

海洋物理学における最近の話題*

尹 宗 煥**

1. はじめに

1970年代も残り2年足らずとなったが、世界の海洋物理学はその輝かしい成果をもって1970年代の幕を閉じようとしている。MODE 渦と呼ばれる中規模渦の発見は、今までの古典的海洋大循環像を大きく変更し渦の充満する海洋像を確立した。人工衛星を利用した海洋観測技術の発達は、海洋観測史上画期的な新時代の1ページを開きつつある。また、大型コンピュータの発達と従来の探険型の海洋観測から実験型の海洋観測への移行に伴い数値モデルと海洋観測の相互のフィードバックが盛んになり、海洋予報の可能性についてもいくらか明るい希望が持てるようになった。1970年代はまた、海洋現象においてさまざまな巨大なイベントがあった。1972年から1973年に起きた南米のペルー沖における超大型のエル・ニーニョ (El Niño) 現象や、1975年夏にそれまでの12年間の不在の後に出現した黒潮の大冷水塊(大蛇行)などがそれである。特に、エル・ニーニョ現象の機構解明のための努力がアメリカを中心として精力的に行なわれ、太平洋規模の気象変動が最も先鋭な形で劇的に太平洋東岸のペルー沖あたりに集約して発現することがわかり、海流-大気系の大規模変動のからくりを解く上で重要な役割りを果たした。これらの海洋物理学上の成果を達成する上で、IDOE*** (International Decade of Ocean Exploration, 国際海洋研究10年計画事業) の果たした役割りは果てしなく大きいと言わざるを得ない。この巨大プログラムは、世界の海洋学がその総力を結集して1970年代の海洋学の課題に挑んだ空前の国際協力プログラムである。目的は、(1)海洋学の基礎研究それ自体を抜本的に促進し (2)その研究成果を緊迫した「海洋のより有効な平和利用」の諸問題に寄与させることである。1960年代の海洋学の進展は、圧倒的にアメリカの研究者によって達成されたと言っても過言ではないのであるが、こ

の時代は、主に技術開発の段階であり特定の狭い海域での集中的な実験をしてきた。これらの特定海域の集中観測や大規模変動過程の数値実験の成功などにより、“大規模で長期的変動の予測”を実現できる可能性も生じた。一方、“海洋とその資源の有効利用と環境変動の予測”という世界的な要請が著しく増大した。以上のような背景のもとに IDOE はスタートしたのであるが、このようなグローバルな問題を扱うプログラムの実行は国際協力なくしては円滑に実現し得ないものであり、かつまた参加各国間の海洋学のレベルの差を縮めることによって初めて円滑で実り多い国際協力研究を期することができるのである。すなわち、この“レベルを縮める”ことが IDOE のもう一つの大きな役割りであったとも言えよう。残念ながら日本は、もうすでに2年足らずで IDOE は終わろうとしているにもかかわらず、未だ IDOE へ参加できないでいる。1960年代に決定的な立ち遅れをしてしまった日本の海洋物理学界が、今もなお世界における海洋物理学の発展にほとんど寄与することなくして1970年代を終わろうとしている現実を直視しなければならない。この小論においては、1970年代に得られた数々の海洋物理学上の成果のうちの一部を紹介することによって世界の海洋物理学の現状とくに外洋研究の概要をお知らせしたいと思う。

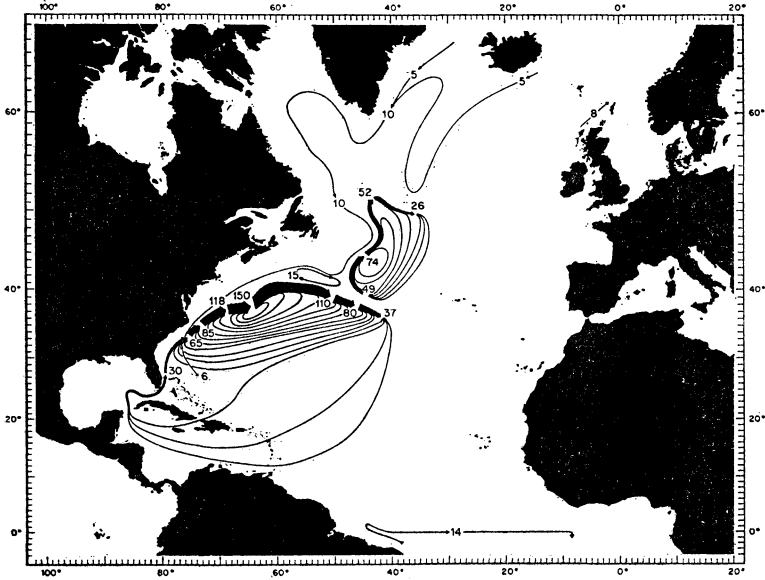
2. 変貌する大循環像

IDOE のサブプログラムの一つである MODE (Mid Ocean Dynamic Experiment) は、北大西洋の中央部に狭い実験海域を設定し、深海底まで届く中規模渦流の実態をとらえ、その渦流が平均的な海洋大循環にどのような関わり合いを持つかを追究するのを目的とした「最新型の大実験」であった。MODE は、1971年の秋に実施された MODE-0、1973年3月～7月の MODE-I、さらに、ソ連がそれまで実施してきた、MODE とほぼ

* Some Topics in Recent Physical Oceanography

** Jong Hwan Yoon, 東京大学理学部

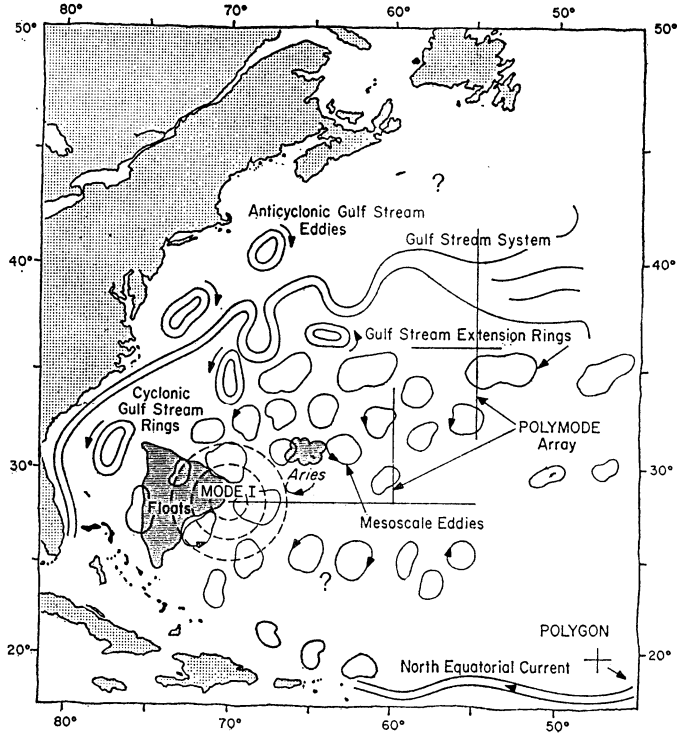
*** IDOE についての解説は“海洋科学”1975, Vol. 7, No. 5 に特集されている。



第1図 北大西洋の循環図 (Worshington 1976). 数字は海面から海底までの全流量を表わす (単位は $10^6 \text{ m}^3\text{sec}^{-1}$).

同種の実験である POLYGON と合体した POLYMODE へと発展していくのであるが、ここで、MODE-0 と MODE-I で分かったことを簡単にまとめてみると次のようになる。中規模渦の存在を確認し、その直径は 200km 位、渦の周期は 60日~80日、渦はほぼ直立していてその運動エネルギーは平均の運動エネルギーの10倍位であることが分かった。これらの渦は観測海域に一定の周期を持って次々に去来し、10cm/sec 以上の流速変動を深海底に引き起こした。MODE の実験海域は、後に第2図に示されるが、サルガッソー海と呼ばれる海域のほぼ中央部にあって北アメリカ東岸沿いに流れるメキシコ湾流から遠く隔たった海域である。この海域は、古典的な風成大循環論からは渦度方程式のバランス上スヴェルドラップの関係式が成立するところであり、深海における流動はせいぜい 1 cm/sec 程度であることが予想されるような“静寂なる深層”であった。古典的風成大循環論は、Stommel (1948)の“風成海流の西岸強化”という論文の中で β 効果によって海流の西岸強化は起こると指摘したことから始まり、W.H. Munk が水平渦動粘性係数を導入することによってその仕上げを行なった。黒潮あるいはメキシコ湾流が存在する亜熱帯循環系を考えると、循環系の西岸を除いた大部分の領域でスヴェルドラップの関係式 $\mathbf{V} = \text{curl} \tau / \beta$ (τ は風の応力、 β はコ

リオリパラメータの緯度変化、 \mathbf{V} は体積輸送である) が成立しており、現実の風系に対応してこのスヴェルドラップ輸送を計算すると幅の広い南下流となる。これらは、結局西岸に集まり西岸強化流として狭い幅の間を北上することになる。この西岸強化流の幅は、 $(A_H/\beta)^{1/3}$ (A_H は水平渦動粘性係数)で決まり、この幅の中で主に渦度とエネルギーの消耗が行なわれ定常大循環ができてくる。その後、現在に至るまでに非線形項を考慮した数値実験や観測データの蓄積によって第1図のような循環像ができてきた。これは、大西洋の場合であるが西岸強化流というよりもむしろ西北岸強化流としてのメキシコ湾流の存在が際立っている。その他、太平洋の亜熱帯循環系の内部の表層構造も研究され始め、表層付近では亜熱帯循環系を二分するような二つの循環(双渦構造)に分かれ、亜熱帯反流という東向する海流の存在も指摘されるようになった。しかし、これらのいずれの大循環像も西岸あるいは西北岸境界域を除いた外洋域の深層における 10cm/sec 以上の流動を予測するものではなかった。以上のような大循環像から必然的に出て来る“静かなる深層”への信仰を打ち破る契機となったのは、今から20年程前の Aries 号の観測であった。アメリカのウッズホール海洋研究所とイギリスの国立海洋研究所の協同研究として、1959年から1960年にかけて第2図に示され



第2図 渦の充満する北大西洋

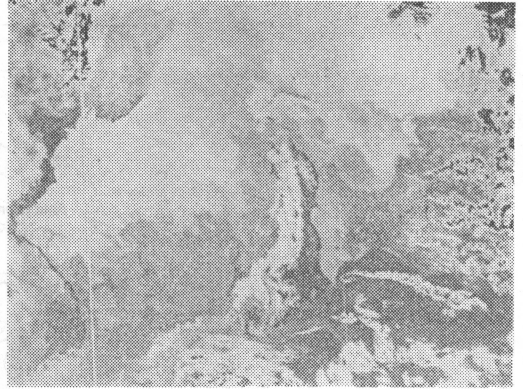
るバミューダ諸島の西（横線の領域）で中立浮きを追跡した。海の深さは約5000mで浮きは2000mから4000mの深さを流れていたが、そこでとらえたものは当初予想されたせいぜい1 cm/secの流速ではなく、5 cm/secから10cm/secにも達する流速であった。しかし、時間についても空間についてもちりぢりばらばらな間隔で観測が行なわれたので、空間規模が数百 kmで時間規模が周期50日程度の渦らしいものがこの大きな流速を伴うらしいことが分かったが、その変動の実態をつかむことはできなかった。これらの渦の実態をつかむには、深層における計測技術上の困難を克服せねばならなかったし、観測自体ももっと多角的組織的に行なう必要があり、約10年の準備期間をおいてMODEの実験が始まったのである。この“実験”という意味は、従来の探険型あるいはルーティン型の観測はあらかじめ明確な観測対象が与えられず観測網を一回りすれば何が拾えるであろうというものであったのに対し、あらかじめ対象を明確にしその対象の時空スケールに合う観測を計画、実施するという実験型の観測を意味する。MODEによる中規模渦の存在の確認とその実態の把握は、それまでの“静かなる

深層”のイメージをくつがえし、深海にもweatherがあり嵐があることを確認し、第2図のような渦の充満する海洋大循環像を確立したのである。ここでこれらの渦の生成機構は？……という問が当然出て来ると思う。MODEの観測とほぼ同時に一連の数値実験が行なわれたが、その結果はまちまちで、メキシコ湾流の続流付近でのみ傾圧不安定による一般場から渦へのエネルギーの供給があり、その他の外洋域では順圧不安定によるエネルギーの供給が卓越しているという実験(Han, 1975)、ほとんど全域で傾圧不安定が卓越する2層モデルの実験(Holland・Lin, 1975)や、メキシコ湾流の領域に傾圧-順圧の混合不安定が集中してほぼそこだけで渦が生成されるというSemtner(1977)の実験がある。これらの一連の実験を通して言えることは、メキシコ湾流付近における不安定現象が渦を作り出していることはどうも確かであり、それはガルフストリームリングといわれる冷・暖水性の渦も生成し、またMODE渦のような非常にバロトロピックな性質を強く持つ渦も生成しているらしいということである。もちろん、外洋域でゆるやかなサーモクライン(温度躍層)の傾きがあることによって

そこに渦の生成のエネルギー源があることの可能性は否定されていない。しかし、これらの渦の大循環に及ぼす影響については、さまざまな研究・議論がなされているがまだ定かな結論は出ていない。すなわち、これらの中規模渦は気象学での高・低気圧に相当するものであるならば、海洋大循環をレイノルズストレスによってむしろ強化する働きがあるのかどうか、また、南北の熱輸送に重要な役割りを担っているかどうかなどの問題が提起された。また、渦動粘性係数とこれらの渦の間にはどのような関係があるのか、もしこれらの渦が渦動粘性の実態を担うならばそのパラメータ化をいかに正しく行なうべきかという問題も新たに生じた。後者については、geostrophic turbulenceの概念のもとに渦の統計的性質が数値実験などによって精力的に調べられている。MODE-0, MODE-I,に続くPOLYMODEは、ソ連とアメリカを中心とした共同実験計画ではあり、現在、第2図に示される海域で実施中でこれらの課題に本格的に取り組んでおり今後続々とその成果が発表され始めるであろう。

3. 人工衛星による海洋観測

海洋物理学は、特にグローバルなスケールの分野で気象学に比べて遅れているという話をよく耳にするが、その原因の一つに固定観測点を洋上に設けることの困難さが挙げられる。気象学においては、全地球の表面積の約1/3の陸地の上にグローバルな気象変動をとらえるのに十分密な観測網を展開し、鉛直・水平両方向の情報収集システムが確立している反面、海洋観測は、とくに外洋では固定観測点はほとんどなく主に観測船によって情報を収集してきた。広範囲にわたる観測を一つの船で行なうにはかなりの日時を要し、その間に海洋現象は刻々と変化するので観測値の変化が時間的な変化によるものなのか空間的な変化によるものなのかの正確な区別は困難である。また、太平洋や大西洋の全域に気象の地上観測網のように船を浮かべるわけにもいかない。第2節で触れたような外洋域で代表的な海洋擾乱である中規模渦までを正しくとらえようとすれば、少なくとも50km* 四方の領域に1点の割合で観測点がなければならず、そのためには数千あるいは数万の観測船が洋上に浮かんでいなければならないという途方もないことが要求されるのである。したがって、人工衛星による海洋観測への熱い期待をわれわれ海洋研究に従事するものは抱かざるを得



第3図 気象衛星 NOAA-4 による赤外放射画像 (1975年4月5日)。

ないのである。しかし、人工衛星による観測も万能ではない。同時的かつグローバルな空間スケールの現象についての情報を提供し得るけれども、それは海洋の表面付近の情報に限られるのである。赤外放射計による表面水温の測定にしても、表面下0.02mm厚のいわゆる表皮水温のみの情報しか得られないし、さらに地球科学的判読(interpretation)をしなければ正しい情報にはならない。すなわち、雲、海霧、スモッグ層などによる妨害によって一見したところ低水温域であるかのようにセンサーに受感されるため、それらを同時期の船舶の気象海洋資料や衛星の可視部の資料をもとにして正しく識別して表面水温と分離しなければ、海洋研究に大きな誤まりを犯すことになる。たとえば、第3図に気象衛星 NOAA による赤外放射画像が示されるが、三陸沖の海域一帯にある低温域(白い方が低温)が親潮の南下やたとえば湧昇などによる冷水域であると判断するためには、船舶や気象衛星の可視部の資料などを参考にして判断しなければならない。なぜならば、この時期のこの海域には海霧が頻発するからである。このように、現段階ではセンサーの受感シグナルと対象の物理的条件とは一対一に必ずしも対応しないという困難さと同時に海面付近の情報しか得られないという制限があるけれども、外洋において特に要求される同時性と広範囲性を備えた人工衛星による観測への期待は大きい。

現在までにこのような人工衛星による海洋観測技術はかなりの進歩・改良が行なわれてきたが、以下にはその現状を簡単に紹介し、将来の展望をしてみよう。

まずはじめに、用語の説明をしておく。人工衛星による観測は、大きく分けてリモートセンシング(略してリ

* 渦のスケールはロスビーの内部変形半径の数倍のオーダーである。海洋における内部変形半径は気象のそれに比べて1桁から2桁小さい。

第1表 海洋環境遠隔探査に有効または有望な技術。

電 磁 波		探査の方法 (器機)	探 査 可 能 な 対 称
波 長	区 分		
0.4 μ	可 視 部	白黒・カラー写真 マルチスペクトル写真 マルチスペクトル走査計 レーザ散乱計 レーザ高度計 フラウンホーファー線間 蛍光々度計	海氷分布, 濁水・汚染水・水塊分布, 海流の境界 海氷分布, 濁水・汚染水・水塊分布, 水深分布 海流の境界, 豊プランクトン域, 波浪状況 汚染物質, プランクトン量の検出 海氷野表面の起伏状況, 水深測定 プランクトン, 汚染物質, 汚染油の検出
0.7 μ		—	—
8 μ	赤 外 部	—	—
12 μ		(走査型) 赤外放射計	表面水温, 海氷分布 (表面温度), 汚染油膜
数mm	マ イ ク ロ 波 部 ロ	—	—
数十cm		マイクロ波放射計 レーダ散乱計 レーダ高度計	波浪状況, 海氷の分布と氷質, 表面塩分, 表面水温 波浪状況, 汚染油膜 津波, 高潮, 海流に伴う海面傾斜

第2表 SEASAT-A のセンサー。

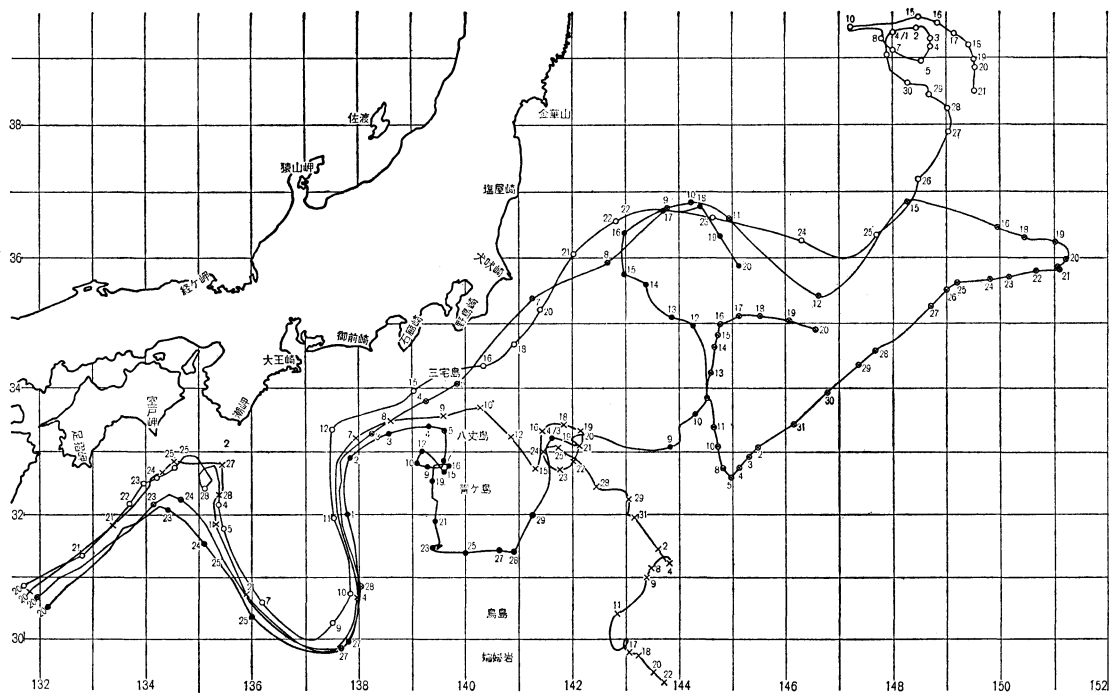
	センサー	観 測 対 象	範 囲	目 標 精 度	地表解像度
レ ー ダ	CPRA	ジョイド 高 潮	5cm-200m 10cm-10m	± 10 cm ± 10 cm	1.6×12 km ²
	MWS	重 力 波	1-20m	± 0.5 m	
	CSAIR	海面直上の風 海氷野の氷況, 汚染油膜, 嵐 による波模様	4-28m/s	± 2 m/s ± 20 度	50km 50m
放 射 計	SMMR	海 上 風 表 面 水 温	7-50m/s -2~35°C	± 2 m/s 相対値 0.5°C 絶対値 2°C	121km
	IRR	表 面 水 温 海 氷		絶対値 1.5°C	4km 6km

モセン)とテレメトリンダ(略してテレメ)の二つである。リモセンは遠隔探査とか遠隔感知と訳されているが、観測対象物体から出る電磁波を介して遠く隔てられているセンサーで情報をキャッチするものであるのに対して、テレメ(遠隔測定)はセンサーを対象物体に接触させてその情報を遠隔の場所でキャッチする方法である。第1表に示される、可視光線、赤外放射線、マイクロ放射線などによる観測はリモセンに属し、漂流ブイからのデータ収集やその追跡はテレメである。マイクロ波を使うレーダ高度計による海面の凹凸の測定は、実際にパル

スを発射して海面からの反射波をレーダセンサーでとらえて衛星と海面との距離を測定するのでこれはリモセンとテレメの間中であると言える。

(1) 表面水温の測定

衛星による海表面水温の測定はもっとも早くから行なわれており、第3図のような写真はよく目に触れるものの一つである。赤外放射やマイクロ波を利用した表面水温の測定は年々技術改良が重ねられ、1978年7月に打ち上げられる予定の初の海洋衛星 SEASAT-A では第2表で示されるような精度と解像度が期待されるまでになっ



第4図 黒潮に放流したドリフティングブイの軌跡（2月20日拓洋で投入，4月22日までの位置）。

ている。第2表中のSMMRは走査型多周波数マイクロ波放射計（Scanning Multichannel Microwave Radiometer）であり、IRRは赤外放射計（Infrared Radiometer）である。マイクロ波帯域の利用は赤外部に比べて開発が遅れているが、この帯域では放射される電磁波の強度は、射出角、波長、放射物体の温度および表面状態とともに物体の電気的性質（たとえば誘電率）に関係しているので塩分などの情報も引き出せる可能性がある。しかも、可視光や赤外放射域に比べてマイクロ波帯は、雲、霧や大気の影響が少ないので大いに期待されている。

(2) 漂流ブイ（ドリフター）

第1表に載っているもの以外に、人工衛星は資料の収集・伝達という重要な機能を有している。これはテレメの範囲に属することなのであるが、漂流ブイの追跡とそのブイが測定した海水温や塩分あるいは海上気象データなどの資料の収集、地上局へのその伝達も行なっている。漂流ブイは、ラグランジュ的測器の一種であり、海流とともに漂いながら海流についてのさまざまな情報を提供する。1977年2月に九州都井岬沖の黒潮に投入された漂流ブイについて簡単に触れておこう。この漂流ブイ

は、Kirwan ブイとも呼ばれアメリカのスクリップス海洋研究所のA.D. Kirwanらが中心になって開発したものであるが、発信装置BTT(Buoy Transmit Terminal)を内蔵し64秒間に1秒間の衛星への発信を繰り返しながら位置決めが行なわれる。第4図（平氏作製）は、黒潮に投入された後はほぼ2カ月間にわたる追跡結果である。黒潮の大蛇行は1975年の夏から始まり現在も依然として続いているのであるが、これらのブイの軌跡はこの紀州沖の大蛇行を実に見事にとらえている。また、伊豆海嶺の西側では安定していたブイの軌跡も伊豆海嶺を越えるあたりから大きく変動し、伊豆海嶺を南に迂回するものやそのまま房総沖まで進み黒潮続流域まで達するものなど、その動きはバラバラである。とくに、図中の黒丸と×印のブイは八丈島の東沖で時計回りの暖水性の渦に取り込まれ1週間程度の停滞を余儀なくされたが、その後の行動はまったく正反対で、一方は北方の黒潮続流域へもう一方は南方の黒潮反流域へ流れて行った。このようなブイの挙動には、現在われわれが持っている黒潮に関する知識から予想もつかないようなものが多くあったし、また、伊豆海嶺の影響が表層海流にまで強く影響を及ぼし、ひいては黒潮の大蛇行の発生・維持のメカニズ

ムに関与している可能性を十分に示唆するものであったといえよう。

観測ブイはなにも漂流ブイだけに限らない。アンカーで一定地点に固定され、各層の水温、塩分それに化学的・生物学的情報ならびに気象データなどの総合的な情報を衛星に伝えるブイを多数グローバルに展開しようという案もある。また、非常に小型で安価な漂流ブイを航空機から無数に消耗品としてパラ撒き、勝手に漂流させて海洋気象情報を得るという発案もあり、現在実験が進められている。

(3) アルティメトリーと海流測定

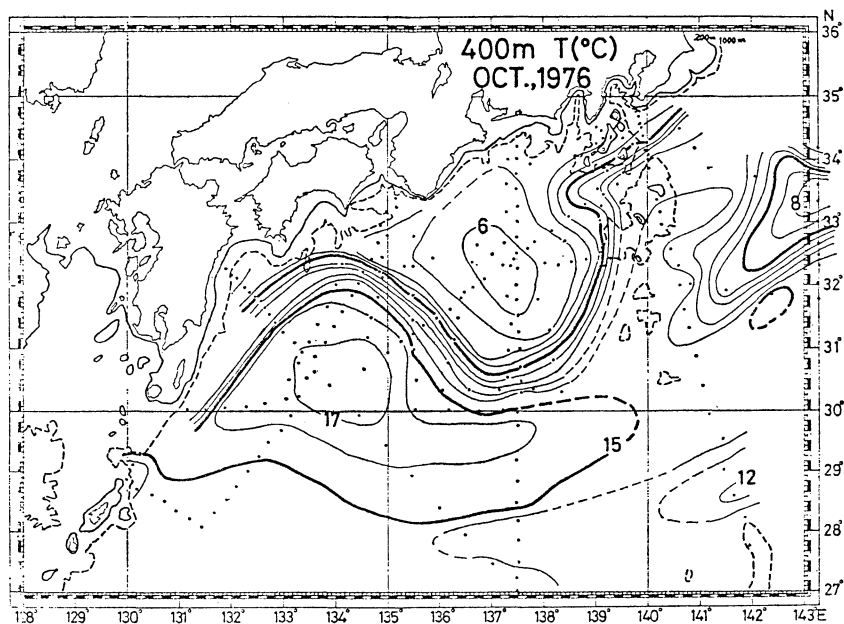
アルティメトリーとは高度 (altitude) の測定という意味であるが、人工衛星に搭載されたレーダ高度計によって直下の海面からの高度を求め、あらかじめ分かっている人工衛星の軌道を利用して、ジオイド(運動のない状態の海面)からの海表面のズレを求めようとするものである。このように、海面の凹凸が測定できれば海表面での圧力傾度が分かり、これとほぼ地衡流平衡をする表面海流が求まることになる。人工衛星によるこのような海面の凹凸の広範囲にわたる同時的測定は、海洋学にとって長年の夢であり願望であった。初の海洋衛星 SEASAT-A が海洋学者の期待を担って打ち上げられることは前述され、第2表に搭載されるセンサーのレンジ、精度、地表解像度を示す。この衛星はアメリカの NASA が海洋力学研究のための資料を得る技術の開発を目標にしており、マイクロ波を使用するレーダセンサーの搭載を主体にしている。第2表中の CPRA はコンプレッソド・パルス・レーダ高度計 (Compressed Pulse Radar Altimeter) であり、その目標精度は $\pm 10\text{cm}$ であるが、短時間に多数のパルスが発射されるのでランダムノイズを統計処理することによってこれの $1/10$ すなわち $\pm 1\text{cm}$ 程度の精度は得られるものと言われている。しかし、ジオイドや衛星軌道のトラッキングの精度は現在のところ $\pm 10\text{cm}$ 以上と言われ、また、地球潮汐や深海潮汐の変動幅も 10cm 内外であるのでその影響もフィルターしなければならない。海洋大循環の研究に応用するためには、少なくともジオイドからの海面のズレが 1cm からせいぜい $2\sim 3\text{cm}$ までの精度が必要とされる。このような精度が達成されるまでにはまだ少し時間がかかり、一説には5年から10年後とも言われている。とにも角にも、海洋学は全世界の海面の凹凸のシノプティックな有様を知る手立てをつかもうとしている。外洋にひしめく無数の渦の挙動を刻々とらえ海洋大循環における渦の役割

の解明に大きく貢献するであろうし、遠隔海域における変動間の相関関係 (テレコネクション) の解明に、ひいてはグローバルな海洋変動の予測に多大な貢献をすることになるであろう。

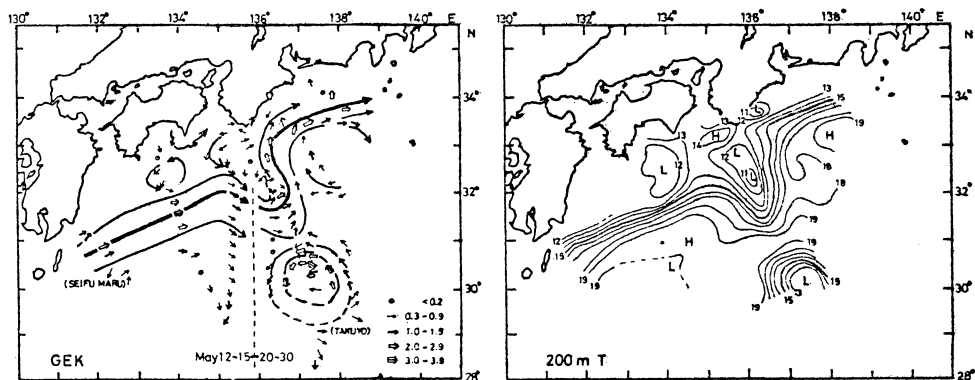
4. 黒潮の大冷水塊と大蛇行

1975年夏に黒潮大冷水塊が出現し、現在もなお遠州灘から紀州沖にかけて居座り続けている。1963年春に前回の大冷水塊が消滅して以来12年ぶりの出現であった。黒潮の大冷水塊は1937年に宇田道隆博士により初めて報告されて以来、ほぼ40年間に1934~1944年、1953~1955年、1959~1963年の3回と今回とで計4回出現した。約40年間のほぼ半分近くの期間に大冷水塊が存在していたことになり、黒潮の大冷水塊とそれに伴う大蛇行は、異常現象と言うよりも常態の一つと考えてもよいであろう。このような大冷水塊、大蛇行現象は、同じ大洋西岸境界流であり大西洋の黒潮と言われるほどその力学機構の酷似したフロリダ海流* には見られない現象である。現在のところ、その生成・維持・消滅機構についてはさまざまな仮説が出ているにもかかわらずほとんど定説がないと言ってもよく、今回の出現は全く予測できなかったし、またいつ頃消滅するかも皆目見当もつかない状態である。後述のエル・ニーニョ (El Niño, 神の子) 現象の解明が着々と進んでいる中で、この日本南岸沿いに起こっている海洋力学上の最も著しい現象の解明は未だ五里霧中の状態なのである。しかし、今回の大冷水塊はちょうど前述した IDOE の最中に出現したこともあって、アメリカで現在進行中の IDOE/NORPAX プログラムの課題の一つにもなり、先に述べた Kirwan ブイによる黒潮流路のブイによるトラッキングもその一環として行なわれた。また、アメリカの Taft-Niiler は沖縄の西側での黒潮の流量の季節変動を Richardson Float で直接測定し、北太平洋中緯度高圧帯における wind stress curl の変化に対応して黒潮の流量が古典理論で示されるような応答をするかどうかを検証するため日本の海洋学者の協力を求めて来たり、Vastano らは黒潮冷水塊内のプランクトンの分布と海水循環の協同研究をもちかけて来たりして、黒潮研究に本腰を入れ始めた。日本でも故吉田耕造教授 (東大・地球物理) が中心となって、黒潮冷水塊研究グループ懇談会を発足させ各官庁と大学間の情報・意見交換と大冷水塊の監視を続けて来た。数値モデル実験も開始され本格的な黒潮研究がスタートした。

* メキシコ湾流の中でフロリダ海峡からハッテラス岬までを特にフロリダ海流という。



第5図 400m 深の水温水平分布図 (1976年10月).



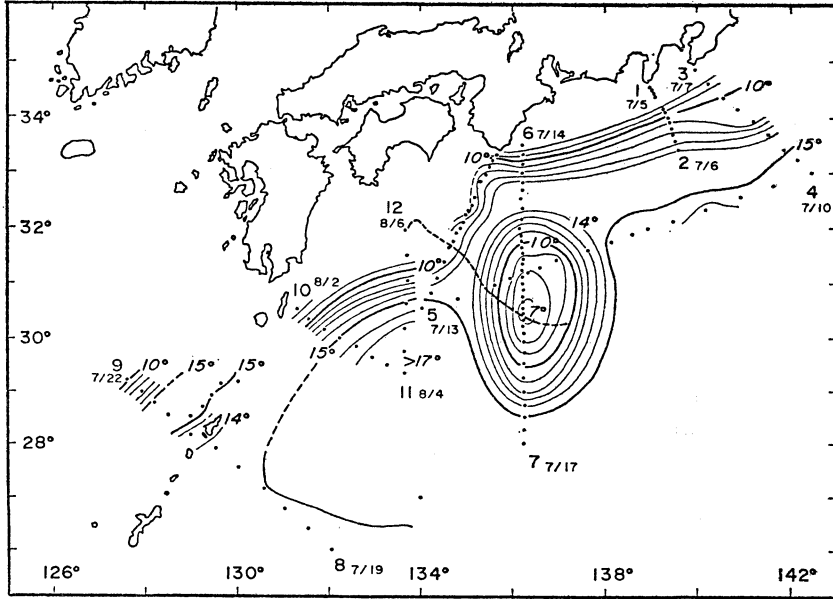
第6図 左図は GEK で測られた表面流速分布図, 右図は 200m 深の水温水平分布図 (1977年5月), (上平氏作製).

このように、今回の大冷水塊、大蛇行の出現は本格的な黒潮研究をスタートさせる契機となったが、それ自身過去3回にわたる大蛇行期には少なくとも観測されなかったトピックス（大冷水塊の切離と再接合）を提供した。

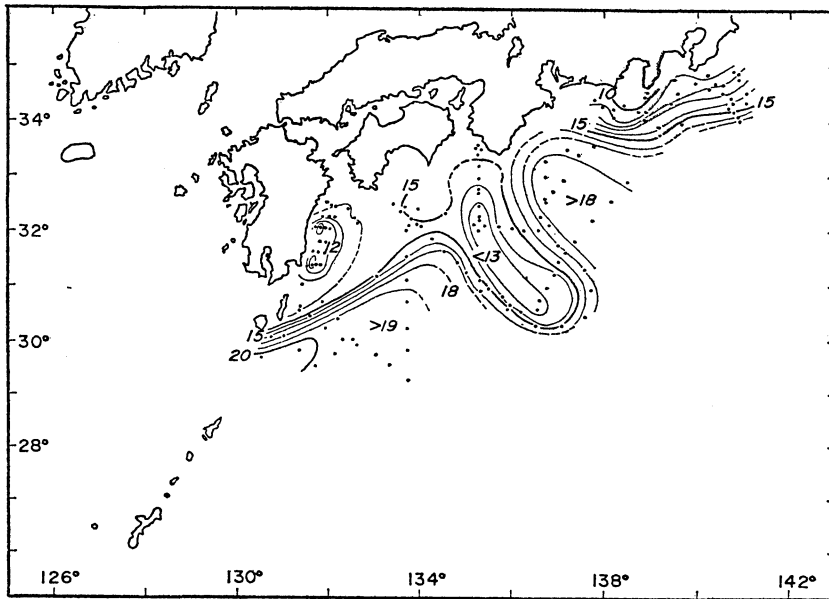
(1) 大冷水塊の切離と再接合

1975年に出現して以来、第5図に示されるように比較的安定して存在していた大冷水塊も、1977年に入ってからの変動が大きくなり5月上旬から下旬までの間に第6図に示されるような冷水塊の切離が行なわれた。第6

図の右図は200m深での温度分布図であり、左図はGEKによって測られた表面流速図である。中心が 30°N , 137.5°E 付近にあり、直径約200km、水温の中心示度約 12°C 、最大流速は3 kt以上の強勢な反時計回りの冷水渦が切り離されているのがよく分かる。日本南岸沖を流れる黒潮は、これまでは蛇行はしても本州東方の黒潮主流やメキシコ湾流に見られるような切離現象は起こらないものと考えられてきただけに、この“黒潮リング”とも言うべき切離現象は特筆すべきでき事であった。ガル



第7図 (a)1977年7月5日から22日にかけての400m 深での水温水平分布 (蓮沼氏作製).



(b)1977年8月1日から16日にかけての200m 深での水温水平分布 (蓮沼氏作製).

フストリーム・リングの発生域は、メキシコ湾流系においては黒潮統流に相当する部分であり、本州南岸の黒潮に相当するフロリダ海流域ではリングが形成されないとわれ、そのような意味においても注目に値しよう。さらにまた、この切り離された冷水渦は同年8月には再び

黒潮本流と接合した。第7図(a)には、接合直前の400m 水深での温度分布が示される。四国沖に冷水域が発達するとともに冷水渦は南北方向に長軸を持つ楕円形にひしゃげながら四国沖の冷水域と接合することになる。第7図(b)は同年8月の1日から16日にかけて

200m 水深での温度分布図であるが、冷水渦が黒潮本流へ接合した直後の状態を表わしている。わずか3カ月足らずの短命な黒潮リング（ガルフストリーム・リングの平均寿命は2~3年, Lai・Richardson, 1978）であったが、その発生から接合に至るまでかなり密な観測がなされている点で貴重なケースと言える。しかし、以上のような渦の振舞いの力学的説明は全くなされてはいない。ただ単に現象の記述があるのみである。この現象は高次の非線形問題であり、渦の間の相互作用、一般流と渦との相互作用などの難解な問題をたくさん内包しており、その力学的説明には多くの時間を必要とするであろう。

(2) 黒潮はなぜ大蛇行するか？

この問いは黒潮の大冷水塊はなぜ出現するかという問いと等価であり、この現象が発見されて以来40年間ずっと発せられてきたが現在のところ誰にもその答は出せない。今までに何人かの研究者それも主にアメリカの研究者によって大蛇行の発生機構についての理論が提出された。それらの理論は未だ否定も肯定もされずにいる。Robinson・Taft (1972) の黒潮流路の数値実験によれば、直進と蛇行の二つの異なった流路をとるのは、九州・四国沖大陸棚斜面上を流れる黒潮の流れが海底まで達しているかどうかによって依存するとした。海底まで流れが達していれば海底地形の制御作用により大陸棚斜面上にとどまり、蛇行は生じない。海底まで黒潮の流れが達していないときは海底地形によって制御されず、大陸棚斜面からはずれ定在ロスビー波として蛇行流路をとることになる。この理論は大陸棚斜面上における流速の長期間の測定がなされて初めて検証されるのであるが、深海測流は現在始まったばかりである。主に係留系による測流なのであるが、やっと1年以上の長期係留のメドが立ったばかりであり検証にはもう少し時間がかかりそうである。White・McCreary の数値実験も興味深い。これは、Rossby Lee wave の数値実験なのであるが、いわゆる Lee wave の山の効果に相当するものが九州南部の突出部であり、これに東向する一般流がぶつかるロスビー波を発生させ、結局は一般流との重ね合わせで定在ロスビー波が突出部の下流部に出現することになる。その際、定在ロスビー波の波長は一般流の流速に比例し、一般流の流量がある値を越えると九州と伊豆海嶺の間の蛇行は消滅し、それ以下だと蛇行が存在することになる。これは、“屋久島南東での黒潮の地衡流量が臨界流量 ($40 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{sec}^{-1}$) よりも少ないとき大蛇行が発生し、多いと大蛇行は消滅し黒潮は直進”するという二谷

(1972) の得た結果と一致することになる。しかし、川辺 (1978) の今回の黒潮大蛇行期の潮位研究によれば、表面流速（それは必ずしも流量の指標にはならないのであるが）は蛇行期に大きく直進期に小さいという結果が出ており、二谷の主張とは一見全く逆である。そもそも、地衡流量は適当な無流面の仮定の上に計算されるものであり、海底付近で強い流れがあれば大幅に流量は変化し得るものである。前述の Taft・Niiler は、沖縄西側での黒潮流量を Richardson Float で直接測定しようとしており、黒潮の流量を正確に測ることによって北太平洋の亜熱帯循環系内の風系との相関を明らかにし、ひいては黒潮の大蛇行との関連をつかもうとしている。すなわち、White・McCreary が前提とした黒潮の大蛇行とその流量の増減の関係図式そのものが未だ検証されるべき段階なのである。

(3) 日本における黒潮研究の憂うべき将来

黒潮の力学的側面からの理論的研究は、ほとんど日本以外の研究者によってなされてきたと言ってよいであろう。この、日本の南岸を洗う世界屈指の大海流である黒潮の大冷水塊の出現というビックイベントを、その現象が発見されて以来40年以上にもわたって、日本の海洋物理学者はその力学的機構説明への有効打を放ち得なかった。もちろん現業官庁を中心とした黒潮の観測とそのデータの蓄積はメキシコ湾流域の比ではない程膨大なものであり、黒潮の姿をつかむのに大きく貢献したのは言うまでもない。しかし、これからはこれらの官庁を中心としたルーチンの観測の他に実験型の黒潮観測もなされねばならないし、それとともに数値モデルによる実験も強力に推進していかなければならない。特に、数値モデルによる実験は現在のところもっとも有効かつ有望視されており、日本においては既にその予備実験モデルが動き始めているが、この膨大？（数百万円からたかだか一千万円）な金を必要とする数値実験の前途はまことに暗いのである。日本の海洋物理学界はますます沿岸海洋指向型になりつつあり、外洋研究に研究費が出るとすれば、放射性廃棄物の深海投棄候補地点であるB点付近の測流とそれに密接に関連する研究についてであり、黒潮の冷水塊の力学機構の解明のような海洋力学上の非常に基礎的な研究のための研究費の獲得は非常に困難な状況にある。これは、文部省あるいは科学技術庁だけの責任ではなく日本の海洋学界の体質そのものであるようだ。沿岸海洋や海洋生物学、海洋化学にしてもグローバルなスケールの海洋変動というものがそのバックグラウンドとしてあ

るいは境界条件として非常に重要であるにもかかわらず、なぜか日本では外洋の力学研究がおろそかになるのである。故吉田耕造教授は、死の直前まで癌でむしばまれた体を押し、外洋の力学、特に黒潮の研究推進のために尽力した。強力な推進者を失った現在、日本の黒潮研究は何処へと悲痛でしかもうつろな問いが自然と頭に浮かぶのである。

5. エル・ニーニョ (El Niño) 現象の力学過程

1972年に南米のペルー沖の海流異変エル・ニーニョ (現地語で「神の子」という意味) が起こり、その結果、日本において豆腐の値段が突然高騰したことは記憶に新しい(?) ことと思う。

南米のペルー沖には寒流であるフンボルト海流が流れ、かつまた強勢な沿岸湧昇が存在し、それによって深層から栄養塩類が豊富に上層に補給されるので、ここに世界的な大漁場が形成されており、それがペルーを世界有数の水産国にした。しかし、数年に一度の割合で赤道付近から高温でしかも低塩分の水が異常に南下し、冷水域を沖に押しつけて暖水塊がペルー沿岸一帯を占領する現象が起こる。この現象をエル・ニーニョと呼ぶのであるが、これが起きるとペルー沿岸での強勢な沿岸湧昇は止み、豪雨が降り、洪水のため大災害がもたらされる。カタクチイワンなどの冷水動物群はこのため死滅し、これらの動物群をえさにしていた鳥類も大量に餓死するという一大天災が起こることになる。

1960年頃までは、この現象は太平洋規模の気象・海洋変動とは無関係の地域的な海洋異常現象であると思われていた。その後何回かのエル・ニーニョの発生があり、赤道域の気象・海洋データが集まるにつれ、1970年頃までには太平洋の赤道付近全域における貿易風の弱化とエル・ニーニョの出現が強い相関を持つこと、すなわち、太平洋規模の気象変動とそれに伴う海洋変動が集約的に大洋東岸に現われる結果であることが分かった。このような背景のもとで、1972年の夏に超大型のエル・ニーニョがペルー沿岸を襲った。折しも世界の海洋学界は IDOE を実施しており、この全世界の経済にも少なからぬ影響を与える海洋学上の巨大なでき事を IDOE の一課題として取り上げ、国際協力による大がかりな長期研究体制をしき今までに多大な成果を上げてきた。ここで、すでに大筋において明らかにされたと言っても過言ではないエル・ニーニョの発生機構について概説してみよう。

1966年に T. Matsuno によってその全貌が明らかにさ

1978年6月

れた赤道域の波動力学が、そのまま赤道域の海洋現象を大きく支配することは周知の通りである。ただ、気象学と全くちがう点は大洋の東西両端に南北方向の壁が存在することである。しかも、この壁の存在がエル・ニーニョの発生に第一義的重要性をもつのである。

赤道域には、貿易風と呼ばれる東風が吹いており岸の存在とコロオリがほとんど効かないため、この風の応力とほとんど釣り合う圧力傾度が存在する。すなわち、太平洋の西岸の方が東岸に比べて水位が高くなっている。ところが、何らかの理由で貿易風が弱まると今までのバランスが崩れ、equatorial internal Kelvin wave や internal mixed gravity-Rossby wave が発生する。これらの波は東進し、太平洋の東岸で、internal coastal Kelvin wave や internal Rossby wave にエネルギーを変換することになる。coastal internal Kelvin wave は東岸を極方向に進行するのであるが、この波の進行に伴って沿岸では収束が起こり、サーモクラインは深くなってエル・ニーニョ現象の出現ということになる。これらのエル・ニーニョの出現に伴う赤道域のさまざまな波動の挙動は、赤道域の島々にある潮位記録にも明確にとらえられている。

このように、エル・ニーニョ現象は気象-海洋変動間のテレコネクションの一環としての全貌が明らかになりつつあり、それは IDOE による国際協同研究 (実はほとんどアメリカの研究) の勝利であったといえよう。

6. おわりに

世界の海洋物理学、特に外洋研究は、アメリカを中心として IDOE プログラムのもとに大きな前進をしているにもかかわらず、日本は IDOE というバスに乗り遅れてしまった。前述の黒潮の大蛇行という四十数年来の課題に対しても最近ようやく本格的な研究の兆しが見えてきたにもかかわらず、その前途には容易ならぬものがある。このような事態に陥った原因はいろいろ考えられるけれども、もっとも大きな原因として考えられるのは、海洋物理学研究者がアメリカに比べ圧倒的に少ないことではないだろうか。日本の大学やそれに付属する研究機関にいる海洋物理学者を全部集めてもアメリカの一海洋研究所の海洋物理学者の数に及ばないと言われているほどである。これは東大海洋研究所の例であるが、15コある部門の中で海洋物理学部門はたった一つしかないという現実にも如実に現われている。また、もっと研究面での国際交流を促進すべきである。とくに、大規模な海洋現象の研究は国際協力なしには不可能なはずである。

これには、外国人研究者を受け入れる体制づくりを早急に行なうことが必要となろう。

最後に、日本の海洋学における外洋の物理過程研究の健全なる発展を待望して止まない。

文 献

- Crease, J., 1962; Velocity measurements in the deep water of the western north Atlantic, *J.G.R.*, 67, 3173-3176.
- Han, Y.J., 1975: Numerical simulation of mesoscale ocean eddies, Ph. D. thesis, UCLA, 154 pp.
- Holland, W.R., and L.B.Lin, 1975: On the generation of mesoscale eddies and their contribution to the oceanic general circulation, Parts I and Parts II, *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 642-669.
- 海洋科学, 1975: 国際海洋研究10年計画 (IDOE) 7, No. 5.
- , 1977: 続・海洋のリモートセンシング, 9, No. 6.
- 黒潮総合研究グループ, 1978: 黒潮大蛇行と大冷水塊, 総合研究A研究報告書.
- Hurlburt, H., J. Kindle, and J. O'Brien, 1976: A numerical simulation of the onset of El Nino, *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 621-631.
- Lai, D.A. and P.L. Richardson, 1978: Distribution and Movement of Gulf Stream rings, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 670-683.
- MODE-I Dynamics Group, 1975: Dynamics and the analysis of MODE-I: Report of the MODE-I dynamic group, POLYMODE Office, MIT, 250pp.
- Munk, W.H., 1950: On the wind-driven ocean circulation, *J. Met.*, 7, 79-93.
- Nitani, H., 1972: Beginning of the Kuroshio—its physical aspects, ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. Tokyo Press, 129-163.
- Semtner, A.J., and Mintz, A., 1976: Numerical simulation of the Gulf Stream and mid-ocean eddies, *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 208-230.
- Stommel, H.M. 1948: The westward intensification of wind driven ocean currents, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 29, 202-206.