

海洋レーダと海洋鉛直微細構造測定装置による 強い沿岸流の表層での混合現象

DIURNAL WIND-INDUCED MIXING IN A SEA SURFACE LAYER ON THE
UPPER SIDE OF A STRONG NEARSHORE CURRENT WITH A HIGH-
FREQUENCY OCEAN RADAR AND A MICRO-SCALE PROFILER

長尾正之¹・橋本英資²・高杉由夫³・児島正一郎⁴・佐藤健治⁵・森本昭彦⁶・
鈴木 淳⁷・渋野拓郎⁸

Masayuki NAGAO, Eisuke HASHIMOTO, Yoshio TAKASUGI, Shoichiro KOJIMA,
Kenji SATOH, Akihiko MORIMOTO, Atsushi SUZUKI and Takuro SHIBUNO

¹正会員 博(工) 産業技術総合研究所 地質情報研究部門
(〒305-8567茨城県つくば市東1-1-1中央第7)

²正会員 産業技術総合研究所 地質情報研究部門(〒737-0197広島県呉市広末広2-2-2)

³農博 産業技術総合研究所 地質情報研究部門(〒737-0197広島県呉市広末広2-2-2)

⁴正会員 博(工) 情報通信研究機構 沖縄亜熱帯計測技術センター
(〒904-0411沖縄県国頭郡恩納村字恩納4484)

⁵工修 情報通信研究機構 沖縄亜熱帯計測技術センター(〒904-0411沖縄県国頭郡恩納村字恩納4484)

⁶博(理) 名古屋大学 地球水循環研究センター(〒464-8601名古屋市千種区不老町)

⁷博(理) 産業技術総合研究所 地質情報研究部門(〒305-8567茨城県つくば市東1-1-1中央第7)

⁸博(学) 西海区水産研究所石垣支所(〒907-0451沖縄県石垣市字桴海大田148)

In order to monitor sea surface current and transportation of heat and material in and around of coral reefs, we conducted field monitoring of wide-ranging (~70km) sea surface current using High-Frequency (HF) ocean radar, and vertical microstructure in the sea surface layer to estimate magnitude of turbulent vertical mixing. We here report time variation of wind-induced mixing in the sea surface layer which was the upper side of a strong near shore current. In our field measurement off Yaeyama Islands on September 15, 2005, the HF ocean radar could captured the presence of strong near-shore current over 50 cm s^{-1} , and the vertical microstructure measurement revealed that both elevated water temperature and uniformization in the sea surface layer corresponding to increase of turbulent energy dissipation(ϵ). Results suggested that energy led to this uniformization seemed to derive from not the near-shore current but the ocean surface wind.

Key Words : HF ocean radar, microstructure, vertical mixing, turbulence, wind-induced mixing

1. はじめに

日本のサンゴ礁は、近年の地球環境の変動、あるいは人為起源の問題に起因する劣化の危機に直面している。主要な劣化の原因として、サンゴ礁地域の埋め立て、海岸構造物や沿岸道路の建設、表土の流出、サンゴの天敵であるオニヒトデの大発生、そして近年の高水温傾向による大量のサンゴ白化が挙げられる。さらに、サンゴの再生産性も考慮すべき要素である。

水理学の視点からみれば、サンゴの保全対象海域においてサンゴ産卵後に卵や幼生がどのように移動するかを

知ることは重要である^{1),2)}。また、同時に、海中で、サンゴ卵や幼生が、水平および鉛直方向にどの程度分散するかを知っておくことも必要である。特に、近年の高水温傾向によるサンゴ白化の被害を考慮する場合は、対象海域での海水の運動と分散の両方を理解していくことが重要である。

そこで我々は、海洋表層混合層に焦点を絞り、対象海域の表層流、波浪分布、物質と熱の輸送現象を監視する計測技術を開発するために、海中混合現象の現場での直接計測と、リモートセンシング技術(海洋レーダ)のベストミックスを探索することにした。モデル海域は国内最大のサンゴ礁である石西礁を有する八重山諸島とした。

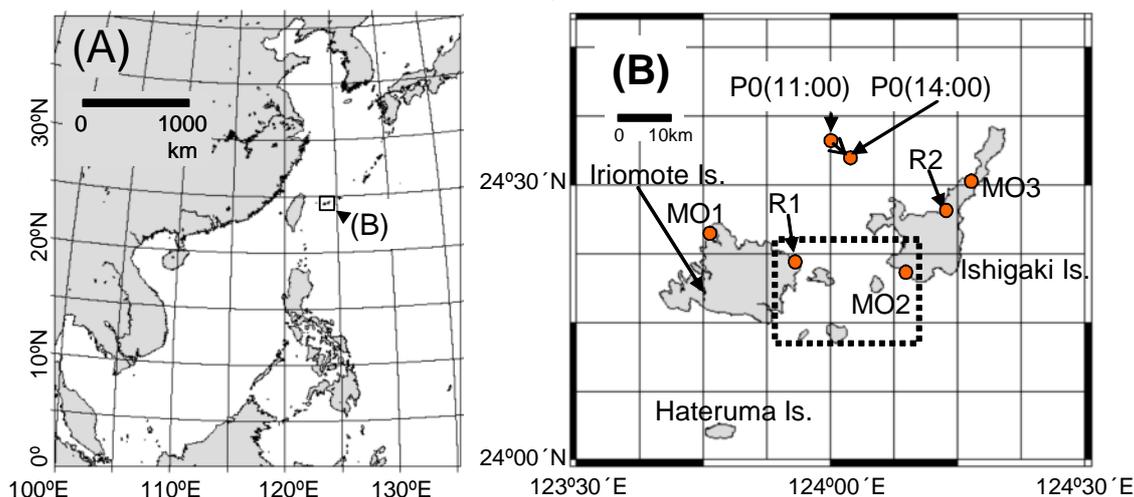


図-1 モデル海域と観測点配置．(B)の点線は石西礁を示す．

2005年の秋に、我々は最初の観測として、同諸島の北部海域で以下の計測を実施した．(1)表層混合層内で海洋鉛直微細構造を測定し、鉛直混合強度を求めた．(2)見通し範囲が70kmにおよぶHF海洋レーダを用いて、海洋表層の流れを1時間ごとに計測した．(1)と(2)は2005年9月15日に同時に行った．この観測では、海洋レーダにより観測海域で強い沿岸流が観測されたほか、表層近傍で風に起因すると思われる混合層の発達と乱れエネルギーの増加が認められたので、報告する．

2．方法

モデル海域の琉球列島八重山諸島は、台湾、中国、日本を含む東アジアでも最大のサンゴ礁である石西礁を有する(図-1)．石西礁は東西20km、南北15kmで水深10m未満の浅い礁池を有する．八重山諸島は黒潮流軸に近い場所にあるため、その影響を受けていると考えられる．琉球列島のサンゴ礁では高い生物多様性が報告されている³⁾．一方で、沿岸域への赤土や栄養塩の流入、魚の乱獲などによる人為起源のストレスにさらされている．このほか、最近では大規模なサンゴ白化が問題となっている．石西礁の水深は10m以浅が大半である．一方で、水深100mを超える水域は、石西礁の周辺に存在している．石西礁とその周辺海域は礁嶺で基本的に隔られているので、周辺海域の海水はいくつかの水路を通じて、海水位が礁嶺を上回ったときに内部に浸入する．特に、海水交換率の悪い浅い礁池は水温が上昇しやすくなるため、夏にサンゴ白化が生じやすいと考えられる．今回の計測では、まず、こういった問題の背景となる、石西礁の周辺海域における物質や熱の輸送現象の把握を行うために、その北部海域を対象として計測を実施した．

海洋乱流の鉛直微細構造を測定するために、我々は自

由浮上型の微細構造測定装置(ターボマップ4)を利用した．この装置は、特に沿岸域の浅い水域において海底付近から海水面までの鉛直混合強度を測定するために、2001年に産業技術総合研究所が設計・開発した^{4),5)}．ターボマップ4は、シアプローブ⁶⁾を持ち水平方向流速の鉛直傾度の乱れを計測できる．また、ターボマップ4は高感度水温計(FP07)、クロロフィル蛍光強度計、ならびに濁度計、深度計を有している．さらに、加速度計(水平2成分と鉛直1成分)を持ち、自由浮上中の安定性を確認できる．装置内部の空洞により、初期の浮力は正(鉛直上向き)である．そのため、装置を海中に落下させるために、自動切り離し装置に重りを付けて自由落下させる．自動切り離し装置にはケブラーロープが取り付けられ、ロープに張力がかかると重りが切り離される．装置が一定深度に達したら、このケブラーロープを強く引き、重りを装置から切り離して浮力で自由浮上させた．自由浮上中に装置はサンプリング周波数256Hzで鉛直微細構造のデータを収集する．仮に浮上速度が60 cm s^{-1} で一定だとすると、鉛直方向の空間分解能は2 mmとなる．

乱流によるエネルギー逸散率(ε)は鉛直シアのデータにより、式(1)で推定できる⁷⁾．

$$\varepsilon = \frac{15}{2} \nu \overline{\left(\frac{du'}{dz}\right)^2}, \quad (1)$$

ここで、 u' は水平方向の流速の乱れ成分であり、シアプローブで計測される． z は鉛直上向きの座標、 ν は海水の動粘性係数である．式(1)の上線は、ある区間で平均を取ることを示す．本研究では、区間の大きさは2.5mとした．

海洋鉛直微細構造の測定は、位置が決まった観測点では実施せず、漂流プイに沿ってラグランジェ的な水塊追跡として行った(図-1)．最初に、2005年9月15日11:00に、漂流プイをStn.P0 (N24° 35' 00", E124° 00' 00")

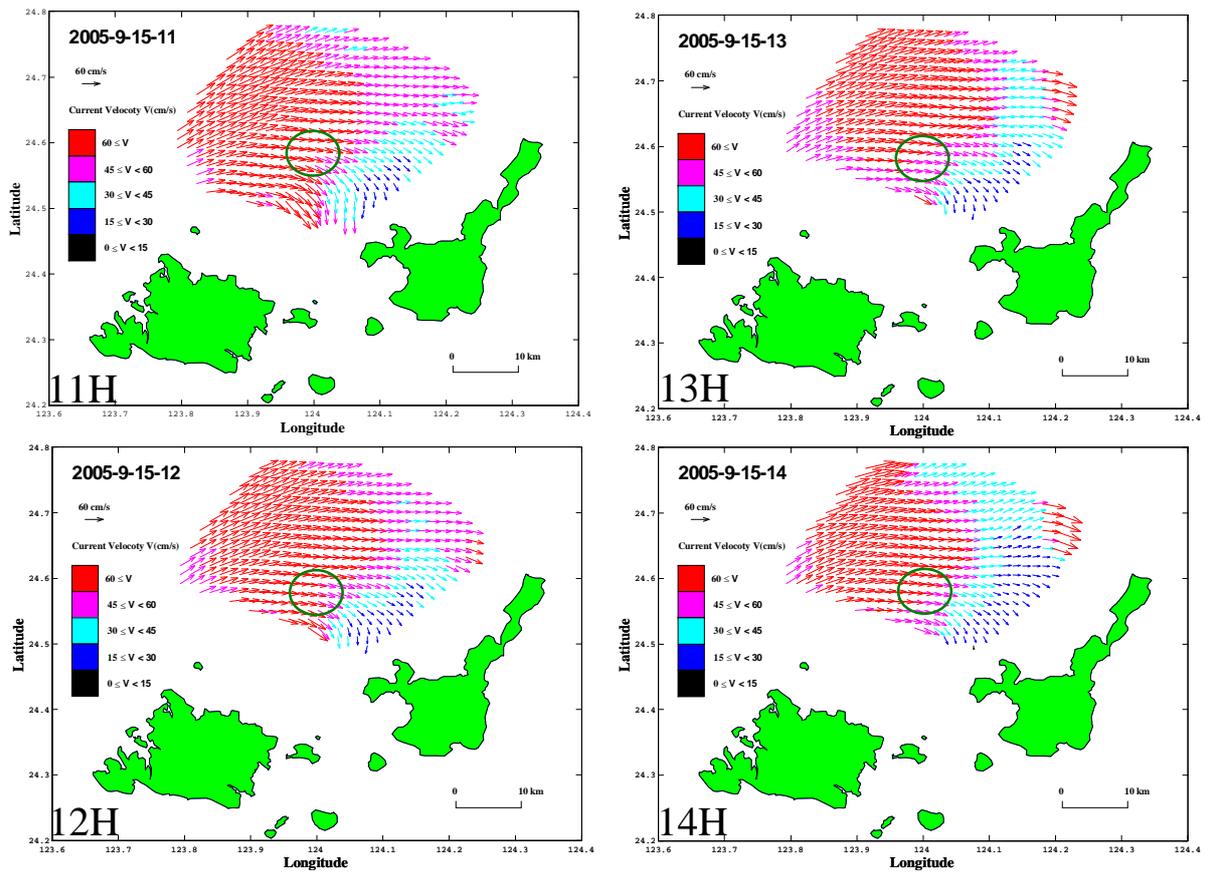


図-2 海洋レーダが捉えた表層流速の平面分布時間変化（2005年9月15日11:00-14:00）． は微細構造観測水域．

表-1 HF海洋レーダの性能諸元

Term	Content
Radar type	FMICW
Frequency	24.515 MHz
Width of frequency sweep	100 kHz
Time interval of frequency sweep	0.5 s
Output power	100 W
Spatial resolution	1.5 km
Velocity resolution	4.78 cm s ⁻¹
Maxim detectable range	75 km
Beam width	7.5 °
Observable range	±45°
Antenna size	60 m (wide) × 5 m (height)

に投入した．続いて，水深100m以浅の海洋鉛直微細構造を約30分間隔で，14:00まで取得した．鉛直分布の総数は8である．14:00に漂流ブイはN24° 33′ 05.86″，E124° 02′ 14.50″ に達した．また，この測定時に，水平方向平均流速 U の鉛直分布をADCP (RDI社製Workhorse 600 kHz)により，層厚1mごとに求めた．

海洋表層の広域水平流速場を観測するために，我々は

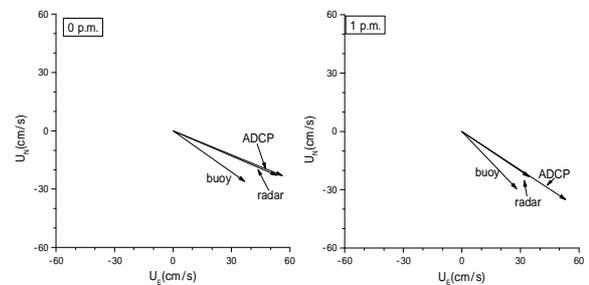


図-3 漂流ブイ，海洋レーダ，ADCPで得られた表層流速．

情報通信研究機構が開発したHF海洋レーダを使用した^{8),9),10)}．このレーダにより，トカラ海峡，日本海^{11),12)}，豊後水道¹¹⁾，大阪湾¹²⁾で，すでに流動および海象の観測がなされている．このレーダは陸上設置型であり，従来の方法に比べて広範囲の海域観測の省力化を図ることができる．表-1はこのレーダの性能諸元である．我々はこのレーダシステムを図-1のStn.R1とR2に，2005年8月25日から9月30日まで設置した．このレーダシステムは長さ60mのフェイズドアレイアンテナを持つ．レーダビームは正面方向から左右に±45°の範囲で電気的に向きを変え，周波数24.515MHzのHF送信波を海面に向かって発信することができる．そして，最大距離75kmまでの

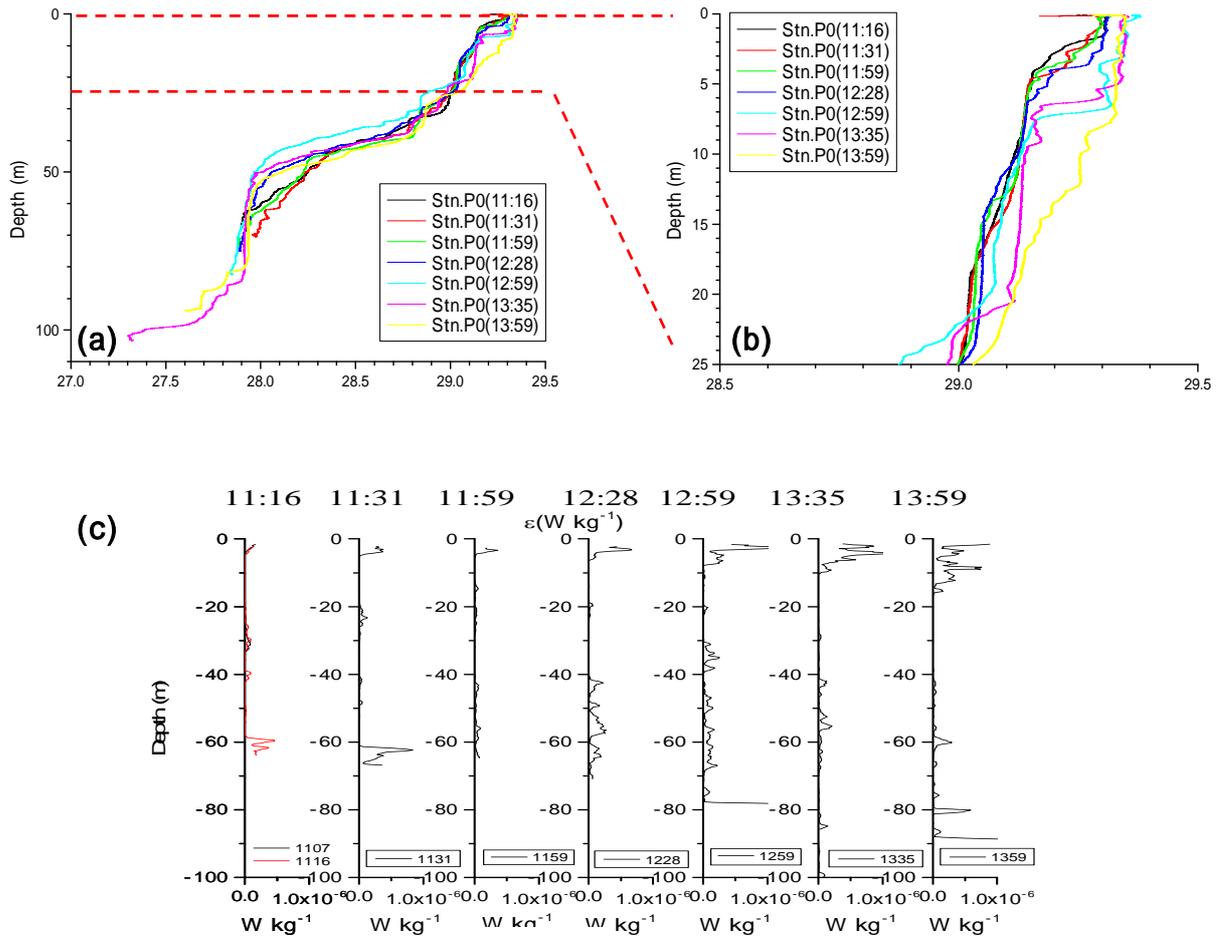


図-4 水温と ϵ の鉛直分布の時間変化．(a)水温鉛直分布．(b)は水深0-25mを拡大．
(c) ϵ の鉛直分布．

範囲で表層から反射するレーダビームを受信することができる．約70kmまでの範囲内で，表層流速ベクトル，海洋波のスペクトル，表層の風の向きが，反射レーダビームの周波数解析により測定できる．今回の観測では12ビームを使い，1ビームあたりの観測に10分間，合計2時間で全ビームを掃引し観測した．このため，最初と最後のビームの両端で1時間50分の時間差がある．そこで，観測時刻をそろえるために，各ビームのデータは，ある時刻を挟む前後の観測ビームデータの直線補間値とし，補間時間間隔は1時間とした．

なお，Steward and Joy¹³⁾の議論によると，HFレーダが感知する測定深度は表面波の波長の1/13である（またはレーダビームの波長の1/26）とされている．したがって，HF海洋レーダの場合は共鳴する波浪成分の波長が約6mなので，レーダによる流速の計測水深は，約0.45mとなる¹⁴⁾．

3．結果と考察

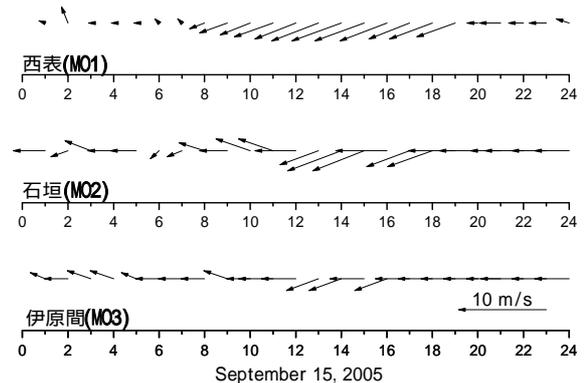


図-5 石垣，西表，伊原間の風速・風向（気象庁）．
ベクトルは上向きが南風，左向きが東風を示す．

図-2は9月15日の石垣島北部沿岸域での水平流速分布の時間変化を示している．50cms⁻¹を超える南東方向の強い沿岸流が観測されている．この日以外の水平流速分布から，この強い沿岸流が9月中旬だけに現れ，8月下旬と

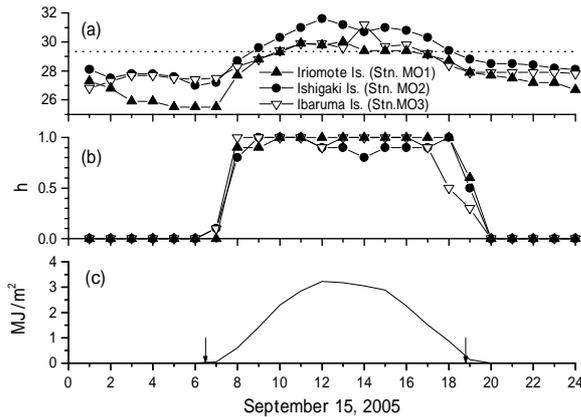


図-6 2005年9月15日の(a)気温、(b)日照時間、(c)全天日射量の時間変化．全点日射量は石垣島観測所(MO2)のみで観測．(a)の点線は29.35 を示す．この温度は、微細構造観測中(11時から14時)の最大と考えられる海洋表面水温．(c)の は日の出、日の入り時刻(海上保安庁)．

9月下旬には現れなかったことがわかっている．

漂流ブイに取り付けたGPSの軌跡を使い、表層流のおよその強さと向きを推定することができる．放流開始地点から回収地点までの流下距離を5km、流下時間を3時間とすると、ブイの速度は 47cms^{-1} で向きは 133° (南東)であることがわかった．この強い流下速度は、黒潮から分岐した強い沿岸流の存在を示唆する．図-3は、この方法と、海洋レーダおよびADCPで観測された表層の水平流速を比較したものである．ADCPで観測される流速は表層の値ではなく水深2.62mでのものであるが、三つの流速ベクトルはほぼ一致している．したがって、鉛直微細構造測定中に強い沿岸流が存在したことは間違いない．

図-4はターボマップ4の測定値と式(1)から計算された水温とエネルギー逸散率(ε)の鉛直分布を示している．これによると、海水面から水深10mまでの水温は徐々に上昇するとともに、水温の一様化が進行したことがわかる．また、表層付近の ε の値が時間とともに増加し、また、下に向かって ε が増加していることがわかった．したがって、熱の流入と混合が同時に生じたと考えられた．

我々は、この表層混合が風により生じたと考えている．図-5は気象庁が石垣(図-1のStn.MO2)、西表(Stn.MO1)、伊原間(Stn.MO3)で計測した風速ベクトルを示している．たとえば、Stn.MO1(西表)では風速は8:00から徐々に増加し14:00に最大 6ms^{-1} に達した．この傾向は他の気象観測地点でも同様だった．また、各気象観測地点で、風速が最大に達したときの風向きは北東ないしは東向きであった．これらの風向きはさきほどのブイの流下方向とは明らかに異なっている．しかし、風速の時間変化は表層近傍の混合層の発達に一致していると言える．

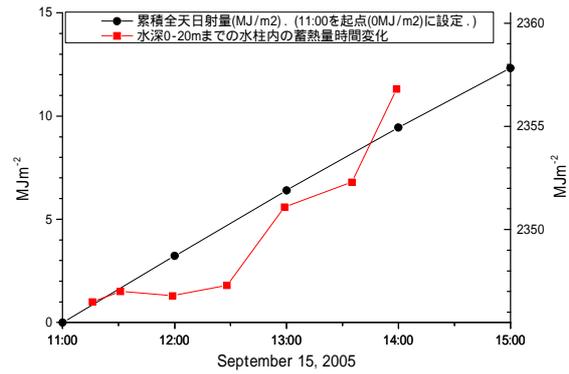


図-7 累積全天日射量と表層の蓄熱量の時間変化．

図-6は9月15日の水温の気象観測地点の気温変化と日照時間、全天日射量(Stn.MO2の石垣のみ)を示している．全天日射量の横軸にある下向き矢印は日の出(06:29)と日の入り(18:48)を示している．日照時間はある1時間の間に直射日光が地表を照射した時間である．図-6(b)の日照時間から、9月15日の石垣島周辺は快晴であり、海面は十分な日射を吸収していたと考えられた．日中の西表(Stn.MO1)の気温は約30 であり、一方、海洋鉛直微細構造を測定中(11:00-14:00)の海水面の水温は、気温より 0.65 低い最大29.35 に達した．正の熱の供給が表層混合層に行われない状態で表層混合が起こる場合、混合層の水温は少し下がるはずであるが、今回の計測期間中は大気と日射が表層に十分な熱を供給したので、表層の混合層が発達している途中においても、表層混合層の水温が上昇したと考えられた．

一方で、観測時刻13:59の水温鉛直分布は他と比べて、表層での水温の上昇と一様化とは別に、他の観測時刻とは異なり、水温分布とは水深7mから20m付近にかけても水温の上昇が認められた．この現象は、海面を通して流入する熱以外に、場の水温分布を変化させる熱源が存在したことを示唆している．図-7は、田中¹⁵⁾の研究にならない、図-6の石垣(Stn.MO2)の全天日射量を時間積分した値と、水温鉛直分布を水深0mから20mまでの間で積分して、この層に蓄熱される熱量を示したものである．蓄熱量 H は、式(2)で計算した¹⁶⁾．

$$H = \int_{-D}^0 \rho C_p T dz \quad (2)$$

ここで、 D は水深でここでは20m、 ρ は密度、 C_p は海水の定圧比熱、 T は水温、 z は鉛直上向きの座標系で海水面を0mとする．図-7では、観測開始時(11:16)の蓄熱量が、全天日射量積分値の線上に載るように縦軸を調整している．仮に水深20mまでの蓄熱量が全天日射量と等しければ、図-7において蓄熱量は累積全天日射量の線上に載る．実際には観測時間帯の蓄熱量の変化は、累積全天日射量をやや下回るように推移するが、観測時刻13:59

の蓄熱量だけは累積全日射量を上回っている。これは浅いために早く暖まった沿岸部にブイが移動したためか、あるいは別の高温水塊とブイが接近してしまった可能性を示唆している。

4. まとめ

海洋表層での流れを海洋レーダで、また、乱流混合強度の直接計測を浮上型海洋鉛直微細構造測定装置で同時に計測した。その結果、流速が約 50cm s^{-1} に達する強い沿岸流を捉えることができた。一方で、海水面近傍で水温の上昇と層の一様化が起こっていること、同時に表層近傍のエネルギー逸散率 ε も増大するとともに、 ε の増大が海水面直下に広がっている様子が捉えられた。また、 ε の増大が海面表層に限られること、観測時間帯は風が一定方向に吹き続けていたことから、この混合層の発達を起こすエネルギーは沿岸流ではなくて風から供給されていることが推定された。今後は、岸の影響を受けにくい沖合側に観測点を伸ばし、観測時間を長めにとって同様の観測を行いたいと考えている。

謝辞：国際サンゴ礁研究・モニタリングセンターには、野外調査の拠点として実験室を使用させていただきなどご支援をいただいた。西海区水産研究所石垣支所には、敷地内への海洋レーダの設置をお認めいただいた。2005年度九州大学応用力学研究所共同研究集会「海洋レーダに関する研究集会」では、参加者から有益なご助言をいただいた。本研究の一部は、科研費基盤(B)(No.17360240、代表：児島正一郎)、同若手(B)(No.17760414、代表：長尾正之)、および平成17年度名古屋大学地球水循環研究センター共同研究を受けてなされた。以上記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 田村 仁, 瀬岡和夫, 鈴木庸彦, 宮澤泰正, 三井 順: 沖縄・石西礁湖自然再生計画立案のための熱・物質輸送数値シミュレーション, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 1161-1165, 2005.
- 2) Nakada, S., Ishihara, Y. and Harashima, A.: A numerical simulation

of sea-surface currents in the Sekisei Lagoon and the coral egg larvae transport, Proc. of 10th Int. Coral Reef Symp., pp.864-871, 2006.

- 3) Veron, J. E. N. and Minchin, P.: Correlations between sea surface temperature, circulation patterns and the distribution of hermatypic corals of Japan, Continent. Shelf Res., 12, 835-857, 1992.
- 4) 長尾正之, 橋本英資, 高杉由夫: 瀬戸内海における鉛直混合強度の測定, 海岸工学論文集, 第51巻, pp.946-950, 2004.
- 5) 長尾正之, 橋本英資, 高杉由夫, 千葉 賢, 山形陽一: 英虞湾における鉛直混合強度の測定, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.341-345, 2005.
- 6) Lueck, R. G., Wolk, F. and Yamazaki, H.: Oceanic velocity microstructure measurements in the 20th century, J. Oceanogra., Vol. 58, pp.153-174, 2002.
- 7) Crawford, W. R. and Osborn, T. R.: Microstructure measurements in the equatorial Atlantic undercurrent during GATE, Deep-Sea Res., Supplement II, Vol.26, Appendix 1, pp.285-308, 1980.
- 8) 井口俊夫, 梅原俊彦, 大野裕一: 短波海洋レーダによる海流と波浪の計測, 海と空, Vol.66, No.3, pp.191-206, 1990.
- 9) Ohno, Y.: HF ocean radar observations of ocean current, J. Com. Res. Lab., 38, 377-385, 1991.
- 10) 大野裕一: 通信総合研究所における短波海洋レーダの開発の現状と実験結果, NAVIGATION (日本航海学会誌), No.116, pp.62-68, 1993.
- 11) Takeoka, H., Tanaka, Y., Ohno, Y., Hisaki, Y., Nadai, A. and Kuroiwa, H.: Observation of the Kyucho in the Bungo Channel by HF radar, J. Oceanogra., Vol.51, pp. 699-711, 1995.
- 12) Takahashi, S., Yuasa, I., Takarada, M., Nadai, A. and Hisaki, Y.: Observation of tidal and residual circulations in Osaka Bay by HF radar, La mer, Vol.37, 145-152, 2000.
- 13) Steward, R. H. and Joy, J. W.: HF radio measurements of surface currents, Deep-Sea Res., Vol.21, pp.1039-1049, 1974.
- 14) 土木学会海岸工学委員会研究現況レビュー小委員会編: 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測, 土木学会, 2001.
- 15) 田中昌宏: 日成層が浅い湖の流動と混合に及ぼす影響について, 東京工業大学博士論文, 1990.
- 16) 花輪公雄, 倉沢由和, 鳥羽良明: 日本南方海域における混合層, 月刊海洋科学, Vol.13, pp.425-435, 1981.

(2006.9.30受付)