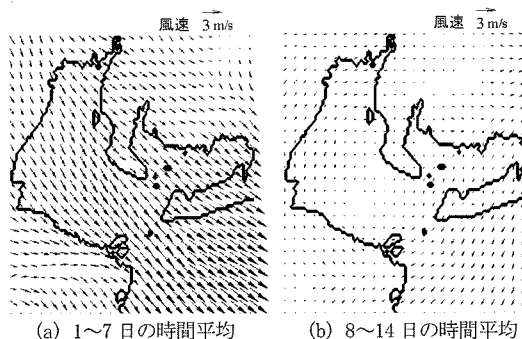


図-2 春季の海面上10mにおける1～7日および8～14日の時間平均風速分布

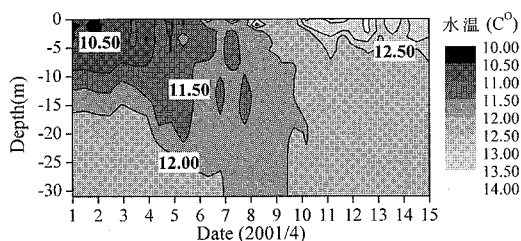


図-3 春季のA点(図-1)における水温の時間変化

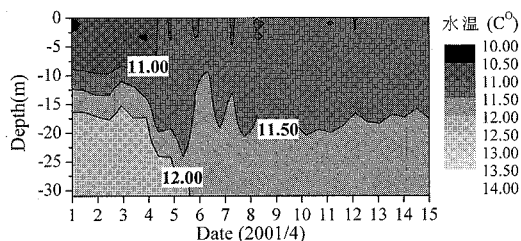
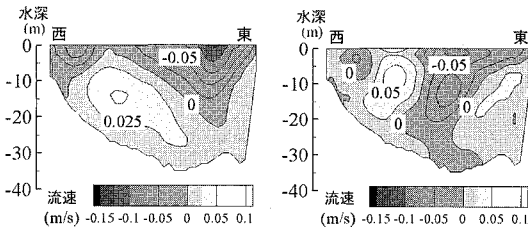


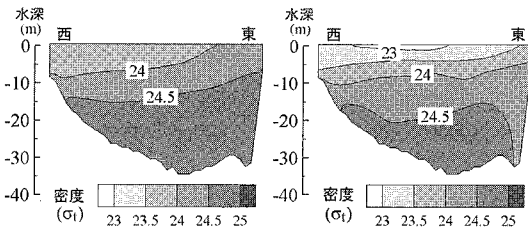
図-4 仮想数値実験による春季のA点(図-1)における水温の時間変化

水温の鉛直逆転の様子がわかる。これは、関根(1996)が観測的研究より示した寒候期の水温の鉛直分布のパターンと同様であり、卓越した北西風に起因して表層で海水が流出し、底層から高温・高塩分の外洋水(黒潮)が流入してくるためである。また、7～9日付近の表層の水温は、気温の上昇に伴って緩やかに上昇し約11.5℃となっている。一方、底層の水温は低下し、表層と同じく約11.5℃となっている。これは、図-2に示されたように北西風が弱くなり、底層に進入してくる高温の外洋水が少なくなったためと考えられる。その後、表層の水温はさらに上昇し、11日以降では、表層の水温は約13℃、底層の水温は約12℃となり、水温成層が発達していく過程が見て取れる。また、図-3と同条件であるが海面での熱交換を無視した仮想数値実験の結果(図-4)では、水温成層が全く発達しておらず、このことから日射等による海面での熱交換に起因して水温成層が発達す



(a) 1～7 日の時間平均 (b) 8～14 日の時間平均

図-5 春季の断面 B(図-1)における 1～7 日および 8～14 日の時間平均流速分布；正の値は北に向かう流れ，負の値は南に向かう流れを示す。



(a) 1～7 日の時間平均 (b) 8～14 日の時間平均

図-6 春季の断面 B(図-1)における 1～7 日および 8～14 日の時間平均密度分布

ることが示される。

図-5 は，春季の断面 B(図-1)における計算期間前半(1～7 日)と後半(8～14 日)の時間平均流速分布をそれぞれ示したものである。計算期間前半では，表層で流出，底層で流入となっている。この流動場は，図-2 において示した計算期間前半の強い北西風に起因している。また，計算期間後半では，風速・風向が前半から一変し，流動場も西側の強い流入や下層での流出など前半では見られない流れが発生し，風によって伊勢湾の流動場が大きく変化するものといえる。

図-6 は，春季の断面 B(図-1)における計算期間前半(1～7 日)と後半(8～14 日)の時間平均密度分布をそれぞれ示したものである。この図から，計算期間前半に比べて後半の密度成層は強くなっていることがわかり，密度場も流動場と同様に大きく変化することが示された。

(2) 夏季の流動・密度構造

図-7 は，夏季の A 点(図-1)における密度の時間変化を示したものである。この図より，表層と底層の密度差が約 5 (σ_t) となっており，夏季の強い成層が確認できる。この強い成層は，計算期間中を通じて見られ，台風などのイベント時を除けば，夏季の密度場は短期間に変化しないものと推察される。

図-8 は，夏季の断面 B(図-1)における時間平均流速および密度分布をそれぞれ示したものである。ここでは，夏季の全計算期間を平均して示した。図-8(a)より，表層では西側流入，東側流出の傾向が確認できる。これ

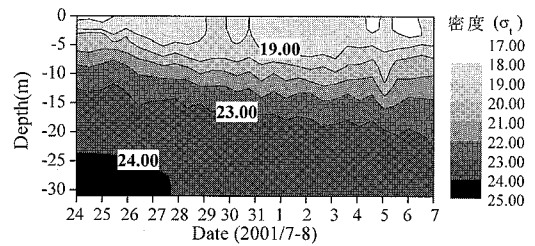
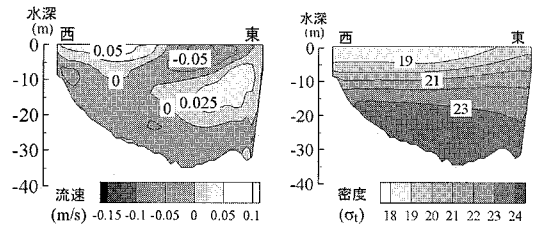


図-7 夏季の A 点(図-1)における密度の時間変化



(a) 平均流速分布 (b) 平均密度分布

図-8 夏季の断面 B(図-1)における時間平均流速および密度分布；(a)の図において正の値は北に向かう流れ，負の値は南に向かう流れを示す。

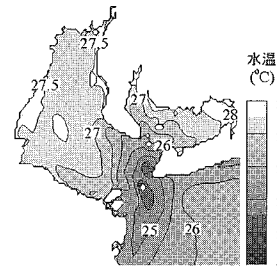


図-9 夏季の表層における平均水温分布

は，夏季の湾央部に表れる環流のためである。また，中層東側では，海水が進入している。図-8(b)では，関根(1996)の観測結果と同様に夏季の強い成層や表層西側より存在する低密度水塊が見て取れる。

図-9 は，夏季の表層における平均水温分布を示したものである。この図から，湾口部のみで表層水温が低下していることがわかる。この温度低下は，NOAA 衛星のデータ解析(大澤ら，2003)からも示されており，成層化した内湾水および外洋水が湾口付近の速い潮流と狭く複雑な海底地形によって鉛直混合した結果である。

(3) 秋季の流動・密度構造

図-10 は，秋季の A 点(図-1)における海面上 10 m の風速の時間変化を示したものである。この図より，北西風が平均的に吹いていることがわかる。特に 21 日の北西風は強く，10 m/s を超えている。

図-11 は，秋季の湾央部の A 点および湾奥部の C 点(図-1)における密度の時間変化を示したものである。湾央部を示した図-11(a)より，15～22 日の表層と底層の密

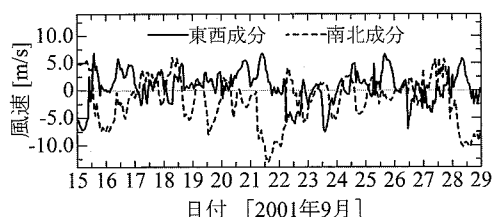
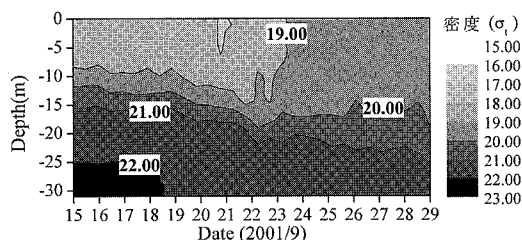
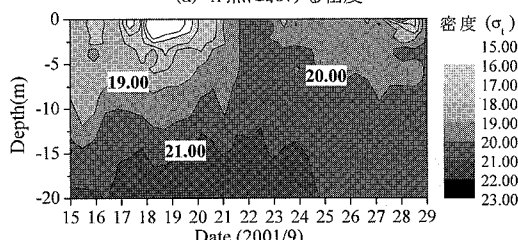


図-10 秋季のA点(図-1)における海面上10mの風速の時間変化；東西成分の正の値は東に向かう風，南北成分の正の値は北に向かう風を示す。



(a) A点における密度



(b) C点における密度

図-11 秋季のA点およびC点(図-1)における密度の時間変化

度差は約3 (σ_t) であり、図-7に示した夏季に比べて密度成層が弱くなっていることがわかる。その後の23~28日では、表層と底層の密度差がさらに小さくなり約2 (σ_t) となっている。これは、前述した21日の強風によって海水が鉛直混合した結果であると考えられる。また、湾奥部を示した図-11(b)より、17~20日の表層において低密度水塊が存在していることがわかる。図示しないが、16日付近は、木曽三川の河川流量が年平均の約4倍となる出水時であり、これに起因して表層の密度が低下した。しかし、その後の21~22日の表層の密度は急激に上昇し、18日の表層の密度と比べると約5 (σ_t) 高くなっている。また、図-11(a)と(b)を比較すると、この密度上昇は湾奥部のみに現れることがわかる。このことは、秋季の21日9時の表層の密度分布を示した図-12からもよくわかり、湾奥北西部の密度は、湾中央部に比べて約1 (σ_t) 高くなっている。そして、密度が上昇し始めた21日は、北西風が卓越する強風時であったことを考えれば、湾奥部の密度上昇は、卓越した北西風によって湾中央部の底層の高密度水塊を移動・湧昇させたものと判断できる。

図-13は、秋季のA点(図-1)における水温の時間

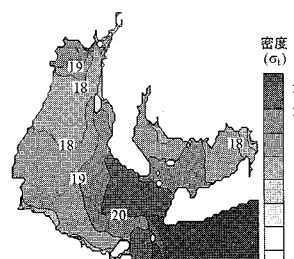


図-12 秋季の21日9時における表層の密度分布

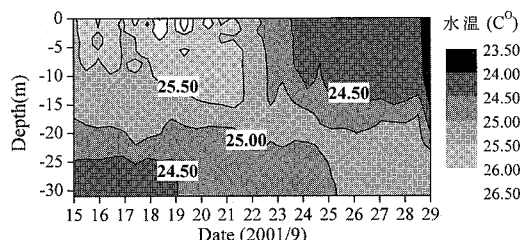
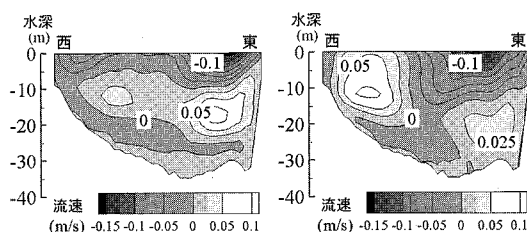


図-13 秋季のA点(図-1)における水温の時間変化



(a) 15~21日の時間平均 (b) 22~28日の時間平均

図-14 秋季の断面B(図-1)における15~21日と22~28日の時間平均流速分布；正の値は北に向かう流れ、負の値は南に向かう流れを示す。

変化を示したものである。15~21日では底層より表層の方が水温が高くなっている。一方、22~29日では底層より表層の方が水温が低くなっており、水温成層が逆転していく過程が見て取れる。

図-14は、秋季の断面B(図-1)における15~21日と22~28日の時間平均流速分布をそれぞれ示したものである。前述した湧昇が生じる前の15~21日では、東側の流入が強くなっているが、その後の22~28日では、西側で流入が強くなっている。これらのことから風に起因して湧昇が生じ、密度場および流動場が大きく変化することが明らかとなった。

(4) 冬季の流動・密度構造

図-15は、冬季のA点(図-1)における水温および密度の時間変化を示したものである。図-15(a)より、冬季は表層より底層の方が水温が高く、水温の鉛直逆転が生じていることがわかる。これは、冬季の海面冷却に加えて、前述したように卓越した北西風のために表層で湾内から外洋へ海水が流出し、高温・高塩分の黒潮が外洋

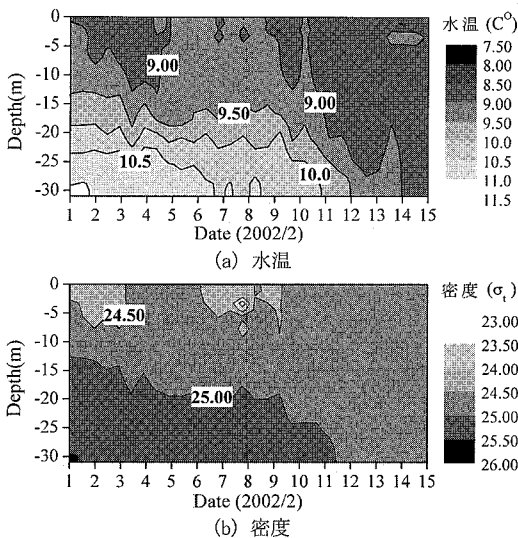


図-15 冬季のA点(図-1)における水温および密度の時間変化

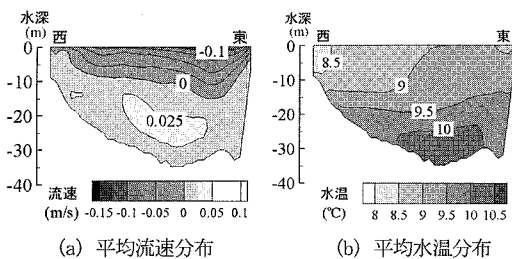


図-16 冬季の断面B(図-1)における時間平均流速および水温分布；正の値は北に向かう流れ，負の値は南に向かう流れを示す。

から湾内の底層に進入してくるためである。そして、海水の密度は塩分が支配的となるため、図-15(b)に示されるように底層の密度が高くなり、その結果、弱いながらも安定な密度成層を保つことができ、これによって水温の鉛直逆転が維持される。ただし、水温、密度共に11日過ぎから鉛直一様となっている。図示しないが、これより数日前の9日付近からほぼ連日10 m/sを超える強い北西風が吹いていた。このような場合、上述した外洋水の下層進入を強める効果と強風による海水の鉛直混合によって鉛直一様化を進める効果が同時に働く。そして、11日過ぎでは後者の効果が勝り、密度が鉛直一様となったものと推察される。なお、海洋観測データによるD点(図-1)の表層(水深0.1 m)と底層(水深27 m)の密度差は、10日では1.62 (σ_t)、15日では0.49 (σ_t)となっており、図-15(b)と同様の鉛直一様化が確認できる。また、この両効果のバランス関係については、今後、詳細に検討していく必要がある。

図-16は、冬季の断面B(図-1)における時間平均流速および水温分布をそれぞれ示したものである。ここでは、冬季の全計算期間を平均して示した。図-16(a)より、表層で流出、底層で流入という冬季伊勢湾の典型的な流動場になっていることがわかる。また、図-16(b)では、水温の鉛直逆転が確認できるが、特に表層西側での水温低下が顕著である。

4. 結 語

本研究では、伊勢湾の流動・密度構造の解明を目的として、気象モデル、海洋モデルおよび波浪モデルを結合させた大気-海洋-波浪結合モデルを用いて春夏秋冬の伊勢湾を対象に計算を行った。そして、その結果を解析することで水温の鉛直逆転、湧昇、成層の発達・破壊過程およびそれらに伴う流動場などの現象を示すと同時に、風、日射などの気象場の変動に起因して湾内の流動・密度構造が大きく変化することを明らかにした。

謝辞：観測データは中部国際空港株式会社・愛知県企業庁および国土交通省中部地方整備局よりご提供頂いた。本研究の一部は、(財)クリタ水・環境科学振興財団からの研究助成により行われた。また、大久保陽介君(名古屋大学)のご協力を頂いた。ここに併せて謝意を表する。

参 考 文 献

- 赤石正廣・大島 巖・鶴飼亮行・青井浩二・黒田伸朗(2005)：現地観測による伊勢湾・三河湾の貧酸素水塊の挙動の把握，海洋開発論文集，第21巻，pp. 391-396。
- 大澤輝夫・伊藤秀文・水谷英朗・西部隆一郎・安田孝志(2003)：成層期における伊勢湾口での海面温度低下と鉛直混合，海岸工学論文集，第50巻，pp. 946-950。
- 箕 茂穂・藤原建紀・山田浩且(2002)：伊勢湾における密度・流動構造の季節変化，海岸工学論文集，第49巻，pp. 386-390。
- 坂井伸一・水鳥雅文・服部孝之・杉山陽一(1998)：VHFレーダによる伊勢湾湾奥の表層流動観測，海岸工学論文集，第45巻，pp. 1266-1270。
- 杉山陽一・中辻啓二・藤原建紀・高木不折(1998)：伊勢湾湾奥部の残差流系に関する一考察，海岸工学論文集，第45巻，pp. 401-405。
- 関根義彦(1996)：伊勢湾，沿岸海洋研究，第34巻，pp. 20-33。
- 高橋鉄哉・藤原建紀・久野正博・杉山陽一(2000)：伊勢湾における外洋系水の進入深度と貧酸素水塊の季節変動，海の研究，Vol.9, No.5, pp. 265-271。
- 千葉 賢・武本行正(2000)：伊勢湾数値シミュレータの研究・第4報(ゼロ方程式鉛直渦粘性・渦拡散モデルの導入と夏季流動場解析)，四日市大学環境情報論集，第4巻，第1号，pp. 33-62。
- 村上智一・安田孝志・大澤輝夫(2004)：気象場と結合させた湾内海水流動計算のための多重 σ 座標モデルの開発，海岸工学論文集，第51巻，pp. 366-370。
- 村上智一・川崎浩司・山口将人・水谷法美(2006)：気象場に支配される伊勢湾を対象とした大気-海洋-波浪結合モデルの精度検証，海洋開発論文集，第22巻，pp. 103-108。
- Mellor, G. L. and Blumberg, A. F. (2004)：Wave breaking and ocean surface layer thermal response, J. Phys. Oceanogr., Vol. 34, No. 3, pp. 693-698。