

啓風丸で観測された表層水温の日変化についての熱収支的考察*

萩野谷 成徳**・小幡 紀一***・木下 宣幸**

要旨

気象庁観測船「啓風丸(1,796t)」による熱帯域の観測において表層水温の日較差が 1.5°C に達する観測データが得られた。海面の熱収支を考えこの日較差が表層1m~2m程度の水柱に吸収された正味エネルギーでまかなわれ得ることが示された。

1. はじめに

熱帯域は気候におよぼす影響が大きく重要である。特に海面温度は対流活動等大気におよぼす影響を見積る尺度として重要な量である。海上では海面温度の日変化が小さいといわれてきたが(Defant, 1961), 晴れて風が弱い気象条件では海面温度の日較差が 1°C 以上に達する報告がされ(小長, 1962; Bruce and Firing, 1974; Halpern and Reed, 1976; Otobe and Asai, 1985), そのうちのいくつかでは熱収支による説明も試みられている。しかしながら赤道域での観測例は少なく(Roll, 1965; Kondo and Sato, 1980; 稲葉他, 1990), 更に 1°C 以上の日変化幅の大きさを持つデータ(Roll, 1965; 稲葉他, 1990)については熱収支による説明もされていない(第1表参照)。

本研究では1990年5月28日~6月15日に行われた気象庁観測船「啓風丸」による熱帯域の観測において表層水温(T_s)の日変化が 1.5°C に達する観測データが得られたので, そのデータをもとに海面熱収支を考え観測データの裏付けをする。また, 日変化が大きくなる条件についても検討する。

2. 観測データ

第1表には今までに報告された海洋表層水温に関する

* Heat budget analysis on daily variation of sea surface temperature observed by Keifu-Maruk cruise (90-02).

** Shigenori Haginoya, Nobuyuki Kinoshita, 気象庁気象研究所物理気象研究部。

*** Norikazu Obata, 気象庁海洋気象部海上気象課。
——1991年4月26日受領——
——1992年12月9日受理——

る研究のうち日変化幅の大きなものを示した。これを見ると日較差が大ききときは, 風は全般に微風ないし弱風であること, 天気概況が晴天であるかまたは振幅の原因として日射が挙げられていることがわかる。表の中で最下段(Present, 1990)のものが今回解析した「啓風丸」のデータである。なお, 「啓風丸」では1989年6月にも 1.5°C の日変化の観測例があるのでそれも示してある。

第1図に啓風丸90-02次熱帯域西部太平洋海洋気象観測の航海の航跡を示す。6月3日から10日までの気温と表層水温(インテイク法)の時系列を第2図に示す。日中高温, 夜間低温の水温日変化の傾向が停船時の観測(6月7日~8日)も含めて周期的に繰り返されている。

ここで降水量5mm以上の降水擾乱がなく, 船が一番南下したときの6月5日から6日の水温日変化について詳しく見てみる。この時の気温と表層水温, 風速および下向き全天日射量 S_{\downarrow} の時系列をそれぞれ第3図(a), (b)および(c)に示す。気温, 水温(インテイク法)および風速は10分毎のサンプリングデータ, また, 全天日射量は精密全天日射計(英弘MS-801型)を用いて測定した10分積算値である。6月5日の日平均風速は2.3m/s, 6月6日のそれは2.1m/sで全般に弱風であった((b)図)。一方, 6月5日は積雲の通過でときどき日射量が減少しているが, 6月6日は快晴に近い状況であった((c)図)。

3. 海面水温データについて

船舶気象観測指針(気象庁編)には海面水温を以下のように定義してある。「一般によく攪はんされた海面下1~2mの間の海水の温度をさす(特別の場合を除

第1表 表層水温日変化幅の観測のまとめ

研究者	年	水温変化幅°C	海域	○印 熱帯域	天気 概況	風速 m/s	データソース	観測方法			熱収支 解析	振幅の原因
								プラット フォーム	移動/ 固定	センサー		
Defant	1961	最大1.0	12.5°N~ 4°S	○	晴天	微風	Meteor Expedition, 1932		固定点			
Konaga	1962	5	33°N 136°40'E		晴天	弱風	May, 1962	船	航行中	BT, イン テイク, バ ケツ採水	○	内部波?
Roll	1965	1.2~1.9	熱帯域	○	晴天	微風	Schott, 1891-1892					
Bruce & Firing	1974	2~3	28°45'N, 68°25'W		晴天	2~4	May, 1973	船	航行中	XBT		上下混合な し, 日射
Halpern & Reed	1976	0.9~1.4	21°N, 170°W			~2	March, 1974	船	停船	STD	○	日射
Kaiser	1978	1	34°N, 71°W 32°N, 65°W			微風	Aug. & Sept. 1974	船	停船	サーミ スター係留	○	日射
Kondo & Sato	1980	0.2~0.8	2°N, 140°E	○	晴天	2~7	May, 1979	船	停船	白金係留		
Otobe & Asai	1985	0.9~2.5	35°10'N, 139°25'E 相模湾			0~3	Aug. 1980 Aug. 1981	船	停船	バケツ採水	○	日射
Inaba <i>et al.</i>	1990	>1.0	0°N, 147°E	○			Dec. 1989~ Feb. 1990	ブイ	固定点	白金係留		日射
Present	1989	1.5	4°N 137~144°E	○	晴天	4.1	June, 1989	船	航行中	XBT, イン テイク, バ ケツ採水		
	1990	1.5	4°N 137~144°E	○	晴天	~2	June, 1990	船	航行中	〃		

けば、たいてい風波や船によって表層は攪はんされた状態になっている。このような温度の測定方法には採水バケツ法と機関の冷却水取り入れ口を利用して測温するインテイク法などがある。また温度センサーを海中に投入して直接測温する XBT (eXpendable Bathy Thermography, 投げ込み式水深水温計) や CTD (Conductivity, Temperature, Depth, 電導度(塩分)・水温・水深計) 等もある。このうち啓風丸で利用できるデータはバケツ採水, インテイク法および XBT の各データである。各方法についてその特徴, データ使用上の注意点等を船舶気象観測指針に基づいて第2表にまとめた。なお, XBT については Appendix で時定数を考慮した見積を行った。初期の XBT の温度と水温との温度差が5°C以下のときは, 水深3.5 m 以下で0.1°C以内の精度で温度測定ができることが示されている。しかし, 水深1 m の温度はセンサーのレスポンスによる誤差が含まれるので海面温度として使用するには注意が必要である。

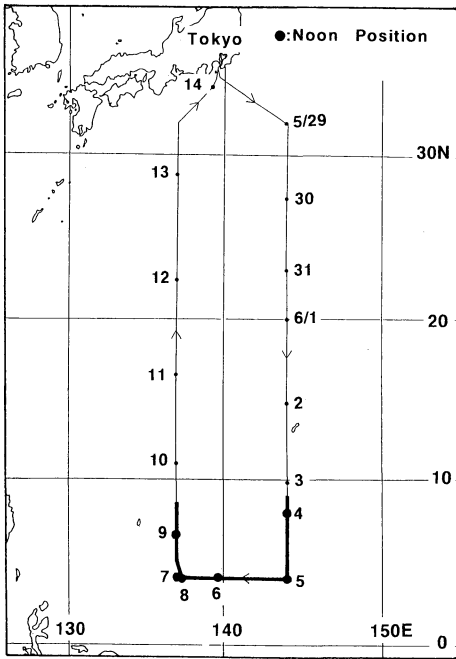
第3図(a)より水温の日変化傾向はインテイク法と XBT のいずれにも現れている。日中はインテイク法と XBT の水温に大きな差はないが, 夜間はインテ

イク法の水温が XBT のそれよりも0.4~0.5°C高い。

第4図は XBT とインテイク法およびバケツ採水とインテイク法の温度差をプロットしたものである。データは全期間のものを使用した。全般的にインテイク法で測定した水温は XBT やバケツ採水で測定した値に比べると高温である。ここで10°N以南のデータに着目する。インテイク法の水温が29°C以上のデータから温度差を平均したものが第3表である。表中の「XBT とバケツ採水の差」は XBT とバケツ採水の直接の比較データがないので「XBT とインテイク法の差」と「バケツ採水とインテイク法の差」から計算した。次のことがわかる。(1) 水温の値は XBT < バケツ採水 < インテイク法の順に大きくなっている。(2) インテイク法とバケツ採水の温度差の絶対値は夜間大きく, 日中小さくなっている。(3) XBT はバケツ採水の値と比べると日中の方が夜間よりも0.1°C低温である。

これらは先の3種類の測定方法で述べた注意点を考慮すると次のように説明できる。この期間は気温は海面水温よりも低い。(1) インテイク法が大きいのは船体加熱の影響また XBT が小さいのは気温で馴染んでいた XBT を水中に投入したときのレスポンスによる

Keifu-Maru(90-02)Cruise
28 May 1990-15 June 1990

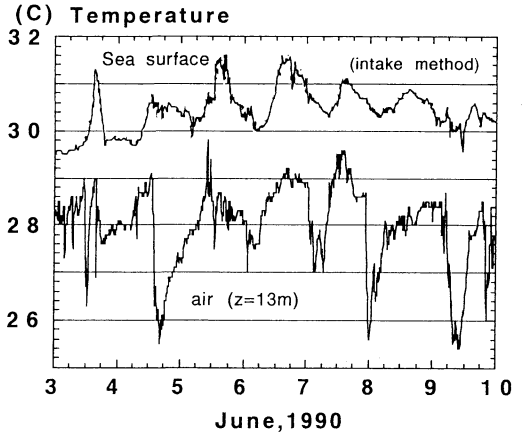


第1図 啓風丸90-02次熱帯域西部太平洋海洋気象観測航海の航跡。1990年5月28日～6月15日。●印は日本標準時で正午の位置。以下、時刻は全て日本標準時。太くなっている部分が今回解析した期間。

と考えられる。(2)の理由は、測定する深さが違うことが考えられる。日中は日射により海面付近の海水がより加熱される。バケツ採水ではこの水を測温している。インテイク法では水温日較差が表層よりも小さい水深2m以下の海水を引き込んで測温している。船体加熱による温度変化量が日中・夜間とも同じ大ききとすると、日中の方が温度差が小さく、夜間は大きくなる。今回インテイク法から求めた1.5°Cの日較差(第4表参照)はバケツ採水の日較差にするともう少し大きくなる。なお、海面熱収支の計算には連続記録が得られているインテイク法の温度を使用し、簡単のためそれらに対し一律0.3°C低くする補正を施した。この補正值は従来からいわれている値0.3~0.7°C (James and Fox, 1972) と比べて矛盾しない。(3)は気温と表層水との温度差が日中の方が夜間よりも大きいことと、XBTのレスポンスの影響による。

本解析ではバケツ採水の温度を正しいとして、イン

Keifu-Maru(90-02) Cruise



第2図 6月3日から10日にかけての気温と水温の時系列。

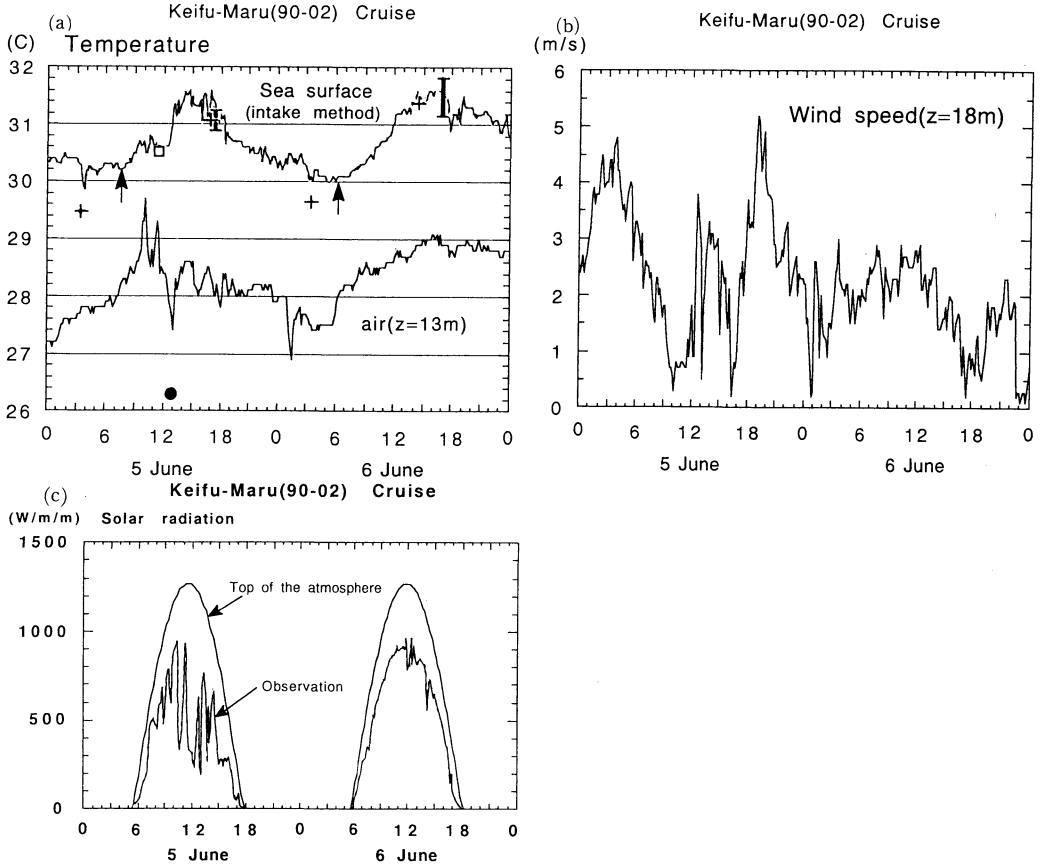
テイク法の温度を較正して使用する。バケツ採水、インテイク法およびXBT各々の測定方法による日較差の違いは0.1°C程度である。これは今回の日較差の大きさ1.5°Cに比べると7%以下である。よって3種類の日較差のどれを用いても本解析の熱収支の結論に大きな影響はない。

また水温を測定している船舶周辺の水は船体によって上下に攪はんされているので、3種類の水溫測定法のいずれで測定しても~2m程度の深さまでの平均的な温度を観測することになり、日較差の大きさに大きな差が生じていない。

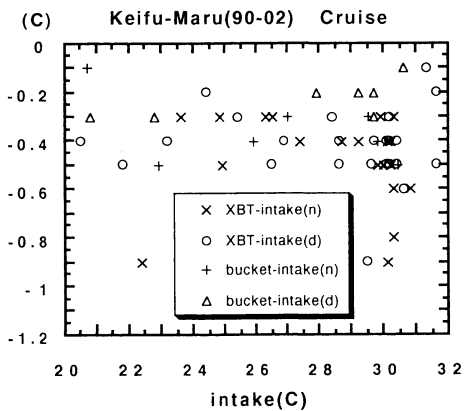
第5図には6月6日の03:20と14:10に観測されたインテイク法の温度とXBTによる水温の鉛直分布を示す。センサーのレスポンスの誤差が小さい4m以下のデータを用いると、水深13mより浅いところで水温日変化が生じていることがわかる。また夜間は海面付近ほど温度が低くなっている。この傾向は6月5日夜中にも見られた。海面付近で温度が低くなる現象は数cmのオーダーならば観測例がある (Soloviev and Vershinsky, 1982) がこのように10mまでの例はない。XBTのレスポンスによる影響はAppendixでも見たようにせいぜい3.5m、大きく見積っても4mまでである。今のところこの理由はわからない。一方、日中は3m以下ではほぼ等温になっている。

4. 熱収支的考察

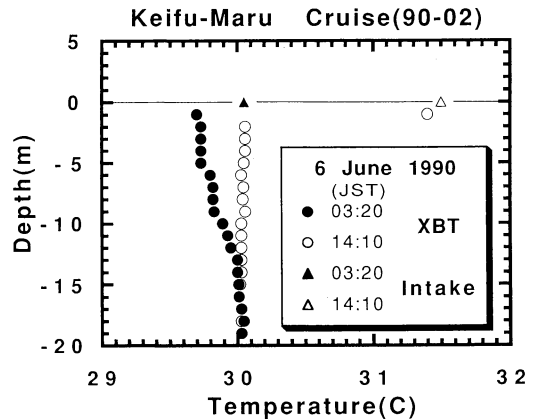
海面の熱収支各項のうち顕熱Hと潜熱LEはKondo (1975)のバルク法で計算した。下向き赤外放射量L↓



第3図 6月5日から6日の(a)気温と水温, (b)風速および (c)下向き全天日射量 $S \downarrow$ の時系列. 水温はインテイク法(実線), XBT(+印)およびバケツ採水(□印)の値をプロットした. ●印は降水擾乱あり, 矢印がシミュレーション開始時刻. 太い縦棒が熱収支解析から予想される水温を示す. 上端が $z_a=1\text{m}$, 下端が 2m の時.



第4図 XBTの温度とインテイク法の温度との差(×(夜), ○(昼))およびバケツ採水の温度とインテイク法の温度との差(+ (夜), Δ (昼))各々とインテイク法の温度.



第5図 XBTによる水温の鉛直分布例. なお, このときの気温はそれぞれ 27.6°C (03:20)と 28.8°C (14:10)であった.

第2表 3種類の表層水温測定法のまとめ

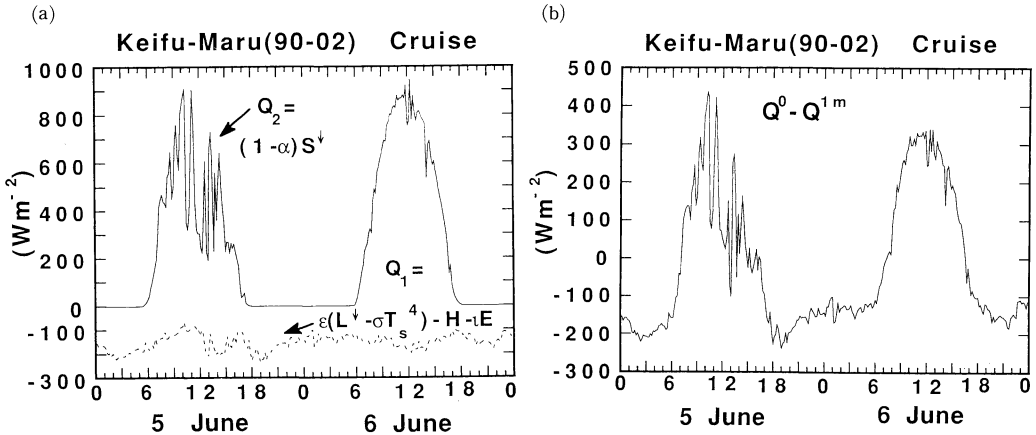
測定方法	測定する対象	測定上の注意点	データ使用上の注意点	その他
バケツ採水	水深~1m までの平均温度	●バケツを海水温度に馴染むために数回海水を汲んでは捨てるという動作を行った後で採水をする●海水をくみ上げる場所は排水口の近くは極力避けて、なるべく船首に近い所で採水する●停泊中の場合は、風上側の船首に近い所で採水する●静穏で日射が強くごく表層だけが高温になっているような場合には、採水バケツを数回水中で上下し、海水をよくかき混ぜて測ったり、場所をかえて数回測温する●くみ上げた海水は気温や日射の影響を受けて水温が変化するため速やかに測温する●風の吹きさらしの所や、日射の強い所では、採水された水の温度が変化し易いから避ける。	●左欄の注意点が守られていることを確認	●連続測定はできない●高速で航行中の船上からの採水は危険
インテイク法	水深~2.25m の取入れ口から吸い込んだエンジン冷却水の温度	●測温装置はなるべく海水の取入れ口に近い所に付ける●積荷によって喫水の深さが変わる●海水の取入れ口から測定部までの間に船体加熱の影響を受けやすい	●直接海水に接していない●風の弱いときや、低緯度海域では水温の鉛直方向の温度傾度が大きいので注意●定泊中は使用できない。	●採水バケツ法よりも危険が少なく自動連続測定ができるためこの方法が現在広く使われている
XBT	水深1m の温度		●投入直後の XBT の生の記録は変動が大きい●海水投入前の XBT 自体の温度は気温に馴染んでいる。海水投入直後の温度はセンサーおよびおむりのレスポンスのため表層1m の温度が実際の温度を代表しているかどうかチェックが必要	●啓風丸においては水深1m の温度は1m の深さでの生のサンプリング値

第3表 XBT, バケツ採水およびインテイク法の各々で測定した表層水温の差. インテイク法の水温が29°C以上のデータの場合.

	日中			夜間		
	平均	標準偏差	データ数	平均	標準偏差	データ数
XBT-インテイク	-0.43	0.18	15	-0.52	0.18	13
バケツ-インテイク	-0.20	0.08	4	-0.40	0.08	4
XBT-バケツ	-0.23			-0.12		

は Kondo and Miura (1985) の実験式から求めた。この実験式は日平均値を計算するものであるが、今回の解析では10分毎の値を入れてL↓を求め基礎データとした。L↓の日変化が小さいこと（今回の解析結果では8日間平均のL↓のばらつきが標準偏差で $7W \cdot m^{-2}$ 以下）と水温の変化量の計算には半日程度の平均値を用いることから水温シミュレーションの結果には大きな誤差にはならない。

全天日射量以外は海面のごく表層でエネルギー交換を行うが全天日射量は海中を透過する。海面での正味の入力項 Q^0 と深さ z の海中での正味の入力項 Q^z は Kondo *et al.* (1979) に従い、
 $Q^0 = Q_1 + Q_2$
 $Q_1 = -H - lE - \epsilon \sigma T_s^4 + \epsilon L \downarrow$
 $Q_2 = (1 - \alpha) S \downarrow$
 $Q^z = Q_1^z + Q_2 \tau(x)$



第6図 海面熱収支解析の結果。(a): Q_1 と Q_2 の時系列。(b): $(Q^0 - Q^{1m})$ の時系列。

$$\tau(x) = 0.14\exp(-5x) + 0.23\exp(-0.12x) + 0.14\exp(-0.025x) + 0.13\exp(-0.004x) + 0.20\exp(-0.001bx) + 0.16\exp(-0.0004bx)$$

$$x = z \sec \xi', \quad z \text{ [cm]}$$

$$\xi' = \sin^{-1}(n^{-1} \sin \xi)$$

となる。ただし、下向きを正とし、 ϵ は海面の射出率(=0.96)、 σ は Stefan-Boltzman 定数、 α は海面のアルベドで太陽高度依存性を考慮した (Payne, 1972)、 b は海洋の混濁度でここでは透明度の高い外洋の値として 1 を用いた、 n は水の屈折率(=1.33)、 ξ は太陽天頂角である。 Q_1 は海面のごく表層でエネルギー交換を行う項、 Q_2 は海中に透過してエネルギー交換を行う項である。一方、 Q_1^z は海中での顕熱輸送によるエネルギー交換量である。 $\tau(z)$ は日射の透過率である。第6図(a)には10分の値から求めた Q_1 と Q_2 の計算結果を、(b)には $(Q^0 - Q^{1m})$ の結果例を示す。

さて時間間隔 Δt の間に $z=0$ から $z=za$ までの深さに吸収された熱エネルギー $Q^0 - Q^{za}$ によって za までの厚さの水温が一様に ΔT だけ変化したとする。このとき $Q^0 - Q^{za}$, Δt , za および ΔT の間の関係は次のようになる。

$$c\rho\Delta Tza = \Delta t(Q^0 - Q^{za}) \quad (1)$$

ただし c は海水の比熱、 ρ は海水の密度である。

以下では $0 < z < za$ では Q_1^z が値を持ち $za \leq z$ では $Q_1^z = 0$ とする。すなわち $za \leq z$ では顕熱による熱輸送はなく、日射の透過による熱輸送のみを考える。このようにすると Q_1^z を陽に計算する必要はない。

第4表は10°N以南のデータについて日中と夜間それぞれの Q^0 , Q^{za} の積算値、(1)式から計算した ΔT ,

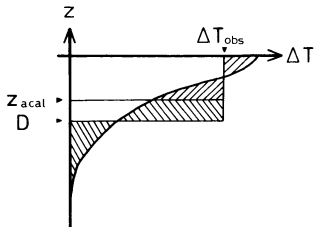
観測から得られた水温変化量 ΔT_{obs} , 風速 U , 水平面日積算日射量の海上の値を大気上端の値で規格化した日射率、降水擾乱の有無およびインテイク法と XBT で測定した温度鉛直分布の時間変化から計算した海中に供給された熱量を示す。ただし、 ΔT_{obs} は3時間の移動平均をした時系列から求めた。また、 za は 1 m, 2 m および 3 m の場合について計算した。ここで日中は海面が正味エネルギーを受取り、温度が上昇する時間帯と考えると $Q^0 > 0$ の間と定義した。一方、夜間は正味エネルギーを失う時間帯として $Q^0 < 0$ の間とした。このように定義すると $Q_1 < 0$ なので、 $Q_2 > 0$ すなわち日射があるときでも夜間となる時間帯が出てくるが時間にして日没前および日の出後各1時間程度であること、 $za=1\text{m}$ での $|Q^{za}|$ の値が $|Q^0|$ の5%以下と小さいことから $Q^0 < 0$ の時の S/S_0 は示していない。5day, 5-6 および 6day について海面での正味フラックスの積算値 $\Delta t Q^0$ と水温の変化量から計算した熱量を比較すると、5day と 6day はよく一致している。これからこの日は海面熱収支で温度変化を説明できる。

第3図(a)には上で求めた日中の昇温量を、 Q^0 が正に転じた時刻の水温(矢印で示す)を基準にして示してある。太い縦棒の上側が $za=1\text{m}$, 下側が $za=2\text{m}$ とした場合である。観測した水温はこの範囲に入っている。これらから $\Delta T \sim 1.5^\circ\text{C}$ の日変化は海面から $za=1\text{m}$ ないし 2m の水柱に吸収された正味エネルギーによってまかなわれ得ることがわかる。

さて次に水温日変化が現れる時の特徴的な2つの長さのスケールを求める。第1のスケールは(1)式において $\Delta T = \Delta T_{\text{obs}}$ として求めた $za = za_{\text{cal}}$ である。

第4表 日中と夜間それぞれの海面に入る正味の熱輸送量 Q^0 , Q^{2a} の積算値, (1)式から計算した ΔT , 観測から得られた水温変化量 ΔT_{obs} , 水温測定時の代表的深さ z_{acal} , 混合層の厚さ D , 風速 U , 水平面日積算日射量 S を大気上端日積算日射量 S_0 で規格化した日射率, 水温分布の変化量から計算した海水中に供給された熱量, 降水擾乱の欄で●印は降水 5 mm 以上の日. なお, z_a は 1 m, 2 m, 3 m として計算した. $Q^0 > 0$ の時, 大気から海面に熱が輸送される. 日付の 3-4 は 3 日の夕方から 4 日の朝にかけての夜間, day は日中を意味する.

日付	$\Delta t \cdot Q^0$ MJ \cdot m $^{-2}$	$\Delta T \cdot Q^{2a}$ MJ \cdot m $^{-2}$			ΔT °C			ΔT_{obs} °C	z_{acal} m	D m	U m/s	S/S_0	降水 擾乱	水温分布 変化量 MJ \cdot m $^{-2}$
		$z_a=1\text{ m}$	2 m	3 m	$z_a=1\text{ m}$	2 m	3 m							
3-4	-6.92	0.16	0.14	0.12	-1.69	-0.84	-0.56	-1.20	1.5	1.4	2.9			—
4 day	12.01	7.27	6.25	5.58	1.13	0.69	0.51	0.84	1.7	3.4	3.9	0.50	●	
4-5	-10.03	0.34	0.30	0.26	-2.48	-1.23	-0.82	-0.39	4.0	3.9	3.2		●	
5 day	11.15	6.85	5.89	5.26	1.03	0.63	0.47	1.21	0.6	2.2	2.2	0.49		12.7
5-6	-7.24	0.15	0.13	0.12	-1.77	-0.88	-0.59	-1.33	1.4	1.3	2.4			-13.1
6 day	17.45	10.04	8.64	7.71	1.77	1.05	0.78	1.46	1.4	2.8	2.2	0.68		17.0
6-7	-8.02	0.15	0.13	0.12	-1.95	-0.97	-0.65	-1.16	1.8	1.6	2.0			
7 day	14.24	8.38	7.21	6.43	1.40	0.84	0.62	0.67	2.6	5.0	2.6	0.59	●	
7-8	-10.46	0.24	0.21	0.18	-2.56	-1.27	-0.85	-0.67	3.1	3.1	4.1		●	
8 day	11.15	8.36	7.19	6.41	0.67	0.47	0.38	0.50	1.9	5.3	6.0	0.60		—
8-9	-19.84	0.66	0.57	0.51	-4.90	-2.44	-1.62	-0.87	3.8	3.7	7.6			—
9 day	3.31	2.59	2.22	1.98	0.17	0.13	0.11	0.48	0.3	1.7	5.1	0.21	●	
9-10	-11.83	0.32	0.27	0.25	-2.90	-1.45	-0.96	-0.49	3.8	3.7	6.2		●	



第7図 水温日較差の鉛直分布 (太い実線) と z_{acal} と D の関係の模式図. z_{acal} は左下がりの斜線部分の面積が等しくなる深さ, D は右下がりの斜線部分の面積が等しくなる深さに相当する. 日中の昇温時の場合を示す.

第2のスケールは

$$c_p \Delta T_{obs} D = \Delta t Q^0 \quad (2)$$

で定義される混合層の厚さ D である.

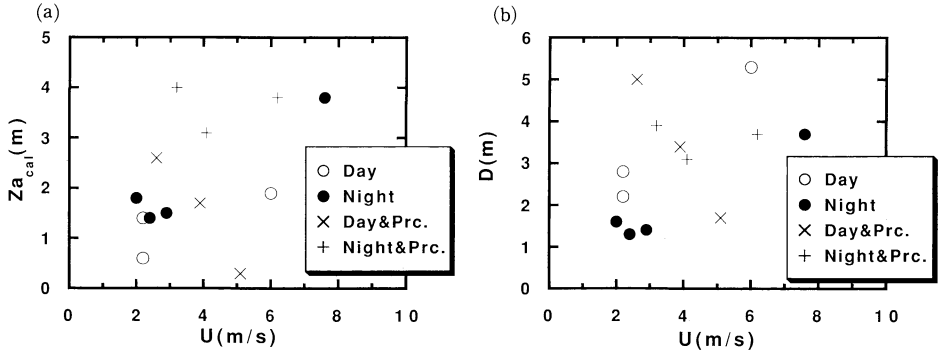
z_{acal} は水温を測定したときにその水温がどの程度の深さの水温を代表しているかの目安となる. なお, この場合には z_{acal} よりも深い層に透過した日射による水温変化は考慮していない.

D は海面に吸収された全ての正味エネルギーによってもたらされた水温日変化の及ぶ層の厚さで, $\Delta T = \Delta T_{obs}$ としたときにどの程度まで温度変化を及ぼすかの目安となる (第7図参照).

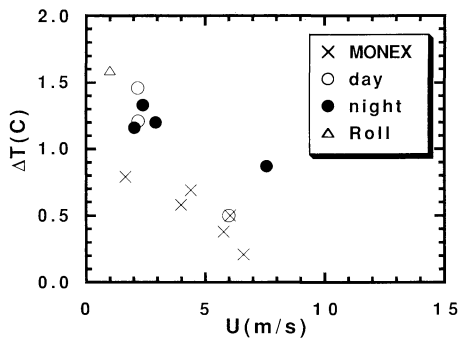
第4表には z_{acal} と D も示してある. 日中は Q^0, Q^{2a} とも正 (下向き) なので $z_{acal} < D$ である. 一方, 夜間

は Q^0 が負 (上向き), Q^{2a} はわずかに正の値をもつので $z_{acal} > D$ である. 第8図 (a) は z_{acal} と風速との関係を, (b) は D と風速との関係をそれぞれ示した. 各時間内に総降水量が 5 mm 以上あるデータは×または+印で, そうでないデータは丸印で示した. 白抜きの印は日中の昇温量の大きさ (当日の早朝の最低水温とその日の最高水温との差) を, 黒く塗りつぶした印は夜間の降温量の大きさ (前日の最高水温と当日の最低水温との差) を, おのおの ΔT_{obs} として z_{acal} および D を求めた結果を示す. 降水擾乱時のデータを除くと日中の z_{acal} は概ね 2 m 以下である. 一方, D は風速と共に大きくなる傾向である.

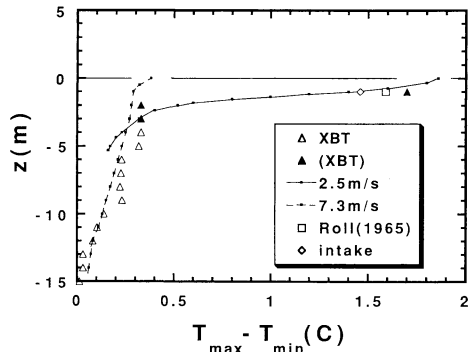
第9図は降水擾乱のないデータについて海上 10 m 高度の風速と海水温度の変化幅の関係を, 従来の外洋で赤道域の観測結果と共に示す (近藤, 1981; Roll, 1965). 今回の観測結果および Roll の値が弱風域 (3 m/s 以下) で大きな ΔT を示している. 第10図は数値シミュレーション (Kondo *et al.*, 1979) による水温日較差の鉛直分布上に今回のインテイク法と XBT による観測データ (6月6日 14:10 と 03:20 の差) を示した. XBT のデータはセンサーのレスポンスの影響のない 4 m 以下を△印で示した. 観測データは平均風速が 2.2 m/s のときのもので 2.5 m/s の時のシミュレーション結果とよく一致している.



第8図 (a) (1)式から計算した水温測定時の代表的深さ $z_{a,cal}$ と風速 U との関係, (b) (2)式から計算した混合層の厚さ D と風速 U との関係. \times と $+$ 印は降水擾乱あり, 丸印はなし. また白抜きは日中, 黒く塗りつぶしたのは夜間のデータ.



第9図 海上 10 m 高度の風速と海水温度の日変化幅の関係. \times : MONEX (近藤, 1981), Δ : Roll (1965). 今回の解析結果; \circ : 日中の昇温量, \bullet : 夜間の降温量.



第10図 数値シミュレーション (Kondo *et al.*, 1979) による水温の鉛直分布と今回の観測データ. 計算は快晴時を想定し, 風の強いときと弱いときの結果. プロットデータは6月6日の14:10と03:20のインテイク法 (\diamond 印) と XBT (Δ , \triangle 印) それぞれの差 (平均風速 2.2 m/s) を示す. Roll (1965) のデータ (\square 印) は平均風速 1~2 m/s.

5. あとがき

従来の研究結果も併せて考察し海面温度の日較差が大きくなる時の条件を整理した. 晴れて穏やかで海洋表層と下層との上下混合がないときの海洋表層の温度変化の大きさは海面熱収支で説明できる. 啓風丸で観測された 1.5°C の温度変化は表層 1 m~2 m 程度の水柱に吸収された正味エネルギーでまかなわれ得ることがわかった. なお, 観測では上記の条件を満たさない場合でも温度の日変化量が大きなデータがある. これについてはここでは考察しなかった. 今後検討する必要がある.

謝 辞

啓風丸の観測データの入手にあたりましては, 啓風丸宮沢気象長ならびに気象庁海上気象課の江口調査官他の方々には御協力していただきました. また気象研究所物理気象研究部および応用気象研究部の皆様には有

益な議論をしていただきました. ここに記して感謝いたします.

Appendix

XBT のレスポンスについて

XBT の時定数を τ , 落下速度を v として水面からの深さ z と温度の追従性について検討する. 観測前の XBT は気温に馴染んでいると考えられるので初期の温度差 ΔT_0 として気温と水温との差を用いる.

$\Delta T(t)$: 時刻 t での温度差

τ : 時定数 (=0.09~0.13sec; Stegen *et al.*, 1975)

z : 水中での XBT の落下距離 ($\sim 6.301t - 0.00216t^2$ [m/sec], t [sec] は着水時からの時間; Stegen *et al.*, 1975)

表 Ap. 初期の温度差 ΔT_0 と温度測定精度 0.1°C 以下になるまでの XBT の落下距離 (m)

ΔT_0 ($^\circ\text{C}$)	時定数 (秒)	
	0.09	0.13
0	0	0
1	1.31	1.89
2	1.70	2.45
3	1.93	2.79
4	2.09	3.02
5	2.22	3.20
6	2.32	3.35
7	2.41	3.48
8	2.48	3.59
9	2.55	3.69
10	2.61	3.77

とすると

$$\Delta T(t) = \Delta T_0 \{1 - \exp(-t/\tau)\}$$

である。 ΔT_0 に $1^\circ\text{C} \sim 10^\circ\text{C}$ を入れて $\Delta T_0 - \Delta T(t) < 0.1^\circ\text{C}$ となる t を求め、 z を計算すると表 Ap のようになる。 今回の観測データ (第 2 図参照) で降水のない場合の気温と水温との差は最大でも 4°C である。 これから 3 m より深いところでは 0.1°C 以内で周りの温度に追従しているといえる。 なお、水深 1 m の水温の測定精度を 0.1°C 以内に抑えるためには海水とセンサーとの初期の温度差を 0.5°C 以内にしておく必要がある。

参考文献

Bruce, J. G. and E. Firing, 1974 : Temperature measurements in the upper 10 m with modified expendable bathythermograph probes. *J. Geophys. Res.* 79, 4110-4111.
 Defant, A., 1961 : *Physical Oceanography Vol. 1*, Pergamon Press, 109-110.
 James, R. W. and P. T. Fox, 1972 : Comparative seasurface temperature measurements. Rep. No. 5. Marine Science Affairs, WMO, No. 336, 27pp.
 Halpern, D. and R. K. Reed, 1976 : Heat budget of the

upper Ocean under light winds. *J. Phys. Ocean.* 6, 972-975.
 稲葉栄生, 平野敏行, 安田訓啓, 川畑広紀, 守屋 洋, 1990 : 海洋混合層の連続観測研究, 科学技術振興調整費平成元年度成果報告書「太平洋における大気・海洋変動と気候変動に関する国際共同研究」, 87-100.
 気象庁気候系監視報告, 1990 : No. 90-06.
 小長俊二, 1962 : 表面水温について (V), 海と空, 38, 107-114.
 Kondo, J., 1975 : Air-sea bulk transfer coefficient in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorol.* 9, 91-112.
 Kondo, J., Y. Sasano and T. Ishii, 1979 : On wind-driven current and temperature profiles with diurnal period in the Oceanic planetary boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.* 9, 360-372.
 Kondo, J. and T. Sato, 1980 : Radiation measurements and heat balance analysis. Preliminary report of the Hakuho Maru Cruise KH-79-2 (MONEX Cruise), (Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo), 48-71.
 近藤純正, 1981 : 数値シミュレーションによる水温・蒸発・蒸散量の推定, 水温の研究, 25 : 5435-5463.
 Kondo, J. and A. Miura, 1985 : Surface heat budget of the Western Pacific for May 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 633-646.
 Otobe, H. and T. Asai, 1985 : Heat balance of the upper Ocean under a land and sea breeze in Sagami bay in summer. *J. Ocean. Soc. Jap.*, 41, 299-306.
 Payne, R. E., 1972 : Albedo of the sea surface. *J. Atmos. Sci.*, 29, 959-970.
 Roll, H. U., 1965 : *Physics of the marine atmosphere*, Academic Press, 227-247.
 Soloviev, A. V. and N. V. Vershinsky, 1982 : The vertical structure of the thin surface layer of the ocean under conditions of low wind speed. *Deep-Sea Research*, 29, 1437-1449.
 Stegen, G. R., D. P. Delisi and R. C. Von Colln, 1975 : A portable, digital recording, expendable bathythermograph (XBT) system. *Deep-Sea Research*, 22, 447-453.