第2章 大気と海洋とのエネルギー交換過程の基本的観測

海洋研究部 遠藤昌宏*

1 観測の目的

大気と海洋の間で交換されるエネルギーの量は,大気と海洋それぞれの循環の季節変動と経年 変動を決める上で最も大事な量である。そのエネルギー交換量の絶対値の空間特性,時間特性は, 測定のための長期に安定なプラットフォームが海上で得られないため,検証のなされていない気 候値しか存在しない。最近の人工衛星による熱交換量の間接的な推定でも,その値の検証が難し い状況にある。そこで,これまで比較的安定して海上気象観測にあたっている気象庁の海洋気象 ブイを活用し,さらにその係留索に水温計・水深計を設置した。

気象庁の海洋気象ブイは、もともと気象条件のきびしい海域で船舶による海上気象データがと ぼしくなりがちな日本近海の4点を選んで、1年から2年間にわたって海底からロープで係留し、 気象データの貴重な供給源を確保するために維持されている。とくに、四国沖の通称T点(東経 135度,北緯29度)は、これまで定点観測船と呼ばれる気象観測船が1960年代にしばしば観測し、 気象・海況が比較的よく把握されている。気象観測データは、3時間毎に静止気象衛星経由で気象 庁に伝送されている。水温の鉛直分布が観測できれば、気象データと海面水温から計算される海 面での熱輸送量のほかに、海洋混合層の水温構造の時系列データが最低3時間毎に得られる。熱 輸送量は、海洋混合層の温度構造の時間変化を直接支配する量であるから、それぞれのデータは 海洋混合層モデルによって定量的に検証できる。

そこで、測器の検定、ブイによる予備実験、観測船によるブイ周辺の水温構造の把握、これま でのデータの編集・解析、海洋混合層のモデルのパラメーター化の研究などを行いながら、1988 年4月に本観測を開始した。なお、本研究計画に基づく研究内容の概要が、平成元年度気象研究 所研究報告書(1990)に要約されている。以下では、四国沖での本観測の概要と予備解析の結果 を紹介する。

©1992 by the Meteorological Research Institute

^{*}共同研究者:吉岡典哉(海洋研究部),木村吉宏(現気象庁予報部),本井達夫(現気候研究部),北村佳 照(海洋研究部)

2 四国沖ブイロボットによる表層水温の連続観測

2.1 観測の概要

気象庁の海洋気象ブイの中で,台風の観測で活躍している定点 Tango(東経 135 度,北緯 29 度) は四国沖約 400 km にあって,黒潮本流からも 200 km 以上離れているため一般流は弱く,黒潮反 流域にあるため弱い南西流の海域である。この海域は、とくに冬季の北西季節風により海面冷却 を強く受け,海洋混合層がよく発達し、季節変動が顕著にみられる(図 2-1)。また,定点 T を 中心とした半径 100 km 以内は WCRP(世界気候研究計画)国内計画の研究計画 OMLET(海洋 混合層の実験観測)の集中観測区域であり,1988 年から 1991 年まで 4 年間,係留ブイを始め,様々 の集中観測が実施された(詳細は OMLET News letter, 1988, # 1-1991, # 22 参照)。

定点 Tango の海洋気象ブイは、水深 4820 m の海底に鉄の錨で固定し、さらにそこからのびた 堅牢な素につながれ海面を浮遊している。海上部分には、海上気象を測るためのセンサーが海面 からの高さが 6.5 m から 7.5 m の位置に取り付けられている(図 2-2)。観測される気象要素は、





図 2 - 1 海洋気象ブイが設置された定点 T (東径135度,北緯29度)。



- 64 -

正時3時間毎に,風向・風速・気温,湿球温度・気圧・(全天)日射量である。日射量は3時間の 積分値も記録されている。このデータは,直ちに気象衛星ひまわり経由で気象庁に伝送され,後 日,気象庁発行の「海洋気象ブイロボット観測資料」として公開されている。本研究では,中で も重要な気象要素である日射量について,地上・船上で測器の比較観測を行い,データの信頼精 度を確認した(遠藤ほか,1988)。

ブイの係留索には、定常観測用の白金抵抗体方式の水温計が深さ、0 m, 50 m, 100 m に設置さ れている (図 2-2 では T で示す)。この海域では、夏季に、低気圧などによる機械的攪拌によっ て 30 m から 50 m の混合層が、冬季には、海面冷却によって、200 m から 300 m の混合層が発達 することがわかっている。そこで、我々は、水深 500 m までに 13 台の自記記録式の水温計(RMT, 離合社製) と 2 台 (水深 50 m と 250 m)の水深計 (RMD,離合社製)を取り付けた。水温デー タと水深データの収集間隔は 90 分である。図 2-2 の RMT は、13 台のうち長期間のデータがと れた 8 台の水温計の位置を示す。

ブイは 1988 年 4 月 27 日から 1990 年 9 月 10 日まで係留され,その間,比較的長期に得られた



図 2 - 3 各水深における水温の時間変化。図の最上部の四角で囲んだ期間以外では海上 気象データが得られなかった。



図 2 - 4 水温の鉛直分布の時間変化。1988-89年の冬季に混合層が170m 近く発達してい るのがわかる。20℃以上,25℃以上の水温には影が施してある。

データのみを選んで解析した。水深計のデータは,系統的なドリフトが大きく,解析には使用し なかった。

2.2 観測結果の概要

2.2.1 水温の変化

図 2-3 は、各水深の水温計毎の水温の変化を示している。観測終了後、水温計の検定を行った が、水温計の測定精度(±0.05°C)以上の水温値のドリフトはなかった。図の最上部の四角で示 した期間以外では、海上気象データに欠測があり、海面での風、鉛直熱輸送量が算定できなかっ た。

図 2-4 は、図 2-3のデータをもとに、水深 200 m までの水温分布を時系列で示している。冬季の混合層の発達が、年によって大きく異なっている様子がよくわかる。



図2-5 観測された海上気象と海面水温から計算される鉛直上向き熱輸送量の時間変化。QNET は総熱輸送量,QB は長波放射,QI は短波放射,QL は潜熱輸送量,Qs は顕熱輸送量を示す。

2.2.2 熱輸送量の変化

図 2—5 は 3 時間毎の海上気象データおよび海面水温から計算される鉛直上向き熱輸送量の時 間変化を示す。 Q_{NET} は総熱輸送量, Q_B は長波放射, Q_L は短波放射, Q_L は潜熱輸送量, Q_S は顕 熱輸送量を示す。熱輸送量の計算方式は Appendix を参照していただきたい。総熱輸送量(Q_{NET}) の時間変化を見ると,冬季に海洋から大気へ,夏季に大気から海洋へ熱が輸送されているのがはっ きりわかる。

図 2-6 はさきに計算した上向き総熱輪送量(Q_{NET})の時間変化と海洋上層 200 m の熱容量 (C_pT の積分値)の時間変化(滑らかな線)を示す。上層 200 m の熱容量の変化は,最上層の熱 の輸送量 Q_{NET} とそれ以外の成分,すなわち,水深 200 m 面を通しての下層からの熱の取り込みと 側面からの熱の水平移流によるはずであるから,2本の曲線の差は,後者の寄与を表わす。した がって,1988-89 年の冬季には,水深 200 m での下層からの熱の取り込みと熱の水平移流のいずれ か、あるいは両方が非常に大きかったことを示している。



図2-6 上向き総熱輸送量 Q_{NET} と海洋上層200m の熱容量の時間変化。両者の差は、 1988-89年の冬季に大きい。

3 海上気象データによる水温のシミュレーション

この海域の海洋表層混合層の水温変化は、大気と海洋の相互作用(風による海水の攪拌、海面 冷却による海水の鉛直混合)によるところが大きいことが経験的に知られている。今回得られた 海上気象データと海面水温から、風(運動量)と熱の輸送量がすべて計算できるので、適当な初 期値が与えられれば、この海域での大気海洋相互作用による海洋混合層の水温の変動が鉛直1次 元モデルにより計算できる。海面水温は、観測値でなく計算値を使う。図2-7はその計算方式を 示したものである。モデルでは、水深600mまで2m毎の格子間隔で、水温と流速の式を時間積 分して、その鉛直分布の時間変化を計算する。鉛直渦粘性係数と拡散係数は、海面での風のスト レスと熱輸送量から Mellor and Yamada (1982)の乱流モデル(level 2)により計算される。

図 2-8 は、このようにして、計算された水温の鉛直構造の時間変化を示している。図中の大き な矢印は、海上気象データの欠測(図 2-3)のため、途中2期間フラックスが計算できないので、

-68-



図2-7 鉛直1次元モデルによる水温分布の計算スキーム。



図2-8 観測された海上気象によってモデル計算された水温の時間変化。



図2-9 モデルにより計算された上向き熱輸送量の時間変化。

フラックスが得られる最初の時点の水温の観測値から積分計算を再出発したことを示している。 図 2-4の実測された水温変化に比べて,1989-90年は比較的よくあっているが,1988-89年の冬季の 200 m 近い混合が再現できていない。このことは,図 2-6に示したように,鉛直1次元の仮定に誤りがあることを示している。

図 2-9 は、モデルで計算された熱輸送量の各成分の時間変化を示している。観測フラックスの 計算(図 2-5)では観測された海面水温が用いられるが、ここでは、モデルで予測された水温が 用いられていることに注意しよう。図 2-10 は、海面水温の観測値とモデルの予測値、および、 気温と露点温度の観測値の時間変化を示す。空気が乾燥し潜熱の輸送が大きいときでも、海面水 温の観測値とモデルの予測値とはよく一致していることがわかる。このことと、混合層の厚さが ときに予測できないことがある(図 2-8)ことを考え合わせると、さらに鉛直1次元の仮定に問 題があることを強く示唆している。

- 70 -



図2-10 (上)気温と露点温度の時間変化,(下)海面水温の観測値と計算値の時間変化。

4 まとめ

大気海洋間のエネルギーの交換量の季節変化を見積るために、海底に係留された海洋気象ブイ に水温計,水深計を1988年4月27日から1990年9月10日まで設置し、得られた水温データと 海上気象データをあわせて解析した。同時に、観測された海上気象データを用いて水温構造を計 算(シミュレーション)した結果、観測された水温構造と一致しない場合があり、仮定された鉛 直1次元性に問題があることが示唆された。

謝辞 海洋気象ブイによる観測を実施するにあたっては、気象庁海洋気象部、神戸・長崎海洋 気象台をはじめとして、数多くの関係者の多大の協力を頂きました。また、本研究は、世界気候 研究計画の海洋混合層実験計画(OMLET)の一実験として OMLET 関係者からも支援を頂きま した。

参考文献

遠藤昌宏・木村吉宏・吉岡典哉,1988:気象庁ブイロボット搭載の日射センサーによる全天日射量の推定

精度について。研究時報,39, 213-217.

気象庁海洋気象部:気象庁海洋気象ブイロボット観測資料。各年発行。

気象研究所, 1990:平成元年度研究報告書, 9-29.

東北大学理学部海洋物理研究室: OMLET Newsletter, 1988, #1-1991, #22.

Gill, A. E., 1982: Atmosphere-Ocean Dynamics. p 34, Academic Press.

- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982 : Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Seckel G. R. and F. H. Beaudry, 1973: The radiation from sun and sky over North Pacific Ocean (abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union*, **54**, 1114.
- Tabata, S., 1964 : Insolation in relation to cloud amount and sun's altitude. Studies on Oceanography, 202-210, University of Washington Press.

Appendix:熱輸送量の計算方式

観測で与えられる海上気象量は、風向・風速(u)、気圧(p)、気温(T_a)、湿球温度(T_{wb})、 日射量(Q_{obs})である。さらに、熱輸送量の計算に必要な海面水温(T_s)は観測値を用いる。シ ミュレーションに使われる1次元モデルでは、海面水温(T_s)はモデル自身が予報する値を用い る。これらの基本量から、必要な気温(T_a)、海面水温(T_s)、比湿 q_a (p, T_{wb} , T_a)、飽和比 湿 q_s (T_s)、飽和水蒸気圧 e_a (p, T_a)をあらかじめ計算する。

上向き熱輸送量 Q_{NET} は、 $Q_{\text{NET}} = Q_B + Q_I + Q_L + Q_S$ と表わす。 ここで、 Q_{NET} は総熱輸送量、 Q_B は長波放射、 Q_I は短波放射、 Q_L は潜熱輸送量、 Q_S は顕熱輸送量を示す。

QNET の各成分は、以下の式で計算する。

$$Q_B = 0.985 \sigma T_s^4 (0.39 - 0.05 e_a^{0.5}) \cdot (1 - 0.6 nc^2)$$

by Gill (1982)

 $Q_{I} = (1 - \alpha_{s}) \cdot Q_{obs}$ = (1 - \alpha_{s}) \cdot Q_{IO} \cdot (1 - 0.716 nc + 0.00252 \alpha)

by Tabata (1964)

 $Q_L = C_{LV} \rho_a C_E u(q_s - q_a)$

 $Q_{\rm S} = \rho_a C_p C_H u (T_s - T_a)$

ここで、 σ (=5.67×10⁻⁸watt / m²K⁴) はボルツマン定数。*nc* は cloud cover で未知数である。 *as* は海面の日射の反射率で定数 0.1 を与えた。*Q₁₀* は、雲のないときの太陽の日射量で、緯度と 季節時間の関数で Smithonian formula により計算される(Seckel and Beaudry, 1973)。また、 南中太陽高度 *a* も緯度と季節時間の関数である。*Q*obs と *Q₁₀* から cloud cover *nc* が計算される。 *C_{LV}* は水の気化熱で 2.5×10⁶ (J/kg/K) である。 ρ_a は大気の密度。*C_E* = *C_H* = 1.3×10⁻³ はそ れぞれダルトン数、スタントン数と呼ばれる定数である。*C_p* は大気の比熱で1.005×10³(J/kg/K) である。