# 日本沿海予測可能性実験 -奄美大島西方PNラインにおける予備実験-

朱 小華\*1 朴 在勳\*1 金子 新\*1.3 オストロフスキー・アレキサンダー\*4 竹内 謙介\*1 山形 俊男\*2.5 江田 憲彰\*3 馬谷紳一郎\*6 根田 昌典\*1.7 磯辺 篤彦\*8 香\*1.6 市川 市川 洋\*1.9 韓 仁盛\*1 村上 潔\*10 白石 昇司\*10

海洋科学技術センター・地球観測フロンティア研究システムでは,1999年10月に,黒潮の季節・経年変動メカニズムを解明し, 合わせて本州南方の黒潮変動を予測するために日本沿海予測可能性実験(J-COPE)を開始した。本報では,2000年7~8月の予 備実験の概要と結果を報告する。

3台の圧力計付倒立音響測深器(PIES)と1台の三次元超音波流速計(3D-ACM)を, 奄美大島西方PNライン上の約1000m水 深の海域に係留した。3台のPIESを一辺30kmの三角形の頂点に, 1台のACMを三角形の中心の海底直上に設置した。PIESの 伝播時間データとこの海域で過去に得られたCTDデータを用いるGEM(Gravest Empirical Mode)法により, 水温と現場比容アノ マリーの鉛直分布を求めた。さらに, 地衡流の鉛直分布を3D-ACMで得た海底付近の流速を基準とする力学計算より求めた。

キーワード: J-COPE, PIES, GEM, PN-Line, 黒潮。

# Japan Costal Ocean Predictability Experiment (J-COPE) – Preliminary Experiment at PN line West of Amami-Oshima –

Xiao-Hua Zhu<sup>\*11</sup> Jae-Hun Park<sup>\*11</sup> Arata KANEKO<sup>\*11·13</sup> Alexander Ostrovskii<sup>\*14</sup> Kensuke TAKEUCHI<sup>\*11</sup> Toshio YAMAGATA<sup>\*12·15</sup> Noriaki GOHDA<sup>\*13</sup> Shin-Ichiro UMATANI<sup>\*16</sup> Masanori KONDA<sup>\*11·17</sup> Atsuhiko ISOBE<sup>\*18</sup> Kaoru ICHIKAWA<sup>\*11·16</sup> Hiroshi ICHIKAWA<sup>\*11·19</sup> In-Seong Han<sup>\*11</sup> Kiyoshi MURAKAMI<sup>\*20</sup> and Shoji SHIRAISHI<sup>\*20</sup>

The Japan Costal Ocean Predictability Experiment (J-COPE) was initiated by the Frontier Observational Research System for Global Change (FORSGC)/Japan Marine Science and Technology Center (JAMSTEC) in October 1999 to

- \*4 ロシア科学院シャーショフ海洋研究所
- \*5 東京大学大学院理学系研究科
- \*6 九州大学応用力学研究所
- \*7 京都大学大学院理学研究科
- \*8 九州大学大学院総合理工学研究科
- \*9 鹿児島大学水産学部
- \*10 気象庁長崎海洋気象台
- \*11 Frontier Observational Research System for Global Change
- \*12 Frontier Research System for Global Change
- \*13 Graduate School of Engineering, Hiroshima University
- \*14 P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences
- \*15 Graduate School of Science, University of Tokyo
- \*16 Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University
- \*17 Graduate School of Science, Kyoto University
- \*18 Graduate School of Engineering Science, Kyushu University
- \*19 Faculty of Fisheries, Kagoshima University
- \*20 Nagasaki Marine Observatory, Japan Metrological Agency

<sup>\*1</sup> 地球観測フロンティア研究システム

<sup>\*2</sup> 地球フロンティア研究システム

<sup>\*3</sup> 広島大学大学院工学研究科

clarify the mechanism of seasonal to interannual variability of the Kuroshio around the Nansei /Okinawa Islands and to predict the Kuroshio variability south of Honshu, Japan. In this paper, we present the overview and results of the preliminary experiment which was carried out during July to August 2000.

Three PIESs (Inverted Echo Sounder with a Pressure gauge) and one 3D-ACM (Three-Dimensional Acoustic Current Meter) were deployed at about 1000 m depth around the PN line west of Amami-oshima. The PIESs were placed near the bottom at the corners of the triangle of side length 30 km. The 3D-ACM was moored 100m above the bottom at the center of the triangle. The Gravest Empirical Mode (GEM) method using the historical CTD data is applied successfully to produce the temperature and specific volume anomaly profiles from the travel time data of PIESs. The vertical profiles of geostrophic currents are determined by combining the GEM results with near-bottom velocities measured by the 3D-ACM.

Keywords : J-COPE, PIES, GEM, PN-Line, Kuroshio.

## 1. はじめに

本州南方を流れる黒潮は,その流量・熱流量の大きさのた め日本の気候に大きな影響をあたえるだけでなく,黒潮続流 域の熱環境を支配することにより地球の1年~10年スケール の気候変動に大きく影響する。本州南方及び続流域の黒潮 変動を予報するには、その上流域にあたる南西諸島西側の 黒潮と東側の琉球海流系の変動メカニズムを解明し, それら を長期間モニタリングすることが必要となる。南西諸島西側 の黒潮についてはこれまで多くの観測研究が行われその変 動特性は概ね明らかにされているが、本州南方の黒潮変動 に及ぼす南西諸島東側の琉球海流系の影響については, 観 測データが十分得られていないため未解明の部分が多い。 最新の観測研究により、本州南方のASUKAライン上で観測 された黒潮の平均流量43Sv<sup>1)</sup> (1Sv = 10<sup>-6</sup>m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>)と東シナ海に 流入する黒潮の平均流量20-23Sv2あるいは沖縄西方を北上 する黒潮流量約23-25Sv3-5)と比べ,その差は約20Svである。 一方,南西諸島の東側の奄美大島東方での係留観測では、 約40cms<sup>-1</sup>の強い安定した北東流が存在することが発見され たが6,この強い流れは台湾東方で黒潮から分岐し南西諸島 東側に沿って北上する黒潮分岐流から来たものか", 或いは 東側から来た流れが南西諸島に衝突後北向きに折り返した ものか8, 未だ十分に確認されていない。また, 沖縄南東側 海域でも,春から夏にかけて20cms-1程度の北東流が観測さ れているが<sup>9)</sup>, 1点でのADCP係留観測であったため,琉球海 流系の存在を確認するまでには至っていない。そこで, 観測 フロンティア日本沿海予測可能性実験グループ(J-COPE)では、 最初の集中観測海域を沖縄の南東側海域に設定した。

沖縄南東側の集中観測海域は,南海トラフを含むため狭 い陸棚斜面を除くほとんどの領域で水深が5000~6000mの 深海となっている。このような深海では流速計を装備した多 数の大型係留系を設置・維持して琉球海流系の流量を長 期計測することは極めて困難なことである。それに対して圧 力計付倒立音響測深器(Inverted Echo Sounder with a Pressure gauge: PIES)は小型・軽量であるため多数の係留 系を設置・維持することが容易である。さらに,海底から海 面までの音波の往復伝播時間と海底圧力データを組み合わ せることにより琉球海流系の流量を順圧成分と傾圧成分に 分離することが可能となる。以上の理由より、J-COPEでは PIESを主な計測器として選定し、対象海域にできるだけ多 数展開することを計画している。

J-COPEでは、2000年11月から始まった本実験を準備する ために、2000年7月~8月の間に奄美大島西方の長崎海洋気 象台海洋観測定線PNライン周辺海域で予備係留実験を 行った。以下に、予備実験の概要とPIESデータの解析方法 を記述し、合わせて予備実験の結果について報告する。

## 2. 予備実験の概要

PIESの予備実験は、2000年7月4日~8月24日, 奄美大島西 方の長崎海洋気象台海洋観測定線PNライン中央部の水深 約1000mの海域で行われた(図1)。3台のPIESを一辺30km の三角形の頂点に、1台の三次元超音波流速計(Three-Dimensional Acoustic Current Meter: 3D-ACM)を三角形の 中心の海底上100m位置に係留した。設置と回収作業は、 それぞれ広島大学の「豊潮丸」と長崎大学の「鶴洋丸」を使 用して行った。PIES係留期間中, 長崎海洋気象台の「長風 丸」, 長崎大学の「長崎丸」と「鶴洋丸」により、3回のCTD観 測を行った。

今回使用したPIESは、アメリカロードアイランド大学が開発 したIES Model 6.1である(図2)。PIESは、海底上1mのとこ ろで倒立させ、海面に向け音波を発射し、海面から海底ま での音波の往復伝播時間を計測する。PIESのすべての電 気回路及びバッテリーは直径43cmのガラス球に内蔵させ る。内蔵後のガラス球全体の空中重量は40kg、水中重量は 22kgである。このPIES Model 6.1は、エコー・ディテクターに 多段レシーバーを採用し、また設定水深応じて音響出力パ ワーを変更できるように改良を加えている。高精度圧力・水 温センサーとしてParos 410K型(最大水深6800m用)を使用 している。最大3年間連続使用可能なように、リチウムバッテ リーを搭載し、さらに10Mbyteのデータ・メモリーを使用して いる。長期係留後でも音響切り離し部分が能力を維持でき るように、音響切り離し用バッテリーとシステム用バッテリーを 分けて搭載している。また、PIES回収時に、浮上中のPIES





Fig. 1 Location map of the observational site. P1, P2 and P3 indicate the PIES mooring positions. Mark A indicates the 3D-ACM mooring position. The dashed line and solid arrow indicate the PN-line and the Kuroshio axis position and current direction, respectively.

を追尾できるように、PIESから4秒間隔で発射される音波パルスをAR船上ユニットでモニターできるようになっている。さらに、海面に浮上したPIESの発見を容易にするため、内蔵型Radio Beacon(43MHz,日本国内用に仕様変更)及び夜間用ストロボ・フラッシャーを組み込んでいる<sup>10</sup>。

これまでPIESは、主として2000m以深の深海で使用され てきた。そのため、本実験のような1000m程度の浅い海域で 使用する場合には、発射音波パワーをどの程度低くすべきか をパワーテストで知る必要がある。音圧パワーが大きすぎる とノイズも増幅されて、偽の海面を測定する可能性が増える からである。ロードアイランド大学製PIESでは、受信音圧パ ワーが設定値を越えた時、海面と判定している。そのため、 ノイズレベルが上昇すると海面からの反射信号を探知するこ とが困難になる。今回の予備実験では、PIESの発射音圧パ ワーを大・中・小の三段階を分けてテストし、浅海域に適す るPIESの音圧パワーを決定するためのデータを集めた。

## 3. PIESデータ解析法

#### 3.1. 初期処理

PIES計測で得られた海底から海面までの往復伝播時間 と海底圧力・温度データは、アメリカのロードアイランド大学 が提案した手順に従って、スパイク・潮流成分などを削除し た<sup>11)</sup>。図3に、PIESデータ解析の手順図を示す。PIESのデー タには、時計のエラーが記録されているため、これを用いて、



図2 PIES係留系のスケッチ図。 Fig. 2 Sketch of the PIES mooring system.





時計のドリフトを補正することができる。PIESから回収され たデータは、まず時計のドリフトを"Time Corr"で補正する。 伝播時間データ(1時間24個データ)と圧力・温度データ(1時 間2個データ)を"MEMOD"で中間値を取ることによって1時 間毎のデータとして編集する。データ中のスパイクを "DISPIKE"で除去してから、"RESPO"で圧力データに調和 解析とTide killer filterを適用することにより潮汐成分を除く。 次に, 圧力計のドリフトを指数関数で近似して, "DEDRIFT" でを削除する。一方, 圧力の調和解析から得られた予測潮 位データを用いて、伝播時間に及ぼす潮位変動の影響を "DITIDE"で除去する。それから、すべてのデータに対して 48時間のローパスフィルターを往復2回施すことによって高周 波変動成分を除去する。本研究の対象は, 黒潮・琉球海流 系の流軸変動や中規模渦の通過に伴う水温変動である。 しかしながら、伝播時間データは、海面混合層の季節変動 の影響を強く受けるので、これを削除する必要がある。以上 のPIESデータ処理手順では、"Time Corr"と"DITIDE"を今 回のデータ解析で新しく改良した以外, ロードアイランド大学 の標準のPIESデータ処理手順に従った。なお、今回は夏季 のみの短期間であるため、"SEACOR"の伝播時間の季節変 動の補正を行われてなかった。

## 3.2. GEM法による流速の推定

GEM (Gravest Empirical Mode) 法は, 過去のCTDデータ から, 水温などの鉛直プロファイルと往復伝播時間の対応関 係を予め求めておき, 観測で得た伝播時間データから水温 や現場比容アノマリーなどの鉛直プロファイルを得る手法で ある。この手法は, アメリカロードアイランド大学グループに よって近年に開発され, これまで, 本州南方の黒潮海域<sup>12)</sup>, 北大西洋海流<sup>13)</sup>, 南極周極流<sup>14) 15</sup>に適用されている。

次に, GEM法の手順を簡単に述べる。過去のCTDデータの水温(T)塩分(S)を用い,海面からある圧力(p)までの往復 伝播時間(τ)と現場比容アノマリー(δ)を次式で計算する。

$$\tau(p) = 2 \int_{0}^{p} \frac{dp}{\rho gc}$$
(1)

$$\delta(p) = (1/\rho(S, T, p)) - (1/\rho(35, 0, p))$$
(2)

ここに、gは重力加速度で、 $\rho$ 、c及びpはそれぞれ密度、 音速及び圧力である。T、 $\delta$ の鉛直プロファイルを伝播時間の 大きさの順で並び替え、(伝播時間、深度)平面上にプロット する。次に、T、 $\delta$ のプロファイル図を一定の伝播時間幅(例 え0.2ms)で移動平均する。最後に、データの欠測ところを線 形内挿してから、10db幅でスプライン補間を取ることによって データを平滑化する。このようにして、 $\tau$ とT、 $\delta$ に一対一の 対応関係を持つGEM領域を構築する。PIES観測で得た伝 播時間データとGEM領域の伝播時間を対比させることに よって、水温・現場比容アノマリーなどの鉛直プロファイルを 求めることができる。そして、現場比容アノマリープロファイル から力学高度( $\phi$ )を、隣接する2測点間の力学高度勾配から 海面の地衡流速( $v_g$ )をそれぞれ次式で求めることができる。

$$\phi(p) = \int_{0}^{p} \delta dp \tag{3}$$

$$\mathcal{V}_{g}(p) = \frac{1}{f} \frac{\phi_{2}(p) - \phi_{1}(p)}{L}$$
(4)

ここに, f, Lはそれぞれコリオリパラメータ, と両測点間の 距離である。

表層混合層は,強い季節変動を受けているため,過去の CTDデータを用いて,伝播時間データに及ぼす季節変動の 影響を取り除く必要がある。本予備実験は7月と8月の間に 行ったため,季節変動の影響を取り除く簡単な手法として, 7月と8月のCTDデータだけを用いてGEM領域を作成した。 GEM法の詳細についてはロードアイランド大学の技術報告<sup>16)</sup> を参考されたい。

GEM法の精度を上げるには、季節毎のCTDデータをでき るだけ多く利用できれば好都合である。今回のGEM法では、 長崎海洋気象台提供のCTDデータ148本を使用した。これ らは、1987年~2000年の間の7月と8月にPNライン周辺で得 られた700dbより深くまで計測されているCTD観測のデータ である。

## 4. 結果と考察

#### 4.1. 発射音圧パワーテスト

今回のPIESパワーテストでは、1時間の内に大・中・小の 順番で、各々の音圧パワーで24回音を発射し、これを予備 実験の期間中繰り返した。各パワーで得られた伝播時間の 生データを図4に示す。伝播時間が約1.5秒のところでデータ が最も密集しているため、これが海面反射であると考えられ る。三種類の結果を比べると、横軸の160-170、400-500、 980-1030の時間帯で、海面反射データの欠測が、小パワー の場合よりも大・中パワーの場合で多く発生している。これ は、約1秒のところに存在する偽の海面反射のためである。 以上の結果、小パワーの設定が深度1000mの海域に最も適 することがわかる。



図4 P1で得られた三種類の音圧パワーに対する伝播時間の時間変動。 Fig. 4 Temporal variation of the acoustic travel times measured for three kinds of source levels at P1.

## 4.2. 伝播時間

PIES計測で得られた伝播時間の正確さを検証するため に,係留期間中に得られたCTDデータを用いて海面から PIES深度までの伝播時間を計算し,PIESで得られた伝播時 間と比較する(図5)。CTDから計算した伝播時間とPIES観 測で得られた伝播時間の差は,0.2ms以下である。また,7, 8月に得られた過去のCTDデータから計算した平均的な伝 播時間とPIESの伝播時間の差は,0.06msである。以上のこ とから,今回のPIES予備実験で得られた伝播時間は,妥当 な値をもつことがわかる。なお,P2のPIESの設置点深度が 1280dbであり,この深度まで計測されたCTDデータがない ため,PIESの伝播時間とCTDから計算した伝播時間の比較 はできなかった。

### 4.3. GEM領域

CTDデータから0-700 dbまでの往復伝播時間(τ<sub>700</sub>)を計 算し,水温・塩分・現場比容アノマリーの鉛直プロファイルを τ<sub>700</sub>の大きさの順番で並び替え,さらに0.1 msの時間幅で 移動平均操作を施した。このような操作を施して得られた PNラインのGEM領域を図6に示す。水温の図では,伝播時 間が増加すると,主温度躍層(黄色部分)の深度が徐々に上 昇するという非常に単純な関係にある。主温度躍層が浅く なると全水深にわたる平均水温が低くなり音速が減少する ためである。このように伝播時間と水温の構造が一対一の 関係にあるので,GEM法を本海域に適用することは妥当で あると考えられる。



- 図5 P1, P2 及びP3で得られた伝播時間データの時系列図。"●", "\*"と"+"は,それぞれ「長風丸」,「長崎丸」と「鶴洋丸」の CTD観測データから計算した伝播時間である。太い破線は, 過去のCTDデータから計算した伝播時間の平均値を示す。
- Fig. 5 Time plots of the travel time data obtained at P1, P2 and P3.
  "●"," \* "," + "are the travel-time data estimated by using CTDs onboard the Chofu-maru, Nagasaki-maru and Kakuyou-Maru, respectively. The bold dashed lines are for the average travel times estimated from the historical hydrographic data.



図6 海面から700dbまでの伝播時間  $\tau_{700}$ に対する水温・塩分・現場比容アノマリーのGEM領域。 Fig. 6 GEM regions of temperature, salinity and specific volume anomaly for  $\tau_{700}$  図6のCTDデータにスプラン補間を施す。図7(a),(b)の上 側には、それぞれ水温、現場比容アノマリーのGEM領域を示 す。図6と比べると、水温・現場比容アノマリーのパターンは 良く一致しているが、GEM領域は、図7の方がより平滑化され ていることがわかる。図7(a),(b)の下側に、GEM水温・現場 比容アノマリーとCTDで求めた水温・現場比容アノマリーを 伝播時間に対して比較してプロットしている。図7(a)では、両 者の差の最小二乗平均値(RMS)は、0.17-0.46℃で、深層に なるほど小さくなっている。GEM法による水温の推定誤差は、 最大で0.5℃である。δのGEM領域とCTDから求めたδの 差のRMSは、2.86×10<sup>8</sup>~7.34×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>kg<sup>-1</sup>である。 図8に, 異なる τ<sub>700</sub>に対してGEMで求めた鉛直水温・現場 比容アノマリープロファイルとCTD結果の比較を示す。GEMの プロファイルがほぼCTDのプロファイルの平均位置に分布して いることから, 鉛直プロファイルから見てもGEMプロファイルは CTDのプロファイルをよく再現していることがわかる。

GEM法のエラーを評価するには、海洋現象としての変動 (信号)とGEMのエラー(ノイズ)の比(S/N比)を調べる必要が ある。ここで、CTDで求めた水温アノマリーの分散( $\sigma_{tot}^2$ )を海 洋変動、GEMとCTDの差の分散( $\sigma_n^2$ )をノイズと定義する。 GEM法で得られた信号の有意度を示す分散比(%)は、 ( $1-\sigma_n^2/\sigma_{tot}^2$ )×100となる。図9に、水温と現場比容アノマリー



- 図7 (a) 水温 (b) 現場比容アノマリー のGEM領域(上図)と300db, 500db, 700db, 900dbにおけるGEM 水温とCTD水温の比較図(下図)。
- Fig. 7 GEM regions of (a) temperature (b) specific volume anomaly (upper panel) and comparison of the GEM temperature with the CTD temperature at 300db, 500db, 700db and 900db levels (lower panel).



- 図8 5種類の伝播時間に対する水温(上図)と現場比容アノマリー(下図)の鉛直プロファイル。カラーの曲線は、伝播時間幅 τ<sub>700</sub> ±0.5 msを持つCTDデータから求めた鉛直プロファイルである。太い破線は τ<sub>700</sub> に対応するGEMプロファイルである。 1番右のグループのプロファイルに対しては横座標をそのままの値で示しているが、他のグループのプロファイルに対しては 横座標を各々左方向に一定値(水温10℃,現場比容アノマリー2×10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>kg<sup>-1</sup>)づつ順次シフトさせている。
- Fig. 8 Vertical profiles of temperature (upper panel) and specific volume anomaly (lower panel) for five different kinds of travel times. The colored curves are for the CTD data with  $\tau_{700} \pm 0.5$  ms. The bold dashed curves indicate the GEM profiles for the corresponding travel times. The rightmost profile group has no offset against the horizontal axis, and other groups are offset 10°C for temperature and 2×10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>kg<sup>-1</sup> for specific volume anomaly.



- 図9 (a) 水温信号の分散σ<sup>2</sup><sub>tot,T</sub> (太線)と/イズの分散σ<sup>2</sup><sub>n,T</sub> (細線)の鉛直プロファイル。
   (b) 水温信号の有意度を示す分散比((1-σ<sup>2</sup><sub>n,T</sub>/σ<sup>2</sup><sub>tot,T</sub>)×100)。
   (c) 現場比容ア/マリー信号の分散σ<sup>2</sup><sub>tot,δ</sub> (太線)と/イズの分散σ<sup>2</sup><sub>n,δ</sub> (細線)の鉛直プロファイル。
   (d) δ 信号の有意度を示す分散比((1-σ<sup>2</sup><sub>n,δ</sub>/σ<sup>2</sup><sub>tot,δ</sub>)×100)。
- Fig. 9 (a) Vertical profiles of temperature variance σ<sup>2</sup><sub>tot,T</sub> (bold line) and noise variance σ<sup>2</sup><sub>n,T</sub> (thin line).
  (b) Variance ratio showing the significance of temperature signal ((1 σ<sup>2</sup><sub>n,T</sub> / σ<sup>2</sup><sub>tot,T</sub>) × 100).
  (c) Vertical profiles of specific volume anomaly variance σ<sup>2</sup><sub>tot,δ</sub> (bold line) and noise variance σ<sup>2</sup><sub>n,δ</sub> (thin line).
  (d) Variance ratio showing the significance of specific volume anomaly signal ((1 σ<sup>2</sup><sub>n,T</sub> / σ<sup>2</sup><sub>tot,δ</sub>) × 100).

の分散(それぞれと)の鉛直プロファイルを示す。GEMで得られるノイズは、全変動の10%以下であることがわかる。

今回の予備実験では、PIES設置点で、PIESを回収する直前にCTD観測を比較のために行った。CTDとGEMで求めた水温プロファイルを図10で比較している。全般的に見て、GEMで求めた水温プロファイルは、CTDで得た水温プロファイルを非常に良く再現している。GEMで求めた水温プロファイルは、平滑化されているため、CTDデータに含まれる内部波、内部潮汐などによる細かい変動を再現できない。両者の差は、200db以深では、0.5℃以下となる。

## 4.4. GEM流速

GEM法で得られた∂を式(3)と式(4)に代入することにより、圧力pの深さを無流面とした二つの測点間の地衡流を求めることができる。また、3D-ACMで得られる流速を基準とすれば,順圧成分と傾圧成分を合わせた流速分布が求まる。このようにして求めた測点P1とP2間の流速分布の時系列図を図11に示す。本測点では、全般的に弱い南向きの流れが卓越している。しかし、37日目(8月8日)頃には、200m以浅で約40cms<sup>-1</sup>、400m深で20cms<sup>-1</sup>に達する比較的強い南向きの流れが認められる。この時ちょうど台風0009号の通過により、最大風速約30ms<sup>-1</sup>、最大波高約8mが近くの気象庁の海洋気象ブイロボットによって観測された<sup>170</sup>。この強い南向きの流れは、台風による黒潮流軸の位置変化が関係すると考えられる。また、26日目(7月27日)頃にも、300m以浅で15cms<sup>-1</sup>を越える南向流が存在するが、このときも比較的強い風(11ms<sup>-1</sup>)

が観測されている。台風の通過時, PIESの伝播時間が約 0.4ms急増した。これは, 冷水が観測海域に侵入したことを 意味する(図5)。これは, 観測海域の西側を流れる黒潮の 流軸が台風の作用によって東シナ海陸棚斜面に接岸したた めと考えられるが, 詳細については今後さらに検討する必要 がある。

今回の実験では、多層の係留流速観測を行わなかったた め、PIESから求めた流速を係留流速計データと比較してエ ラーを評価することができない。ここで、PIESデータから流速 を求める際に生じるエラーについて考察する。このエラーは、 主に伝播時間の計測エラーとGEM法で生じるエラーの二部 分からなると考えられる。伝播時間のエラーは次のような 部分からなる。<br />
①PIESの伝播時間計測エラー(~0.2ms), ②PIESの測定伝播時間をτ<sub>700</sub>に変換する際に生じるエラー (~0.05ms)。よって,全体の伝播時間エラーは大きく見積 もっても0.3ms程度となる。この0.3msの誤差は、図7(b)から、 700dbの深度でのδに対し約1.7×10<sup>-8</sup>m<sup>3</sup>kg<sup>-1</sup>の誤差を生む。 また、700dbの深度での $\delta$ のRMS値を誤差とすると、GEM法 によるδの誤差は5.3×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>kg<sup>1</sup>となる。よって,両者の合計 は、5.6×10<sup>-8</sup>m<sup>3</sup>kg<sup>-1</sup>となる。この δ のエラーは、式 (3) の積分 により力学高度を計算する時,鉛直方向で加算される可能 性とキャンセルされる可能性がある。ここで、700db深度を基 準として, 500dbの流速を計算すると, 両PIES間の距離30km に対して, 流速エラーの最大値は5.9cms-1となる。

図12に, GEM法で求めた5組のτ<sub>700</sub>に対応するGEM流 速の鉛直プロファイルを海面流速で規格化して示す。ここに,



図10 GEM とCTD水温プロファイルの比較(上図)。実線はGEM水温,破線はCTD水温である。下図に,両者の差を示す。 Fig.10 Comparison of the GEM and CTD temperature profiles (upper panel). The solid and dashed lines indicate the GEM and CTD results. The differences of the both temperatures are shown in the lower panel.



図11 3D-ACMデータを基準にしたGEM流速の鉛直断面図 Fig.11 Vertical section of the GEM velocity relative to 3D-ACM data.

GEM法ではPNライン上700-1200dbのデータを使用している ため、伝播時間が小さいプロファイルは暖かい、あるいは黒 潮流軸に近いと考えられる。GEM流速分布は、伝播時間が 0.906と0.907に対する鉛直プロファイルでは、流速は海面か ら深くなるにつれ一方的に減少し、伝播時間が0.909と0.910 に対する鉛直プロファイルでは、深度150-200 mの中層に 流速の極大値が認められる。PNラインを横切る鉛直断面内 の黒潮コアーは、陸棚斜面から沖(東)に向かってその深度 が次第に大きくなるように舌状に伸びていることが知られて いる18)。黒潮のコアーが海面近くにある陸棚斜面上の流速 の鉛直分布を見ると、流速は海面から深層に向かって一方 的に減少し、その特性は伝播時間が0.906と0.907のGEM流 速プロファイルと同じである。少し東側に移動した位置での 流速鉛直分布を見るとコアーが没水することにより中層に流 速極大が発生する。これは、伝播時間が0.909と0.910の GEM流速プロファイルと同じである。このような黒潮コアーの 鉛直断面構造は、GEM流速プロファイルによって良く説明で きる。GEM法で求めた流速プロファイルは、伝播時間ス ペースから見た黒潮構造であるが、PIESデータを使用する ことにより実際の黒潮中の地理的位置と対応づけられる。

# 5. まとめ

本研究で得られた主要な結果を以下に要約する。

- 約2ヶ月に渡るPIESの予備実験を実施した。3種類の 出力パワーに対するデータの比較によって、小パワーの 場合が深度1000mの海域に最も適する。
- 2) PIES観測で得られた伝播時間とCTDデータから計算 した伝播時間の差はわずか0.2msで、伝播時間の計測 精度は良好である。
- 3) PNライン上で過去に得られたCTDデータを用いて, GEM領域を構築した。PIES観測で得られた伝播時間 データとGEM領域を対応させることによって,水温・現



- 図12 δに対するGEM領域から求めた規格化された流速分布。 各組のプロファイルは, 横座標を順次右側に1.0づつシフトさ せて描いている。
- Fig.12 Normalized velocity profiles determined from the GEM region for  $\delta$ . The profiles are successively offset to the right by 1.0.

場比容アノマリーの鉛直プロファイルを求めた。PIES 観測で得られた水温プロファイルは、CTDの水温プロ ファイルを良く再現した。

- 4) PIES係留点の中央部の鉛直流速分布を3D-ACMの流 速データを基準流速として求めた。予備実験海域では, 全般的に弱い南向きの流れが卓越していた。また PIES観測では台風の通過時,黒潮流軸の変動による ものと考えられる約40cms<sup>-1</sup>の南向きの流速が,表層 200m層に突発的に観測された。
- 5)海面流速で規格化されたGEM流速プロファイルは、 PNラインを横切る鉛直断面内の黒潮コアの構造を良 く説明した。

現在,観測フロンティアでは沖縄東南方の海域に,計10台のPIESを本観測として係留中である。また,PIESを補完するために係留ADCP(1台)と3D-ACM(2台)を合わせて係留中である。本観測で得られるPIESデータにGEM法を適用することにより,さらにADCP,3D-ACMデータと比較することにより,琉球海流の実態の解明に迫りたい。

## 謝辞

係留系の設置・回収において,船上で多大のご支援を 賜った広島大学練習船「豊潮丸」および長崎大学練習船「鶴 洋丸」の船長をはじめとする乗組員各位に心から感謝の意 を表します。設置・回収航海に遠方から参加し船上で懇切 丁寧な実地指導を賜った,アメリカ・ロードアイランド大学のD. R. Watts, M. Wimbushの両教授及び技術者G. Chaplin氏に 厚くお礼申し上げます。また,海洋観測業務に惜しまぬご支 援を戴いた(株)マリン・ワーク・ジャパン海洋科学部の高尾 宏一室長,小林不二夫氏に深謝すると共に有益なPIES技術 サポートを戴いた(株)自然環境リサーチの清水良次技師長 に合わせて感謝致します。最後に本予備実験は,フロンティ ア研究推進室の西村一課長はじめとする推進室スタッフの 皆様の用意周到なご準備ご調整により円滑に実施でき無事 終了することができました。ここに記して謝意を表します。

# 参考文献

- Imawaki, S., H. Uchida, H. Ichikawa, M. Fukazawa, S. Umatani and the ASUKA Group, "Satellite altimeter monitoring the Kuroshio transport south of Japan," Geoph. Res. Let., Vol. 28, No. 1, 17-20 (2001).
- 2) Johns W. E., T. N. Lee, D. Zhang, R. Zantopp, C. -H. Liu and Y. Yang, "The Kuroshio east of Taiwan: Moored transport observations from the WOCE PCM-1 array," J. Geophys. Res., Vol.31, 1031-1053 (2001).
- Ichikawa, H., and R. C. Beardsley, "Temporal and spatial variability of volume transport of the Kuroshio in the East Chian Sea", Deep-Sea Res., Vol. 40, 583-605 (1993).
- 4) Kaneko, A., W. Koterayama, H. Honji, S. Mizuno, K. Kawatate and R. L. Gordon," A cross-stream survey of the upper 400 m of the Kuroshio by an ADCP on a towed fish", Deep-Sea Res., Vol. 37, 875-889 (1990).
- Kaneko, A., N. Gohda, W. Koterayama, M. Nakamura, S. Mizuno and H. Furukawa, "Towed ADCP Fish with depth and roll controllable wings and its application to the Kuroshio observation", J. Oceanogr., Vol. 49, 383-395 (1993).
- 6) 市川洋・中村啓彦・仁科文子, "上流域の黒潮の観測", 月刊海洋, Vol. 32, No. 8, 504-513 (2000)。
- 7) Yuan, Y., A. Kaneko, J. Su, X. -H. Zhu, Y. Liu, N. Gohda and H. Chen, "The Kuroshio east of Taiwan and in the East China Sea and the currents east of Ryukyu Islands during early summer of 1996", J. Oceanogr., Vol. 54, 217-226 (1998).
- 8) Kaneko, A., Z. Yuan, N. Gohda, M. Arai, H. Nakajima, H. Zheng and T. Sugimoto, "Repeat meridional survey of the western North Pacific subtropical gyre by a VOS ADCP during 1997 to 1998", Geophys. Res. Letters (in press).
- 9) Shiga, T., D. Ueno, Y. Takatsuki and Y. Liu, "Variations

of oceanic conditions east of the Ryukyu Islands in 1997", in Proceedings Of China-Japan Joint Symposium on CSSCS, China Ocean Press, pp.57-65 (2000).

- 10) " IES Model 6.1, Inverted echo sounder user's manual", Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 62pp (2000).
- 11) Erik, E., F. Tracey and D. R. Watts, "Inverted Echo Sounder data processing report," Technical report 91-3, Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 150pp (1991).
- 12) Book. J., M. Wimbush, S. Imawaki, H. Ichikawa, H. Uchida and H. Kinoshita, "Kuroshio temporal and spatial variations south of Japan, determined from inverted-echo-sounder measurements," J. Geophys. Res., submitted (2001)
- 13) Christopher S. M. and D. R. Watts, "Vertical structure and transport on a transect across the North Atlantic Current near 42° N: Time series and mean," J. Geophys. Res., Vol., 105, No. C2, 21869-21891(2000).
- 14) Watts, D. R., C. Sun, and S. Rintoul, "Two-dimensional gravest empirical modes determined from hydrographic observations in the Subantarctic Front," J. Phys. Oceanogr, in press, (2001).
- 15) Sun, C and D. R. Watts, "A circumpolar gravest empirical mode for the Southern Ocean hydrography," J. Geophys. Res., Vol. 106, No. C2, 2833-2856 (2001).
- 16) Book. J., K. L. Tracey, M. Wimbush, H. Ichikawa, S. Imawaki, H. Uchida and H. Kinoshita, "The Kuroshio region off southwest Japan ASUKA 1993-1995 inverted echo sounder data report," Technical report 99-1, Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 28pp (1999).
- 17) 気象庁海洋月報, 気象庁気候・海洋気象部, No.92,19-19(2000)。
- 18) James. C., M. Wimbush and H. Ichikawa, "Kuroshio Meanders in the East China Sea," J. Phys. Oceanogr., 29, 259-272 (1999).

(原稿受理:2001年7月27日)