

伊勢湾大気海洋結合モデルの構築とその精度検証

水谷 英朗* ・大澤 輝夫** ・村上 智一***
小林 智尚****・安田 孝志*****・藤原 建紀*****

本研究では、内湾・沿岸域の海洋現象の高精度な解析・監視・予測を目的として、大気場と海洋場を同時に計算可能なメソスケール大気海洋結合モデルの構築を行った。大気の計算にはペンシルベニア州立大学と米国大気研究センターで開発されたメソ気象モデル MM 5、海洋の計算にはプリンストン大学で開発された海洋モデル POM を用いて、それらを PC-Linux 上のシェルレベルで結合した。この結合モデルに地形データ、広域気象場データ、国立天文台潮汐モデル NAO による外洋境界での潮位データ、河川流量データを与えることで、夏季成層期における伊勢湾内の海洋場の計算を行ない、観測値との比較からモデルの計算精度を検証した。

1. はじめに

海岸・海洋工学上の重要な課題である高潮・高波などの自然災害や、貧酸素水塊・赤潮の発生などの海洋環境問題は、大気と海洋を 1 つの系として一体的に扱うべき課題である。内湾や沿岸域のような浅海域では、浅いがゆえに大気・海洋の境界面としての海面境界過程が非常に重要になる。それ故、運動量、熱、水蒸気フラックス等の海面境界過程を従来のように周辺陸上観測値や経験的関数に基づいて求めるのではなく、直接的かつ客観的に精度良く算出する手法の確立が不可欠である。本稿で述べる大気海洋結合モデルは、その可能性を有する手法として位置付けられるものである。

これまで大気海洋結合モデルと言えば、地球温暖化予測やエルニーニョ現象等の時空間スケールの大きな現象や、台風の発達・進路予測のような極めて激しい大気海面相互作用が起こり得る現象を扱うツールとして発達してきた。本稿で述べる大気海洋結合モデルは、対象とする現象の時空間スケールがメソスケール(数日・数百 km 程度)であり、海洋場の計算を主目的とするという点で、従来の大気海洋結合モデルとは一線を画する。このような結合モデルを構築する利点は、1) 気象モデルによって高解像な気象場を面的に得ることができる、2) 気象、海洋の両モデルを別々に計算する際の時間的・労力的負担を軽減できる、という 2 点にある。

著者らはこれまで数 km 程度の空間解像度においてメソ気象モデルがどの程度の計算精度を有しているのかについて検討を行ってきた (Ohsawa ら, 2002; 大澤ら,

2002; 深尾ら, 2003)。それらの結果から、数日スケール以上の気象変動を対象にするのであれば、降水量以外の気象要素については実用レベルの精度を有していることが実証されている。本研究は、その次なるステップとして、精度検証済みのメソ気象モデルに海洋モデルを結合し、海洋場の計算精度について検討を行ったものである。

2. 結合モデルの概要

本研究で構築した大気海洋結合モデルの概要を図-1 に示す。大気の計算にはメソ気象モデル MM 5 (ペンシルベニア州立大学・米国大気研究センター)、海洋の計算には POM (プリンストン大学) を用い、両モデルを PC-Linux 上のシェルスクリプトで結合した。気象モデル MM 5 から出力される摩擦速度、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、POM 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、上向き長波放射、気圧勾配を計算し、これらの値を両モデルの次ステップへの入力値としている。今回の計算では、この物理量の交換を 10 分毎に行うように設定した。また潮汐計算のために、国立天文台で開発された日本周辺潮汐モデル NAO 99 Jb (Matsumoto ら, 2000) を結合し、各タイムステップで算出される潮位変動が POM の外洋開境界条件として入力されるようにしている。



図-1 大気海洋結合モデルの概要。

3. 海面境界過程の結合

本結合モデルでは、MM 5 の大気境界層過程の計算に

* 工 修 (株)ハイドロソフト技術研究所
** 正会員 博(理) 岐阜大学助手 大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻
*** 理工修 岐阜大学 大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻
**** 正会員 博(工) 岐阜大学助教授 大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻
***** 正会員 工 博 岐阜大学教授 大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻
***** 正会員 農 博 京都大学教授 大学院農学研究科応用生物科学専攻

MRF スキーム (Hong and Pan, 1996) を用いている。以下では MRF スキームでの海面境界過程の取り扱いについて述べる。

3.1 運動量フラックス

水面上の空気の摩擦速度は次式により計算される。

$$u_{a*} = \frac{\kappa V}{\ln z_a/z_0 - \psi_m} \quad (1)$$

ここで、 V はモデル最下層の風速、 z_a は最下層の高度、 ψ_m は風速に関する普遍関数であり、バルク・リチャードソン数 R_{ib} の関数である。また、 z_0 は粗度長であり、海面上では摩擦速度の関数として次式で計算される。

$$z_0 = 0.032 \frac{u_{a*}}{g} + 10^{-4} \quad (2)$$

東西方向の運動量フラックス F_{uw} は、(1)式から得られる摩擦速度と空気密度 ρ_a 、海水密度 ρ_w 、モデル最下層の東西風速 u を用いて、

$$F_{uw} = \rho_a u_{a*}^2 \frac{u}{V} \quad (3)$$

として求めた。南北方向 (F_{vw}) も同様である。

3.2 熱・水蒸気・塩分フラックス

海面での潜熱・顕熱フラックスは MM5 内で計算される。顕熱フラックスは定圧比熱 C_{pm} 、摩擦温度 T_* を用いて、

$$H_s = -C_{pm} \rho_a u_{a*} T_* \quad (4)$$

と計算される。海面での潜熱フラックス H_l は

$$H_l = L_v \rho_a I^{-1} (q_{vs}(T_{ss}) - q_{va}) \quad (5)$$

$$I^{-1} = \kappa u_* \left[\ln \left(\frac{\kappa u_* z_a}{K_a} + \frac{z_a}{z_l} \right) - \psi_h \right]^{-1} \quad (6)$$

で求められる。ここで L_v は潜熱、 $q_{vs}(T_{ss})$ は海面 (温度 T_{ss}) での飽和比湿、 q_{va} はモデル最下層の比湿を示す (他の記号については Grell ら (1995) を参照)。式 (6) 中及び T_* の式に含まれる ψ_h は、バルク・リチャードソン数 R_{ib} の関数であり、大気の安定度を考慮した潜熱・顕熱フラックスの評価を行っている。海面における塩分フラックス S は、蒸発量 E 、降水量 R 及び海洋モデル第 1 層の塩分濃度 s_1 を用いて次式より算出した。

$$S = \frac{E-R}{\rho_w} s_1 \quad (7)$$

3.3 短波・長波放射

短波放射 Q_s は次式より計算される。

$$Q_s = S_0 (1-A) \tau \cos \phi \quad (8)$$

ここで、 S_0 は太陽定数、 A はアルベド、 ϕ は天頂角である。短波透過率 τ は、上・中・下層の 3 つの層における雲の割合 n_i の関数として与えられる。下向き長波放射も同様に n_i を用いて次式のように計算される。

$$I \downarrow = \epsilon_g \epsilon_a \sigma_{sb} T_a^4 \left(1 + \sum_{i=1}^3 c_i n_i \right) \quad (9)$$

ここで、 T_a は地表面上層の気温、 ϵ_g は平板射出率、 ϵ_a は大気長波射出率、 σ_{sb} は Stefan-Boltzman 定数、 c_i は雲による長波放射増幅係数である。上向き長波放射は、海面温度 T_{ss} を用いて次式で計算される。

$$I \uparrow = \epsilon_g \sigma_{sb} T_{ss}^4 \quad (10)$$

POM では、長波放射を海面境界値として取り扱うが、短波放射については海面から下層へ透過することを考慮できる。水深 z_k における短波放射は次式で与えられる。

$$RAD_k = Q_s \left[r \exp \left(\frac{z_k}{Z_1} \right) + (1-r) \exp \left(\frac{z_k}{Z_2} \right) \right] \quad (11)$$

本研究では、透明度の低い内湾、沿岸域を計算対象としていることから、短波放射が海洋表層付近で良く吸収されるように、 $r=0.78$ 、 $Z_1=1.4$ 、 $Z_2=7.9$ と設定した。

4. 伊勢湾への適用

4.1 計算条件の設定

本結合モデルの精度検証を目的として、伊勢湾を対象にした計算を行った。計算領域を図-2 に示す。外洋では最大水深が数百 m に達する格子もあるが、ここでは計算の簡素化のため 100 m 以下の水深をすべて 100 m に設定して計算した。モデルの水平解像度は計算負荷を考慮して MM5 を 3 km、POM を 1 km とし、鉛直層数は大気を 20 層、海洋を 15 層とした。MM5 の初期値及び境界値には中部・近畿地方気象場データ (深尾ら, 2003) を用いた。また、図-2 中に示す 9 河川については、1 時間流量データを基にタイムステップ毎の流速を算出し、境界値として与えた。

海洋場の初期値は、第四管区海上保安本部による観測データ (第四管区海上保安本部水路部, 2001)、NOAA 海面温度データ、気候値 (Sekine・Mizutani, 1993) を基

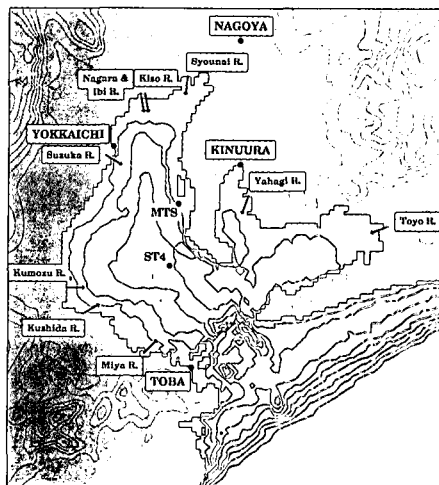


図-2 計算領域と観測点。水深及び標高のコンターはそれぞれ 10 m, 100 m 間隔。

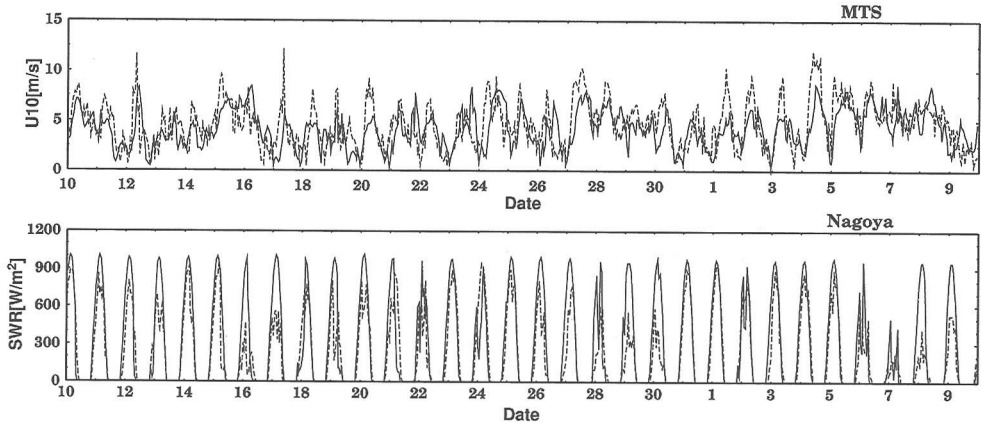


図-3 気象場の計算精度，(上)海上風（MT局），(下)短波放射（名古屋）．時間軸は世界標準時を示す．

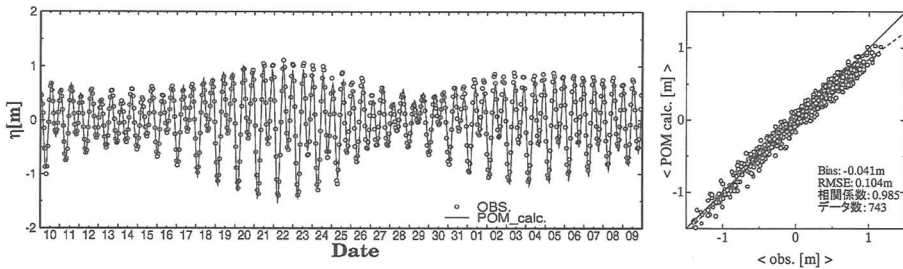


図-4 潮位の計算精度（四日市）．(左)時系列，(右)相関図．

にして作成した．ただし3次元的な初期値・境界値を求めるにはあまりにもデータが少な過ぎるため，初期値・境界値作成段階でやや主観的な推測が入ったことは否めない．計算期間は，2001年7月23日～8月8日に伊勢湾第四号灯浮標（図-1中のST4）において実施された第四管区海上保安本部及び京都大学による海洋観測（第四管区海上保安本部，2002）に合うように，2週間程度のスピンアップ期間を含めて2001年7月10日～8月10日の1ヶ月間とした．実際には7月25日0時で一度計算を中断し，第四管区海上保安本部の観測値を基に観測点からの距離に反比例させる形で計算値に補正を加えた後に，後半の計算を行った．

4.2 計算精度の検証

計算精度の検証に用いた観測点を図-2中に示す．まず初めに，MT局（図-2中のMTS）と名古屋地方気象台における海上風及び短波放射の検証結果を図-3に示す．今回の計算ではMM5の解像度を3kmに落としていたため，海上風の計算精度は1km計算値（大澤ら，2002）ほど良くはないが，数日スケールの海洋場変動を計算するには十分な精度であると考えられる．ただし，日中の海風時や大気境界層内の鉛直混合に伴う風速増加時にやや過小評価の傾向が見られる．短波放射の計算値

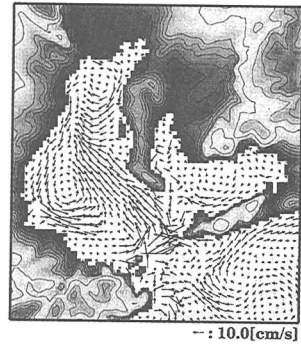


図-5 水深1mにおける残差流．

は，7月16日のように曇天日にも関わらず，晴天日のような日変化が見られる日がしばしば見受けられ，形成される雲量が少ないことを示唆している．深尾ら（2003）では短波放射の計算に2割程度の過大評価傾向があること報告しているが，図-3にも全体として同程度の過大評価傾向が見られる．このことは後に述べるように海洋場の計算結果にも少なからず影響してくる．

次に潮位の計算精度について検証した結果を図-4に示す．ここでは四日市での結果を示したが，鳥羽，衣浦においても同程度の精度が確認されており，3地点全体

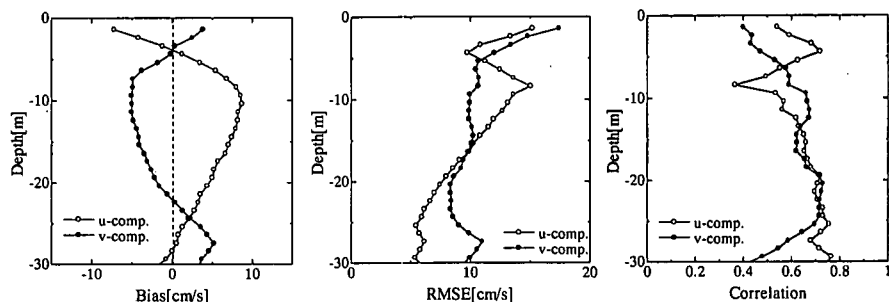


図-6 ST 4 における流速の精度検証。(左) 期間平均誤差, (中) RMS 誤差, (右) 相関係数。

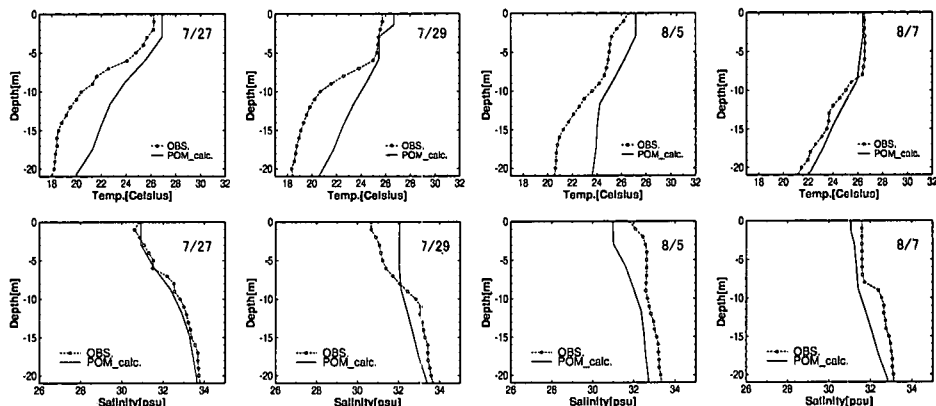


図-7 ST 4 における (上) 温度, (下) 塩分の計算精度。

としては、RMS 誤差が 17 cm 以下、相関係数が 0.96 以上という結果が得られた。ただし、3 地点のいずれにおいても満潮時に過小評価となる傾向が見られ、外洋境界における POM と NAO との結合手法、或いは計算領域の取り方に問題があるものと考えられる。

図-5 は、計算期間全体の平均値として水深 1 m における残差流を示したものである。湾奥には時計回りの環流が見られ、湾中央部には知多半島寄り北上する流れと三重県側を南下する流れによって形成される反時計回りの環流が確認できる。これらの結果は、三重県側の河川水量と湾中央部の環流の向きを関連付けた杉山ら (1998) や、長期にわたる観測値を基に診断モデル計算を行った寛ら (2002) の結果と定性的に良く一致している。

流速計算精度の定量的な検証には、図-2 中の ST 4 で示される観測点での ADCP 観測値 (第四管区海上保安本部, 2002) を用いた。その比較結果を図-3 に示す。全体的に、下・中層に比べて上層での計算精度が悪い。期間平均誤差は水深 10 m 付近で最大となり、また、下層でそれぞれ 10 cm/s 弱、0.7 程度であった RMS 誤差と相関係数は、表層ではそれぞれ 15 cm/s、0.5 程度にまで悪化している。このような流速計算誤差は、温度・塩分濃度の鉛直分布、すなわち上層の混合層や温度・塩分躍層が

正確に再現されないこと (図-7) と関係しているように思われる。

このことは次のように説明できる。まず、図-5 から明らかなように、ST 4 付近の表層残差流は北西流である。計算期間の平均風向は南東であり、この風が表層北西流の一因となっている。次に図-6 を見ると、期間平均誤差の傾向が水深 4 m 付近を境に上下で傾向が逆転していることがわかる。成分をベクトルに戻して考えると、計算値は水深 4 m より上では実際よりも北西向き流速が大きく、それより下では小さくなっている。つまり、南東風の作用による北西向き運動量が表層に留まり過ぎてしまっている。

POM の中では、鉛直拡散係数はレベル 2.5 の乱流クロージャーモデル (Mellor・Yamada, 1982) によって算出されるが、その中で、これらの値は速度の鉛直勾配の関数として表現されている。図-7 を見ると、計算値の温度・塩分濃度の鉛直分布が滑らかで鉛直密度勾配が弱い傾向があるが、一般に密度勾配が弱いと鉛直拡散係数は大きく算出される。それ故、さらに鉛直混合が進むというフィードバックがかかることになる。結局、温度、塩分濃度共に鉛直混合が強くなりすぎる一つの原因は、上層での過大な速度の鉛直勾配と、渦動粘性係数・鉛直拡

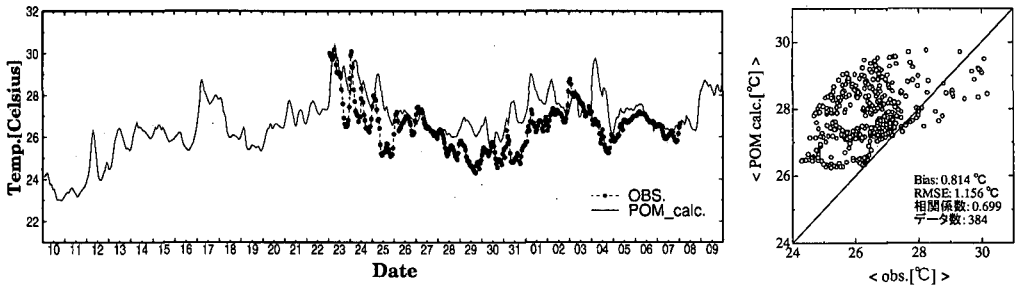


図-8 ST 4 における表面温度の精度検証。(左) 時系列, (右) 相関図。

散係数の評価手法にあるものと考えられる。

最後に, ST 4 で観測された表層水温 (水深 0.5 m) と計算値の比較結果を図-8 に示す。図-4 の説明で触れたように, 短波放射が過大評価気味なため, 表層温度も 1°C 弱ほど過大に算出される傾向が伺える。しかし, 7 月 29 日頃を境に表層温度が下降から上昇傾向に転ずるような数日スケールの温度変化や, 7 月 23 日から 25 日にかけて見られる大きな日変化・半日変化を定性的には良く再現している。表層温度は海面境界過程に最も依存する物理量であるため, この再現性の高さは結合モデルの有用性を示す重要な結果であると言える。

5. おわりに

本研究では, メソ気象モデル MM 5, 海洋モデル POM を結合して, 力学的・熱力学的海面境界過程を考慮したメソスケール大気海洋結合モデルを構築し, 夏季成層期の伊勢湾において計算精度の検証を行った。潮位に関しては相関係数が 0.96 以上, RMS 誤差 17 cm 以下という実用レベルの精度が得られた。また, 残差流の水平パターンや数日スケールの温度変化のような比較的大きな時空間スケールの現象に対しては, 結合モデルの有用性を示すことができた。しかし, 1 時間毎の瞬間値としての精度は, 流速, 温度にそれぞれ数～十数 cm/s, 数 $^{\circ}\text{C}$ の誤差があり, まだ実用レベルの精度には達していない。流速, 温度・塩分濃度の鉛直分布の観測値との大きな違いは, 上層における鉛直渦動粘性係数・鉛直拡散係数の評価に大きな問題があることを示唆しており, 今後の改善の必要性が示された。

謝辞: 河川流量データは国土交通省中部地方整備局より, MT 局風速データは, 愛知県企業庁・中部国際空港株式会社より提供して頂いた。計算値の検証には第四管区海上保安本部・京都大学の共同観測データを使わせて頂いた。また, 本研究は, 日本学術振興会科学研究費補

助金若手研究 (B) (2) 14750426, 及び同基盤研究 (B) (2) 13555141 による成果であり, ここに併せて謝意を表する。

参考文献

- 大澤輝夫・深尾一仁・安田孝志 (2002): 伊勢湾地域における高解像度気象場の再現計算とその精度検証, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 181-185.
- 寛茂 穂・藤原建紀・山田活旦 (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.
- 杉山陽一・中辻啓二・藤原建紀・高木不折 (1998): 伊勢湾湾央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.
- 第四管区海上保安本部 (2002): 平成 13 年度伊勢湾沿岸観測報告書, 第四管区海上保安本部.
- 第四管区海上保安本部水路部 (2001): 海洋概報, 平成 13 年度第 7 号.
- 深尾一仁・大澤輝夫・安田孝志 (2003): メソ気象モデル MM 5 を用いた局地気象場のデータベース化とその精度検証, 第 11 回地球環境シンポジウム講演論文集, 土木学会地球環境委員会, pp. 111-116.
- Grell, G. A., J. Dudhia and D. R. Stauffer (1995): A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM 5), Tech. Note TN-398+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 125 p.
- Hong, S.-Y. and H.-L. Pan (1996): Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a middle-range forecast model, Mon. Wea. Rev., 124, pp. 2322-2339.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe (2000): Ocean tide model developed by TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional around Japan, J. Oceanography, 56, pp. 567-581.
- Mellor, G.L. and T. Yamada (1982): Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems, Rev. Geophys. Space Phys., 20, pp. 851-875.
- Ohsawa, T., K. Fukao and T. Yasuda (2002): Highly accurate simulation of the surface wind field over Ise Bay, Proc. of Coastal Environment 2002, Sep. 16-18, 2002, Athens, Greece, WIT press, pp. 279-288.
- Sekine, Y. and H. Mizutani (1993): Seasonal variations in vertical distribution of temperature, salinity and density in and off Ise Bay, Bull. Fac. Biores., Mie Univ., No. 10, pp. 147-164.