

PNC <sup>T</sup>J1604 95-002

社内資料

本資料は 年 月 日付けで登録区分、  
変更する。

01.10.-4

[技術情報室]

# 海洋環境での広域拡散に関する 広域流動評価方法の調査

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)

1995年3月

京都大学理学部地球物理学教室



本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村大字村松4番地49  
核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:  
Technical Cooperation Section,  
Technology Management Division,  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki, 319-1184  
Japan

© 核燃料サイクル開発機構 (Japan Nuclear Cycle Development Institute)

この資料は、動燃事業団社内における検討を目的とする社内資料です。ついては複製、転載、引用等を行わないよう、また第三者への開示又は内容漏洩がないよう管理して下さい。また今回の開示目的以外のことには使用しないよう注意して下さい。

本資料についての問合せは下記に願います。

〒107 東京都港区赤坂1-9-13

動力炉・核燃料開発事業団

技術協力部 技術管理室

## 目 次

1. 調査概要	1
1-1. 研究目的	1
1-2. 研究範囲	1
2. 広域海洋の流動評価方法に関する追加調査	2
2-1. 流動場の評価方法に関する知見	2
2-2. 日本沿岸海域の水塊水粒子群の行方に関する知見	5
2-3. 日本海の流動場に関する従来知見	8
3. 広域海洋の流動場の季節変化	13
3-1. 100m層の流動場の季節変動	13
3-2. 25m層の流動場の季節変動	18
4. 診断モデルによる日本海の海洋循環——年平均流速場——	20
4-1. はじめに	20
4-2. 数値モデル	21
4-3. 客観解析による格子点データの作成	23
4-4. 年平均流速場	25
4-5. おわりに	27
引用文献	28

## ABSTRACT

The objective of this study is to survey the problems concerning the methods of determining the three dimensional velocity field which is necessary for evaluating the material diffusion in the global ocean, and to develop and complete the code of calculating the velocity.

To accomplish the objective, the following problems have been surveyed:

- 1) 1-1. Problems in determining the three dimensional velocity field on the continental shelf around the global oceans and in coupling the OGCM (Ocean general circulation model) and MLM (Mixed layer model).
- 1-2. Additional study how far a water-mass (dyed patch) in the shelf regions around Japan moves during 500 years.
- 1-3. Review of the previous studies on the velocity fields in Japan Sea.
  
- 2) Developing and accomplishing the codes for calculating numerically the velocity fields and tracking the water masses.
  - 2-1. Seasonal variations of three dimensional velocity fields in the global oceans.
  - 2-2. Diagnostic calculation of three dimensional velocity fields in Japan Sea.

## 1. 調査概要

### 1-1. 研究目的

本調査の目的は、海洋での広域拡散に関する計算コードの整備を行う一環として、広域拡散の要となる広域海洋の表層、中層、深層を含む海洋の流動評価について調査、整備を行うことにある。

### 1-2. 研究範囲

上記目的達成のために以下の調査を実施し、計算コードの整備を行った。

#### (1) 広域海洋の流動評価方法に関する追加調査

北大西洋スケールの海域を対象とした数値モデルで、陸棚海域の流動場をより詳細に求めるための評価方法についての調査を行った。また、広域海洋の流動場を評価する場合、海洋混合層をどのように組み込むのかは重要な問題であるが、この点に関する知見の調査を行った。

昨年度求めた定常流動場を用いて、日本沿岸海域の3カ所の表層と底層から放流した水塊パッチの500年にわたる行方について調査を行った。また、縁辺海の一つである日本海の海洋構造について、これまでに得られている知見の調査を行った。

#### (2) 広域海洋拡散コードに組み込める広域海洋の流動評価コードの調査及び整備

季節条件を加味した広域海洋拡散コードに組み込める広域海洋の流動評価コードに関する事項並びに用いる流動評価方法及びその算出過程に関する事項の調査及び整備、広域海洋の流動評価コードにより算出される流れの場に関する事項及び流れの場の特徴に関する事項の調査及び整理、計算上の問題点及び今後の課題に関する事項の調査及び整理を行い、その取りまとめを行なった。また、縁辺海の一つである日本海について同様の調査・整備を行い、そのとりまとめを行った。

## 2. 広域海洋の流動評価方法に関する追加調査

### 2-1. 評価方法に関連する知見

1994年に公表された海洋流動場評価方法に関する論文の中から、2編について簡単に述べる。

第1は、Ezer and Meller(1994)のもので、局所領域の沿岸域の流れ（例えば西岸境界流）の詳細な再現を試みたものである。黒潮に代表される西岸境界流は陸岸近くを流れ、海底・陸岸地形の影響を受ける。また、ここで河川起源の低塩水と出会い、汚染物質と出会うことになる。したがって、大陸棚周辺の流れを精度よく再現することは重要な問題である。

格子は、鉛直にはシグマ座標、水平には直交曲線座標を用い、北大西洋程度の局所海域で、複雑な地形の沿岸域の流れを分解できるようなスキームを提案している。水温・塩分場をLevitus(1982)の年平均場に固定した診断モデルから計算した流量循環（流速場を鉛直積分したもの）は、もっと簡単な診断モデルを使った以前の計算結果よりもずっと詳しく求められている。他方、診断モデルから求めた東西に平均した子午線方向の流れや、極向きの熱輸送量は雑音が大きくて信用できないことを示した。診断モデルを走らせた後で、引続き30日間予報モデルで計算したところ、西岸境界流が強くなったり、データと海底地形がマッチしないことから発生する雑音が除去できたり、より現実的な子午面循環や極向きの熱輸送を作り出すことができた。この、熱輸送量の最大値は $1.2 \times 10^{15} \text{ W}$ で、観測から得られている推定値と同じ程度の値となっていた。また、北米大陸に沿う海水面高度の計算値は、以前の推定値に一致していて、空間的にはより詳細に求まっている。沿岸域では海底地形の影響が強く、bottom pressure torqueの作用をうまく表現することが必要であることを示している。

第2は、海洋大循環モデル（OGCM）と混合層モデル（MLM）とを結合させるときに発生する問題点について検討したSterl and Kattenberg(1994)の論文である。われわれの診断モデルでは、海面で風応力を与え、水温と塩分の観測データを与えることによって熱と淡水のフラックスを与えている。これらの海面境界条件の与え方に関連する問題を検討している。

海洋大循環モデルの表層混合層を改善するために、北大西洋を対象海域として、海

洋大循環モデルにこの混合層モデルを結合させて、水温・気候学的な熱フラックスをどれだけうまく表現できるかを検討し、混合層モデルを陽的に取り扱うことを提案している。用いるアルゴリズムは、Kuraus-Turner型のモデルに基づいていて、turbulent kinetic energy (TKE) のsourceとsinkを陽に計算する。TKEの発生は不安定対流（冷却と蒸発）、風の攪拌、流れの鉛直シアーによって生じ、sinkは散逸と冷たく重い水を混合層中で混ぜるのに必要な仕事によって生じる。全てのTKEが消費される深さとして混合層の厚さを求める。

モデルが改善されるのは、混合層の形成が風の攪拌によって生じている時間・空間領域、即ち熱帯・亜熱帯および高緯度海域の夏季に限定される。一般には、鉛直交換係数のパラメタ化には、Pacanowski and Philander (1981)が用いられるが、これは流速シアーを通して風の攪拌効果を取り入れているので、熱帯以外での鉛直混合をうまく表現できない。ここで提案している混合層モデルを取り込むと、風の攪拌によって混合層が深くなり、Ekman輸送がモデルの上層だけではなくて、混合層の深さ全体で生じ、水温と熱輸送量が混合層モデルがないケースよりも気候値とよく一致するようになる。

混合層が浮力起源（冷却と蒸発）で生じる場合、海洋大循環モデルで対流調節をすると、混合層の厚みを過大評価する傾向が強い。鉛直混合は、①対流調節と②成層度とシアーに依存した係数を用いた鉛直拡散でパラメタ化するが、不安定が生じた場合の対流調節は有効だが、安定な場合に鉛直拡散を働かせるのはよくないことを指摘している。結合モデルは、どういうパラメタ化をするのかに強く影響される。この海域では、混合層の厚さはより大きくなってしまふ。対流を理解し、パラメタ化を改善して、うまくモデルに組み込まない限り、混合層モデルを加えても、この欠陥を修復できないし、モデルのある様相をわずかに改善できても、他の様相をかえって悪くしてしまうことが起こる。

最もよい結果を与えたのはCASE-M4で、次のパラメータを持つ場合であった。

海洋大循環モデルのパラメータ：

$$A_{\text{v}} = 5 \times 10^{-3} \text{ (m}^2/\text{s)}, \quad D_{\text{v}} = 5 \times 10^{-3} \text{ (m}^2/\text{s)},$$

$$A_{\text{h}} = 10^{-6} \text{ (m}^2/\text{s)}, \quad D_{\text{h}} = 10^{-5} \text{ (m}^2/\text{s)},$$

混合層モデルのパラメータ：

$$S = 0, \quad m = 2.0, \quad n = 0.2,$$



海洋大循環モデルのパラメータは、鉛直混合係数  $A \nabla$  (粘性係数)、 $D \nabla$  (拡散係数) をパラメータ化する次式に現れる。即ち、

$$A \nabla^{n+1} = (1 - \omega) A \nabla + \omega [A \nabla \{1 + (aR)^2 + A \nabla\}]$$

$$D \nabla^{n+1} = (1 - \omega) D \nabla + \omega [D \nabla \{d + (8aR)^2 + D \nabla\}]$$

ここで、 $\omega = 0.8$ ,  $a = 1$ ,  $d = 0.5$  で、 $R$  は Ricgardson 数である。混合層モデルのパラメータは、次式に現れる。即ち

$$m u_*^2 \exp(-h/L) + 0.5SW |V|^2 - 0.5W \Delta b h \\ + 0.25h [(n+1)B + (n-1)|B|] = 0$$

ここで、 $u_*$  は摩擦速度、 $h$  は深さ、 $L$  は Ekman depth、 $W$  は entrainment velocity、 $V$  は混合層内の速度ベクトル、 $\Delta b$  は specific buoyancy のジャンプ、 $B$  は海面からの浮力フラックスである。

モデルの表面水温を観測値に緩和させるのに、しばしば用いられる式

$$Q = \rho_0 c_p \varepsilon (T_{atm} - T)$$

は、季節変化の大きさが小さ過ぎて混合が大きい場合の水温の鉛直構造は維持できないので、海洋大循環モデルを spin-up するのに適切ではない。ここで、 $Q$  は熱輸送量、 $\rho_0$  は基準の密度、 $c_p$  は水の比熱、 $T_{atm}$  は COADS データセットの気温、 $T$  はモデルの表面水温である。塩分の復元条件

$$E - P = \varepsilon (S_{obs} - S) / S$$

は、現実の混合を与えた海洋大循環モデルを spin-up するのに不適切である。ここで、 $E$  は蒸発量、 $P$  は降水量、 $S_{obs}$  観測塩分の年平均値、 $S$  はモデルの塩分値である。また、熱フラックス  $Q$  は

$$Q = - (dQ / dT) |_{obs} (T_{obs} - T)$$

で与えられるが、これに相当する塩分フラックスの定式化に用いられる淡水フラックスの信頼できる気候学的表現は不明である。

## 2-2. 日本沿岸域の水塊水粒子群の行方

注目する特定の水塊(例えば染料パッチ)を構成する水粒子群の長期間にわたる挙動、特にラグランジュ的な挙動についてはほとんど検討されていない。そこで、Fujio et al.(1992)が診断モデルを使って得た定常流動場の中に放流した水粒子群の500年にわたる移動状況について検討した。

### (1) トカラ海峡附近を通る黒潮水

まず、黒潮を構成する水が、どこから来て、どこへ行くのかを知るために、トカラ海峡附近で黒潮を横断する2格子(29°N~33°N, 132°E~134°E)に、0.2°おきに粒子を一様に配置して放流した。ただし、陸岸に接した北側の格子では、陸岸に接した1/4°×1°の領域には粒子を配置しない。したがって、合計175個の粒子が250m層に配置されている。

図2-1は、放流後時間を追って追跡した粒子群の移動状況を示している(粒子追跡手法については、1993年度報告書を参照)。これらの図で、初期に粒子を配置した格子がピンク色の長方形で示され、粒子が存在する深さは色と記号の組合わせで示されている。図2-1(A)は、放流後10年目の状況を示している。亜熱帯循環に乗って20°N~25°Nの500m以浅を流れ、先頭は再び日本南岸に戻っているが、深さは500~1000mと深くなっている。図2-1(B)~(E)は、それぞれ20年後、100年後、300年後、500年後の状況を示している。20年後には、1部は亜熱帯循環に乗って再び東に向うが、その深さは500~1000mに沈降しているものが多い。残りは10°N附近を東西に長く延びるものと、インド洋に入るものがある。深さは共に500m以浅にある。100年後には、インド洋と熱帯太平洋以北に分布し、10%程度の粒子が2000m以深に沈降している。300年後には、南太平洋や南極周極流を経て北大西洋北部にまで達するものがある。500年後に尚太平洋に残るものは65%あり、そのうちの47%は2000m以深にある。こうして、300年後には、黒潮起源の水粒子は、全世界の海の表層から深層にまで散らばって行くことが分る。

一方、黒潮の水がどこから来るのかを調べるために、既に述べた初期状態から、時間を逆に戻して追跡した結果が図2-2(A)~(E)に示されている。図2-2(A)の10年前の状態は、1部は亜熱帯循環に乗ってやって来るが、残りは160°Eあたりの赤道域を北西方向に北上して亜熱帯循環系に合流して来ることを示している。20年前(B)には南

赤道海流によって南米大陸沖に南北に長く分布しているものがある。深さは大部分が500m以浅にある。100年前(C)には、北太平洋、南太平洋、南極周極流域に分布していて、49%のものが500m以深にあり、またその11%が2000m以深に沈降している。インド洋、大西洋まで戻っているものはほとんど無い。300年前(D)になると、南極周極流を経てインド洋、大西洋へ戻っているものが少なからずあり、26%のものが2000m以深にある。500年前(E)の状態は、300年前の状態とはあまり変わらず、全世界の海の表層から深層に至る水が集まって、黒潮の水となることが分る。

## (2) (36°N, 141°E)附近から放流した水粒子群

(36°N, 141°E)を中心とした2°×2°の1格子の沖側3/4に、75個の粒子を表層100m層と底層3500m層に、それぞれ一様に配置して、放流した。図2-3は、100m層の粒子群の移動状況を、図2-4は、3500m層の粒子群の移動状況を示している。

図2-3(A)の10年後の状況を見ると、100m層から放流した粒子群は、亜熱帯循環に乗って北米大陸西岸沖で西に反転し、20°N附近を東西に線状に分布している。20年後には、先端はインド洋に達している。また、10°N, 130°Wの250m以浅に存在する粒子が1個あるが、これは赤道潜流によって移動してきたものである。100年後(図2-3C)には、インド洋、南太平洋に移動し、インド洋から南極周極流へ入り、1部は南大西洋に達している。深さについては、20年後にはまだ500m以浅を移動しているが、100年後には1000~2000m深に沈降しているものも現れている。500年後(図2-3D)には、全世界の海に分布し、約半数が2000m以深に沈降している。

一方、底層3500m層に放流した粒子群の移動状況は、図2-4に示されている。20年後までは、陸岸沿いに上昇しつつ北上し、その先端は250~500m層まで上昇している。ここで用いている定常流速場は、黒潮が北まで入り込み、現実よりはずっと北で離岸しているので、粒子群は現実よりはずっと北上していることに注意する必要がある。上昇は西岸境界流に伴って起こる一般的な現象である。50年後(図2-4B)には、熱帯太平洋からインド洋の500m以浅に広がり、その先端は全体の47%に達している。100年後には、北大西洋北部にまで移動した粒子も見られ、500年後には、かなりの数の粒子が大西洋に達している。また、45%の粒子が2000m以浅に上昇して存在している。

(3) (42°N, 143°E) 附近から放流した水粒子群

図2-5は、(42°N, 143°E) 附近の100m層から放流した水粒子群の移動状況を示している。図2-3の場合とほぼ同様のルートを通っていることや、赤道潜流によって運ばれる粒子が多いことが分る。500年後には、やはり全世界の海の全ての深さにわたって分布し、48%の粒子が2000m以深に沈降していることが分る。

図2-6は、同じ格子の底層2000m層から放流した粒子群の移動状況を示している。10年後(図2-6A)には全ての粒子が1000m以浅へ上昇している。20年後には、250m以浅に上昇し、35°N~40°N附近の太平洋東部に分布している。50年後には、インド洋へ71%の粒子が移動するが、大部分は250m以浅にある。一方、太平洋にある粒子は、赤道潜流によって、太平洋東部へ250~500m層を移動している。100年後には、全世界の海に分布し、500年後には43%の粒子が2000m以浅に上昇している。

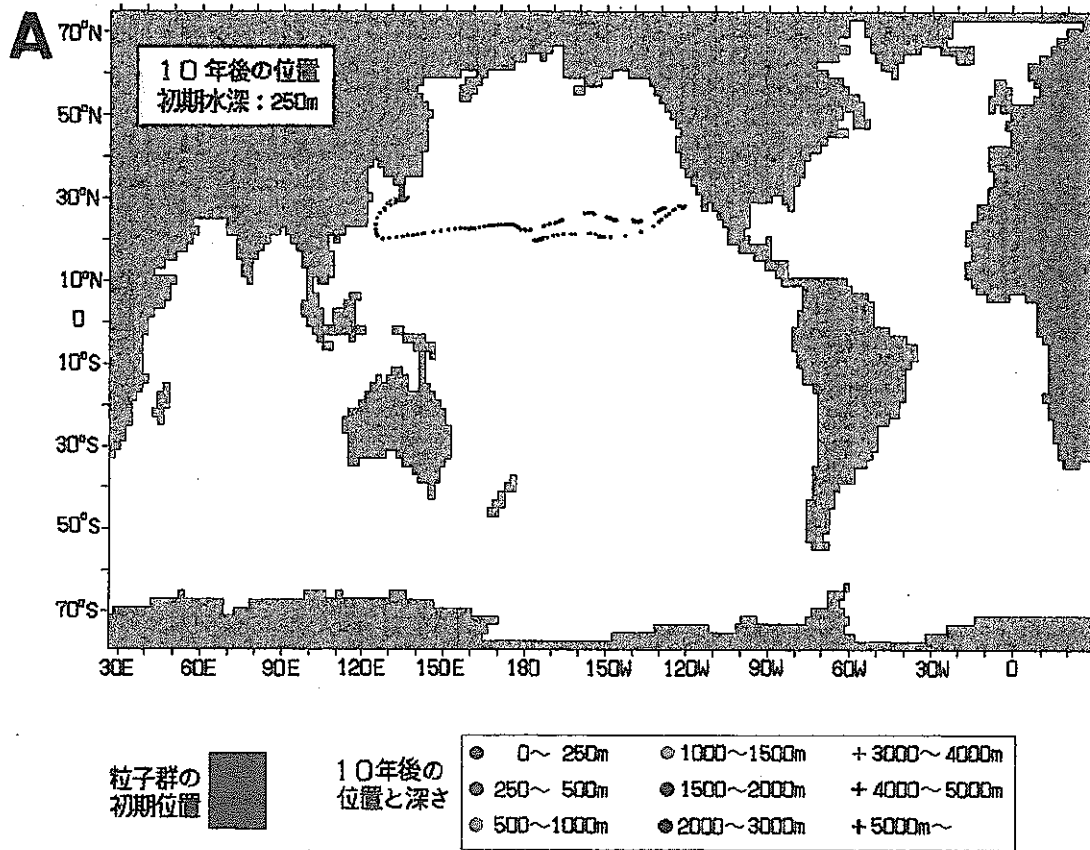


図2-2-1(A). 黒潮水(表層250m層)の行方. 水粒子群の10年後の位置と深さ.

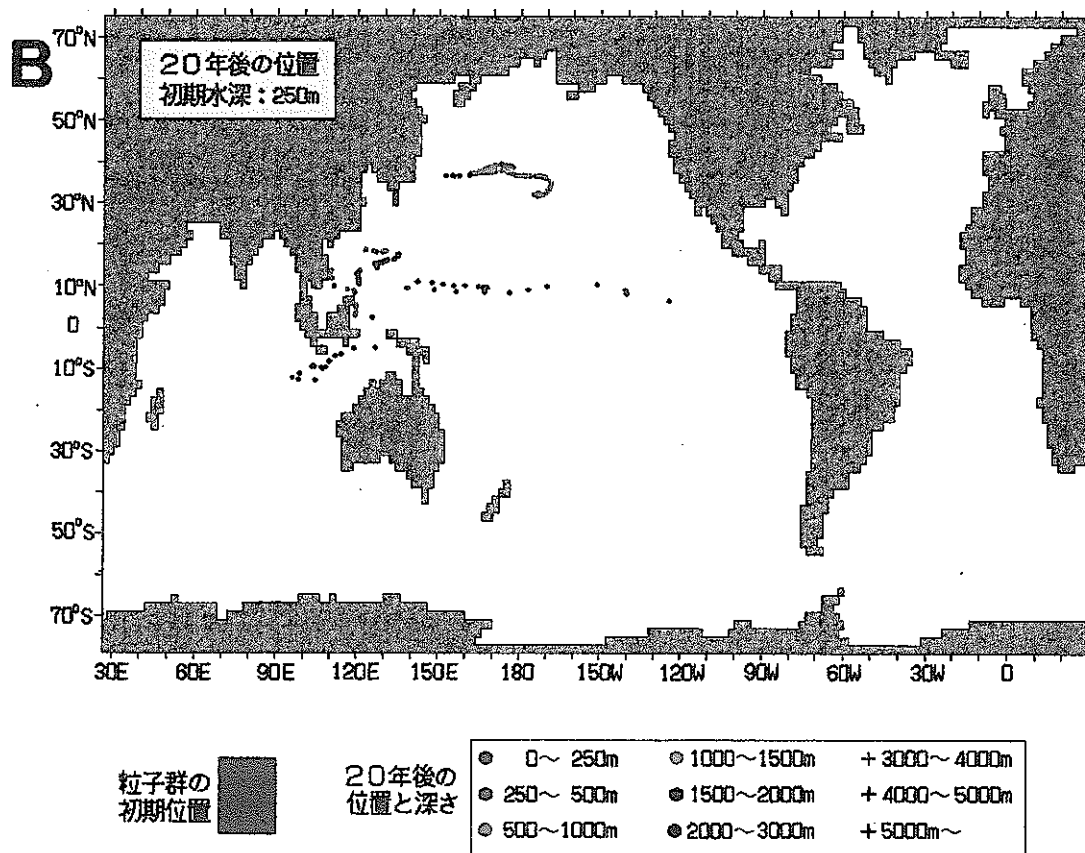


図2-2-1(B). 黒潮水(表層250m層)の行方(続き). 水粒子群の20年後の位置と深さ.

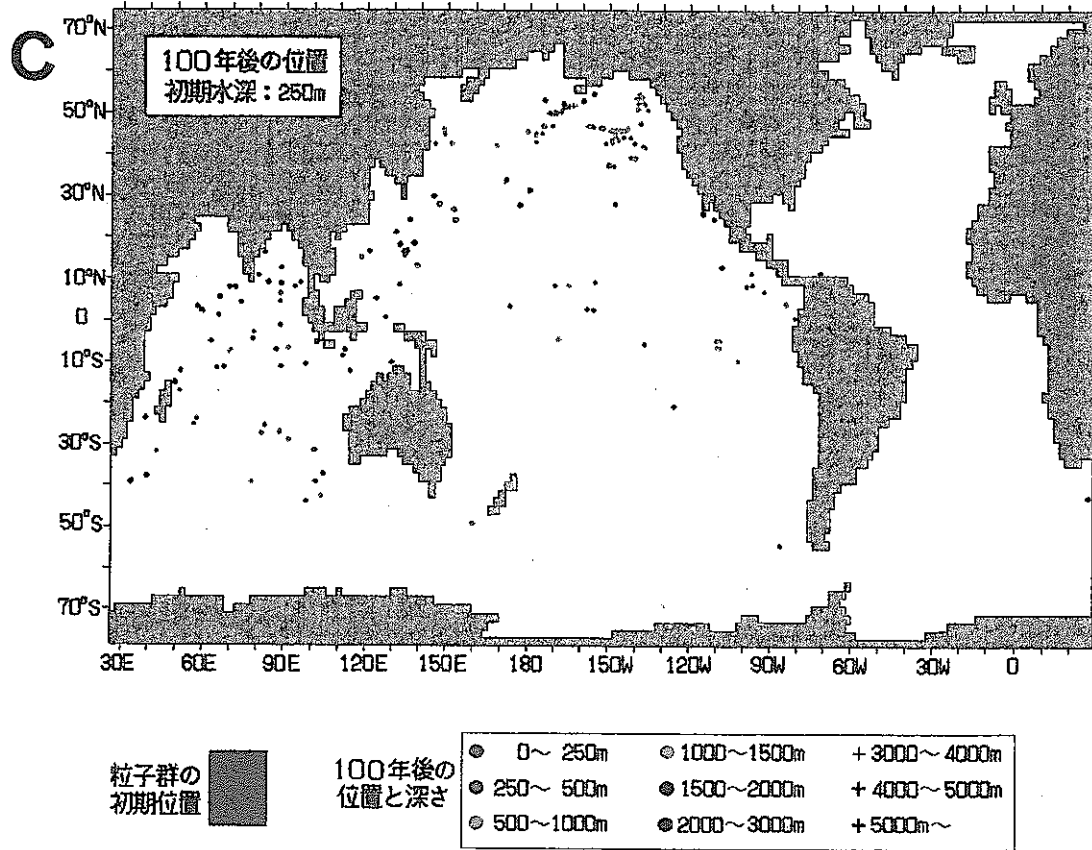


図2-2-1(C). 黒潮水(表層250m層)の行方(続き). 水粒子群の100年後の位置と深さ.

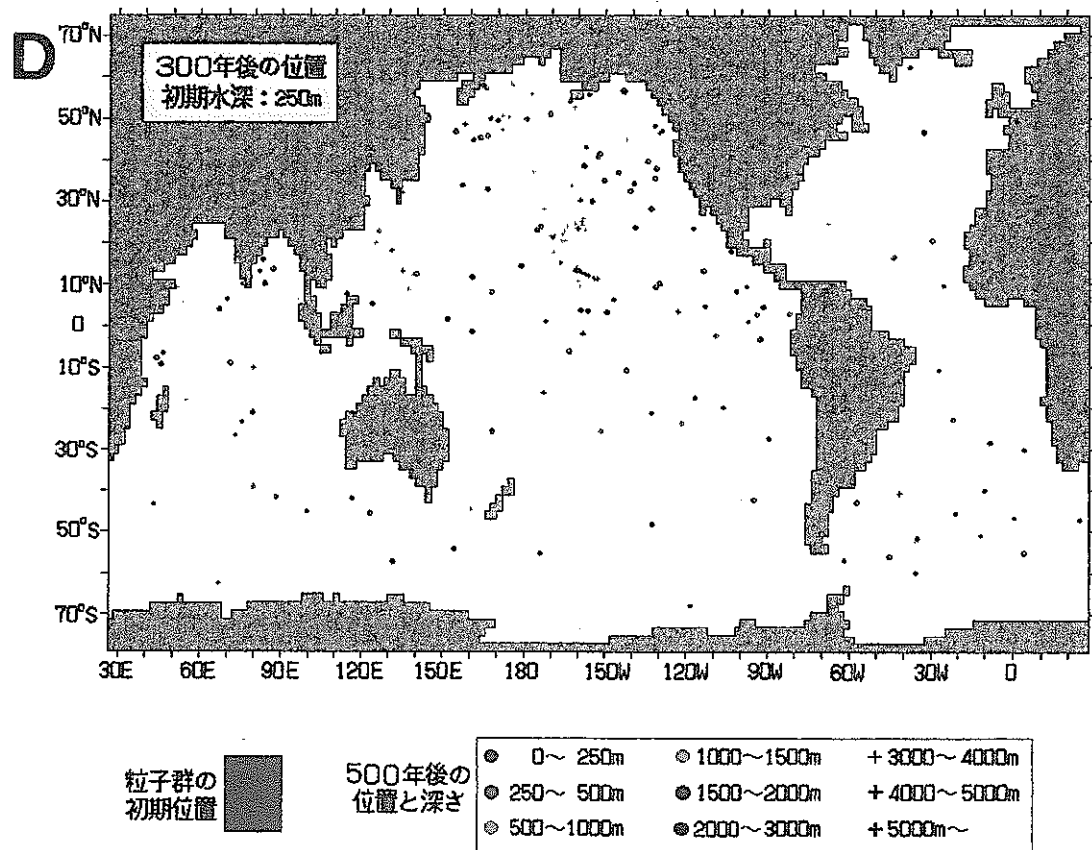


図2-2-1(D). 黒潮水(表層250m層)の行方(続き). 水粒子群の300年後の位置と深さ.

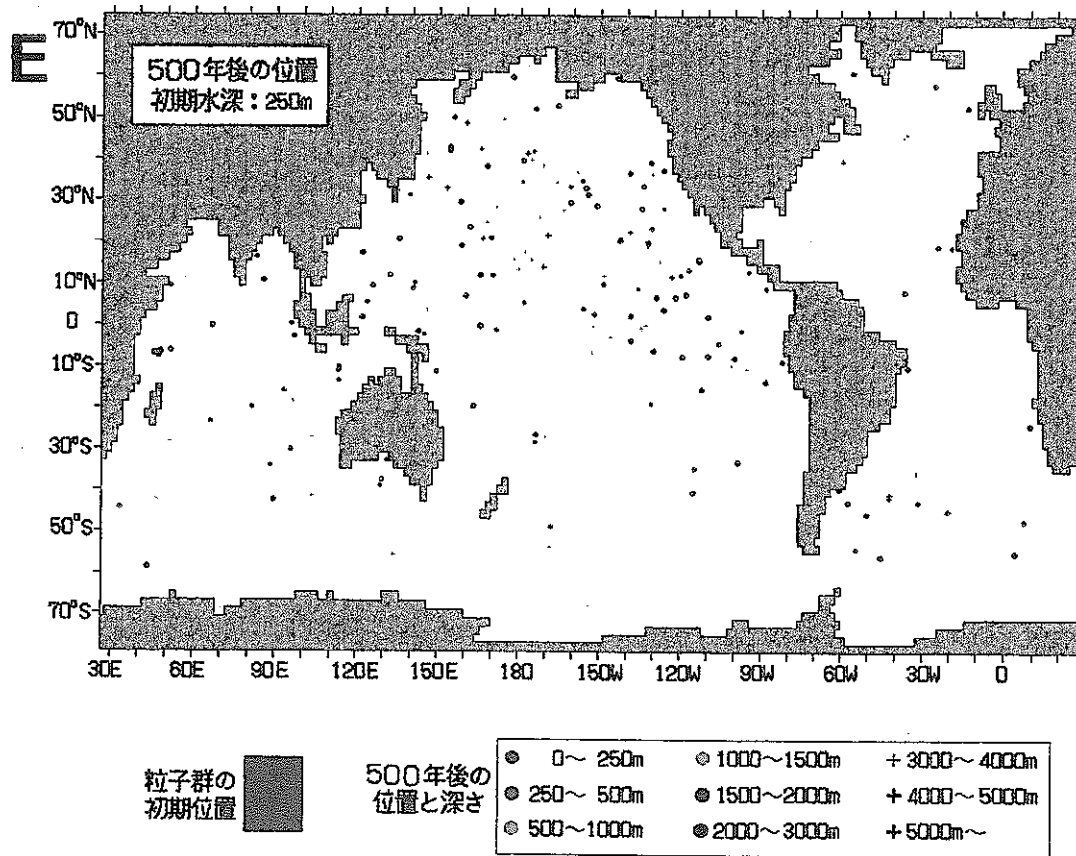


図2-2-1(E). 黒潮水(表層250m層)の行方(続き). 水粒子群の500年後の位置と深さ.

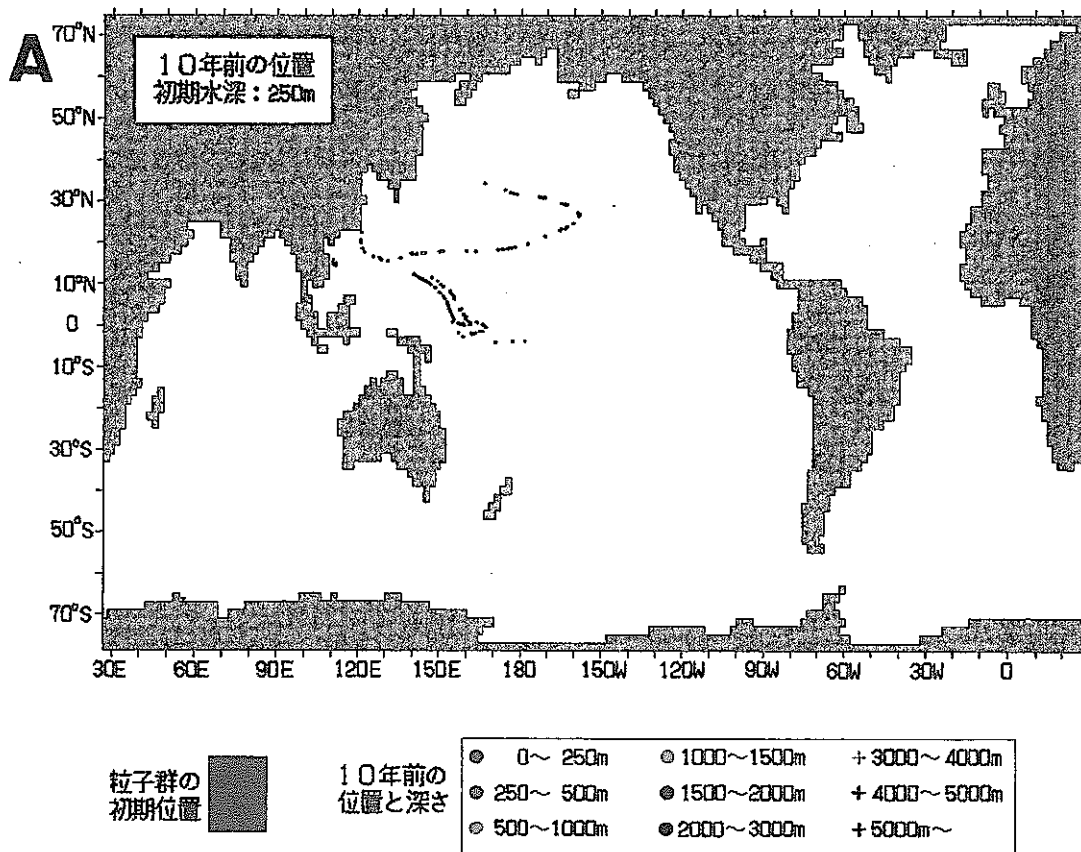


図2-2-2(A). 黒潮水(表層250m層)の起源. 水粒子群の10年前の位置と深さ.

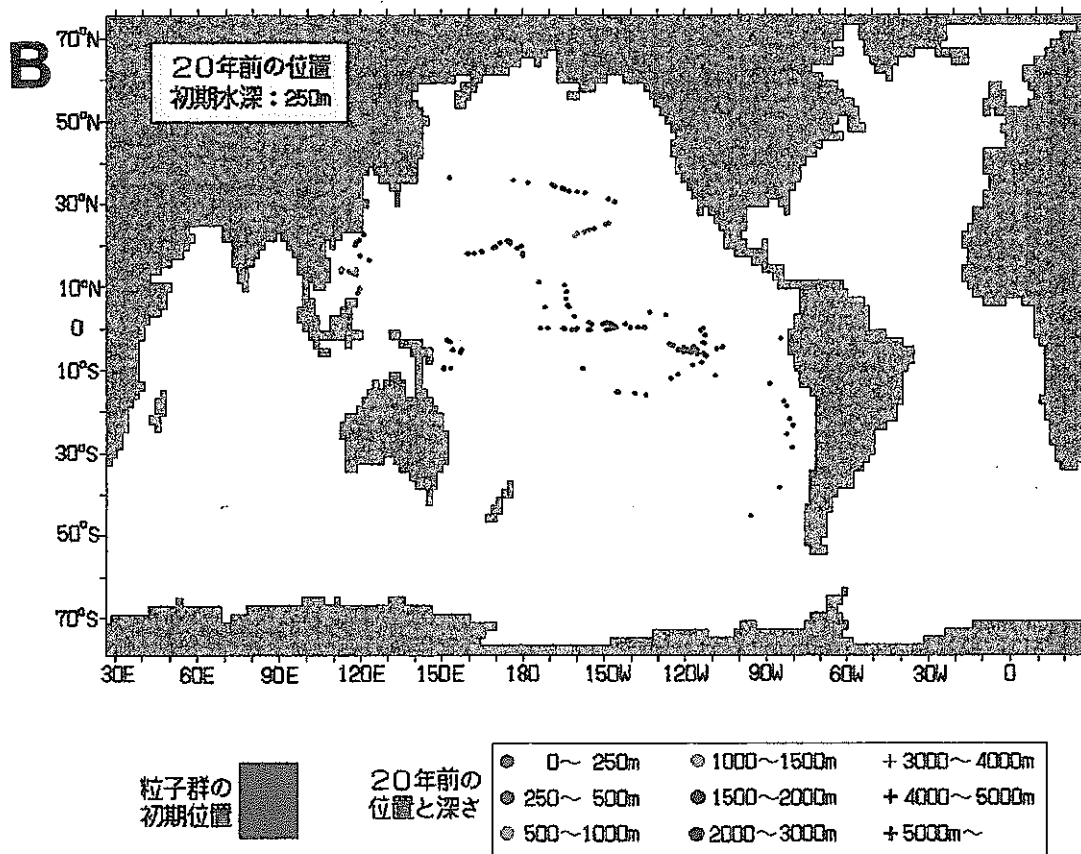


図2-2-2(B). 黒潮水(表層250m層)の起源(続き). 水粒子群の20年前の位置と深さ.



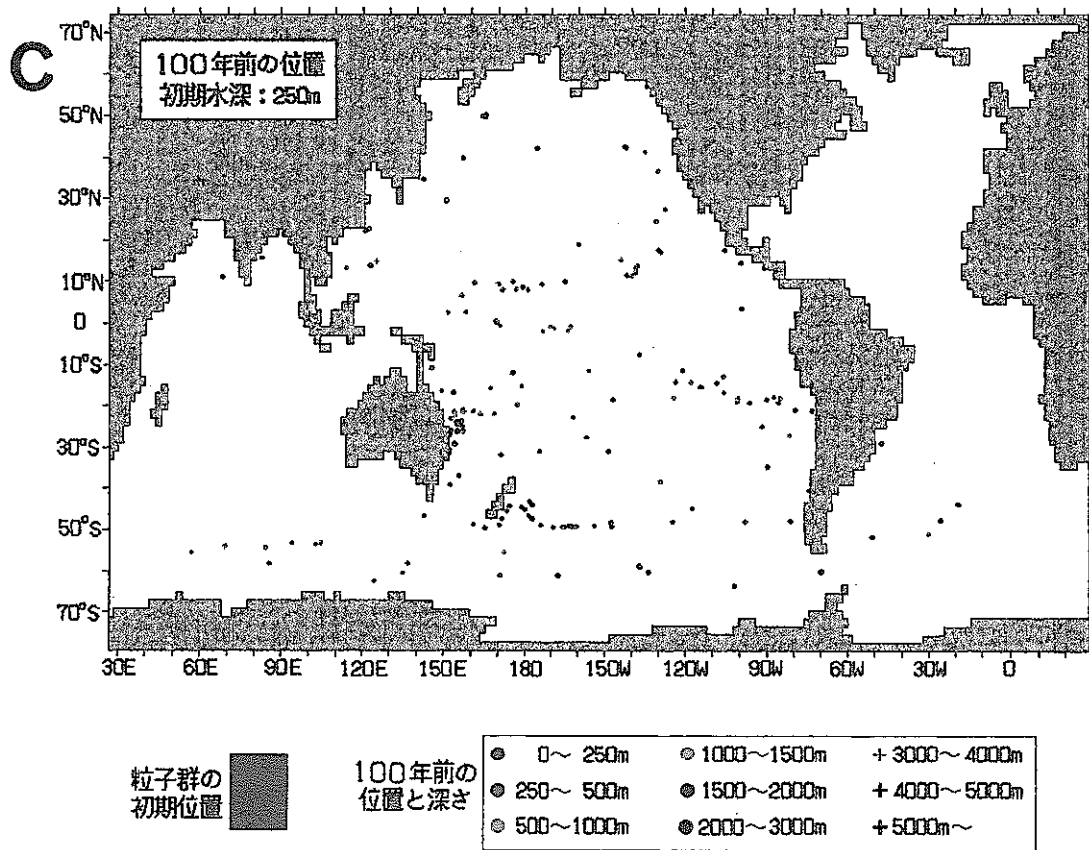


図2-2-2(C). 黒潮水(表層250m層)の起源(続き). 水粒子群の100年前の位置と深さ.

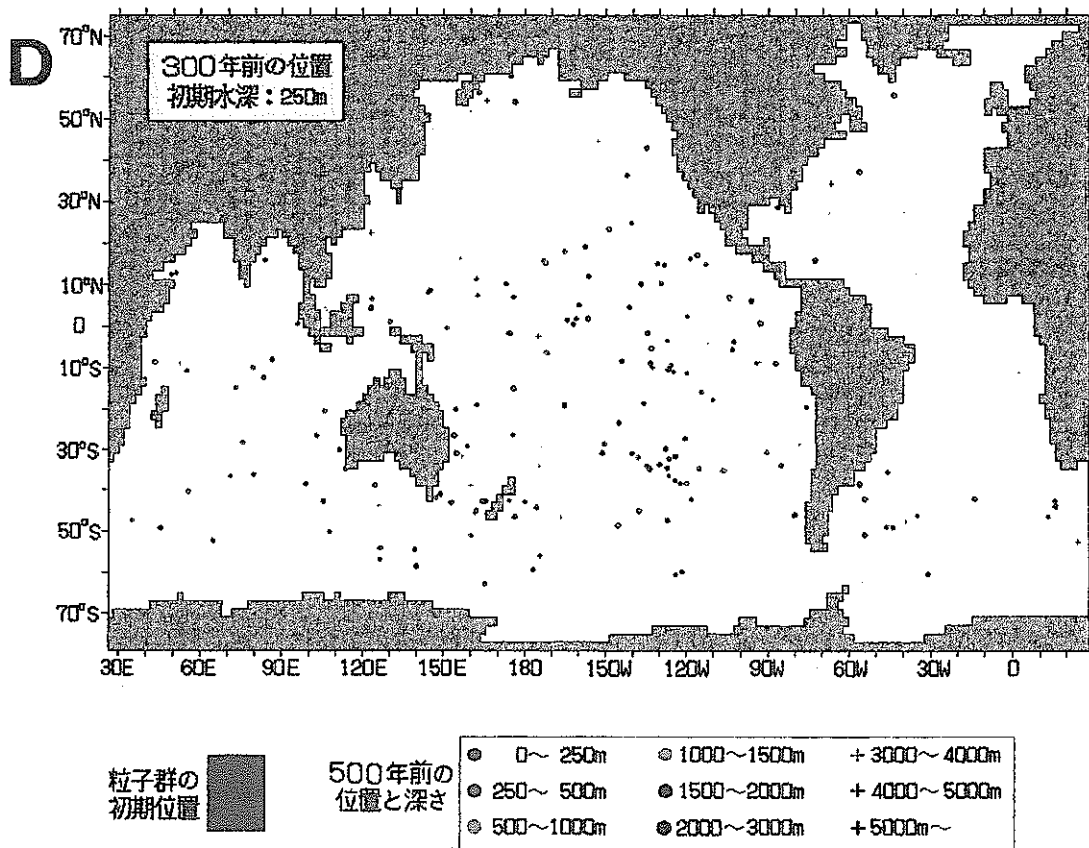


図2-2-2(D). 黒潮水(表層250m層)の起源(続き). 水粒子群の300年前の位置と深さ.

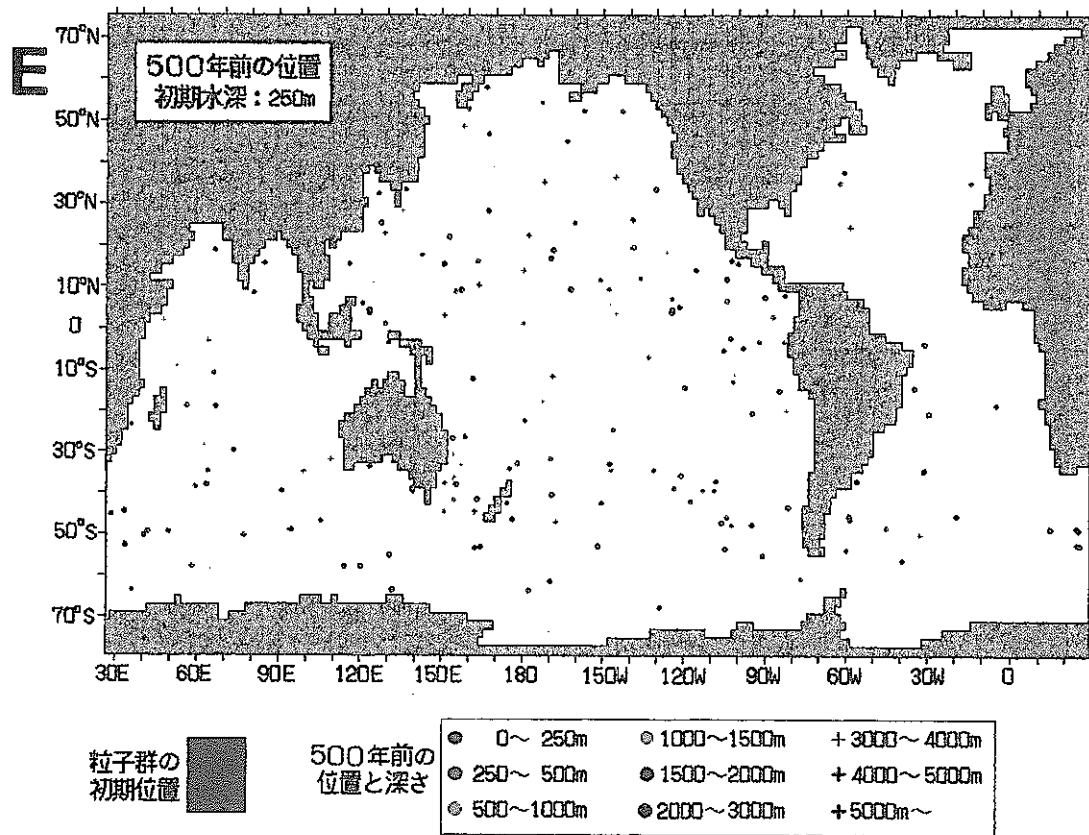


図2-2-2(E). 黒潮水(表層250m層)の起源(続き). 水粒子群の500年前の位置と深さ.

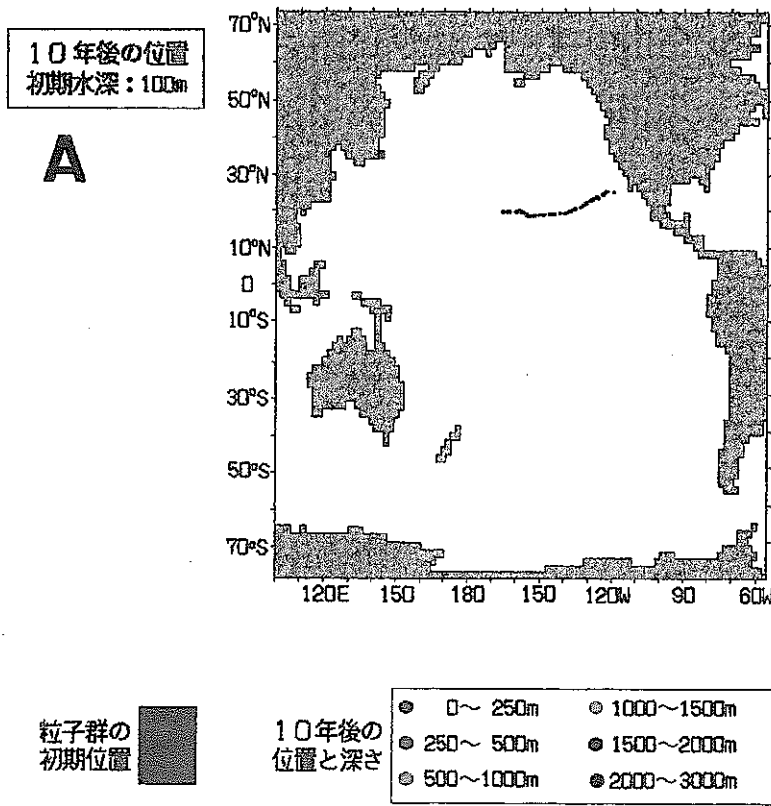


図2-2-3(A). 36°N, 141°E附近の表層水(100m層)の行方.  
水粒子群の10年後の位置と深さ.

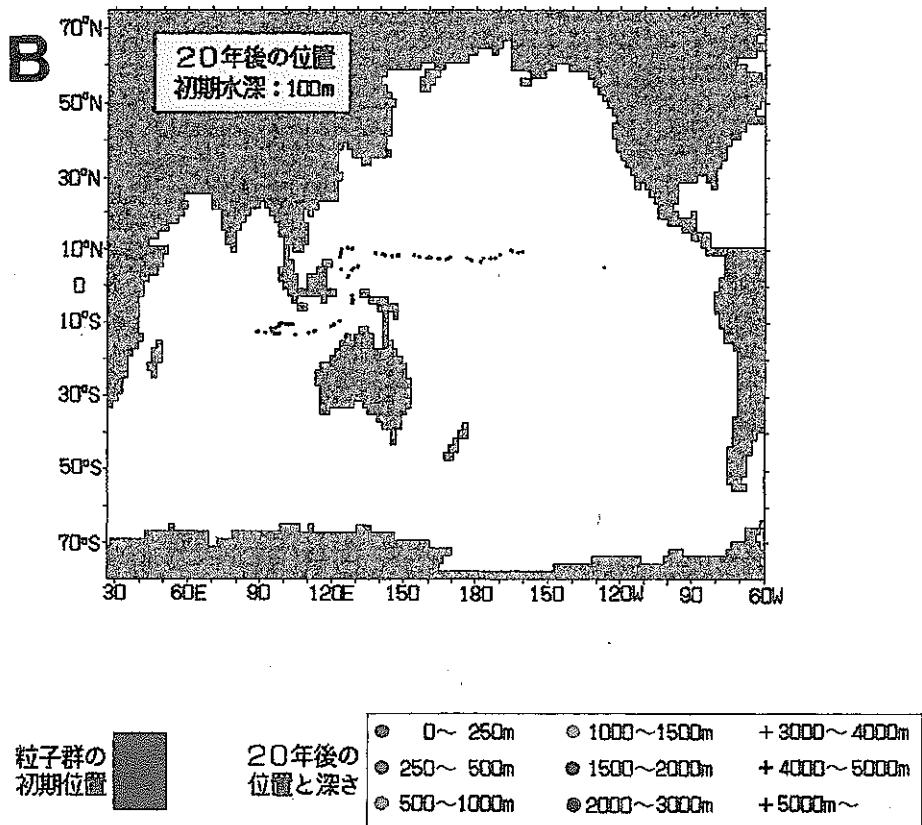


図2-2-3(B). 36°N, 141°E附近の表層水(100m層)の行方(続き).  
20年後の位置と深さ.

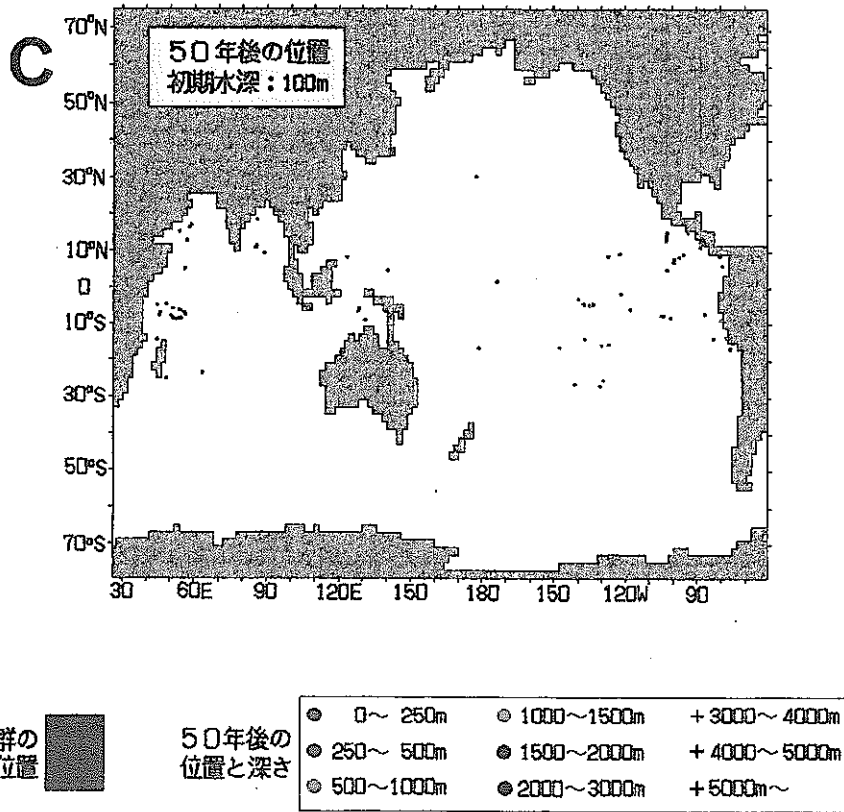


図2-2-3(C). 36°N, 141°E附近の表層水(100m層)の行方(続き).  
50年後の位置と深さ.

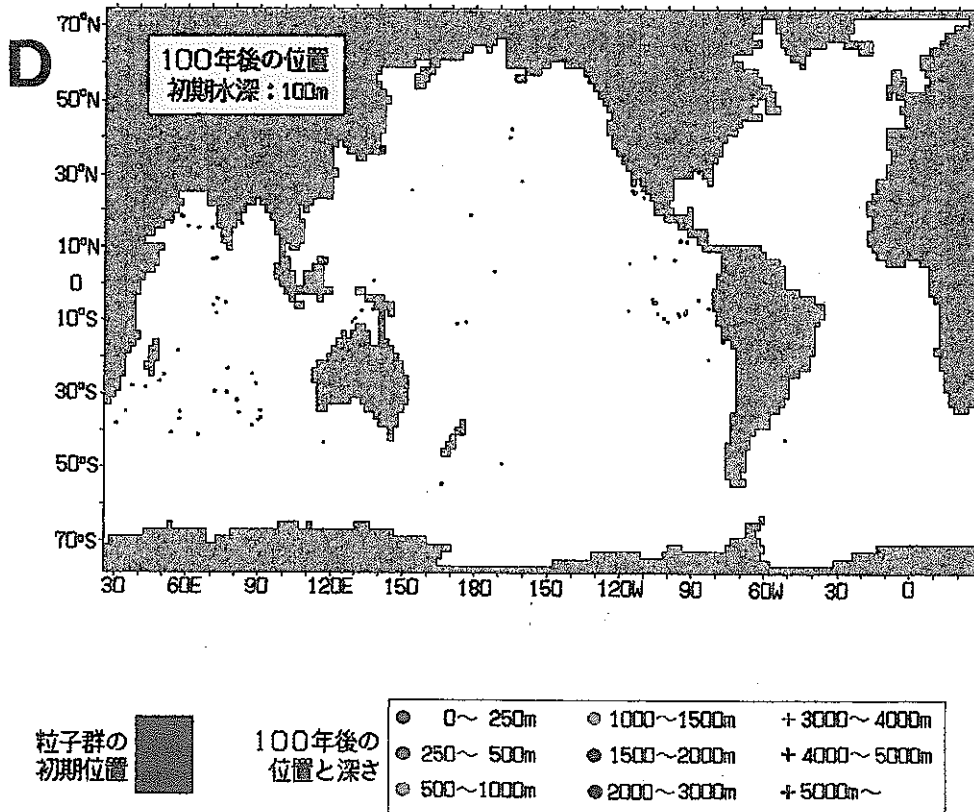


図2-2-3(D). 36°N, 141°E附近の表層水(100m層)の行方(続き).  
100年後の位置と深さ.

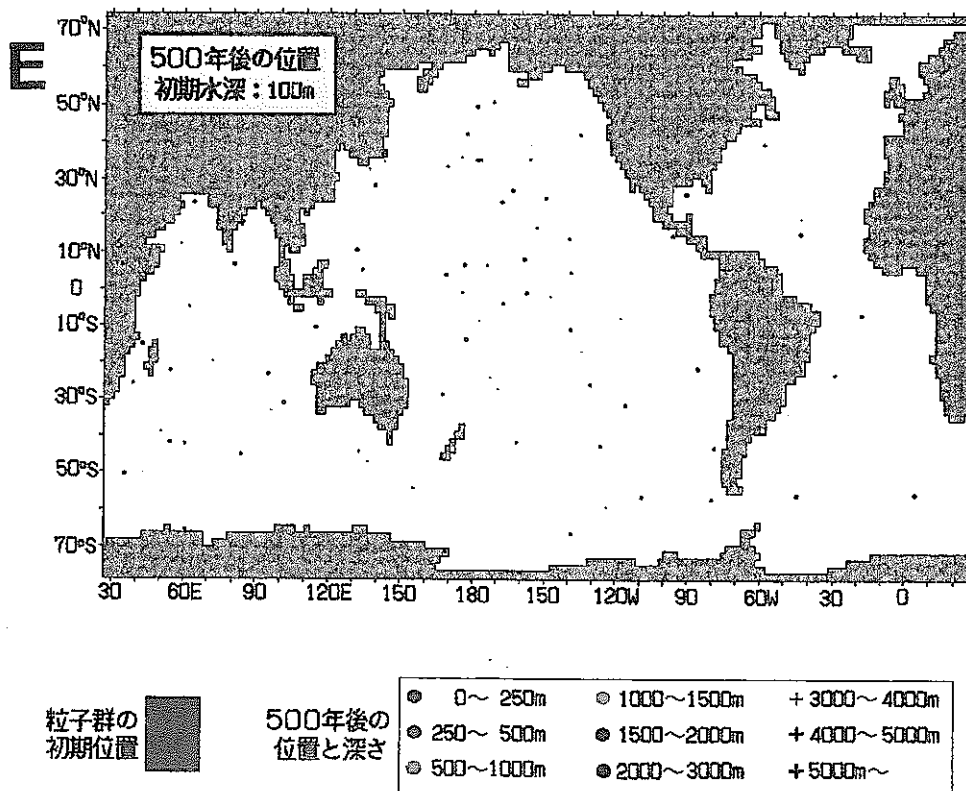


図2-2-3(E). 36° N, 141° E附近の表層水(100m層)の行方(続き).  
500年後の位置と深さ.

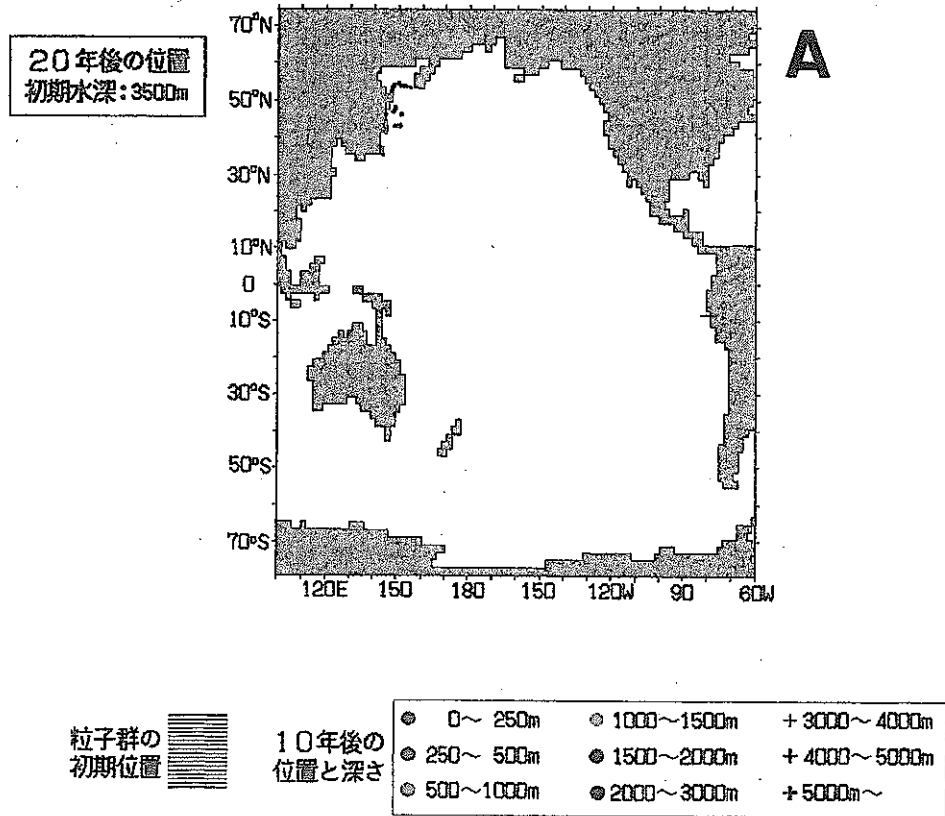


図2-2-4(A). 36°N, 141°E附近の底層水(3500m層)の行方.  
水粒子群の20年後の位置と深さ.

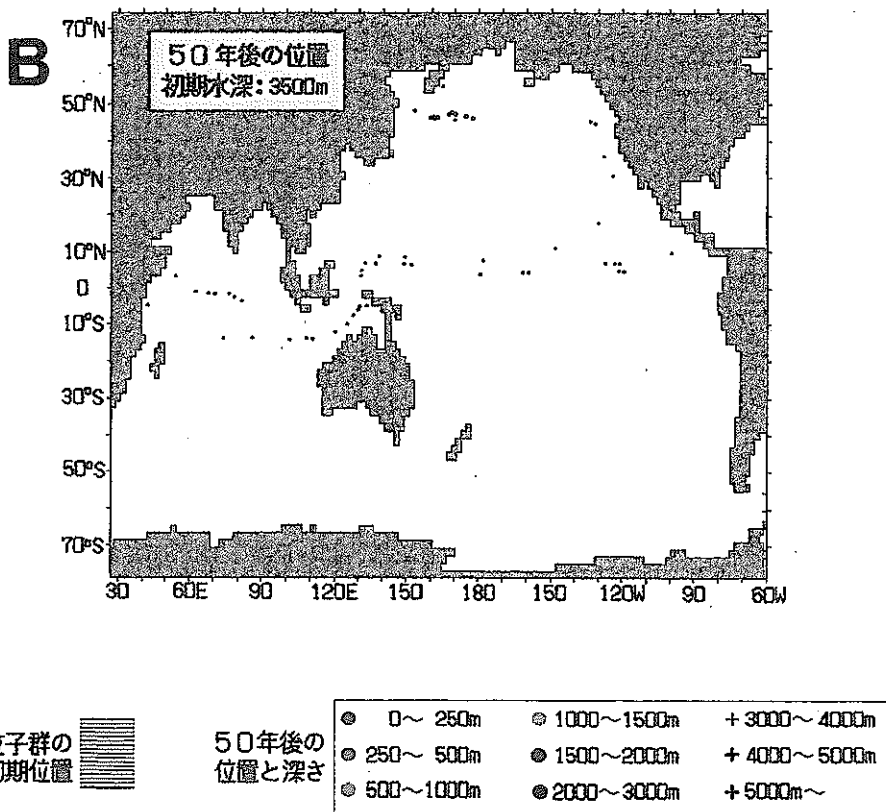


図2-2-4(B). 36°N, 141°E附近の底層水(3500m層)の行方(続き).  
50年後の位置と深さ.

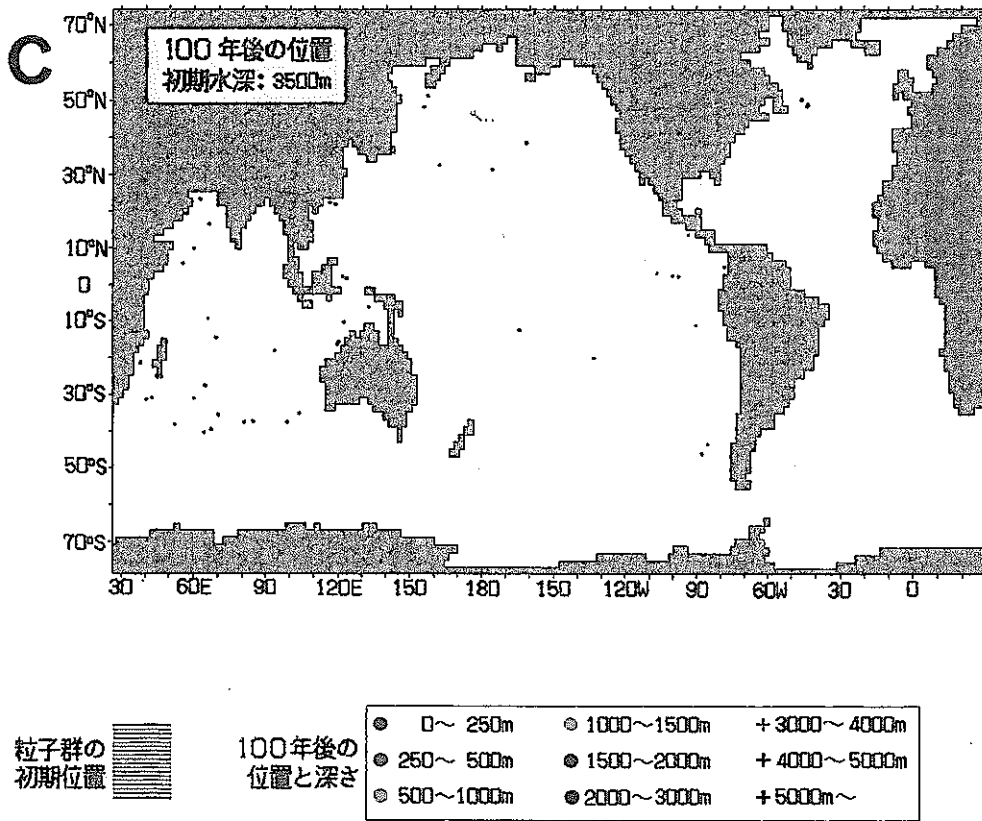


図2-2-4(C). 36° N, 141° E附近の底層水(3500m層)の行方(続き). 100年後の位置と深さ.

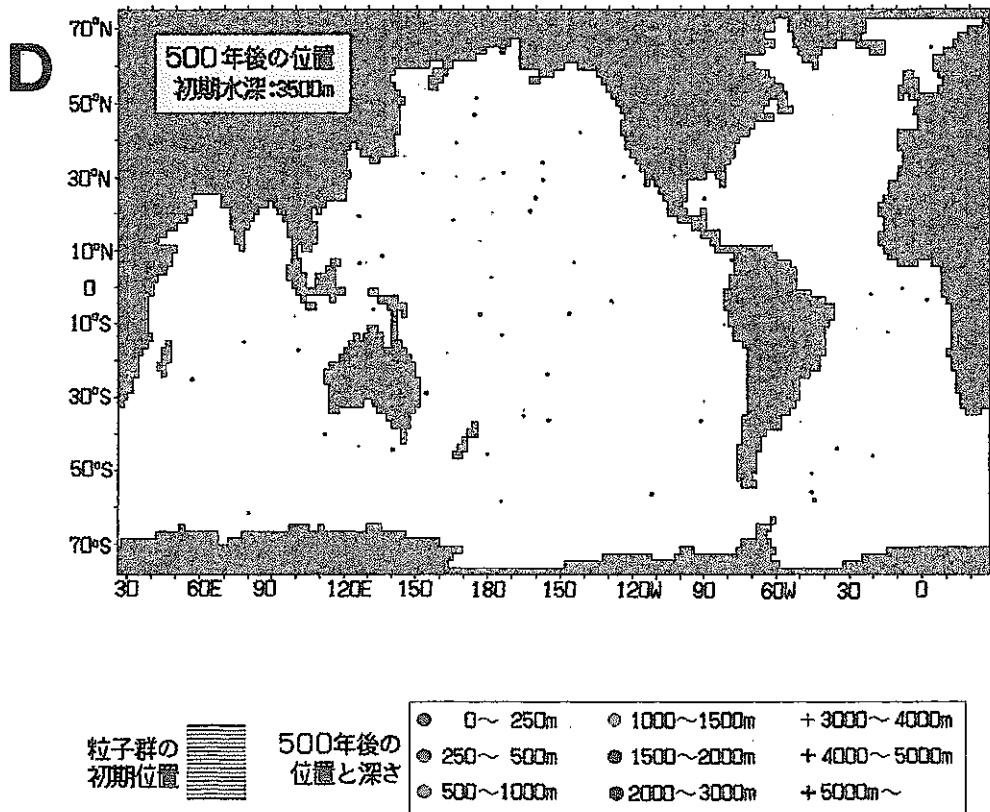


図2-2-4(D). 36° N, 141° E附近の底層水(3500m層)の行方(続き). 500年後の位置と深さ.

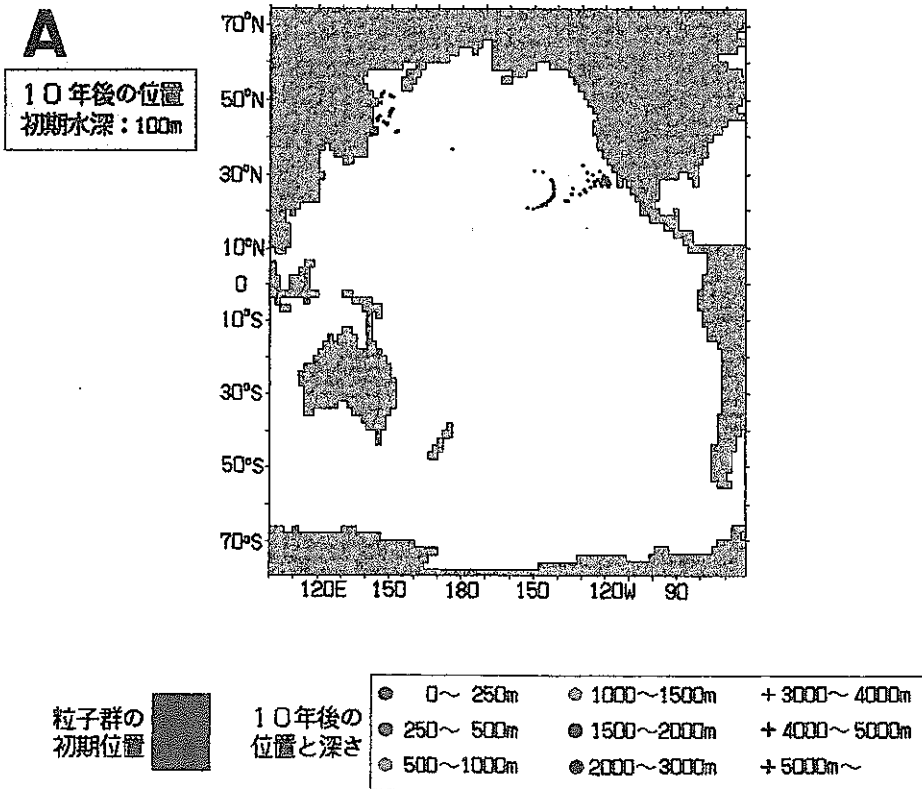


図2-2-5(A). 42°N, 143°E附近の表層水(100m層)の行方.  
水粒子群の10年後の位置と深さ.

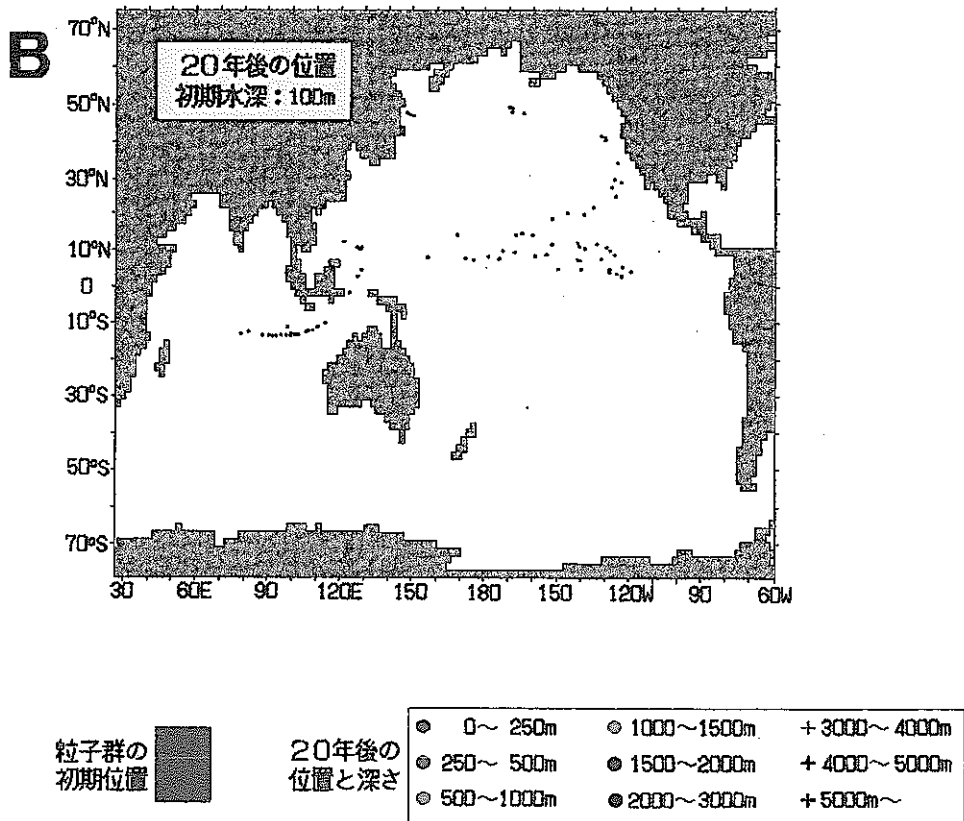


図2-2-5(B). 42°N, 143°E附近の表層水(100m層)の行方(続き).  
20年後の位置と深さ.



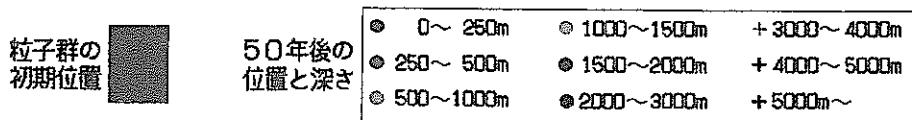
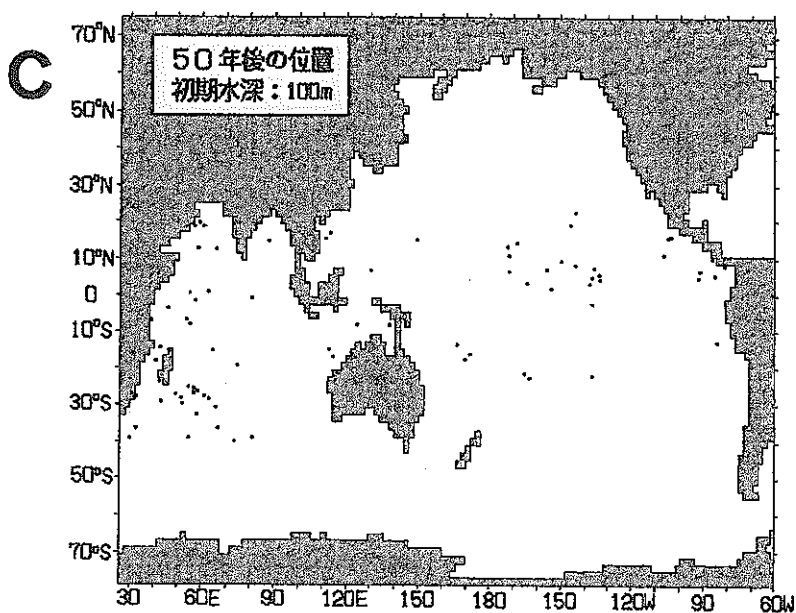


図2-2-5(C). 42°N, 143°E附近の表層水(100m層)の行方(続き).  
100年後の位置と深さ.

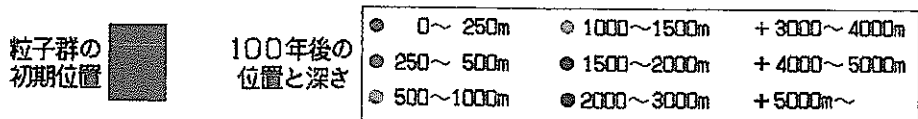
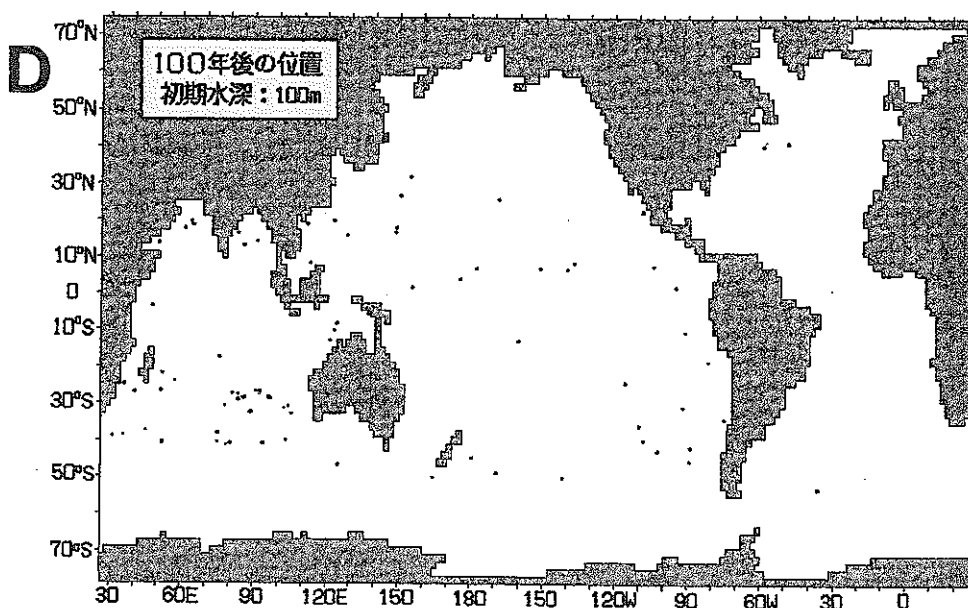
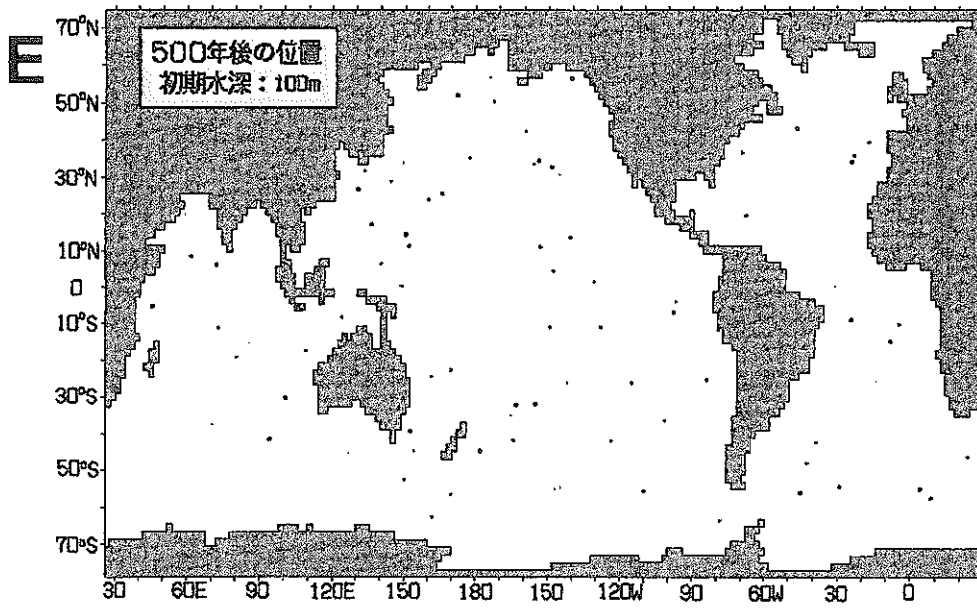


図2-2-5(D). 42°N, 143°E附近の表層水(100m層)の行方(続き).  
300年後の位置と深さ.



粒子群の  
初期位置



500年後の  
位置と深さ

● 0~250m	● 1000~1500m	+ 3000~4000m
● 250~500m	● 1500~2000m	+ 4000~5000m
● 500~1000m	● 2000~3000m	+ 5000m~

図2-2-5(E). 42°N, 143°E附近の表層水(100m層)の行方(続き).  
500年後の位置と深さ.

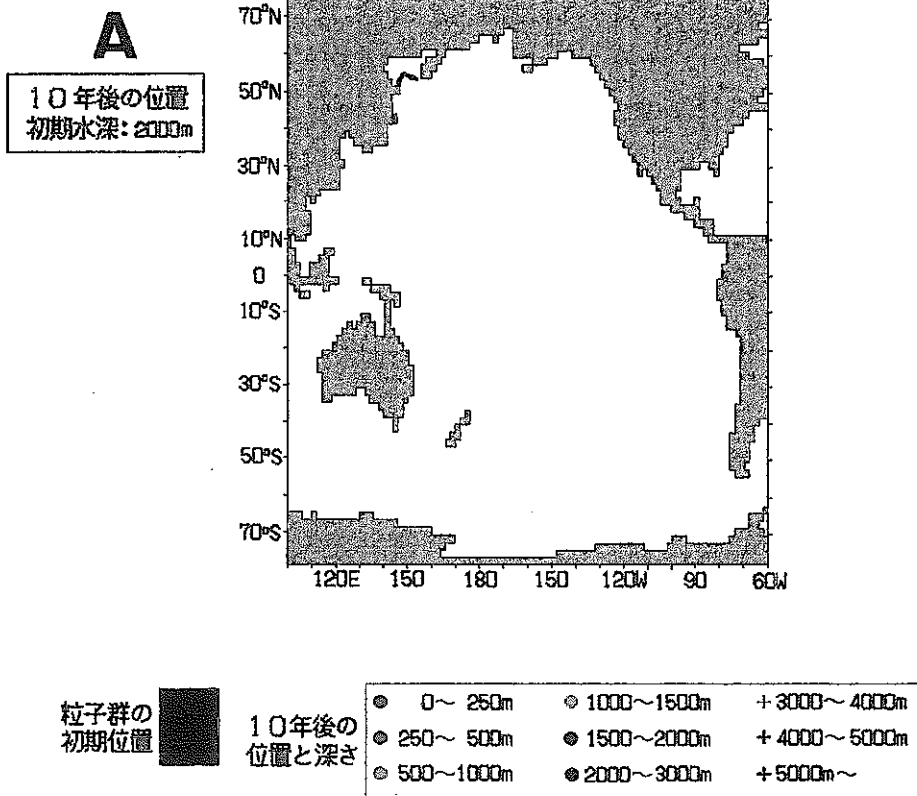


図2-2-6(A). 42° N, 143° E附近の底層水(2000m層)の行方.  
水粒子群の10年後の位置と深さ.

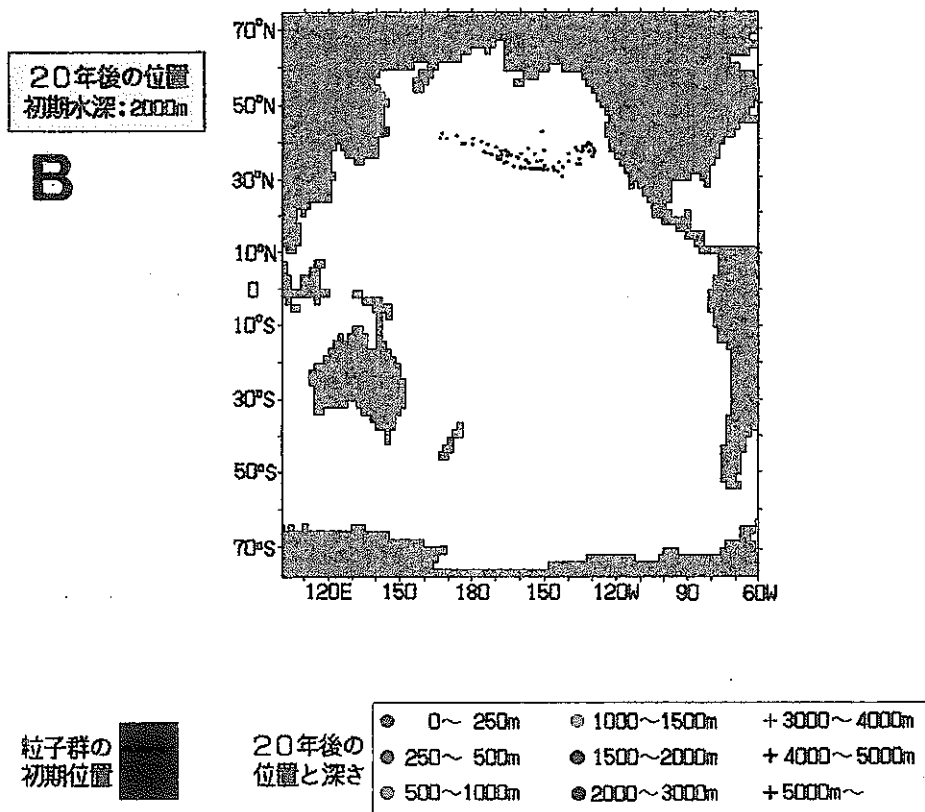


図2-2-6(B). 42° N, 143° E附近の底層水(2000m層)の行方(続き).  
20年後の位置と深さ.

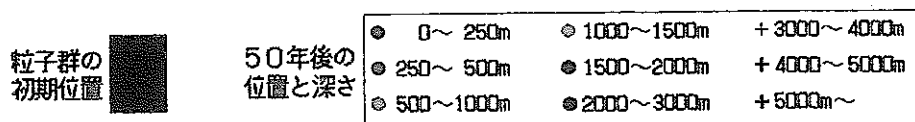
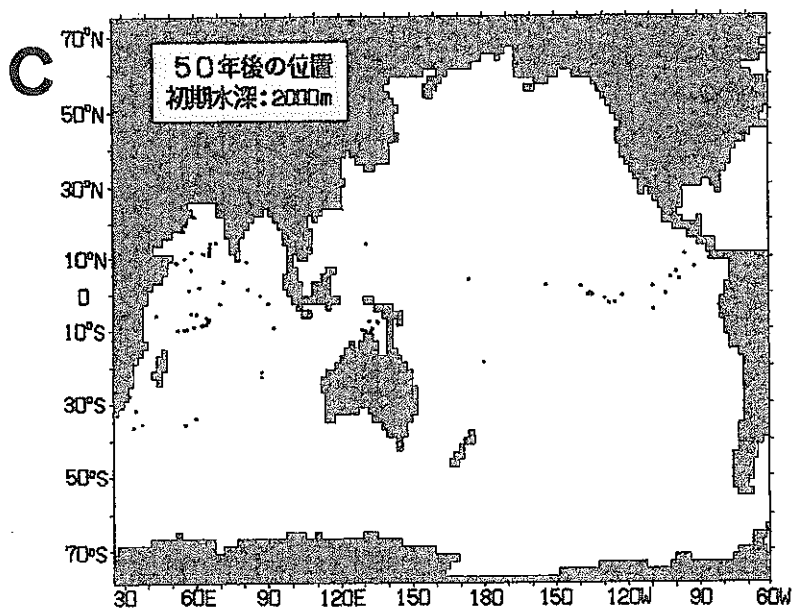


図2-2-6(C). 42°N, 143°E附近の底層水(2000m層)の行方(続き).  
50年後の位置と深さ.

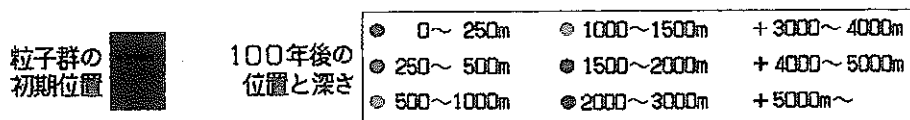
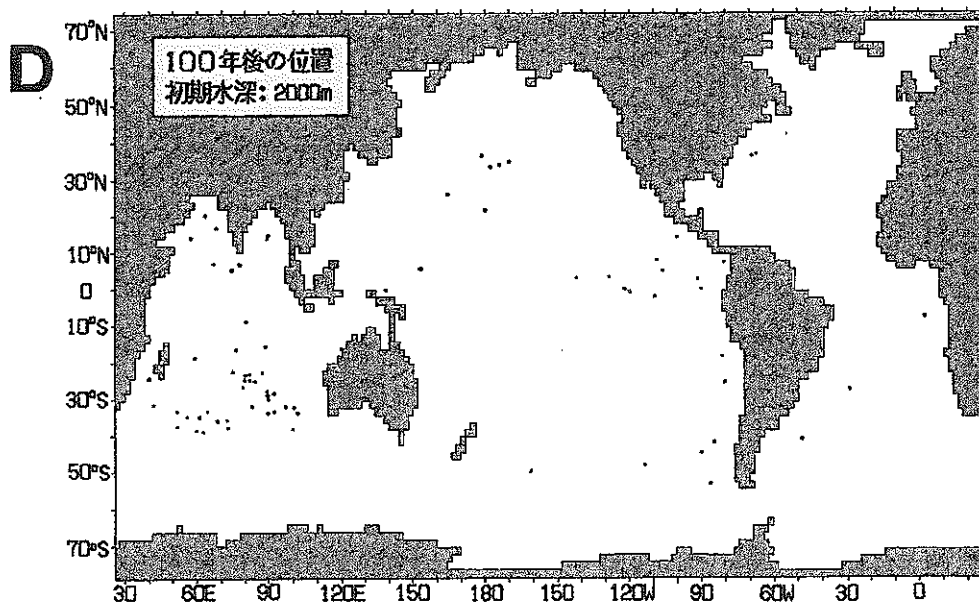


図2-2-6(D). 42°N, 143°E附近の底層水(2000m層)の行方(続き).  
100年後の位置と深さ.

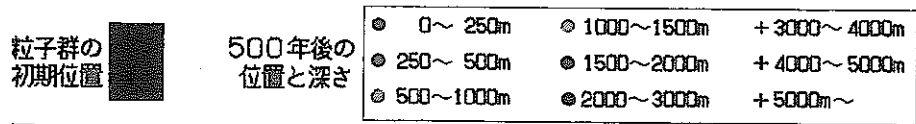
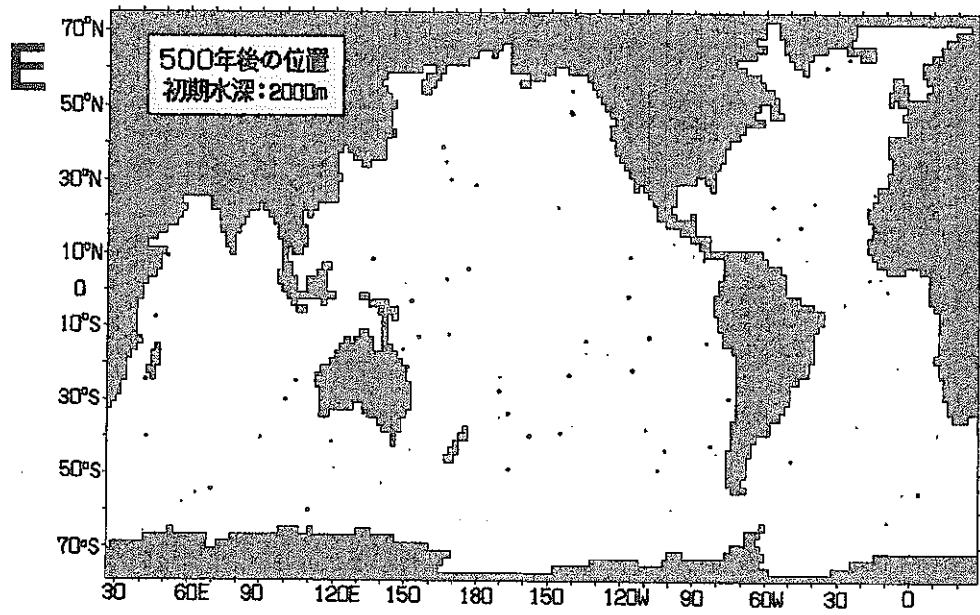


図2-2-6(E). 42° N, 143° E附近の底層水(2000m層)の行方(続き).  
500年後の位置と深さ.

## 2-3. 日本海の流動場に関する従来知見

日本海の海洋循環に関する研究は、宇田(1934)による極前線の発見と表層海流パターンの定式化によって先鞭がつけられた。その後は水産資源や漁場形成の調査に関連して、主に表層の海流や水塊の調査を中心に研究が進められた。その結果、対馬海峡から流入し津軽・宗谷両海峡から北太平洋へ流出する対馬暖流の流路や表層水塊の分布などについて多くの観測的知見が得られたが(図2-3-1)、それらの力学的解明についてはほとんどなされなかった。また、中・深層での水塊や流動構造についても余り関心が払われなかった。しかし、80年代以降になって、ようやく上述した日本海の循環の力学的解明の重要性が認識され、観測・理論・数値モデルからの解明が進められるようになった。今日では、それは1993年から始まった環日本海諸国による国際共同研究CREAMS(Circulation Research of Eastern Marginal Seas)による中・深層循環も含めた総合研究へと発展し、日本海循環の力学的描像が明らかにされつつある。これまでに得られている日本海の流動場に関する知見を極前線以南の亜熱帯循環域と以北の亜寒帯循環域について以下に述べる。

### 2-3-1. 日本海南部(亜熱帯循環域)

極前線以南の表層の海洋構造は、対馬海峡から流入した対馬暖流にほぼ支配されているが、この対馬暖流のルートについては、これまで3分枝型、2分枝型、並行型、蛇行型といった様々な説が提案されている(Fukuoka,1957; Tanioka,1968; Moriyasu,1972; 長沼,1985など)。Katoh(1994)は、最近、これまでの研究結果を踏まえて(例えば、Kawabe(1982a)のデータ解析やKawabe(1982b), Yoon(1982a; 1982b; 1991)の数値実験的研究など)、CTDや衛星等による観測結果を解析し、対馬東水道から本州沿岸に沿って津軽海峡まで達する流れ(第1分枝)と、対馬西水道から韓国東岸に沿って日本海の西岸境界流である東鮮暖流として38°N付近まで北上し、その後、極前線に沿って東進する流れ(第3分枝)が存在すること、第2分枝は対馬西水道からの流れの一部が場合によって37°N以南の海域をループを描くようにして出雲沖まで流れ第1分枝と合流するものであること、また、第3分枝のコアが浜田沖で第2分枝と合流することもあることを示した(図2-3-1参照)。これらから、対馬海峡への暖流(黒潮水)の流入構造や日本海の風応力場の変化によって、日本海の表層循環はかなり変動すること

が分かる。

日本海の表層循環を駆動する1因である対馬海峡への暖流の流入について、Isobe (1994)は東水道と西水道を横切るADCP(Acoustic Doppler Current Profiler)観測を行うとともに、過去の観測結果(例えば、井上他,1985; Kaneko et al.,1991; 河野, 1993; Katoh,1993)を踏まえて、対馬海峡の流量と流動構造を研究している(図2-3-2)。それによれば、対馬海峡への年平均流入流量は約2.2Sv( $1\text{Sv}=10^6\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )で、冬季に最大、夏季に最小となる。季節変動の振幅は約0.5Svである。季節内変動の特徴としては、冬季(11~4月)の流入流量は比較的安定しているが(1~3Sv)、夏季(5~10月)の変動が大きい。このような時間変動は対馬暖流の起源であるトカラ海峡周辺の黒潮の変動(Qiu et al.,1990など)と極めて相関が高い。空間的には、東水道の通過流量は夏季にかなり安定している(約1Sv; Kanenko et al.,1991)、Isobe(1994)は、対馬海峡での夏季の流量変動は西水道を通過する流量変動に起因する可能性が高いと指摘している。また、東水道と西水道の年平均流量比は1:2となり、韓国側に偏った分布をしていると結論している。これは、東シナ海から対馬海峡への黒潮水の輸送ルートに関係した問題である。このように対馬海峡でのプロセスに黒潮が大きく影響しているので、日本海循環の予報モデルの作成にあたっては東シナ海の黒潮変動を直接考慮に入れたモデルが必要であろう。

対馬東水道の流れは、浅いシル地形(約150m)の影響を受けて順圧的な構造をしている(図2-3-2)。また、対馬周辺と九州沿岸に南西流が見られるが、その成因は分かっていない。恐らく、シル地形と潮流との相互作用によって発生する鉛直混合と平均流によるものであろう。一方、西水道の流動構造は傾圧的で、とりわけ夏季においてはそれが顕著である。これについてIsobe(1994)は、韓国側の底層に水温躍層を伴った冷水塊がかなりの厚みで周年存在し、夏季から秋季にかけて鉛直方向の水温差が最大となるためであると指摘している。この冷水塊は日本海固有水もしくは日本海上部固有水の南出現象(Lim and Chang, 1969)によるもので、これに伴うJEBAR効果(Joint Effect of Baroclinicity and Bottom Relief)によって対馬暖流の流量は韓国側に偏ったものになる(つまり東鮮暖流の強化)とIsobe(1994)は述べている。

日本海南部の亜熱帯域は中規模渦で満たされていることが最近の熱赤外面像や漂流ブイの解析から分かった(オストロフスキー他,1994; 李他,1994)。中規模渦の挙動は対馬暖流の流路と密接に関係しているので大変興味深い。Isoda(1994)は日本海の暖

水渦をその存在位置と挙動特性から3種類に分類している。1つは対馬暖流(第1分枝)域の暖水渦で、移動性が高く本州沿岸を東進する。この渦の東進は対馬暖流の移流効果によると思われるが、詳しいことは分かっていない。2番目のものは東鮮暖流(第3分枝)域の暖水渦である。この海域ではこれまで、安定した北上流が存在し渦活動は比較的弱いと考えられていたが、衛星熱赤外面像から(例えばKim and Legeckis, 1986), 直径数10kmの渦が数多く見出されている。この説明としてIsoda and Saitoh (1993)は水温分布やポテンシャル渦度の解析から、季節的に発生する北上暖水渦であると主張しているが、現象的には未だ観測されていない。3番目は大和堆西側に偏在する停滞性の高い暖水渦で、亜寒帯前線(極前線)の蛇行・不安定と深く関わっていると考えられている。この渦の挙動は前線の変動を理解する上で重要であるが、その力学的研究は未だなされていない。

第3分枝の東鮮暖流については、西岸境界流の離岸機構を調べる格好の材料として、最近精力的に研究されるようになった。しかし、衛星熱赤外面像や漂流ブイから推定される離岸位置は $38^{\circ}\text{N}$ 付近であるが、予報モデルでは $40^{\circ}\text{N}$ 付近まで北上してから離岸する。Yoon(1991)は西岸境界流の力学機構に密度拡散の影響を考慮に入れてこの離岸機構を研究し、また、Seung and Kim(1993)はローカルな強制力(風や海面冷却)の効果に注目して、Kim and Legeckis(1986)は北朝鮮海流と東鮮暖流との相互作用から東鮮暖流の離岸機構を調べているが、まだよく分かっていない。日本海の熱・物質の極向き輸送に対して、亜熱帯域の西岸境界流である東鮮暖流による移流と、東鮮暖流の離岸後の続流変動に伴う亜寒帯フロントの変動に起因したフロントを横切る輸送が重要な役割を果たしている。従って、東鮮暖流の離岸機構の解明は、亜寒帯フロントの変動や日本海の南北熱・物質輸送の物理機構を明らかにする上で極めて重要であり、観測・理論・数値モデルによる相補的な研究が必要であろう。

対馬海峡から流入した海水は、前述したいくつかのルートを経た後、最終的には津軽・宗谷両海峡から北太平洋へ流出する。四竈(1994)は、津軽海峡を横断する4台のADCPデータから、津軽海峡の通過流量は $0.75\sim 1.85\text{Sv}$ で、顕著な季節変動は見られず、年平均流量は約 $1.4\text{Sv}$ であると報告している。宗谷海峡の通過流量については直接測流は行われていないが、日本海の熱収支解析から津軽海峡対宗谷海峡の流量比は7:3あるいは6:4と見積られている(Kato and Asai, 1983; 広瀬, 1994など)。この値を用いると、宗谷海峡の年平均流量は約 $0.9\text{Sv}$ となる。



## 2-3-2. 日本海北部（亜寒帯循環域）

宇田(1934)は、極前線以北の冷水域には、大陸東岸を南下するリマン海流(北鮮寒流)、極前線に沿う東流、および対馬暖流の続流として日本沿岸を北上する津軽暖流(コアーは宗谷海峡から流出)からなる亜寒帯循環の存在を指摘した。その後しばらくは、国境の問題や自然環境の厳しさから観測資料が乏しく、亜寒帯循環の構造に関する知識や理解は余り進展しなかったが、近年、ロシアによる核廃棄物投棄問題と関連して、また、ミニ大洋としての日本海の循環の解明の重要性から、日本海の中・深層循環の実態把握とその機構の解明が重視され、北部海域の3次元海洋構造の観測的研究が積極的に行われるようになった。日本海北部海域は中・深層循環の出発点であり、その循環構造と深い関わりがあるので、ここでは、中・深層の海洋構造という観点から見ることにする。

日本海の主温度躍層下は、水温 $0.0\sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 、塩分34.1%前後の日本海固有水と呼ばれるほぼ均質な水塊によって占められている(図2-3-3)。この水塊は、日本海の中・深層が150m以浅の海峡によって周辺の水(北太平洋や東シナ海)と隔てられているために、周辺の水のそれとは異なる日本海に固有な水塊であり、日本海全体の体積の約80%以上を占めている(Yasui et al., 1967)。日本海固有水は、その水温・塩分の一様性のために長く単一の水塊として扱われ、その循環や水塊の形成機構についてはほとんど議論されなかった。その中においてNitani(1972)は、水温の鉛直勾配を詳細に調べ、固有水は必ずしも一様ではなく、深層水、上部底層水、下部底層水の3種類に分類できると主張した。

Senju and Sudo(1993, 1995)及び千手(1994)は、日本海の中・深層循環を明らかにするために、その後のデータ(主に気象庁と海上保安庁水路部の各層観測資料)も含めて解析し、日本海固有水が $32.05\sigma_t$ ( $\sigma_t$ は1000db基準のポテンシャル密度)付近で2つの水塊、すなわち上部固有水と深層水に分けられることを示した。 $32.05\sigma_t$ より上層の上部固有水では密度は主に水温によって決まり、下層の深層水では密度は主に塩分によって決定される。さらに、溶存酸素とリン酸塩の分布にも注目し、上部固有水では高酸素で低リン酸塩のモードが、反対に深層水では低酸素で高リン酸塩のモードが卓越することを明らかにした(図2-3-4)。海水特性が鉛直に一様で日本海固有水の中でも溶存酸素量が特に大きい上部固有水は、 $40^{\circ}\text{N}$ 以北の大陸棚付近に顕著に見られ

(冬季には一部が海面に露出；図2-3-5)，日本近海にはほとんど分布していないので，彼らは上部固有水の起源とその循環(すなわち，中・深層循環)について以下のように考えた。上部固有水は，ウラジオストック周辺のシベリア沖で，冬季の強い海面冷却によって発生する深い対流によって形成される。この水は同じ密度の深さまで沈降した後，周囲の水と混合しながら等密度面上を南下する。時間が経つにつれ生物化学的作用によって溶存酸素量が減少し，代わってリン酸塩などの栄養塩が再生・増加する。また，鉛直混合などの影響によって層も薄くなっていく。コリオリ力のため大陸に沿うように南下した上部固有水の大部分は，亜寒帯フロントの下を通過して大和堆西部海域へ輸送される。その後は，大和海盆への直接的な流入が大和堆によって妨げられるので，その南北を迂回して大和海盆へ流入する。この循環は非常にゆるやかである(あるいは間欠的である)から，大和海盆に日本海で最も低酸素で高栄養塩の水塊(深層水)が形成・分布すると考えられる。日本海の上部固有水が全て同一起源であることは，溶存酸素の消費量と栄養塩の増加量の関係から彼らによって調べられた。このような循環パターンは，Gamo et al.(1986)が推測した2000m以深の循環パターンと似ていること，また，躍層以深の流れは強い順圧性を示す(木谷,1989)ので，深層でも同様な循環が起こっている可能性が大きい。

彼らはまた，等密度面上の溶存酸素量の変動から，上部固有水の循環の時間スケールをおよそ1~2年だと見積っている。しかし，同位体元素をトレーサに用いた研究から深層水の平均滞留時間(平均年齢)が約1000年とされている(Gamo and Horibe,1983; Harada and Tsunogai,1986など)ことを考えると，この中層循環の時間スケールは余りに短い。数値シミュレーションによる中・深層循環の定量的な解明が必要である。なお，表層の亜寒帯循環は，日本海北部海域上の風の低気圧性循環によって形成されることがYoon(1994)の数値実験研究によって示されている。

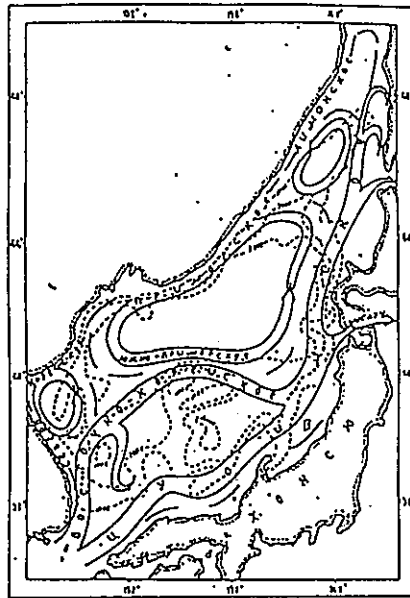


図2-3-1. 日本海の表層循環の模式図 (Yarichin, 1980)

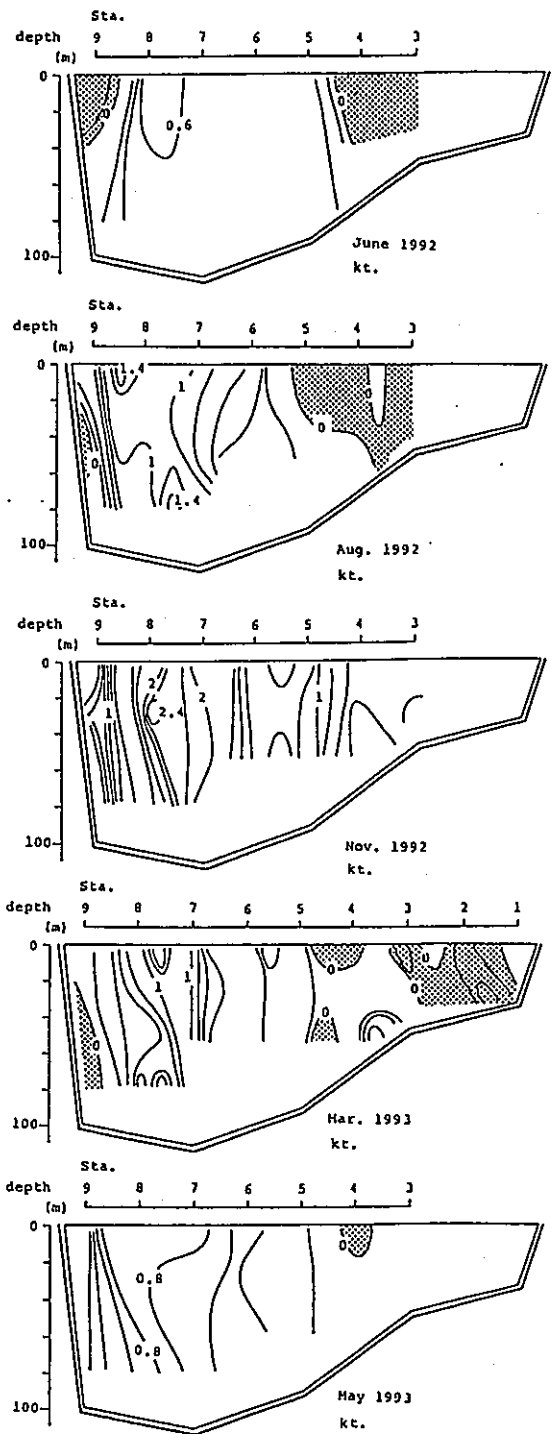
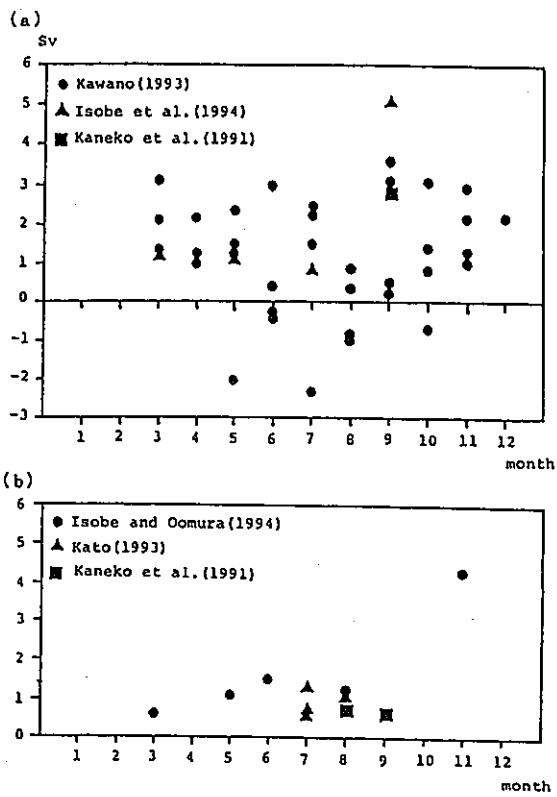


図2-3-2.ADCP観測による対馬海峡の通過流量(左)と対馬東水道の鉛直断面内の流動(右)。ハッチ部は南流を示す(磯辺,1994)。

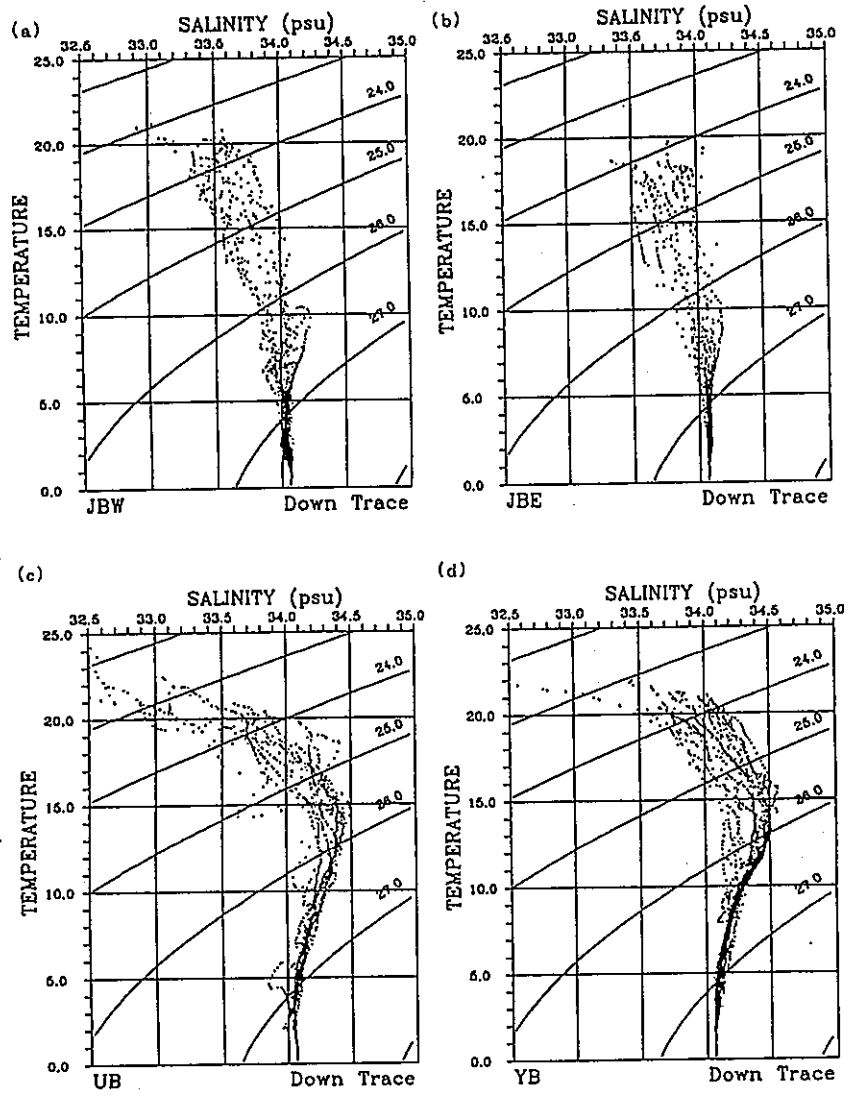


図2-3-3. 日本海のT-Sダイアグラム(金, 1994)。

(a) 日本海盆西部；(b) 日本海盆東部；(c) 対馬海盆；(d) 大和海盆。  
 各海域の中・深層に共通した海水特性を持つ固有水が見られる。

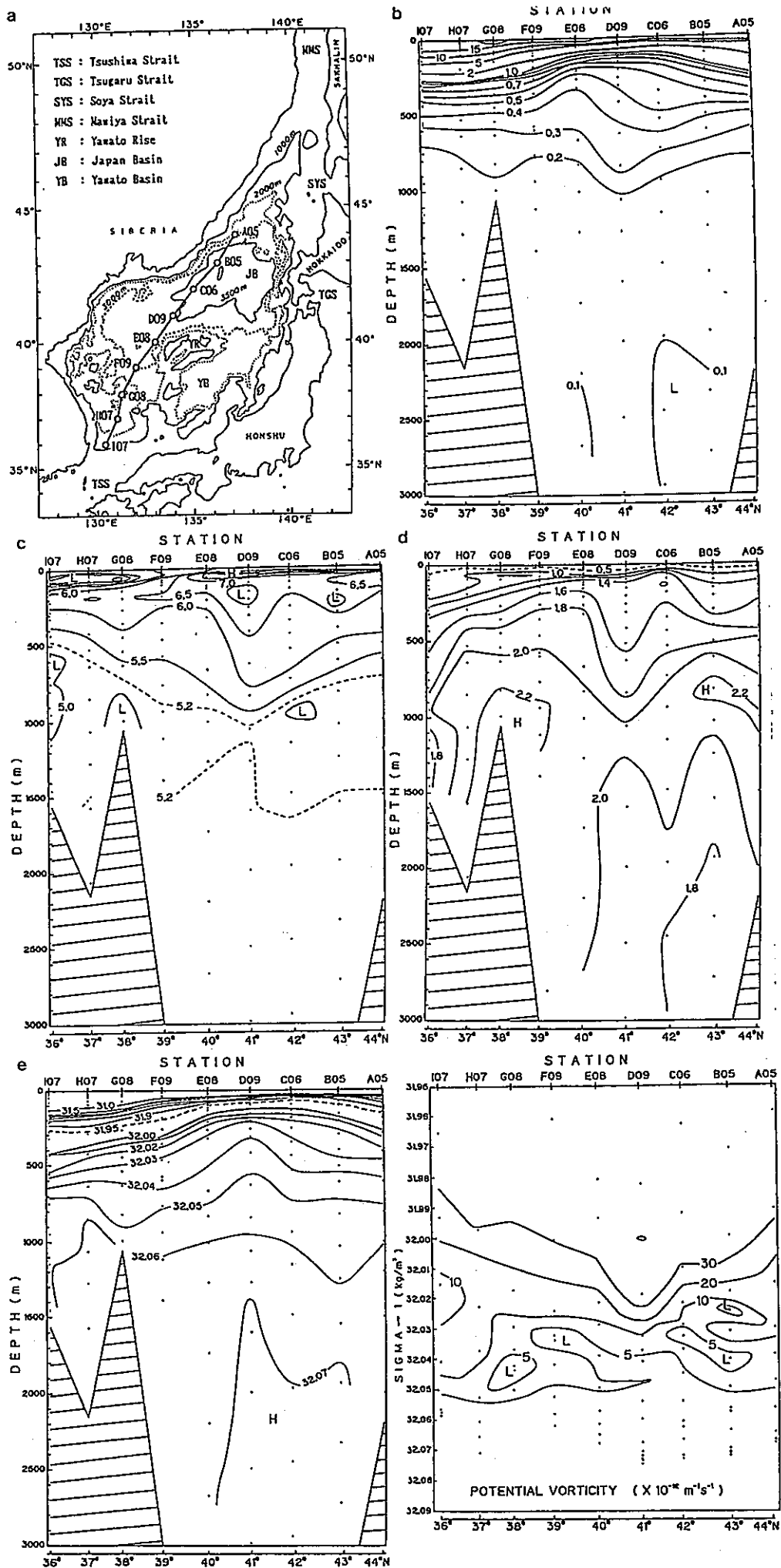


図2-3-4. 日本海西部での各特性量の分布(千手, 1994)。

(a) 断面の位置; (b) ポテンシャル水温; (c) 溶存酸素; (d) リン酸塩;  
 (e) ポテンシャル密度( $\sigma_1$ ); (f) ポテンシャル渦度

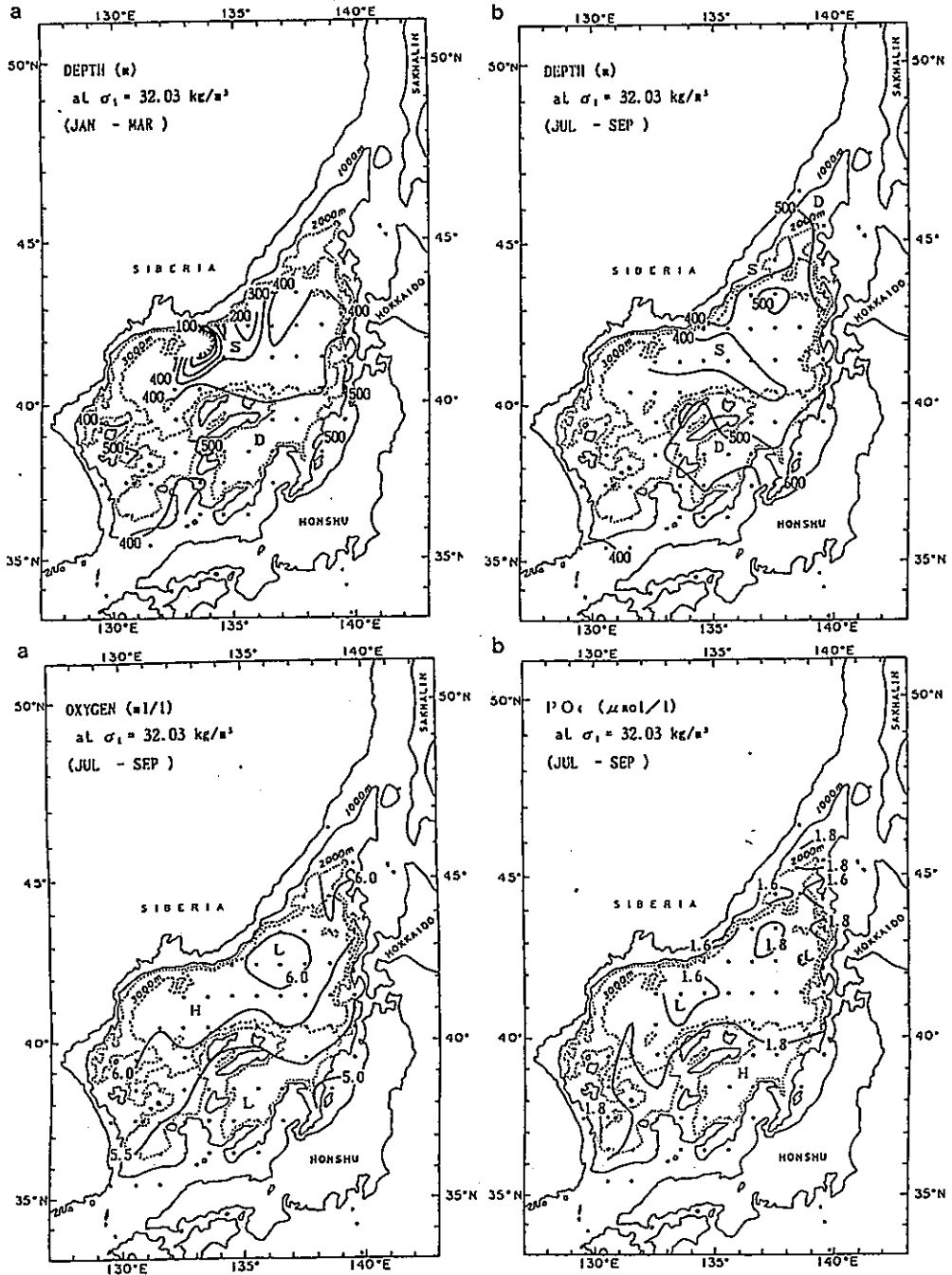


図2-3-5.(上)32.03 $\sigma_t$ 面の深度：(a)冬季；(b)夏季。

(下)夏の32.03 $\sigma_t$ 面上の分布：(a)溶存酸素；(b)リン酸塩。

(千手,1994)

### 3. 広域海洋の流動場の季節変化

1994年度の報告書では、Levitus(1982)の四季のデータを用いて、3月期、6月期、9月期、12月期の水温・塩分場によって作られる定常流動場を求めることによって海洋表層の流動場の季節変動を検討した。それは海洋流動場の変動量の上限を見積もるという重要な意味があるが、現実の海に起こっている季節変動のプロセスを見るという点では問題がある。そこで、今年度は、1500m以浅の各格子点に対して与えられているLevitus(1982)の四季の水温・塩分データの各格子における値をスプライン補間によって各時間ステップに於ける値を求め、その値を用いて診断モデルによって流動場の季節変化を求めた。ただし、1500m以深の各格子点の水温と塩分は、年平均値を与えた。したがって、今回も、表層の流動場だけを検討の対象とする。格子の取り方や、層の取り方、計算スキームは前年度のものと同じである。

まず、各格子の各層中心での水温(塩分)の値を、サイクリックに繋ぎ合せて、10年分の時系列を作り、これに対してスプライン補間によって、各月の中央日の値を求めた。流動場を求めるのに使用する水温(塩分)は、初めから5年目の6月から6年目の5月までの12個の値をとり、1年間の水温(塩分)の各月の値とする。流動場の計算は、24分毎に行うので、各時間ステップに用いる水温(塩分)は、各月の値から線形補間によって求める。もちろん、全ての値をスプライン補間によって求めることも可能であるが、こして求めた1年分の水温(塩分)のデータセットは膨大なサイズになり過ぎるので、今回は上記のような方法をとった。

図3-1にいくつかの内挿結果を示す。(A)~(C)は、それぞれ(0°,126°E), (52°N, 180°), (0°,110°W)の25m層の結果である。また、(D)~(F)は(34°N,156°E)での25m層、100m層、250m層の結果である。実線は水温、破線は塩分を示し、黒い四角はLEVITUS(1982)の四季の値を示している。図3-1のごく少数のデータを見た限りにおいても、水温や塩分の時間変化が、必ずしもきれいな正弦波になっていないことが注目され、今回の試みが意味のあるものであることが分る。

#### 3-1. 100m層の流動場の季節変動

得られた各格子、各層の水温と塩分の時間変化のデータを用いて、診断的に求めた流速場のうち、100m層の各月の中央日の分布を図3-2に示した。昨年度に報告した四



# TS-T PLOT

( LONG. = 126.0 : LAT. = 0.0 : DEPTH = 25.0m )

## A

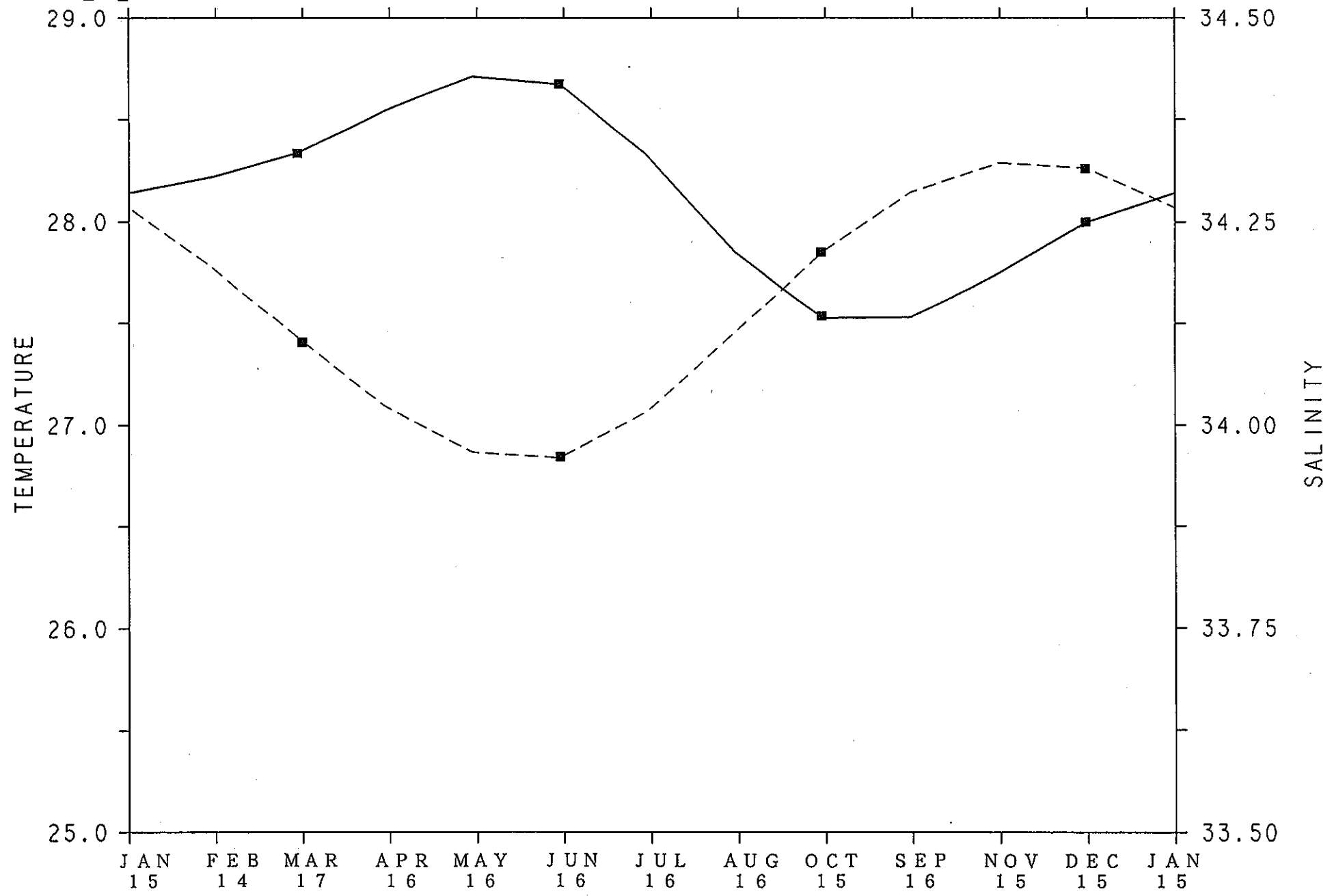


図3-1. スプライン補間によって求めた水温と塩分の時系列。 A : (0°, 126°E) 25m層。

# TS-T PLOT

( LONG. = 180.0 : LAT. = 52.0 : DEPTH = 25.0m )

## B

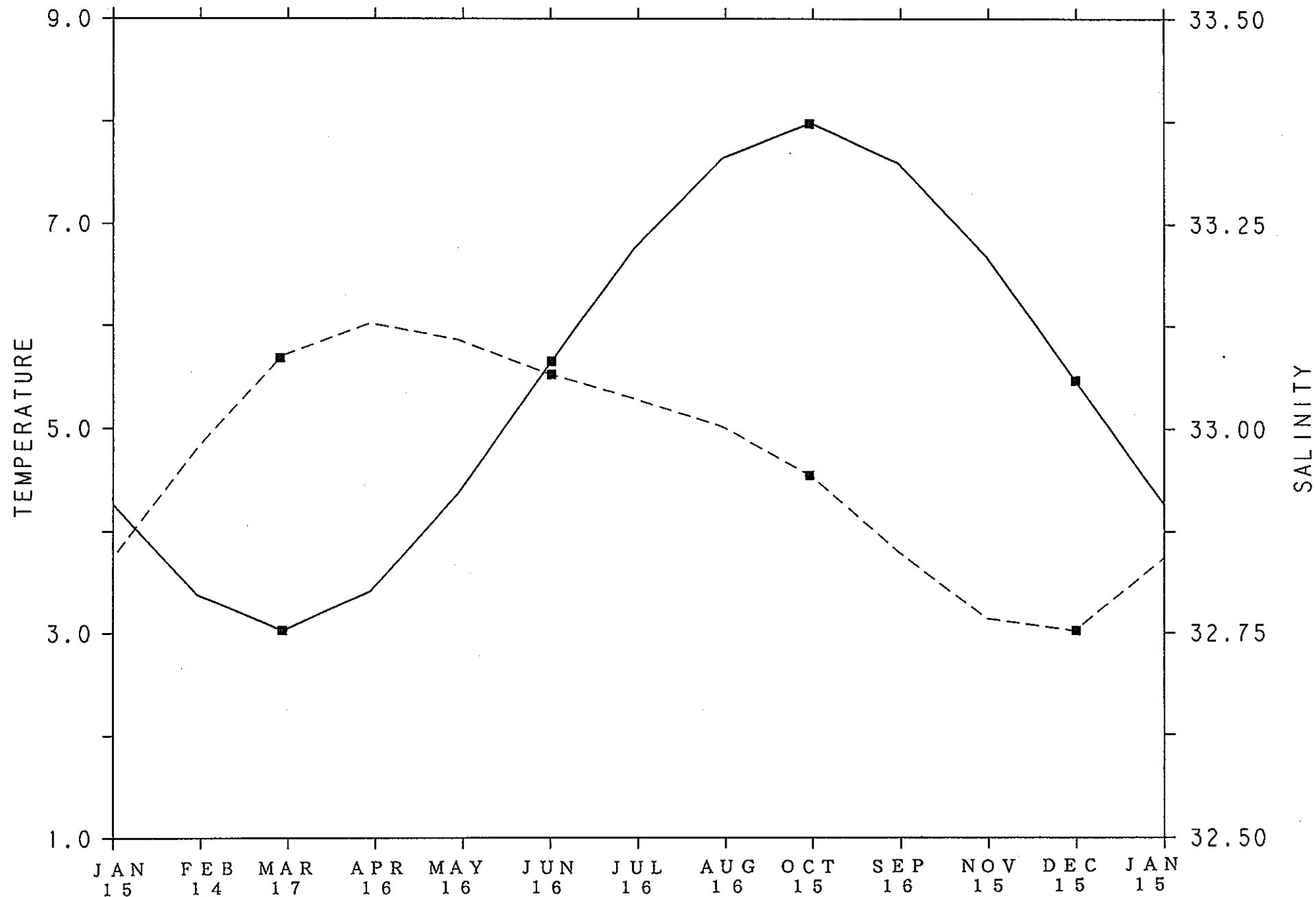


図3-1.続き。B : (52°N, 180°) 25m層。

# TS-T PLOT

( LONG. = 250.0: LAT. = 0.0 :DEPTH = 25.0m )

**C**

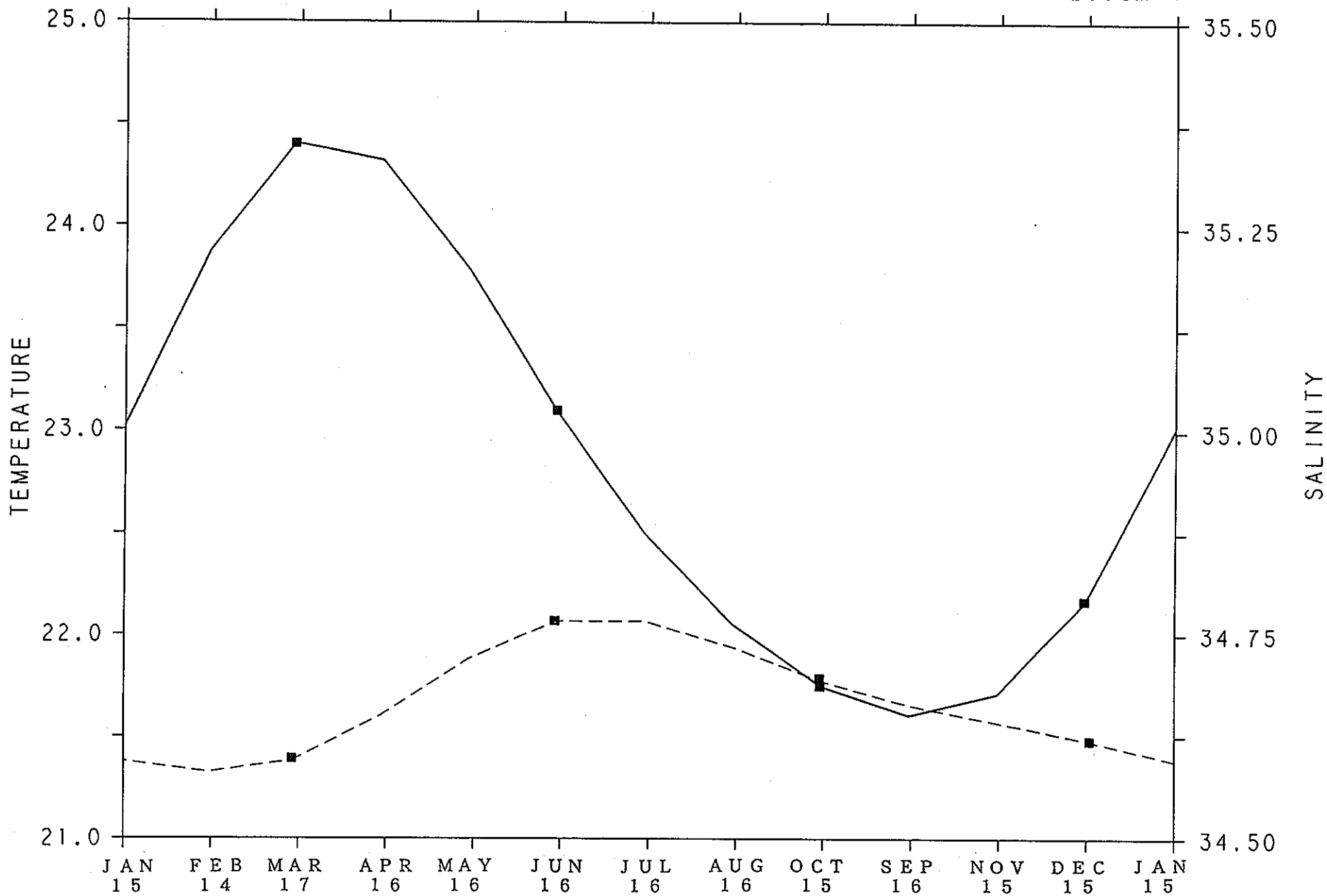


図3-1.続き。C : (0°N, 110°W) 25m層。

# TS-T PLOT

( LONG. = 156.0 : LAT. = 34.0 : DEPTH = 25.0m )

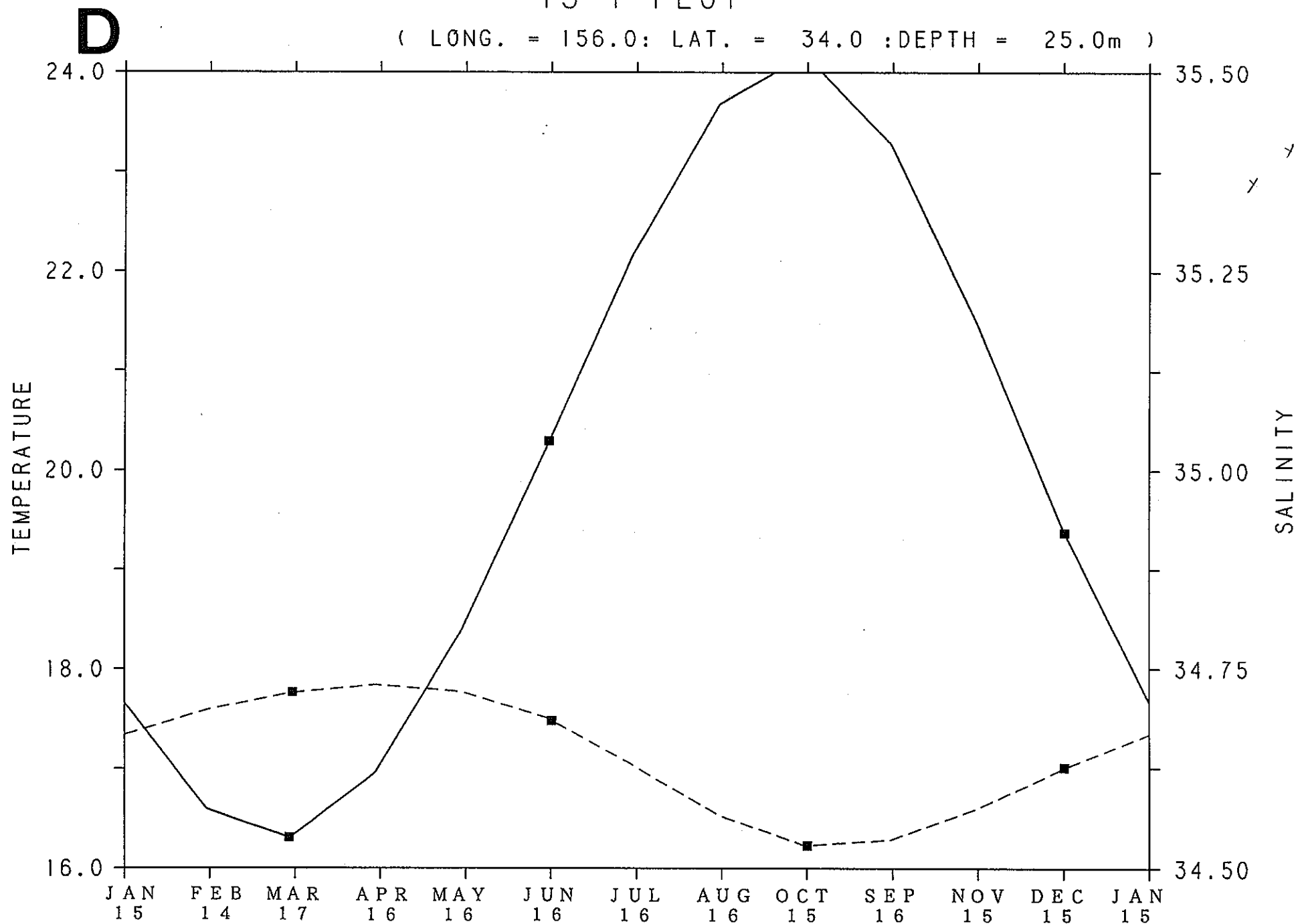


図3-1.続き。D : (34°N, 156°E) 25m層。

E

TS-T PLOT

( LONG. = 156.0 : LAT. = 34.0 : DEPTH = 100.0m )

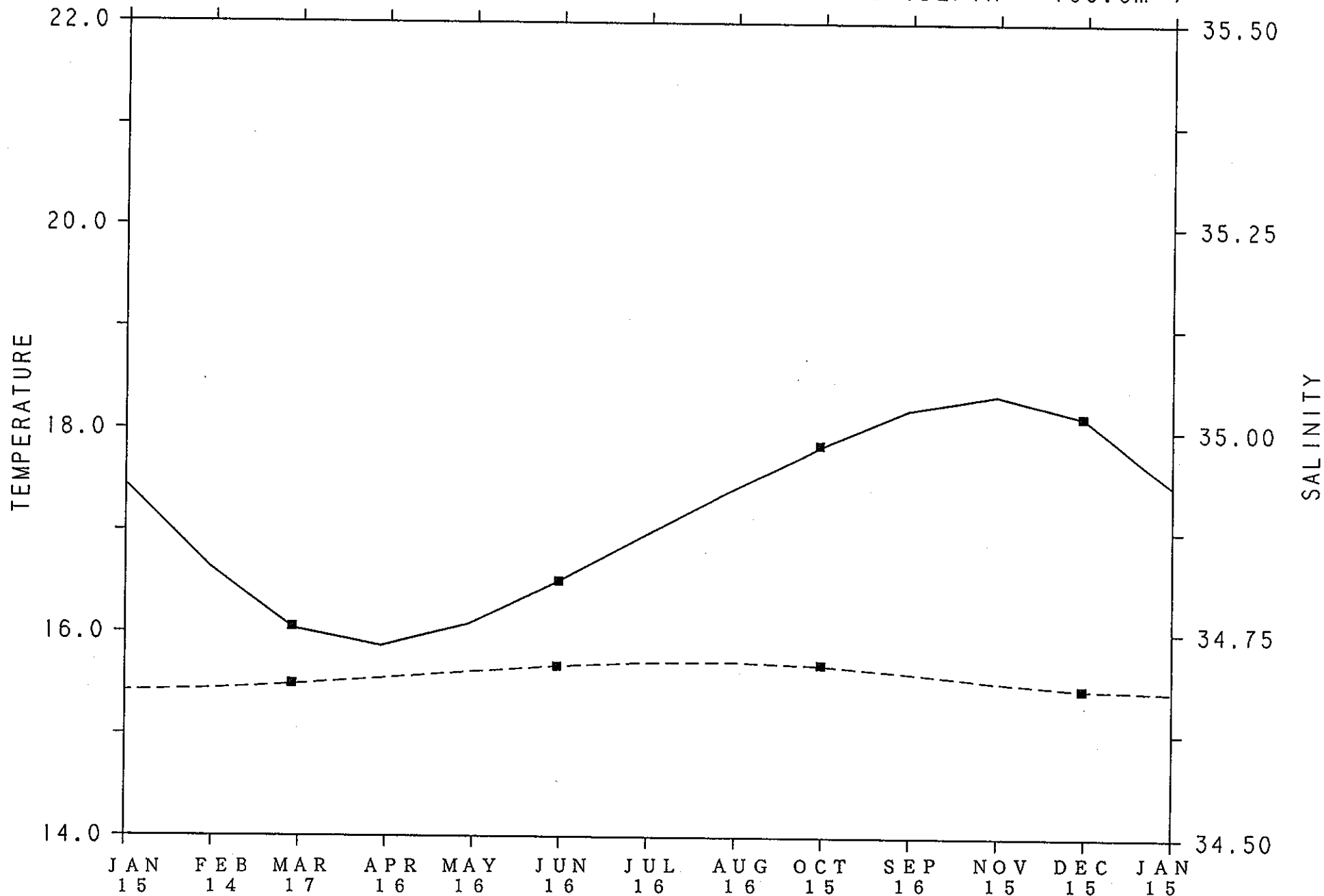


図3-1.続き。E : (34°N, 156°E) 100m層。

# TS-T PLOT

( LONG. = 156.0 : LAT. = 34.0 : DEPTH = 250.0m )

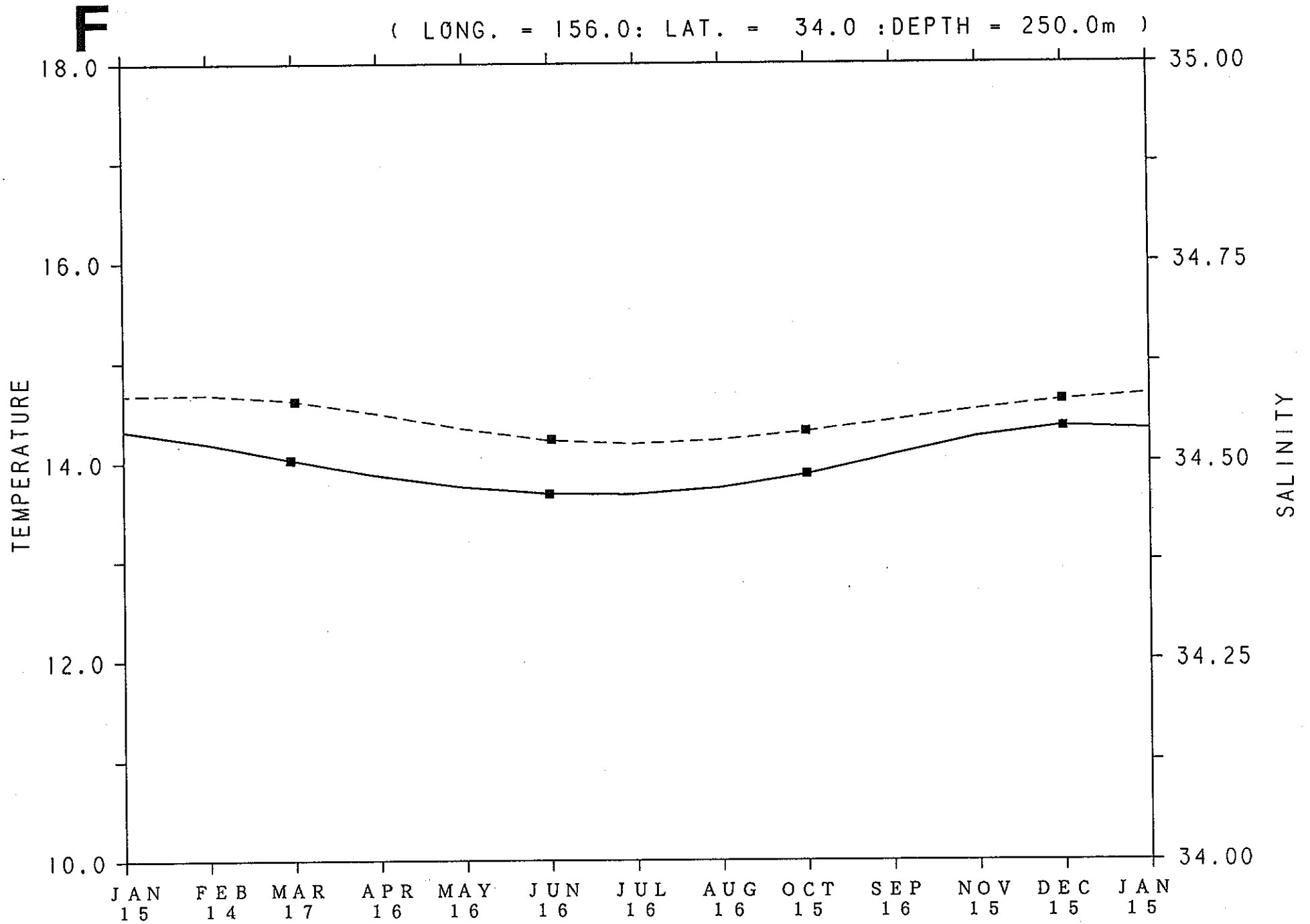


図3-1.続き。F : (34°N, 156°E) 250m層。

**A**

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

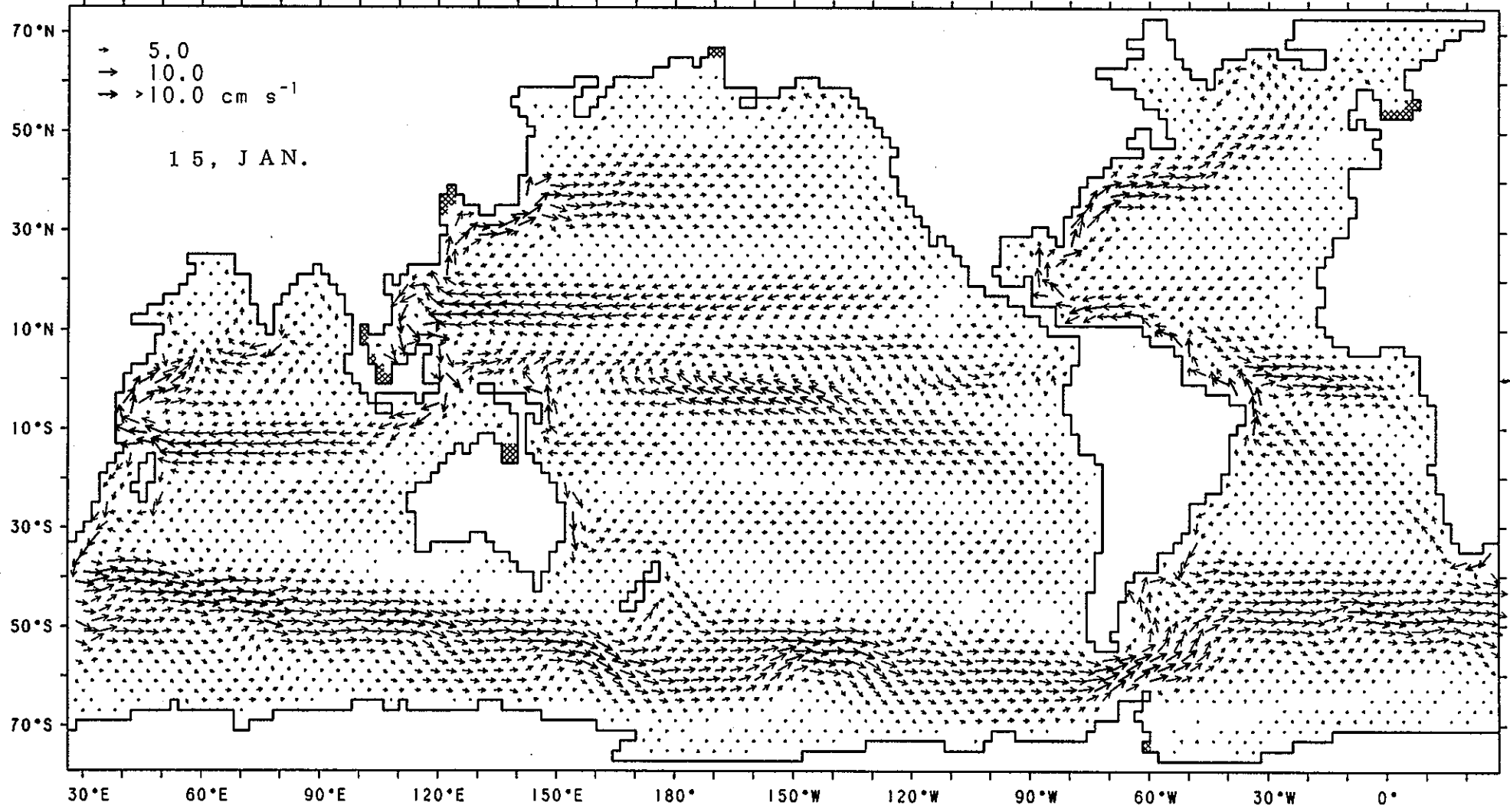


図3-2.100m層の流速分布。A：1月15日。

2/15

**B**

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

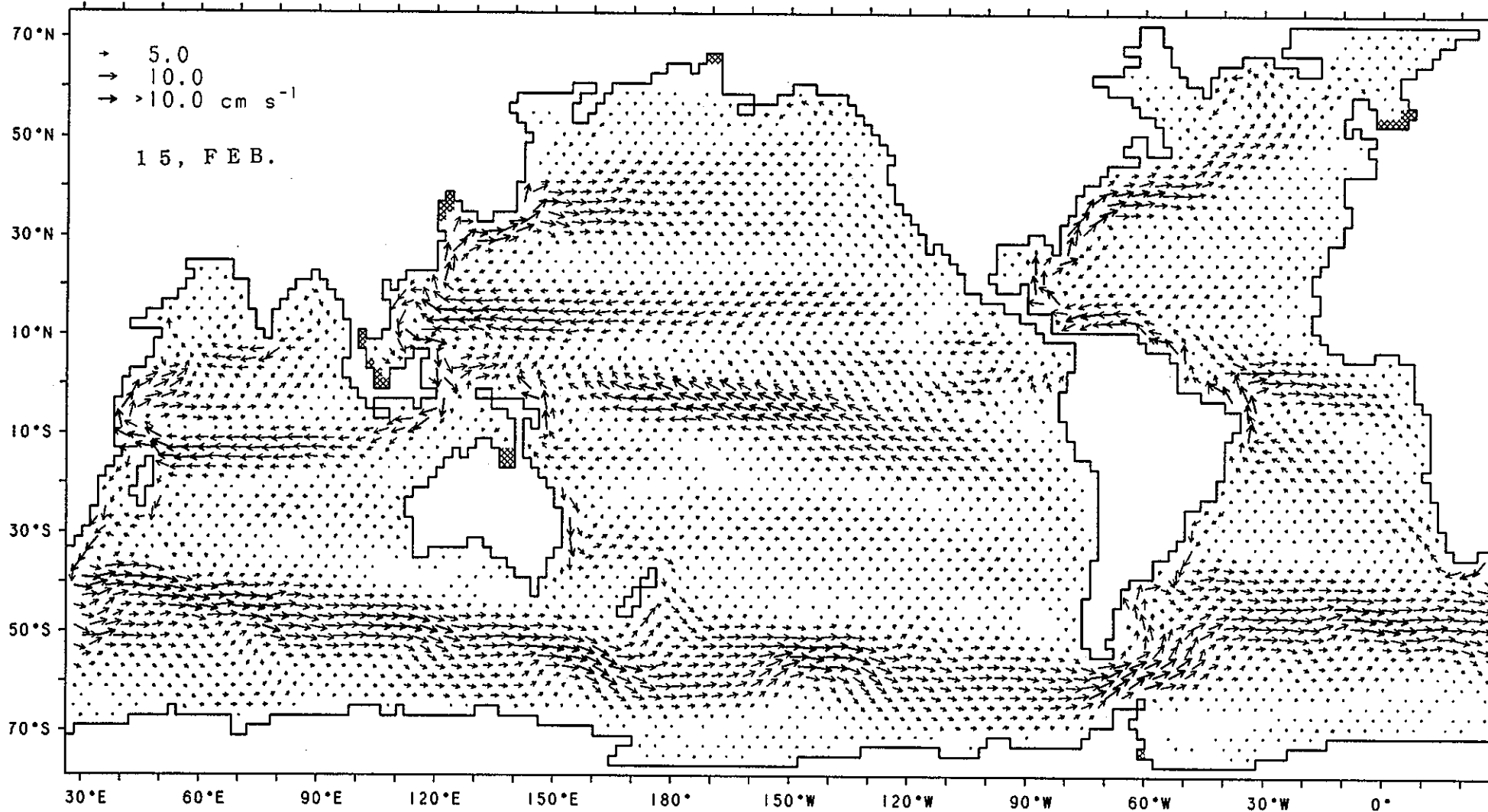


図3-2. 続き。B: 2月15日。



3/15

**C**

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

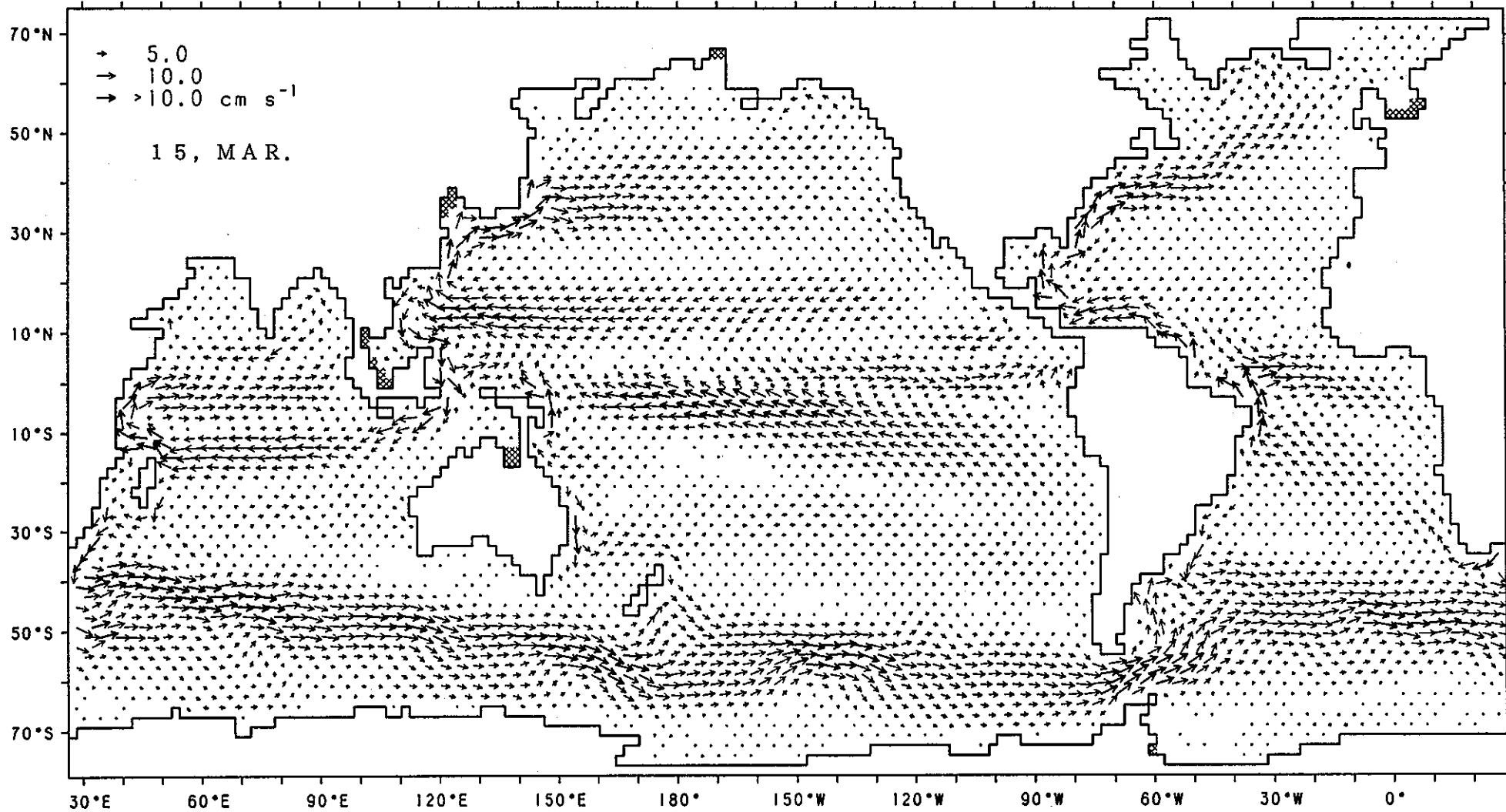


図3-2. 続き。C : 3月15日。

4/15

**D**

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

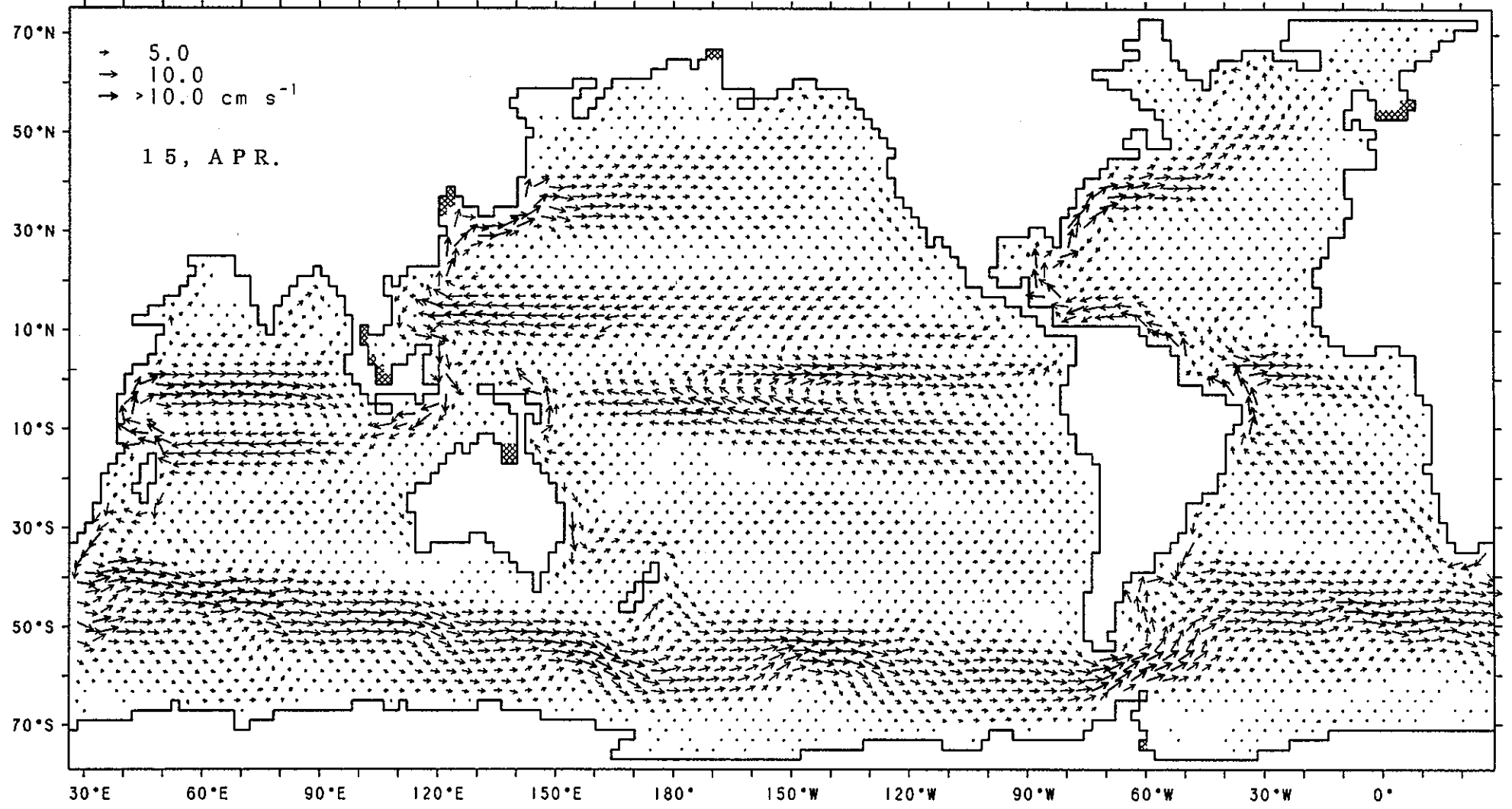


図3-2. 続き。D : 4月15日。

5/15

**E**

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

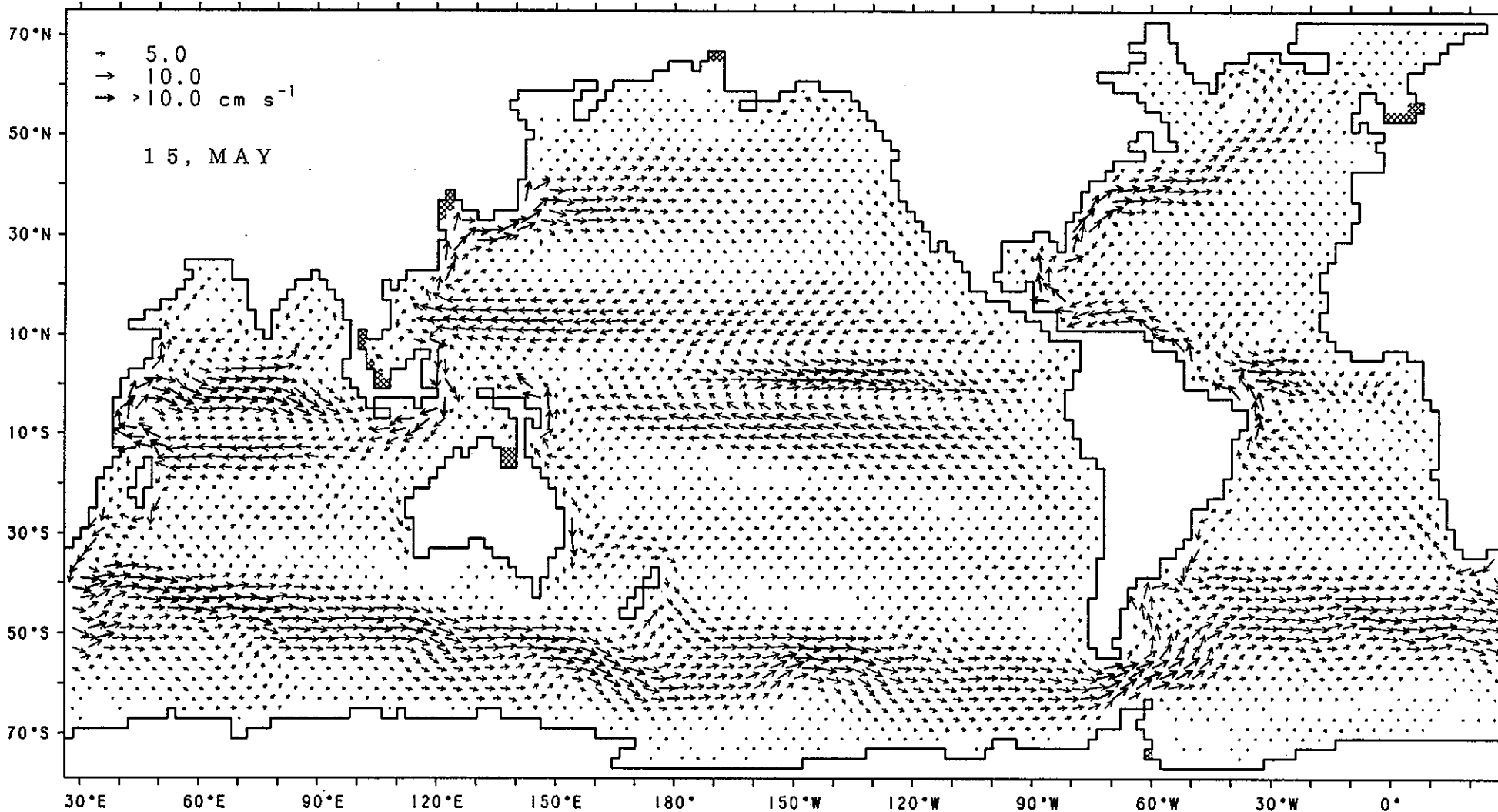


図3-2. 続き。E : 5月15日。

6/15

**F**

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

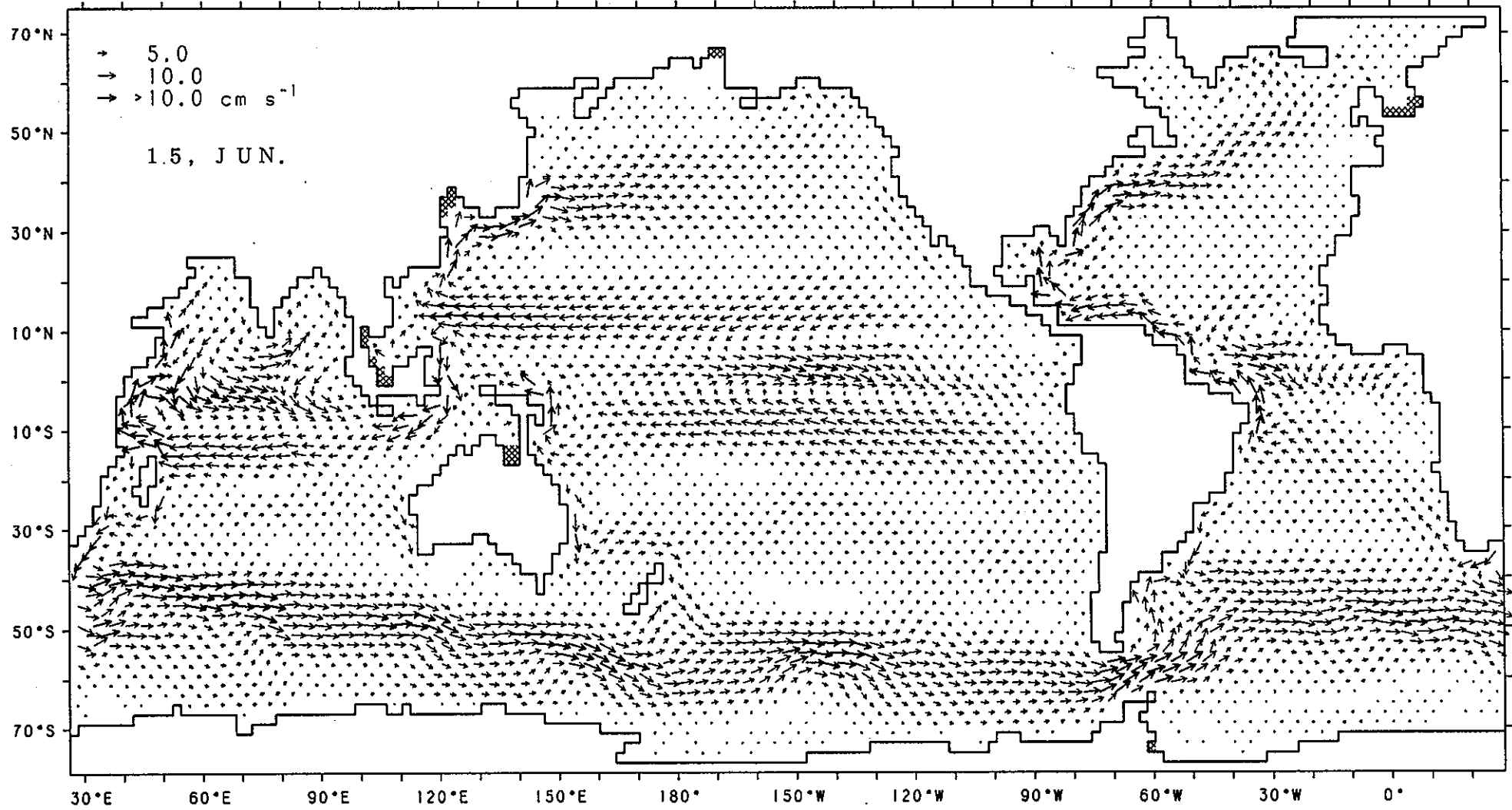


図3-2. 続き。F: 6月15日。

7/15

**G**

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

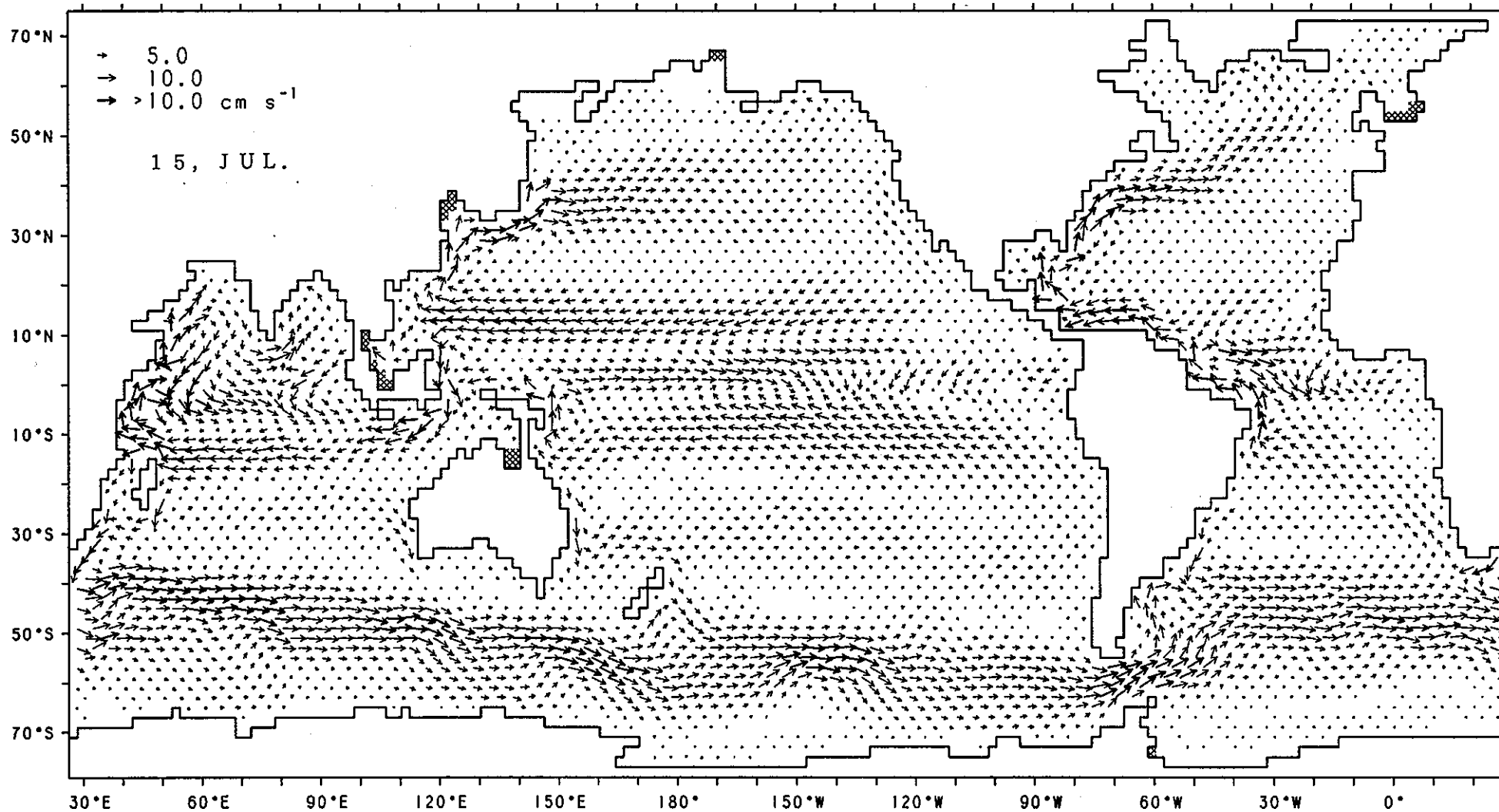


図3-2. 続き。G : 7月15日。

8/15

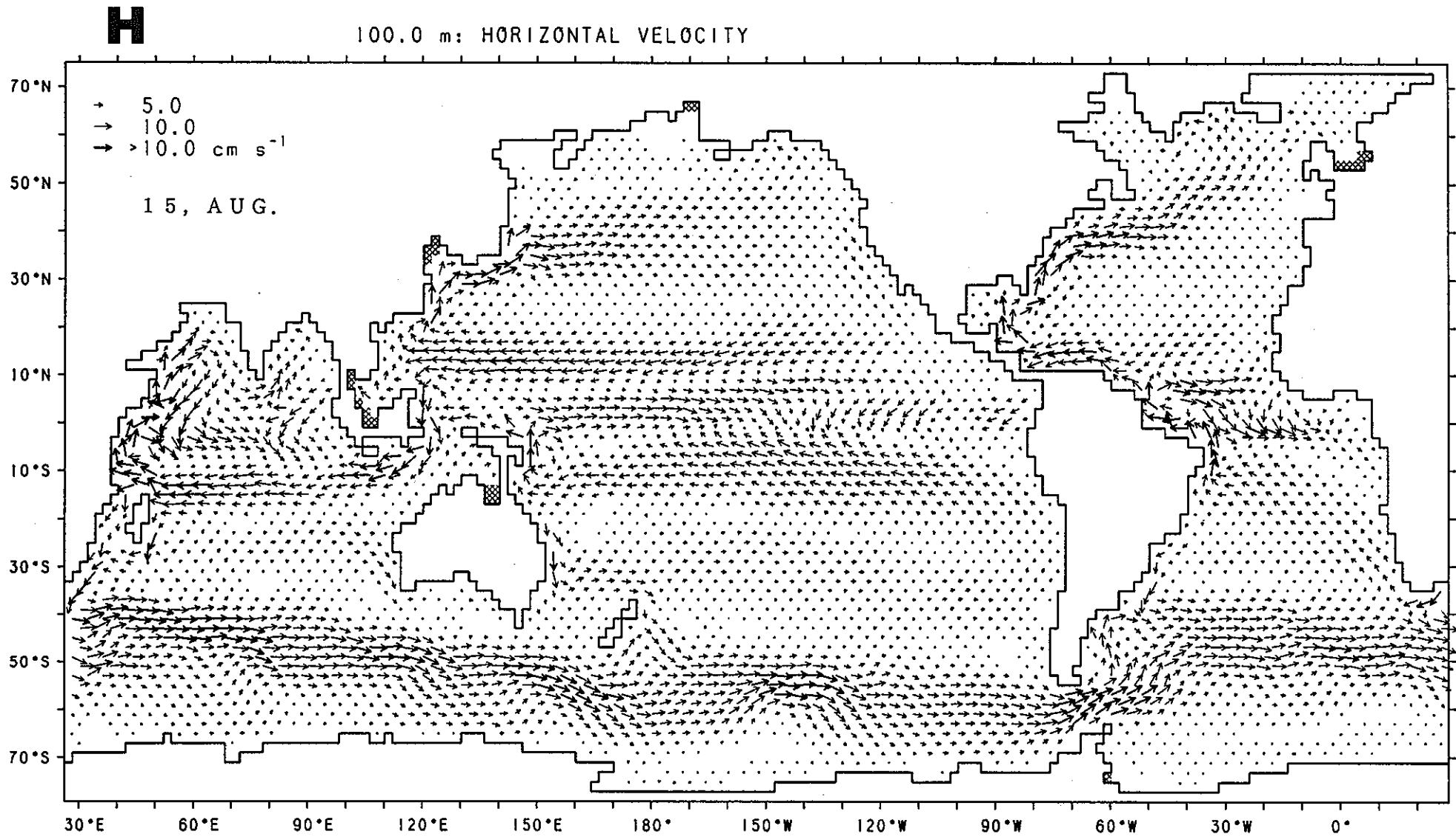


図3-2. 続き。H : 8月15日。

9/15

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

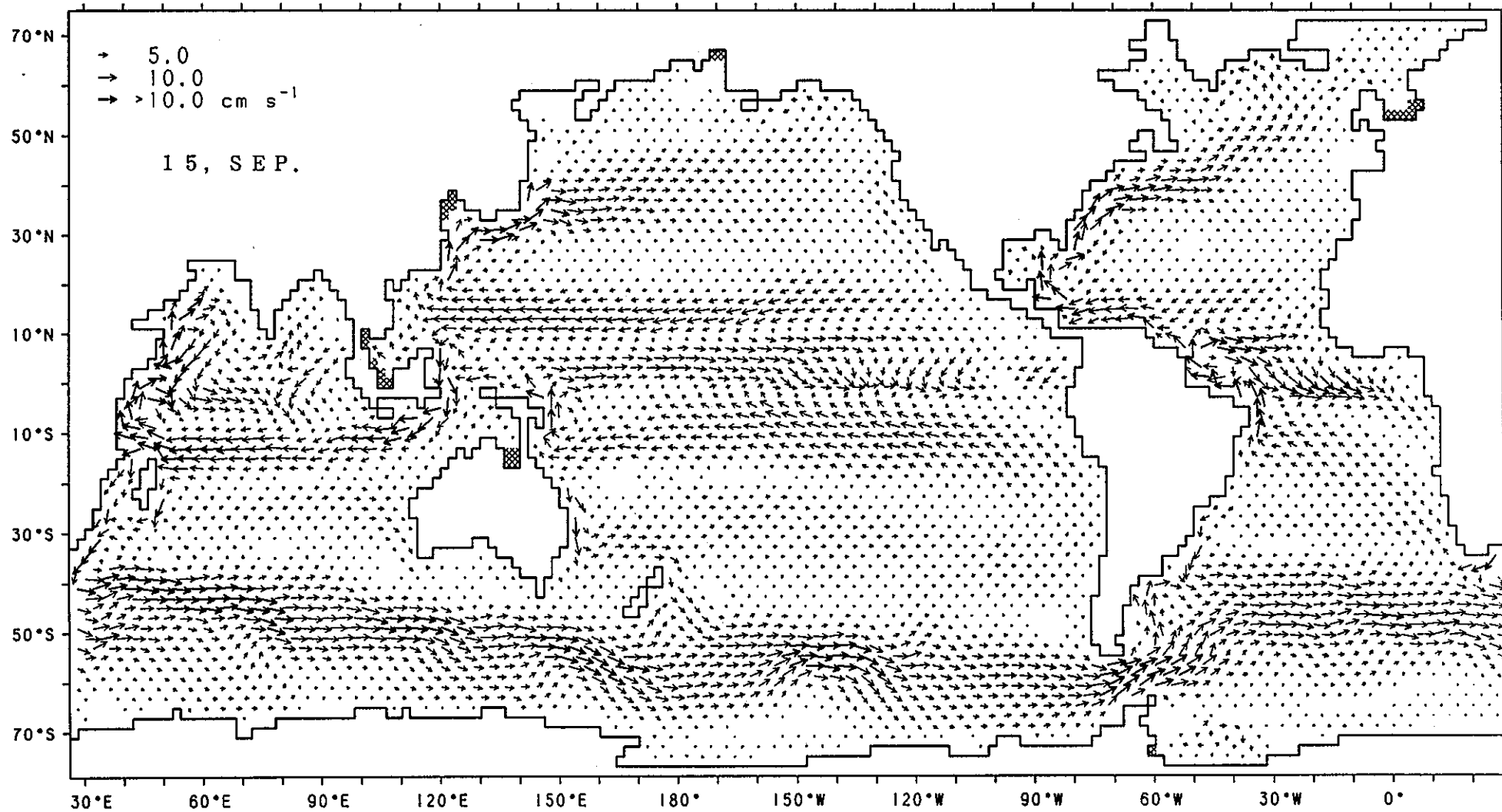


図3-2. 続き。I : 9月15日。

10/15

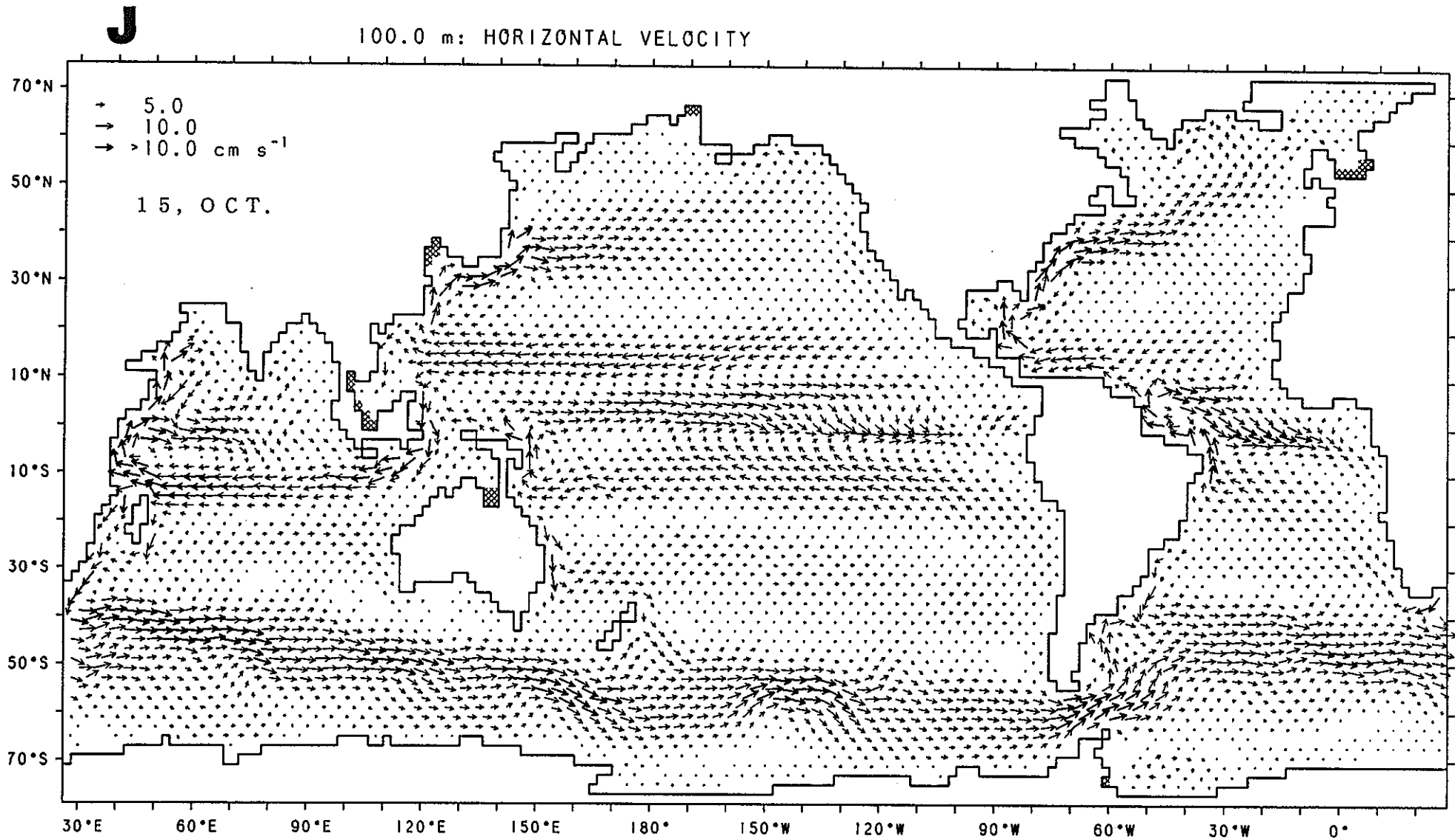


図3-2. 続き。J : 10月15日。



11/15

**K**

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

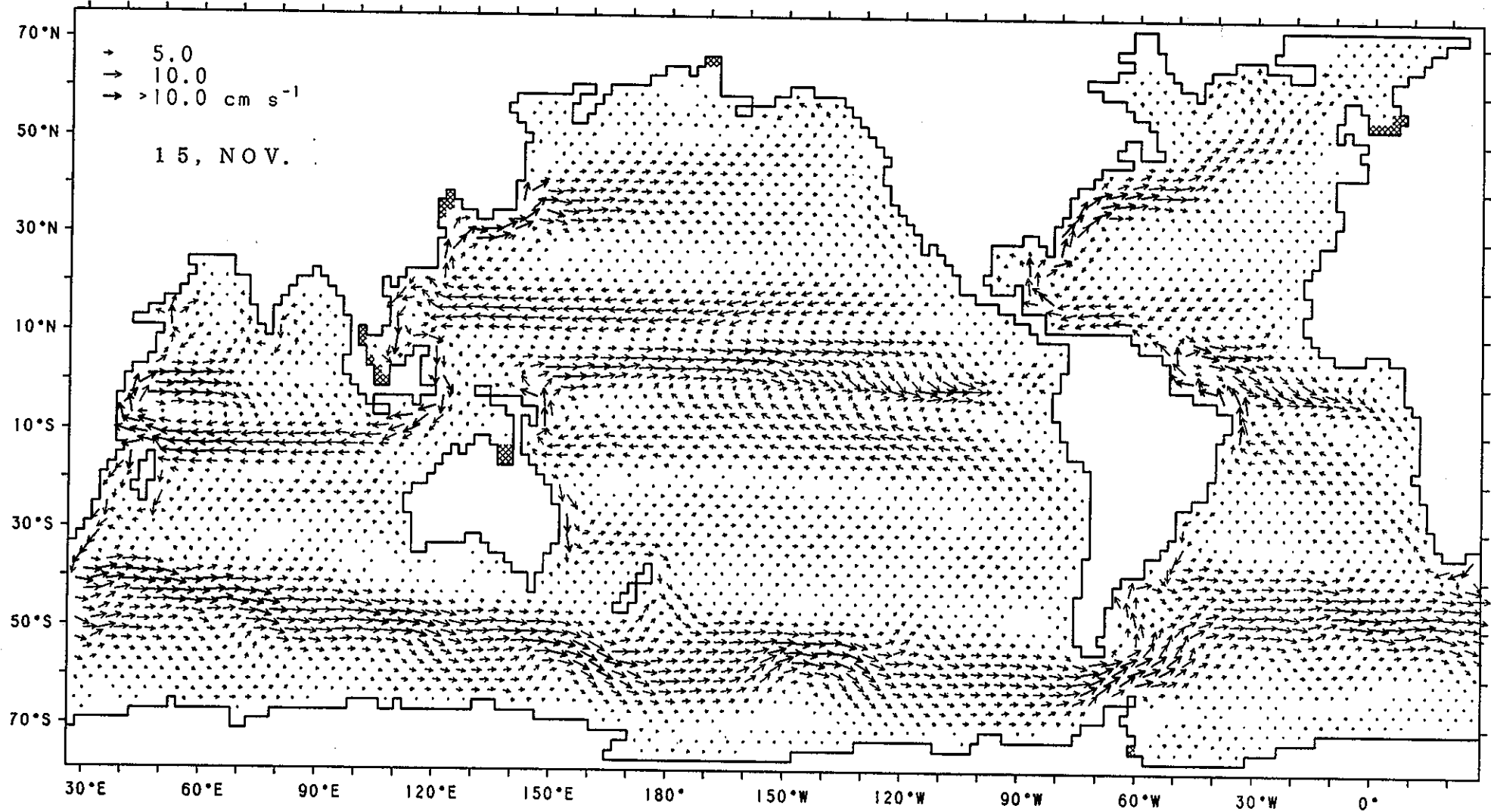


図3-2.続き。K：11月15日。

12/15

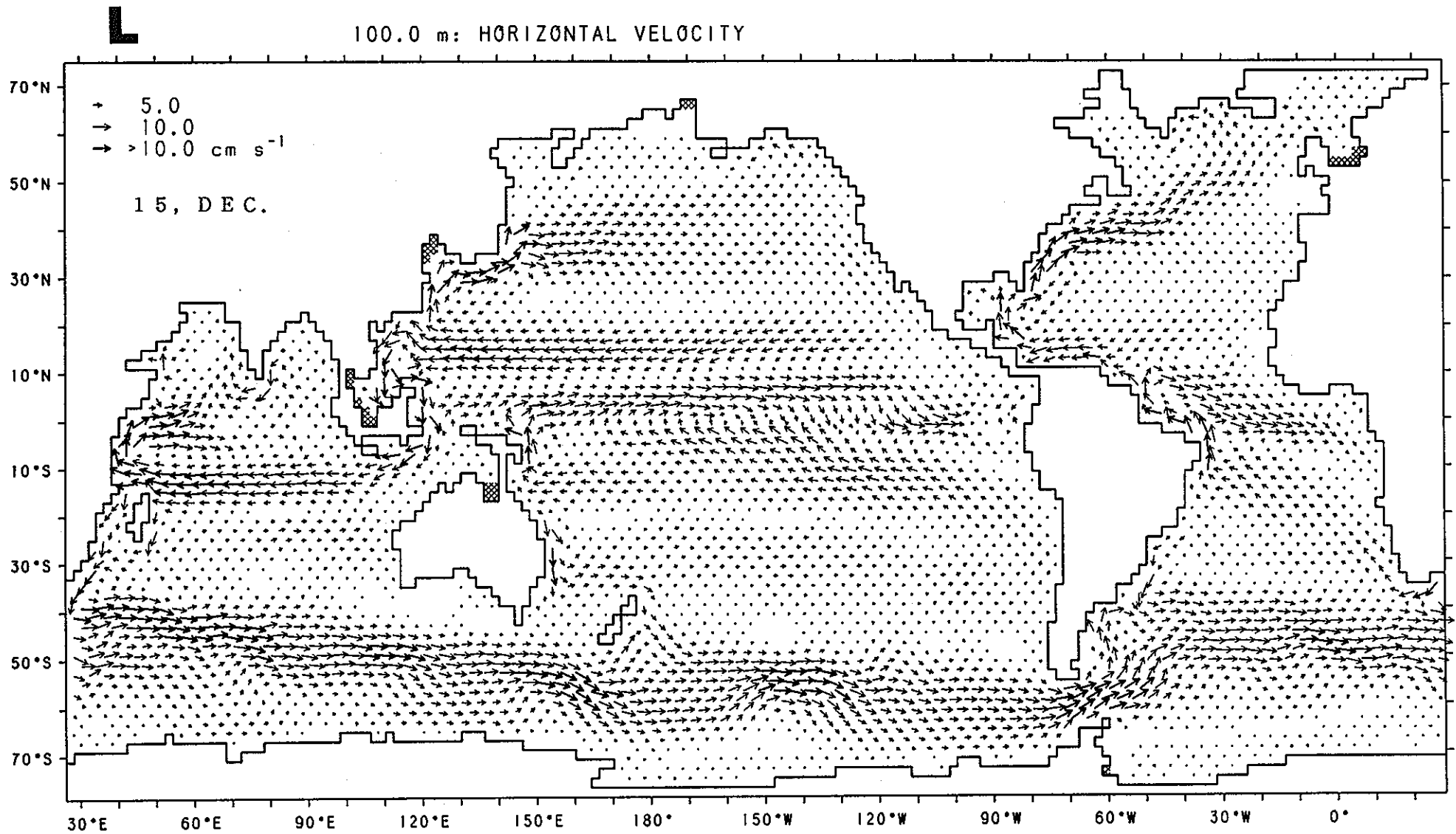


図3-2. 続き。L : 12月15日。

季の場合(以下、単に「四季の場合」と呼ぶ)に、季節変化が大きかった熱帯低緯度の季節変化がやはり顕著であるが、変化の状況は「四季の場合」と異なっていることが目立つ。これらの違いを、図3-2と前年度の図3-2から描いた大局的な流れのパターン(図3-3と図3-4)によって比較する。

まず、今回求めた流動場の100m層での時間変化(図3-3)を検討する。この図で、太い実線は10cm/s以上の流速、細い実線は10~2cm/sの流速、破線は2cm/s以下の流速が存在することを示している。四角の枠で囲んだ数値は、その流れの年間の最大値を示し、枠無しの数値は最小値を示している。各大洋の季節変動の特徴について述べる。

#### (1) 大西洋(図3-2A)

南米沖のギアナ海流は、7~9月にかけて強まり、5°Sで7月に141cm/sの最大流速が出現した後、9月に熱帯域で最大流速が現れる。5°Nで64cm/sとなり、5°~10°Nでギアナ海流からECCの分岐が明瞭な形で現れ、8°Nを東へ進んだ後(本報告では、以後、この流れを分岐流Nと呼ぶ)0°~5°Sを東に進む流れ(本報告では、以後、この流れを分岐流Sと呼ぶ)につながる。この時期にNEC、SECが最大流速値をとっている。11月からは、5°~10°N附近での分岐は不明瞭となり、1~5月にかけては赤道附近で分岐流Sの分岐が起こり、分岐流Nは不明瞭となる。この時期にはNECはきわめて不明瞭で、SECの流速も最小値をとる。ギアナ海流が強い9月には、ECCの分岐は10°Nで生じ、弱い5月には赤道で生じ、両者の中間期には明瞭な分岐は見られない。

#### (2) インド洋(図3-2B)

SECが強い6~9月には、モンスーン海流はインド半島の南を東に流れる。また、ソマリー海流も強い北上流となっている。SECが弱い11~3月には、モンスーン海流は西向流となり、NECの形をとって流れる。この時期にはソマリー海流も弱く、1~2月には不明瞭な南下流となっている。ECCが最も明瞭な東西流となるのは、3~5月で、4月頃に最大流速となる。また、10~2月にかけては、インド洋の東半分の100m層にはECCは現れない。

#### (3) 太平洋(図3-2C)

NECやSECが強くなるのは2~3月で、NECは3月に太平洋西部の18°N附近で黒潮とミンダナオ海流とに分岐する直前に最大流速19cm/sが現れ、SECでは、2

月に太平洋中央部 $170^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{W}$ の $4^{\circ}\text{S}$ 附近に現れる。NECの最小流速値は10月に、SECの最小流速値は11月に現れる。SECの流れが分布する範囲は $180^{\circ}$ 附近で東西に分れる傾向があり、流速が大きい時期と小さい時期とで流れ方が異なる。即ち、流れが強い1~4月には、太平洋西部ではニューギニア島北側の赤道に向って流れる。流速が小さくなる5月から徐々に中心部が南下し、7月には $10^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{S}$ を東西につながつた形で流れ、10月には $180^{\circ}$ 以西での流速では最大値 $6\text{cm/s}$ となる。 $180^{\circ}$ 以東では、11月に $4\text{cm/s}$ とう最小流速値が現れ、12月には $180^{\circ}$ 以西では流れは弱まって行くが、東部のSECの西端は $180^{\circ}$ 附近の赤道附近へと北上し、1月以降の強流期へとつながる。

ECCはSECが最大流速値をもつ2月にはきわめて不明瞭となり、 $120^{\circ}\text{W}$ の $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 附近での弱い反時計回りの循環流の一部として見られる程度になってしまう。SECが弱まりだす3月から、この循環流の南側の東向流が赤道附近を西に向って延びる形で勢いを強めながら西端が西へ延び、6月にはニューギニア島北部にまで達するようになる。最大流速が現れるのは4月である。この循環流の北側の部分は、5月にはNECの東端につながってしまう。ECCの $130^{\circ}\text{W}$ 以東の部分は、7月になると逆向きの西向流となるが、9月になるとこの部分の流れは不明瞭になってしまう。10月に入ると、 $150^{\circ}\text{W}$ 以東では、 $8^{\circ}\text{N}$ を東へ流れるものと、 $2^{\circ}\text{S}$ を東へ流れるものとに分れ、この状態は2月まで続く。

ニューギニア島東部から北部にかけて流れるNGCUCについては、まず、東部のNGCUCは8月に最大流速値をとり、3月には最小流速値をとる。この部分の流れが強い4~9月にかけては、ニューギニア島北部のNGCUCは西向流となっている。東部のNGCUCが弱い12~3月にかけては、ミンダナオ海流から分れた東向流となり、1月に最大流速値をとりECCにつながっている。NECからミンダナオ海流への分岐は、6~10月にかけては、少し東側で生じ、11~3月にかけて陸岸近くで生じている。

#### (4)「四季の場合」との比較

Levitus(1982)の「四季の場合」のパターンを、図3-3と同様の方法で描いたのが図3-4である。図3-3と図3-4を比較検討して、その差異をまとめたのが表3-1である。

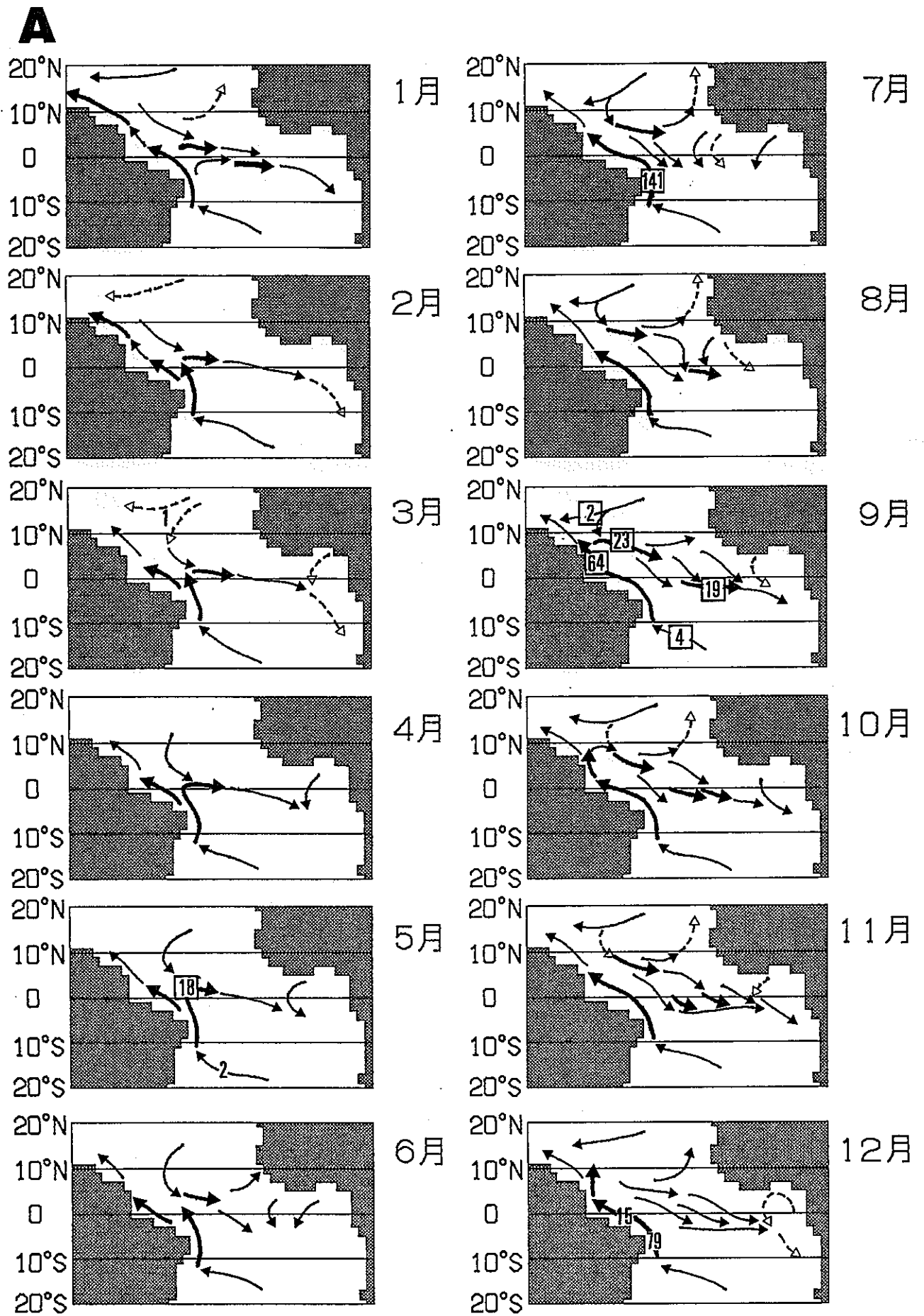


図3-3. 熱帯海域の流動パターンの季節変動(100m層)。A : 大西洋

# B

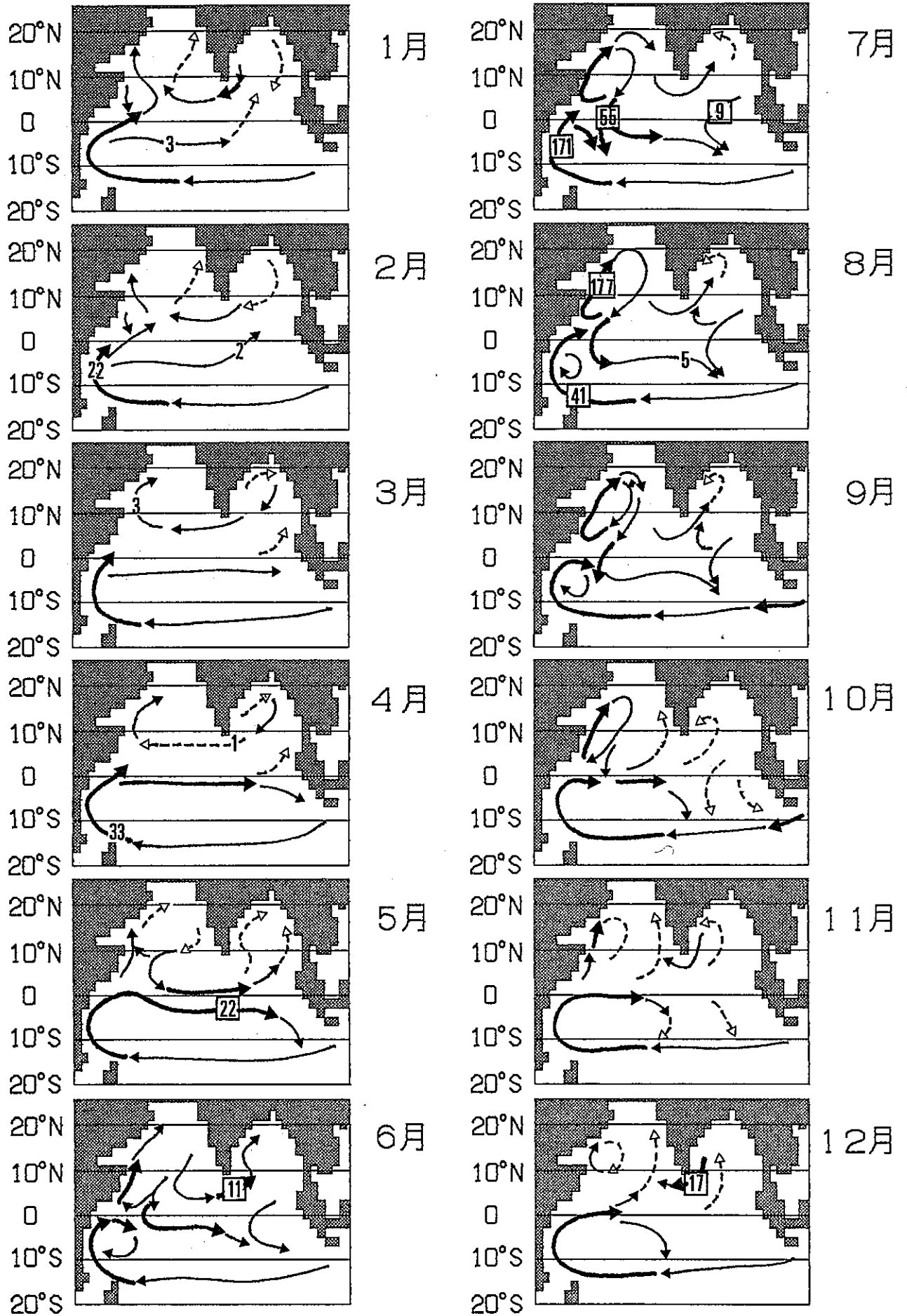


図3-3. 続き。B: インド洋

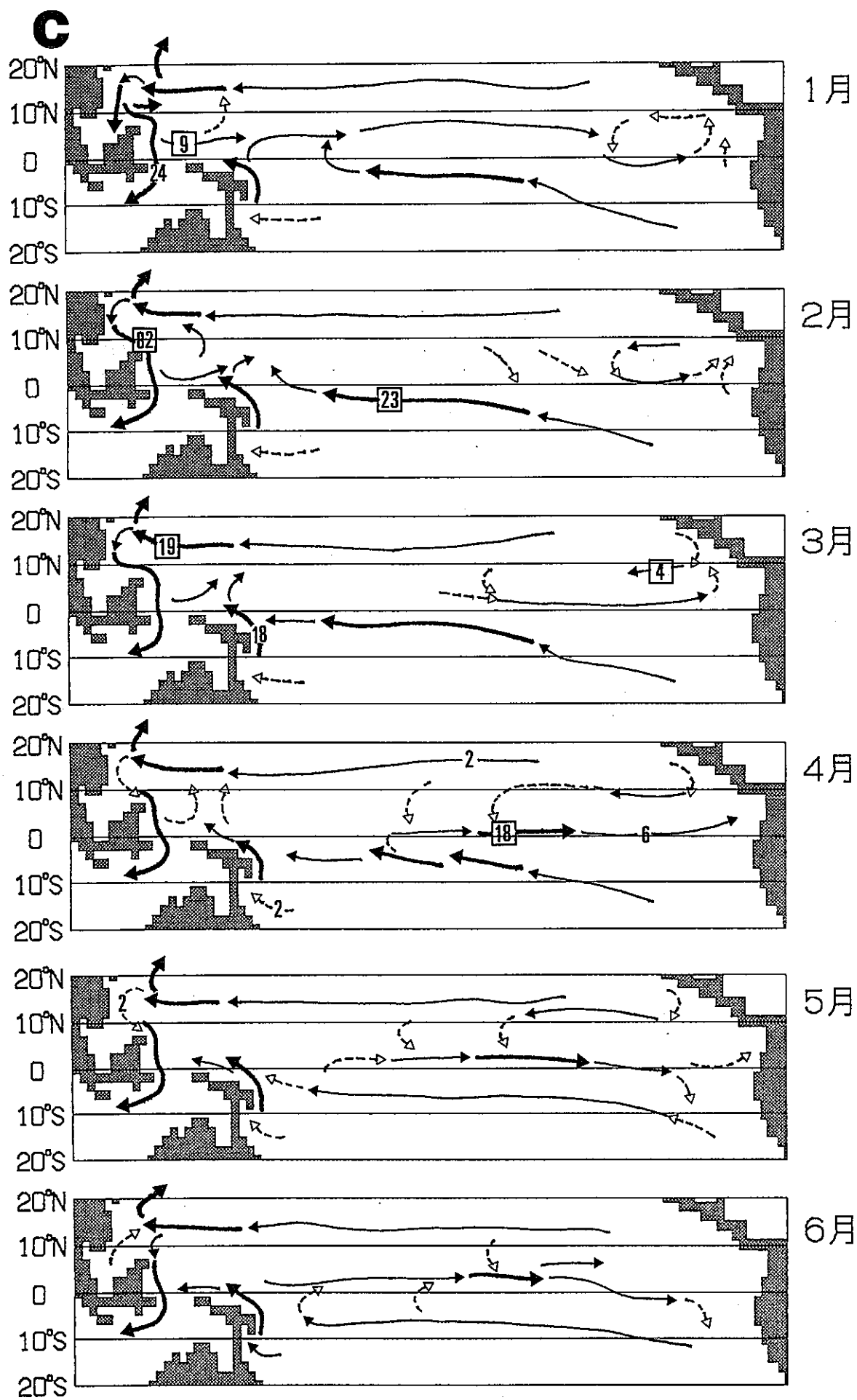


図3-3. 続き。C : 太平洋 (その1)

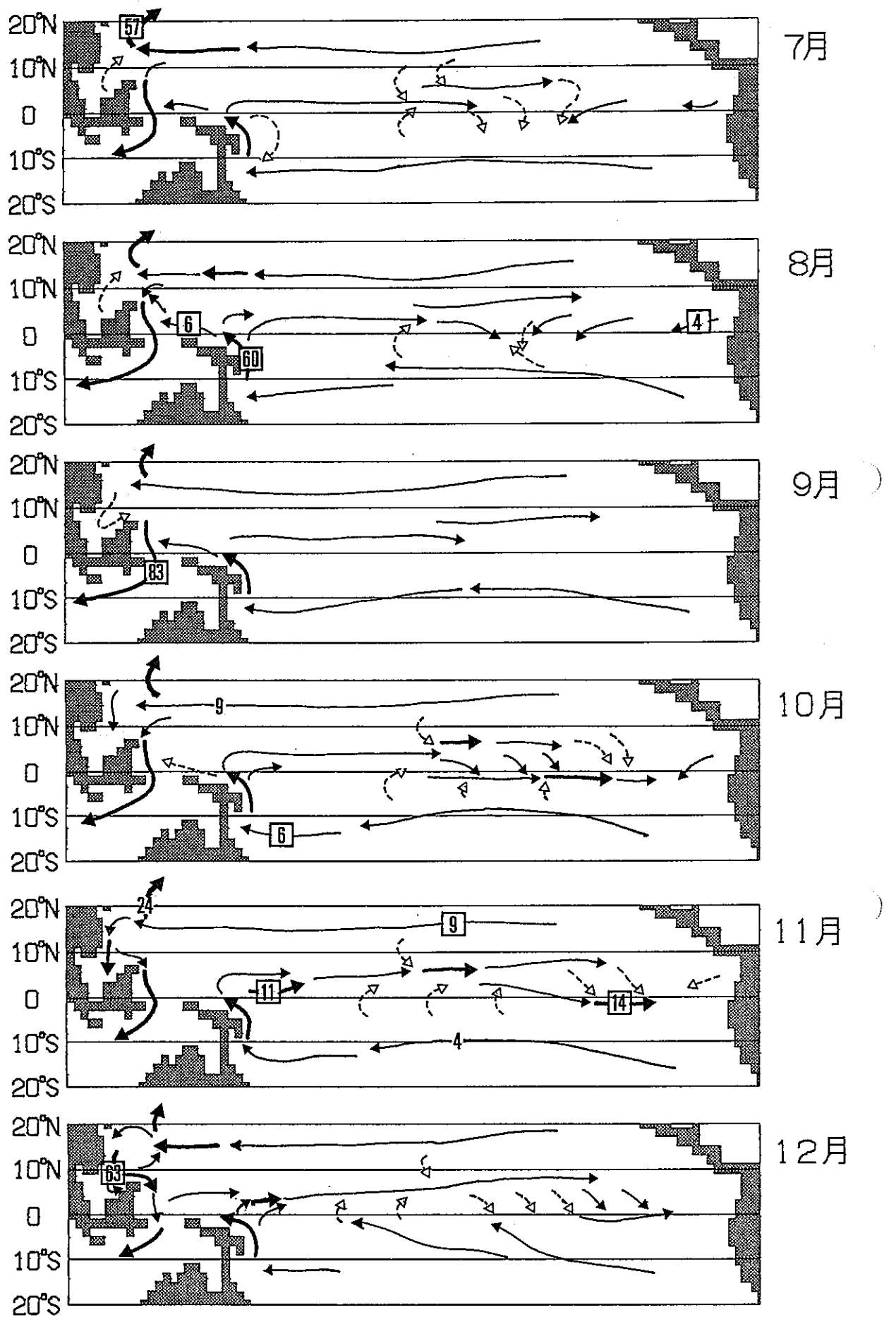


図3-3. 続き。C : 太平洋 (その2)



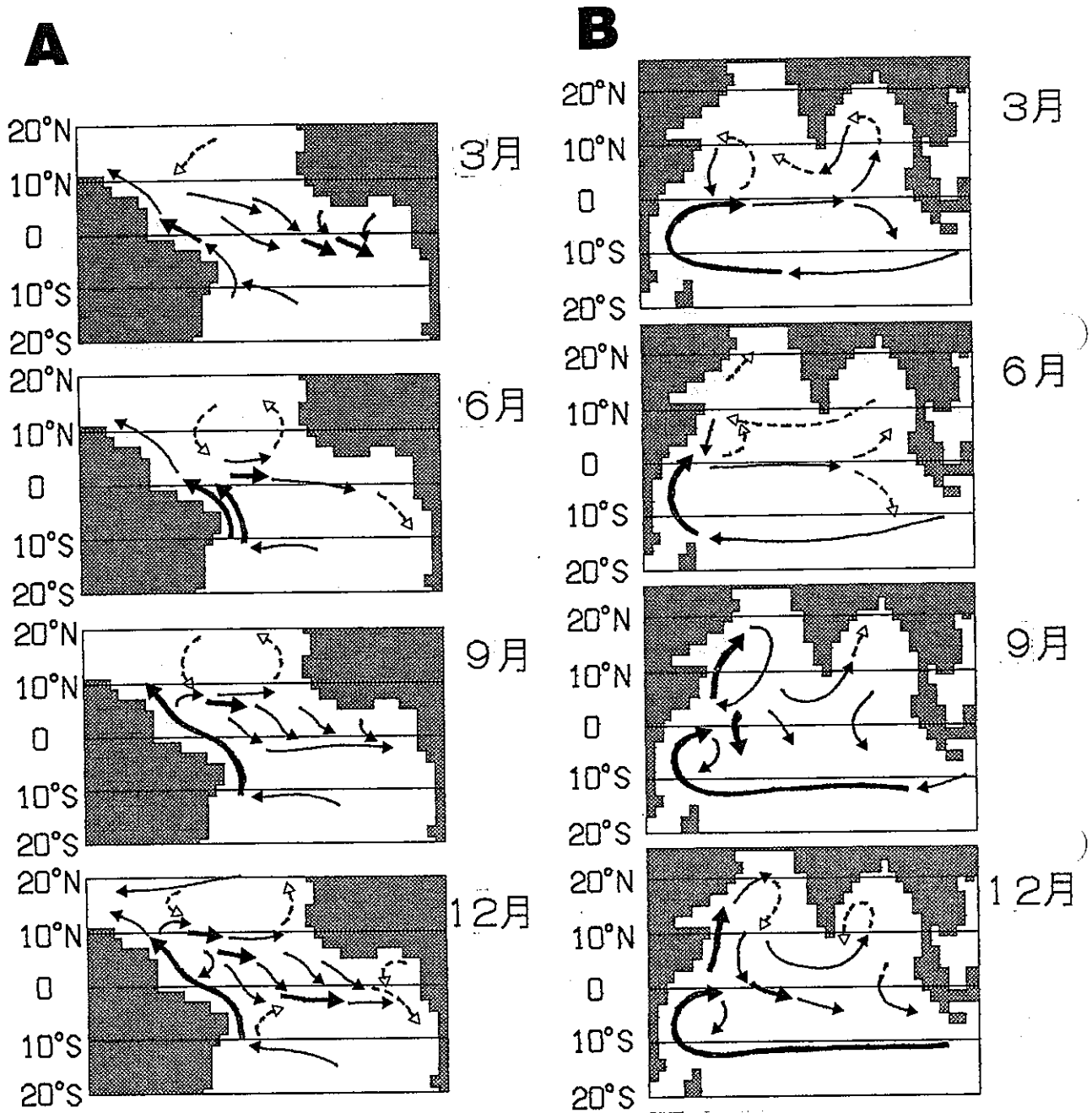


図3-4. 熱帯海域の流動パターン(100m層)の季節変動(「四季の場合」)。

A: 大西洋, B: インド洋

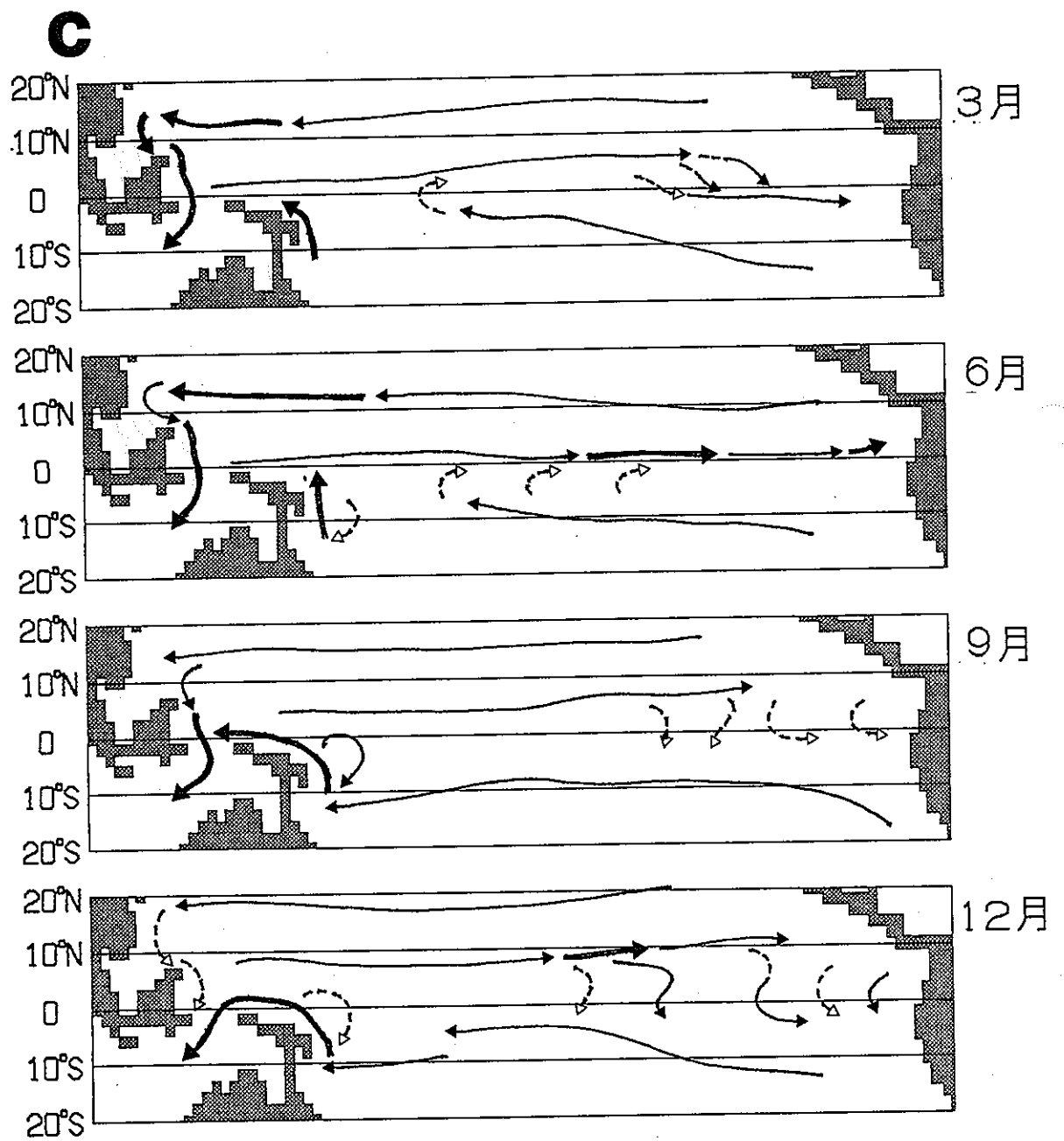


図3-4. 続き。C : 太平洋

表 3 - 1. 「四季の場合」の流動パターンとの比較 (100m 層)

		「四季の場合」	今回の流動場
大 西 洋	3 月	・ NBCからNECCへの分岐が不明瞭	・ 赤道附近でECCが分岐して東流
	6 月	*****両者はよく似ている*****	
	9 月	・ ECCが不明瞭	・ ECCがより明瞭
	12月	*****両者はよく似ている*****	
イ ン ド 洋	3 月	・ SCは南下流 ・ ベンガル湾流は反時計回り	・ SCは弱い北上流 ・ ベンガル湾流は時計回り
	6 月	・ SCは南下流 ・ MSCは西向流	・ SCは北上流で強い ・ MSCは東向流
	9 月	*****両者はよく似ている*****	
	12月	・ SCは強い北上流 ・ MSCは東向流	・ SCは弱い北上流のようだが不明瞭 ・ MSCは西向流
太 平 洋	3 月	・ ECCが太平洋西半分で強い	・ 西半分でのECCは弱いが, 10°N, 100°~120°Wの西向流が明瞭
	6 月	・ ニューギニア北側のNGCUCが東向流	・ NGCUCが西向流だが, 南太平洋の水は直接インド洋へ入らない
	9 月	*****両者はよく似ている*****	
	12月	・ MCは弱い ・ NGCUCは西向流で直接インド洋へ入る	・ MCは強い ・ NGCUCは東向流

【註】NBC：北ブラジル海流，SC：ソマリー海流，MSC：モンスーン海流，  
NGCUC：ニューギニア反流，MC：ミンダナオ海流

(5) 従来得られている流動場の季節変動に関する知見との比較  
各大洋で従来得られているいくつかの知見との比較検討を行う。

#### ●大西洋

Richardson and Walsh(1986)は船舶漂流データを整理し、7~9月の熱帯大西洋の表層の流動パターンとして図3-5を示している。7~9月には、NBCからNECCが分岐し、明瞭な東向流となっているが、1~7月には、NECCは西部赤道域で消滅することを指摘している。また、2月、5月、8月、11月の表層流動場として図3-6を示している。Richardson et al.(1994)は、漂流ブイのデータから、図3-7を示して、NECCが分岐するパターンが現れるのは7~12月であることを示した。そして、人工衛星ブイの軌跡を示して、この分岐が10°N附近で10日位の周期で渦が分離することによって生じていることを示した。今回得られた結果では、NECCの分岐は9~10月に生じていて、よく一致している。NECCが1~6月に消滅するという点に関しては、100m層で見ると限り消滅することはないし、SECが10°S以南にあって、赤道を流れることはない。

Wilson et al. (1994)は、Philander and Pacanowski (1986)を引用して図3-8を示している。今回得た100m層の結果は、図3-7の200m層の結果に近い。ただし、年中このパターンではなくて、7月にはSESSC(南赤道潜流)が消え、2~5月にはNESSC(北赤道潜流)が消える。また、SESSCは0°~5°Sを流れ、NESSCは5°~10°Nを流れている。

#### ●インド洋

Schott et al. (1990)は係流系から得られたデータ解析から、0~100m層と100~400m層のソマリー海流の季節変動について図3-9を得ている。0~100m層のソマリー海流が南下流となるのは12~2月あるいは4月であるが、100~400m層では10~5月では南下流となっている。今回得られた結果では、1~2月の結果が比較的12~2月のパターンと合っている。

Schott et al.(1994)は、係流系、船舶漂流、ADCPなどのデータを用いてスリランカ南(4°10'~5°40'N)のモンスーン海流の季節変動を調べた。その結果、12~1月には西向流で、流速は10~30cm/sであった。また、6~8月には、10~30cm/sの東

向流であった。今回の結果では、11～3月には、流速は小さいが西向流となっていて、定性的には一致している。6～9月には、東向流で、やはり流速は小さいが定性的には一致している。なお、彼等はGFDLモデルによって、80°Eでの流速分布の季節変動を求めている(図3-10)。

### ●太平洋

Reverdin et al.(1994)は、1987～1992年の間に得られた漂流ブイのデータを解析して、表層15m層の熱帯太平洋の流速場の季節変動を示した(図3-11)。100m層のものとは赤道反流の部分に一致しないところが多いものの、全体的には似ているといえる。また、表3-1に示したNGCUCに関しては、Fine et al.(1994)の西部太平洋の流動パターンを示した図3-12を参照してほしい。ただし、ミンダナオ環流やハルマヘラ環流は、このモデルでは十分には再現されていない。NGCUCの流量に関して、1988年5月に行った海洋観測データ解析から、Butt and Lindstrom (1994)が図3-13のような結果を得ている。

#### 3-2. 25m層の流動場の季節変動

これまでに得られている流動場の季節変動に関する知見の多くは、ブイや船舶漂流データによるものであり、ごく表層の流れに関する結果であるから、参考のために、25m層の流動場の季節変動パターンのみを図3-14に示し、ごく簡単にその特徴について述べる。

### ●大西洋

12～4月に、NECの海域はエクマン流の影響を顕著に受けるが、SECの海域にはエクマン流の影響は顕著に現れない。ECCの分岐は、100m層では、2～5月に分岐流Sが現れ、9～10月に分岐流Nが現れるという形で起こっているが、25m層では、まず5月に赤道附近(分岐流Sの位置)に分岐が現れ、この分岐点が徐々に北上する形で11月まで続いている。ECCは8月に最大流速となり、12～4月には消える。NECの分岐は、船舶漂流データを用いたRichardson and Walsh (1986)の結果では7～9月に起こり、漂流ブイのデータを用いたRichardson et al.(1994)の結果では6～11月に起こっており、いずれも今回の結果とよく一致している。

1～4月には、赤道附近のSECは消え、NECはきわめて不明瞭となり、この点はRichardson and Walsh (1986)やRichardson et al.(1994)の結果と異なっている。NEC, SEC, NBCでは、共に7～8月に最大流速が現れ、100m層より1～2カ月先行している。

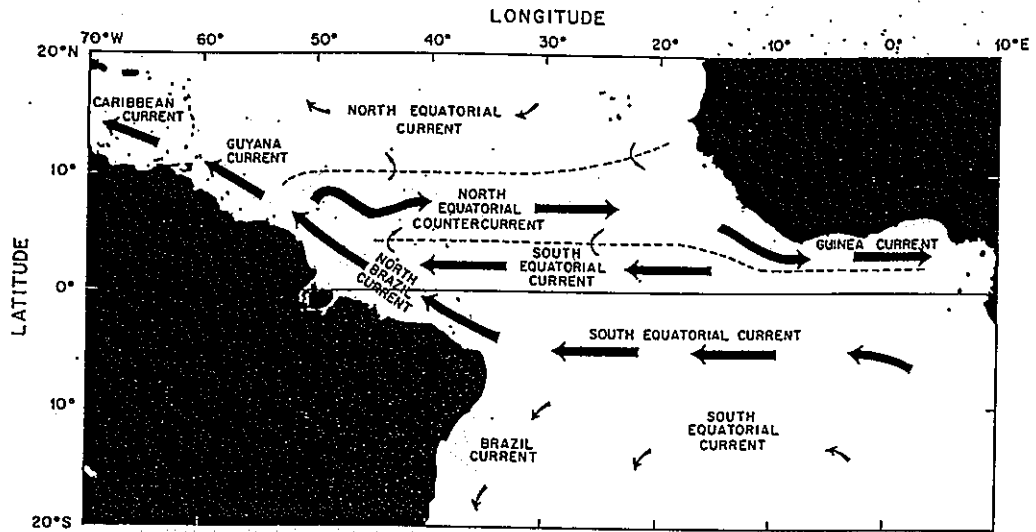
#### ●インド洋

SECは、6～9月にエクマン流の影響を強く受け、南西向きの流れとなっている。ソマリー海流の状況は、Schott et al.(1990)の結果ときわめてよく一致している。ただし、great whirlは分解できていない。また、スリランカ南のモンスーン海流も、11～3月は西向流、6～10月は東向流で、Schott et al.(1994)の結果とよく一致している。

#### ●太平洋

NECの海域では、11～4月にかけて、エクマン流の影響が顕著に現れ北西流となり、1～2月に最大流速が現れる。この時期に、ニューギニア島の北の流れが、東向流となり、やはり1～2月に最大流速が現れる。SECの海域では、東半分ではエクマン流の影響は顕著ではないが、西半分では6～10月に南にシフトして、オーストラリア北東部の15°S附近に向う南西流(7～8月に最大流速)が強くなるという形で現れている。ニューギニア島の北の流れが、6～10月に西向流となるのは、このことと関連していると考えられる。太平洋東部の15°N附近にECCが現れるのは、エクマン流の影響が弱くなる7～11月にかけてで、9～10月頃に顕著である。

Reverdin et al.(1994)の結果と比較すると、彼等の1月のパターンは、今回の12月のものと一致している。4月のパターンは、今回の4月のものとおおむね一致しているが、東太平洋の8°N附近に現れている北東流は、今回のものには現れていない。7月のパターンは、今回の8月のものに最もよく似ているが、今回の結果では、西太平洋の5°N附近のECCが不明瞭となっていること、15°S附近のSECが強くなっていることなどが異なっている。10月のパターンは、両者よく一致している。熱帯太平洋の流動場の季節変動の状況は、全体的にはReverdin et al.(1994)の結果とよく一致しているといえる。



SCHEMATIC MAP OF CURRENTS IN THE TROPICAL ATLANTIC

Fig. 2. Schematic map showing the major tropical currents between July and September, when the North Equatorial Countercurrent flows swiftly eastward across the Atlantic and into the Guinea Current. From January through June the countercurrent disappears, and westward velocities are seen in this area.

☒ 3-5. RICHARDSON and WALSH (1986) より。

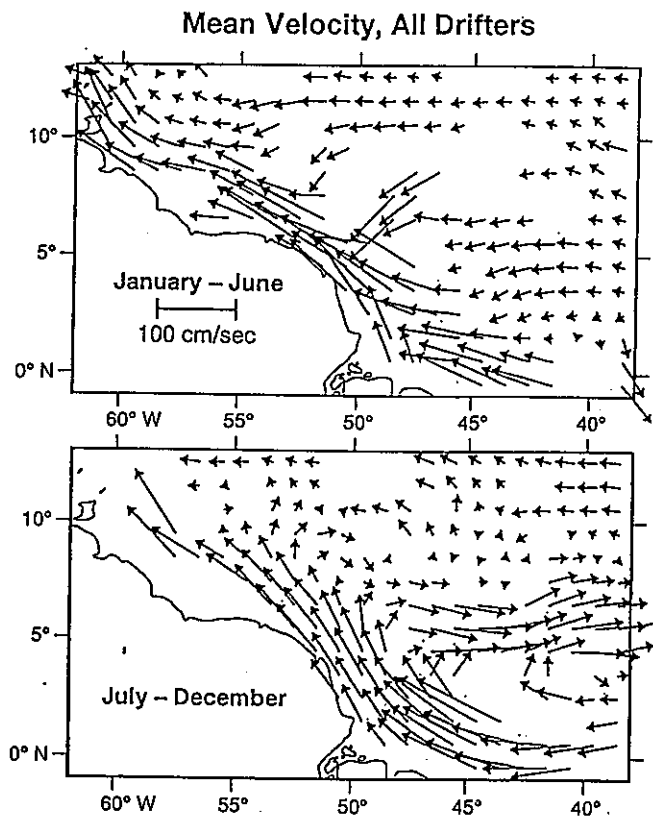


Figure 12. Maps of mean velocity vectors from the surface drifters shown in Figure 11. Individual velocity measurements were grouped into  $1^\circ$  squares. Speed is given by the length of each arrow. (top) Data from January to June, (bottom) from July to December. These maps agree remarkably well with those from historical ship drifts and (with Figure 11) show that when averaged in this way, retroflexion eddies cause the apparent continuous northwestward current extending from the equator to the Caribbean during July-December when the North Brazil Current retroflects into the countercurrent.

☒ 3-7. RICHARDSON et al. (1994) より。

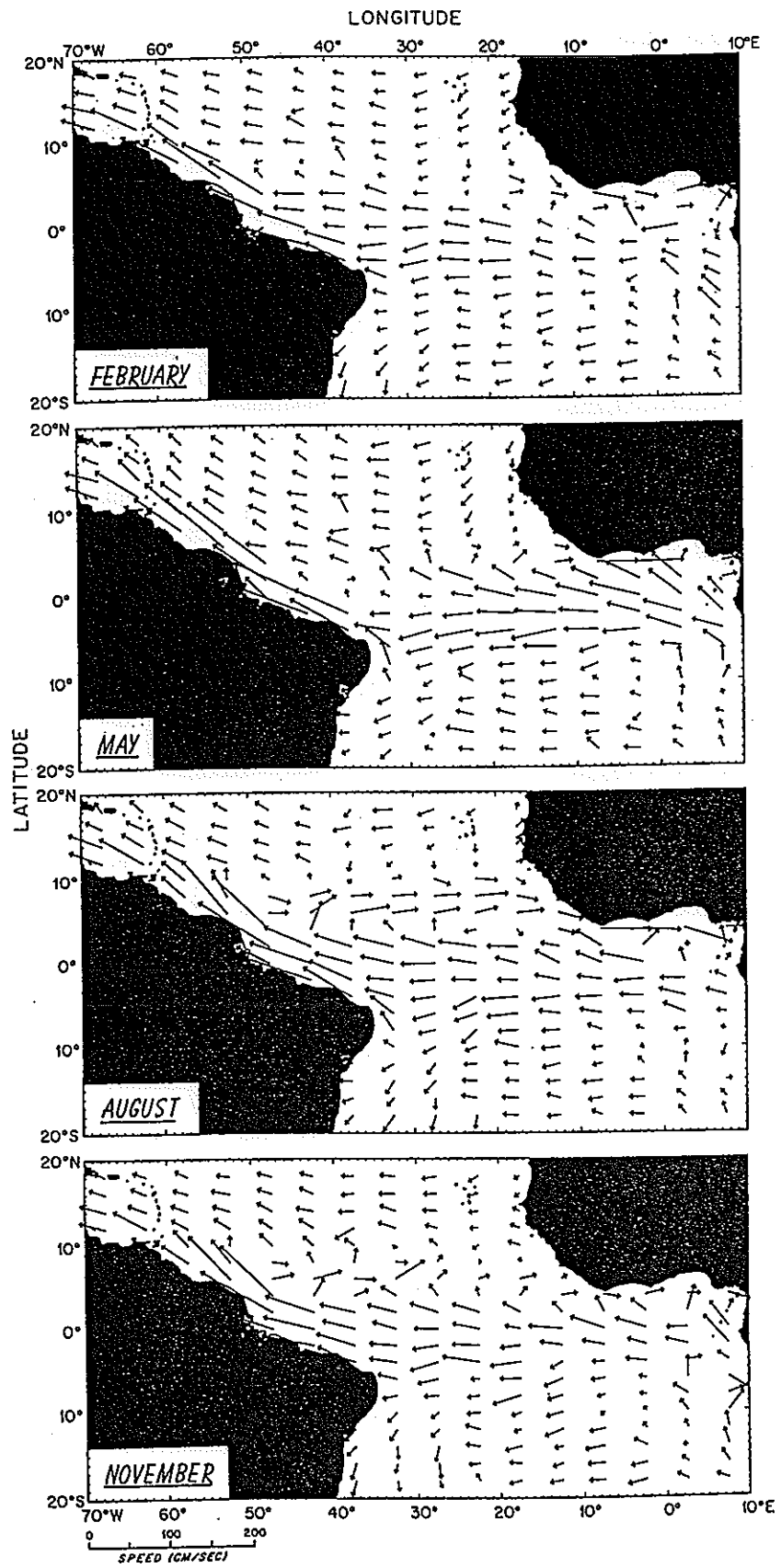


Fig. 4. Maps of velocity vectors for February, May, August, and November, which illustrate the variation of currents throughout the year. Speed is proportional to the length of the tail of a vector.

図3-6. RICHARDSON and WALSH (1986)より。



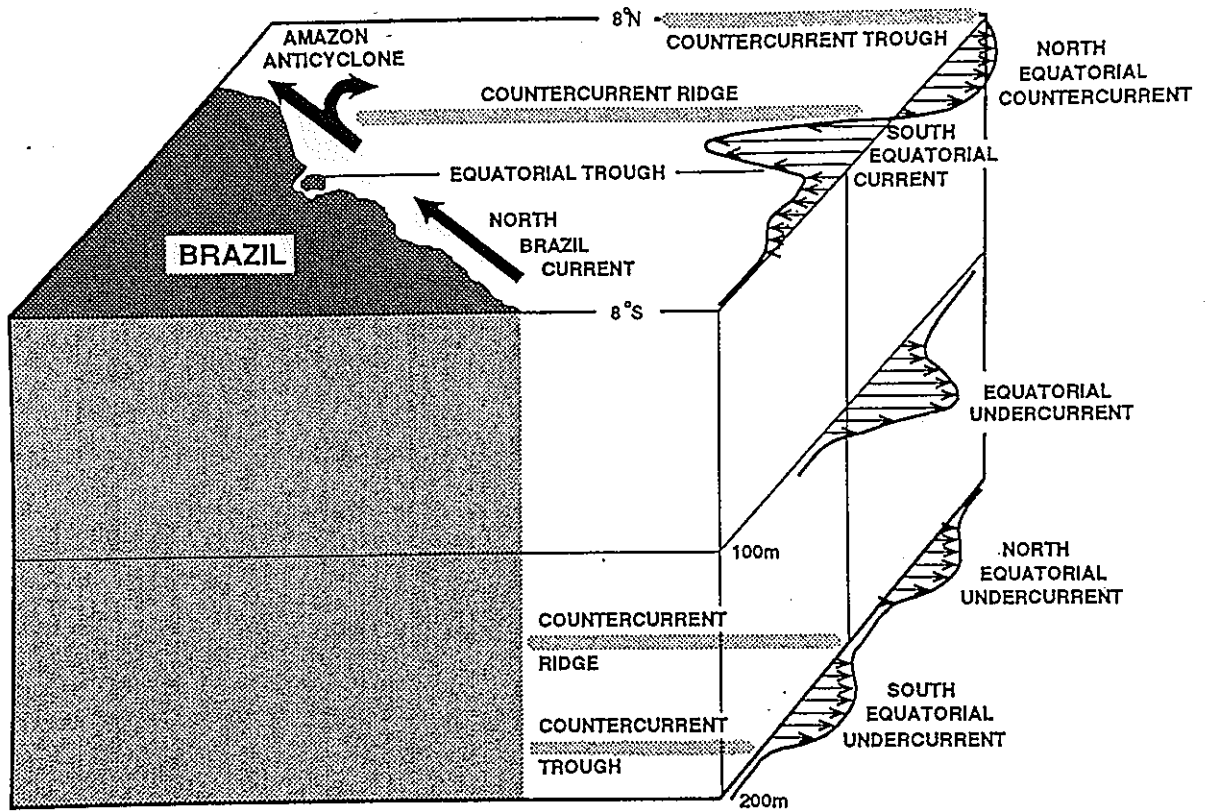


Figure 1. A schematic diagram of the mean upper ocean circulation in the western tropical Atlantic Ocean, adapted from *Philander and Pacanowski* [1986].

☒ 3-8. WILSON et al. (1994) より。

SOMALI CURRENT FLOW PATTERNS  
0-100m

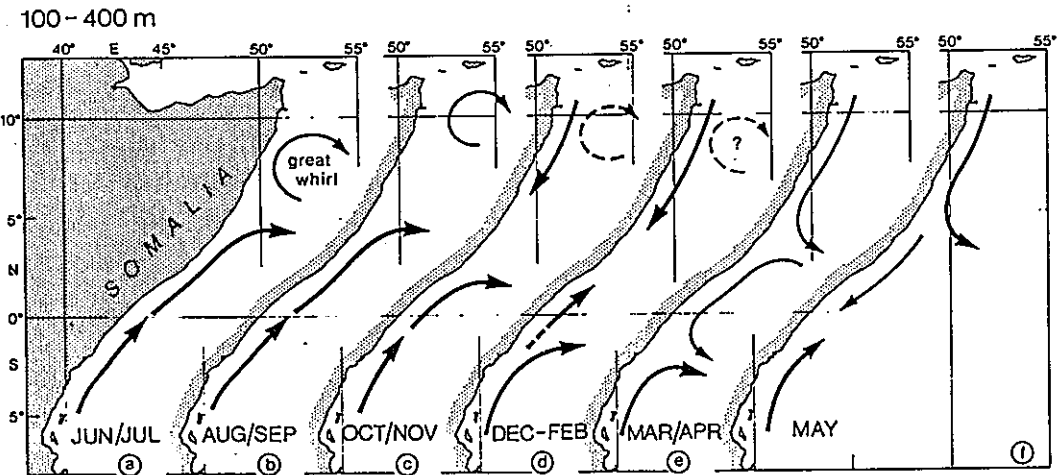
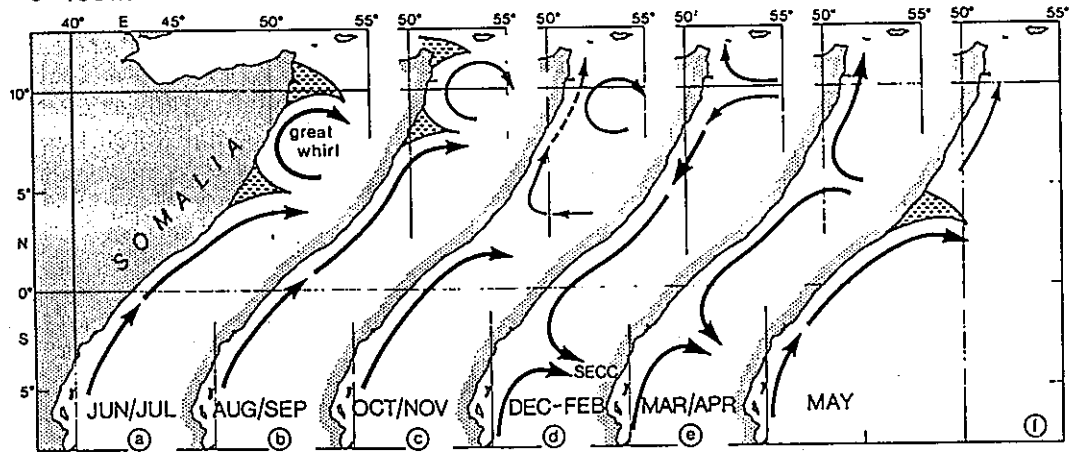


Fig. 9. Schematic representation of Somali Current circulation patterns for different seasons and upper layer (above approx. 100 m) (top), lower layer (approx. 100-400 m depth range) (bottom).

図3-9. SCHOTT et al. (1990)より。

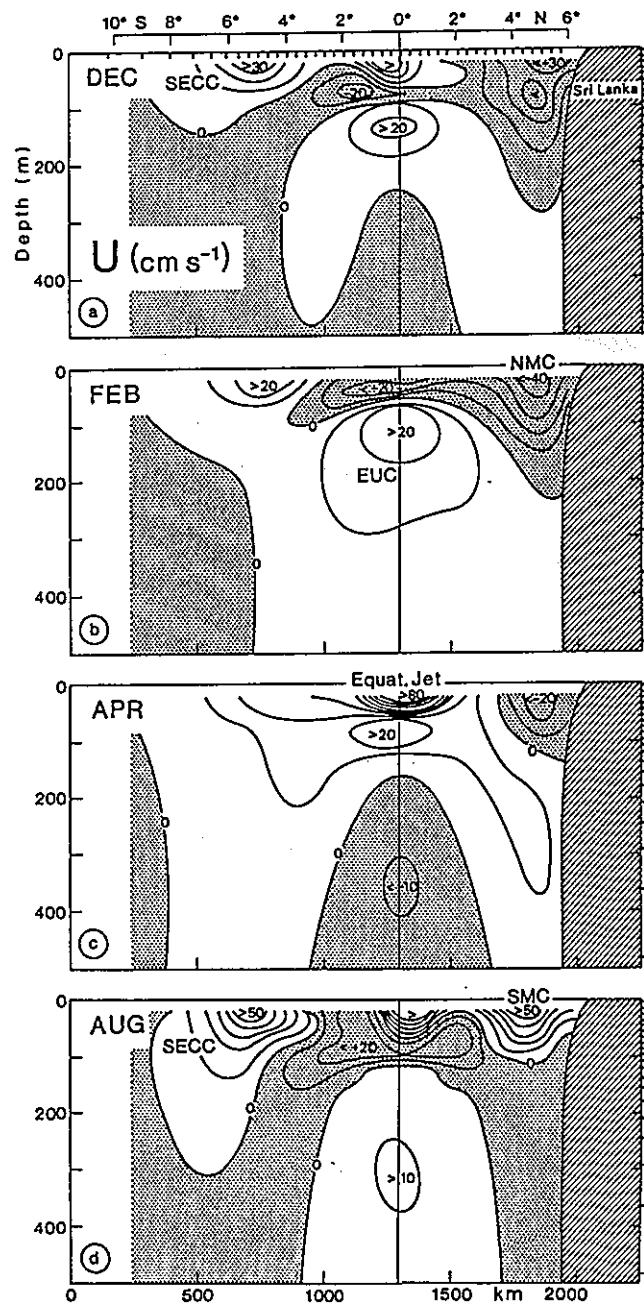


Figure 11. Zonal current distribution along the 80°E section in the GFDL model for (a) December, (b) February, (c) April, and (d) August.

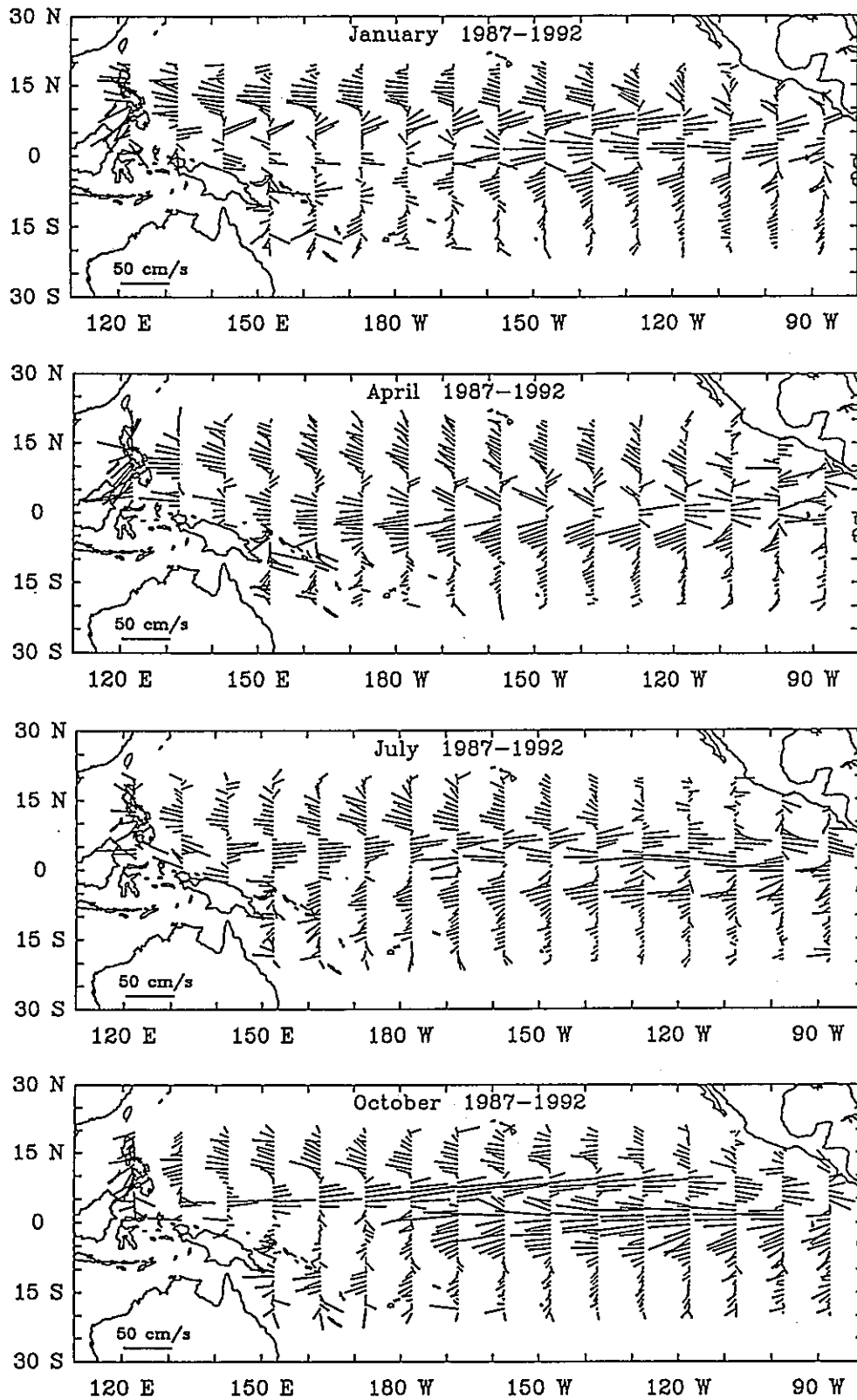


Figure 8. Surface currents at four times of the seasonal cycle (mid-January, mid-April, mid-July, and mid-October). A further smoothing of the analysis was done with a (1/4, 1/2, 1/4) filter applied first along the zonal direction, then in the meridional direction.

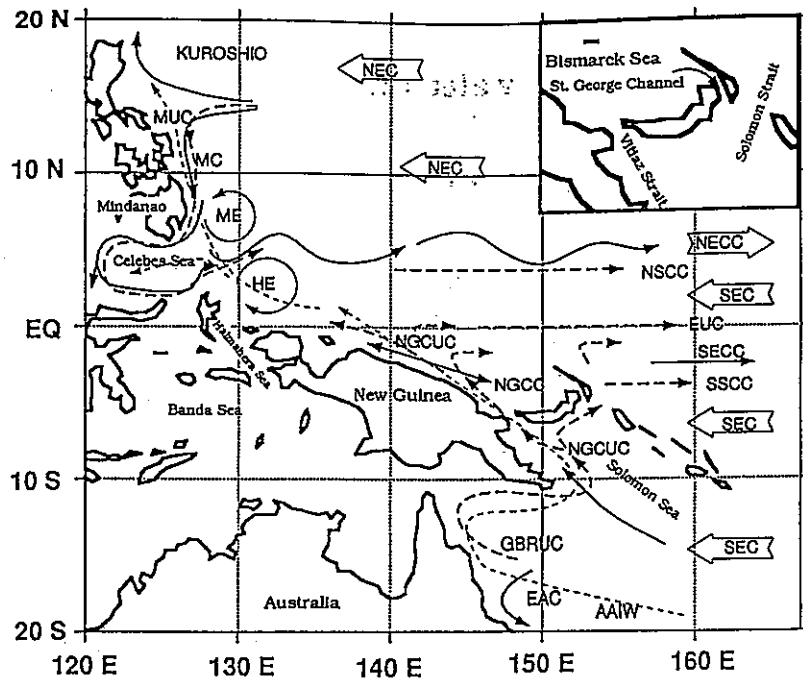


Figure 1a. Map of the western tropical Pacific Ocean showing the major geographic names and surface to intermediate depth currents, including Kuroshio Current, Mindanao Current (MC), North Equatorial Current (NEC), North Equatorial Countercurrent (NECC), New Guinea Coastal Current (NGCC), South Equatorial Current (SEC), and East Australia Current (EAC). The subsurface currents are New Guinea Coastal Undercurrent (NGCUC), Equatorial Undercurrent (EUC), Northern and Southern Subsurface Countercurrents (NSCC and SSCC), Mindanao Undercurrent (MUC), and Great Barrier Reef Undercurrent (GBRUC). The Mindanao Eddy (ME) and Halmahera Eddy (HE) are also indicated. Solid lines indicate surface flow, thick dashed lines indicate thermocline flow, and thin dashed lines indicate Antarctic Intermediate Water (AAIW) flow. The inset shows the Vitiaz Strait east of New Guinea at 5°S, 148°E.

☒ 3-12. FINE et al. (1994)より。

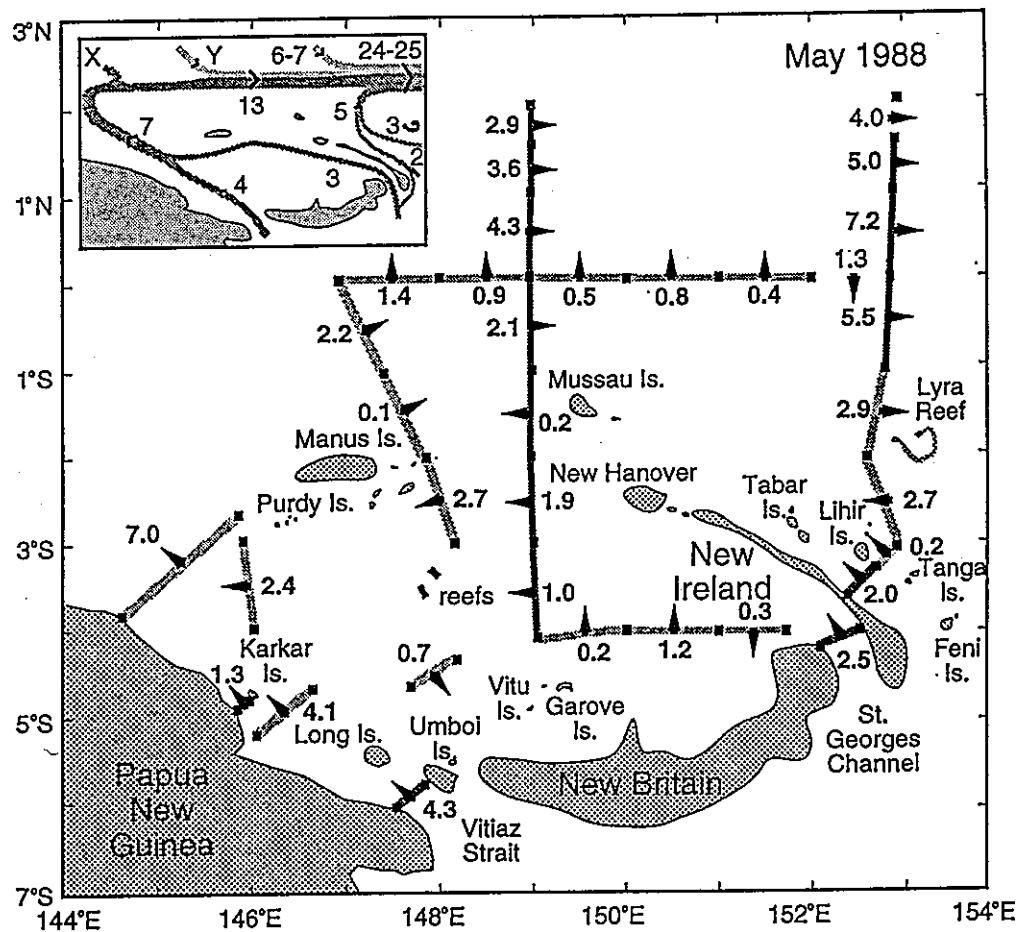


Figure 7. Summary of volume transports in  $1.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  based on ADCP data for flows through the latitude-longitude windows depicted between the  $24.5$  and  $26.5 \text{ kg m}^{-3}$  isopycnals. Dark windows indicate data are based on at least two traverses, light windows indicate a single traverse and empty windows indicate estimates were made from a nearby traverse. The inset schematically summarizes the main flows; water of southern hemisphere origin is shaded darker.

図3-13. BUTT and LINDSTROM (1994)より。

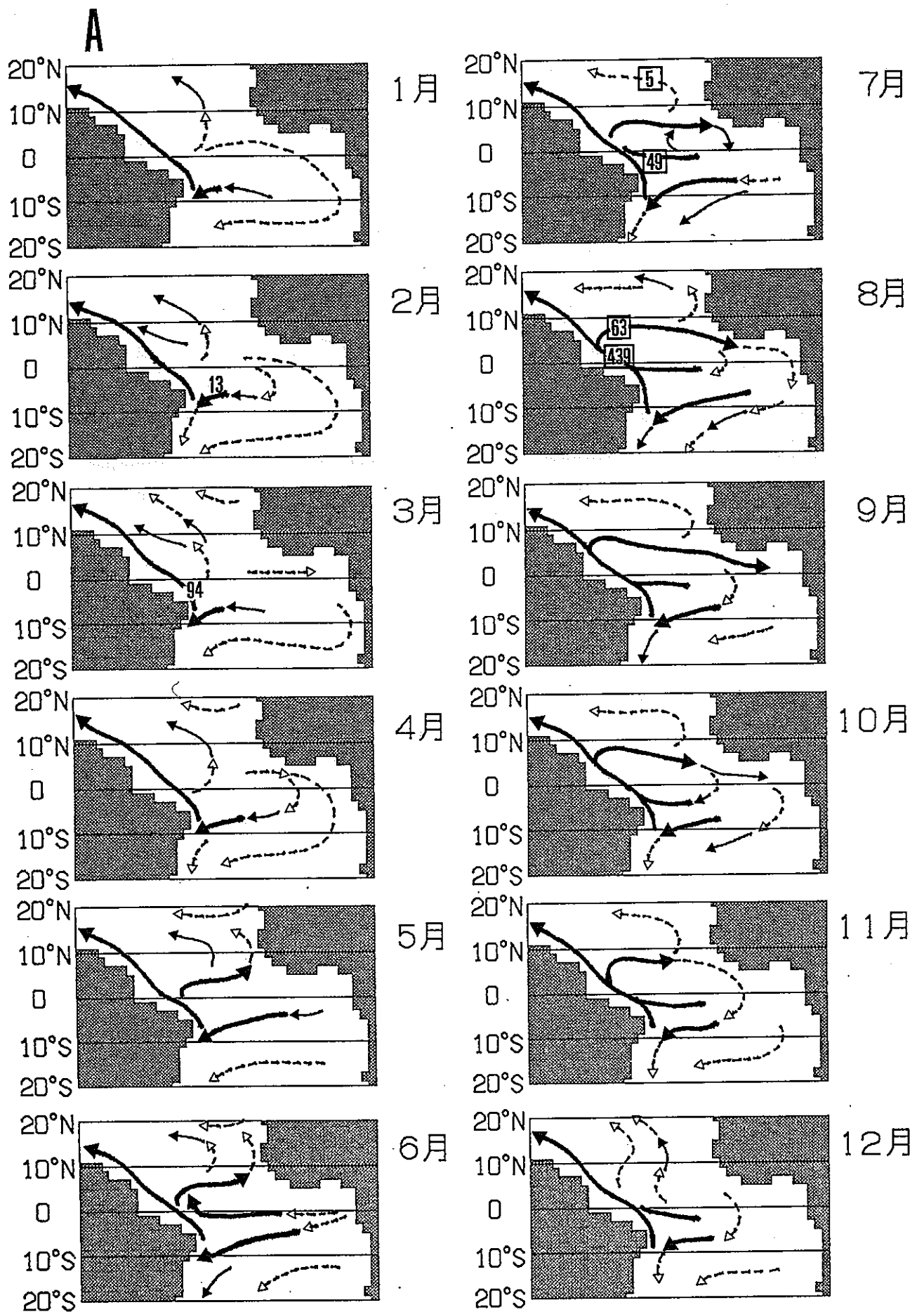


図3-14. 熱帯海域の流動パターンの季節変動(25m層)。A : 大西洋

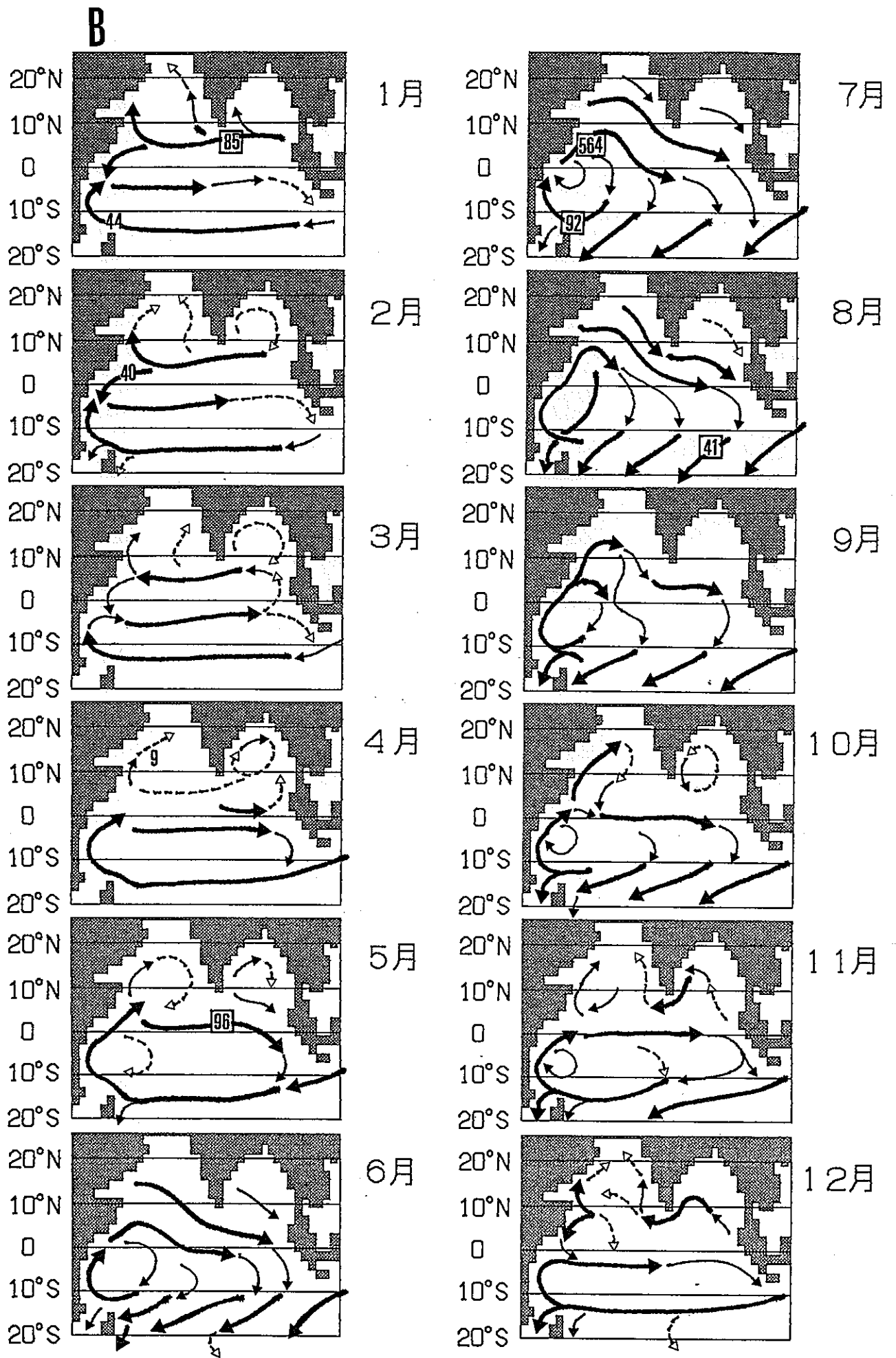


図3-14. 続き。B : インド洋



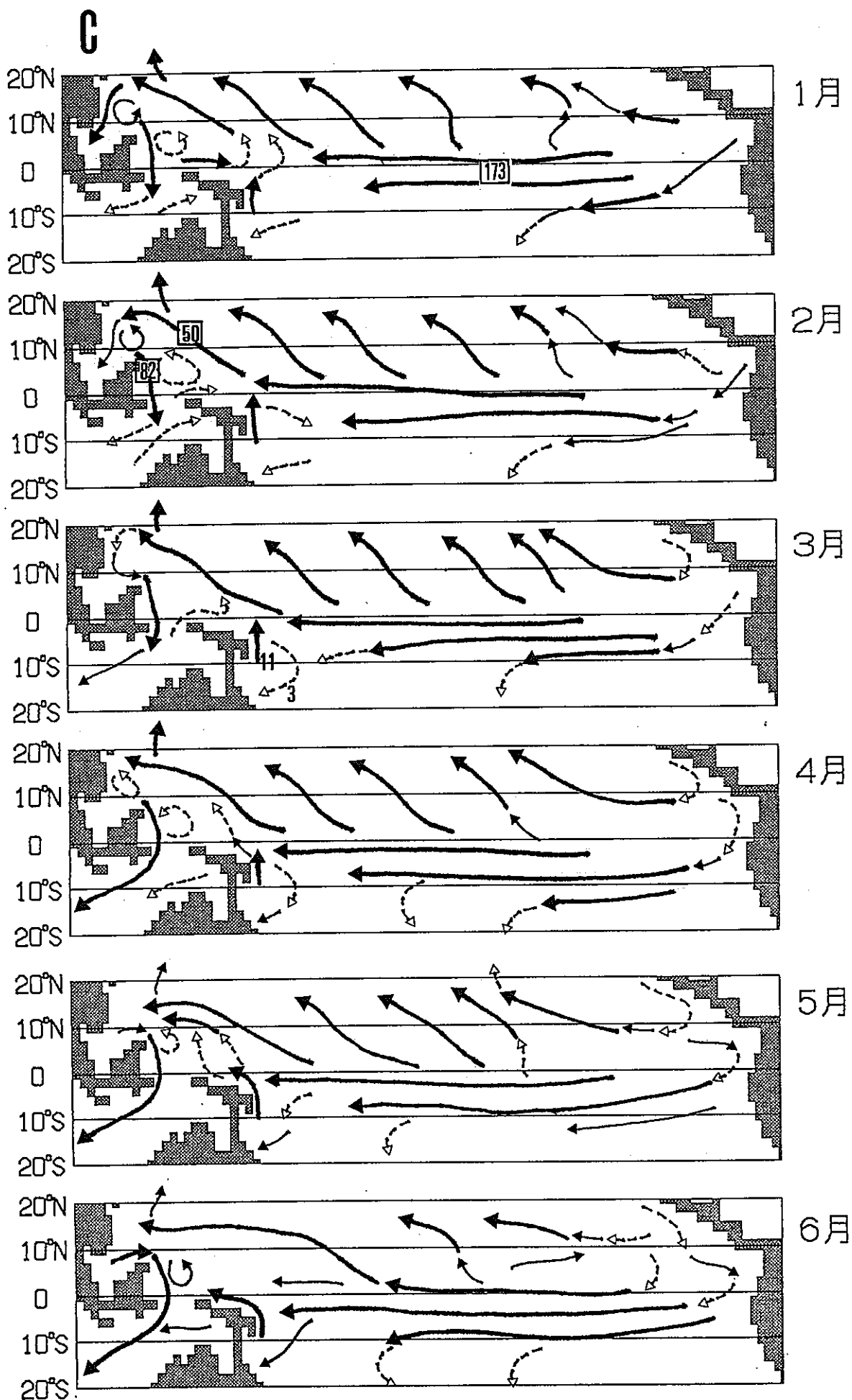


図3-14. 続き。C : 太平洋 (その1)

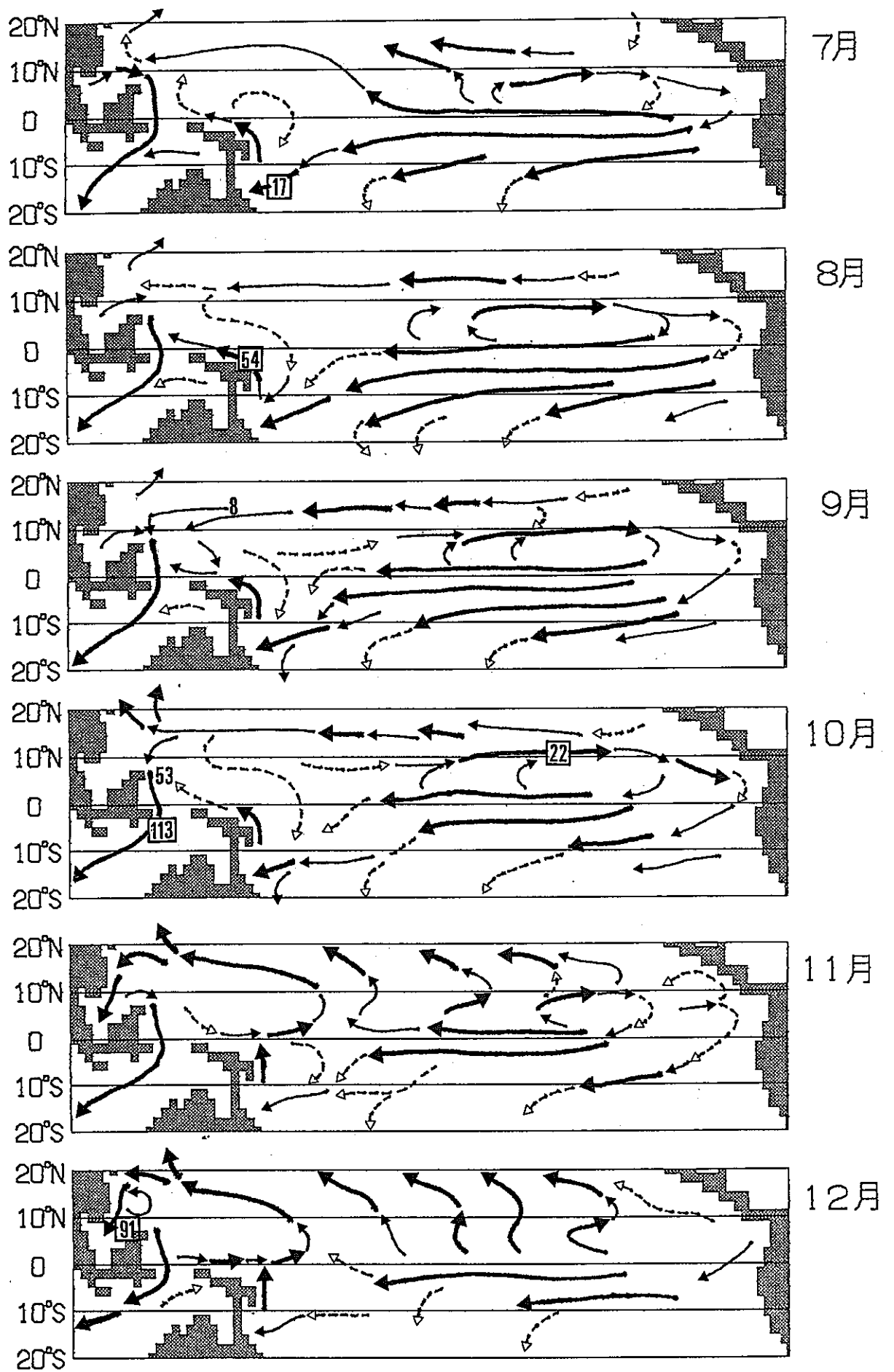


図3-14. 続き。C : 太平洋 (その2)

#### 4. 診断モデルによる日本海の海洋循環の解析――年平均流速場――

##### 4-1. はじめに

日本海は水産資源の宝庫であり、周辺諸国の社会活動と深い関わりを持つ海である。我々の生活の糧である水産資源は海洋の輸送過程による水塊構造と栄養塩・溶存酸素の分布に大きく影響されるし、近代文明の発展に伴う海洋の汚染は生物活動に直接支障をきたす危険性をはらんでいる。事実、最近のロシアによる日本海への核廃棄物の投棄は我々を震撼させた。従って、日本海の循環の力学機構と物質輸送過程の解明は、周辺諸国の環境保全という点からも緊急性を要する研究課題である。

海洋における熱・物質輸送を担う主体は、海洋循環による移流拡散過程である。この海洋循環による熱・物質輸送過程を介しての大気・海洋・陸面の相互作用が、種々のスケールの気候システムを形成している。北太平洋の縁辺海である日本海は、表面積 $1.008 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、容積 $1.7 \times 10^6 \text{ km}^3$ 、平均水深1684m、最大水深4049mの小規模な海洋であるが、そこでの大気・海洋・陸面の相互作用は我が国をはじめとする東アジアの気候に大きな影響を与えている。例えば、冬季にシベリア大陸に発生する高気圧から吹く風と日本海での大気・海洋相互作用が、東アジアの冬の気候を特徴づけている。従って、日本海の海洋循環の解明は、東アジアの気候システムの理解に欠かせない課題である。

日本海の海洋循環の研究は、海洋大循環のメカニズムを理解する上でも重要な意義を持っている。近年の観測技術の向上と、それに伴う観測データの蓄積は、Stommel (1948), Munk(1950), Stommel and Arons(1960)によって提示された海洋循環像よりも格段に優れた定量的な海洋循環の理解を可能にしつつあるが、太平洋や大西洋といった大洋は、その実態把握に多大の労力と費用を要するなど、研究を進める上で多くの困難を伴う。一方、日本海は太平洋の1%にも満たない縁辺海であるが、そこには赤道域を除いたほとんど全ての大洋規模の現象が起こっている。即ち、西岸境界流を伴った風成循環としての亜熱帯・亜寒帯循環系があり、その境界には極前線が存在する。また、深層水がロシア沿岸で形成されており、それによって駆動される深層熱塩循環が存在する。従って、Large-Scale-Dynamicsに関する観測・理論・モデルからの研究や海洋中での二酸化炭素循環等の物質循環過程の研究を進める上で日本海は格好のミニ大洋である。日本海の海洋循環の解明は海洋大循環の解明につながるのである。

2-3節で述べたように、日本海の水塊構造や流動パターンについてはかなりの知見が得られているが、東鮮暖流の離岸や亜寒帯前線の変動(不安定や渦と流れとの相互作用)、中・深層循環の物理機構、これらと関係した熱・物質輸送や水塊形成機構など、日本海の循環の力学や輸送過程を明らかにする上で重要な問題が残されている。そこで、オイラー・ラグランジュ法による粒子追跡手法(Awaji et al., 1991)を用いて日本海の熱・物質輸送過程を解明する第一歩として、「頑丈な」診断モデル(robust diagnostic model)によって日本海循環の年平均場の解析を行う。

#### 4-2. 数値モデル

モデル海洋は対馬海峡からオホーツク海南岸にいたる日本海全領域を含んでいる(図4-1)。日本海の循環は、(1)狭くて浅い対馬・津軽・宗谷海峡からの流出入、(2)風応力、(3)海面での熱塩forcingによって駆動されている。そのため、これらの海峡での物理過程を再現する必要があるので、DBDB5地形データセット(National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado)を用いて、水平には $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ 、鉛直には20層位(表4-1)の分解能でモデル海の地形を再現した。

ここでは、観測された水温・塩分場にconsistentな流れを求めるために、Robust Diagnostic Model(Sarmient and Bryan, 1982)を用いた。支配方程式はrigid-lid, 静水圧近似を仮定した球座標のprimitive方程式で、以下の通りである。

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + L(U) - \frac{UV \tan \phi}{R} - fV = - \frac{1}{\rho_0 R \cos \phi} \cdot \frac{\partial P}{\partial \lambda} \\ + A_M \left\{ \nabla_{\phi}^2 U + \frac{1 - \tan^2 \phi}{R^2} U + \frac{2 \sin \phi}{R^2 \cos^2 \phi} \cdot \frac{\partial V}{\partial \lambda} \right\} + K \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + L(V) - \frac{U^2 \tan \phi}{R} + fU = - \frac{1}{\rho_0 R} \cdot \frac{\partial P}{\partial \lambda} \\ + A_M \left\{ \nabla_{\phi}^2 V + \frac{1 - \tan^2 \phi}{R^2} V + \frac{2 \sin \phi}{R^2 \cos^2 \phi} \cdot \frac{\partial U}{\partial \lambda} \right\} + K \frac{\partial^2 V}{\partial Z^2} \end{aligned} \quad (2)$$

$$L(Q) = \frac{1}{R \cos \phi} \cdot \frac{\partial (UQ)}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \phi} \cdot \frac{\partial (\cos \phi \cdot VQ)}{\partial \phi} + \frac{\partial W}{\partial Z}$$

$$\frac{\partial P}{\partial Z} = -\rho g \quad (3)$$

$$\frac{1}{R \cos \phi} \cdot \frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \phi} \cdot \frac{\partial (V \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + L(T) = K \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} + A_H \nabla_H^2 T + \gamma (T^* - T) \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + L(S) = K \frac{\partial^2 S}{\partial Z^2} + A_H \nabla_H^2 S + \gamma (S^* - S) \quad (6)$$

$$\rho = F(T, S, P) \quad (7)$$

ここで、 $T^*$ 、 $S^*$ はそれぞれポテンシャル水温及び塩分の観測値、 $L$ は移流オペレータ、 $\nabla_H^2$ は水平2次元ラプラシアンオペレータ、 $f(=2\omega \sin \phi)$ はコリオリ係数、その他は慣用のものである。用いた水平粘性係数 $A_M=5 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$ 、水平拡散係数 $A_H=2 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$ などのパラメータ値は表4-2に示した。

水温と塩分の移流拡散方程式の右辺第3項は $\gamma$ 項と呼ばれ、計算値を観測値に復元する項である。次章で述べるように、日本海では観測データの不足から、これまでの診断モデルのように全ての格子で水温・塩分の観測値が分かっているわけではない。このような場合、つまり予報型と診断型とが同一モデル内に混在する場合に、モデルが安定であるという確認はこれまでのところなされていない。予報型と診断型とがモデル内に不規則に混在する場合、 $\gamma$ の値が大きいと局所的な内部加熱・冷却のコントラストが大きくなって計算不安定が発生することが予想されるので(実際、一連の予備計算の中でそのような場合が存在した)、ここでは、過去の診断モデルの結果(例えば、Fujio et al., 1992; Semtner and Chervin, 1993; Miyama et al., 1995など)を参考にしながら、観測値に復元する時間スケール $\gamma^{-1}$ を2~13層目まで(ほぼ上部固有水域に対応)は1年、それ以深(ほぼ深層水域)では3年と $\gamma$ の値を少し小さくした。

境界条件は、海面ではHellerman and Rosenstein(1983)の風応力と熱塩forcingとして水温・塩分が15日で観測値に復元するNewtonian dampingを与えた。陸岸では粘

着条件を与え、対馬海峡での流入流量及び津軽・宗谷両海峡での流出流量については、観測結果を参考にして、それぞれ、2.2Sv, 1.32Sv, 0.88Svとした。数値積分は静止状態から57年間積分を行い、定常場を得た。

#### 4-3. 客観解析による格子点データの作成

$\gamma$ 項に用いる格子上の水温・塩分の観測値は、NODC(National Oceanographic Data Center)の全水理学データの中から日本海の約42,000点のデータを選び出し、Levitus(1982)やQiu and Joyce(1992)などの格子点データの作成手法に基づいて、以下のよう

に作成した。  
まず海域を $40^{\circ}\text{N}$ で南北に大きく2分し、さらに水深200mと1000mを境にして鉛直方向に3層に分けた。そして、それぞれの海域で水温・塩分の観測値の平均と標準偏差を求め、標準偏差の2倍以上の偏差を持つデータを除去するQuality Controlをかけた。Quality Controlを行うにあたってのこのような海域の設定は、日本海の水塊は水平的には約 $40^{\circ}\text{N}$ に存在する亜寒帯前線によって亜熱帯性と亜寒帯性とに区分できること、鉛直方向には200m深付近の主温度躍層及び1000m深付近の海水特性の変化から、表層水、上部固有水、深層水の3種類に区分できることによる。

quality controlの後、各観測点で鉛直方向に離散的な観測値(1次データ)を線形補間して各層中央深での水温・塩分値(2次データ)を求めた。次に、それぞれの層において $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ の格子内に含まれる2次データの平均値(ここでは格子点上でのobserved meanと呼ぶ)を求めた。2次データが存在しない格子点では、1層目を除きobserved meanは求めなかった(後述)。補間の方法としてスプライン補間や準エルミート補間を試みたが、今の場合、1次データの得られている水深の変化が大きいかつ1次データの微分が躍層の上下で不連続になっているため、これらの補間法の性質(特に3次関数で区分的に補間する性質)から非現実的な補間値を得た。それに対して、線形補間は単純な補間法ではあるが異常値は現れず、また後に示すように、観測点がある程度多ければ、得られた水温・塩分の分布のパターンは観測結果のそれと特徴がよく似ていることから、現状の日本海の観測データに対しては線形補間法が最も適していると判断した。

水温・塩分の境界条件を与える1層目以外では、求めたobserved meanを格子での観測値として使用した。observed meanが得られなかった格子点では $\gamma = 0$ とした。従

って、observed meanが求められた所では診断型，そうでない所では完全な予報型になっている。γ項は人為的な内部加熱・冷却を通して流速場・渦位場に大きな影響を与えるので，今のように観測データ数が少ない場合(図4-2)に無理に何らかの方法で観測値を作成してモデルに取り込むと，モデルの力学バランスを大きく歪める危険性がある。そのような危険を避ける意味から，観測点がない所では，モデル自身の移流拡散効果によって水温・塩分場を決定し流速場を算出するほうが現実的な循環場を得る上で得策だと考えた。1例として，中層上部の225m深での水温・塩分のobserved meanの結果を示す。明らかに大陸側のデータ(特にロシア周辺)が大量に欠落している。また，スケールの小さい誤差のような分布が塩分場のいたる所に見られる。これは，Yoon(1994)などが指摘しているように，CTD観測(おおよそ1980年代)以前の塩分データにはかなりの誤差があるためだと思われる。このような傾向は深さとともに増大する。従って，現状の日本海の観測データの量と質から判断すると，全格子点で観測値(あるいは客観解析値)を与えるこれまでの診断モデルの適用は合理的でなく，予報型モデルとの併用という新たな方法を採用せざるをえない。このような診断型と予報型の併用は，貴重な水温・塩分の観測データを流速場の評価に有効に利用する方法として重要であり，観測データ数に対する依存性などについて今後検討する必要がある。

表層の1層目では，海面での境界条件である熱・塩フラックスをHaney型で与えているので，全ての格子点で水温・塩分の観測値を与える必要がある。相対的に観測データの多い表層でもobserved meanの得られない格子点が存在したので，その格子点ではLevitus(1982)の方法を使って以下の式から水温・塩分の客観解析値(格子点の観測値)を決定した。

$$ANV(i, j) = FGV(i, j) + \frac{\sum W(i', j') \{OBS(i', j') - FGV(i, j)\}}{\sum W(i', j')} \quad (8)$$

ここで， $W(i', j')$ は重み関数で，Levitus(1982)に従って以下のようなガウス分布を仮定した。

$$W(i', j') = \begin{cases} \exp\{-E(r/R)^2\} & (\text{for } r \leq R) \\ 0 & (\text{for } r > R) \end{cases} \quad (9)$$

また， $ANV(i, j)$ は格子点 $(i, j)$ での客観解析値， $FGV(i, j)$ は $(i, j)$ 点での初期値， $r$ は

( $i, j$ )点と( $i', j'$ )点との距離,  $R$ は影響半径,  $OBS$ は影響半径内にある observed mean,  $E$ はデータ補間に用いるパラメータで, ここでは,  $E=4$ とした。これは影響半径内の observed meanが( $i, j$ )点のANVの決定に対して98%の影響を与えることを意味している (Levitus, 1982)。

これより, 求めたい( $i, j$ )点の水溫・塩分の客観解析値(格子点観測値)は, 影響半径内にある( $i', j'$ )点の observed meanと( $i, j$ )点の推定値との差を重み関数 $W$ を用いて収束するまで繰り返し補間をすることによって求められる。その際, 初期値としては, Levitus(1982)と同様, observed meanを緯度方向に平均した値を用いた。これは, 水溫・塩分場が大局的には緯度によって決まっていると考え, 収束が速いと考えたことによる。影響半径と反復回数については一般的な基準がないので, ここではテストランの結果, 反復回数を4回とし, 影響半径はそれぞれ100, 141, 200, 282kmとした。

図4-4は, 以上の客観解析によって求めた10m深(表層)の年平均水溫・塩分の分布を示している。図4-5は海上保安庁水路部によって作成された日本海の年平均分布図(海洋環境図, 1975)である。相対的にデータ数の多い表層10m深の結果を見ると, 両者の分布の基本的な特徴はよく似ていると言える。しかし, よく見ると, 客観解析の水溫場では極前線が東西に寝た分布になっている。これは, ここで与えた初期値(observed meanの緯度平均値)が修正されにくいためだと考えられる。従って, 基本的な水塊構造を反映した初期値の設定方法の開発が今後必要である。塩分場について見ると, 全体的に水溫場に比べて観測結果との相違が大きい。さらに, 北海道西岸で高塩分水が南北に途切れているなど, 客観解析の水溫・塩分分布は観測結果との局所的な相違が目立つ。これは, 上述の点に加えて, 編集された日本海の観測データの季節的偏在が原因としてあげられる(例えば, 北海道の緯度帯では夏のデータは大陸側に偏在している)。

#### 4-4. 年平均流速場

57年間積分して求めた年平均定常場の流量の流線関数の分布を図4-6に示した。対馬海峡からの流入と津軽・宗谷両海峡からの流出による高気圧回転の順圧流や(本州沿岸に沿って流れる対馬暖流は傾圧流なので流線関数の分布には見られないこと, また宗谷海峡の通過流量は小さいために今のコンター間隔では陽に表されていないことに注意), 風応力によって駆動される反時計回り(低気圧回転)の亜寒帯循環及び北



朝鮮沖の比較的強い(約4Sv)反時計回り循環が見られる。これらの循環の存在は予報モデル(例えば, Yoon, 1991)においても報告されている。これらの結果は, 図4-7に示した長沼(1977)の水塊分布図と定性的によい対応がある。

次に, 表層の流れを代表する30m深の流速場を図4-8に示す。極前線以南の亜熱帯域には, 本州沿岸に沿って対馬海峡から津軽・宗谷両海峡へと流れる対馬暖流(第1分枝), 韓国東岸に沿って北上する東鮮暖流(第3分枝)と大陸から離岸したあと極前線を形成しながら東流するその続流, さらに東鮮暖流の一部が大和堆を迂回するように流れて出雲沖で対馬暖流へ合流する第2分枝やまた浜田沖で対馬暖流に合流する流れが見られる。これらはKato(1994)などの結果とよく一致している。一方, 極前線以北の亜寒帯域には, 弱いながらも反時計回りの亜寒帯循環が見られる。これらから, 定性的には, モデルは日本海の表層循環の場をよく再現していると言える。

しかしながら, いくつかの問題点も存在する。再現された対馬暖流は観測結果に比べて弱く, 対照的に西岸境界流である東鮮暖流が強くなりすぎている。この理由として, (1)  $\gamma$  項によって本州沿岸の対馬暖流の力学バランスが歪められている, (2)  $1/4^\circ$  の格子間隔では対馬暖流をガイドする陸棚地形の再現性に問題がある, (3) HELLERMAN and ROSENSTEIN(1983)の風応力データに問題がある(Na et al., 1992), (4) 韓国東岸でのJEBAR効果が大きく評価されていることなどが考えられ, 今後の検討課題としたい。また, 亜寒帯域においては, 大陸に沿って北端付近から南下するリマン海流が再現されていない。同様な結果はYoon(1994)によっても指摘されており, その原因として, HELLERMAN and ROSENSTEIN(1983)の風のデータセットは日本海北部の風応力場の負の渦度を小さく評価していること, 沿岸流であるリマン海流を作り出す一因である大陸沿岸の低塩分場(恐らく河川流入による)が十分再現されていないことによると思われる。

図4-9は中層上部225m深の流速場を示している。この深さでの測流結果はほとんど存在しないので, モデルの再現性について直接言及できないが, 傾圧流である対馬暖流の下(亜表層)にコアを持つ反流(南向き)が存在することや, 千手(1994)の水塊分析から推測された上部固有水の移動と矛盾しないウラジオストック周辺から南下する流れが認められること, さらに200m以深の流れは順圧的である点などを考えると, 現実の流れの場の特徴をある程度再現していると思われる。図4-10にモデルで得られた水深30mと225mの水温と塩分の分布を示した。水温場は両水深とも観測結果(図4-5

及び図4-11)の特徴を再現している。この結果は表層及び中層の流速場が比較的良好に再現されていることを支持していると思われる(塩分場の再現性はよくないが、2000 m深以下の深層水域を除いては、密度場は主に水温によって決定されるので(千手, 1994), 流速場に大きな影響を与えない)。

最後に、1250 m深(中層下部)及び2250 m深(深層上部)の流速場を図4-12に示した。これらの深さの流速場については、コアレイア法によって循環のおおまかな特徴が辛うじて推測されている程度である。従って、計算結果の評価にあたっては定性的にも無理を伴うが、敢えて言うと、Gamo et al.(1986)や千手(1994)が指摘した中・深層循環の特徴が大和堆周辺海域に認められる。

#### 4-5. おわりに

診断モデルを適用するには日本海の観測データ数は不十分であるため、観測データが存在しない海域では $\gamma$ 項を効かせないという“不完全な診断モデル”(診断型と予報型の併用モデル)を用いて、定性的には観測結果とconsistentな流速場を求めることができた。そこでは、複雑な表層海流のパターンがかなりよく再現されている。しかしながら、極前線の位置や対馬暖流の強さなど、今後、日本海における熱・輸送過程を解明する上で見過ごすことのできないいくつかの問題点が見受けられた。これらは、データ数の少なさ(観測点や観測時期の不均一さも含む)によるところが大である。従って、今後さらに研究を進めてゆくためには、観測データのより一層の入手に努める一方、少ない観測データから良好なグリッドデータを作成できるよう客観解析法を改良する必要がある(特に初期値)。同時に、観測精度の質(とりわけ塩分)に起因する問題もあった。これは診断モデルの力学を大きく歪める危険性があるので、診断モデルの良さをできるだけ活かした数値モデルの開発・発展にチャレンジする必要がある(このことに関しては、Semtner and Chervin(1992)のモデルが示唆的である)。その一環として、現在、Hellerman and Rosenstein(1983)のデータセットより優れた日本海の風応力データセットである韓国のNa博士の風の月平均データセットの入手を交渉中である。入手でき次第、そのデータセットを用いて解析を行う予定である。

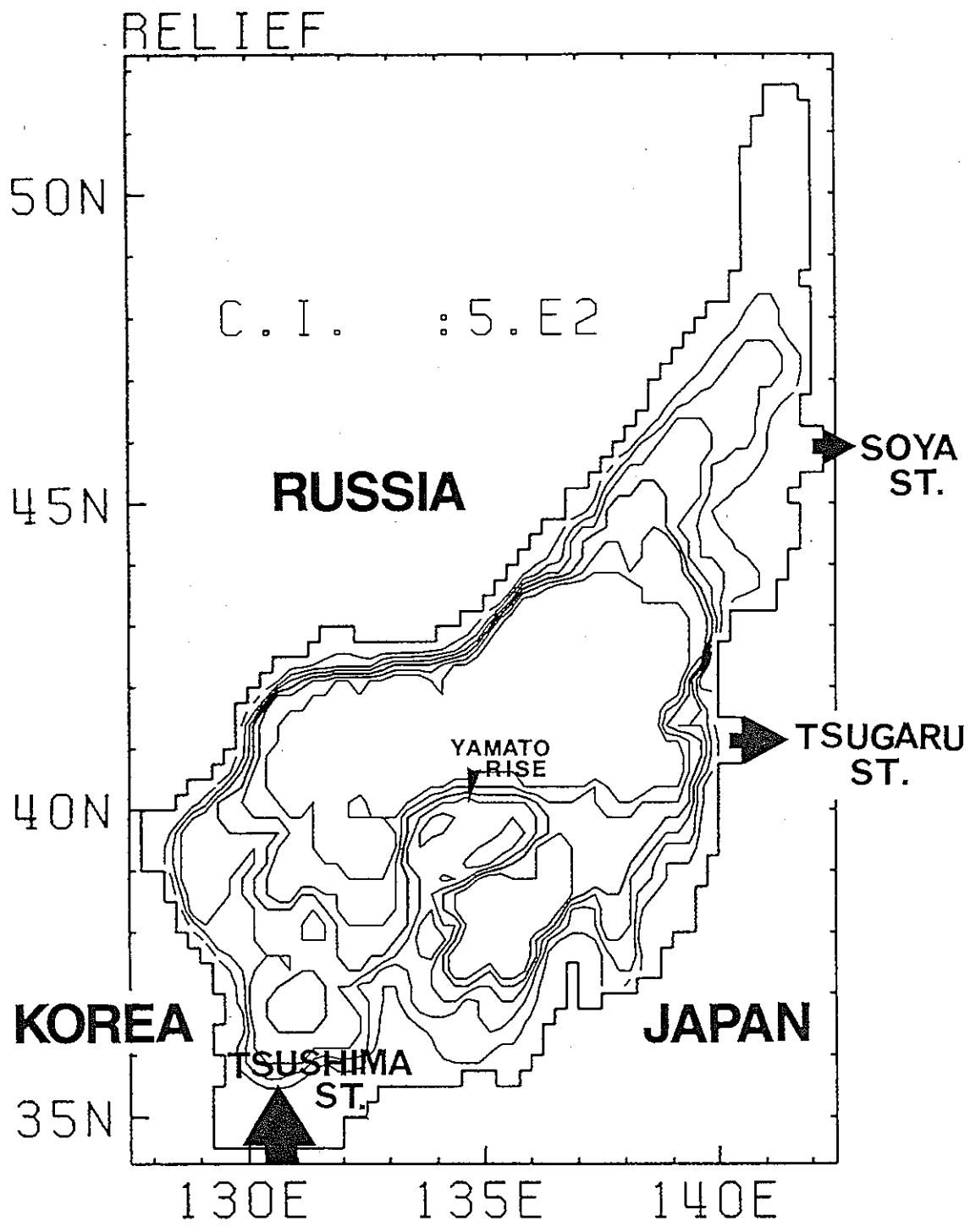


図4-1.モデル海洋。

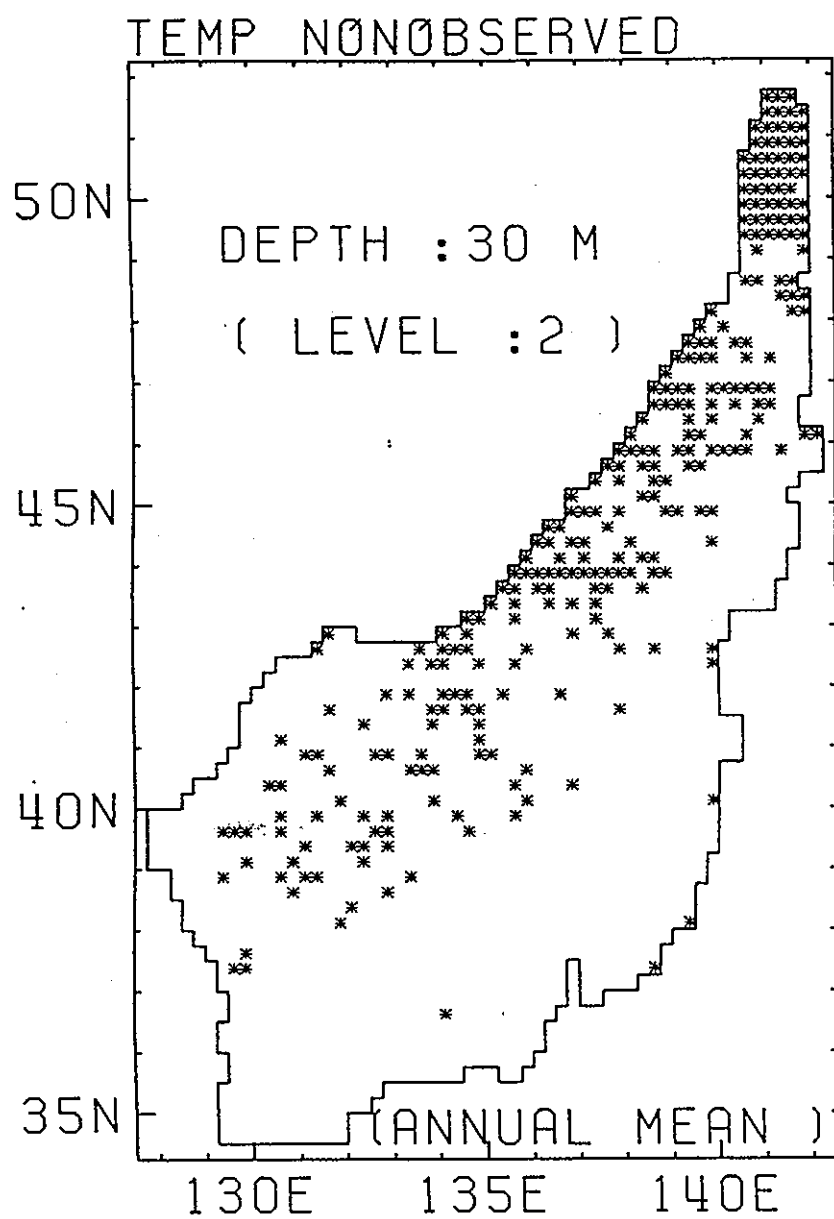
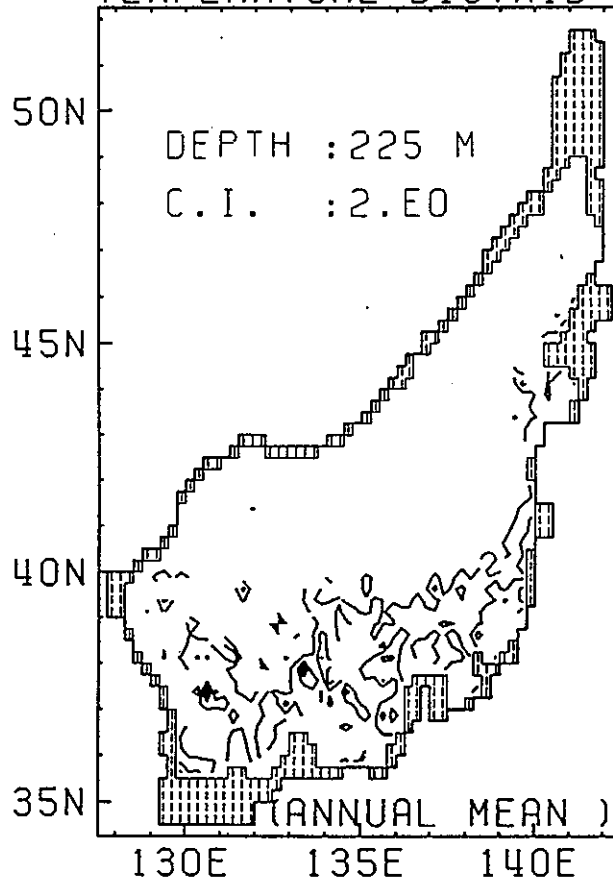


図4-2.水深30mにおいて観測データが存在しない(欠測)場所。

TEMPERATURE DISTRIB



SALINITY DISTRIB

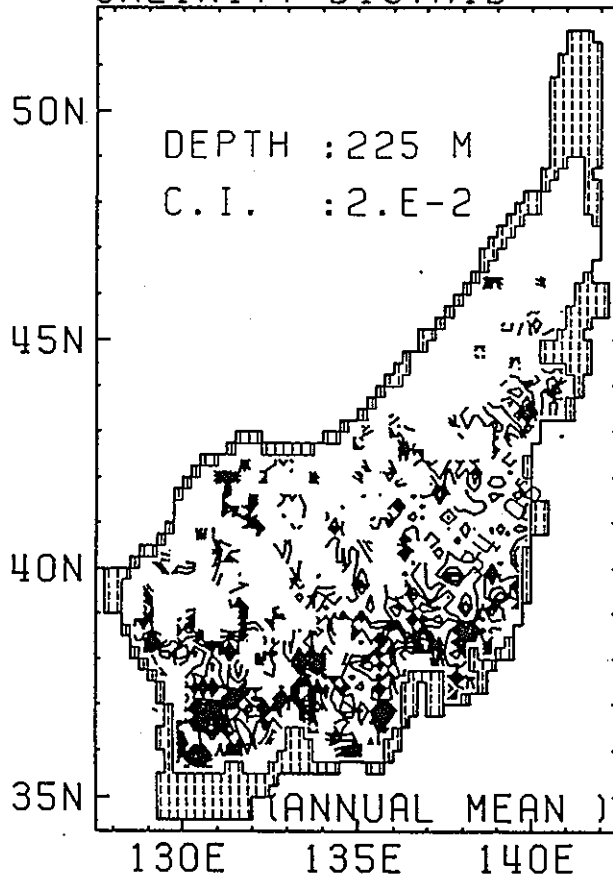


図4-3. 225m深での平均値(観測値)の分布。

(上) 水温 ; (下) 塩分。

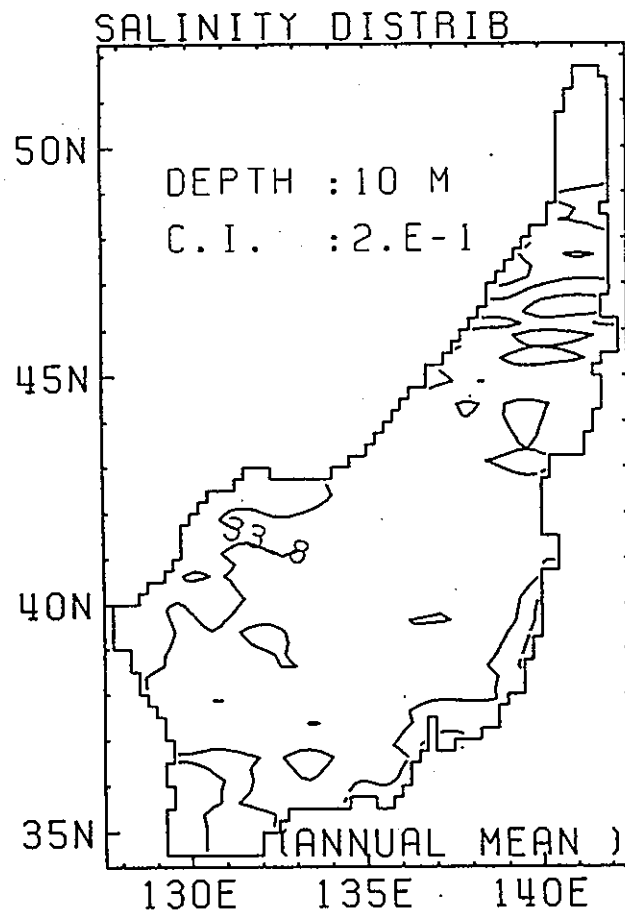
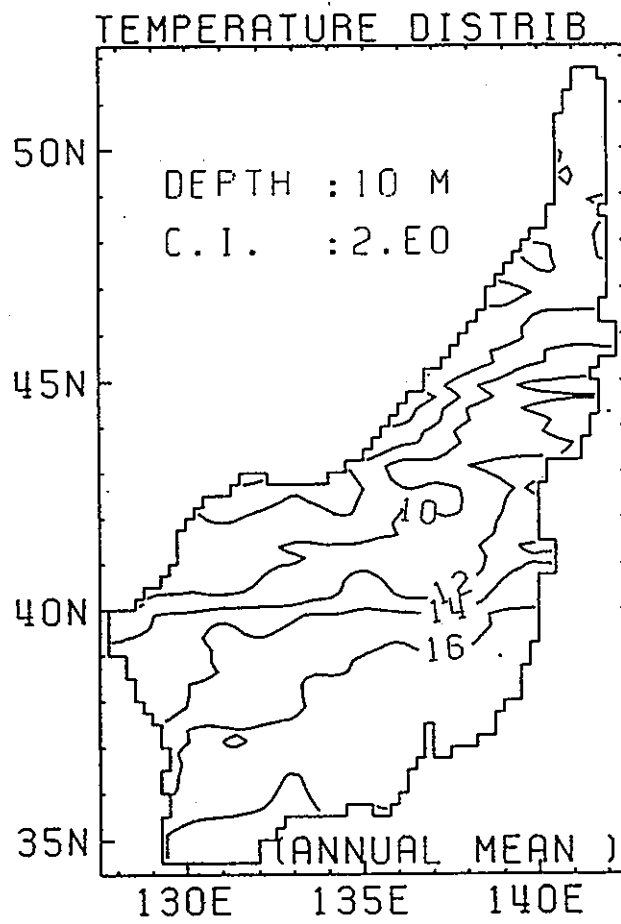


図4-4.客観解析によって求められた10m深での  
年平均水温場(上)と年平均塩分場(下)

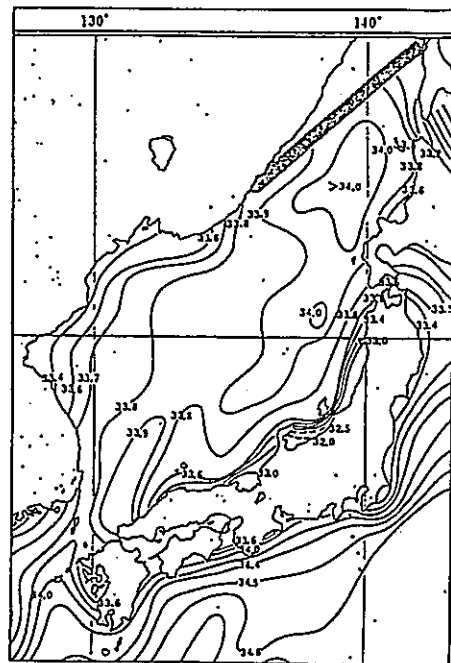
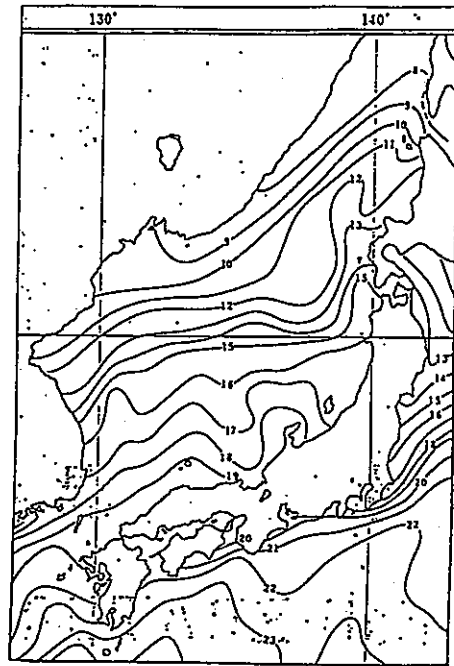


図4-5.海上保安庁水路部による表層(0m)での  
年平均水温(上)と年平均塩分(下)。  
(海洋環境図,1975)

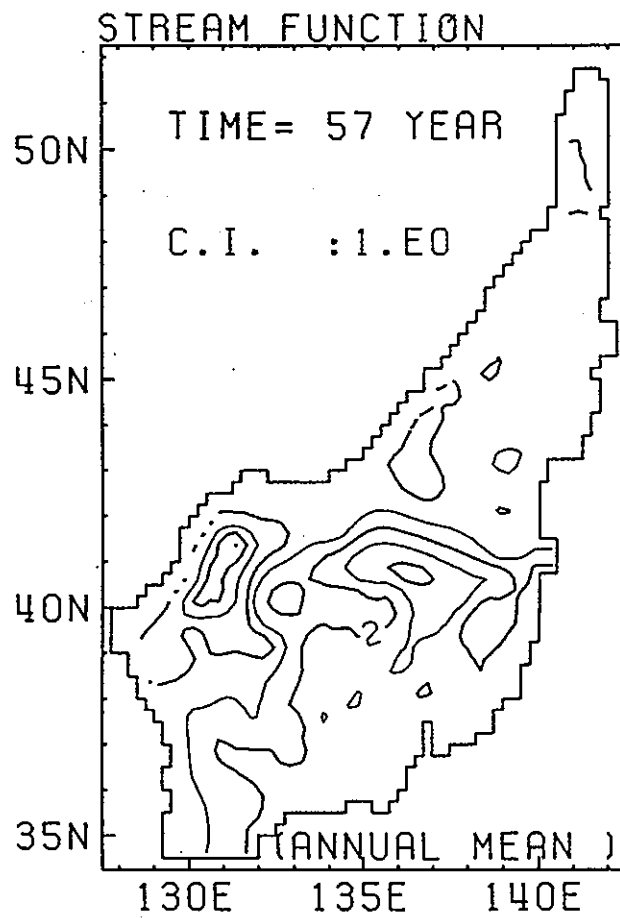


図4-6.流量の流線関数の分布。



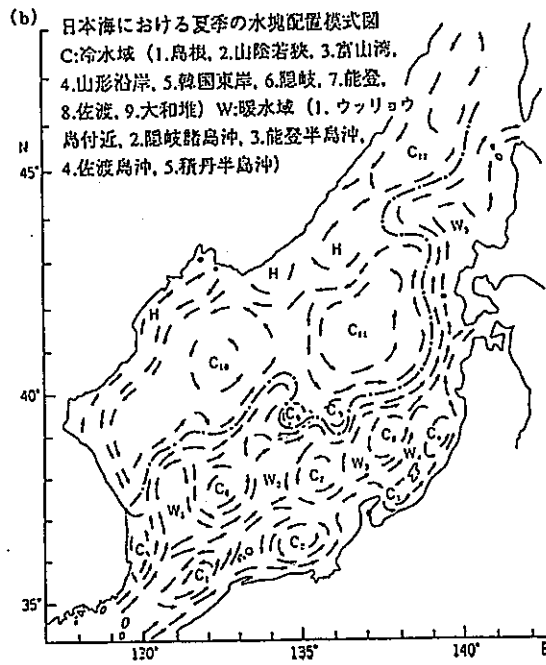


図4-7.夏季の水塊分布の模式図。

(長沼, 1977)

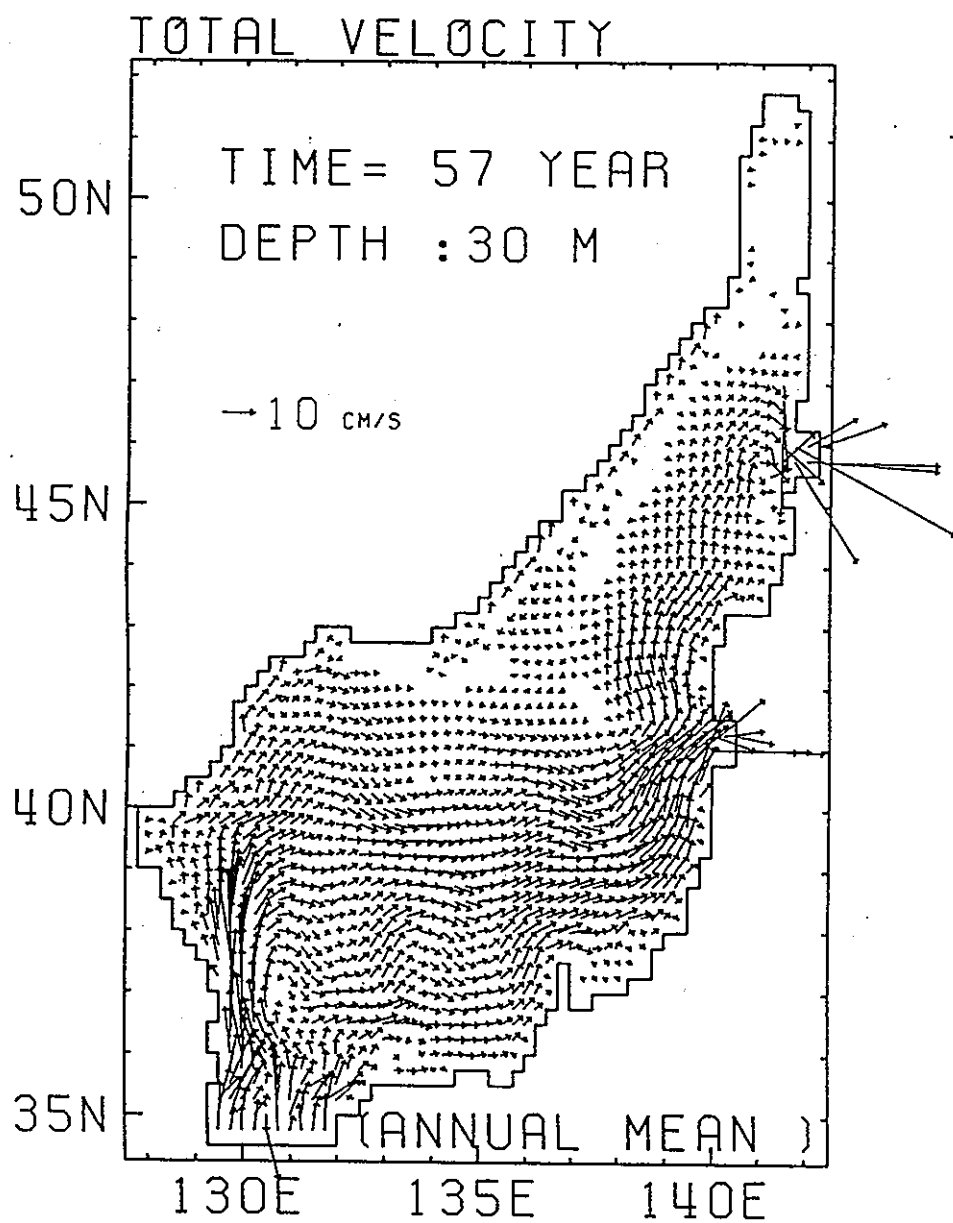


図4-8. 表層30m深の年平均流速場。

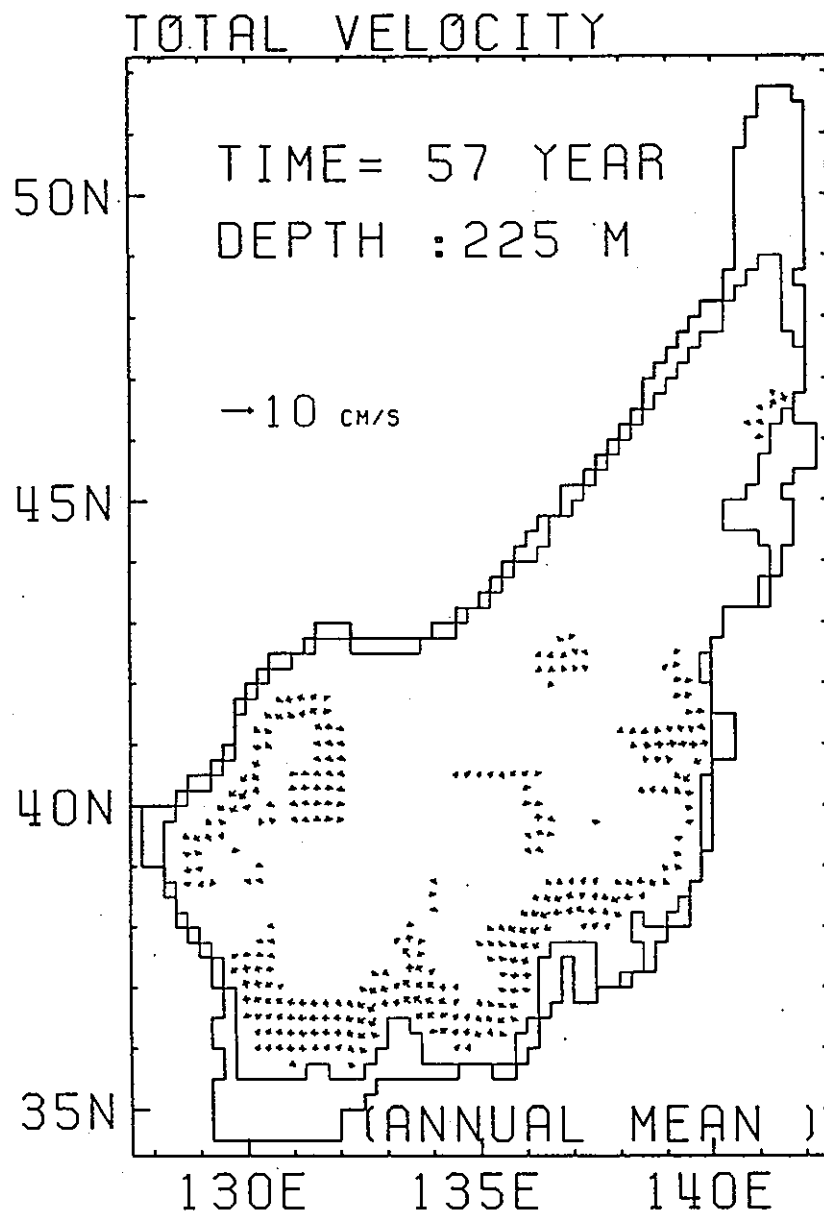


図4-9.中層上部225m深の年平均流速場。

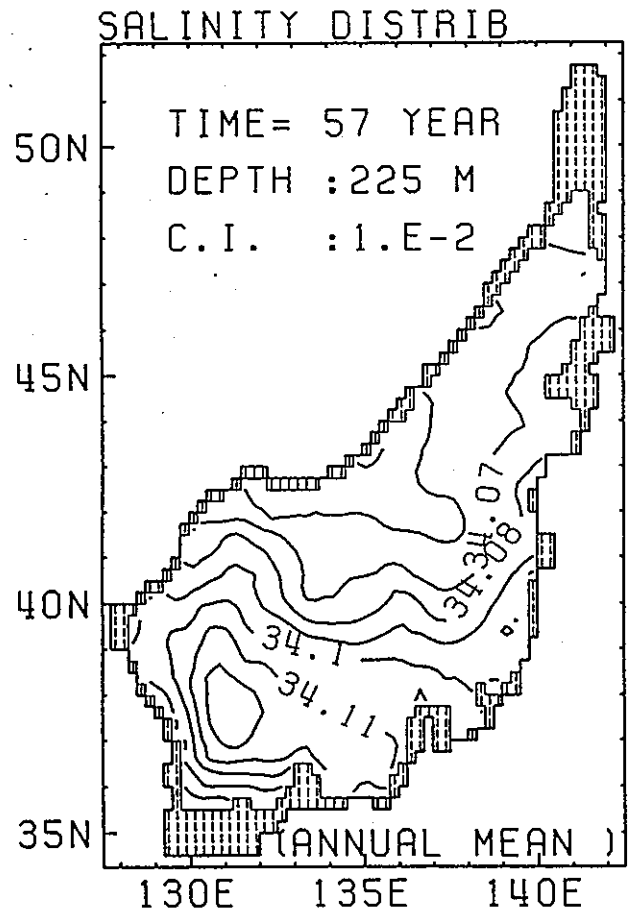
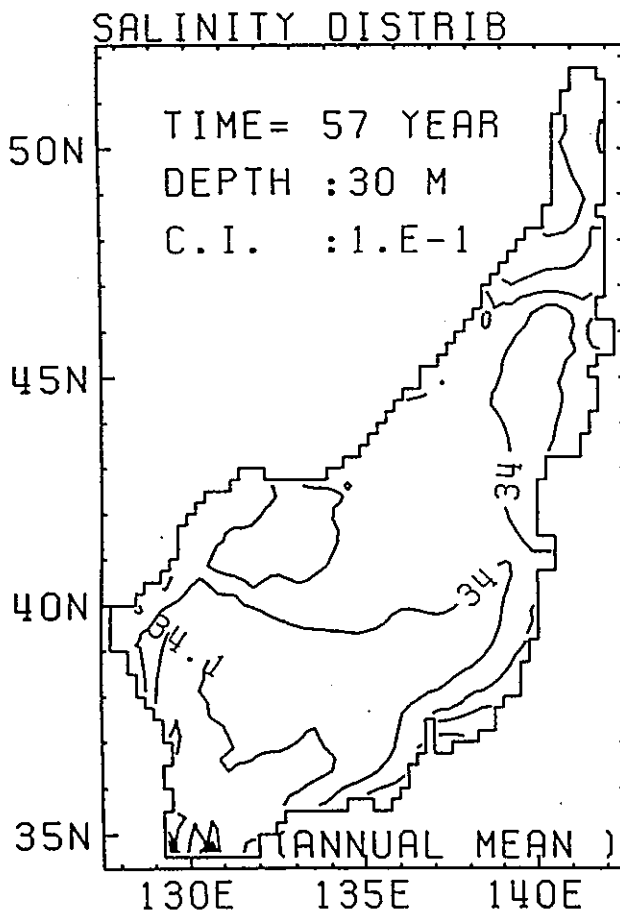
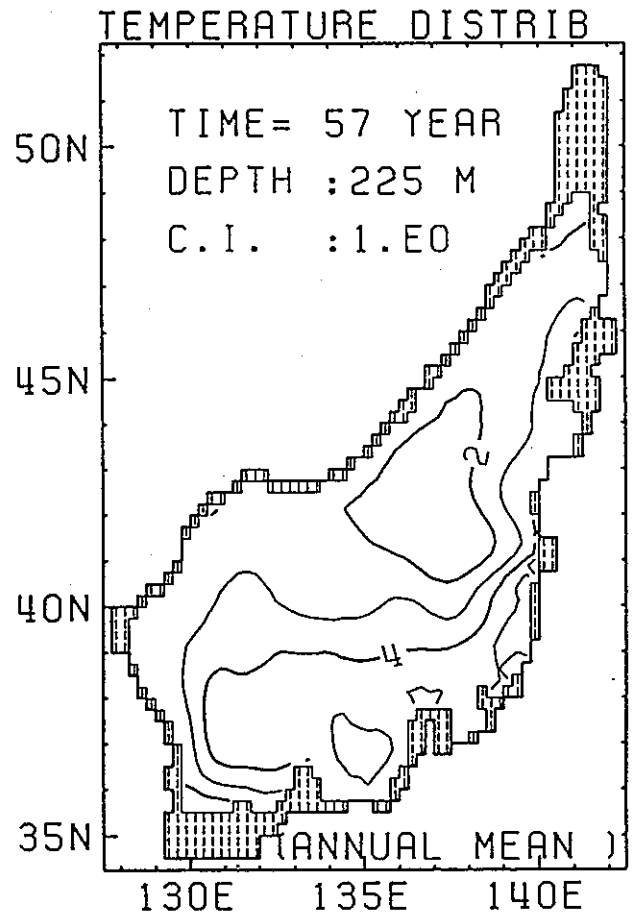
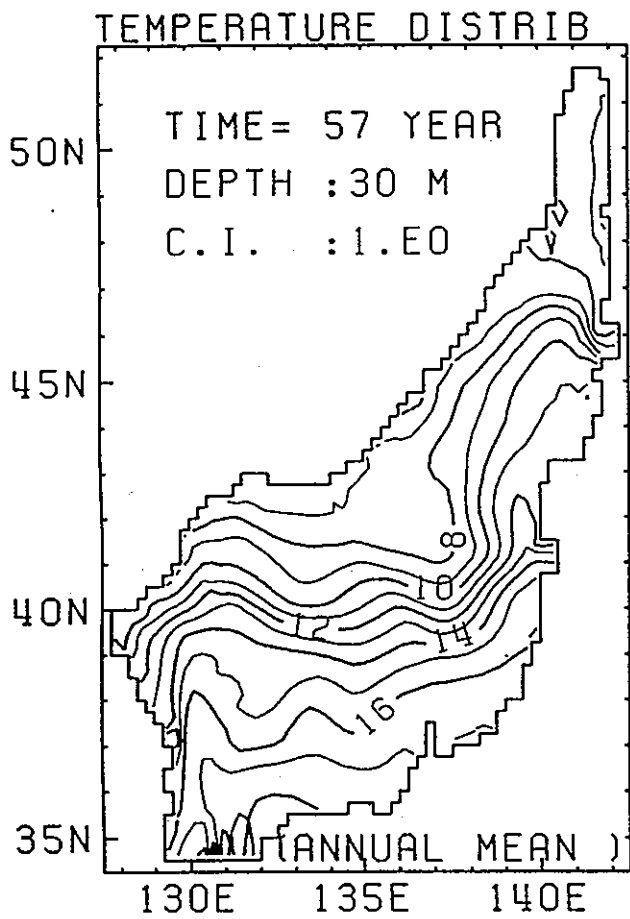


図4-10.モデルで得られた年平均水温(上)と年平均塩分(下)の分布。  
(左) : 30m深 ; (右) 225m深。

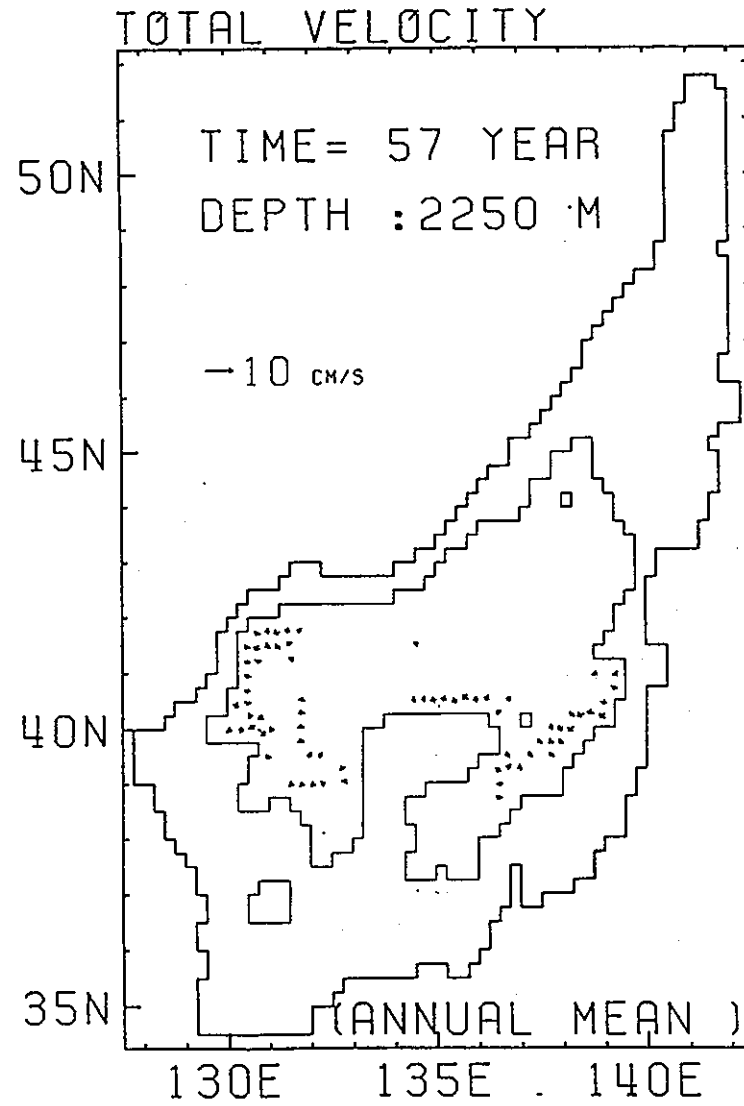
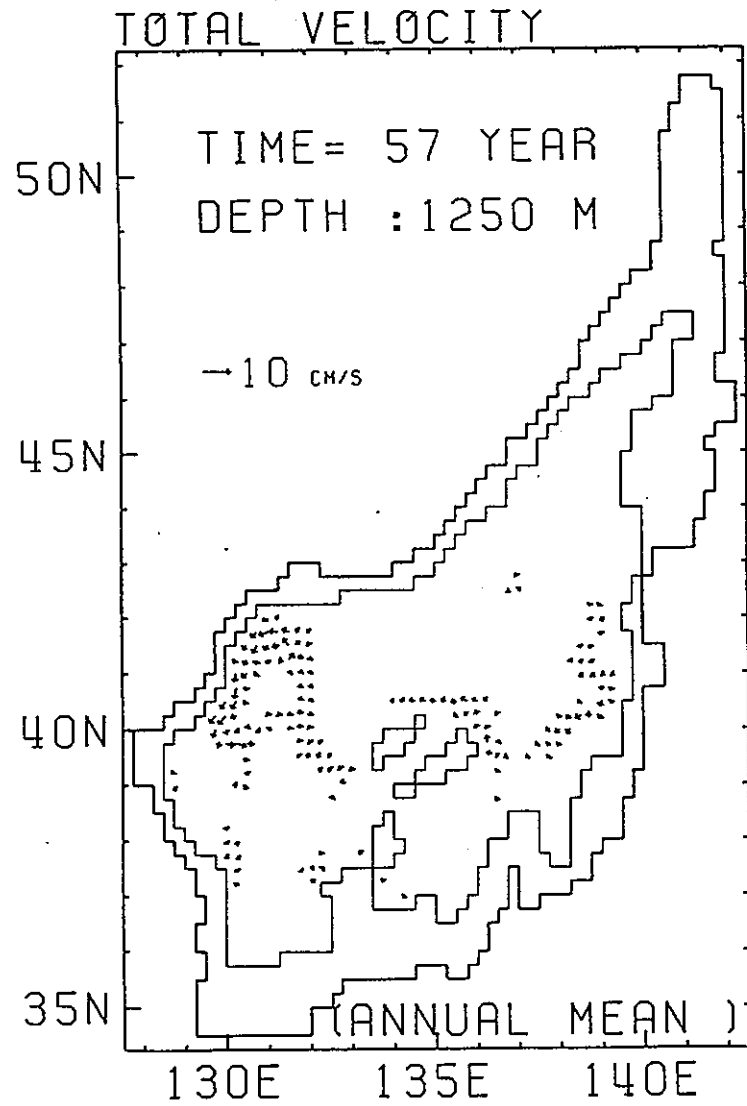


図4-12. 深層での流速分布。(左)1250m : (右)2250m。

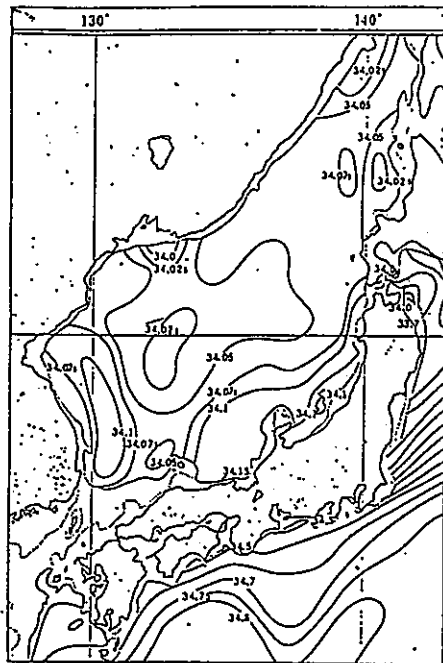
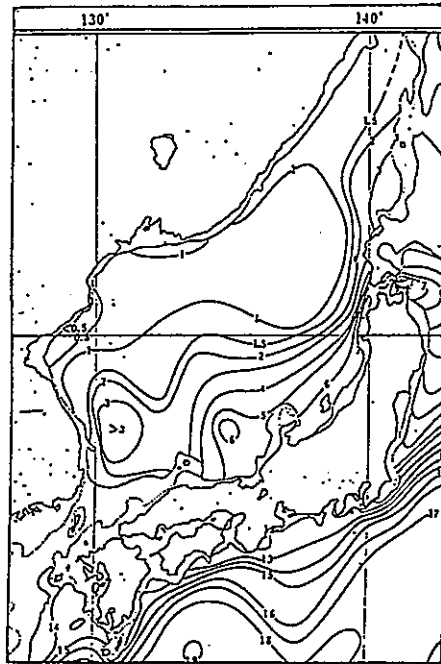


図4-11. 225m 深の年平均水温場(上)と年平均塩分場(下)。  
(海洋環境図, 1975)

表4-1.各レベルの中央水深と厚さ

Level	中央水深 (m)	厚さ (m)
1	10	20
2	30	20
3	50	20
4	70	20
5	90	20
6	125	50
7	175	50
8	225	50
9	275	50
10	325	50
11	375	50
12	450	100
13	550	100
14	700	200
15	900	200
16	1250	500
17	1750	500
18	2250	500
19	2750	500
20	3250	500

## 引用文献

- Awaji, T., K. Akitomo, and N. Imasato (1991): Numerical study of shelf water motion driven by the Kuroshio: Barotropic mode, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 11-27.
- Butt, J. and E. Lindstrom (1994): Currents off the east coast of New Ireland, Papua New Guinea, and their relevance to regional undercurrents in the Western Equatorial Pacific Ocean. *J. G. R.*, 99, 12503-12514.
- Ezer, T. and L. Meller (1994): Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma-coordinate ocean model. *J. R. R.*, 99, 14159-14171.
- Fine, R. A. (1994): The western equatorial Pacific: A water mass crossroads. *J. G. R.*, 25063-25080.
- Fujio, S., T. Kadowaki, and N. Imasato (1992): World ocean circulation diagnostically derived from hydrographic and wind stress fields, 1, The velocity field, *J. Geophys. Res.*, 97, 11163-11176.
- Fukuoka, J. (1957): On the Tsushima Current, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 13, 57-60.
- Gamo, T. and Y. Horibe (1983): Abyssal circulation in the Japan Sea, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 39, 220-230.
- Gamo, T., Y. Nozaki, H. Sakai, T. Nakai, and H. Tsubota (1986): Spatial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer, *J. Mar. Res.*, 44, 781-793.
- Harada, K. and S. Tsunogai (1986): 226Ra in the Japan Sea and residence time of the Japan Sea water, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77, 236-244.
- Hellerman, S. and M. J. Rosenstein (1983): Normal monthly windstress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 1093-1104.
- 広瀬直毅 (1994): 日本海の熱収支, *月刊海洋*, 26, 753-757.
- 井上尚文, 三井田恒博, 俵悟 (1985): 対馬海峡 II 物理, *日本全国沿岸海洋誌*, 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 東海大学出版会, 914-933.



- Isobe, A. (1994): The seasonal variability of the barotropic and baroclinic motion in the Tsushima-Korea Strait, *J. Oceanogr.*, 50, 223-238.
- 磯辺篤彦(1994): 対馬海峡における対馬暖流について, *月刊海洋*, 26, 802-809.
- Isoda, Y. (1994): Warm eddy movements in the Eastern Japan Sea, *J. Oceanogr.*, 50, 1-15.
- Isoda, Y. and S. Saitoh (1992): The northward intruding eddy along the eastern coast of Korea, *J. Oceanogr.*, 49, 443-459.
- 海上保安庁水路部(1975): 海洋環境図.
- Kaneko, A, S. K. Byun, S. D. Chang, and M. Takahashi (1991): An observation of sectional velocity structure and transport of the Tsushima Current across the Korea Strait, In: *Oceanography of Asian Marginal Seas*, ed. by K. Takano, Elsevier, Amsterdam, 179-195.
- Kato, K. and T. Asai (1983): Seasonal variations of heat budgets in both the atmosphere and the sea in the Japan Sea area, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 222-238.
- Katoh, O. (1993): Detailed current structure in the Eastern Channel of the Tsushima Strait in summer, *J. Oceanogr.*, 49, 17-30.
- Katoh, O. (1994): Short-term fluctuations of the Tsushima Current in waters northwest of Yamaguchi Prefecture, *J. Oceanogr.*, 50, 51-64.
- Kawabe, M. (1982a): Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea. Part 1. Data analysis, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 95-107.
- Kawabe, M. (1982b): Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea. Part 2. Numerical experiment, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 183-192.
- 河野光久: 対馬海峡における流速および流量の経月変動, *水産海洋研究*, 57, 219-230.
- Kim, K. and R. Legeckis (1986): Branching of the Tsushima Current in 1981-83, *Prog. Oceanogr.*, 17, 256-276.
- 金垣(1994): 東海の海水循環とCREAMS, *月刊海洋*, 26, 773-778.
- 金哲鎬, 尹宗煥(1994): 予報型数値モデルから見た日本海の海洋循環, *月刊海洋*, 26, 762-766.

- 木谷浩三(1987): 日本海固有冷水の直接測流, 日本海区水産試験研究連絡ニュース, 日本海区水産研究所, 341, 1-6.
- Levitus, S. (1982): Climatological atlas of the world ocean, NOAA Prof. Paper 13, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C..
- Lim, D. B. and S. D. Chang(1969): On the cold water mass in the Korea Strait, J. Oceanol. Soc. Korea, 4, 71-82.
- Miyama, T., T. Awaji, K. Akitomo, and N. Imasato(1995): Study of seasonal transport variations in the Indonesian Seas, J. Geophys. Res. (in press).
- Moriyasu, S. (1972): The Tsushima Current, In: Kuroshio-Its Physical Aspects, H. Stommel and K. Yoshida, ed., Univ. of Tokyo Press, 353-369.
- Munk, W. H. (1950): On the wind-driven ocean circulation, J. Meteor., 7, 79-93.
- Na, J. Y., J. W. Seo, and S. K. Han(1992): Monthly-mean seasurface winds over the adjacent seas of the Korean Peninsula, J. Oceanol. Soc. Korea, 27, 1-10.
- 長沼光亮(1985): 日本海における漁況と海況, 海と空, 60, 89-103.
- Nitani, H. (1972): On the deep and the bottom waters in the Japan Sea, Res. in Hydrogr. and Oceanogr., D. Shoji, ed., Hydrogr. Dept. of Japan Maritime Safety Agency, Tokyo, 151-201.
- オストロフスキー・アレクサンダー, 馬谷紳一郎, 廣江豊(1994): 衛星赤外画像から見た日本海の海洋循環, 月刊海洋, 26, 747-752.
- Pacanowski, R. C. and S. G. H. Philander (1981): Parametarization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. J. P. O., 11, 1443-1451.
- Philander, S. G. H. and R. C. Pacanowski (1986): A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean. J. G. R., 91, 14192-14206.
- Qiu, B., T. Toda, and N. Imasato(1990): On the Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data, J. Geophys. Res., 18191-18204.
- Qiu, B. and T. M. Joice(1992): Interannual variability in the mid- and low-latitude western North Pacific, J. Phys. Oceanogr., 22, 1062-1079.
- 李興宰, 趙哲鎬, 申弘烈(1994): アルゴス表層ブイに依る東海(日本海)の上層循環の構造, 月刊海洋, 26, 767-772.

- Reverdin, G., C. Frankignoul, E. Kestenare and M. J. McPhaden (1994): Seasonal variability in the surface currents of the equatorial Pacific. *J.G.R.*, 99, 20323-20344.
- Richardson, P.L. and D. Walsh (1986): Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the Tropical Atlantic using ship drifts. *J.G.R.*, 91, 10537-10550.
- Richardson, P.L., G.E. Hufford and R. Limeburner (1994): North Brazil Current retroreflection eddies. *J.G.R.*, 99, 5081-5093.
- Sarmiento, J.L. and K. Bryan (1982): An ocean transport model for the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 87, 393-408.
- Schott, F., J.C. Swallow and M. Fieux (1990): The Somali Current at the equator: annual cycle of currents and transports in the upper 1000m and connection to neighbouring latitudes. *Deep-Sea Res.*, 37, 1825-1848.
- Schott, F., J. Reppin and J. Fischer (1994): Currents and transports of the Monsoon Current south of Sri Lanka. *J.G.R.*, 99, 25127-25141.
- Semtner, A. J. and R. M. Chervin (1992): Ocean general circulation from a global eddy resolving model. *J. Geophys. Res.*, 97, 5493-5550.
- Senju, T. and H. Sudo (1993): Water characteristics and circulation of the upper portion of the Japan Sea Proper Water. *J. Mar. Sys.*, 4, 349-362.
- Senju, T. and H. Sudo (1995): The upper portion of the Japan Sea Proper Water: its source and circulation as deduced from isopycnal analysis. *J. Oceanogr.* (in press).
- 千手智晴 (1994): 等密度面解析から推測される日本海上部固有水の形成と循環, *月刊海洋*, 26, 794-801.
- Seung, Y.-H. and K. Kim (1993): A numerical modeling of the East Sea circulation. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 28, 292-304.
- 四竈信行 (1994): 海底設置型 ADCP により実測された津軽海峡内の流量変動, *月刊海洋*, 26, 815-818.
- Sterl, A. and A. Kattenberg (1994): Embedding a mixed layer model into an ocean general circulation model of the Atlantic: The importance of surface

- mixing for heat flux and temperature. J.G.R., 99, 14139-14157.
- Stommel, H. (1948): The westward intensification of wind-driven ocean currents, Trans. Amer. Geophys. Union, 29, 202-206.
- Stommel, H. and A. B. Arons (1960): On the abyssal circulation of the world ocean - II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in ocean basins, Deep Sea Res., 6, 217-233.
- Tanioka, K. (1968): On the east Korean Warm Current (Tosen Warm Current), Oceanogr. Mag., 20, 31-38.
- 宇田道隆 (1934): 日本海及び其の隣接海区の海況, 水産試験場報告, 5, 57-190.
- Wilson, W. D., E. Johns and R. L. Molinari (1994): Upper layer circulation in the western tropical North Atlantic Ocean during August 1989. J.G.R., 99, 22513-22523.
- Yarichin (1980): The Japan Sea circulation, Rep. FEHMI, 80, 46-61.
- Yasui, M., T. Yasuoka, K. Tanioka, and O. Shiota (1967): Oceanographic studies of the Japan Sea (1) - Water characteristics, Oceanogr. Mag., 19, 177-192.
- Yoon, J.-H. (1982a): Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part 1. Formation of the East Korean Warm Current, J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 38-43.
- Yoon, J.-H. (1982b): Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part 3. Mechanism of the nearshore branch of the Tsushima Current, J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 125-130.
- Yoon, J.-H. (1991): The seasonal variation of the East Korean Warm Current, Res. Rep. of RIAM, Kyusyu Univ., 38, 23-36.
- 尹宗煥 (1994): 日本海・東シナ海・黄海モデルの開発, 海洋国際協同研究計画 (GOOS) ニュースレター, 東京大学海洋研究所, 79-82.