

分置

PNC IJ1604 94-001

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)

1994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



社 内 資 料

PNC ~~J~~1604 94-001

1994年 3月

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

今 里 哲 久*

要 旨

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中層及び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。

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

年平均流動場における太平洋中層水の挙動に関する知見の調査を行った。また、海峡の表層・中層・深層中に存在する表層水・中層水・深層水の構成比率の時間変化に関する事項、T-S図の上で定義した水塊起源とその行方に関する事項について調査を行った。さらに、広域海洋流動場の季節変化に関連する知見の調査を行った。これらの知見や調査の整備を行い、そのとりまとめを行った。

(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。

* 本報告書は、京都大学理学部地球物理学教室が動力炉・核燃料開発事業団の委託により実施した研究の成果である。

契約番号 050D0113

事業団担当部課室：安全部安全管理課(浅野智宏)

東海事業所安全管理部安全技術課(成田 脩)

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 dispersion in the global ocean, and to develop and complete the code of calculating the velocity field.

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

- 1) How to determine the three dimensional velocity field in the global ocean.
 - 1-1. Seasonal variations of the velocity field in the surface layer.
 - 1-2. Time change of the water-mass composition in the oceanic basins.
 - 1-3. Tracking the water masses (water-types) defined on the T-S diagram.
- 2) Developing and accomplishing the codes for calculating numerically the velocity fields and tracking the water masses.
 - 2-1. Methods.
 - 2-2. Some results on the seasonal variations of velocity fields and water mass movements.
 - 2-3. Problems to be improved in future.

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. 中層水の挙動に関する知見	2
2-2. 海洋各層における海水構成の時間変化に関する事項	3
2-3. T-S図で定義した水塊起源と行方に関する事項	6
2-4. 流動場の季節変化についての知見	10
3. 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	11
3-1. 広域海洋拡散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（季節条件を加味した 海象条件での）	11
3-2. 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	16
3-2-1. 流動場のVariability	16
3-2-2. 正味の輸送量の季節変化	16
3-2-3. 粒子群の移動経路の季節変化	21
3-3. 計算上の問題点及び今後の課題に関する事項	23
引用文献	24

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

年平均流動場における太平洋中層水の挙動に関する知見の調査を行った。また、海峡の表層・中層・深層中に存在する表層水・中層水・深層水の構成比率の時間変化に関する事項、T-S図の上で定義した水塊起源とその行方に関する事項について調査を行った。さらに、広域海洋流動場の季節変化に関連する知見の調査を行った。これらの知見や調査の整備を行い、そのとりまとめを行った。

(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。

2. 広域海洋の流動評価方法に関する追加調査

2-1. 中層水の挙動に関する知見

太平洋, インド洋, 大西洋には塩分極小層で代表される中層水(北太平洋中層水, 北大西洋中層水, 南極中層水)がある。Sverdrup et al. (1942)は, 南極中層水が周極で極前線を横切って, 低塩の南極表層水と亜南極上層水との混合によって生じると考えた。しかしながら, England et al. (1993)によると, この領域の海面近くにはエクマン輸送による水平発散があり, 海水は上昇している。この状況は海水が沈降して中層水が作られるという考えにとっては都合が悪い。

予報モデルでも, この塩分極小層を再現することは, そう容易ではないようであるが, England et al. (1993)は粗い格子(経度 3.75° , 緯度 4.5° , 鉛直12層)を用いながら, 等密度面拡散を考えることによって, 塩分極小層を表現できることを示した。従来の水平渦拡散係数と鉛直渦拡散係数を与えると, 等密度面が海面に出るようなところでは, この等密度面を横切る方向に大きな拡散による輸送が生じてしまい, 等密度面に沿う海水の下向きの輸送が再現できなくなってしまう。つまり, 中層水の生成過程を再現できなくなってしまう。England et al. (1993)は, 南太平洋の南極中層水(AAIW)に伴う塩分極小層を粗い格子のモデルを用いて再現することと, 中層水の形成過程について検討した。

England et al. (1993)は, $\sigma_t = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ (中層水のコアの σ_t)が海面に露出している線上では, 沈降や冷却が生じている証拠は見られない。この線の南側の南極大陸との間の海域では対流が生じているが, これは南極深層水を作っているので, 南極中層水の直接の起源にはなるとは考えられない。オーストラリア南東端とチリの南端ホーン岬を結ぶ線上では, 海面からの放熱が続くので, 対流が生じており, 表層水が沈降してくる深さは東に向って深くなり, チリ沖では1000mに達している。南太平洋の亜熱帯西岸境界流起源の水が, この線上を水温・塩分を低下させながら東に向って移動して, ホーン岬の西で中層水のコアを形成することや, 大西洋アルゼンチン沖の塩分極小水の起源も, ホーン岬近傍の水がマルビナス海流によって運ばれてきたものであるという結論を得た。一方, 北太平洋中層水(NPIW)の起源については, 親潮域・混合水域で作られる(Talley and Nagata, 1991)という説や, 黒潮続流域でベンチレーションによって沈降するという可能性もある。

2-2. 海洋各層における海水構成の時間変化

前年度に得た年平均流動場と粒子群の移動の結果を用いて、海洋各海盆の表層・中層・深層の海水構成の時間変化について検討した。

海水粒子の配置は前年度と同じで、水平的には $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ の格子中央に1個ずつ、鉛直的には、125m深から250m毎に最深層まで配置する。初期に緯度 ϕ に置かれた粒子1個が代表する体積は

$$(2\pi R/180)^2 \times 0.25 \times \cos\phi \quad (\text{km}^3)$$

である。ここで、 R は地球の半径(km)である。高緯度になるにつれて格子の東西幅は小さくなるので、初期に緯度 ϕ に置かれた1粒子が代表する海水体積は高緯度ほど小さくなり、緯度60度に置かれた粒子では赤道での粒子が代表する体積の1/2となる。従って、初期に低緯度にあった粒子が高緯度に移動したり、逆に高緯度にあった粒子が低緯度に移動する場合には、交換量や置換時間を評価するのに、単に粒子数による評価をすると、誤差が大きくなる。従って、各粒子が代表する体積を、第3の情報として各粒子に与えておくことが必要である。

粒子群は、前年度とは逆に、時間を前に進めながら追跡した。海盆区分は、海洋表層(0~500m)をより重視した輸送状況を検討するために、深層水の移動を重視した昨年度の海盆区分とは異なり、図2-1のような区分を行った。すなわち、太平洋と大西洋は赤道で南北太平洋・大西洋を区切り、インド洋は南赤道海流の通る $10^{\circ}S$ で北インド洋と南インド洋とを区切った。北極海と北大西洋は、グリーンランド~アイスランド~イギリスを結ぶ線で区切った。南極周極流海域は従来通りである。海盆区分を表2-1に示した。

ある海盆、例えば北太平洋の表層には、北太平洋の表層水・中層水・深層水その他、様々な海盆から流入した表層水・中層水・深層水が存在している。海水移動や混合が進むと、この海水構成は変化するし、海盆間の交換が激しいほどその変化は激しい。この構成が時間とともにどのように変化し、海盆でその変化の特徴がどのように現れるのかを図2-2に示した。この図で、上段は各海盆表層(0~500m)の海水構成を示し、影の部分は表層起源の水(表層水)、斜線の部分は、中層(500~2000m)起源の水(中層水)、黒い部分は深層(2000m以深)起源の水(深層水)を表している。中段は中層の海水構成を、下段は深層の海水構成を示している。時間変化は、追跡を開始してから10

年後，20年後，30年後，50年後の状況について示した。

表2-1：海盆区分

番号	記号	海 盆 名	全容積(10 ⁴ km ³)
1	A C	北 極 海 ARCTIC SEA	341
2	N A	北 大 西 洋 NORTH ATLANTIC OCEAN	15471
3	S A	南 大 西 洋 SOUTH ATLANTIC OCEAN	12241
4	N I	北 イ ン ド 洋 NORTH INDIAN OCEAN	7287
5	S I	南 イ ン ド 洋 SOUTH INDIAN OCEAN	14198
6	N P	北 太 平 洋 NORTH PACIFIC OCEAN	34591
7	S P	南 太 平 洋 SOUTH PACIFIC OCEAN	29365
8	A C C	南極周極流域 REGION OF THE ANTARCTIC CIRCUMPOLAR CURRENT	15304
9	W D	ウエッデル海 WEDDELL AND ATLANTIC- INDIAN BASIN	2674
10	R O	ロ ス 海 ROSS AND SOUTH INDIAN SEA	1810

この図によると，北極海，南極周極流海域，南極海各層の水の入れ替わりが激しく，中層水と深層水が確実に表層への移動を続け，表層水と中層水が深層へ移動していることが分る。特に，南極海では，A C Cを介して表層への深層水の移動が大きいことが分る。

南北大西洋の表層への中・深層水の移動が大きい，北大西洋では表層の中層水が10年から20年にかけて急激に増加するが，30年目には減少し，50年目にかけて漸増していることから見て，表層水と中層水との入れ替わりが10年程度の比較的短い時間スケールで生じている可能性を示唆しているが，中層水としての特性を10年という長い間保ち続けることは出来ないことは明白であり，水質問題よりは，深層水を形成するために基本的に必要な鉛直輸送機能に対して興味深い示唆を与えるものと思われる。

一方、南大西洋の表層への中層水の移動は、一定の割合で進行していて、北大西洋と南大西洋の海水移動特性が異なることが分る。南北太平洋の鉛直的な入れ替わりは、最もゆっくりと進行している。

BASIN BOUNDARY

YEAR- 0.0

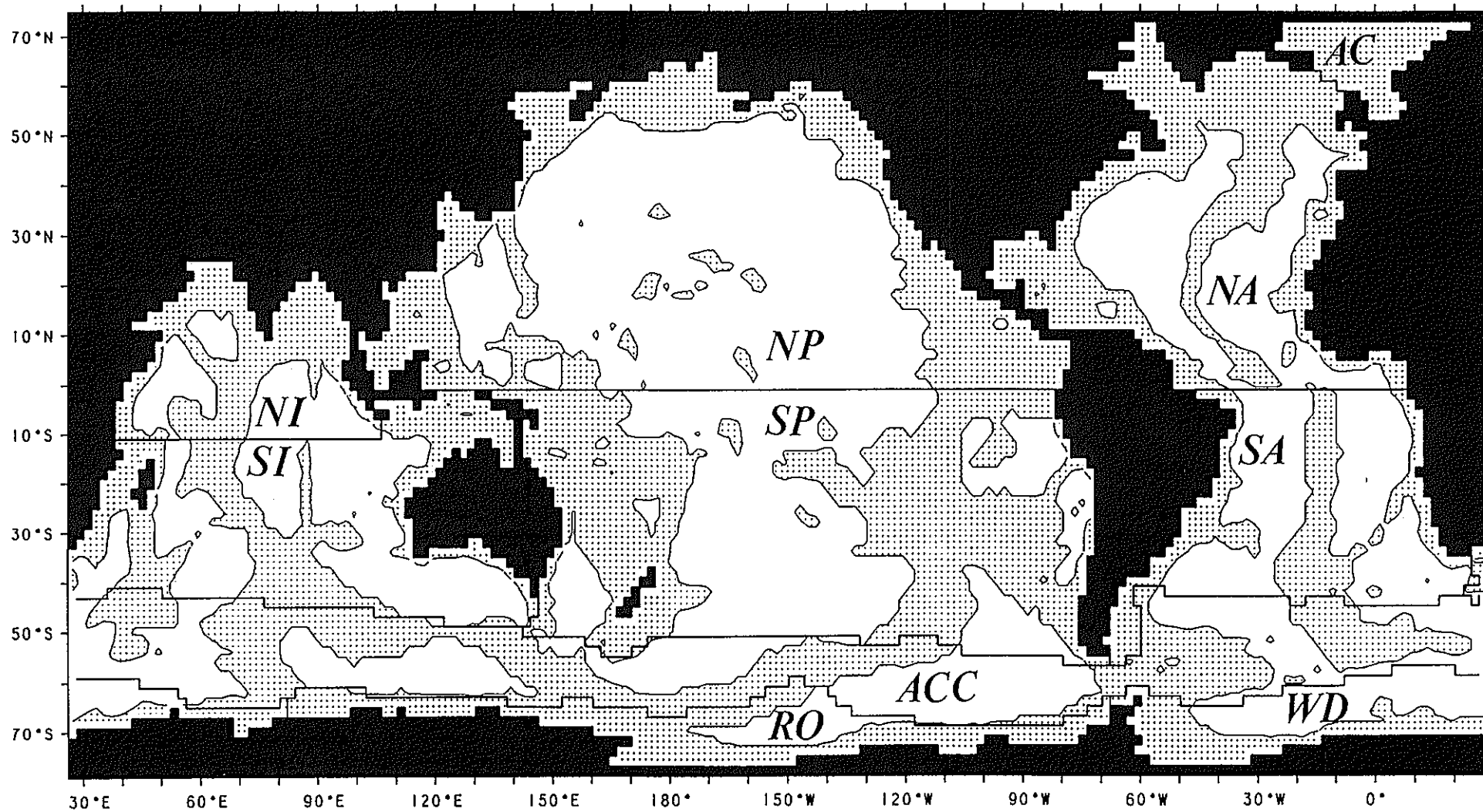


图2-1：海盆区分。

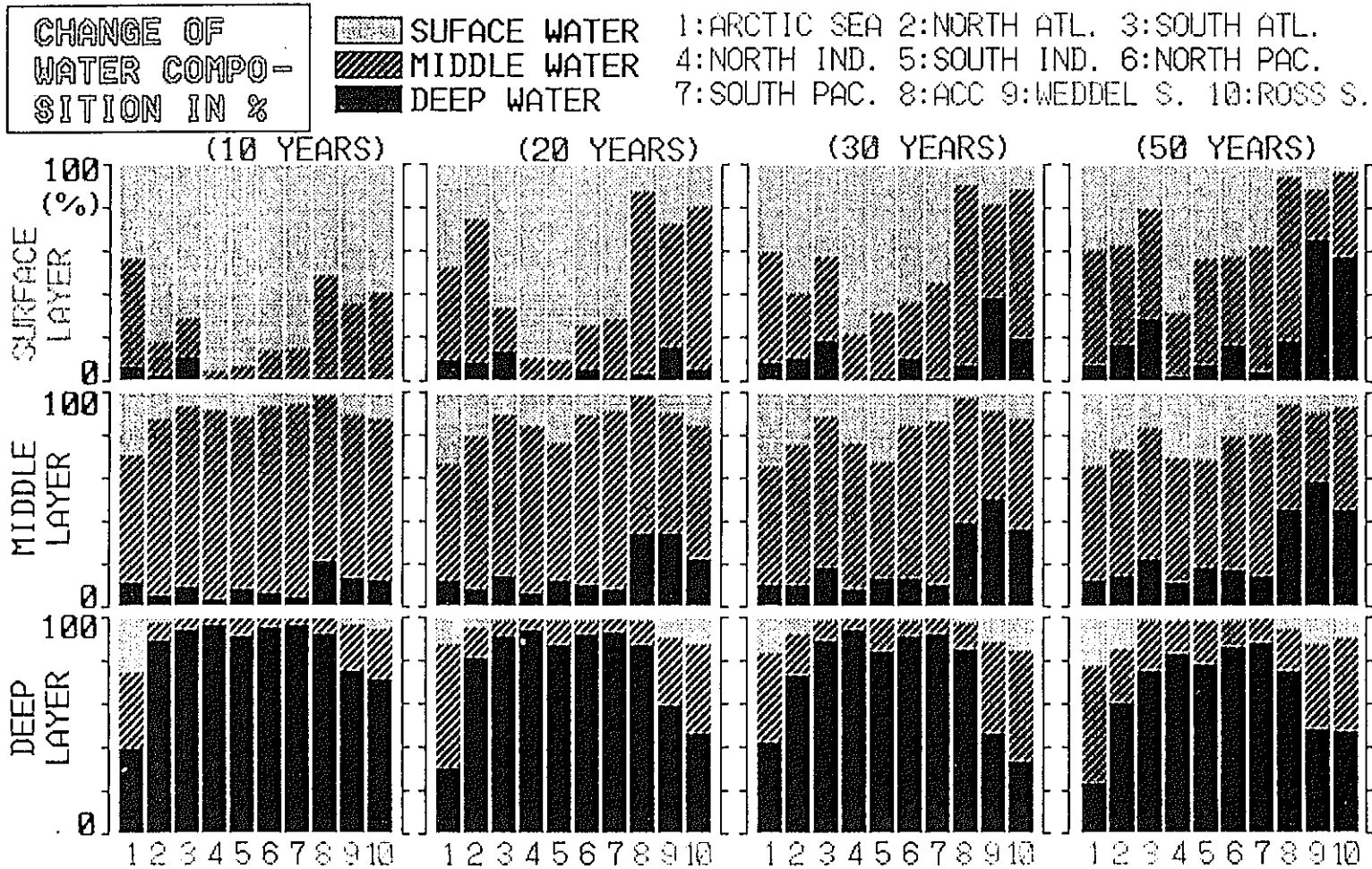


図2-2：各海盆各層の海水構成要素の時間変化。

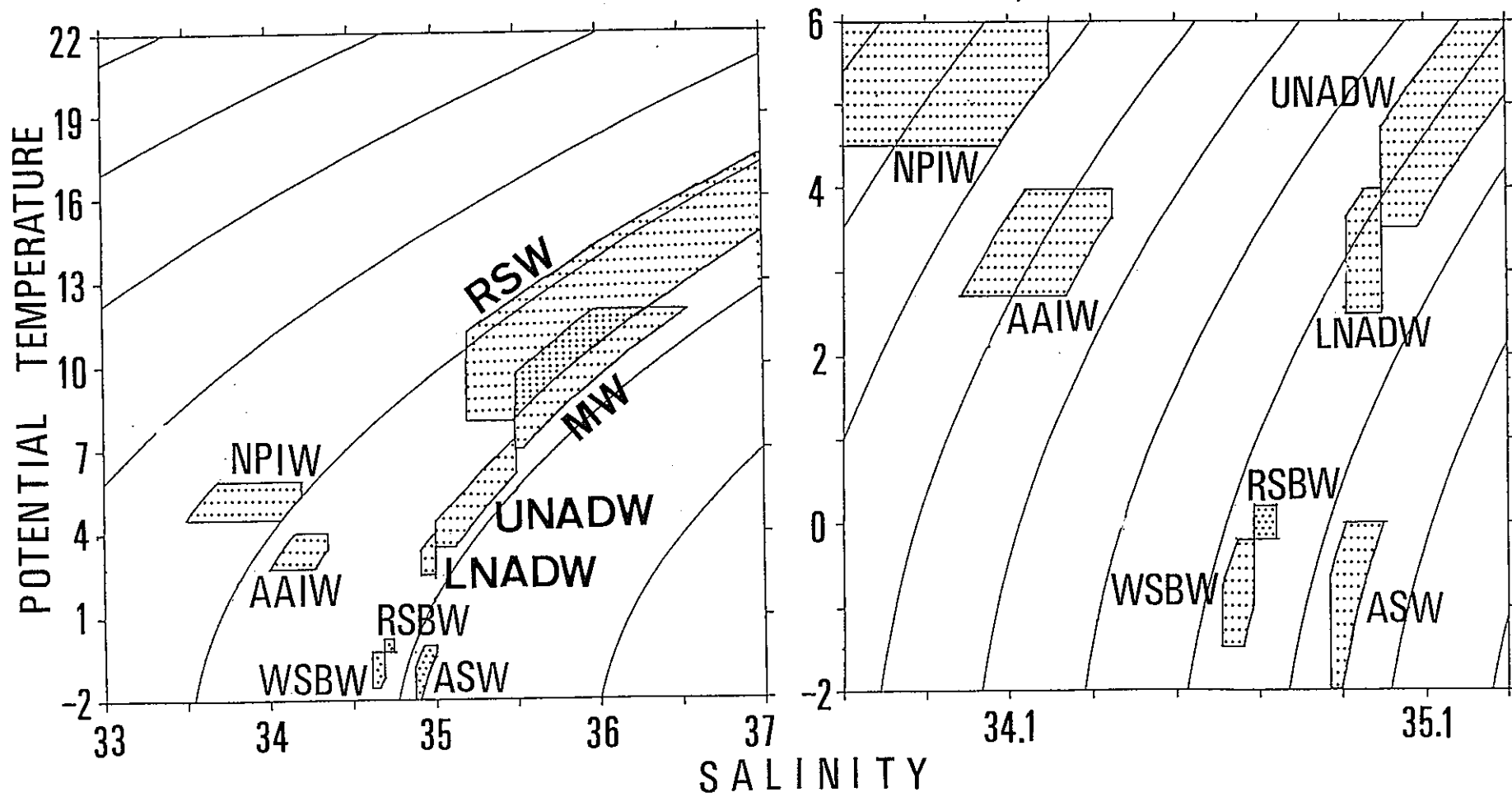


図2-3：T-S図上での水塊区分。

2-3. T-S 図で定義した水塊起源と行方に関する解析

全球海洋の水塊構造とその形成・維持過程とメカニズムを解明することが重要な課題の1つである。水塊(Water-type)はそれぞれが特徴のある水温と塩分を持ち、T-S 図上での1点に集中する海水の塊として定義され、表2-2に示すようなWater-massが考えられている(Defant, 1961)。現実には、各water-type間に混合が起こるから、実際にはT-S図上の小さい面積の領域として認識されている。ここでは、各water-typeを構成する海水が、どこからきて、どこへ行くのかを、粒子群を追跡して検討する。

Levitus(1982)の年平均水温・塩分場中に粒子群を配置し、water-typeが定義されている水温・塩分を持つ粒子を、そのwater-typeを構成する粒子と考え、その粒子の挙動を考察する。このとき、粒子の配置は前年度の報告と同様、水平的には $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ の各格子中央に1個ずつ、鉛直的には125mから250m毎に最下層までとする。したがって、water-typeがあまり大きな容積を持たない場合には、water-typeの水温・塩分の範囲をあまり狭くすると、water-typeを代表する粒子数が少なくなり過ぎる危険があるので、表2-2の定義よりは、水温・塩分の範囲を少し広げることとし、表2-3のようにした。また、その範囲を図2-3に示した。

ここでは、追跡の1例として北太平洋中層水(NPIW)の挙動について述べる。Levitus(1982)の水温・塩分を用いて北太平洋中層水を構成する粒子群を選び出すと、図2-4(C)のようになる。数字は北太平洋中層水内に分布する粒子の深度を示している。これをまとめて示すと表2-4のようになっている。図2-4(C)によると、粒子は北太平洋亜寒帯循環系南部と亜熱帯循環系北部に東西にわたって分布し、南へ向って深度が下がり、あたかも北から南へ向って沈降してきているかのように見える。

これらの粒子群が、どこからきたのかを見るために、時間を逆に戻して50年間追跡し、その中のいくつかを図2-4(A)と(B)に示した。また、これらの粒子がどこへ行くのかを見るために、50年間時間を前へ進めて追跡し、そのいくつかを図2-4(D)と(E)に示した。北側の亜寒帯循環中にある粒子群(北側粒子群)と南側の亜熱帯循環中にある粒子群(南側粒子群)の移動状況を別々に図示したのが、図2-5と図2-6である。20年前と、20年後のものだけが示されている。これらの図によると、南側粒子群は、黒潮統流の表層域から亜熱帯循環系内部領域の表層に入り、 20° N附近を西進しながら深度を増し、黒潮域の500~1500m層を通過して、図2-4(C)の位置に分布するようになる。この後は、やはり 20° N附近の500~1500m層を西へ向って進んでいく。

一方、北側粒子群は、北赤道海流に乗って、太平洋西岸境界の1500~3500m深を北上し、日本附近で表層へ上昇して、図2-4(C)の位置に分布するようになる。この水塊中の粒子群の一部は、アラスカ沖を温度を下げつつ北上してアラスカ半島先端に達する頃には、3000m深まで沈んでいることが分る。別の1群は、逆に南下して、カリフォルニア沖を上昇しながら北赤道海流の表層を西に進んでいく。Levitus(1982)の水溫・塩分データを用いる限りは、北太平洋中層水に亜寒帯循環系の水が入っているという顕著な証拠は見つからないが、10年前の図2-4(B)に三陸沖に数個粒子があるのが認められるが、20年前になるとそれらの粒子は亜寒帯循環系の中には見出すことができない。現実には、大気との熱交換の季節変動があり、この過程抜きでは北太平洋中層水の形成過程は語れないのであろう。

表2-2：水塊区分(Defant, 1961)

海盆名	水塊名	水溫(°C)	塩分(‰)
北太平洋	Subarctic water	2~10	33.5~34.4
	Pacific equatorial water	6~16	34.5~35.2
	Eastern North Pacific water	10~16	34.0~34.6
	Western North Pacific water	7~16	34.1~34.6
	Arctic Intermediate water	6~10	34.0~34.1
	Pacific deep water and		
	Arctic circumpolar water	-1~3	34.6~34.7
南太平洋	Eastern South Pacific water	9~16	34.3~35.1
	Western South Pacific water	7~16	34.5~35.5
	Antarctic Intermediate water	4~7	34.3~34.5
	Subantarctic water	3~7	34.1~34.6
	Pacific deep water and		
	Antarctic circumpolar water	-1~3	34.6~34.7

表2-2：(続き)

海盆名	水塊名	水温(°C)	塩分(‰)
インド洋	Equatorial water	4~16	34.8~35.2
	Indian central water	6~15	34.5~35.4
	Antractic intermediate water	2~ 6	34.4~34.7
	Subantarctic water	2~ 8	34.1~34.6
	Indian Ocean deep and		
	Antarctic intermediate water	0.5~ 2	34.7~34.75
	Red Sea water	9	35.5
北大西洋	North Polar water	-1~ 2	34.9
	Subarctic water	3~ 5	34.7~34.9
	North Atlantic central water	4~17	35.1~36.2
	North Atlantic deep water	3~ 4	34.9~35.0
	North Atlantic bottom water	1~ 3	34.8~34.9
	Mediterranean water	6~10	35.3~36.4
南大西洋	South Atlantic central water	5~16	34.3~35.6
	Antarctic intermediate water	3~ 5	34.1~34.6
	Subantarctic water	3~ 9	33.8~34.5
	Antarctic circumpolar water	0.5~2.5	34.7~34.8
	South Atlantic deep and bottom water	0~ 2	34.5~34.9
	Antarctic bottom water	-0.4	34.66

表2-3：水塊区分。

水塊名		水温(°C)	塩分(‰)	密度(σ)
北極海水	ASW	-2.0~0.0	34.87~35.00	28.03~28.10
北大西洋上部深層水	UNADW	3.5~7.0	35.00~35.50	27.70~27.90
北大西洋下部深層水	LNADW	2.5~4.0	34.91~35.00	27.75~27.95
ウェッデル海底層水	WSBW	-1.5~-0.2	34.61~34.69	27.83~27.89
ロス海底層水	RSBW	-0.2~0.2	34.69~34.74	27.84~27.91
南極中層水	AAIW	2.7~4.0	33.70~34.35	27.10~27.30
北太平洋中層水	NPIW	4.5~6.0	33.50~34.20	26.50~27.00
地中海水	MW	7.0~12.0	35.50~38.00	27.35~27.80
紅海水	RSW	8.0~18.0	35.20~38.00	26.90~27.60

表2-4：粒子の深さを示す記号。

記号	深度(m)	記号	深度(m)	記号	深度(m)
1	0~250	6	1500~2000	A	4000~4500
2	250~500	7	2000~2500	B	4500~5000
3	500~750	8	2500~3000	C	5000~5500
4	750~1000	9	3000~3500	D	5500~6000
5	1000~1500	0	3500~4000	E	6000~

N. PAC. INT. WATER

YEAR- -20.0

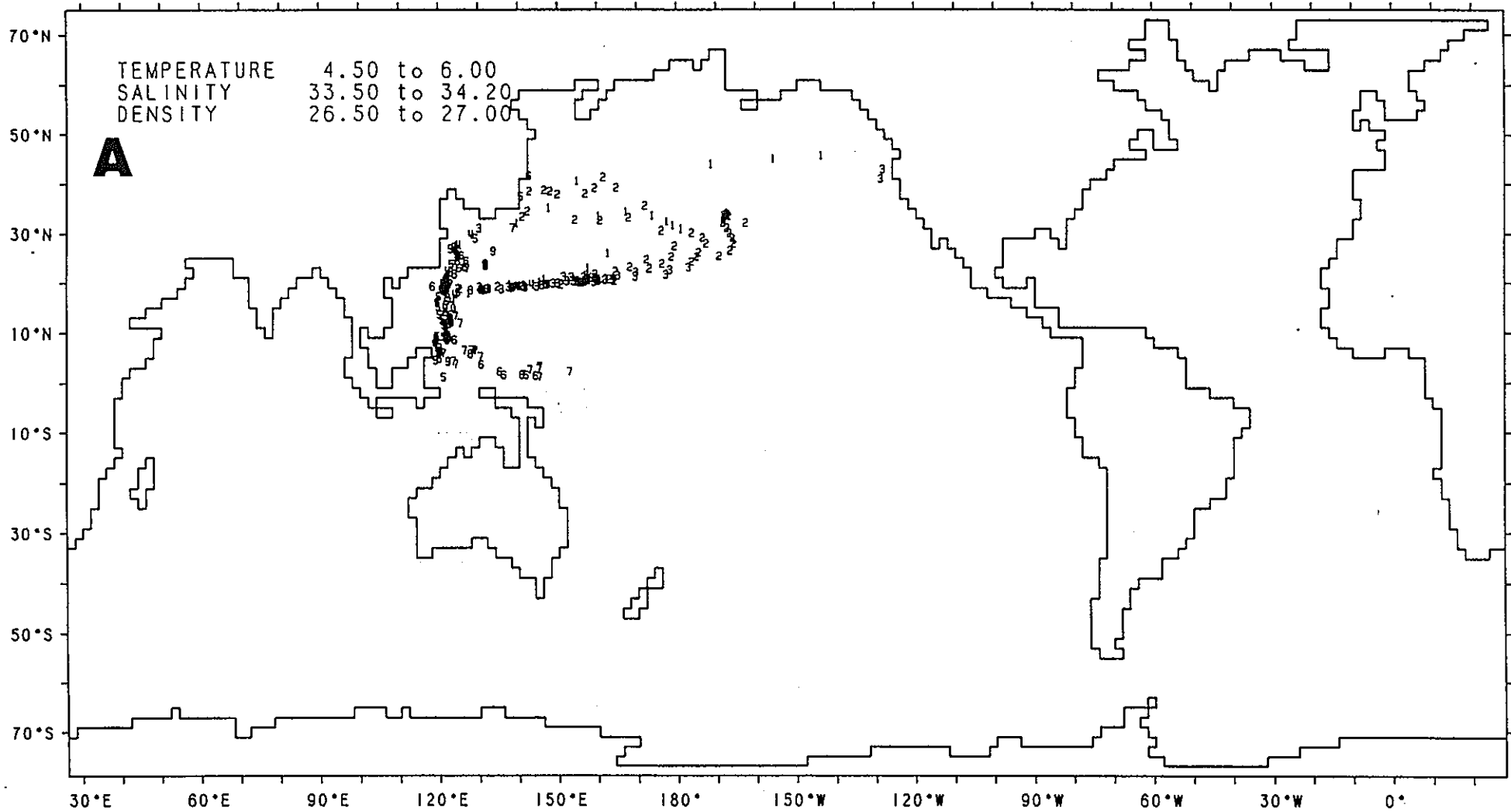


図2-4(A)：北太平洋中層水の移動経路(20年前)。

N. PAC. INT. WATER

YEAR- -10.0

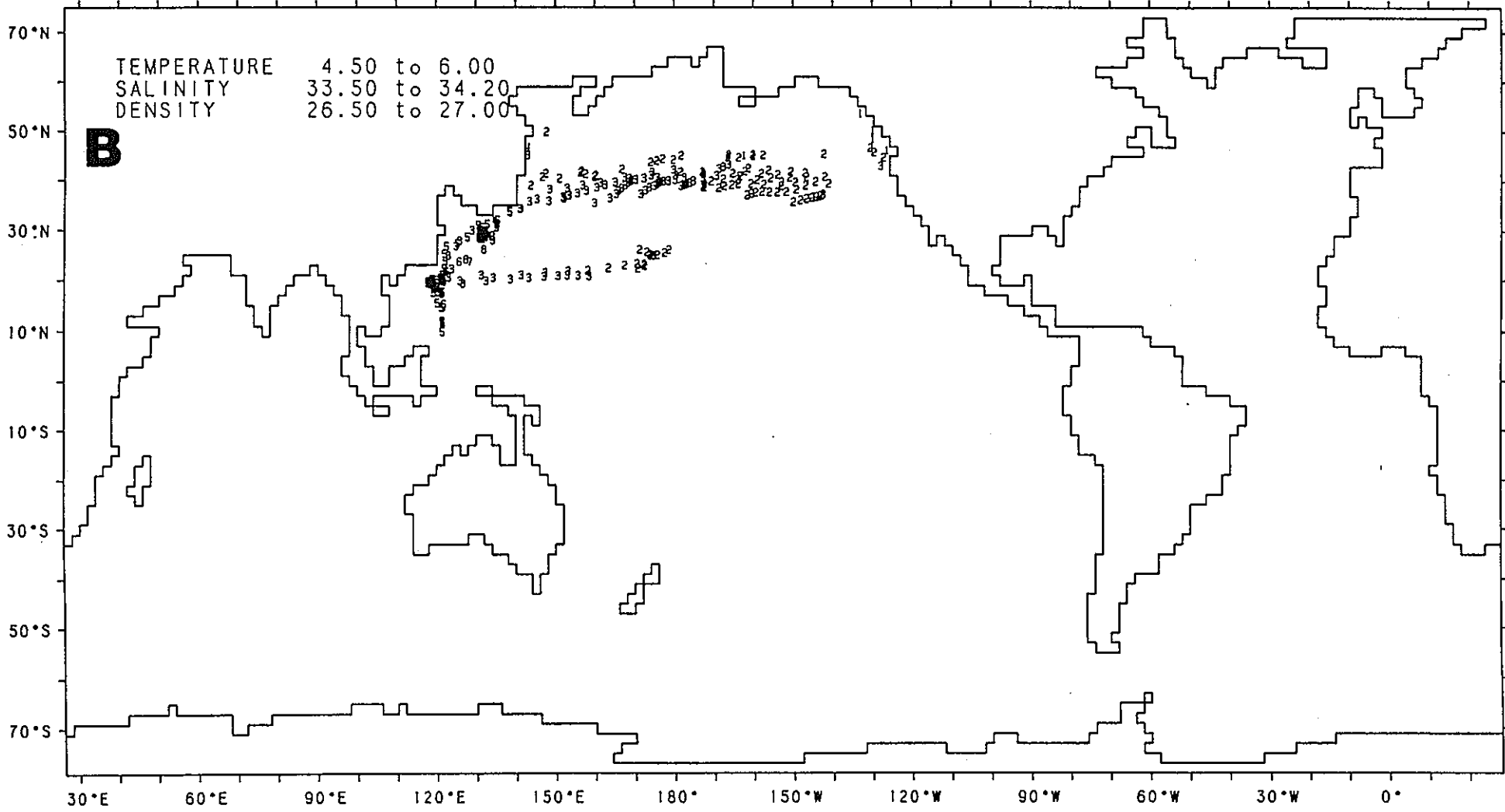


図2-4(B)：北太平洋中層水の移動経路(10年前)。

N. PAC. INT. WATER

YEAR- 0.0

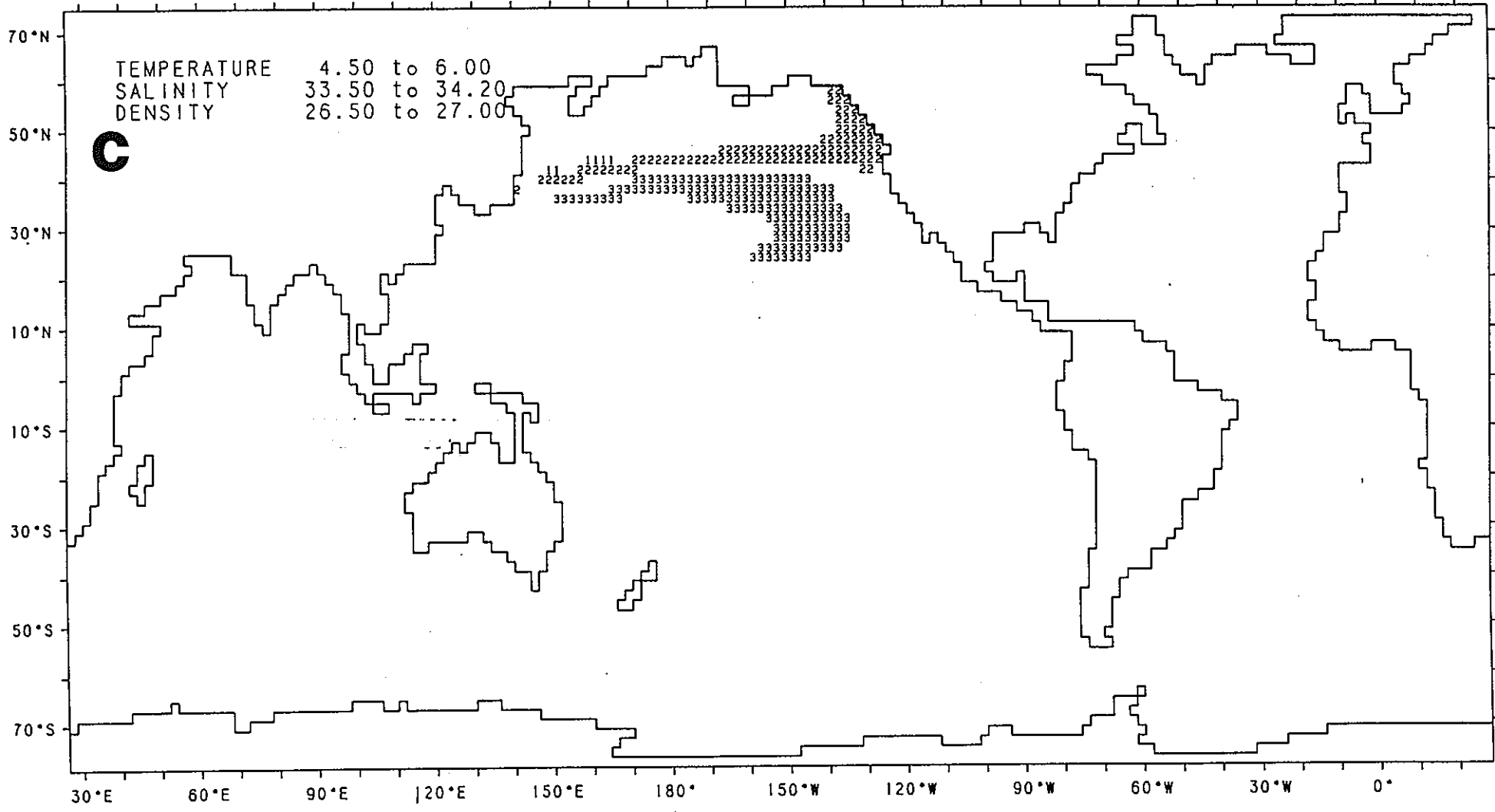


図2-4(C)：北太平洋中層水の移動経路(現在)。

N. PAC. INT. WATER

YEAR- 10.0

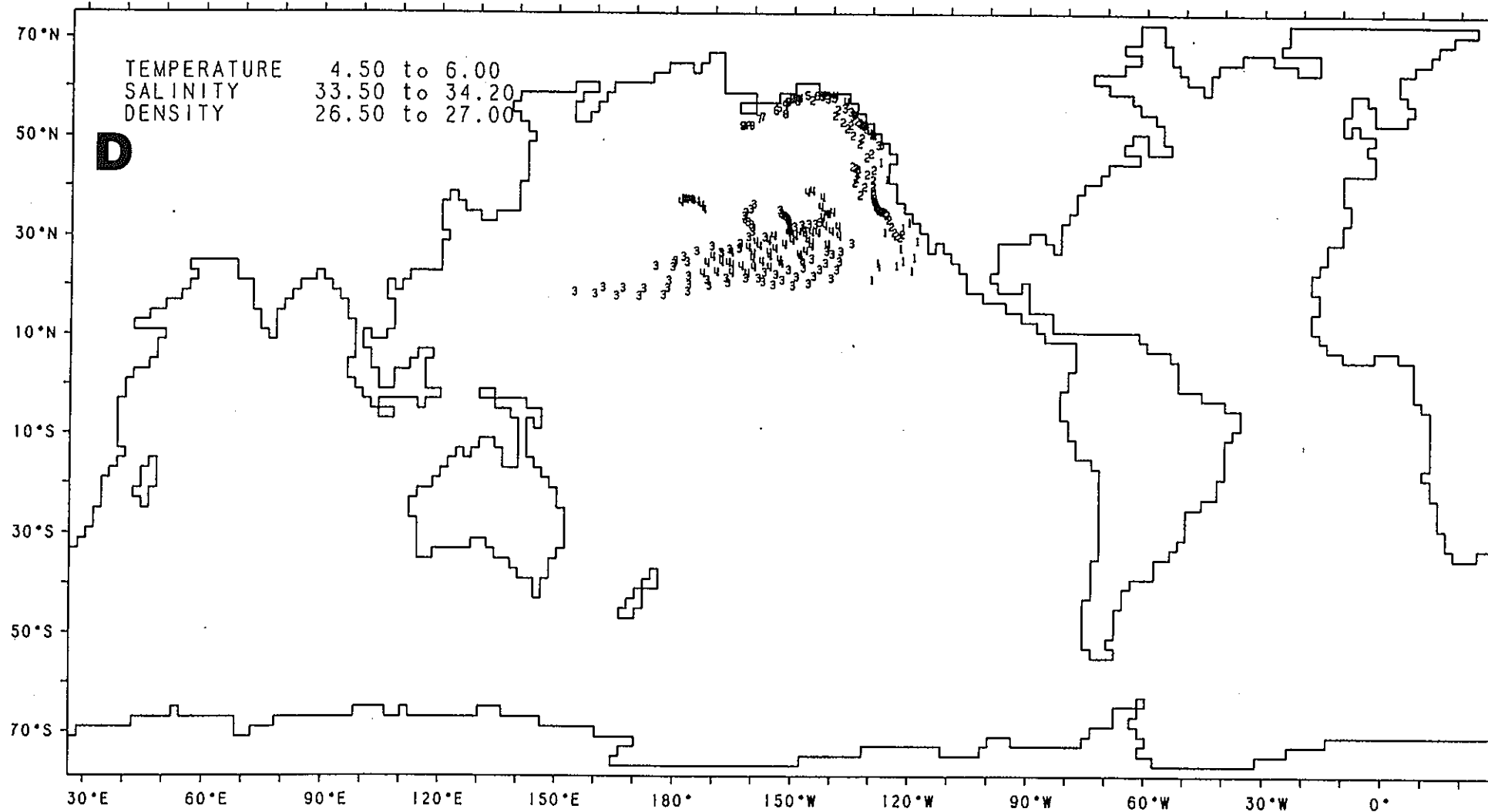


図2-4(D)：北太平洋中層水の移動経路(20年後)。

N. PAC. INT. WATER

YEAR- 20.0

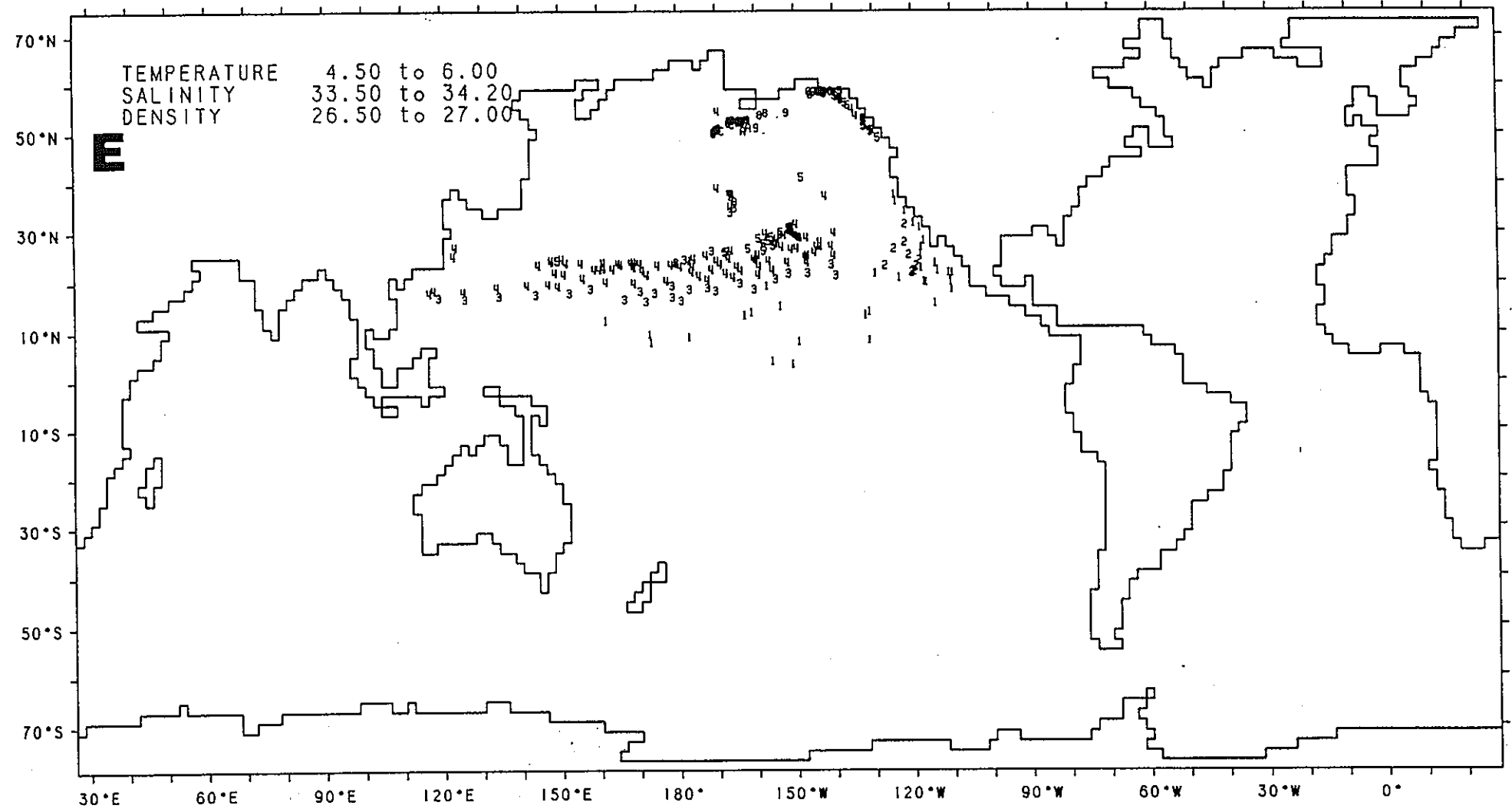


図2-4(E) : 北太平洋中層水の移動経路(20年後)。

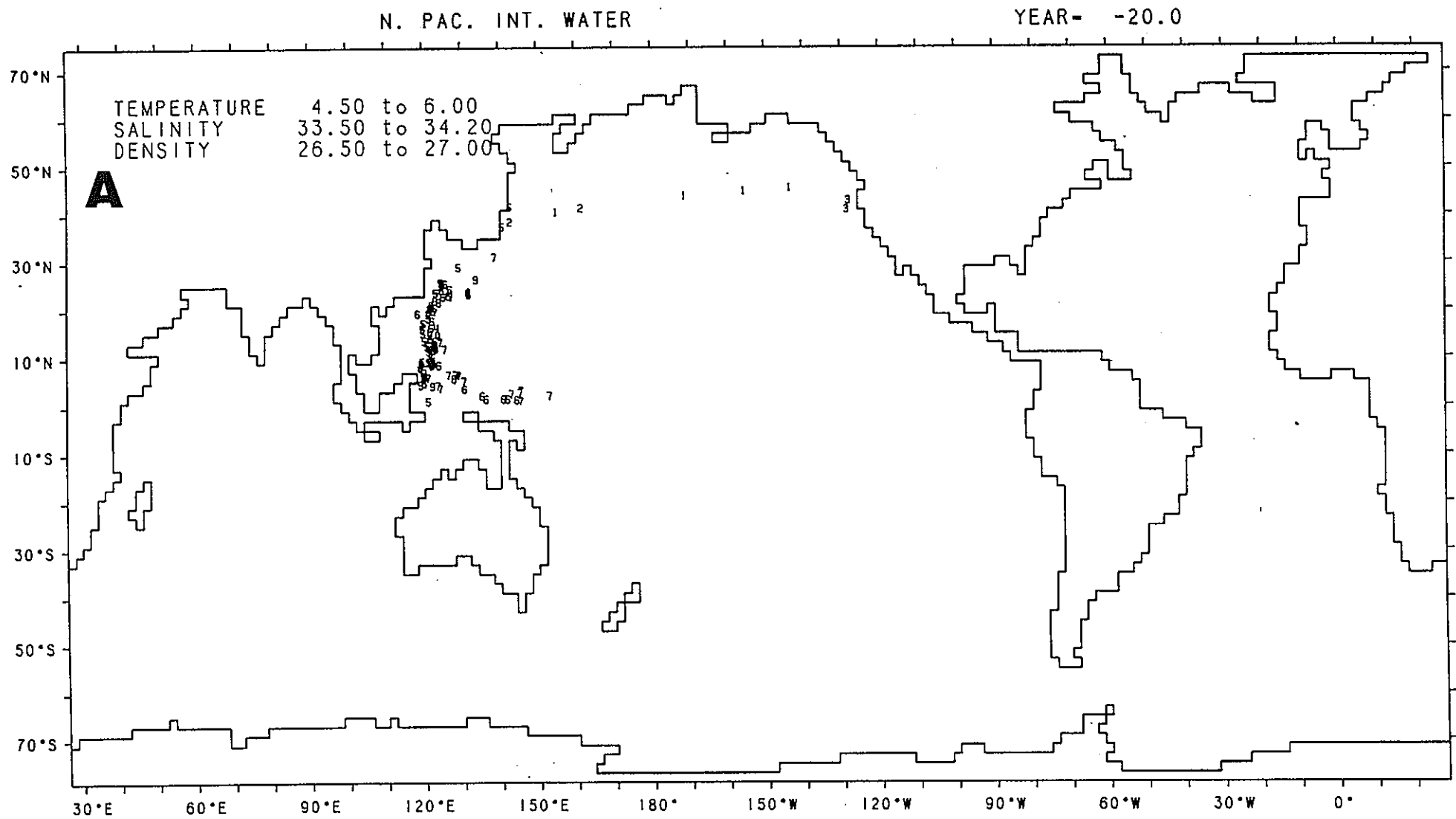


図2-5(A) : 北太平洋中層水の北側粒子群の移動経路(20年前)。

N. PAC. INT. WATER

YEAR- 20.0

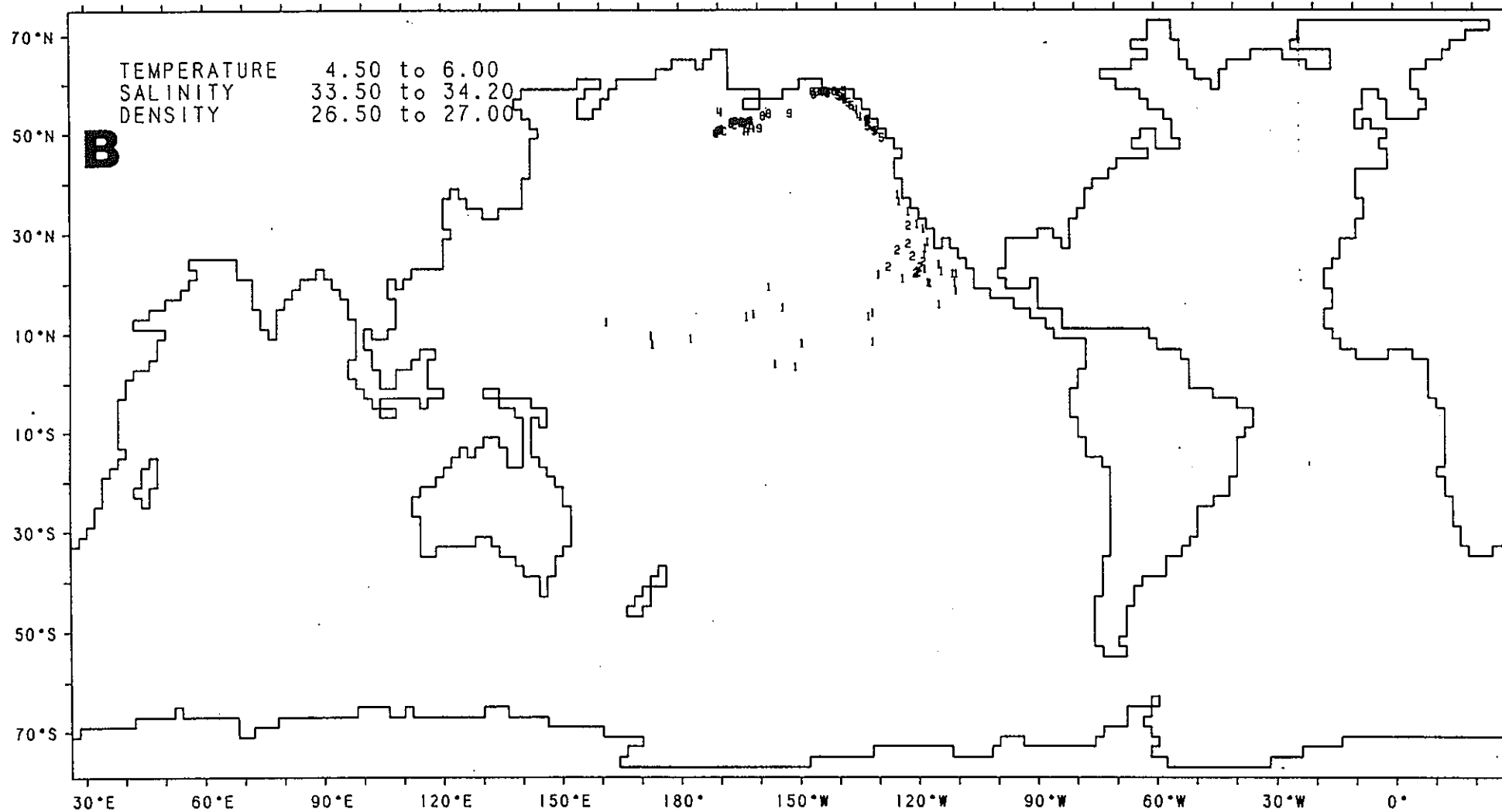


図2-5(B) : 北太平洋中層水の北側粒子群の移動経路(20年後)。

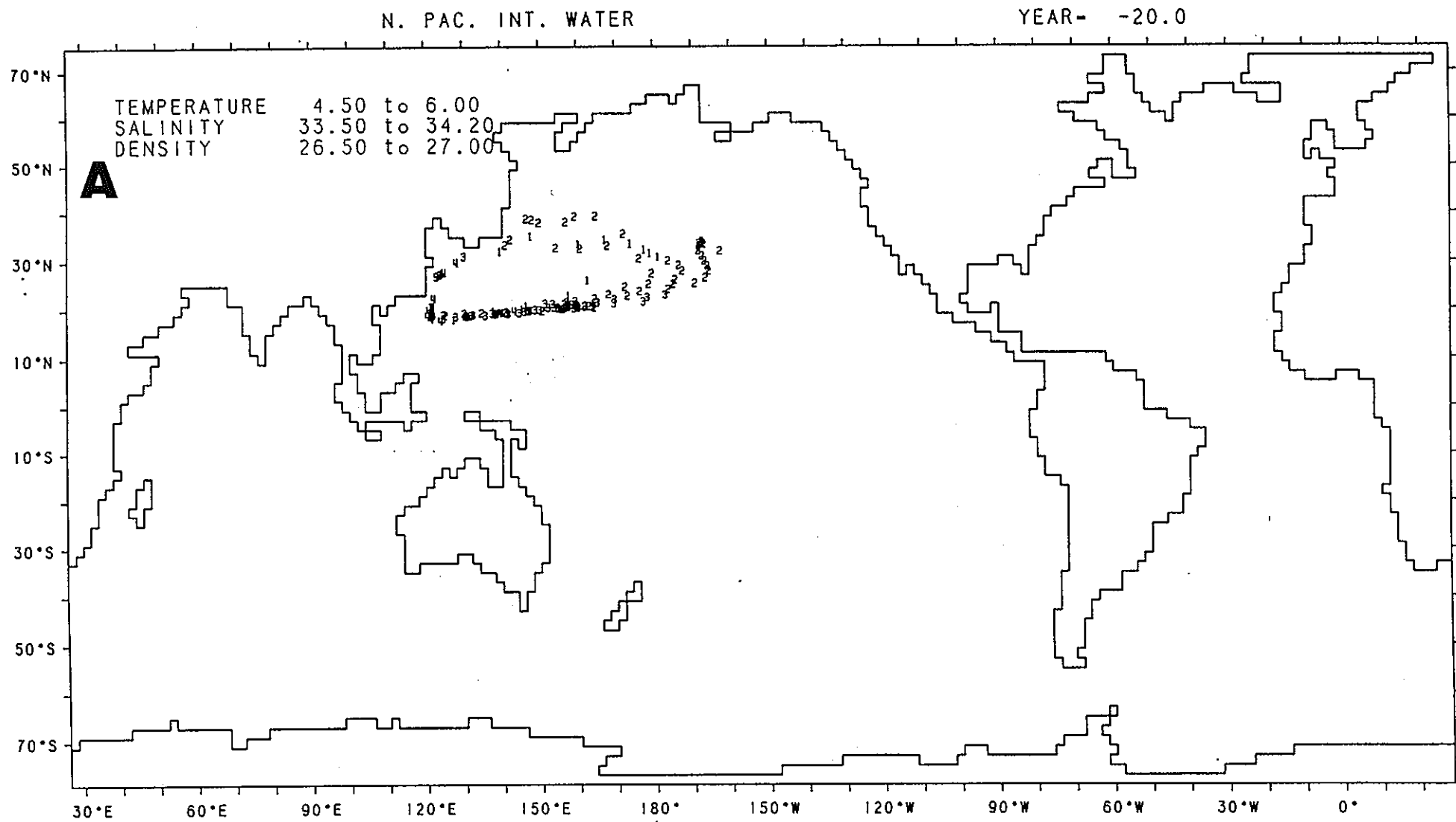


図2-6(A)：北太平洋中層水の南側粒子群の移動経路(20年前)。

N. PAC. INT. WATER

YEAR- 20.0

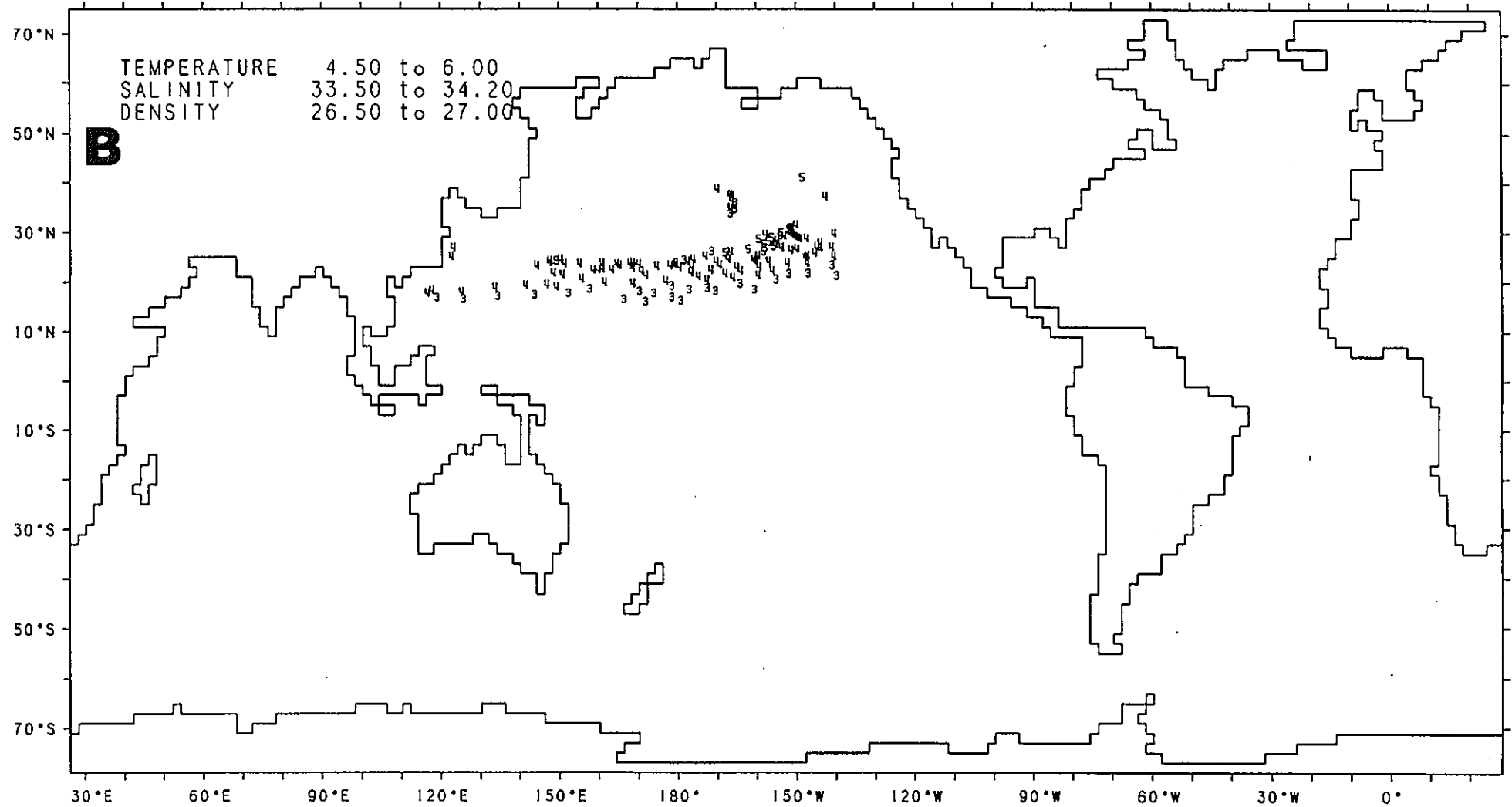


図2-6(B)：北太平洋中層水の南側粒子群の移動経路(20年後)。

2-4. 流動場の季節変化についての知見

全球海洋における流動場の季節変動についての知見はあまり多くはないが、Defant (1961)による海流図が有名である。図2-7(A)と(B)は、それぞれ北半球の冬期と夏期の定性的な流動場を示している。夏期のものは、 $-30^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{S}$ の低緯度に対してのみ示されている。この図に現れている冬期と夏期の変化を以下に記す。

- 太平洋北赤道海流→→冬期 135°E , 10°N 附近の流れが強くなり、フィリピン東沖で南に曲り、赤道潜流へつながっている。
- 太平洋北赤道逆流→→夏期に非常に弱くなっている。
- 太平洋南赤道海流→→夏期にニューギニア島北岸沖を強い流れとなって西進している。冬期には、この流れは弱まり、逆に東進する流れとなっている。
- Somali海流→→夏期には、インド洋南赤道海流が強くなり、 10°S からアフリカ東岸に沿って北上するために強いSomali海流を作り、アラビア海を時計回りに回るMonsoon海流を作っている。冬期には、Somali海流は夏期とは逆に南下する弱い流れとなっている。
- インド洋北赤道海流→→夏期には消失し、東進するMonsoon海流に置きかわる。
- インド洋赤道逆流→→夏期には消失し、南赤道海流に置きかわる。
- Mozambique海流→→夏期には弱くなる。
- 大西洋赤道逆流→→冬期にはアフリカ西岸沖の狭い海域に痕跡が残るだけで、ほとんど消失する。
- 南シナ海→→冬期には反時計回りの循環を作るが、夏期には明瞭な循環とはならず、バシー海峡へ向って流れる。

赤道逆流の消長は、太平洋と大西洋は同位相で、インド洋は逆位相で変化している。

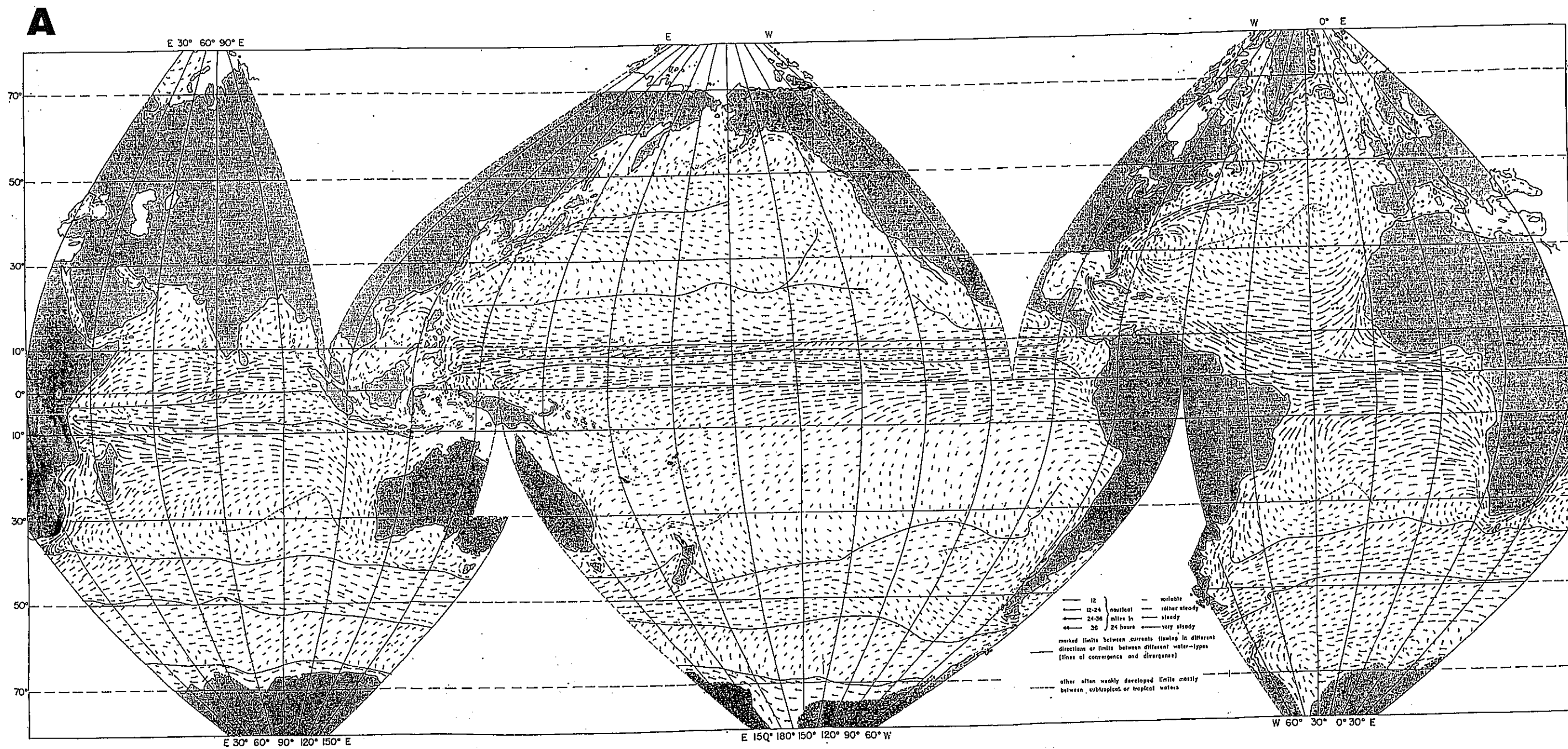


図2-7(A) : 流動場の季節変化(Defant, 1961)(北半球の冬期)。

B

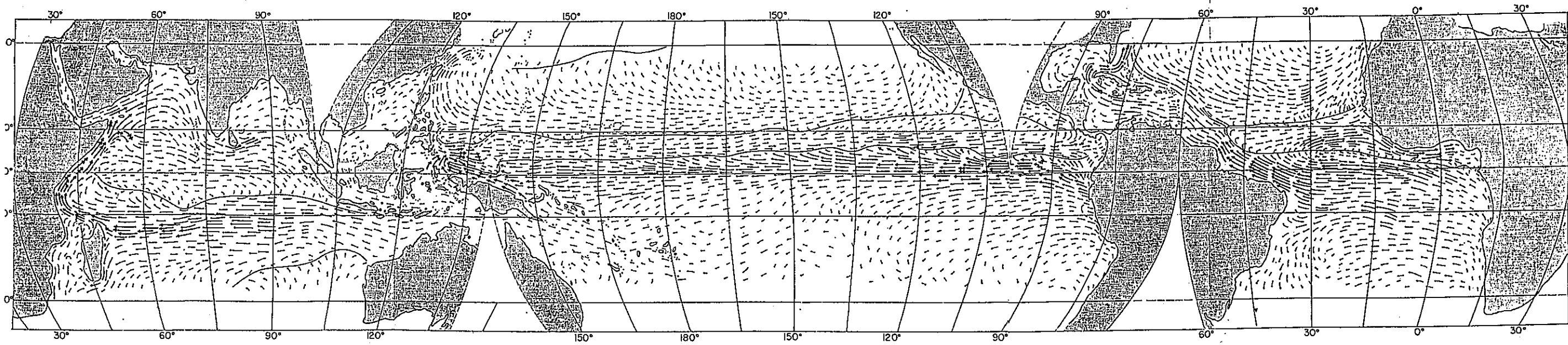


図2-7(B) : 流動場の季節変化(Defant, 1961)(北半球の夏期)。

3. 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

3-1. 広域海洋拡散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（季節条件を加味した海象条件での）

密度場が季節変化をすると、流動場はそれに応答して新たな平衡場に向かって変化していく。このような変動場中のラグランジュ運動は、一般的にいて初期条件に依存する。海盆間に境界を設定し、この境界線を越えて海水がどのように移動し、交換をするのかを議論する場合、1年の中のどの時期に追跡を開始するかによって交換量は変化する。この問題を避けるために、次のような方法をとることにした。すなわち、ある季節の密度場に伴った定常流動場を診断的に求めて、その流動場中に粒子群を放ち、10年間追跡することによって、初期条件に依存するということによって発生する問題を避ける。境界条件の季節変動によって流動場は常に変動し、定常に達するには季節変動の時間スケールをはるかに越える年月を必要とする。したがって、ここで求めようとするような定常場そのものが現場海洋に実現されることはないが、この平衡場を目指して流動場は変化しているわけで、定性的な特徴は実現されている筈である。どのような流動場に向って変化をしているのか、どのような流動場が実現されようとしているのか、それが実現された場合にどのようなことが全球海洋中に生じようとしているのかは理解できると考えられる。また、10年という季節変動をはるかに越える期間にわたって粒子群を追跡するのは、海盆間の流出入量を適当に多くして、移動経路を分りやすくしようとしたためである。この期間があまり長すぎると、隣の海盆を通過してしまうという難点が出てくる。

流動場の計算に用いた方程式系は、年平均場を求めた前年度のものと同様で、Sarmiento and Bryan (1982)により提唱された「頑丈な(robust)」診断モデルであるが、その方程式系を再記すると次のようである。

$$\frac{\partial U_H}{\partial t} + (U_H \cdot \nabla_H) U_H + W \frac{\partial U_H}{\partial Z} + \left(f + \frac{U \tan \phi}{R} \right) z \times U_H = - \frac{1}{\rho_0} \nabla_H P \quad (1)$$

$$+ A_H \left\{ \nabla_H^2 U_H + \frac{1 - \tan^2 \phi}{R^2} U_H + \frac{2 \sin \phi}{R^2 \cos^2 \phi} z \times \frac{\partial U_H}{\partial \lambda} \right\} + A_U \frac{\partial^2 U_H}{\partial Z^2} \quad (2)$$

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

$$\nabla_H \cdot U_H + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \quad (4)$$

$$\rho = F(\theta, S, P) \quad (5)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (U_H \cdot \nabla_H) \theta + W \frac{\partial \theta}{\partial Z} = K_H \nabla_H^2 \theta + K_U \frac{\partial^2 \theta}{\partial Z^2} + \gamma (\theta^* - \theta) \quad (6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + (U_H \cdot \nabla_H) S + W \frac{\partial S}{\partial Z} = K_H \nabla_H^2 S + K_U \frac{\partial^2 S}{\partial Z^2} + \gamma (S^* - S) \quad (7)$$

(1)~(3)式は球座標系における運動方程式, (4)式は連続の式, (5)式は海水の状態方程式, (6)式と(7)式は水温と塩分の移流拡散式である。これらの式で, λ は経度(東向きを正), ϕ は緯度(北向きを正), Z は高度(静止水面から上向きを正)とする球座標系を考え, U_H は水平流速ベクトル, W は Z 方向の流速成分, θ と S はそれぞれポテンシャル水温と塩分である。 t は時間, P は圧力, ρ は海水密度, f はColiolis係数である。地球半径 R , 重力加速度 g , 平均海水密度 ρ_0 は物理定数として与えられる。渦混合係数 A_H , A_U と渦拡散係数 K_H , K_U も定数であるとする。 θ^* , S^* はLevitus(1982)の水温・塩分の観測値であり, γ は計算値が観測値へ復元する時間スケールの逆数である。また, 支配方程式を差分化するのに, Cox(1984)のGFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton University)モデルと同じ方式を用いる。

「頑丈な」診断モデルの特徴は式(6)式, (7)式にある。もし水温・塩分の観測値が計算された流速場中での移流拡散のバランスを満足するならば, その計算値が観測値からずれることはない。一方, モデルとデータの特徴の不一致からモデル中に非現実的な流れが生じた場合, そのような流れによる水温・塩分の移流は拡散とはバランスできず, 水温・塩分の計算値は移流拡散をある程度満足させるように観測値からずれる。つまり, 非現実的な流れを生み出すような観測値に対して, モデルは移流を通し

てまわりの観測値を作用させることによって平滑化を行い、それを取り除く。

γ の値をどうとるかは、どの程度まで観測データに重きを置くかによる。観測値をモデルに取り込まず、純粹に移流拡散バランスのみで水温・塩分場を計算する場合は $\gamma = 0$ とする(予報モデル)。この種のモデルとしては Toggweiler et al. (1989) をはじめとして数多くの研究がある。観測データから流れ場を推定することを目的とする場合には、 γ の値は大きい方が望ましい。つまり、移流拡散バランスを多少満足しない流れがあったとしてもそれをある程度は許容し、なるべく観測データから計算値が離れないようにする。

流速場の境界条件は次のように与える。海面では Hellerman and Rosenstein (1983) による風応力を与えるが、海底では底摩擦は与えない。横壁は粘着壁とする。また、水温・塩分の境界条件として、海面では計算値を観測値に復元させるようなフラックスを与える。それ以外の境界を横切るフラックスはない。本モデルでは水温・塩分が観測値により強く制限されるため、 γ 以外のパラメータの選択は赤道の近傍を除けばあまり結果に影響を与えない。従って、本研究ではそれらの値として予報モデルでよく用いられる値を参考にして、 $A_H = 8 \times 10^8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $A_U = 100 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $K_H = 2 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $K_U = 0.3 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ とし、海面の水温・塩分を観測値に復元させる時間スケール ($1/\gamma_0$) は 100 日とした。南大洋は周期条件により東西につながっている。領域は水平には $2^\circ \times 2^\circ$ の格子に、鉛直には表 3-1 に示すような 15 レベルに分割し、各格子点の水深を DBDB5 データセット (National Geodetic Center, Boulder, Co.) に基づいて与える。静止状態から、Levitus (1982) の密度場と Hellerman and Rosenstein (1983) の風の 3 カ月平均の四季の値、すなわち 5~7 月 (6 月期)、8~10 月 (9 月期)、11~1 (12 月期)、2~4 月 (3 月期) の平均値である。Levitus (1982) の密度場の四季のデータは 1500 m 以浅に対してだけ与えられ、1500 m 以深は年平均値が与えられているので、流動場は 1500 m 以浅の各季節のデータと、1500 m 以深の年平均値を結合させて、密度場の初期値のデータとし、交換に関する解析は表層 (0~500 m) の流動場と、表層中を移動する表層水だけを対象として行った。モデルを駆動してから 32.7 年間の時間積分を行った。これにより定常な流速場が得られた。

海盆間の正味の輸送量を評価するために、各季節の流動場に粒子群を配置して、時間を前に進める場合と、逆戻しにする場合とについて 10 年間追跡した。

表3-1:層の取り方

層番号	各層中央点の水深 (m)	層厚 (m)
1	25	50
2	100	100
3	250	200
4	500	300
5	800	300
6	1100	300
7	1500	500
8	2000	500
9	2500	500
10	3000	500
11	3500	500
12	4000	500
13	4500	500
14	5000	500
15	5500	500

粒子追跡法は前年度のものと同じであるがその概要について以下に再記する。本研究で用いた粒子追跡の手法は、Imasato et al. (1980)が沿岸域の潮流による海水交換の物理機構を解明するのに用いたものを発展させたものである。Xを時間tにおける粒子の位置ベクトルとすると、その追跡は次のような初期値問題として表現できる。

$$\frac{dX}{dt} = U(X) \quad (8)$$

$$X = X_0 \quad \text{at} \quad t = 0 \quad (9)$$

ただし、 U は3次元流速ベクトルで、 X_0 は初期に配置した粒子の3次元位置ベクトルである。

境界付近を除いて、各流速成分は近傍の格子点の流速から内挿するが、境界付近(横壁から格子幅の1/5以内、海面と海底から層厚の1/5以内)では、その境界に垂直な流速成分を0とする。従って、この境界層内の粒子は壁に沿って進むことになる。このような取扱いをするのは、本モデルの横壁で粘着条件が用いられているためである。粘着壁に近づくと粒子はゆっくりと動くようになるから、この扱いをすることによって粒子が壁面で停止したり、壁面を横切ったりすることを防いでいる。

上の初期値問題を4次精度のRunge-Kutta法を用いて数値的に解く。計算誤差を抑えるためには、1ステップの時間積分で粒子が遠くまで動き過ぎないようにする必要がある。本研究では、粒子が1ステップで格子幅の1/4、あるいは層厚の1/4以上粒子が動かないように、時間間隔を各粒子ごとに適時設定し直している。

粒子の初期の配置は、昨年度と同様、鉛直には125m深から250m毎に最下層まで、水平には $2^\circ \times 2^\circ$ の各格子に1個ずつである。隣接海盆間の交換量の定量的な評価をする場合には、各粒子が代表する体積の大小に注意する必要がある。初期に緯度 ϕ に置かれた粒子1個が代表する体積は

$$(2\pi R/180)^2 \times 0.25 \times \cos\phi \quad (\text{km}^3) \quad (10)$$

となる(R は地球の半径: km)。高緯度になるにつれて格子の東西幅は小さくなるので、初期に緯度 ϕ に置かれた1粒子が代表する海水体積は高緯度ほど小さくなり、緯度60度に置かれた粒子では赤道での粒子が代表する体積の1/2となる。従って、初期に低緯度にあった粒子が高緯度に移動したり、逆に高緯度にあった粒子が低緯度に移動する場合には、交換量や置換時間を評価するのに、単に粒子数による評価をすると、誤差が大きくなる。従って、各粒子が代表する体積を、第3の情報として各粒子に与えておく必要がある。

3-2. 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

3-2-1. 流動場のVariability

図3-1に、風の場の影響をより強く受ける25m層の流速ベクトル場の各季節の分布を、図3-2に100m層の流速分布を示した。25m層では、全域にわたって流速・流向とも変化が見られるし、100m層においても赤道を中心とした低緯度での季節変化が顕著であることが分るが、変化の大きい海域を定量的に抽出するために、流速と流向の各季節間の偏差を示したのが図3-3~3-6(25m層)と図3-7~3-10(100m層)である。例えば、図3-4は6月期と9月期の偏差を示したもので、各図で(A)は流速の大きさを示し、 V_9 を9月期の流速ベクトル、 V_6 を6月期の流速ベクトルとして $(|V_9 - V_6|^2)^{1/2}$ の等値線を示している。(B)は流向の変動を示していて、9月期の流向が6月期の流向からどれだけずれているのかを示したもので、流向差が $+45^\circ \sim -45^\circ$ (時計回りに正で、流向はほぼ変化しない)のものは空白、変動が $+45^\circ \sim +135^\circ$ のものを\印で、 $-45^\circ \sim -135^\circ$ のものを/印で、 $+135^\circ \sim -135^\circ$ すなわちほぼ逆を向いているものを*印で示している。

これらの流速の大きさの変動を示した図3-3~3-10によると、変動の大きい海域は各季節とも太平洋東部の $10^\circ N$ を中心とする海域と、 $2^\circ N$ を中心とする海域であり、これらの海域では流向もまた大きく変動している。また、変動が大きいのは6月期(北半球の海洋の春)から9月期(北半球の海洋の夏)に移る場合と、12月期(北半球の海洋の秋)から翌年の3月期(北半球の海洋の冬)に移る場合に現れる。

3-2-2. 正味の輸送量の季節変化

正味の輸送(交換)量を扱う海盆区分は、表層における表層水の移動のみを扱うので、深層水の移動を考慮した昨年度の海盆区分とは異なり、図3-11に示すような区切りとした。すなわち、太平洋と大西洋は赤道で南北太平洋(S P, N P)、南北大西洋(S A, N A)を区切り、インド洋は南赤道海流の通る $10^\circ S$ で南北インド洋(S I, N I)とを区切った。北極海(A C)と北大西洋は、グリーンランド~アイスランド~イギリスを結ぶ線で区切った。南極周極流(A C C)海域は従来通りである。海盆区分を表3-2に示す。

表3-2：海盆区分

番号	記号	海盆名	
1	AC	北極海	ARCTIC SEA
2	NA	北大西洋	NORTH ATLANTIC OCEAN
3	SA	南大西洋	SOUTH ATLANTIC OCEAN
4	NI	北インド洋	NORTH INDIAN OCEAN
5	SI	南インド洋	SOUTH INDIAN OCEAN
6	NP	北太平洋	NORTH PACIFIC OCEAN
7	SP	南太平洋	SOUTH PACIFIC OCEAN
8	ACC	南極周極流域	REGION OF THE ANTARCTIC CIRCUMPOLAR CURRENT
9	WD	ウェッデル海	WEDDELL AND ATLANTIC-INDIAN BASIN
10	RO	ロス海	ROSS AND SOUTH INDIAN SEA

図3-12は表層における海盆間の正味輸送量(交換量)の季節変動を示している。矢印は正味の輸送量の向きを表し、矢印の頭の数値は輸送量を $Sv(10^6 m^3 s^{-1})$ 単位で示している。また、 $1.0Sv$ 以下のものは表示していない。太い実線の矢印は、1年の変化の中でその季節に矢印に向う方向の最大値が現れることを示している。破線の矢印は、最小値が現れることを示し、細い実線は、最大(小)値と最小(大)値の中間の値が現れることを示している。この図を見ると、全球海洋の海水運動の変化が互いに連動していることがよく分るが、この図を基にして、各海盆間の交換状況の変化の特徴について検討する。海盆間の交換状況の季節変化とその相関関係がよく分るようにしたのが図3-13～3-17である。以下にその特徴について述べる。

1) 太平洋からインド洋への正味の輸送量の季節変化

太平洋とインド洋との交換状況の季節変化を示したのが図3-13である。

● NP → NI (北太平洋NPから北インド洋NIへの正味の輸送)の季節による変化は

小さく、12月期に最小値をとる。

- $NP \rightarrow SI$ は6月期に最大値をとり、12月期に最少値をとる。
- 周年、太平洋 ($NP + SP$) から SI へ入る流量が NI へ入る流量を上回っている。中でも、 $NP \rightarrow SI$ がインド洋への流量 ($NI + SI$) の大部分を占め、その変化も大きい。
- $SP \rightarrow (NI + SI)$ は3~6月期にはほとんどなく、9~12月期にのみ大きく、12月期に最大値をとる。

南太平洋の水は9~12月期にのみインド洋に入るのは、100m層の流速場の図3-2を見ると、太平洋南赤道海流 (South Equatorial Current) が $10^{\circ}S$ を西進して、ニューギニア島沖を北上してインドネシア多島海に入る流れがこの時期に強くなるためである。3~6月期には、太平洋の北赤道海流が $15^{\circ}N$ を西進し、太平洋西岸を南下して、インドネシア多島海をへてインド洋へ入り、残りは赤道潜流となってニューギニア沖の $5^{\circ}N$ を通って東へ流れる。このために、12~3月期に $10^{\circ}S$ を西進する南赤道海流は $180^{\circ}E$ 附近で極端に弱くなり、ニューギニア島東岸に沿って北上していた流れも弱まって赤道附近で東に戻ってしまう。この状況は、25m層の流速場に顕著に現れている。このような流動場の変化を反映して、9~12月期に $SP \rightarrow (NI + SI)$ が増加し、 $NP \rightarrow SI$ が減少する。

12月期に $SP \rightarrow NI$ が特に増加する理由は次の通りである。すなわち、風 (アジアモンスーン) が太平洋とインド洋の $10^{\circ}S$ の南赤道海流を強化するために、太平洋でニューギニア東岸沖を北上する流れを強化するのと同じ理由で、インド洋のアフリカ東岸沖を北上するソマリー (Somali) 海流が強化されるからである。3~6月期にはインド洋の南赤道海流が若干南下して、 $15^{\circ}S$ を西進する。 $SP \rightarrow (NI + SI)$ が大きくなる9~12月期には、 SI や ACC から SP へ入る正味の輸送量は少し減少しているが、変化量は大きくない。顕著なのは、 $SP \rightarrow NP$ への正味の輸送量が減少し、12月期にはそれまでとは逆向きに NP から SP へ $10Sv$ の正味の輸送量が生じている。これは、9~12月期に、赤道潜流が北上し、 $160^{\circ}W$ 以東で赤道を越えて北半球から南半球に入る流れが強くなっているからである。

周辺の海域も含めて正味の輸送量変化を見ると次のようになっている (図3-14)。

- 3月期には、 $SI \rightarrow SP$ が多く、 $ACC \rightarrow SP$ も増加している。その結果、 $SP \rightarrow$

NPが増加し出す。また、SPに残る量(3.6Sv)が多い。

- 6月期には、SI→SPが減少し始める一方で、ACC→SPが最大値となる。その結果、SP→NPが最大値をとる。SPから失われる量(1.0Sv)がやや多い。
- 9月期には、SI→SPは減少し続け、ACC→SPは最小値となる。その結果、SP→NPが減少する。SPから失われる量(2.5Sv)が最大値となる。
- 12月期には、SI→SPは減少し、SP→SIの方が多くなる。ACC→SPが増加し始める。その結果、SP→NPの向きが逆転してNP→SPとなる。SPに残る量(6.2Sv)が最大値となる。

2) インド洋における正味の輸送量の季節変化

図3-15はインド洋からの正味の流出入量の季節変化を示している。

- 3月期には、ACC→SI→NIの流量は最大となり、SA、SPへの流出量もまた最大(7.9Sv)となる。100m層の南赤道海流の流軸が10°Sより南へ下がるためである。
- 6月期には、ACC→SI→NIの輸送量は減少する。
- 9月期には、NI→SIとなり、向きが逆転する。100m層の南赤道海流の流量が増加し、流軸も北上して10°Sを中心として流れ、ソマリー海流の流量が大きくなる。
- 12月期には9月期と同じパターンであるが、NI→SIの輸送量が減少し、ACC→SIの輸送量が増加し始める。

ACCからSIへの流入量が減ると、太平洋(NP+SP)からSIへの流量が増加する。SI→SAは、NP→(NI+SI)とほぼ同位相で変化し、3~6月期に大きく、9~12月期に少ない。一方、SP→(NI+SI)とはほぼ逆位相で変化している。NP→(NI+SI)のコースを取る時にSI→SAの流量が増加している。

3) ACCから太平洋、インド洋、大西洋への正味の輸送量の季節変化

図3-16は、ACCからSP、SI、SAへの正味の正味の流出量の季節変化を示している。

ACCから大西洋、インド洋、太平洋に入る正味の流入量の和の季節変化は、SPへの流出量の変化とよく似た変化を示し、9~12月期で小さく(9月に最小値)、3~6月期に増加し、6月期に最大値をとっている。一方、各大洋への流出量を見ると、SA、

S I への流入量は完全に逆位相で変化し、S I へは3月期に最大となるが、これは $40^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$ のACC北縁の100m層の流速が大きくなり(図3-2)、25m層の北向きの流速が強くなる(図3-1)からである。6月期に最小となっていて、最大値の1カ月後に最小値が現れる。SAへの流出量はS I への流出量と完全に逆位相で変化しているが、流出量(2.0Sv)それ自身は最も少ない。SPへの流出量はS I から3カ月遅れて変動し、流量も変化の幅も最も大きい。この流出量の変化を100m層の流動場(図3-2)で見るとよく分らないが、25m層の流動場(図3-1)で見るとACCの北縁の流速ベクトルが太平洋で6月期により北を向き、このことによってACCからの流出量が大きくなっていることが分る。大西洋では、この流速ベクトルの向きの変化が顕著ではない。風の変化による海洋表面附近の流速場の変化が重要な働きをしているようである。

4) 大西洋における正味の輸送量の季節変化

図3-17は、大西洋での正味の流出入量の季節変化を示している。

ACC→SAの季節変化はS I →SAから3カ月遅れて変化し、正味の輸送量は約2倍である。SA→NAはこの両者との相関は強くない。6月期に喜望峰沖を流れるアグルハス(Agulhas)海流が強くなるために、(ACC+S I)→SAが最大(5.7Sv)になった後、9月期にSA→NAの流量が最大(12.5Sv)となる。多分、赤道周辺の流れ場と関係しているだろう。100m層の $5^{\circ}\text{N}\sim 0^{\circ}\text{N}$ にかけての西岸を除く海域で南へ向う流れがあり、3月期に最も南へ下がり、6月期には東向きの流れとなっている。この期間を除いてあまり変化しないことがSA→NAの季節変化の特徴となっている。

5) 南極海における正味の輸送量の季節変化

ACCとWD、ROとの交換の季節変化は大きくない。ACC→WDは9月期に9.1Svが現れるのみである。ACC→ROは6月期と9月期にわずかに(0.4Sv程度)増えるのみで、あまり顕著な季節変動を示さずに、通年にわたって1.5Sv程度の流量が現れている。

以上の変化をまとめて、流量の季節変化の関係が分るようにしたのが図3-18である。この図で、太い実線の矢印は、流量の季節変化が同じ位相で変化し、矢印の向きに正味の輸送量が生じていることを示し、太い破線の矢印は、太い実線の矢印と逆位相で

変化していることを示している。また、細い実線の矢印は、太い実線の矢印の正味の輸送量とほぼ同位相で変化していることを示している。また、□印は6~9月期に大きい変化が生じていること、■印は12~3月期に大きい変化が生じていることを示している。また()は変化があまり顕著でないことを示している。この図によると、各海盆間の交換がACCを中心として太平洋、インド洋、大西洋間の交換過程が互いに強く関連し合いながら進行すること、海上風の場合が大きく変動する6~9月期、12~3月期に海洋表層流動場も大きく変化する(図3-3~3-10)結果として、交換量の大きな変化が生じることが明らかに示されている。

3-2-3. 粒子群の移動経路の季節変化

交換量の季節変化がどのような海水(粒子群)の移動によってもたらされたのかを見るために、10年間の粒子群の移動状況を太平洋とインド洋の場合について示す。図3-19は南太平洋(SP)のもので、+印は他海盆の表層からやってきた表層水粒子の位置を示し、○印はその粒子の10年前の位置を示している。流動場の季節変化を示した図3-1と図3-2を参照しながら検討する。

図3-19(A)は6月期のもので、ACC→SP、NP→SPが最小(SP→NPが最大)となっている場合である。(B)は9月期のもので、ACC→SPが最小の場合、(C)は12月期のもので、NP→SPが最大の場合である。図3-20は北太平洋(NP)に流入する粒子群のもので、(A)は6月期、(B)は12月期のもので、それぞれ流入量が最大、最小となっている場合である。6月期には南太平洋の海水が北太平洋亜熱帯循環系内部領域西部に流入してくるが、これは南大西洋赤道海流によって西に流され、表層25m層で赤道逆流がなくなり、その海域には5°Nを北に向って北赤道海流へ流れ込む流れがあり、これに乗って亜熱帯循環に取り込まれている。12月期に10°Nの25m層を東進する赤道逆流が強く、南太平洋の海水を北太平洋亜熱帯循環に運び込まないから、NPへの輸送量は最小となる。

NP~SP間の輸送の場合、SPの北西部(150°E~130°E, 0°~30°S)にNPからやってくる粒子の量が大きく変動することによって生じている。NPでは亜熱帯循環の西部内部領域にSPからやってくる粒子の数が大きく変動することによって季節変動が生じていることが分る。これらは共に太平洋の赤道循環システムが季節的に大きく変動することによって生じている。これは同時にインドネシア多島海を通る太平洋か

らインド洋へのスルーフローの変動状況をも決定している。

図3-21は北インド洋(N I)へ流入する粒子群の状況を、図3-22は南インド洋(S I)へ流入する粒子群の状況を示している。図3-21(A)は12月期のもので、S P→N Iが最大となる場合、(B)は3月期のものでN P→N Iが最大となる場合である。N Iへは北赤道海流のルート、S Iへは南赤道海流へのルートを通してインド洋へ入る。共に、太平洋赤道海流系の消長によって決定されていることが分る。

図3-22(A)は6月期のもので、A C C→S Iが最小で、N P→S Iが最大となる場合である。既に述べたように、25m層で赤道反流がなくなり、赤道附近の水を直接北赤道海流へ運び込むことが分る。(B)は12月期のものでS P→S Iが最大となる場合である。南赤道海流中を西進して、ニューギニア島沖の西向流に乗ってS Iへ入ることが分る。

一方、A C Cから太平洋、インド洋へ流入する粒子群は、A C C中を周回しながら、A C C北縁の流動場の変動の影響を受けつつ流入してくる。A C Cを經由してS Pへ入ってくる表層水には、当然S Iのアフリカ東岸沖を南下するアガラス(Agulhas)海流に乗って、喜望峰沖でA C Cに取り込まれてくるS Iの表層水がかなり入っていることが分る。

25.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

YEAR- 32.9

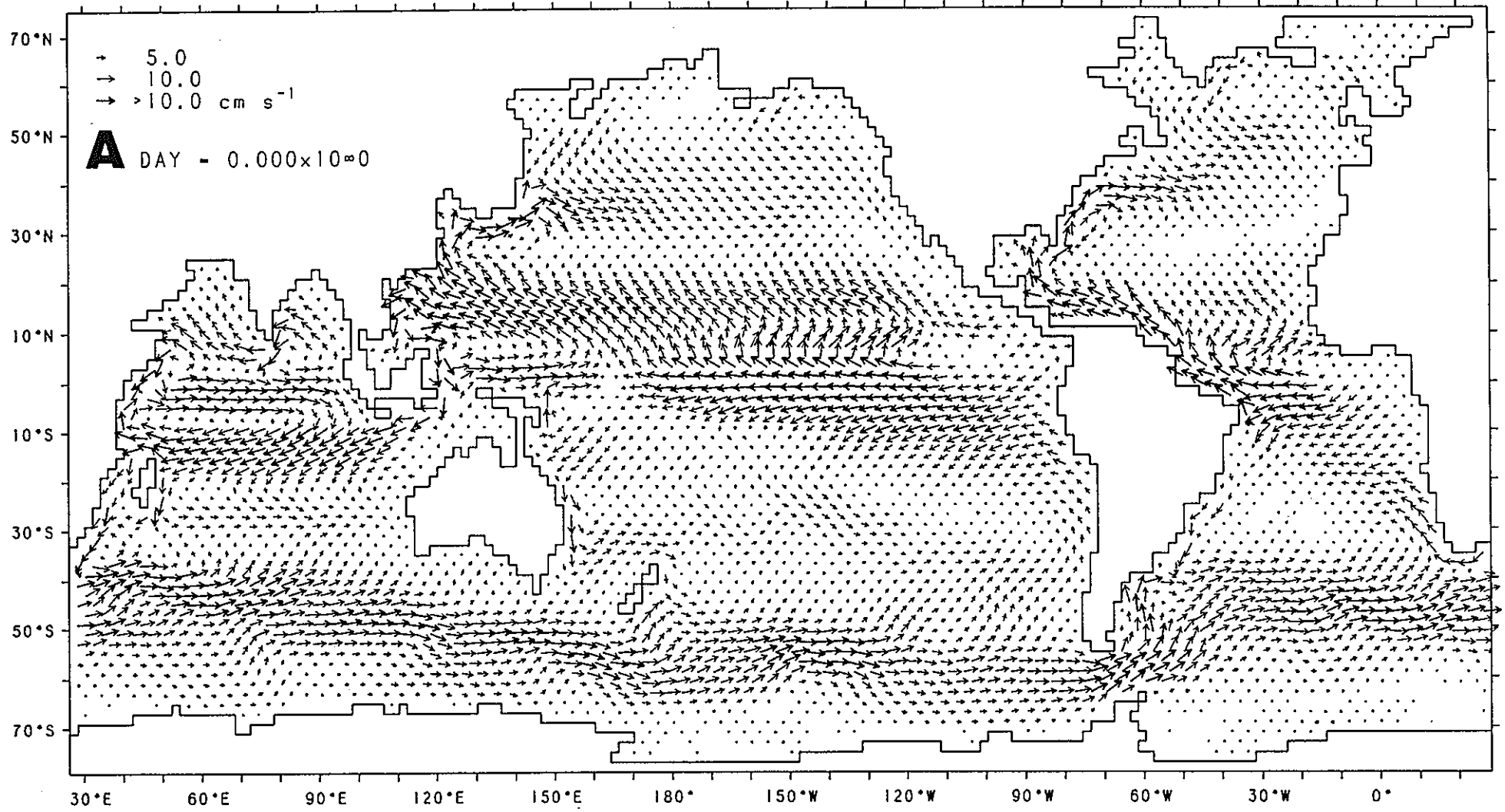


図3-1(A) : 25m層の流速分布。3月期(北半球の冬期)。

25.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

YEAR- 32.9

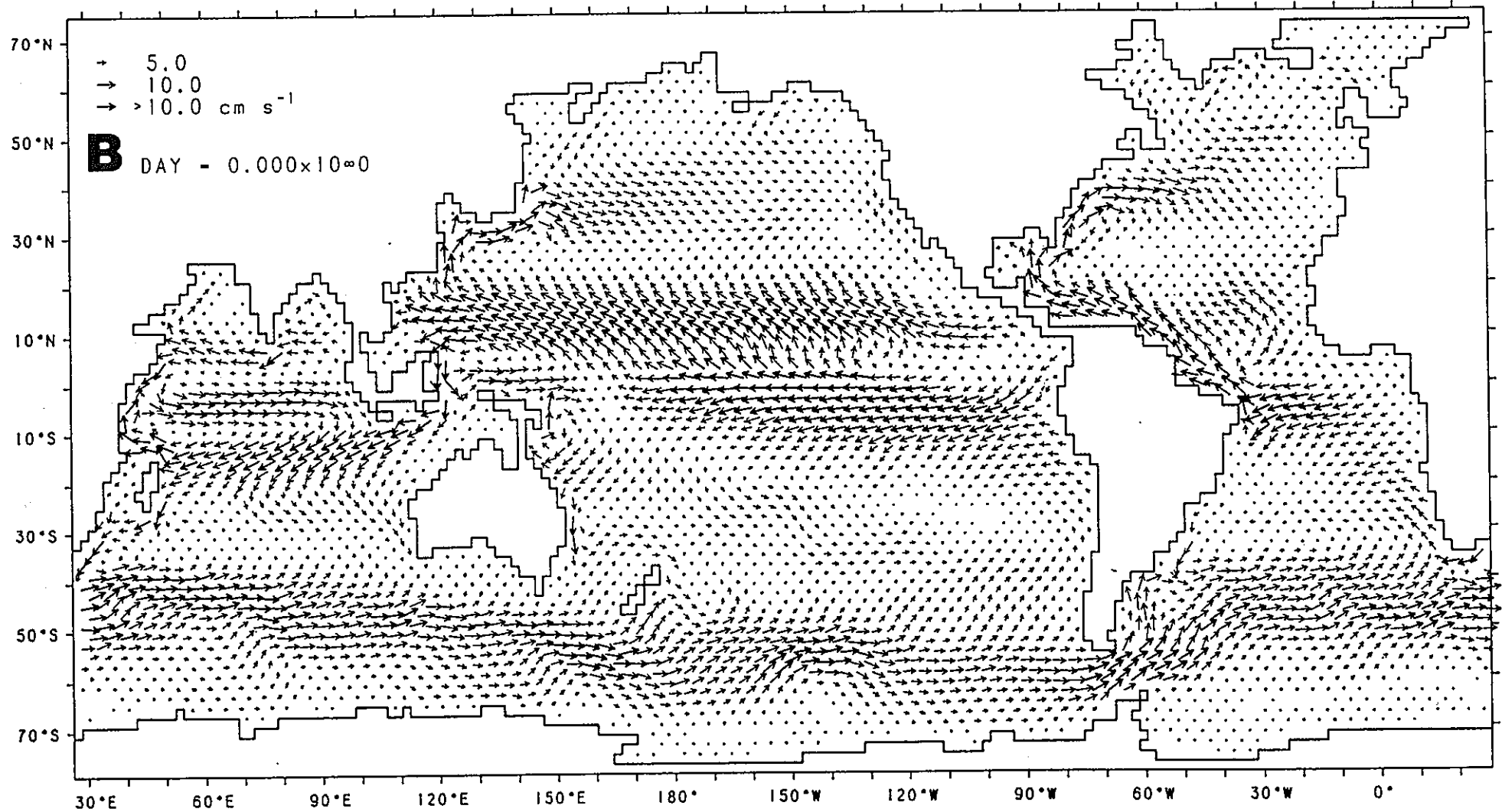


図3-1(B) : 25m層の流速分布。6月期(北半球の春期)

25.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

YEAR- 32.9

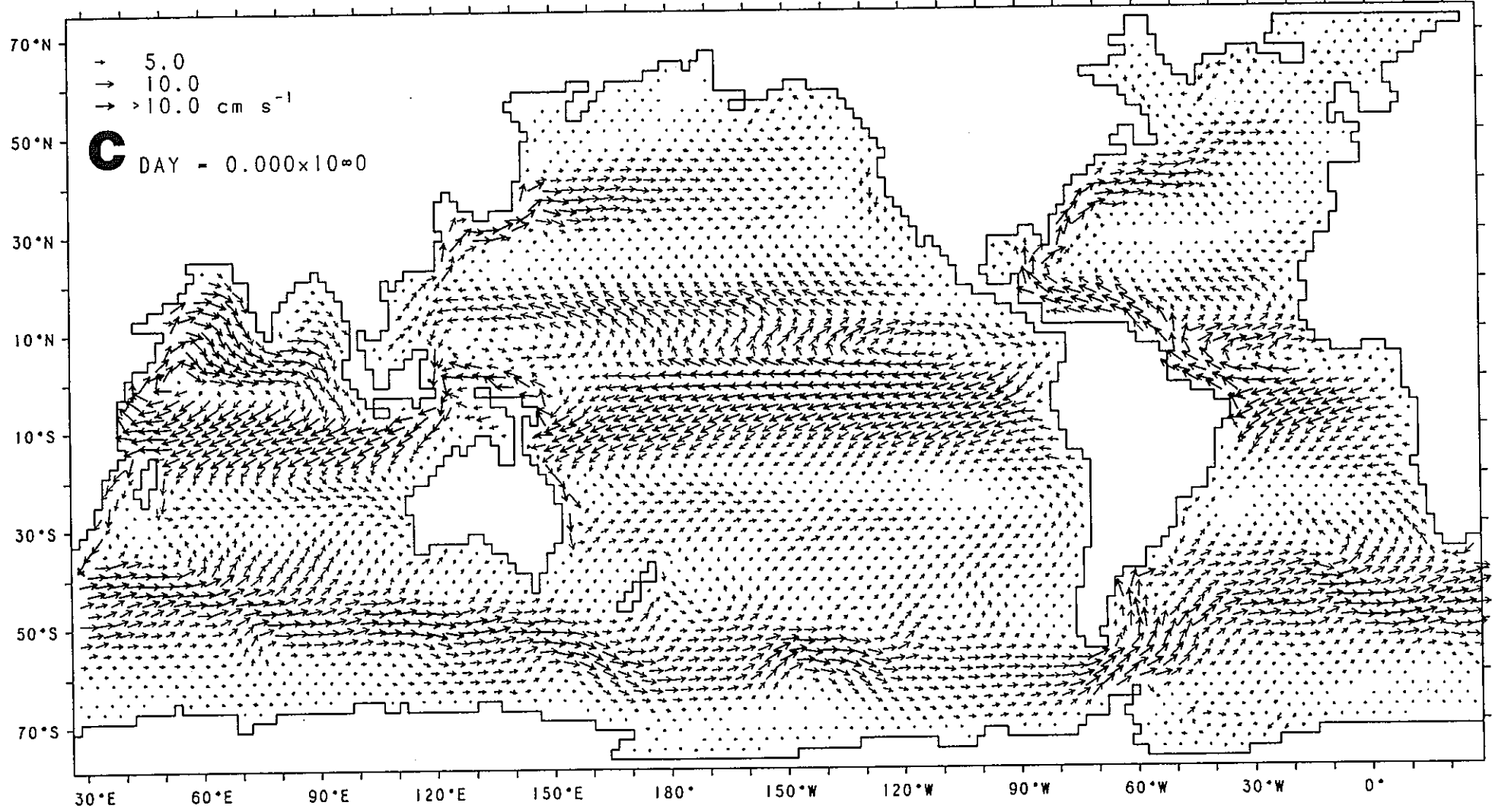


図3-1(C) : 25m層の流速分布。9月期(北半球の夏期)。

25.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

YEAR= 32.9

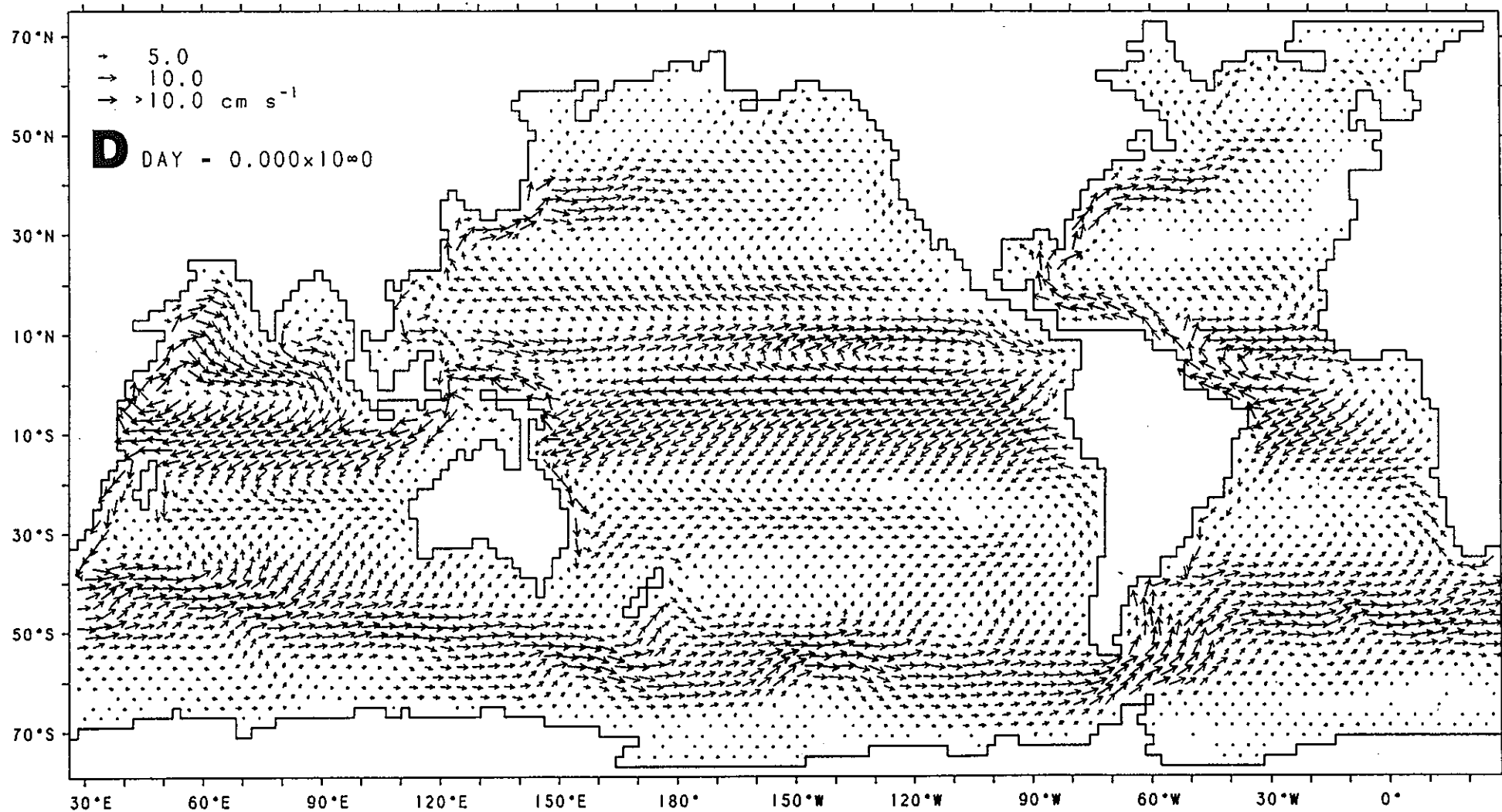


図3-1(D) : 25m層の流速分布。12月期(北半球の秋期)。

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

YEAR- 32.9

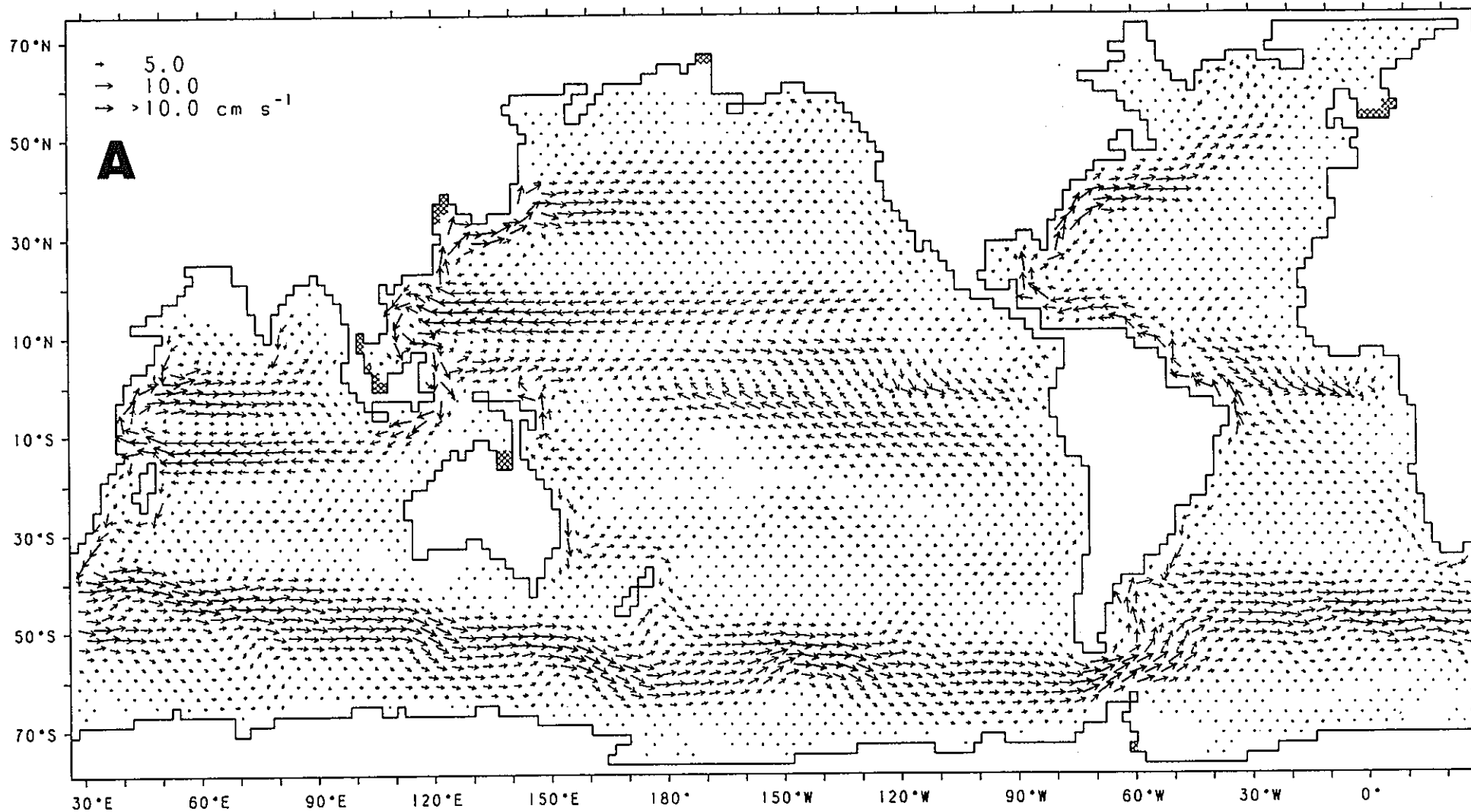


図3-2(A) : 100 m層の流速分布。3月期(北半球の冬期)。

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

YEAR- 32.9

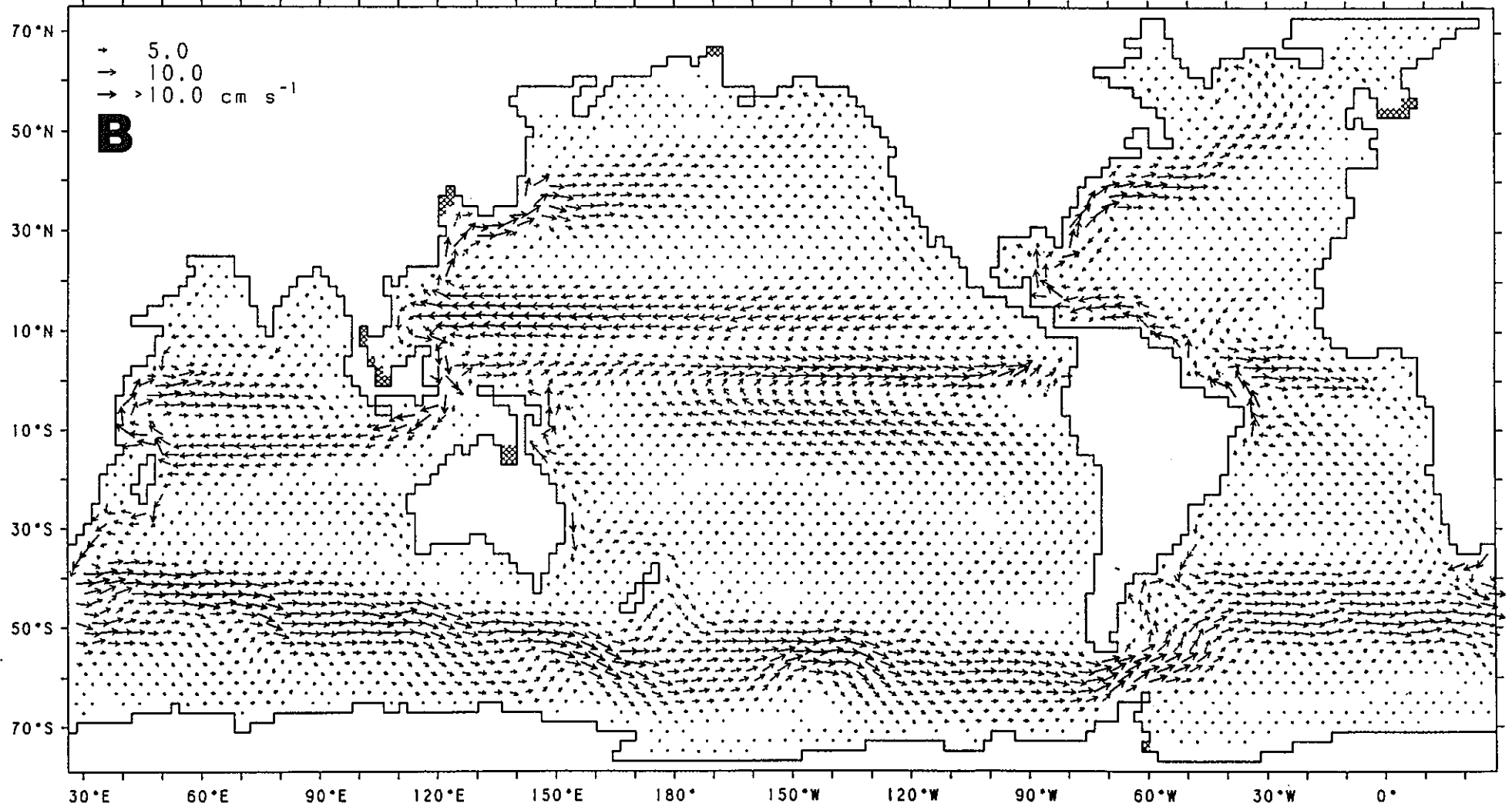


図3-2(B): 100m層の流速分布。6月期(北半球の春期)。

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

YEAR- 32.9

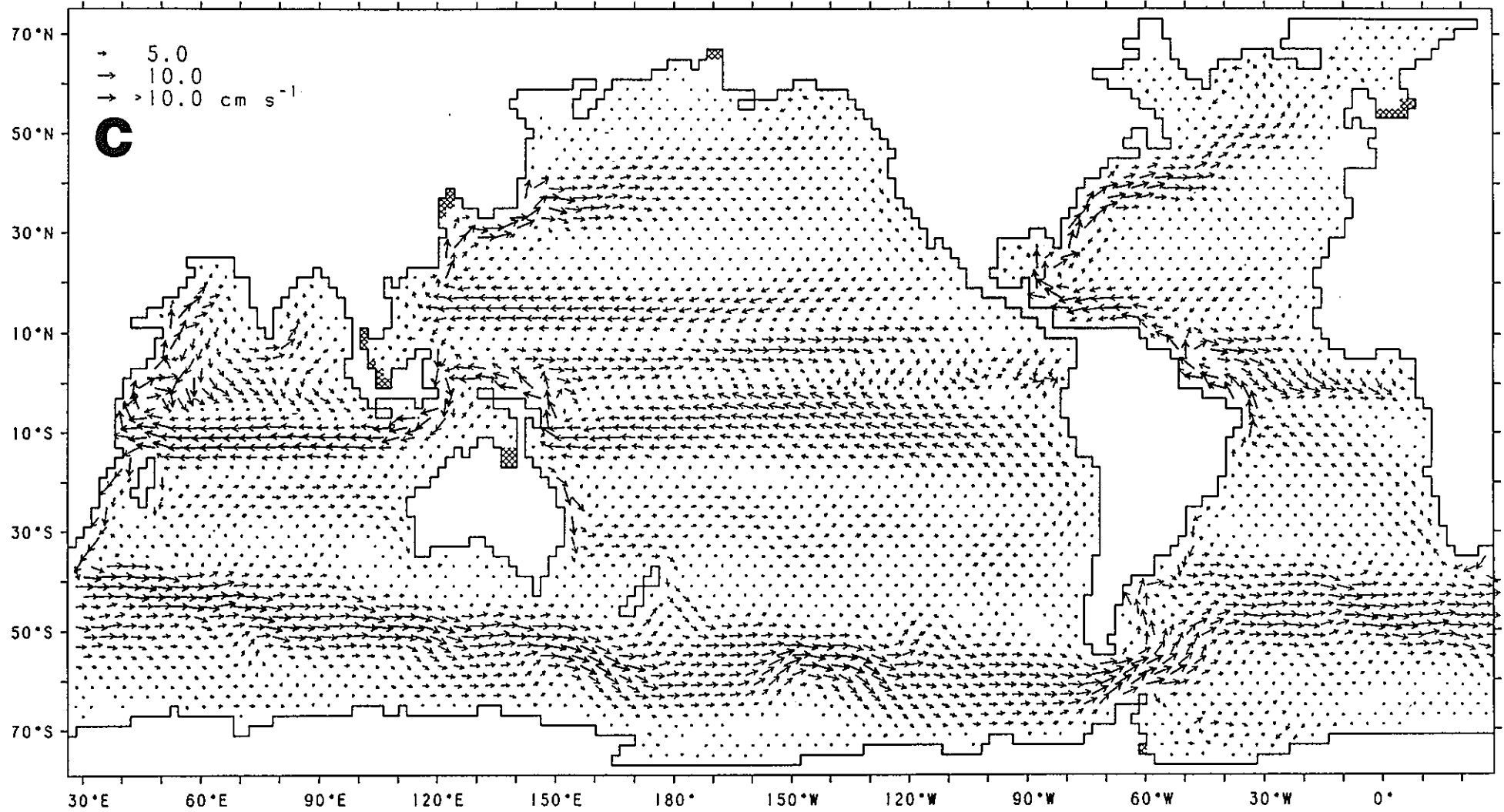


図3-2(C) : 100 m層の流速分布。9月期(北半球の夏期)。

100.0 m: HORIZONTAL VELOCITY

YEAR- 32.9

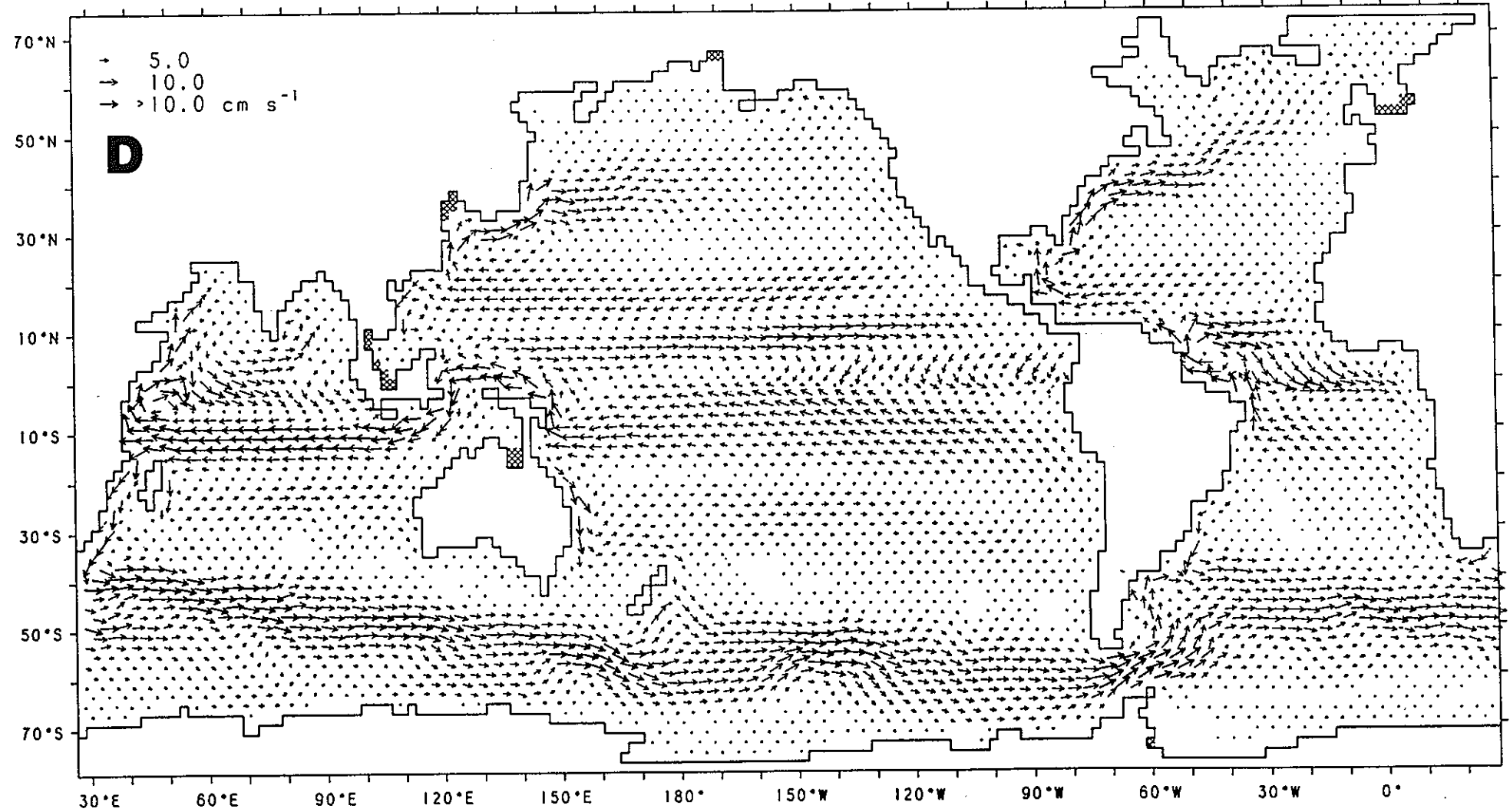


図3-2(D) : 100 m層の流速分布。12月期(北半球の秋期)。

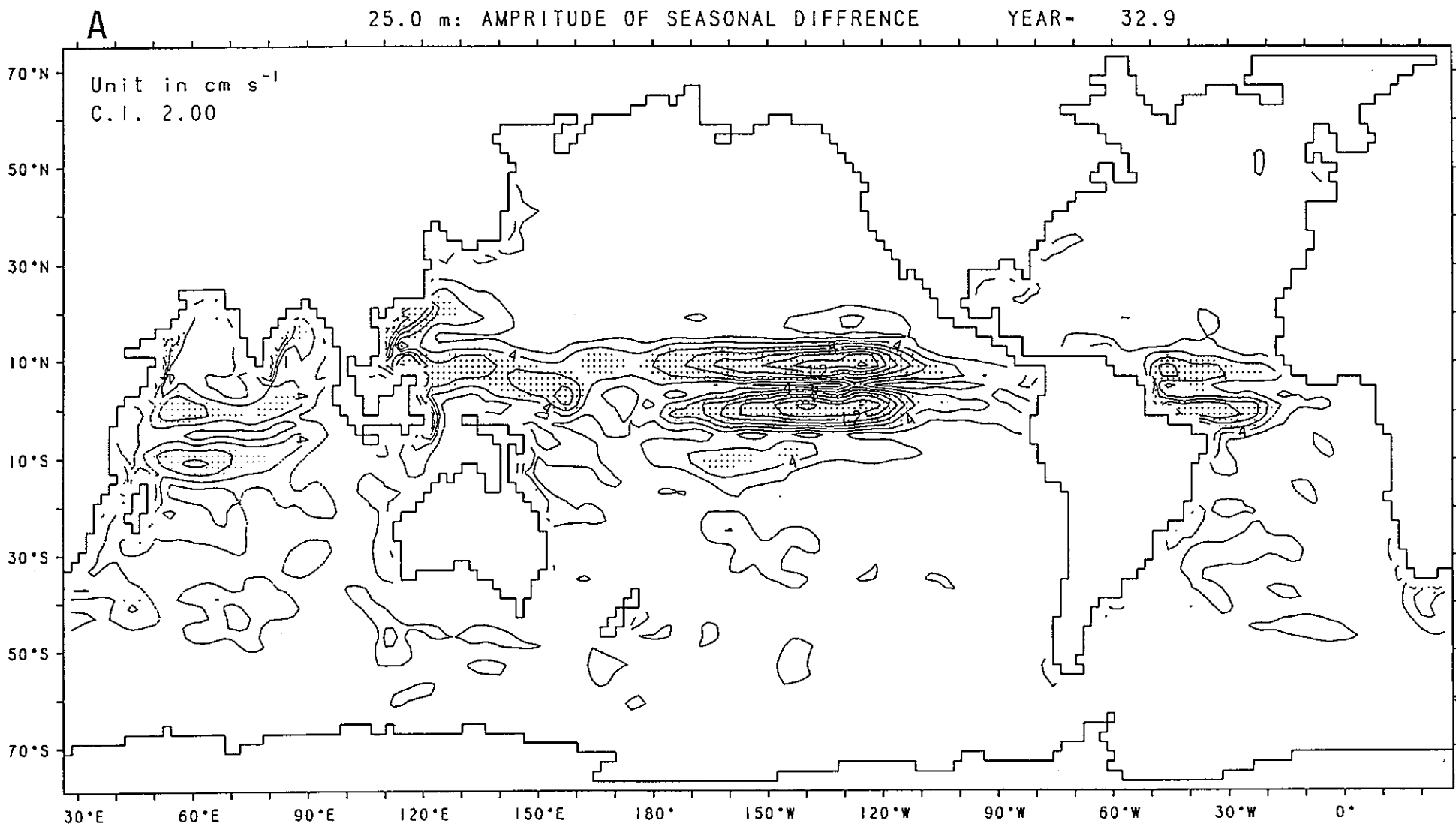


図3-3(A) : 25m層における流速・流向の3~6月期の偏差(流速)。

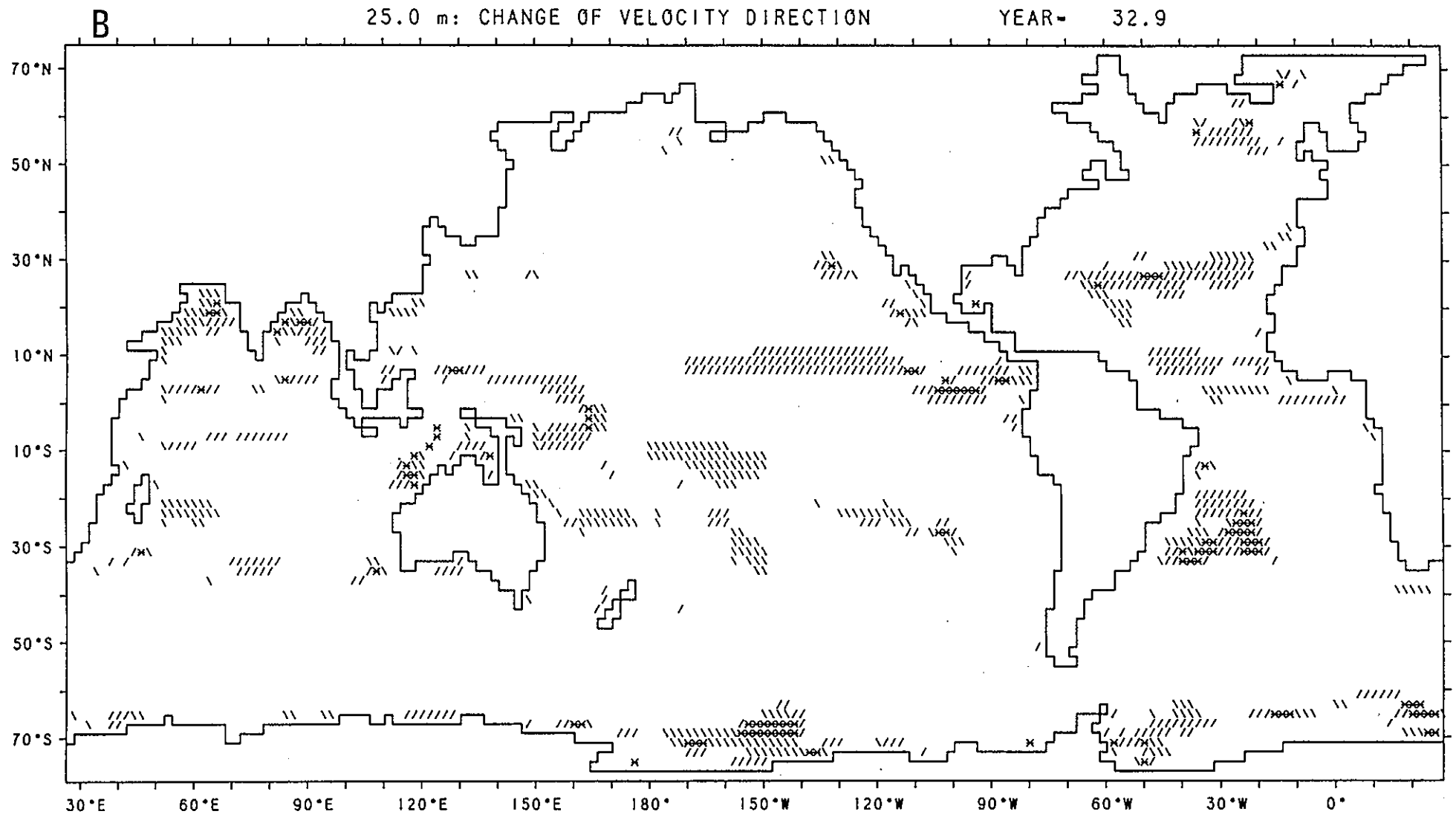


図3-3(B) : 25m層における流速・流向の3~6月期の偏差(流向)。

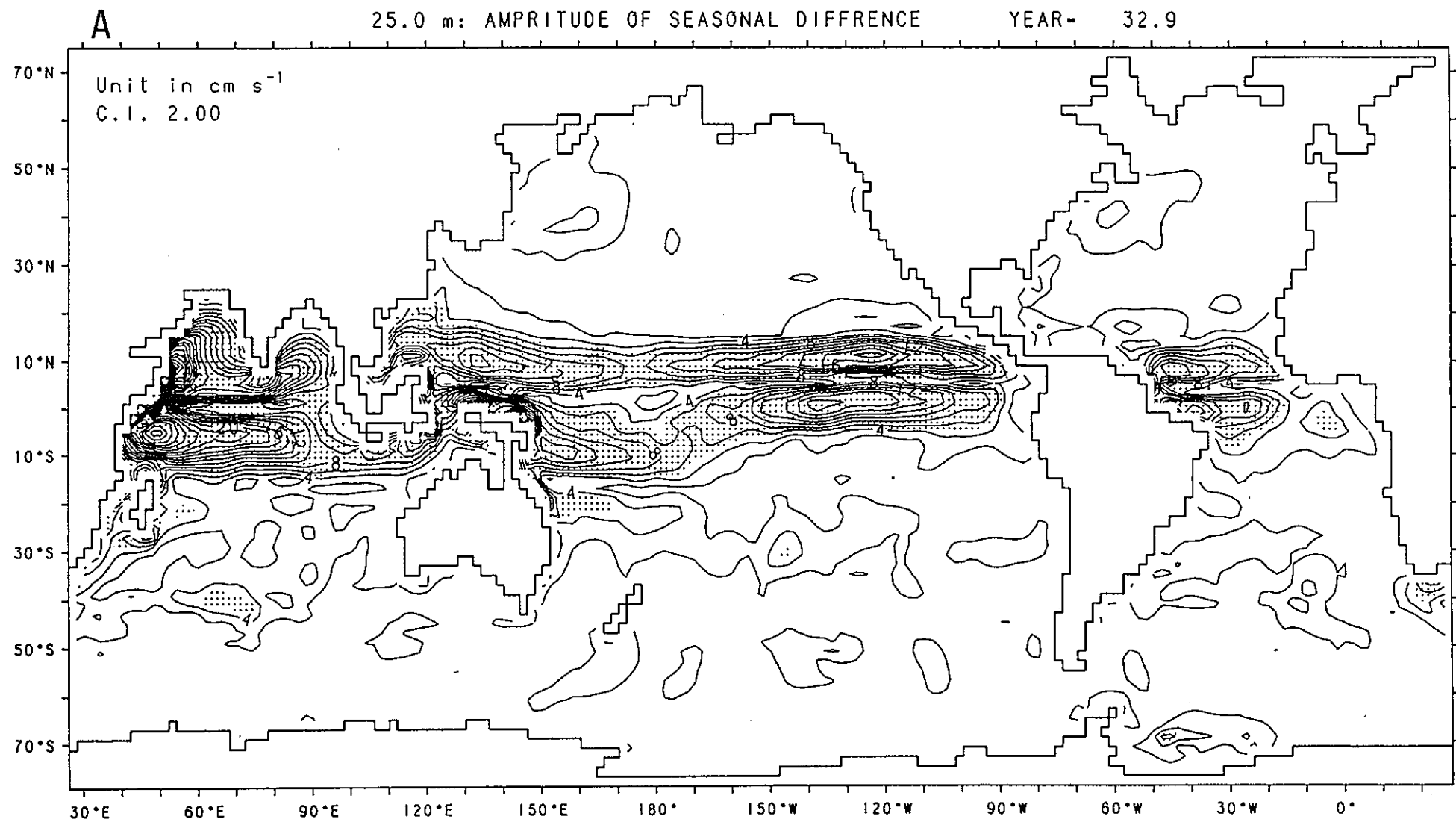


図3-4(A) : 25m層における流速・流向の6～9月期の偏差(流速)。

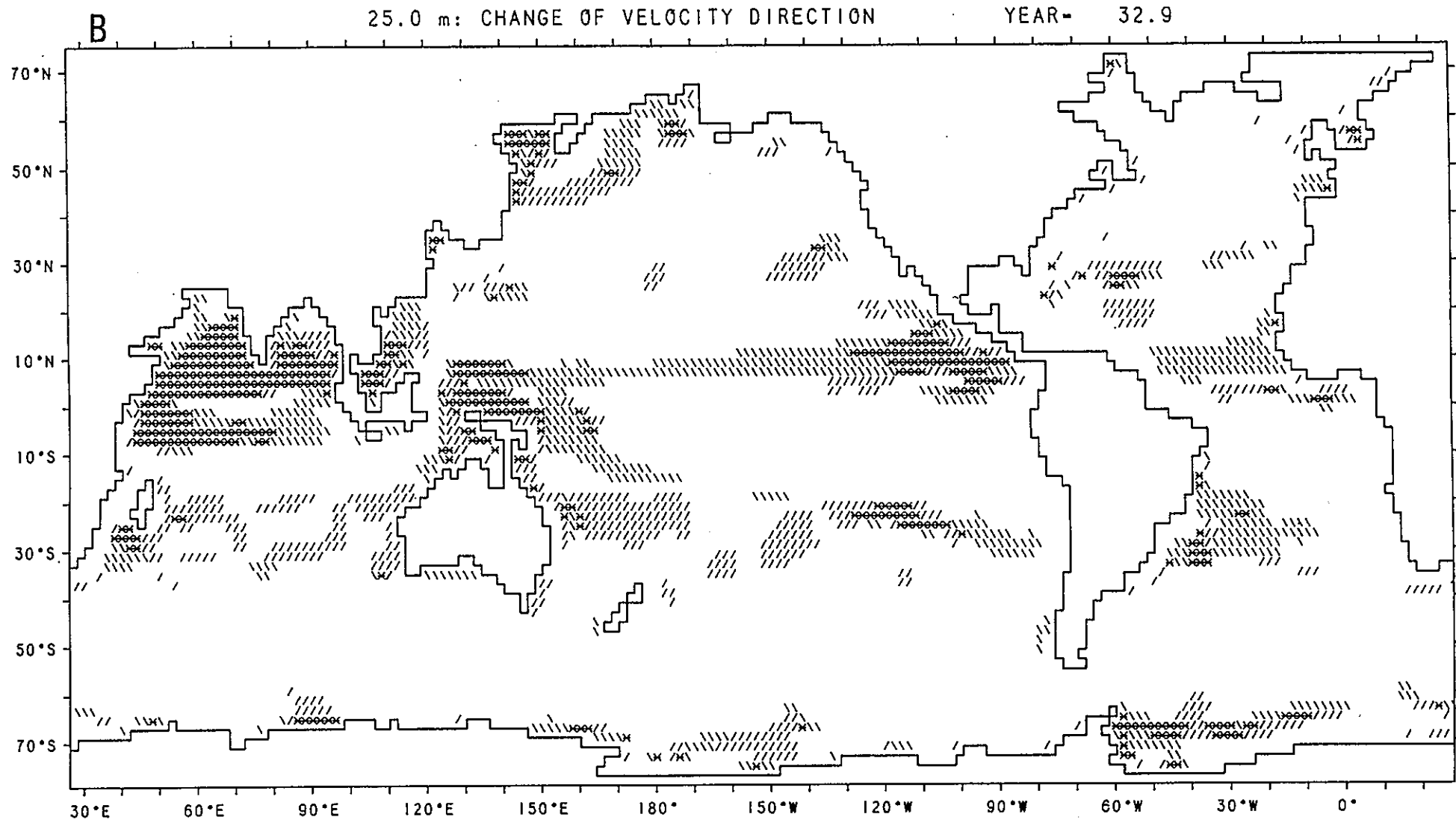


図3-4(B) : 25 m層における流速・流向の6~9月期の偏差(流向)。

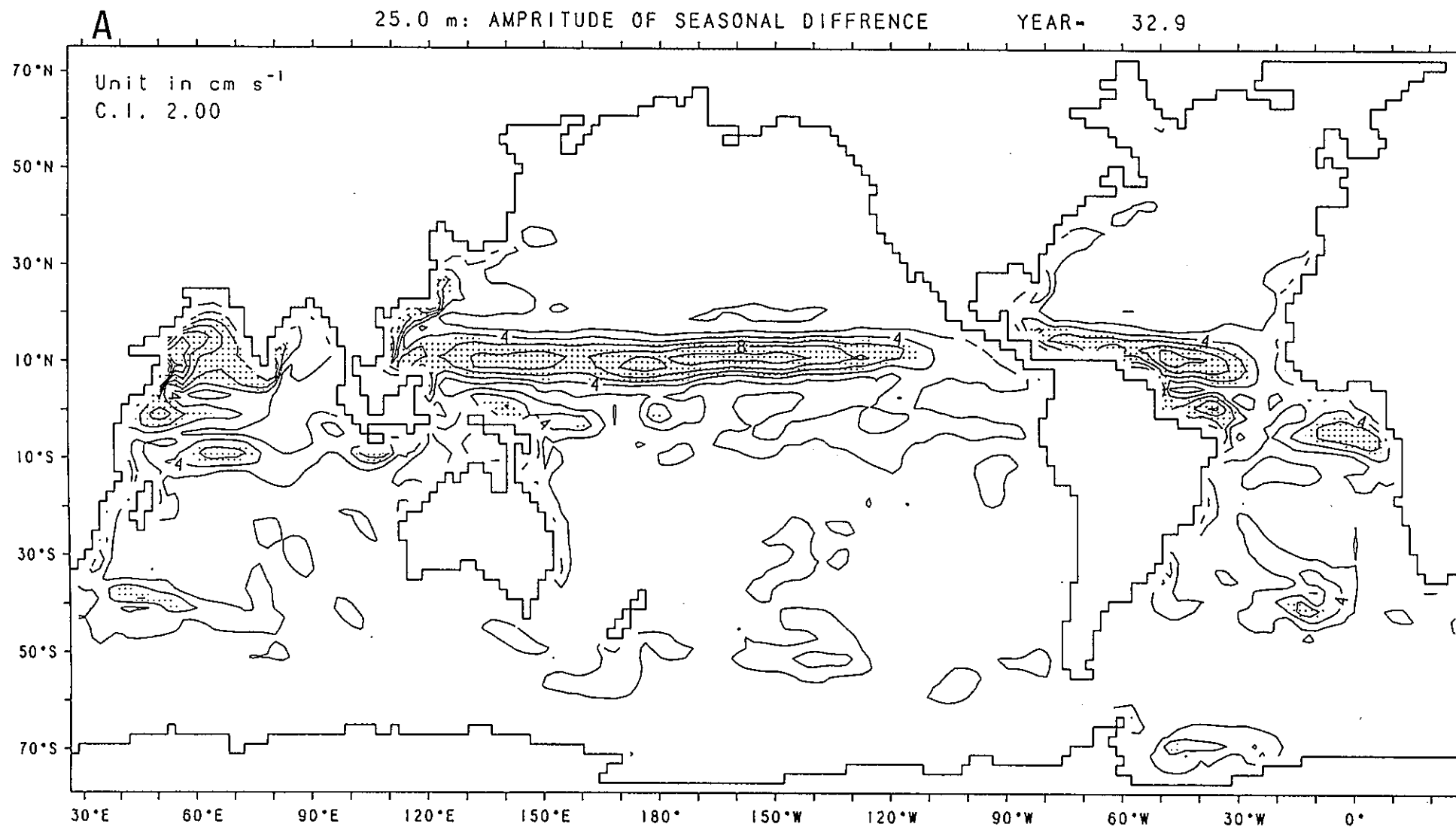


図3-5(A) : 25m層における流速・流向の9~12月期の偏差(流速)。

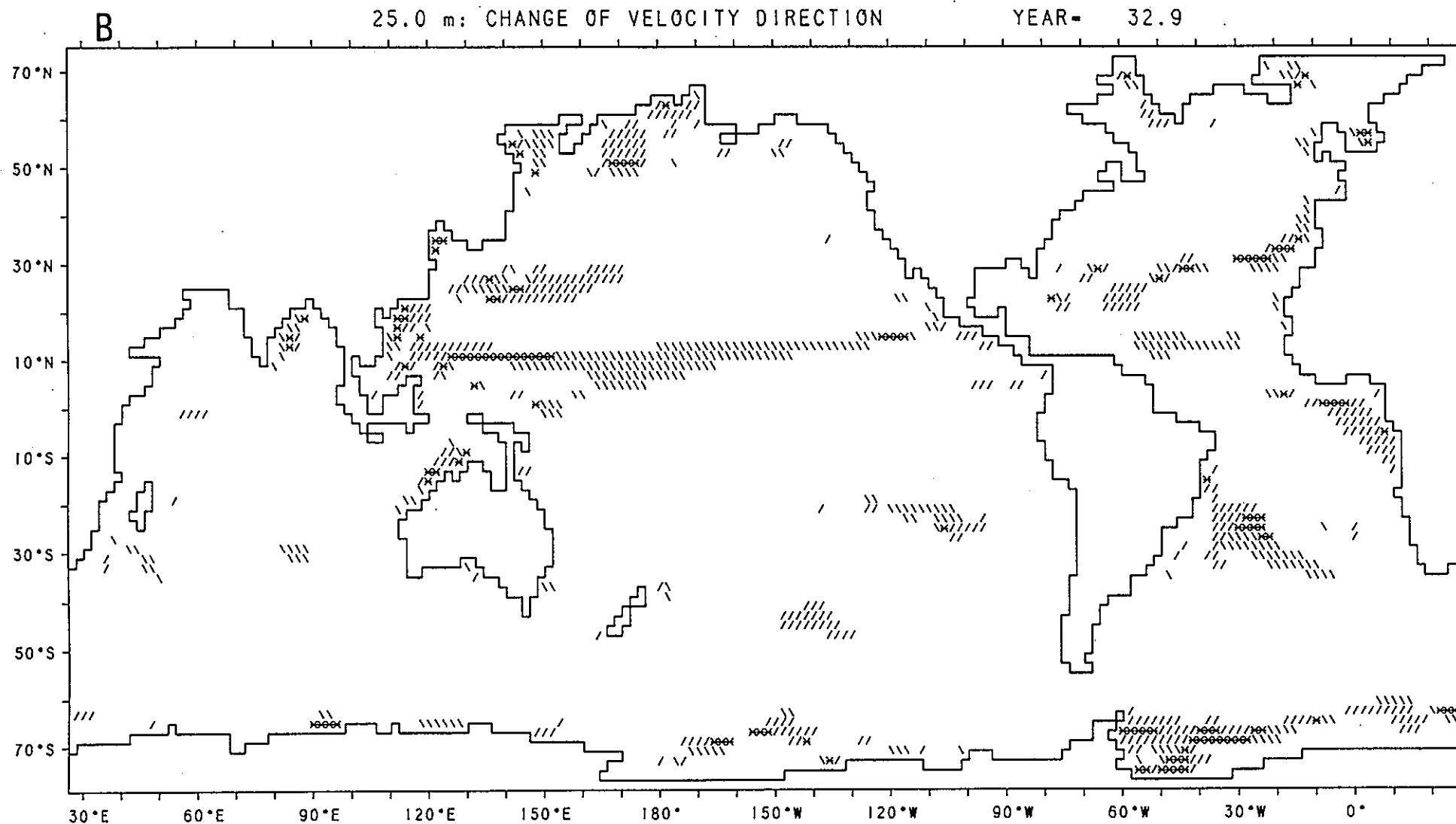


図3-5(B) : 25m層における流速・流向の9~12月期の偏差(流向)。

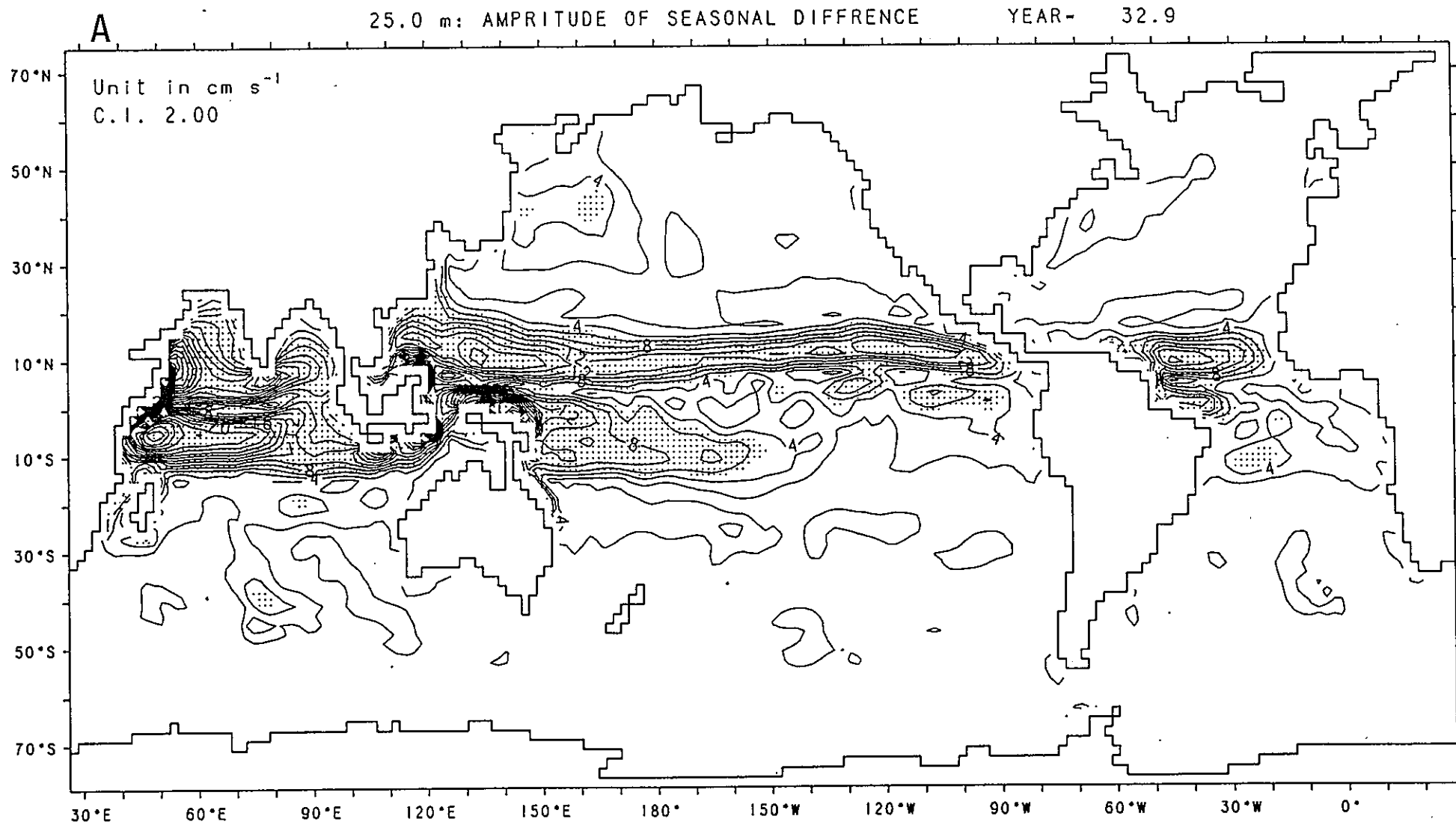


図3-6(A) : 25m層における流速・流向の12~3月期の偏差(流速)。

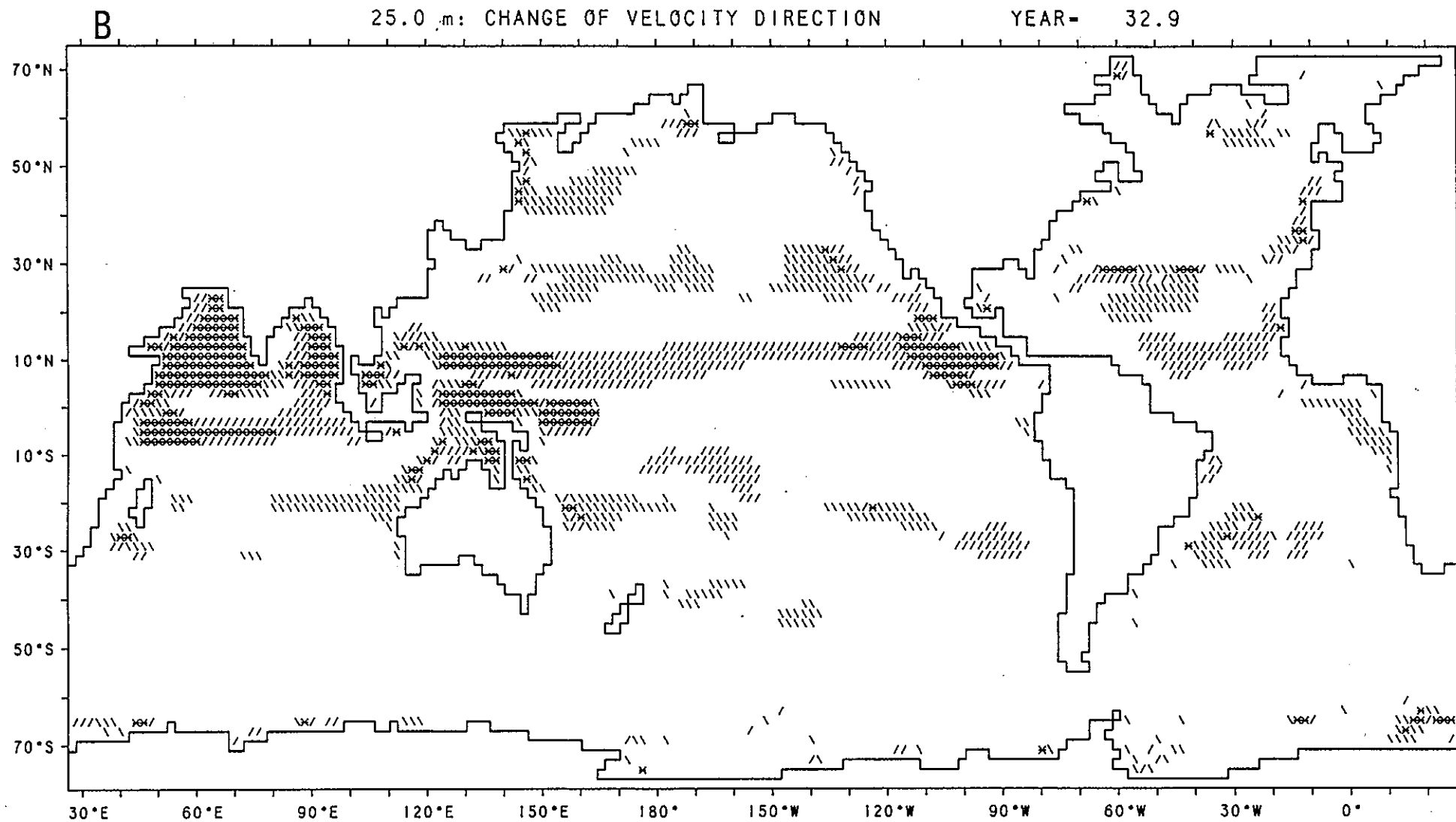


図3-6(B) : 25m層における流速・流向の12~3月期の偏差(流向)。

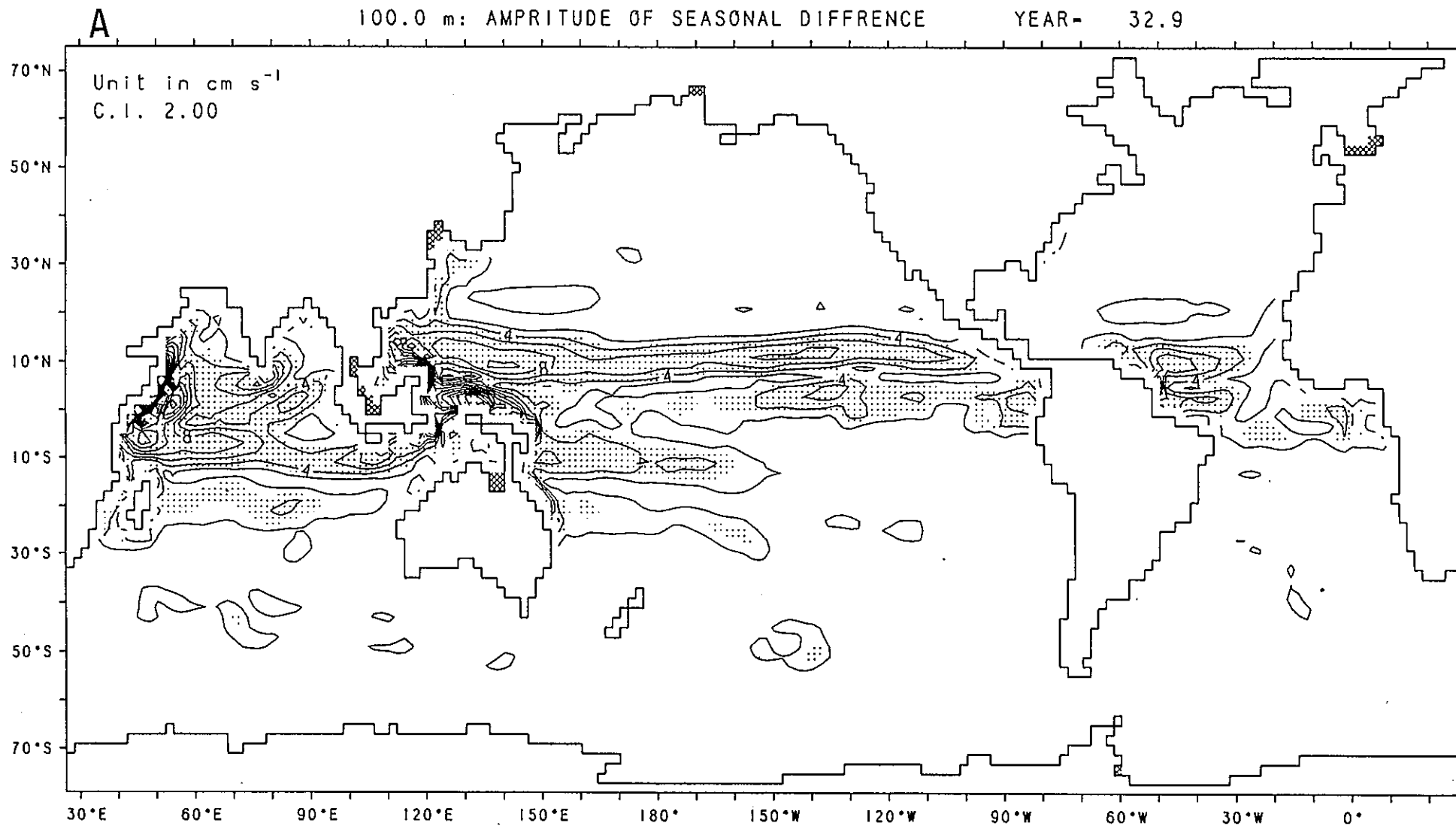


図3-7(A) : 100 m層における流速・流向の3～6月期の偏差(流速)。

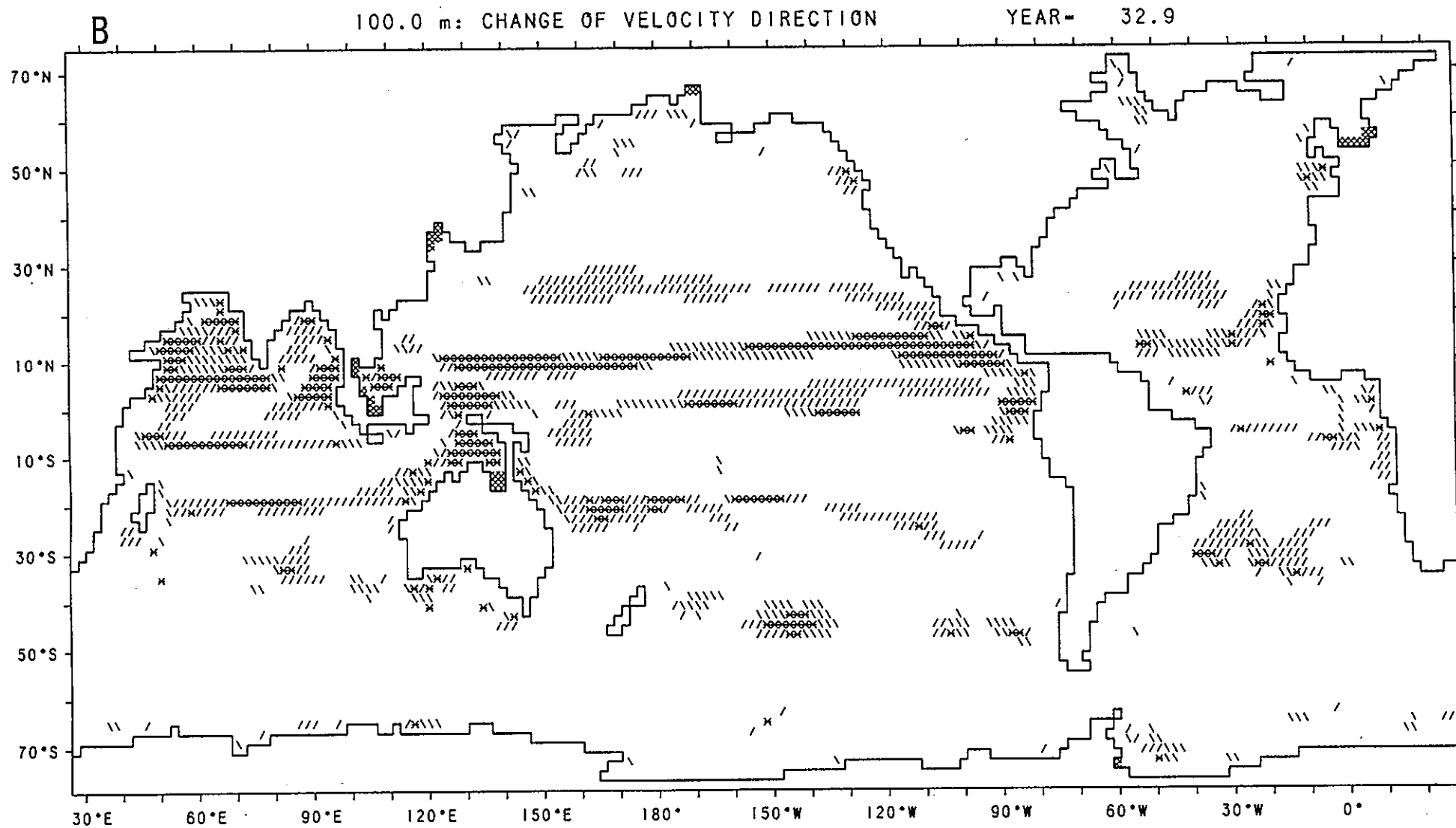


図3-7(B) : 100 m層における流速・流向の3～6月期の偏差(流向)。

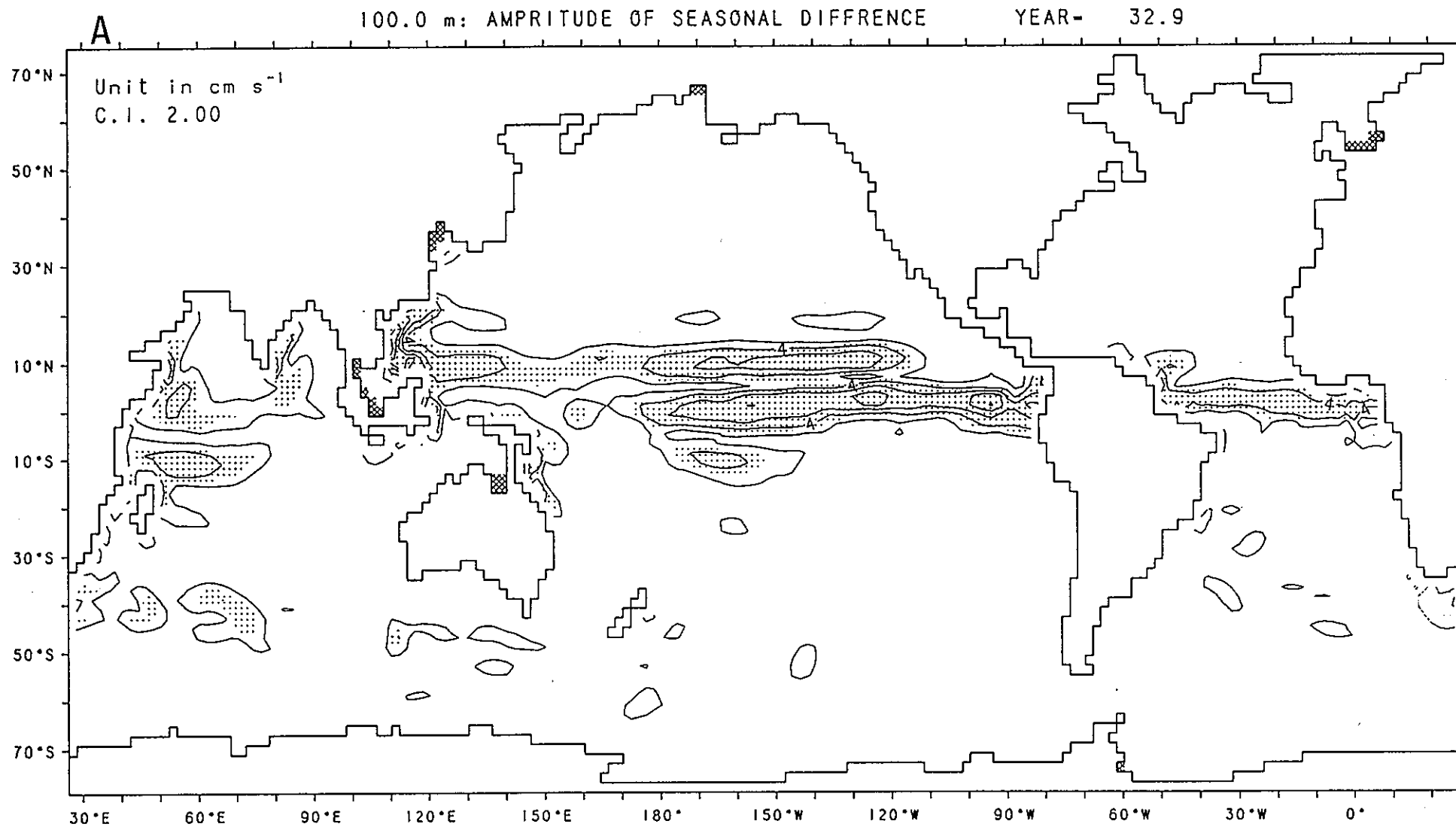


図3-8(A) : 100 m層における流速・流向の6～9月期の偏差(流速)。

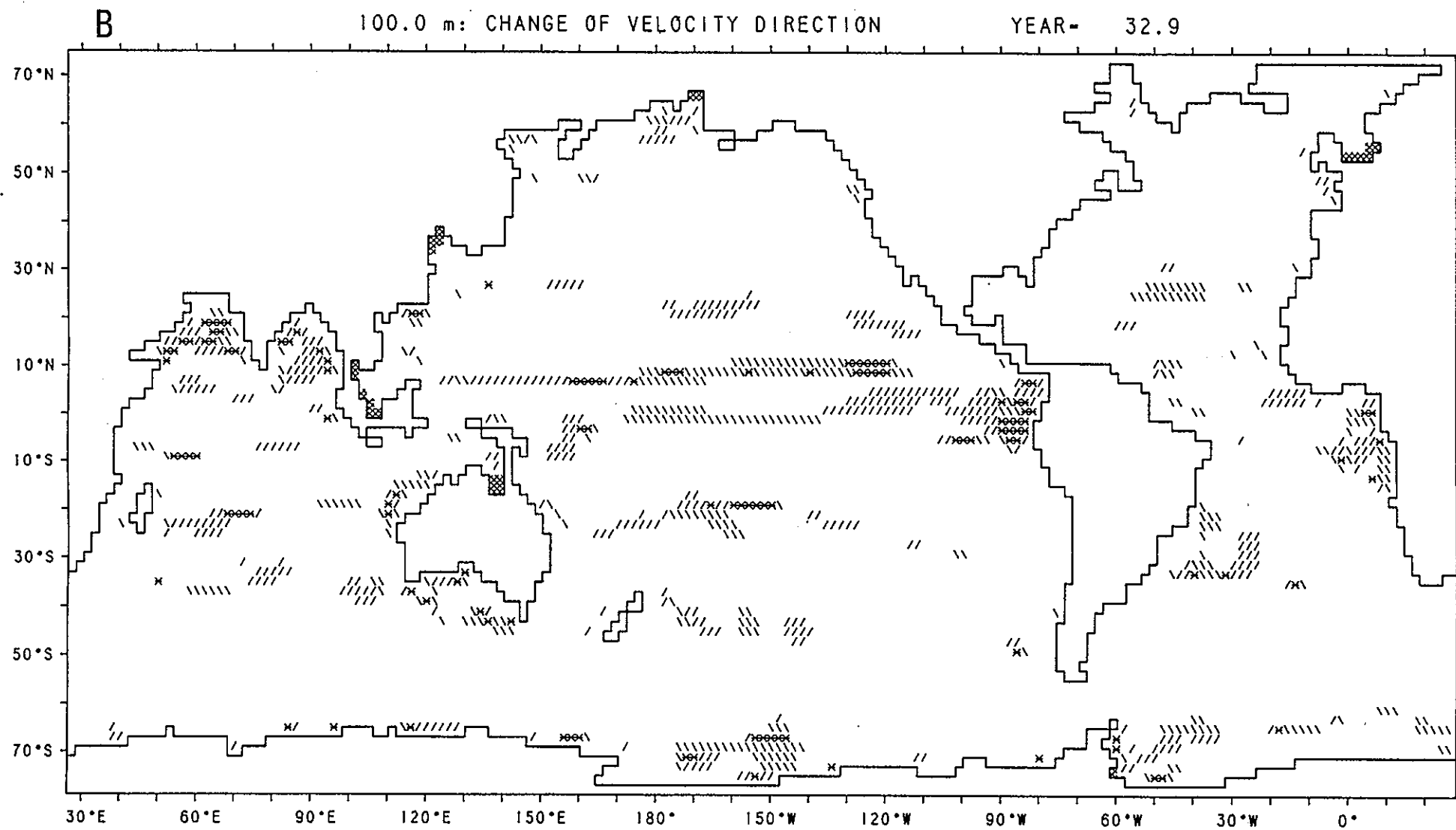


図3-8(B) : 100 m層における流速・流向の6～9月期の偏差(流向)。

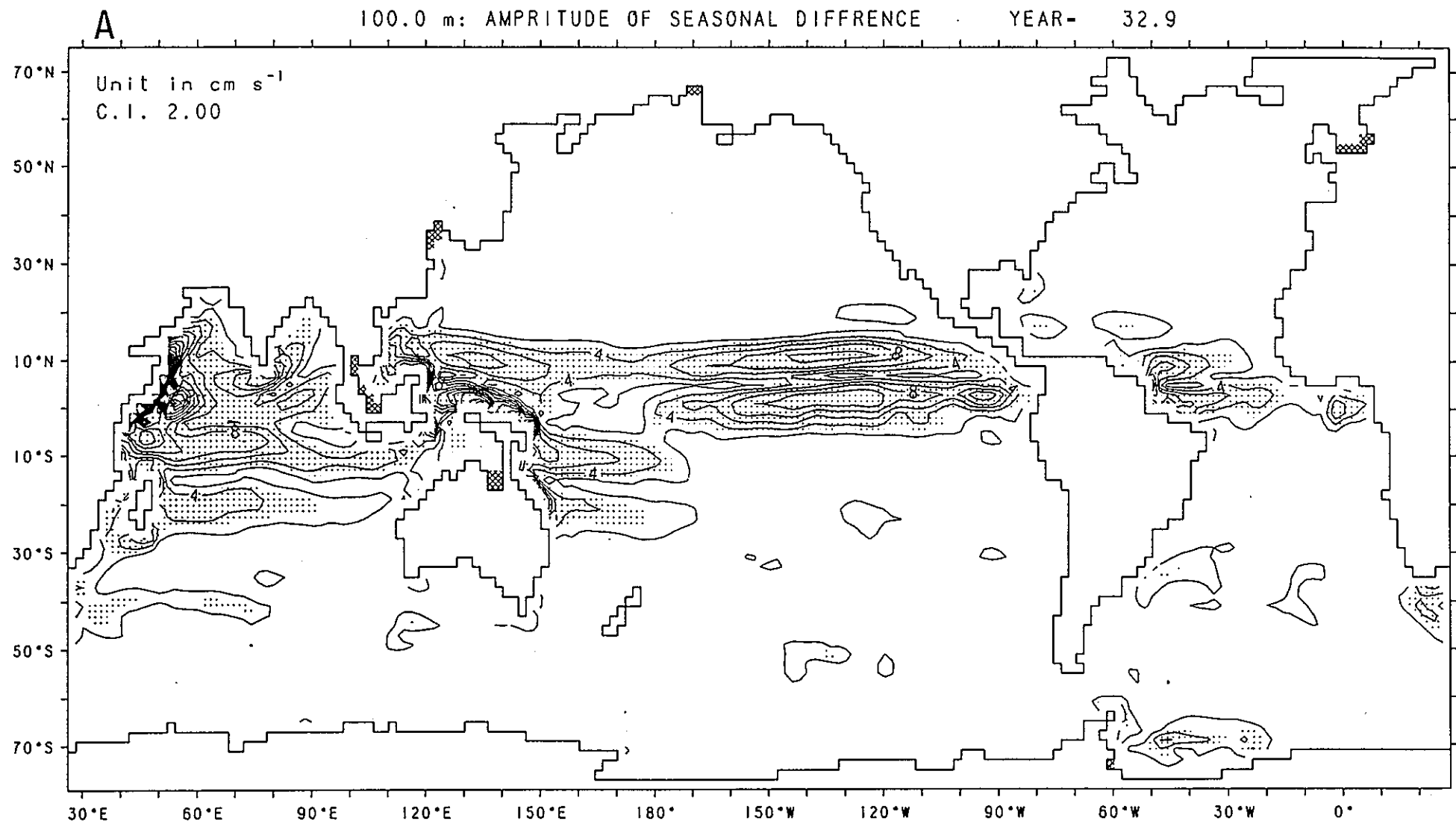


図3-9(A) : 100m層における流速・流向の9~12月期の偏差(流速)。

100.0 m: CHANGE OF VELOCITY DIRECTION

YEAR- 32.9

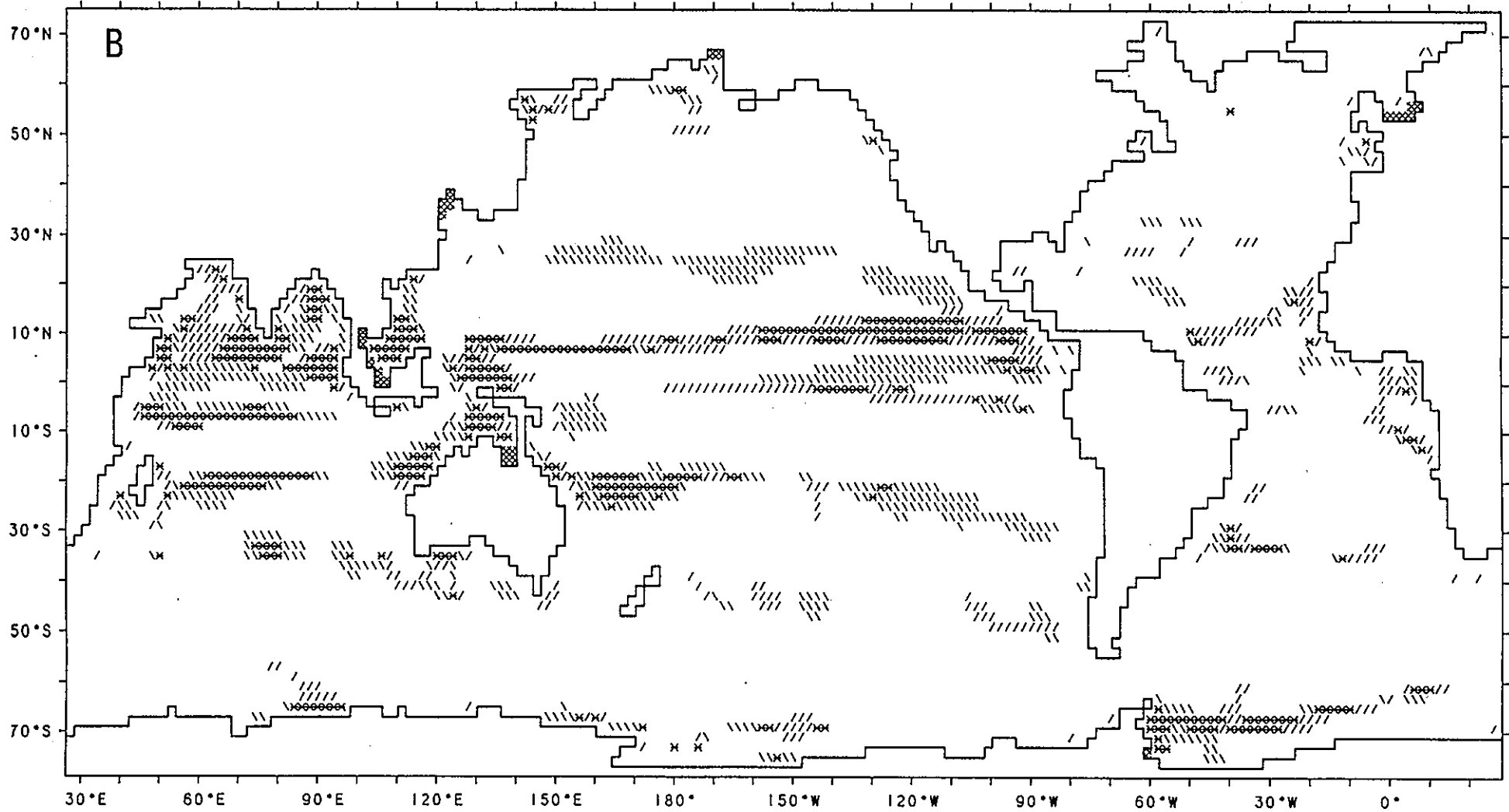


図3-9(B) : 100m層における流速・流向の9~12月期の偏差(流向)。

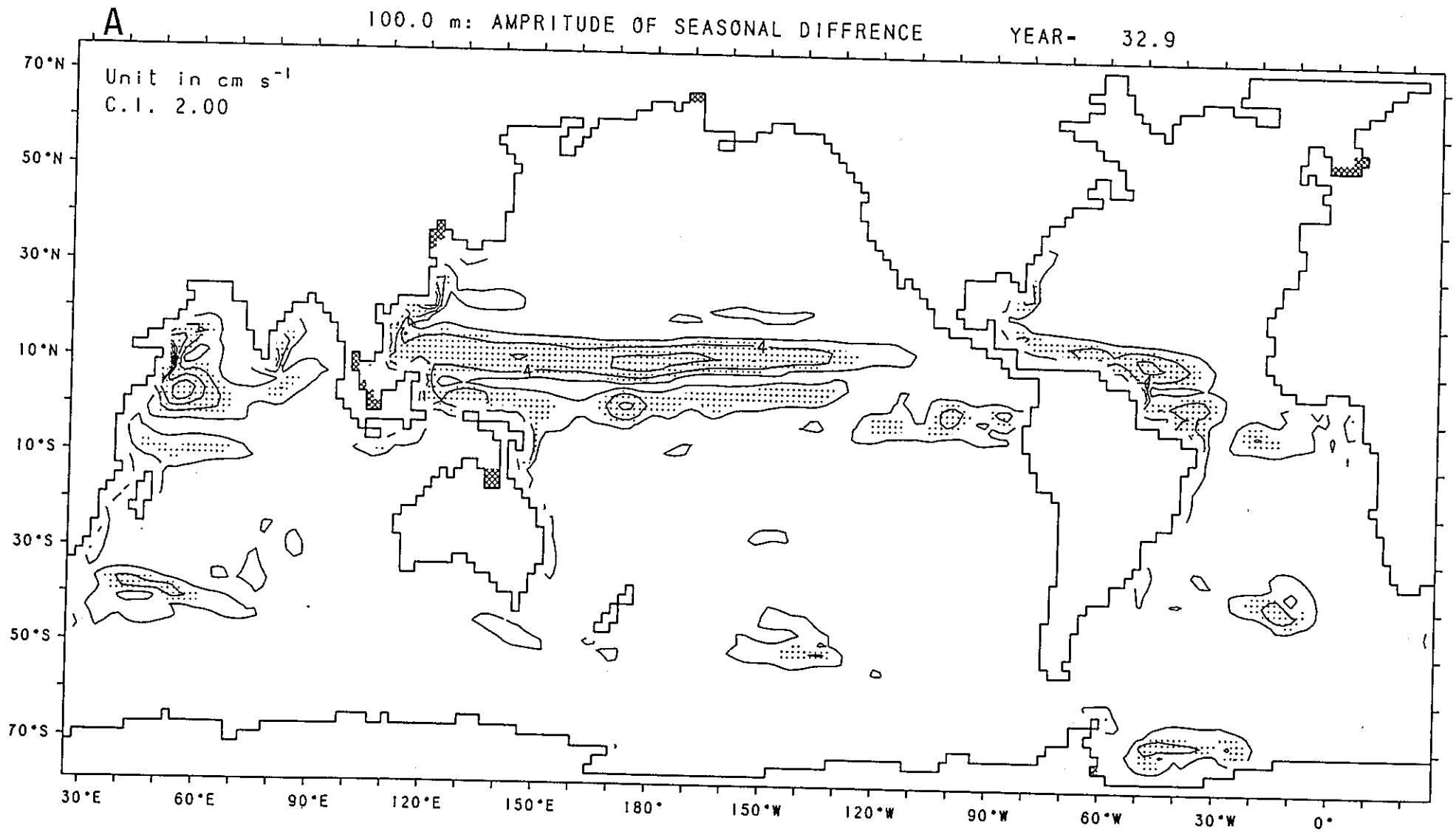


図3-10(A) : 100m層における流速・流向の12~3月期の偏差(流速)。

100.0 m: CHANGE OF VELOCITY DIRECTION

YEAR- 32.9

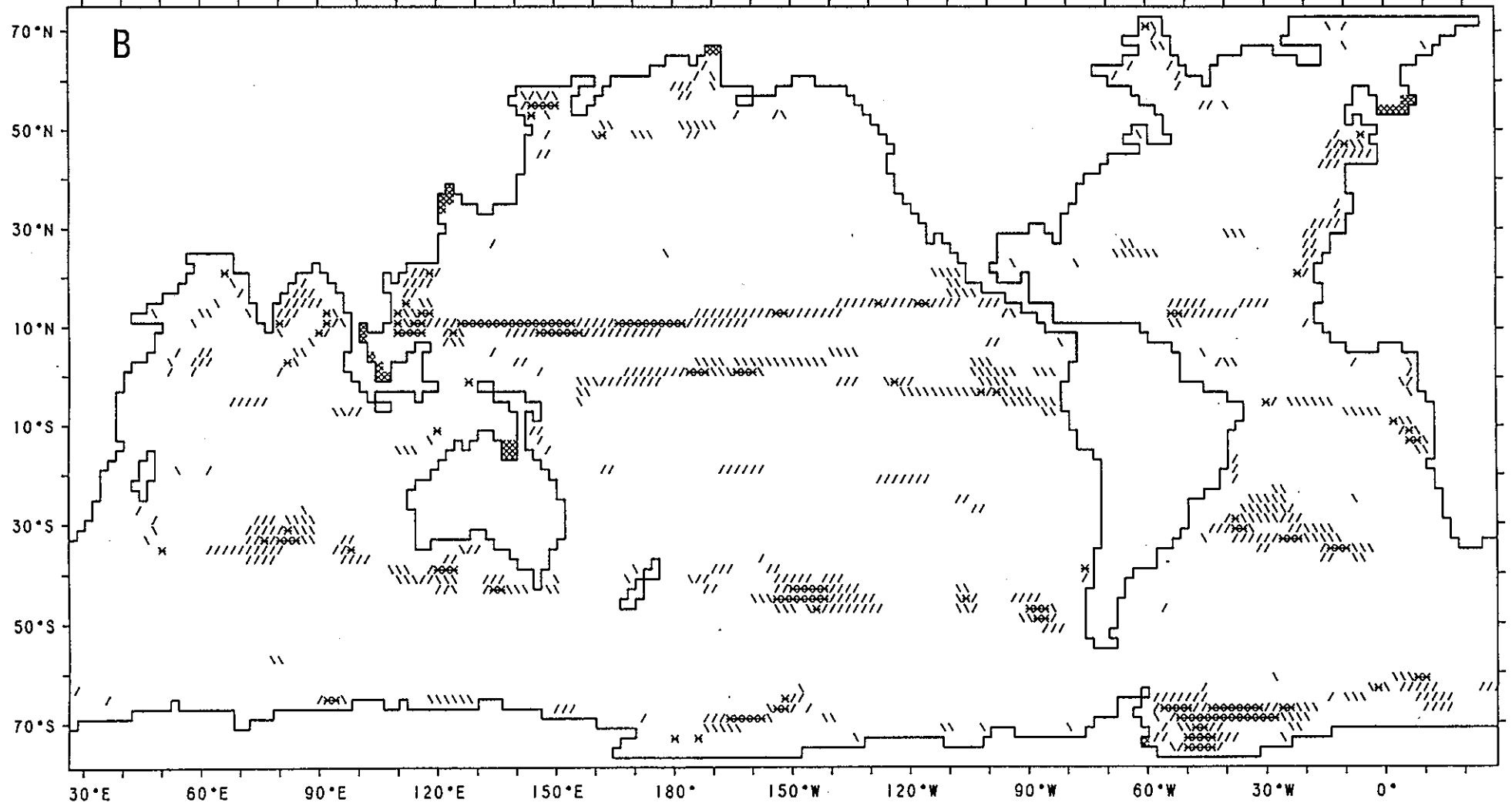


図3-10(B) : 100m層における流速・流向の12~3月期の偏差(流向)。

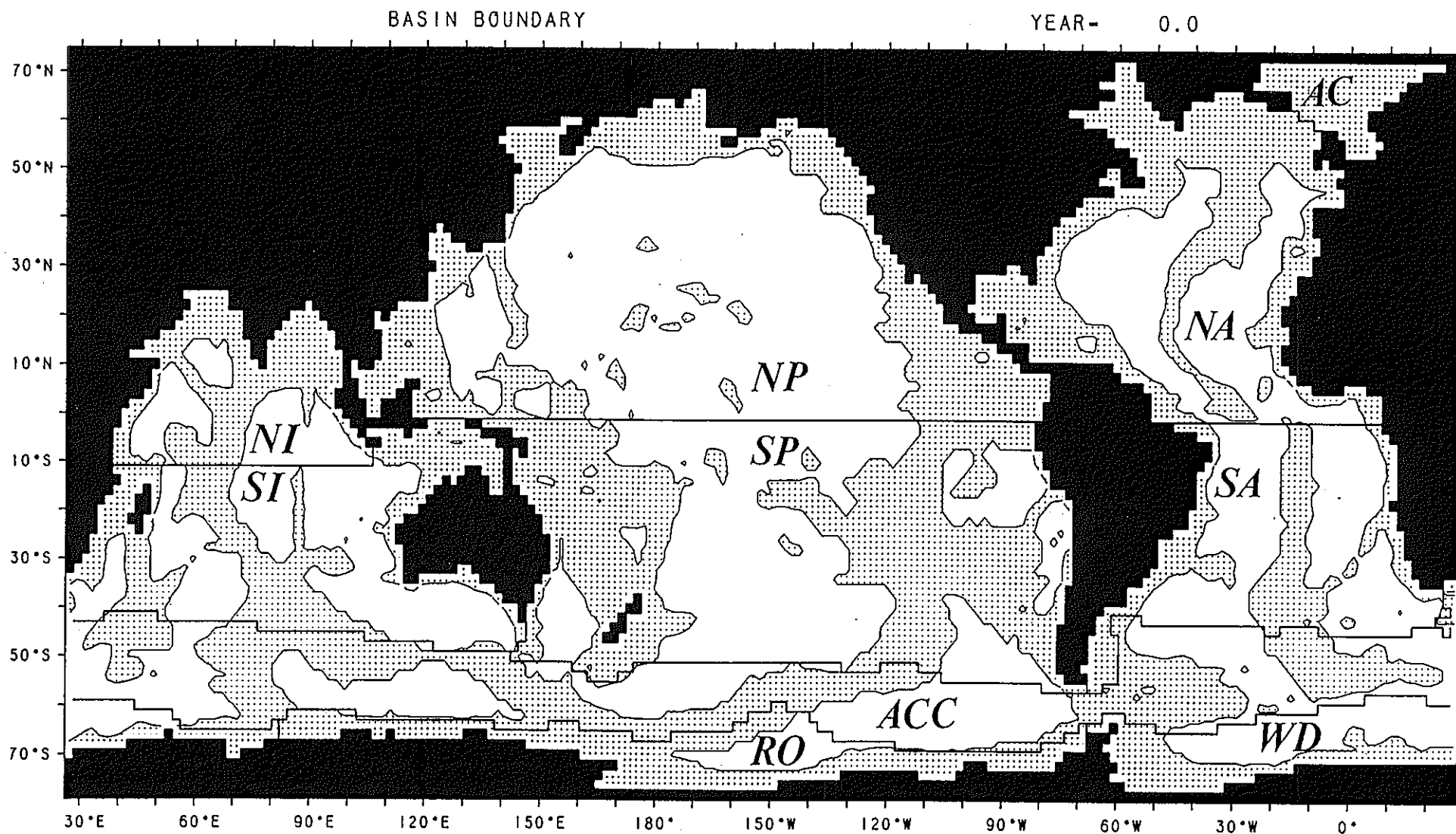


図3-11：海盆区分（影の部分は3500m以浅）

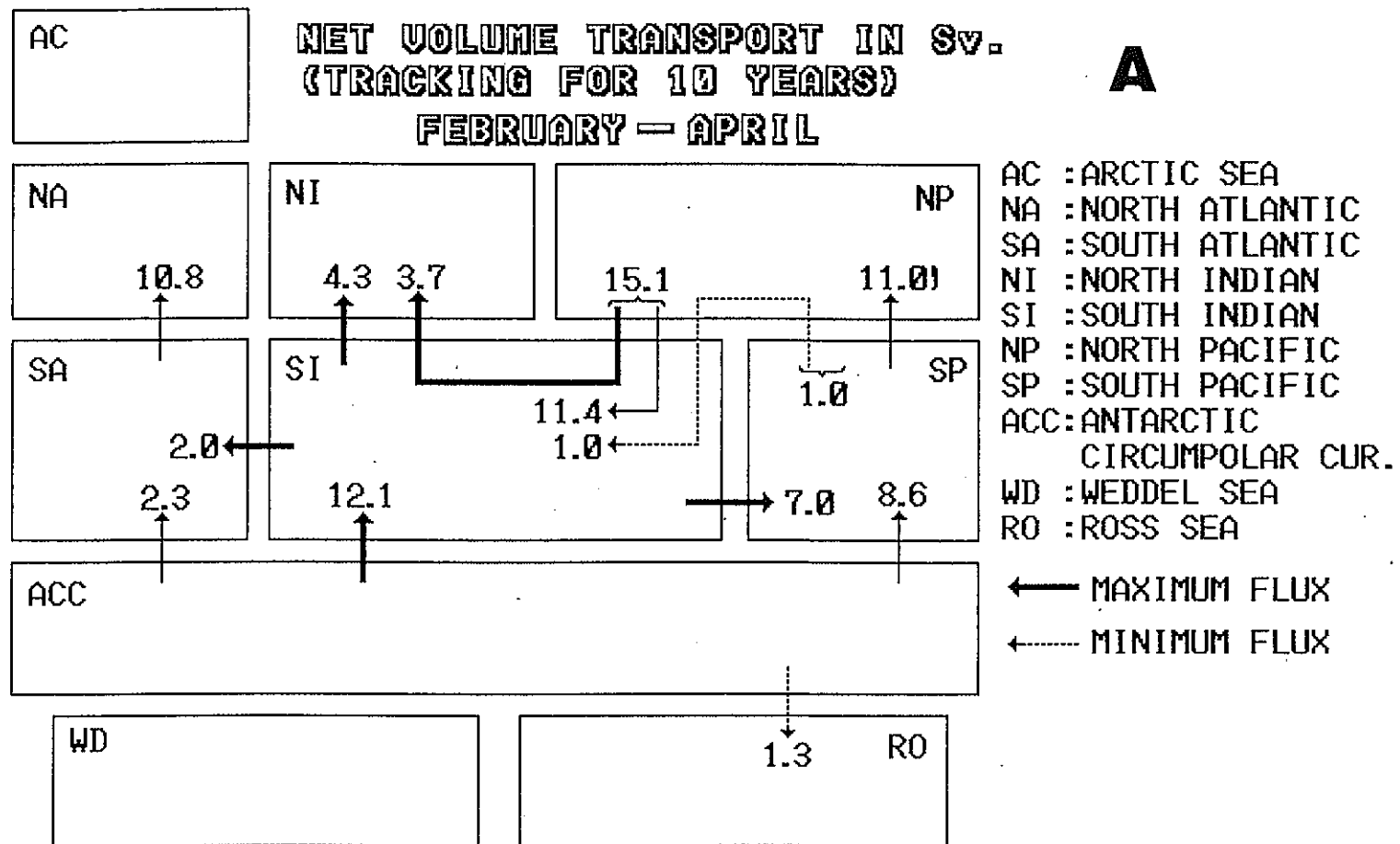


図3-12(A) : 海盆間の正味の輸送量の状況。数値はSv($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)。

3 月期(北半球の冬期)

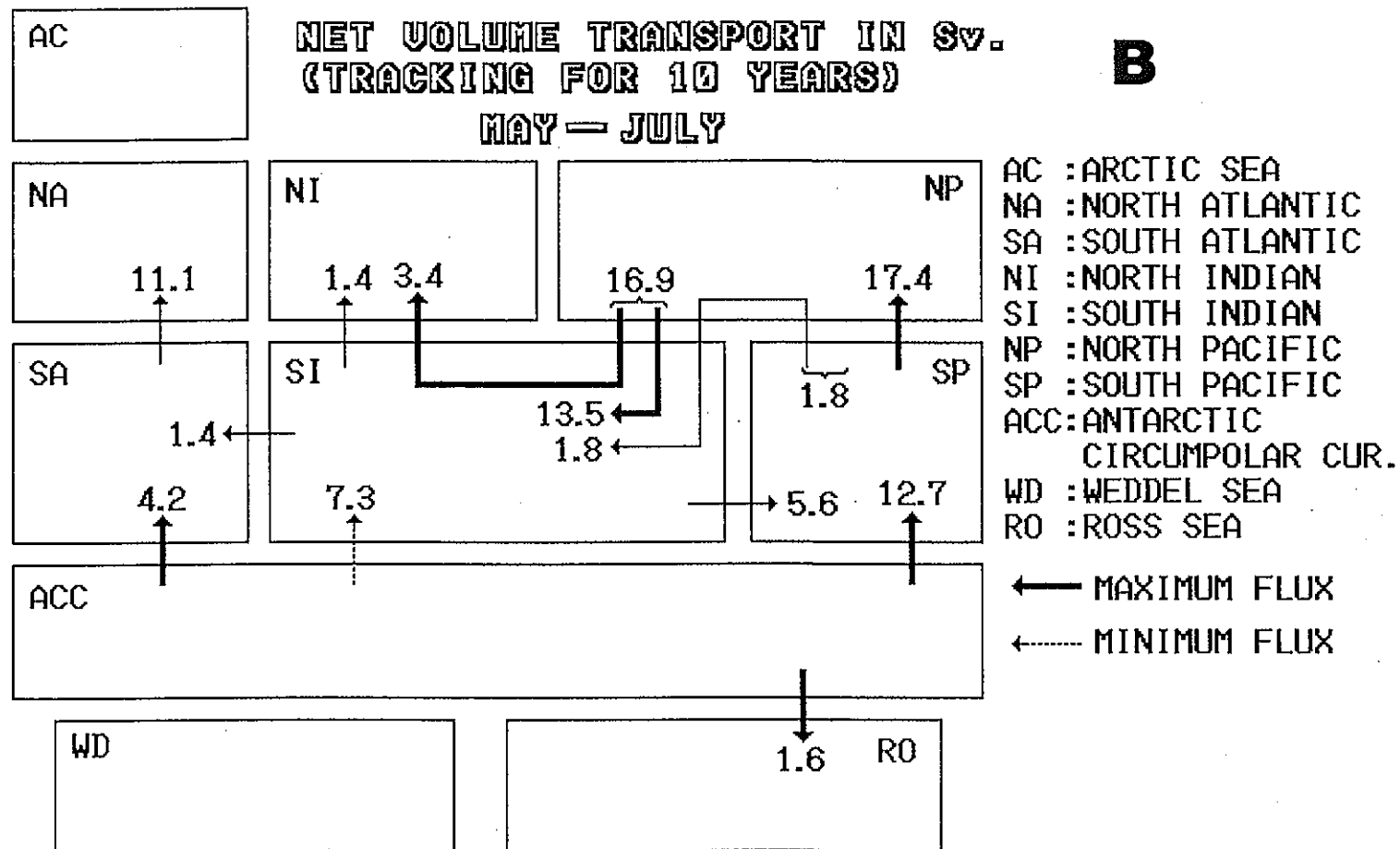


図3-12(B) : 海盆間の正味の輸送量の状況。数値はSv($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)
 6月期(北半球の春期)。

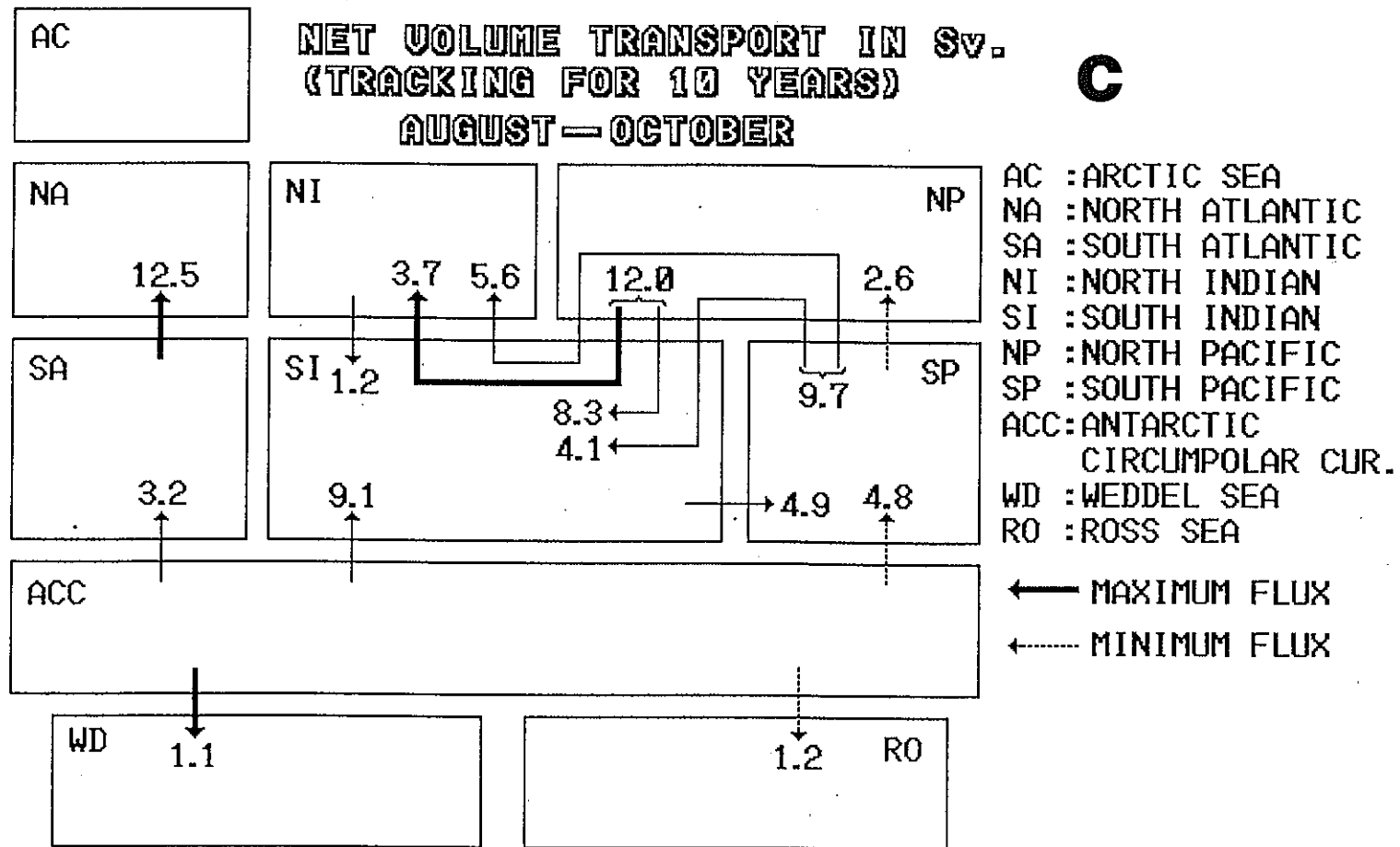


図3-12(C) : 海盆間の正味の輸送量の状況。数値はSv($10^6 m^3 s^{-1}$)
 9月期(北半球の夏期)。

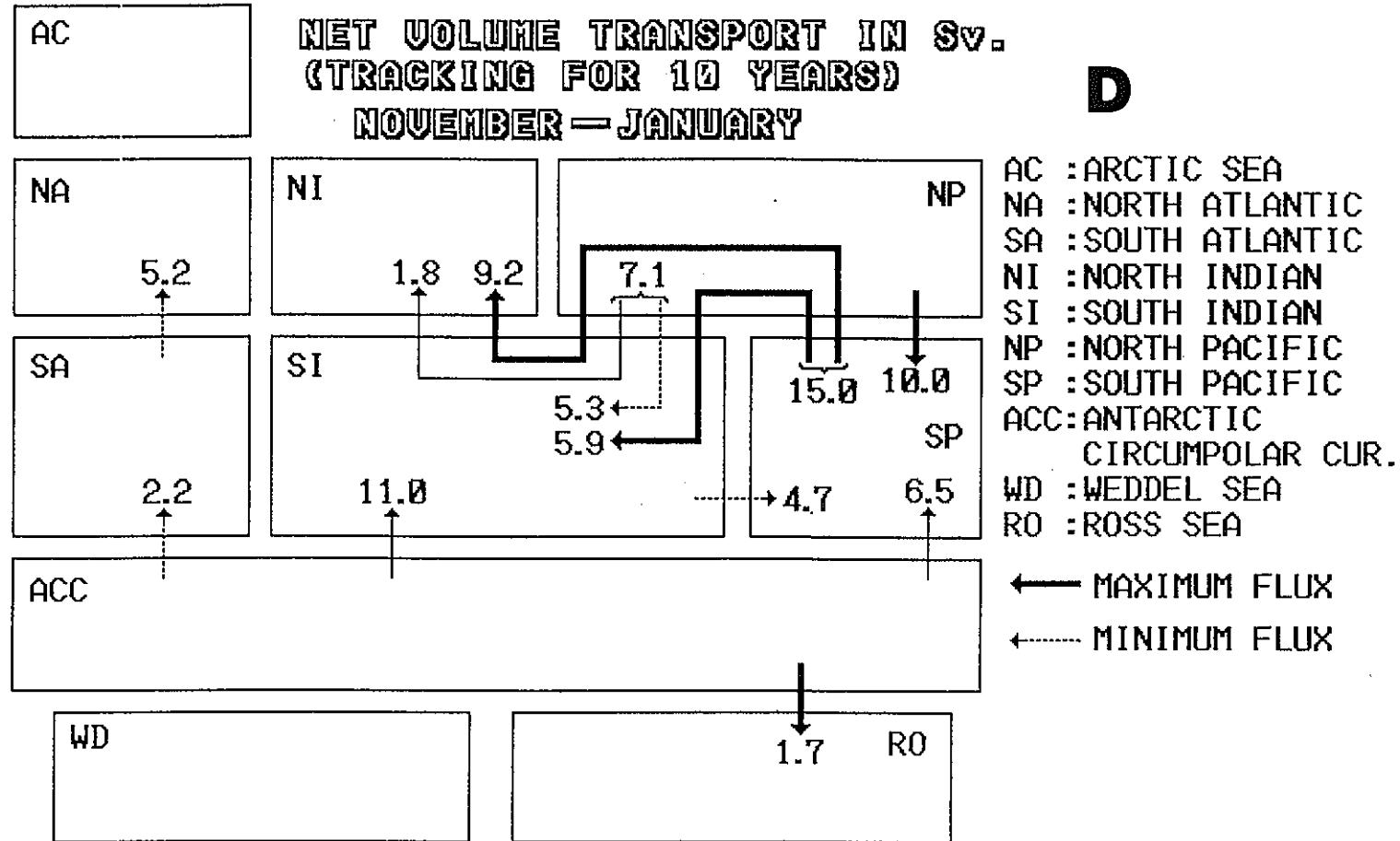


図3-12(D) : 海盆間の正味の輸送量の状況。数値はSv($10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
 12月期(北半球の秋期)。

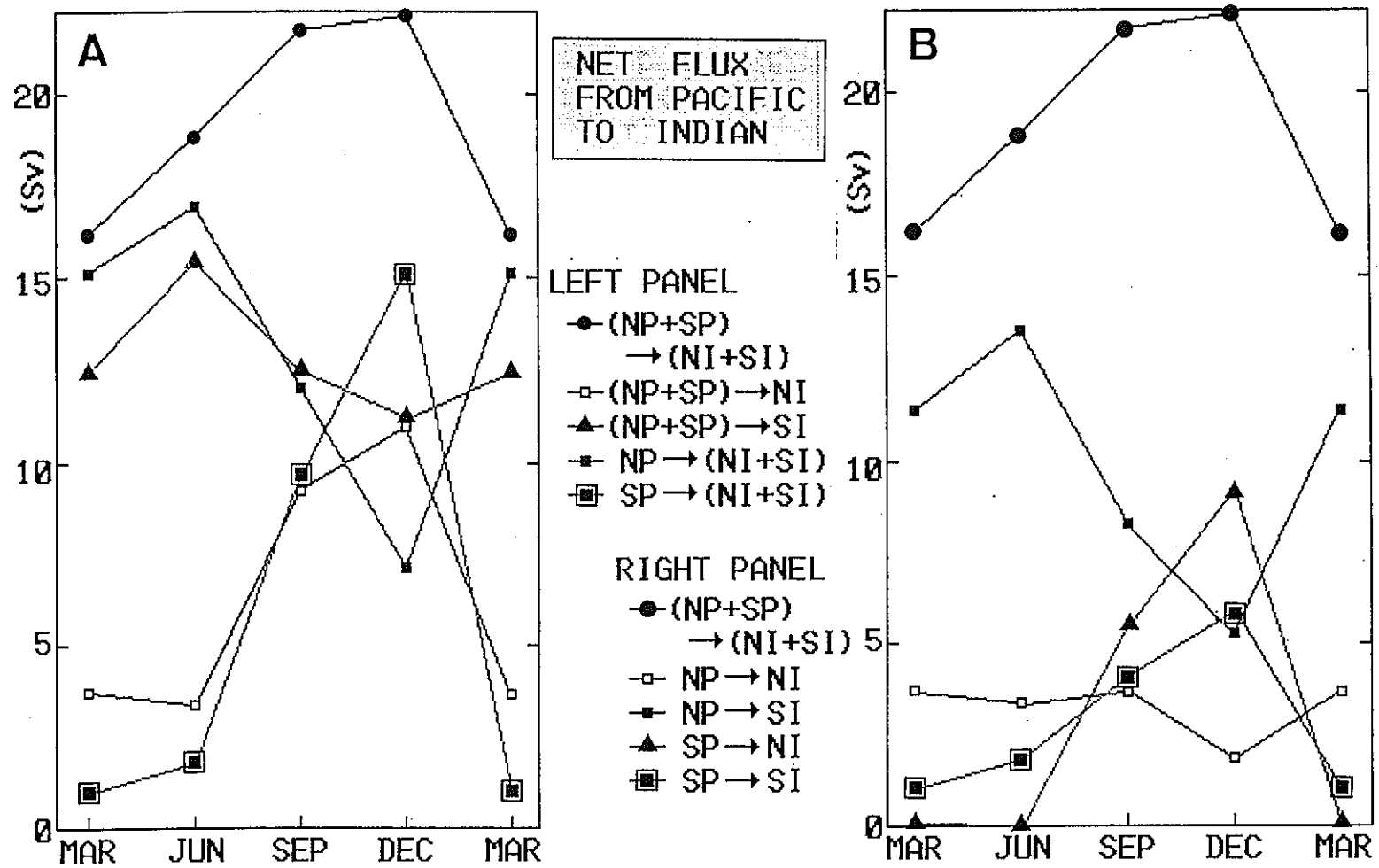


図3-13：太平洋とインド洋間の正味の輸送量の季節変化。

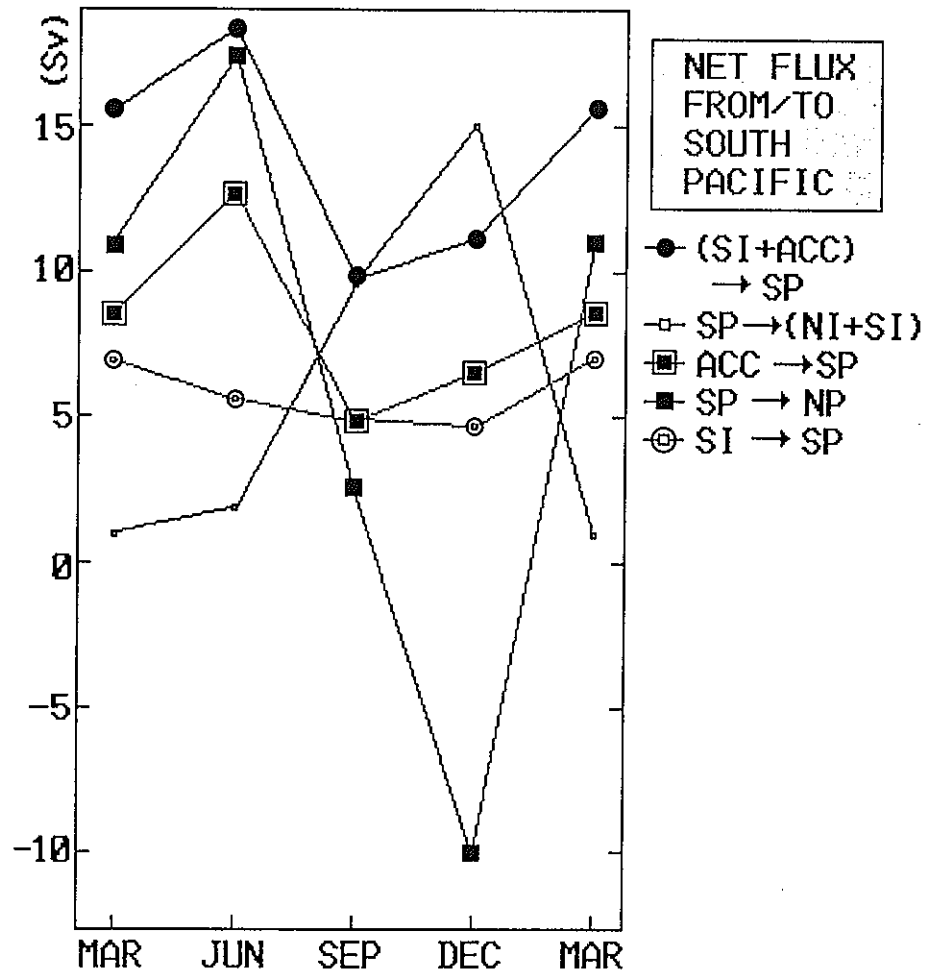


図3-14：南太平洋を中心とした正味の輸送量の季節変化。

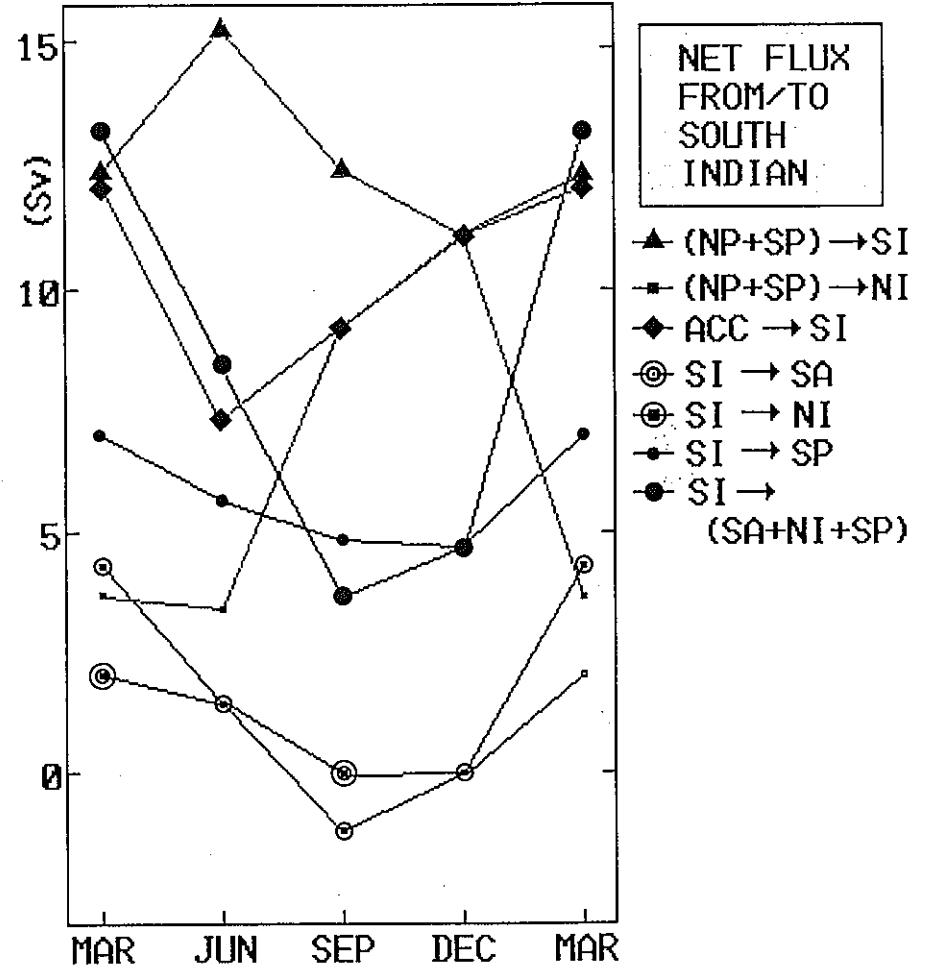


図3-15：南インド洋を中心とした正味の輸送量の季節変化。

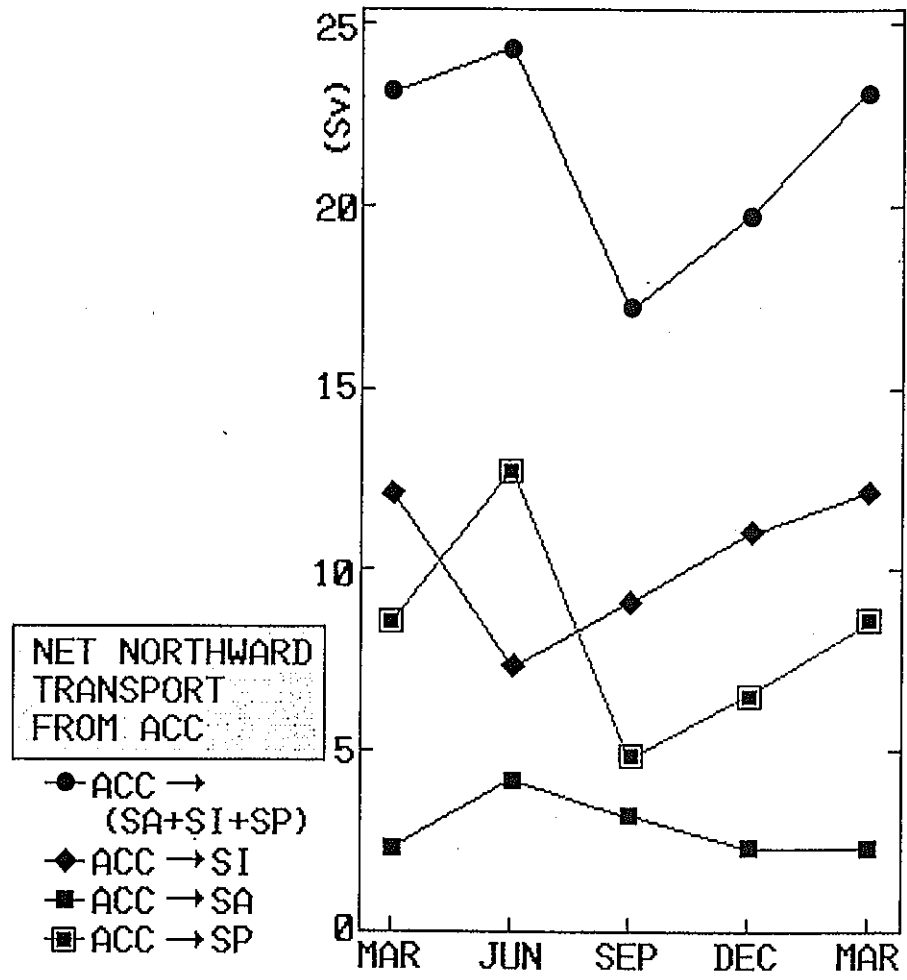


図3-16：南極周極流海域を中心とした正味の輸送量の季節変化。

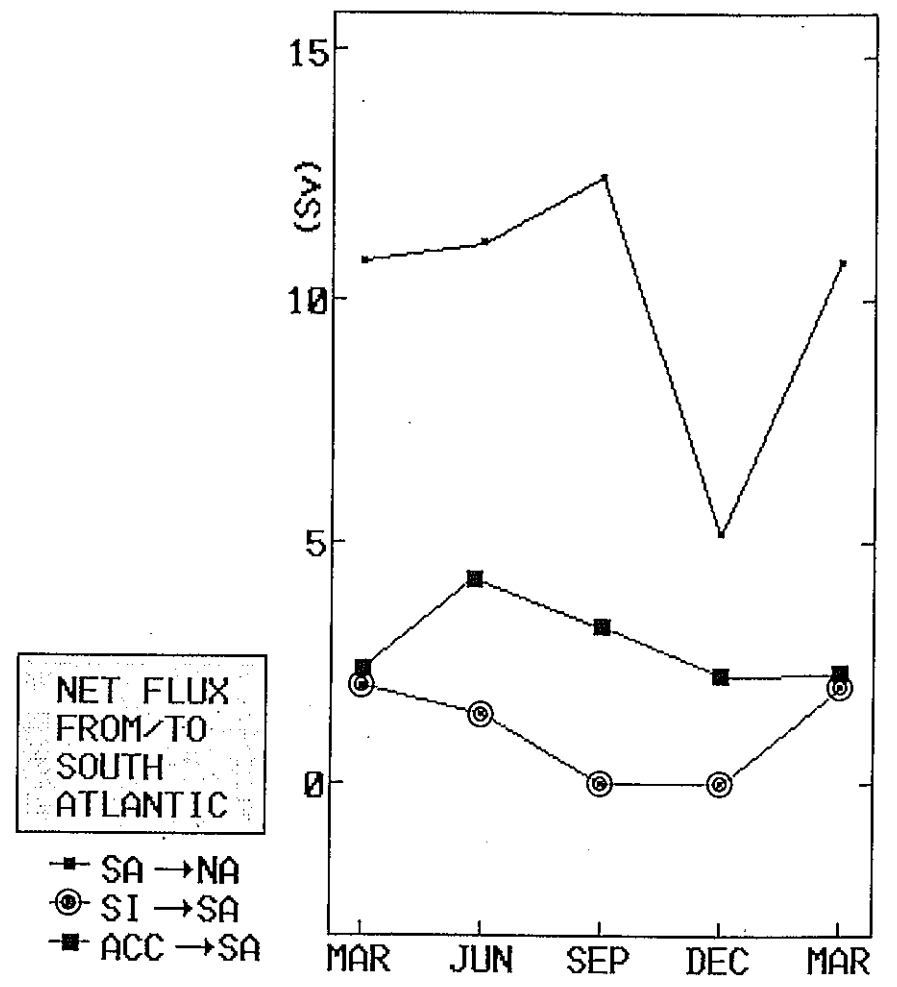


図3-17：南大西洋を中心とした正味の輸送量の季節変化。

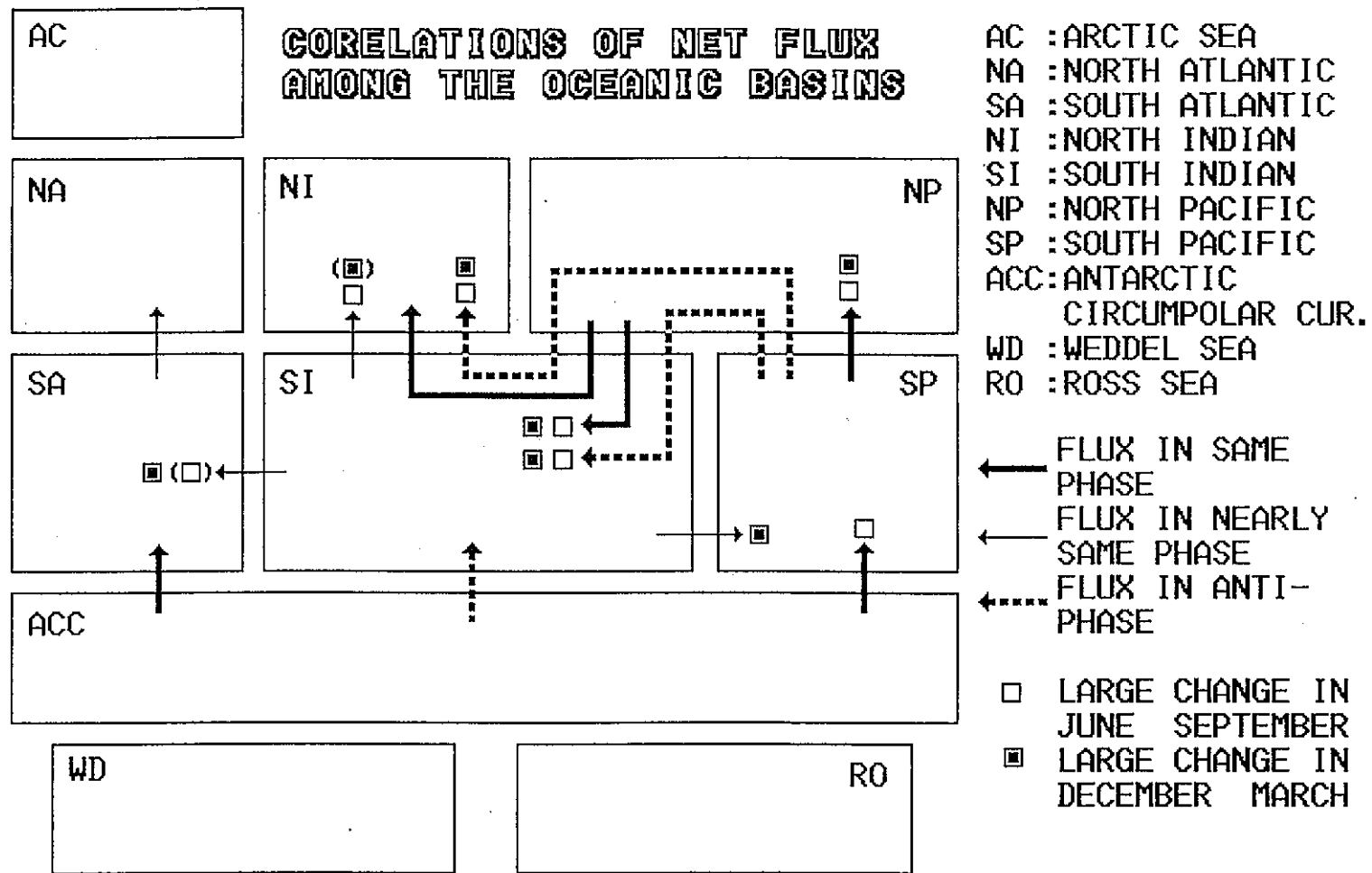


図3-18 : 海盆間の正味の輸送量の季節変化の相互関係。

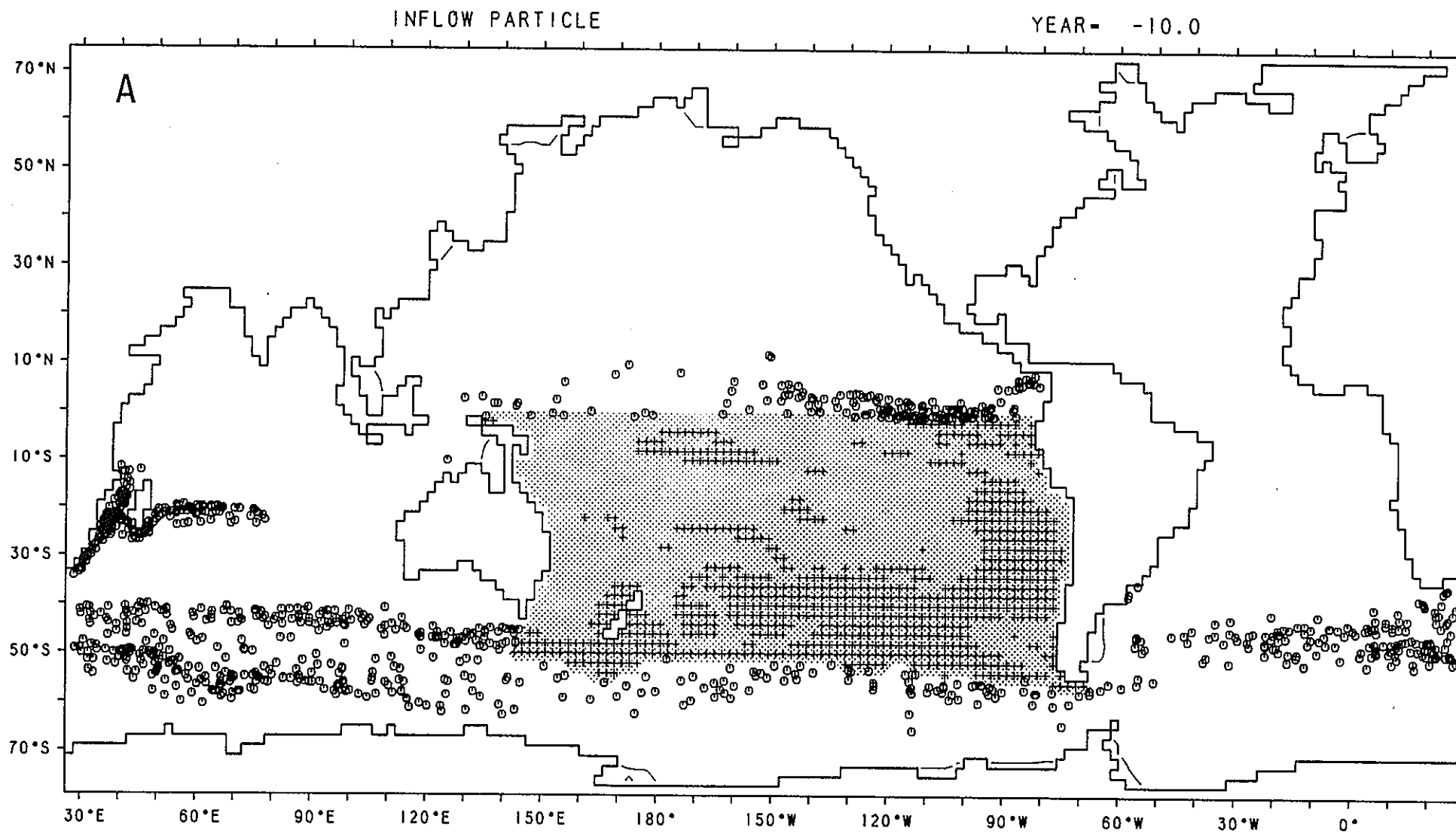


図3-19(A) : 南太平洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(6月期)。

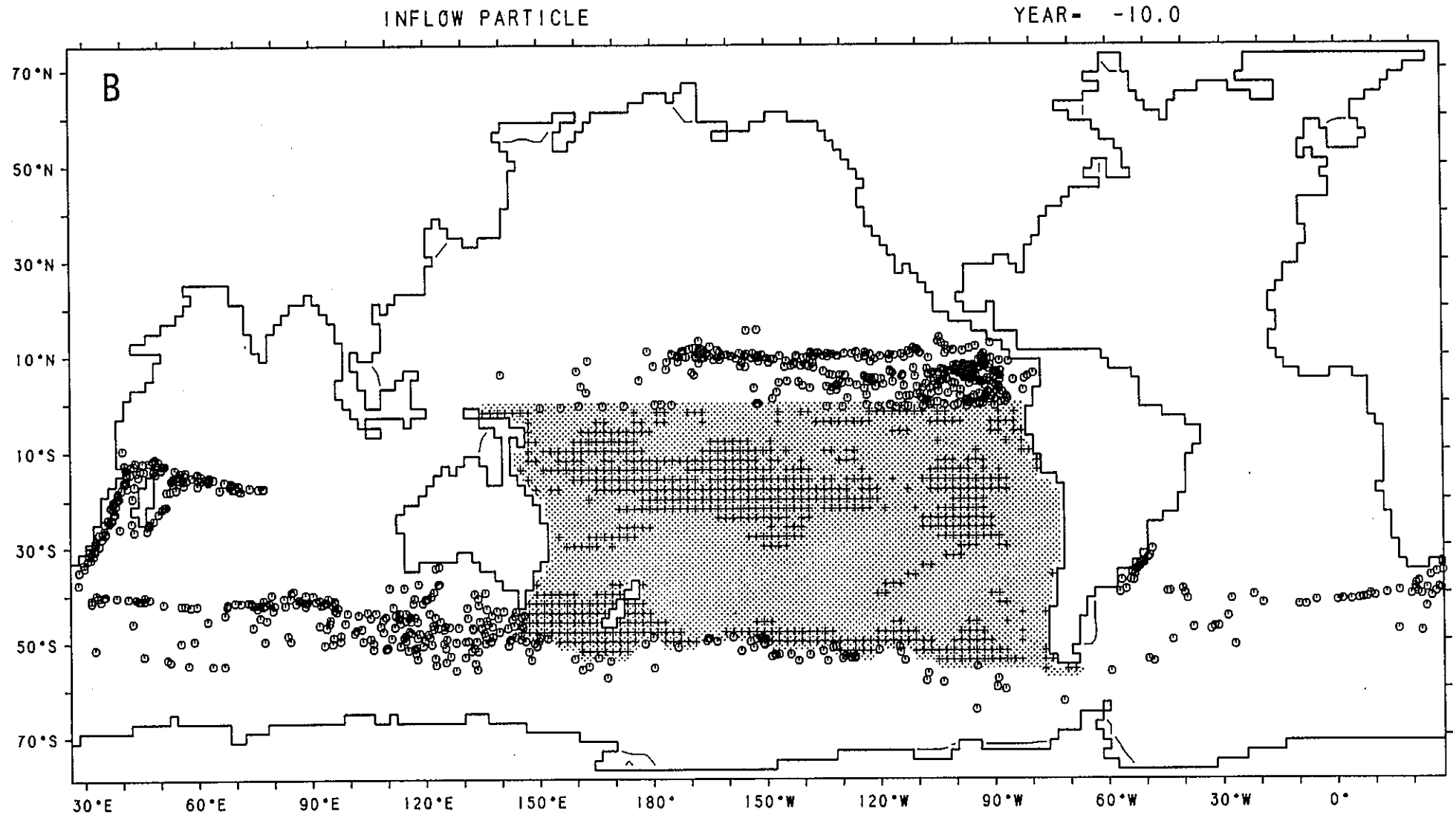


図3-19(B) : 南太平洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(9月期)。

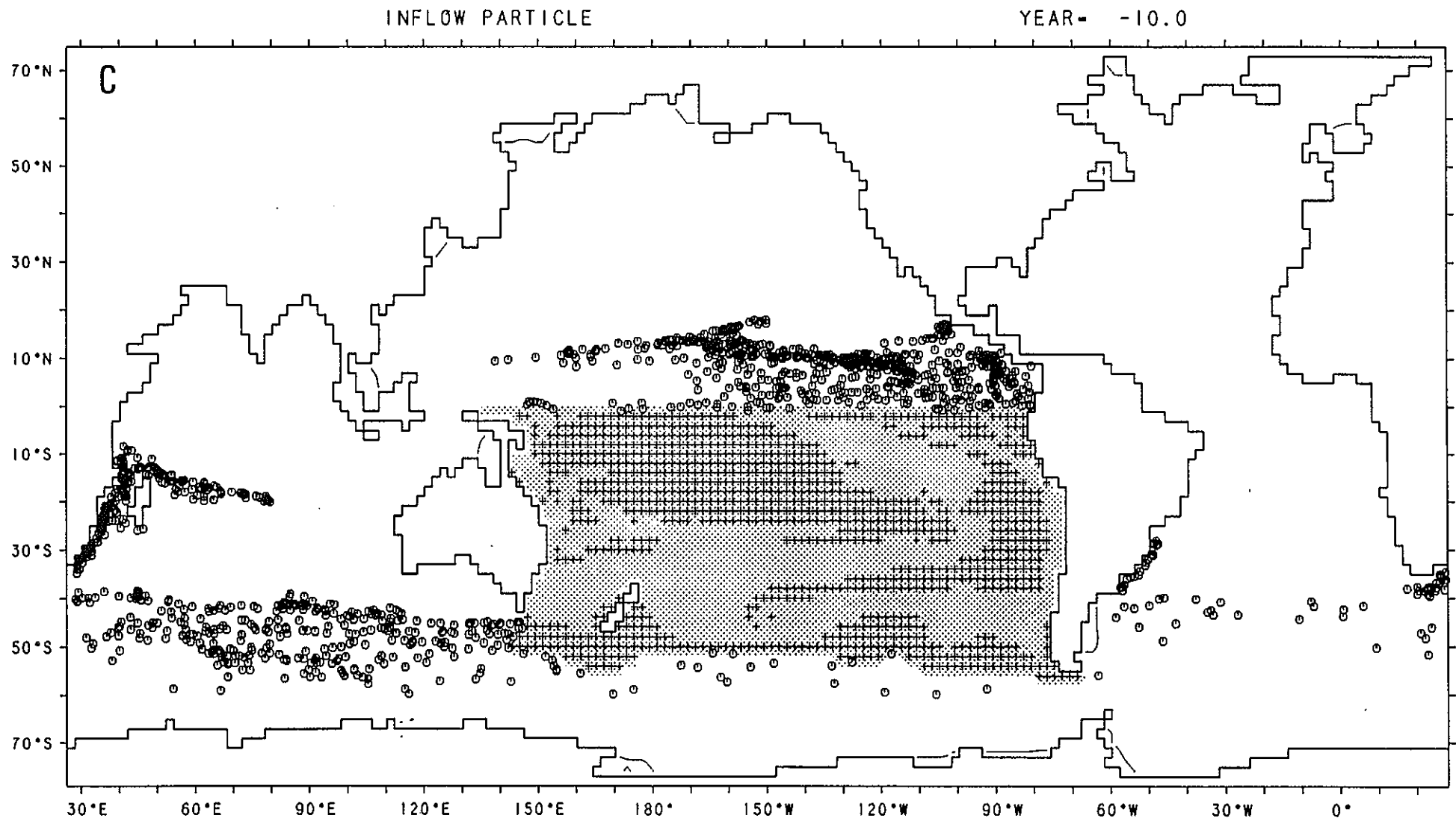


図3-19(C)：南太平洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(12月期)。

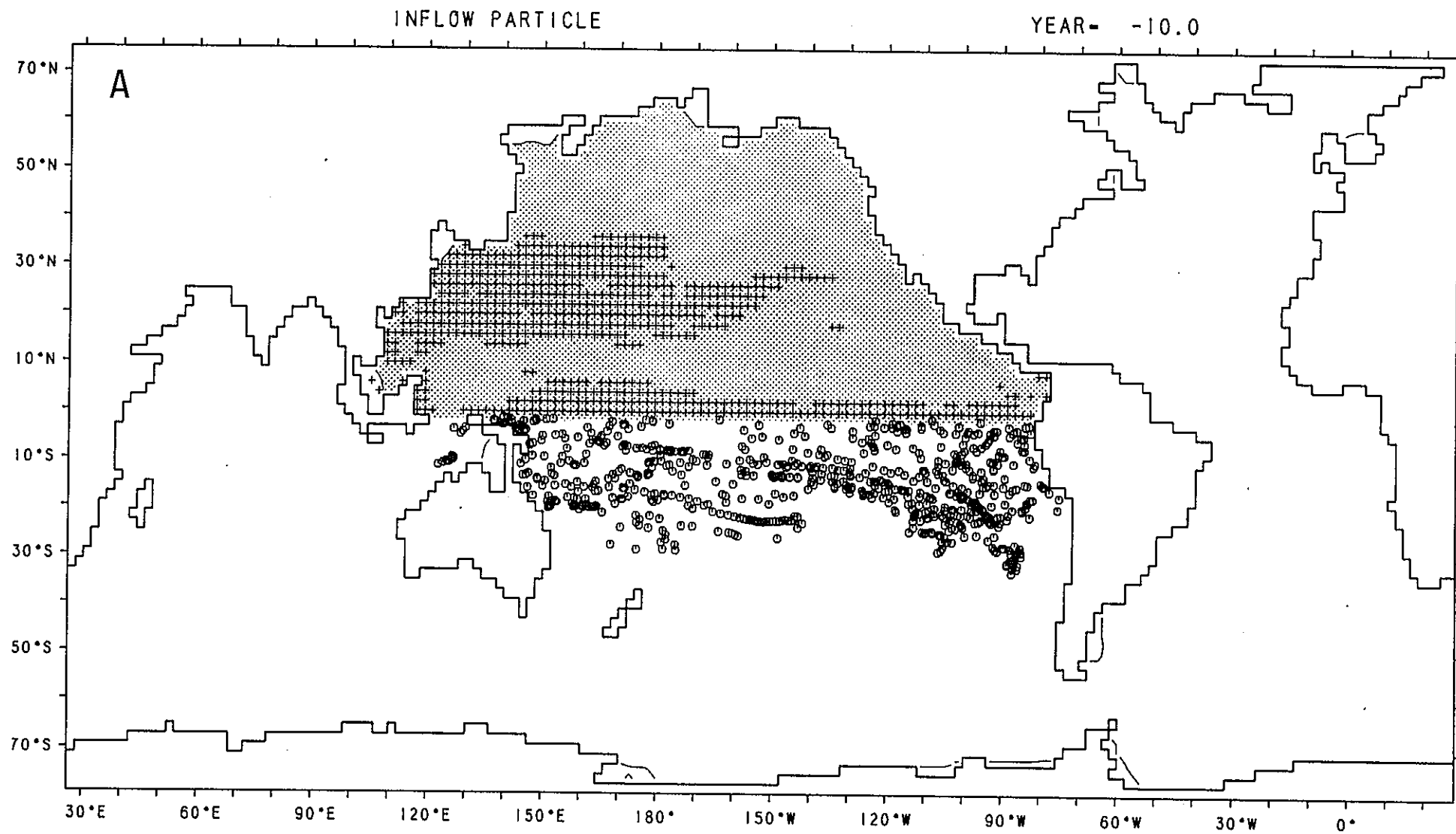


図3-20(A) : 北太平洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(6月期)。

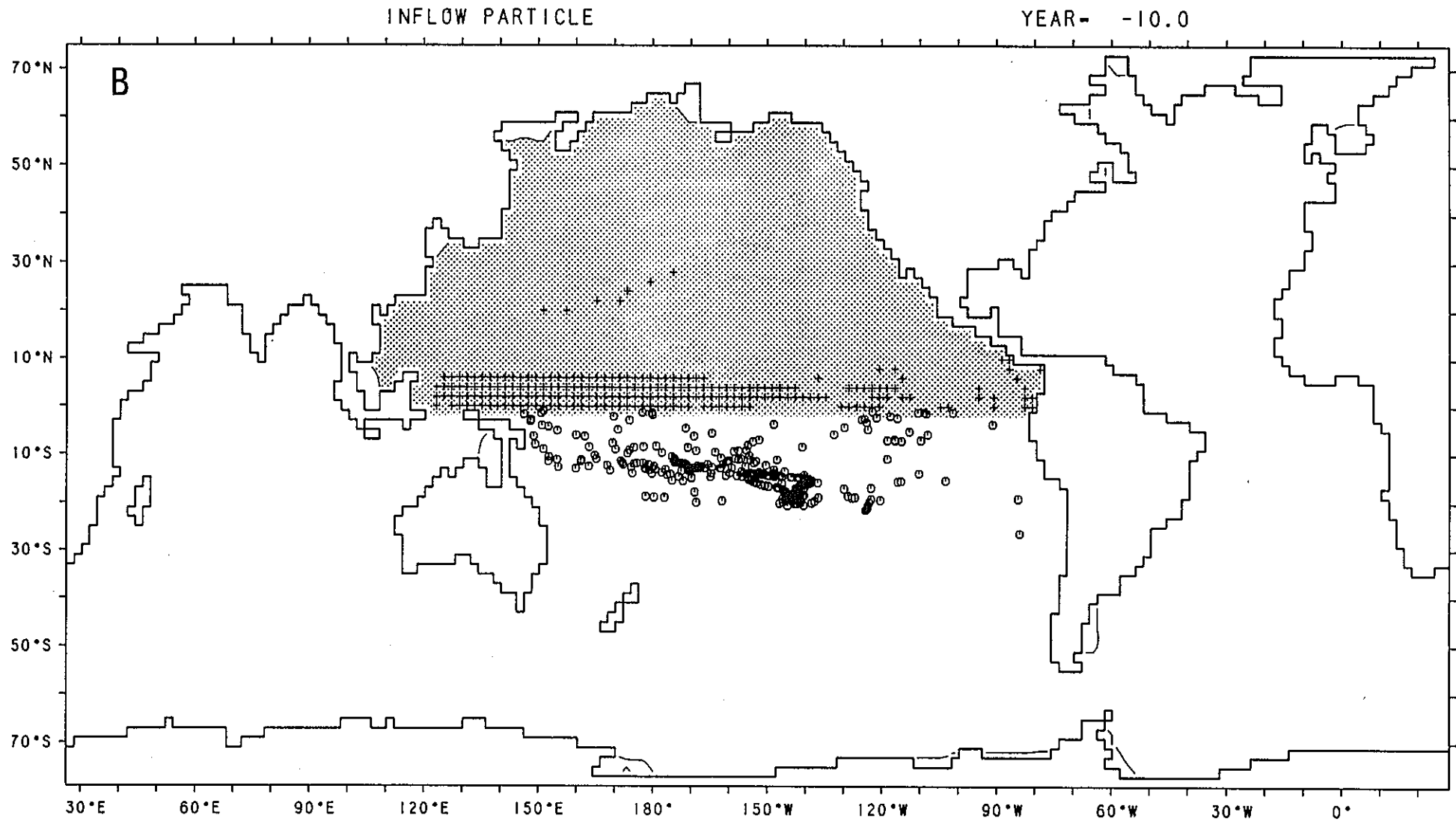


図3-20(B) : 北太平洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(12月期)。

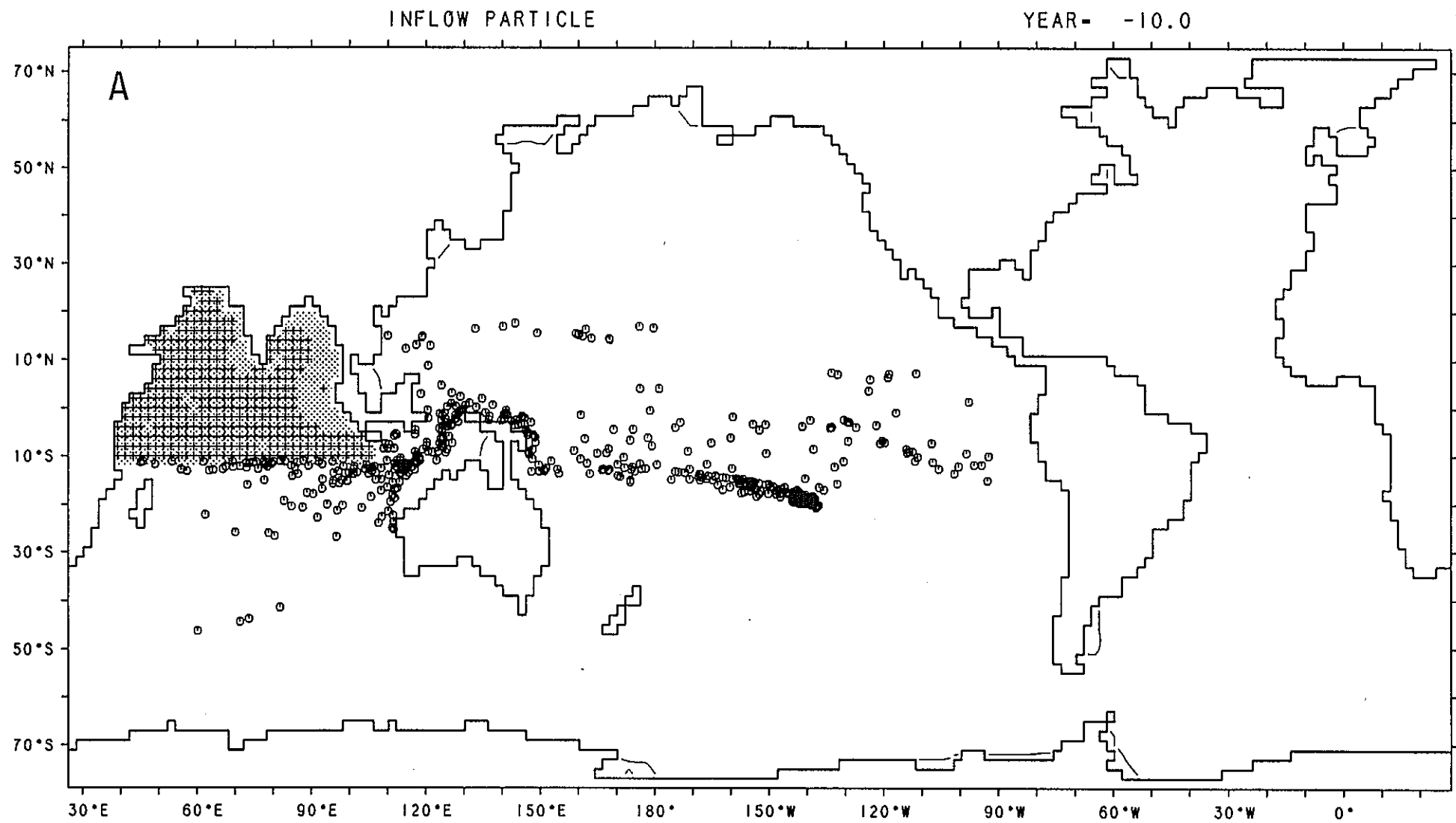


図3-21(A) : 北インド洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(12月期)。

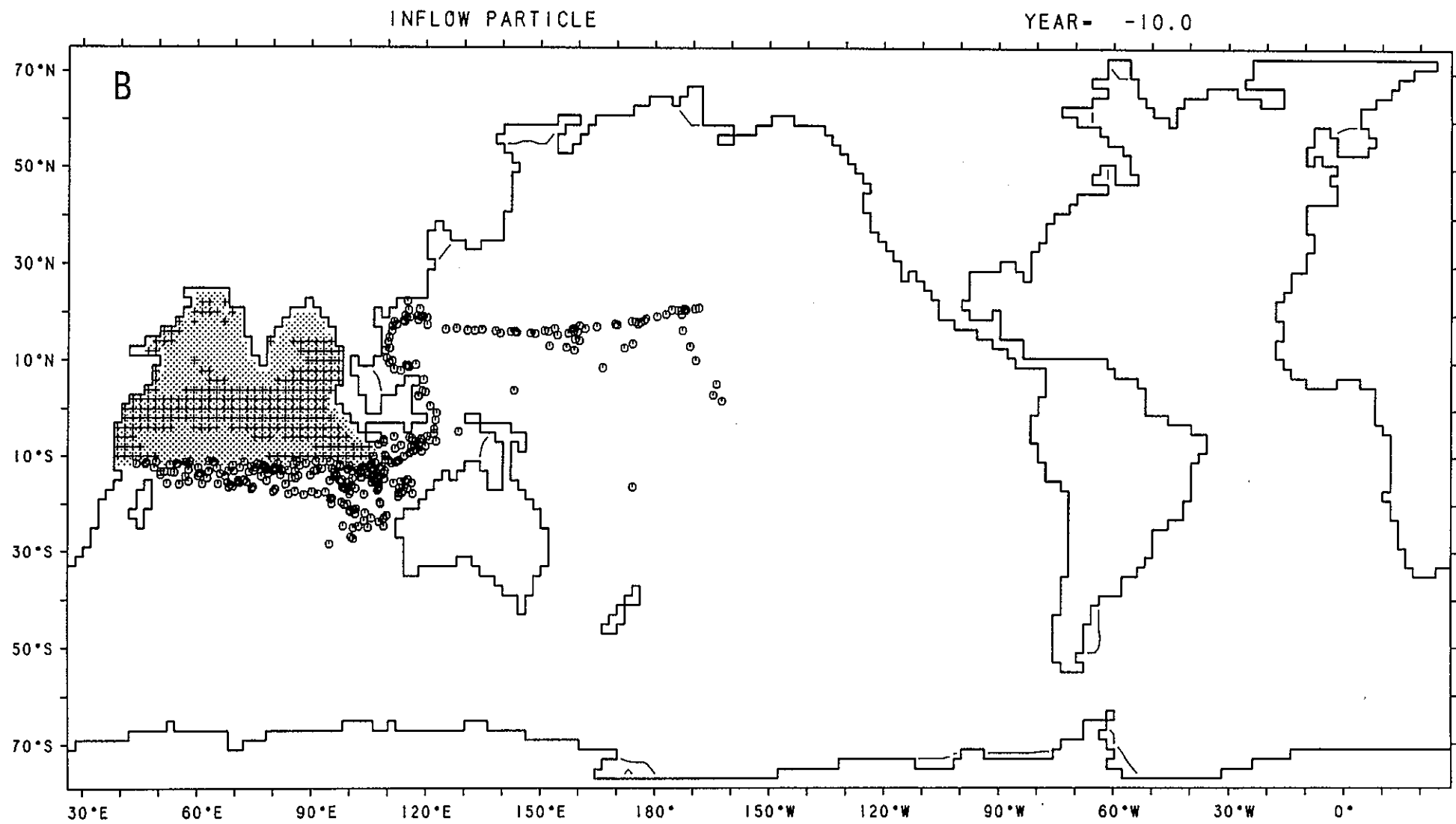


図3-21(B) : 北インド洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(3月期)。

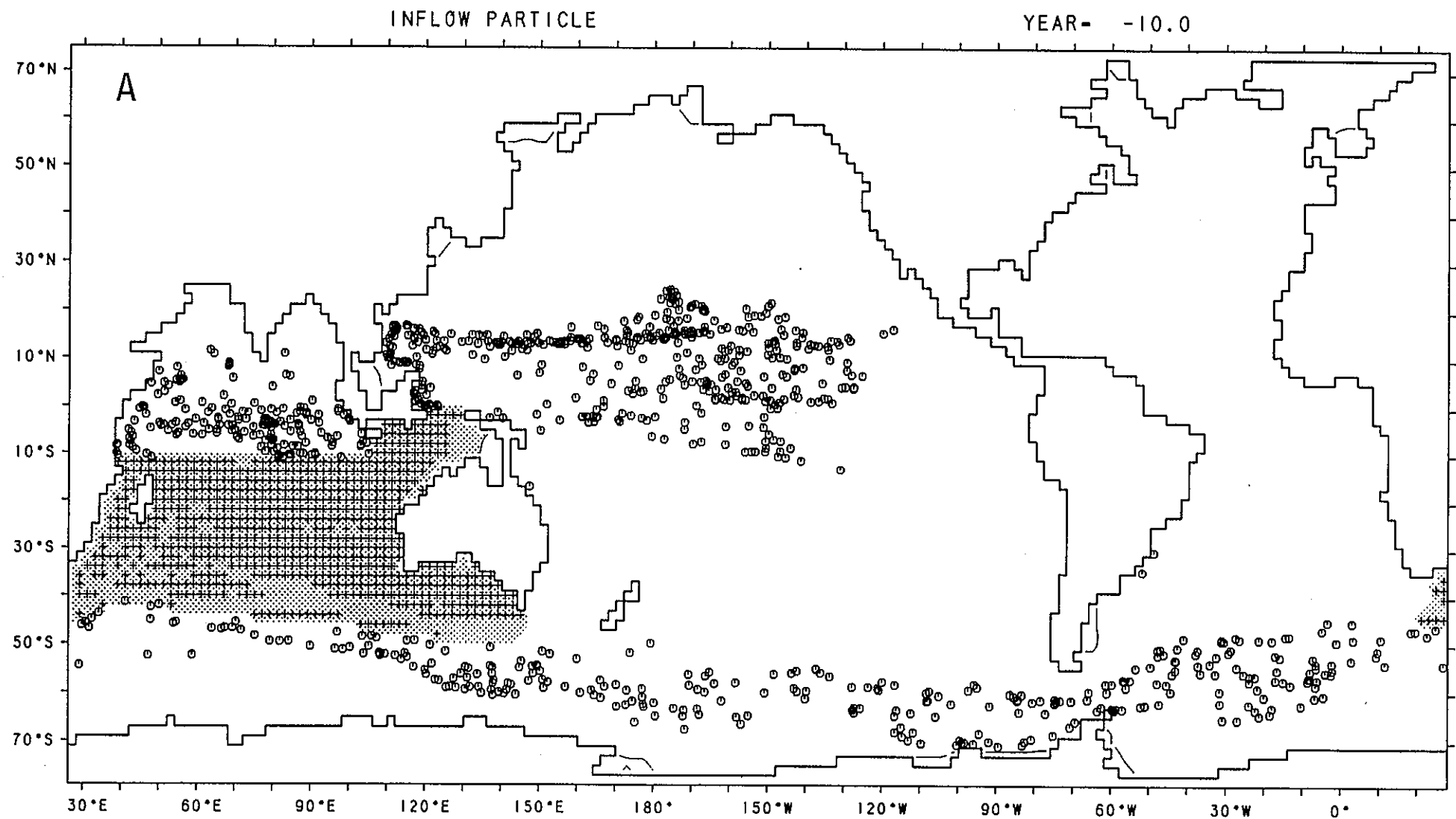


図3-22(A)：南インド洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(6月期)。

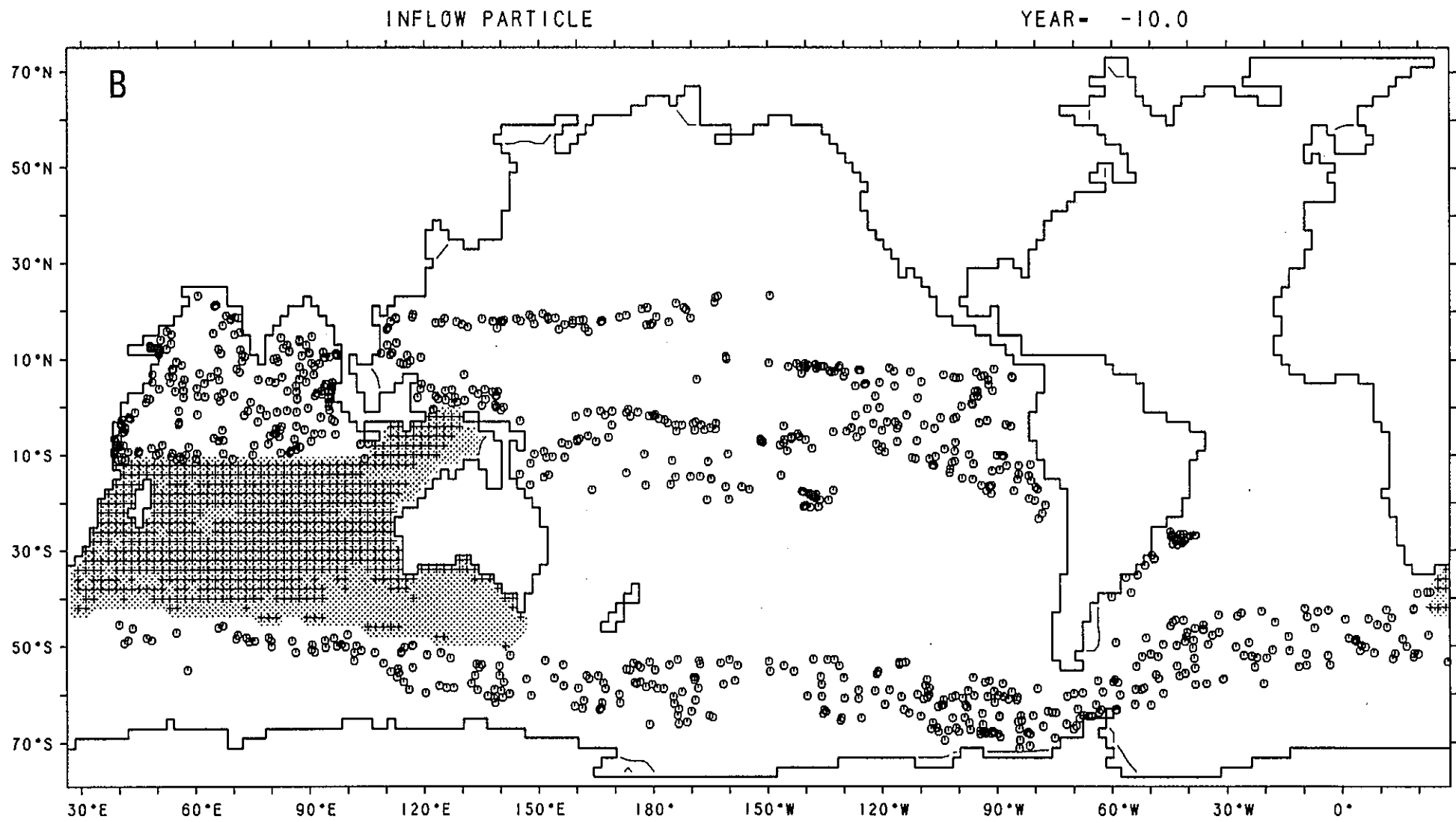


図3-22(B) : 南インド洋の表層に他海盆から流入する表層水の移動状況(12月期)。

3-3. 計算上の問題点及び今後の課題に関する事項

季節変化という時間スケールで、現実の海洋の密度場は時々刻々変化し、流動場もまたそれに応答して変動している。このような変動場を再現すると、流動場の季節変動は今回求めたようには大きくはないであろうし、粒子群の運動もまた異なった様相を示すであろう。これを実現するには、風場と密度場をスプライン関数を用いた補間によって、30分間隔の時系列データを作り、変動する流動場を求める必要がある。

Miyama et al. (1994)は、インドネシア多島海を通る太平洋とインド洋との海水交換についての季節変化を診断モデルで検討し、1月から粒子群を2年間追跡した結果を用いて、南太平洋の海水はインド洋へ入りにくいという結論を得た。流動場が時々刻々時間変動する場合には、粒子の移動は追跡を開始する初期時刻によって変化するという問題点を持っているから、例えば6月に追跡を始めると結果がどれだけ変わるかはよく分からないという問題があり、検討すべき点が残っている。今回試みた年平均流動場中での水塊解析もこのような変動場の中で行う必要がある。

引用文献

- Cox, M.D. (1984): A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Rep., No.1, GFDL/NOAA, Princeton Univ., 250 pp.
- Defant., A. (1961): Physical Oceanography. Vol.1, Pergamon Press, Oxford, pp.729.
- England, M.H., J.S. Godfrey, A.C.Hirst and M. Tomczak (1993): The mechanism for Antarctic Intermediate water renewal in a world ocean model. J. Phys. Oceanogr., 23, 1553-1560.
- Hellerman, S., and M. Rosenstein (1983): Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. J. Phys. Oceanogr., 13, 1093-1104.
- Imasato, N., T. Awaji and H. Kunishi (1980): Tidal exchange through Naruto, Akashi and Kitan Straits. J. Oceanogr. Soc. Japan, 36, 151-162.
- Miyama, T., T. Awaji, K. Akitomo and N. Imasato (1994): Study of seasonal transport variations in the Indonesian Seas. J. Geophys. Res., (to be submitted).
- Sarmiento, J.L., and K. Bryan (1982): An ocean transport model for the North Atlantic. J. Geophys. Res., 87, 394-408.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson, and R.H. Fleming (1942): The Oceans: Their Physics, Chemistry, and Biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1087 pp.
- Talley, L.D. and Y. Nagata (1991): Oyashio and mixed water regions as formation area of the North Pacific Intermediate water. Umi-to-Sora, 67(2), 65-74.
- Toggweiler, J.R., K. Dixon, and K. Bryan (1989): Simulations of radio-carbon in a coarse-resolution World Ocean model.1: Steady state prebomb distributions. J. Geophys. Res., 94, 8217-8242.